

**GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT  
ARBEITSTAGUNG  
2001**

---

**Geologische Karten 1:50.000**

Blatt ÖK 103/Kindberg und  
Blatt ÖK 104/Mürzzuschlag

**Grundlagenforschung  
Angewandte Geologie**

Neuberg an der Mürz  
3. – 7. September 2001

Redaktion  
Gerhard W. Mandl



Geologische Bundesanstalt

ISBN 3-85316-012-3

Wien, September 2001

Titelbild:  
Neuberger Motive  
Grafik: Gerhard W. Mandl

---

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.  
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger:  
Geologische Bundesanstalt im Rahmen der Teilrechtsfähigkeit,  
Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.  
Topographische Kartenausschnitte: © BEV-2001, vervielfältigt mit Genehmigung des BEV -  
Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen in Wien, ZI.40 894/2001

Für die Redaktion und Layout verantwortlich: Dr. Gerhard W. Mandl.  
Verlagsort: Wien.  
Herstellungsort: Wien.  
Satz: Geologische Bundesanstalt.  
Druck: Offsetschnelldruck Riegelnik, A-1080 Wien.

# INHALT

Vorwort des Direktors .....	6
-----------------------------	---

## BEITRÄGE

SCHNABEL, W.: Die Geologische Landesaufnahme Österreichs: Stand und Planung am Beginn des neuen Jahrhundert.....	9
--	---

### Kristallin und Grauwackenzone

NOWOTNY, A. & ROCKENSCHAUB, M.: Überblick über die kristallinen Anteile des Kartenblattes ÖK104 Mürzzuschlag, einschließlich der östlichen Grauwackenzone.....	17
SCHUSTER, K., BERKA, R., DRAGANITS, E., FRANK, W. & SCHUSTER, R.: Lithologien, Metamorphosegeschichte und tektonischer Bau der kristallinen Einheiten am Alpenostrand .....	29
PISTOTNIK, J.: Das zentralalpine Permo-Mesozoikum.....	57
LEIN, R.: Neue Daten zur Mitteltrias-Schichtfolge des Semmeringsystems .....	61
SCHÖNLAUB, H.-P. : Der Ostabschnitt der Grauwackenzone – ein Überblick .....	63

### Nördliche Kalkalpen

MANDL, G. W.: Die östlichen Kalkhochalpen - Stratigraphische Entwicklung und fazielle Differenzierung vom Perm bis in den Jura.....	71
MELLO, J.: Beispiele für fazielle Beziehungen zwischen Riff-, Hang- und Beckensedimenten in der Mitteltrias der Rax, der Schneealpe und der Veitschalpe .....	89
PIROS, O., PAVLIK, W., MOSER, M. & BRYDA, G.: Vorläufige Ergebnisse zur Kalkalpen-Stratigraphie der Alpenen Mitteltrias aus dem Hochschwabmassiv ( Mürzalpen-Decke, Steiermark) .....	95
WAGREICH, M. & SUMMESBERGER, H.: Ein lithostratigraphischer und biostratigraphischer Überblick über die Gosau-Gruppe des Kalkalpen-Südostrandes .....	105
LOBITZER, H., EGGER, H., HRADECKÁ, L., LELKES-FELVÁRI, Gy., OTTNER, F., SIEGL-FARKAS, Á., SVOBODOVÁ, M. & SVÁBENICKÁ, L. : Die Gosauvorkommen von Mooshuben und Krampen in den steirischen Mürzalpen.....	111
MANDL, G. W.: Zum tektonischen Bauplan der östlichen Kalkhochalpen.....	123
LEIN, R. & GAWLICK, H.-J.: Neue Grundlagen zur tektonischen Interngliederung der Mürzalpendecke auf der Basis von Conodont Colour Alteration Index (CAI)-Untersuchungen .....	132

### Neogen und Quartär

SACHSENHOFER, R. F. , KUHLEMANN, J., REISCHENBACHER D.: Das Miozän der östlichen Norischen Senke .....	135
MAGIERA, J.: Terraces of the Middle Mürz valley.....	147
DRESCHER-SCHNEIDER, R. & DRAXLER, I.: Das Hochmoor Capellarowiese (Stmk., Österreich) – Erste Ergebnisse zur Genese des Hochmoores und zur Waldgeschichte der Umgebung .....	153

### Rohstoffgeologie und Geophysik

WEISS, A.: Historische Bergbautätigkeit im Oberen Mürztal.....	164
WEBER, L.: Zur Rohstoff-Führung des Bereiches der Kartenblätter 103/ Kindberg und 104/Mürzzuschlag .....	174
MOSHAMMER, B.: Geochemische und weissmetrische Untersuchungen an Kalkmarmor-Vorkommen nördlich Mürzzuschlag (Unterostalpin, Steiermark) .....	183

HÜBL, G., OBERLERCHER, G., RÖMER, A. & SEIBERL, W.: Geophysikalische Untersuchungen im Raum zwischen Seebergsattel und Preiner Gscheid .....	196
LENHARDT, W. A.: Rezente Krustendynamik in der Steiermark .....	198
SCHNEIDER, M., SCHOLGER, R. & LEIN R.: Paläomagnetische Ergebnisse aus den östlichen Kalkhochalpen .....	202

### Hydro- und Ingenieurgeologie

DECKER, K. & REITER, F.: Strukturgeologische Methoden zur Charakterisierung von Karstgrundwasserwegen im Hochschwabmassiv .....	206
KUSCHNIG, G.: Das Karstforschungsprogramm der Stadt Wien .....	213
BRYDA, G.: Geologische Kartierung im Hochschwabgebiet – Entscheidungshilfe zur Abgrenzung von Quelleinzugsgebieten .....	220
BLÖSCHL, G., KIRNBAUER, R., JANSKA, J., KRAUS, K., KUSCHNIG, G. & GUTKNECHT, D.: Hydrologische Simulation des Schnee-Wasser-Äquivalents im Einzugsbereich der I. Wiener Hochquellenwasserleitung .....	232
THOMAS DIRNBÖCK, TH. & GRABHERR, G.: Hydrologische Bewertung von Vegetation und Boden im Einzugsgebiet der Kaiserbrunnquelle (Schneeberg/Niederösterreich) .....	241
GRATZER, R., SAUER, R., SCHMID, CH., SCHÖN, J. & WESSELY, G.: Das geothermale Potential am Kalkalpen-Südostrand. Erfahrungen aus den Bohrungen Payerbach TH1 und Aflenz TH1 .....	248
RIEDMÜLLER, G.: Erkundungsstrategien für die Planung des Semmering-Basistunnels .....	268
REICHL, P. & DOMBERGER, G.: S6 Semmering Schnellstraße-Scheiteltunnel. Hydrogeologische Prognose und Dokumentation des Erkundungstollens .....	275

---

### POSTER-KURZFASSUNGEN

BELOCKY, R. & GRÖSEL, K.: Infrarotspektrometrie in den Erdwissenschaften: Anwendungsbeispiele Boden- und Flugzeuggestützter Verfahren .....	287
FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I., SZÉKELY, B.: The Dachstein paleosurface and the Augenstein formation in the Northern Calcareous Alps - a mosaicstone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps .....	289
KRIEGL, CH., HEISS, H.P. & GOLDBRUNNER, J.: Hydrogeologie der Karbonatgesteine des Semmeringmesozoikum zwischen Fuschtgraben und Veitschtal .....	291
KUHLEMANN, J., TAUBALD, H., DUNKL, I. & FRISCH, W.: Geochemistry of red clays in the Eastern Alps: Remnants of late Miocene soils? .....	293
LUKENEDER, A.: Stratigraphical investigations of two different facies (Maiolica vs. Schrambach facies; Northern Calcareous Alps) .....	294
MAGIERA, J.: Quartäre Sedimente auf GÖK Blättern 103 (Kindberg) und 104 (Mürzzuschlag) .....	295
PAVUZA, R.: Karstverbreitungs- und Karstgefährdungskarte „Östliche Kalkhochalpen“ .....	297
STADLER, H. & STROBL, E.: Hydrogeologische Untersuchungen Hochschwab .....	298
WINKLER, G.: Hydrogeologische Bedeutung von tiefreichenden Massenbewegungen am Beispiel Kampalpe - Kerschbaumkogel / Fröschnitztal .....	300

## **EXKURSIONEN**

### **Exkursion 1**

Dienstag, 4. 9. 2001

Neuberg – Mürztal – Frein .....305

Thema: Kalkalpine Schichtfolgen im Mürztal zwischen Krampen und Frein

### **Exkursion 2**

Mittwoch, 5. 9. 2001

Schneealpe .....315

Thema: Kalkalpine Schichtfolgen der Rauhenstein-Deckscholle und der Mürzalpendecke im Bereich des Schneealpen-Plateaus

Exkursion 2 A (Alternativroute bei Schlechtwetter):

Neuberg – Mürztal – Halltal – Gußwerk – Aschbach – Niederalpl .....329

Thema: Kalkalpine Schichtfolgen im Raum Mürztal, Gußwerk, Niederalpl

### **Exkursion 3**

Donnerstag, 6. 9. 2001

Neuberg – Preiner Gscheid – Semmeringgebiet .....333

Thema: Grauwackenzone, Permotrias-Metasedimente und Kristallin des Semmeringgebietes

### **Exkursion 4**

Freitag, 7. 9. 2001

Neuberg – Preiner Gscheid – Schwarzatal .....341

Thema: Kalkalpine Schichtfolgen Schwarzatal zwischen Hirschwand und Naßwald; Einzugsgebiete der I. Wiener Hochquellenleitung

**Verzeichnis der Autoren** .....349

## Vorwort

Von den 213 Kartenblättern über das österreichische Bundesgebiet kommt dem Blatt 104 Mürzzuschlag in Bezug auf die Geologie eine besondere Bedeutung zu. Auf der einen Seite sind es Grundlagen-bezogene Themen wie die Unter- bis Oberostalpine Gesteinsgesellschaft aus Kristallin, Grauwackenzone und Kalkalpen, die kaum anderswo derart klar einen Einblick in die tektonische Gliederung der Ostalpen ermöglichen, auf der anderen Seite angewandt-geologische Aspekte, wie rohstoffgeologische und ingenieurgeologische Fragestellungen im Zusammenhang mit den reichen Wasserressourcen der östlichen Kalkalpen, mit Massenrohstoffen, alten Bergbauen oder die Lokalisierung von Massenbewegungen bis hin zu rezenter Krustendynamik an der Mur-Mürz-Furche und die aktuelle Frage des Baus neuer Verkehrsverbindungen zwischen der Ostregion und dem südöstlichen Österreich.

Für die Geologische Bundesanstalt war es ein großes Anliegen, nach dem Erscheinen der geologischen Kartenblätter 75 Puchberg am Schneeberg (1991) und 105 Neunkirchen (1992) die Herausgabe der im Südwesten anschließenden Kartenblätter zu forcieren. Als erstes liegt nun die Geologische Karte von Mürzzuschlag vor, auf dessen westlichem Kartenblattrand der Ort der diesjährigen Arbeitstagung, Neuberg an der Mürz, liegt. Weit fortgeschritten sind auch die geologischen Aufnahmen am Nachbarblatt Kindberg, das deshalb in das Exkursionsprogramm aufgenommen wurde.

Der bisherigen Gepflogenheit folgend, sind als Einstimmung zu vier Exkursionen zwei Vortragsreihen angesetzt, die einen kurzen Überblick über verschiedene, die beiden Kartenblätter betreffende geowissenschaftliche Themen bieten. Allen Vortragenden sei herzlich für ihre Bereitschaft gedankt, Beiträge in mündlicher Form oder schriftlich im Tagungsband zu präsentieren. Dazu kommen verschiedene Beiträge im Exkursionsführer, die von den lokalen Bearbeitern verfasst wurden.

Allen MitarbeiterInnen und Kollegen, die am Zustandekommen und der Durchführung dieser Arbeitstagung mitwirkten, dankt die Direktion, insbesondere Herrn Dr. Gerhard W. Mandl, der die Hauptlast der Organisation trug. Wir sind überzeugt, dass die diesjährige Arbeitstagung an den vollen Erfolg vergangener Veranstaltungen dieser Art anschließen wird.

HR Prof. Dr. Hans P. Schönlaub

Direktor

## BEITRÄGE

---

# POSTER - KURZFASSUNGEN

---

## EXKURSIONEN

---



## DIE GEOLOGISCHE LANDESAUFNAHME ÖSTERREICHS: STAND UND PLANUNG AM BEGINN DES NEUEN JAHRHUNDERTS

Wolfgang SCHNABEL

### Abriss zur Geschichte

Österreich gehörte zu den ersten Staaten der Welt, die eine systematische geologische Landesaufnahme betrieben. Mit dem ersten flächendeckenden geologischen Kartenwerk des Österreichischen Kaiserstaates im Maßstab 1:144.000, das bereits 1867 nach einer Bearbeitungszeit von nur 16 Jahren in Manuskripten abgeschlossen war und in einer Übersichtskarte 1:576.000 erschien, hat die K.K. Geologische Reichsanstalt Pionierarbeit geleistet. Kartiert wurde im Maßstab 1:28.800 und diese Karten zählen zu den Schätzen des Archives der heutigen Geologischen Bundesanstalt. Zusammen mit ihren Vorläufern, den Produkten des Montanistischen Museums und anderer Vereine in den Kronländern können wir diese Periode als die der „*Ersten Geologischen Landesaufnahme*“ bezeichnen.

Abhängig von der Entwicklung der topographischen Landesaufnahme wurde ab dieser Zeit als erstes geologisches Spezialkartenwerk die Geologische Spezialkarte 1:75.000 in Auflagedrucken herausgegeben, welches über die erste Republik hinaus – und fallweise sogar bis 1954 – das geologische Standardwerk Österreichs blieb. Von nicht erschienen Blättern gibt es flächendeckend handkolorierte Manuskripte. Wir können diese Periode als die „*Zweite Geologische Landesaufnahme*“ bezeichnen.

In einer Übergangsperiode, verursacht durch die Wirren des zweiten Weltkrieges und die lange Ausgabezeit der zeitgemäßen topographischen Spezialkarte 1:50.000, wurden trotz intensiver geologischer Aufnahmen bis etwa 1977 geologische Karten in uneinheitlicher Form, meist als Gebietskarten, ausgegeben. Durch die in diesem Zeitraum entwickelten neuen Methoden der Mikropaläontologie, Sedimentologie und Petrologie und deren Anwendung bei der Kartierung sind sie aber von hohem wissenschaftlichen Wert und in vielen Gebieten noch immer eine Stütze geologischer Information.

Die systematische Ausgabe des geologischen Kartenwerkes 1:50.000 in Auflagedrucken erfolgt ab 1977. Von dieser „*Dritten Geologischen Landesaufnahme*“, die noch andauert, sind bisher rund 90 Karten erschienen, das entspricht 45 % des Kartenwerkes, bedeckt aber weit mehr als 50 % des Staatsgebietes

### Die Gegenwart

#### Die Spezialkarte 1:50.000:

Mit dem ständig sich erweiternden Kreis der Anwender steigen die Anforderungen an den Karteninhalt. Immer wichtiger wird die Berücksichtigung von Georisiken und damit die Beachtung quartärer Phänomene. Kartiert wird in der Regel auf Karten im Maßstab 1:10.000. Aus diesen entsteht die Manuskriptkarte 1:25.000, deren Inhalt auf Grund der heute möglichen Techniken meist ungekürzt oder mit nur wenigen Vereinfachungen in den Auflagedruck im Maßstab 1:50.000 übernommen werden kann.

In dem Bestreben, nicht nur inhaltlich, sondern auch technisch dem neuesten Stand zu entsprechen, wird die Karte seit etwa 10 Jahren digital bearbeitet, wobei die GBA Pionierarbeit

geleistet hat. Es ist an dieser Stelle besonders unseres leider so früh verstorbenen Kollegen und Freundes Günter Pascher zu gedenken, der diese Entwicklung initiiert hat. Derzeit sind rund 30 % des Bundesgebietes in digitaler Form gespeichert, rund 20 % liegen analog vor, auf 10 Kartenblättern ist die Feldarbeit abgeschlossen und auf 30 ist sie im Gang. Der Stand der Landesaufnahme kann aus Abb. 1 ersehen werden.

Die fortschreitenden Technologisierung aller Arbeitsbehelfe verändert gerade jetzt auch die lange Zeit fast unverändert vollzogene Arbeitsweise im Gelände, indem ein GPS-Gerät sehr bald zur Standardausrüstung gehören und die Datenübermittlung schrittweise automatisiert werden wird.

Durch diese stürmische Entwicklung wird die Kartierung intensiviert, die Karteninhalte immer detaillierter und die erfassten Kriterien umfangreicher. Die bisher vorrangig wissenschaftliche Ausrichtung wird erweitert. Die Darstellung aller Sachverhalte ist nicht mehr nur auf einer Karte möglich, sondern bedarf eines geologischen Informationssystems, für das eine geologische Basiskarte allerdings die Grundlage sein wird.

Die Digitalisierung und Speicherung in einem Informationssystem (GIS) bedeutet eine Revolution in der Präsentation der geologischen Karte. Sie kann als der Übergang von der über einen längeren Zeitraum hin „stationären“ Darstellungsweise hin zu einer „dynamischen“ umrissen werden. Ermöglicht wird die Präsentation „maßgeschneiderter“ Karten für den individuellen Gebrauch durch weitgehende Maßstabs- und Gebietsunabhängigkeit, das Herausheben inhaltlicher Schwerpunkte, aber auch eine laufende regionale Nachführung entsprechend dem sich ständig erweiternden Kenntnisstand.

Alle diese Möglichkeiten entheben die GBA nicht der Aufgabe, weiterhin ein Kartenwerk mit standardisierter inhaltlicher Struktur als geologische „Basiskarte“ anzubieten. Dafür erarbeitet die GBA derzeit eine Generallegende für die Rahmenmaßstäbe 1:50.000 (Geologische Spezialkarte) und 1:200.000 (Geologische Übersichtskarte). Ergänzt werden zu den einzelnen Kriterien lithologische, ingenieurgeologische, hydrogeologische und weitere Angaben in einer standardisierten Form.

Diese Entwicklung verbessert die Dokumentation, beschleunigt aber nicht den Fortgang der regionalen Landesaufnahme. Es ist uns schmerzlich bewusst, dass bei der derzeitigen personellen Kapazität von den 213 Gradabschnittsblättern 1:50.000 mindestens 80 Karten, das sind rund 30 % des Bundesgebietes, in absehbarer Zeit nicht gänzlich neu bearbeitet in ein solches Informationssystem einfließen können.

#### Das Projekt „GEOFaST“:

30% des Bundesgebietes sind also weder durch die bisher ausgegebenen Karten 1:50.000 bedeckt noch im laufenden Kartierprogramm enthalten. Das enthebt die GBA aber nicht der Verpflichtung, auch diese Gebiete dem jeweiligen Kenntnisstand entsprechend für die Interessenten in gut überschaubarer Form bereitzuhalten. Leicht wäre es, diesen eine „alte“ Karte zu präsentieren, doch sind auch von diesen Gebieten in der Zwischenzeit zahlreiche gute und zeitgemäße Kartierungen vorhanden, doch eben nicht flächendeckend und in sehr unterschiedlicher Form und oft in medial nicht zugreifbarer Weise.

Um in die Lage versetzt zu werden, den Interessenten rasch den letzten Stand zu präsentieren, zugleich aber auch eine flächendeckende geologische Basiskarte für ein landesweites Dokumentationssystem zur Verfügung zu haben, wurde das Projekt GEOFaST in Angriff genommen. In diesem Rahmen sollen bis Mitte des Jahres 2005 die besten verfügbaren geologischen Kartenunterlagen auf die moderne topographische Karte übertragen und digitalisiert werden

(Abb.2). Damit wird eine für das gesamte Bundesgebiet blattschnittsfreie, digitale geologische Karte vorhanden sein. In ihr müssen die benützten Quellen flächenbezogen klar kenntlich sein.

Die GBA verfolgt damit einen Weg, den etliche Geologische Dienste ebenfalls gehen, um das Manko an nicht zeitgemäß bearbeiteten Gebieten zu überbrücken. **Es enthebt sie nicht der Notwendigkeit, sie in Zukunft neu zu bearbeiten.**

Letztlich darf nicht übersehen werden, dass auch die ausgegebenen Karten 1:50.000 irgendwann dem zeitgemäßen Forschungsstand nicht mehr entsprechen und veralten. Das ist derzeit bei zumindest 7 Blättern der Fall, besonders auch im Hinblick auf die zugrundegelegte Topographie. Auch diese Blätter werden im Rahmen von GEOFaST neu dokumentiert werden. **Es wird damit in besonderer Weise offenkundig, dass die Geologische Landesaufnahme ein immerwährender Prozess ist, mit dem die geologische Kenntnis des Staatsgebietes verbessert und dem wissenschaftlichen Stand angepasst wird.**

#### Die Übersichtskarte 1:200.000:

Neben der Basisaufnahme, vorherrschend im Spezialkartenmaßstab 1:50.000, hat sich schon lange Zeit die Notwendigkeit ergeben, eine Übersichtskarte im Maßstab 1:200.000 auszugeben. Sie wird einem bereits 1980 erstellten Konzept folgend, ab 1996 konsequent bearbeitet und blattschnittsfrei digitalisiert. Die Präsentation in Auflagedrucken erfolgt in Form der Bundesländerkarten entsprechend dem Konzept des Bundesamtes für Eich und Vermessungswesens für diesen Maßstab, aber auch der fundamentalen Mithilfe der Bundesländer, durch die die Bearbeitung erst ermöglicht wird. Abgeschlossen sind die Blätter „Burgenland“ und „Niederösterreich“, in weit fortgeschrittenem Bearbeitungsstand befinden sich „Oberösterreich“ und „Salzburg“. Der derzeitige Stand kann aus Abb. 3 ersehen werden. Die Präsentation wird mit einem reich illustrierten Band der Serie „Geologie der Österreichischen Bundesländer“ abgeschlossen.

Schon sehr bald wird die zugrundeliegende digitalisierte geologische Karte als „Ausschnitt aus der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:200.000 – Stand: Datum“ den Interessenten in beliebiger Weise zur Verfügung gestellt werden können. Bisher sind rund 60 % des Bundesgebietes bearbeitet.

#### **Zukunft**

Die Zukunft der Geologischen Karte eines Staatsgebietes ist in deren Rolle in einem Geologischen Informationssystem zu sehen, für welches sie die regionale Basis darstellt und damit zugleich das wichtigste Element. Sie wird durch gebietsweise und nicht mehr blattschnittsweise erfolgende Neubearbeitungen auf dem bestmöglichen Aktualitätsstand gehalten werden und vielleicht am besten als die „Vierte geologische Landesaufnahme“ bezeichnet werden können. Sie wird aus mehreren „Ebenen“ bestehen, welche den verschiedenen topographischen Grundlagen angepasst sein werden:

- die Spezialkarte mit einem Rahmenmaßstab 1:50.000, welche entsprechend den digitalen Möglichkeiten den Maßstabsbereich 1:25.000 bis 1:100.000 abdeckt.
- die Übersichtskarte mit einem Rahmenmaßstab von 1:200.000, für einen Maßstabsbereich von 1:100.000 bis etwa 1:350.000.
- den kleinmaßstäblichen Übersichtskarten für das gesamte Staatsgebiet
- fallweise Detailkarten in größeren Maßstäben, meist wohl 1:10.000.

Alle diese „Ebenen“ werden aus der entsprechenden blattschnittsfreien Geologischen Basiskarte bestehen und durch weitere thematischen Karten ergänzt sein, z.B. einer Hydrogeologischen, Ingenieurgeologischen, Lagerstättenkundlichen und anderen Themenkarten.

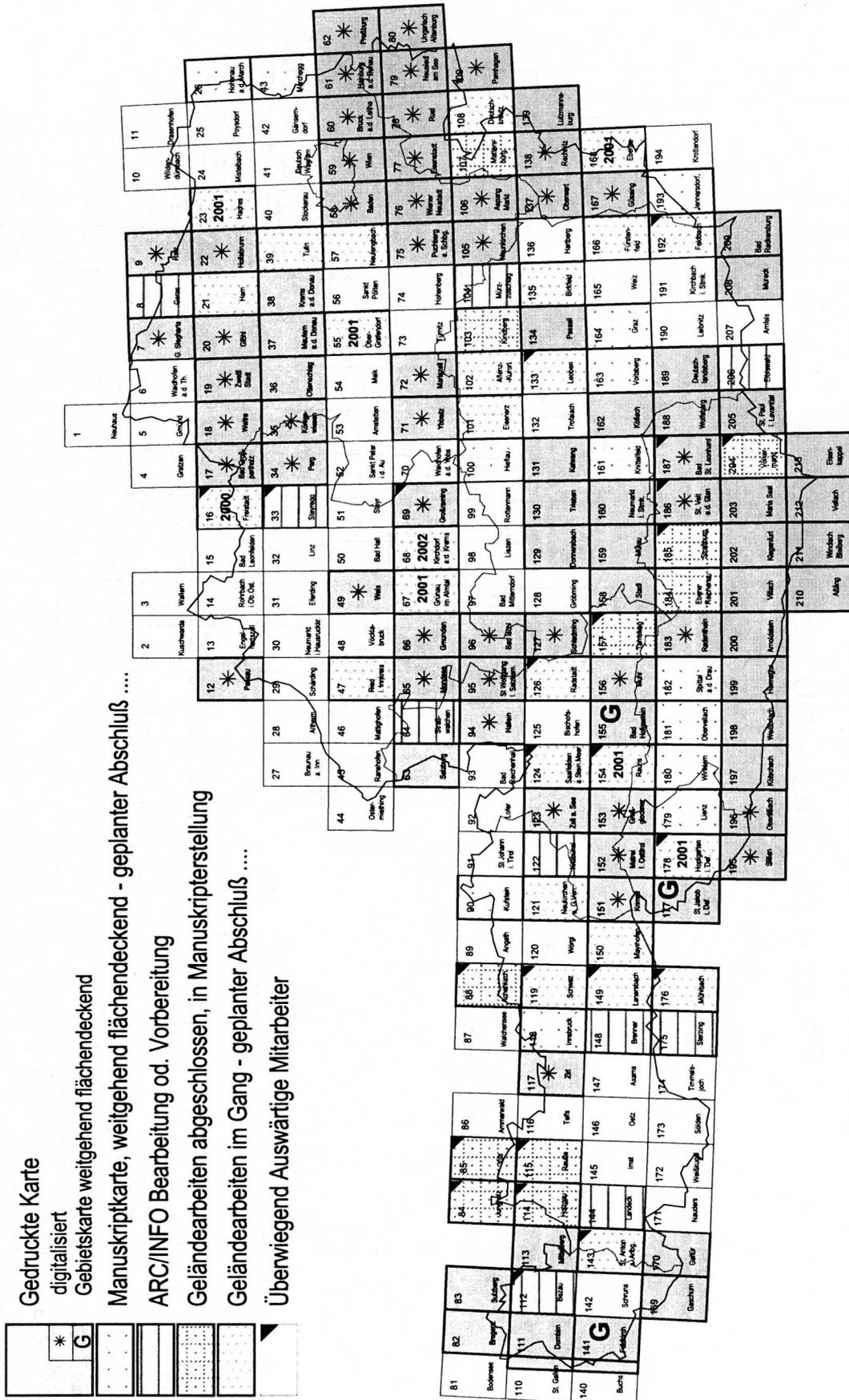
Sie werden den Benutzer- und Kundenwünschen entsprechend beliebig regional und maßstabsunabhängig abfragbar sein und auch inhaltliche wie „designmäßige“ Anpassungen an die spezifischen Bedürfnisse zulassen.

Wie schon oben gesagt, wird ein geologischer Staatsdienst weiterhin ein Kartenwerk mit standardisierter inhaltlicher Struktur als geologische „Basiskarte“ in Auflagedrucken anzubieten haben. In Österreich wird das wohl noch lange der Maßstab 1:50.000 sein. in welcher Weise das geschieht, wird wohl der technische Fortschritt von selbst ergeben. Doch wird sich die GBA in absehbarer Zeit dem neuen UTM-Blattschnitt des Bundesamtes für Eich und Vermessungswesen anzupassen haben und damit einem europaweit einheitlichen Raster. Bereits seit dem vorigem Jahr 2000 erfolgt die topographische Nachführung in diesem Blattschnitt, bis 2006 soll das „neue“ Kartenwerk vollständig vorliegen und das „alte“ eingestellt werden (Abb. 4). Ab dann werden wohl auch die geologischen Auflagedrucke in dieser neuen Form erscheinen müssen. Die Umstellung sollte keine großen Schwierigkeiten machen, wenn bis dahin die geologischen Karten blattschnittsfrei digitalisiert sind und die laufende Landesaufnahme sich zum frühestmöglichen Zeitpunkt nach dem neuen Schnitt orientiert.

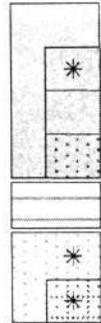
## Dank

Die flächenhafte Geologische Landesaufnahme in der derzeitigen Form wäre nicht möglich ohne die Mithilfe der Personen, die freiwillig, kostenlos oder nur gegen teilweisen Spesenersatz als sogenannte „Auswärtige Mitarbeiter“ in die Organisation der Kartierung eingebunden sind. Schon seit langem sind neben Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter aus Österreich auch solche aus Deutschland hier tätig, mit Schwerpunkten in Tirol und Kärnten. Sie kommen überwiegend aus dem universitären Bereich. Ab 1990 besteht darüber hinaus auch eine enge Kooperation mit Geologen aus Polen, der Slowakei, Tschechien und Ungarn. Der internationale und interinstitutionelle Charakter der Landesaufnahme wird so in besonderer Weise unterstrichen und allen mitarbeitenden Personen und Institutionen soll an dieser Stelle herzlich gedankt werden.

# Abb. 1: GEOLOGISCHE LANDESAUFNAHME Programm GÖK 50 - Stand Wende 2000/2001



# Abb. 2: Digital verfügbare Geologie von Österreich Programm GÖK 50 - Stand Mitte 2005 (nach Ende des GEOFaST - Projektes)



Ausgegeben bzw. neu bearbeitet  
 davon digital bzw. in digitaler Vorbereitung  
 analog  
 Manuskript abgeschlossen  
 Laufende Kartierung (soweit schon 2000 im Programm)  
 Digitalisiert im GEOFaST - Projekt  
 davon nachbearbeitete GÖK 50

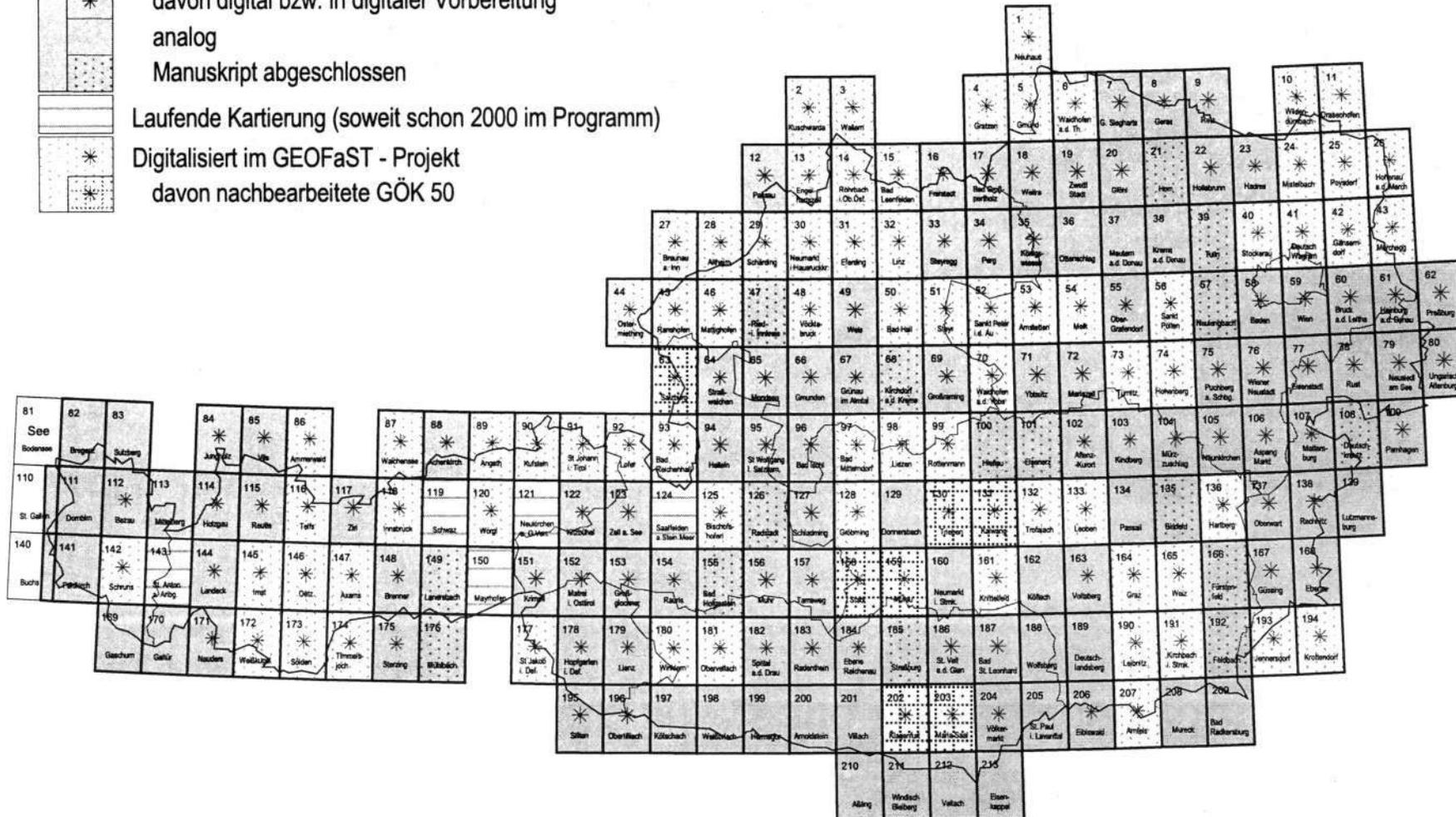


Abbildung 3

# Geologische Karten der Bundesländer 1 : 200 000

Geologische Bundesanstalt

Stand: August 2001

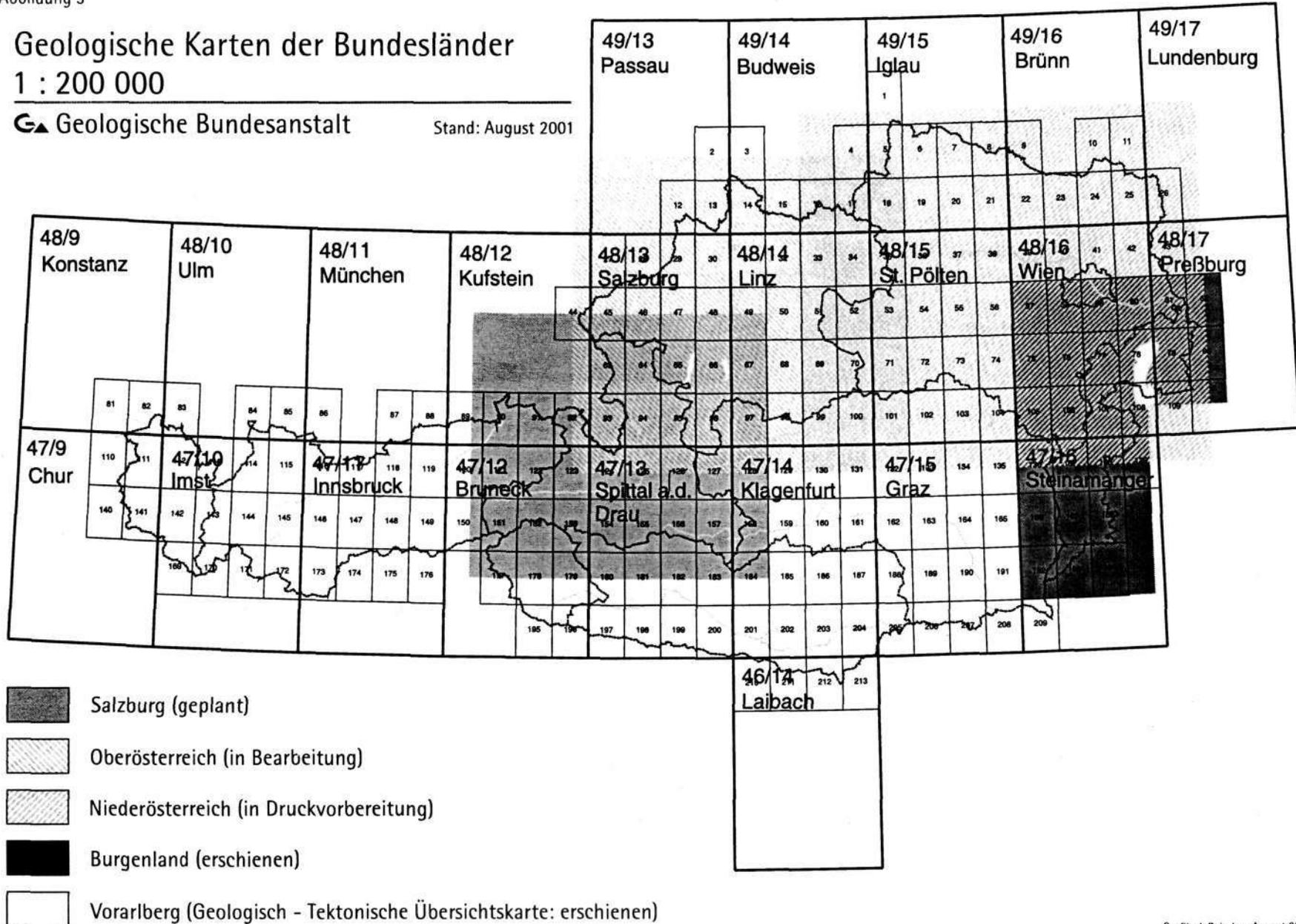


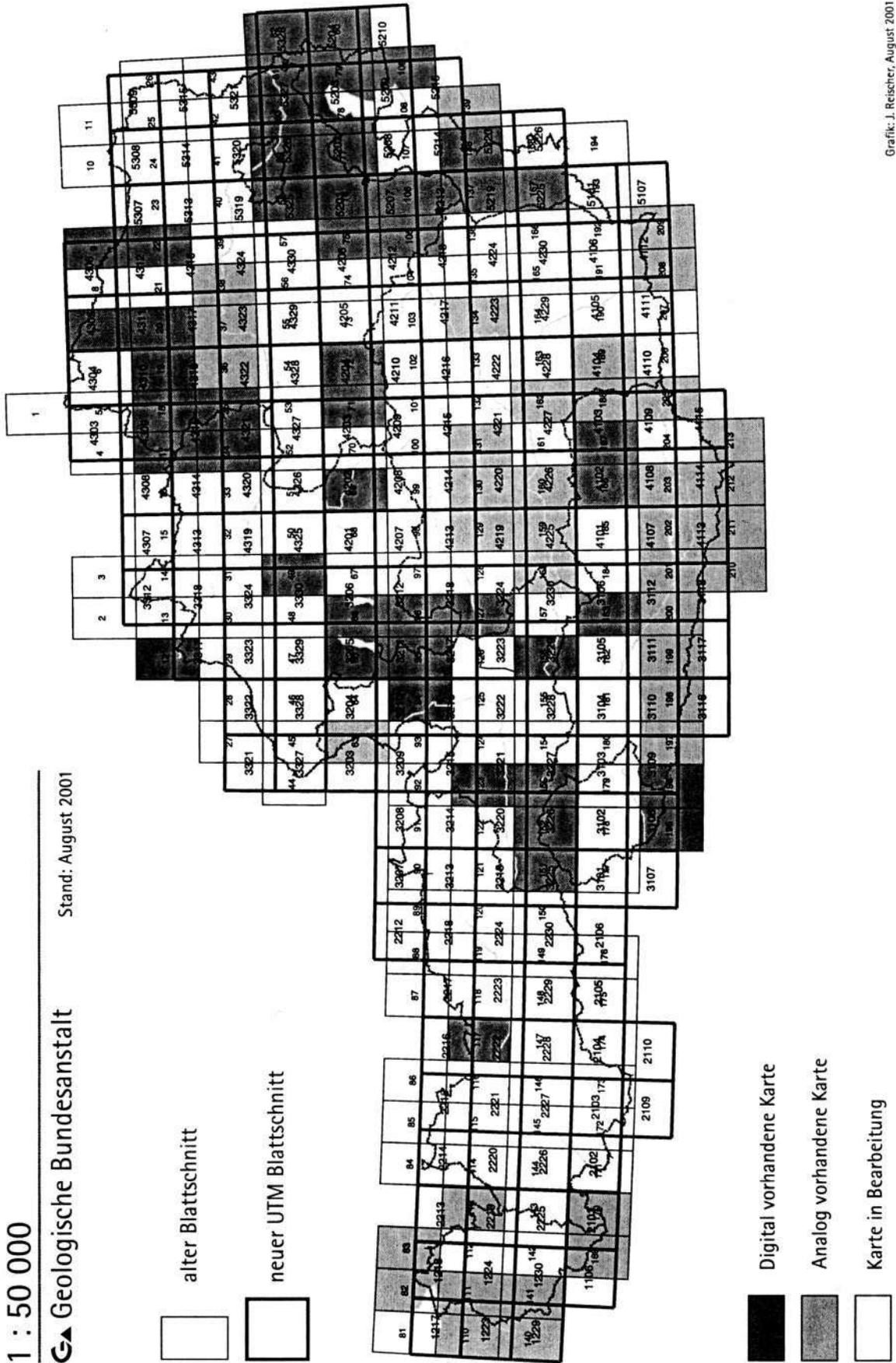
Abbildung 4

# Geologische Karte der Republik Österreich

1 : 50 000

Geologische Bundesanstalt

Stand: August 2001



Grafik: J. Reischer, August 2001

## ÜBERBLICK ÜBER DIE KRISTALLINEN ANTEILE DES KARTENBLATTES ÖK104 (MÜRZZUSCHLAG) EINSCHLIESSLICH DER ÖSTLICHEN GRAUWACKENZEONE

A. NOWOTNY & M. ROCKENSCHAUB

Rund zwei Drittel des Kartenblattes ÖK 104 Mürzzuschlag werden von kristallinen Gesteinen und Gesteinen der Grauwackenzone eingenommen (siehe tektonische Übersichtskarte). Es sind dies: Das oberostalpine Deckenstockwerk (Grauwackenzone), bestehend aus Kristallin (im Hangenden der Silbersbergschichten – Kaintaleck-Vöstenhof-Kristallin) und metamorphem Paläozoikum, das mittelostalpine Deckenstockwerk (Troiseck-Floning-Zug, Tratenkogel Deckscholle) und das Deckenstockwerk des Unterostalpins, die Wechsel- und Semmering-Einheit.

Der tektonische Aufbau dieses Gebietes ist durch Faltendecken geprägt. Große liegende isoklinale Falten, die mehr oder weniger durchschert sind, bilden die einzelnen Decken (Rosskogel Decke, Mürz-Tachenberg Decke, Stuhleck-Kirchberg Decke). Die Metasedimente sind tief eingefaltet bzw. überschoben. Es liegen daher aufrechte und inverse Schichtfolgen vor (E. CLAR 1964; H. W. FLÜGEL und F. NEUBAUER 1984).

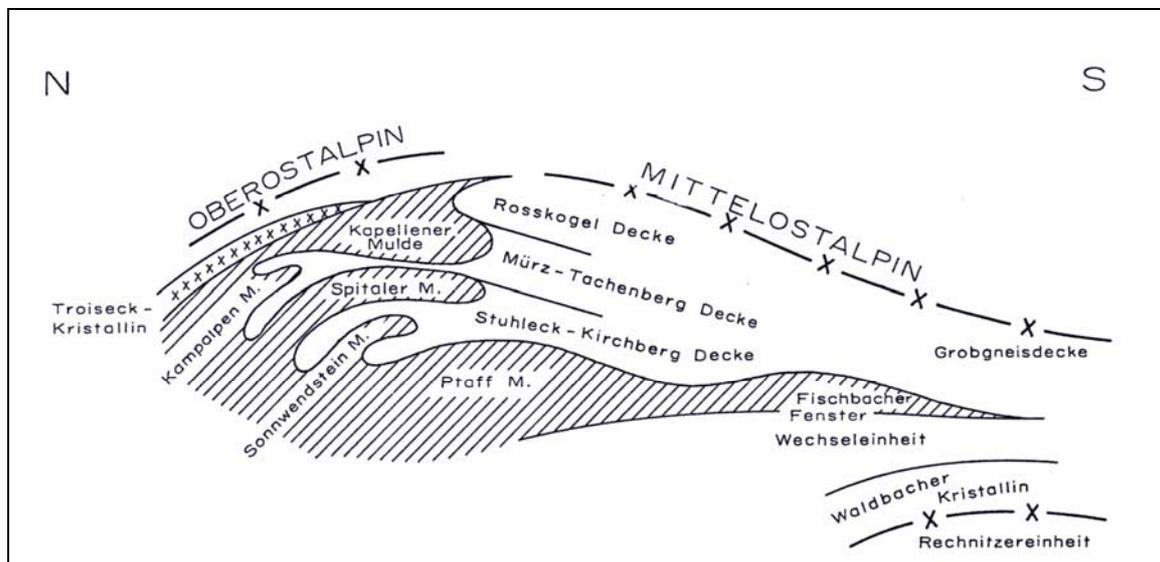


Abb. 1: Schematisches Profil durch das Arbeitsgebiet, nach H. W. FLÜGEL und F. NEUBAUER (1984).

Die permomesozoischen sedimentären Bedeckungen der Einheiten des Grundgebirges werden in anderen Arbeiten dieses Bandes ausführlich behandelt, siehe H. P. SCHÖNLAUB (Grauwackenzone), J. PISTOTNIK (Zentralalpines Permomesozoikum), G. W. MANDL (Nördliche

Kalkalpen). In dieser Arbeit soll lediglich ein kurzer Überblick über das Kristallin und die Grauwackenzone gegeben werden. Detaillierte petrologische, geochronologische und strukturgeologische Beschreibungen sind in der Arbeit von SCHUSTER K., BERKA R., DRAGANITS E., FRANK W. und SCHUSTER R. (2001; dieser Band) nachzulesen.

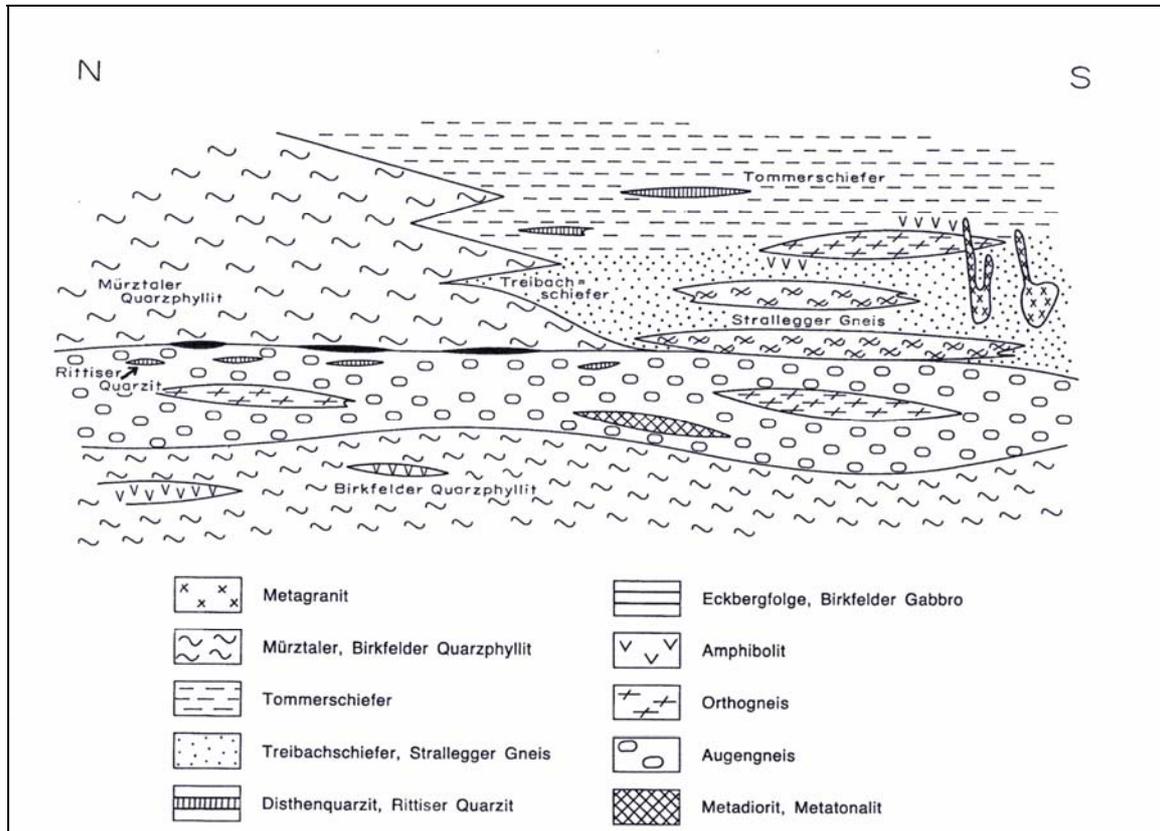


Abb. 2: Korrelationsschema des Grundgebirges ohne Berücksichtigung tektonischer Verschiebungen (aus H. W. FLÜGEL und F. NEUBAUER, 1984);

## OBEROSTALPINES DECKENSTOCKWERK

### Grauwackenzone

Die Grauwackenzone im Liegenden der Kalkalpen wird durch eine alpidische Deckenbahn (Norische Überschiebung) in zwei Einheiten gegliedert. Während die hangende Decke (Norische Decke) einen breiten Zeitraum von vorordovizischem Kristallin bis möglicherweise Perm (Silbersbergschichten oder Teile davon) umfasst, kommen in der liegenden Veitscher Decke nur karbonische Schichtglieder vor. Diese alte klassische tektonische Zweiteilung der Grauwackenzone wurde in jüngeren Arbeiten revidiert (siehe auch Beitrag von H. P. SCHÖNLAUB in diesem Band).

Die tiefste Decke, die karbonische Veitscher Decke, blieb unverändert. Die darüber liegende Norische Decke wurde neu gegliedert, nämlich in die tiefste Silbersberg Decke, über der die

Kaintaleck Decke und die Norische Decke folgen. Die Silbersberg Decke besteht aus vermutlich altpaläozoischen Phylliten mit permischen Metasedimenten (z. B. Silbersbergkonglomerat), die Kaintaleck Decke (bzw. Vöstenhof-Kaintaleck Decke) bauen frühvariszisch metamorphes Kristallin und das Kalwanger Konglomerat (? Devon) auf, und die eigentliche Norische Decke besteht aus der Gerichtsgraben Formation (Oberes Ordovicium), dem Blasseneckporphyroid (Oberes Ordovicium), der Rad Formation (Silur – Unter Devon), der Präbichl Formation (Perm) und den darüber liegenden Nördlichen Kalkalpen.

## **Norische Decke, Kaintaleck Decke, Silbersberg Decke**

### ***Radschiefer (Rad Formation), Erzführender Kalk***

Es handelt sich dabei um graue bis grüngraue, siltige bis feinsandige, meist fein geschichtete und geschieferte Silt- bis Tonschiefer bzw. Phyllite. Untergeordnet finden sich Einschaltungen von Quarziten, Grünschiefern und teilweise Metagabbros und von geringmächtigen Lagen aus sauren Vulkaniten und Lyditen. Die stratigraphische Einstufung (Silur – Unter Devon) ergibt sich aus dem liegenden Blasseneckporphyroid (Ordovicium) und durch die im Hangenden auftretenden erzführenden Kalke. Unter dem Sammelbegriff „Erzführender Kalk“ werden gebankte bis dünn-schichtige oder massige, meist graublaue bis schwarzgraue Kalke, die größtenteils in das Unterdevon zu stellen sind, zusammengefasst.

### ***Blasseneckporphyroid***

Der Blasseneckporphyroid stellt das Produkt eines kurz andauernden sauren Vulkanismus im tieferen Ashgill (Amorhognathus ordovicus – Zone) dar. Neben verschiedenen Ignimbrittypen mit wechselnden Anteilen von Lapilli, finden sich Aschen- und Glastuffite. Dem Chemismus nach handelt es sich vorwiegend um Rhyolithe und Rhyodazite bis Dazite. Daneben finden sich Alkalirhyolite sowie gelegentlich Andesite. Es sind mehrere Förderperioden nachweisbar. Einschaltungen von grünlichen bis grauen Schiefern sind im kartierten Gebiet wiederholt anzutreffen. Diese Zwischenlagen, weitgehend sedimentärer Natur, wurden ebenfalls als Radschiefer kartiert, da sie feldgeologisch keinerlei Unterschiede zu diesen zeigen und innerhalb dieser Wechsellagen auch Lydite angetroffen wurden.

### ***Silbersberg - Gruppe***

Es handelt sich um eine ca. 300 m mächtige Serie aus Serizitphyllit und Quarzphyllit mit Einschaltungen von Quarzit und Konglomeratgneis. Daneben treten innerhalb dieser Serie noch Grünschiefer, Metadiabase, Porphyroide und Aplitgneise (Riebekitgneis – ? Jura) auf. Die "Silbersbergschichten" galten lange Zeit als älteste Formation der Norischen Decke und wurden in das Altpaläozoikum gestellt. Nach neueren Untersuchungen wird der Silbersberg-Gruppe (bzw. Teilen von dieser) permisches Alter zugewiesen.

Die Ar-Ar Datierung von detritären Hellglimmern erbrachte mit 365 – 385 Ma die gleichen signifikanten Alterswerte, wie sie an Hellglimmern des Vöstenhof-Kristallins gemessen wurden. Daraus wird ein ursprünglich primär transgressiver Kontakt zwischen Vöstenhof-Kristallin und der Silbersberg-Gruppe postuliert, welcher heute tektonisch überprägt vorliegt.

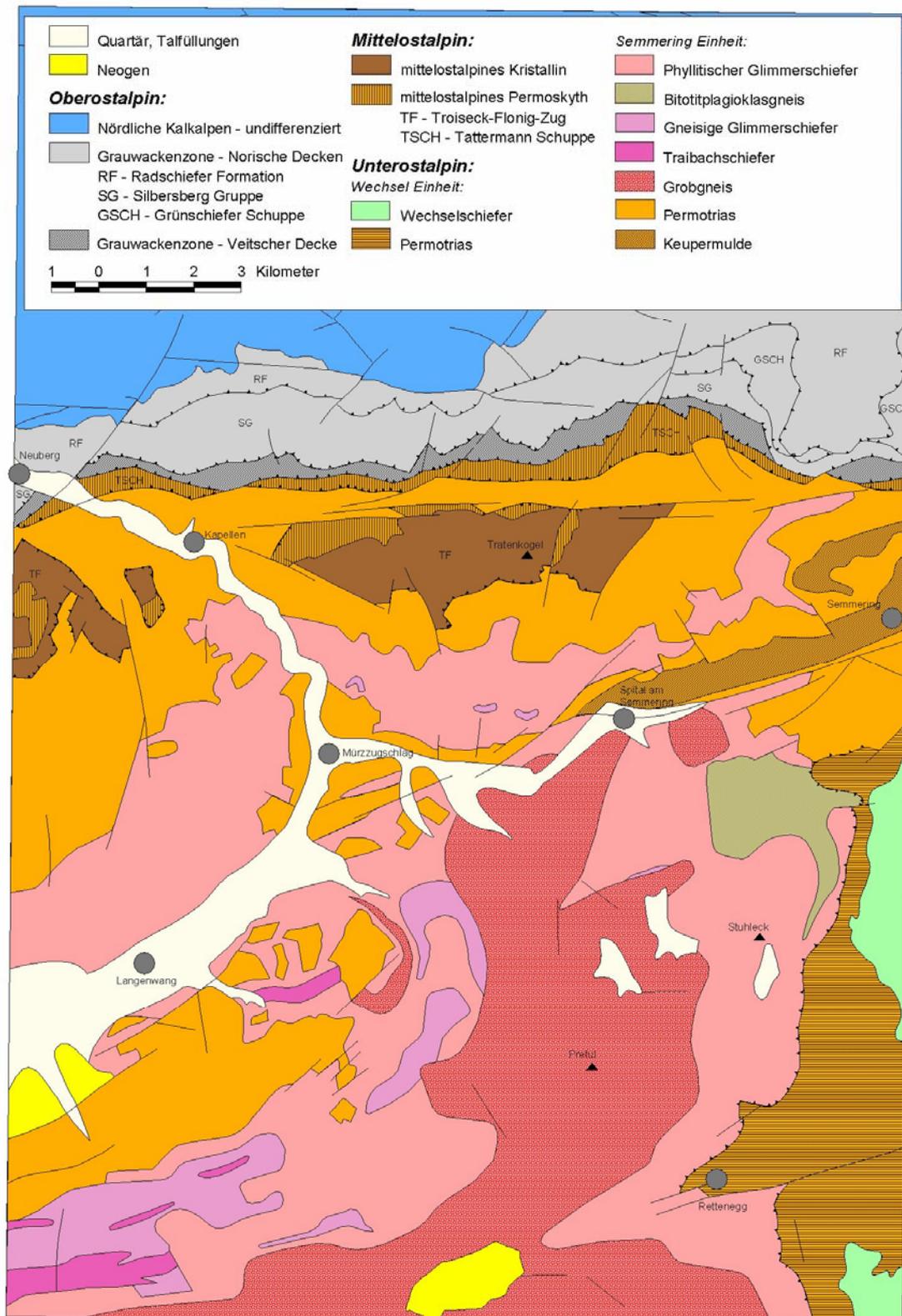


Abb. 3: Geologisch-tektonische Übersichtskarte des Kartenblattes Mürzzuschlag

### ***Kristallinvorkommen im Hangenden der Silbersbergschichten (Vöstenhof Kristallin, Kristallin der Kaintaleck Decke)***

Im tektonisch Hangenden der Silbersbergschichten treten auf dem Blatt Mürzzuschlag wenige kleine Kristallinvorkommen auf. Es sind dies weiße Kalkmarmore, Schiefergneise, Albitgneise und Amphibolite, die die Fortsetzung des Kristallins von Vöstenhof (kommt auf dem ÖK Blatt 105 nördlich von Gloggnitz vor) nach Westen bzw. die östliche Fortsetzung der Kaintaleck Decke bilden. Die Metamorphose im Kristallin von Vöstenhof (Ar-Ar-Hellglimmerplateau-Alter: 375-385 Ma) lässt sich als frühvariszisch einstufen und zeigt zum Unterschied zum gesamten ostalpinen Kristallin, wo häufig unter- bis oberkarbonischen Alterswerte auftretenden, untypisch hohe, variszische Metamorphosealter.

### ***Gesteine der Veitscher Decke***

Die Schichtglieder der Veitscher Decke besitzen durchwegs unter- bis oberkarbonisches Alter. Es sind vor allem graue graphitführende Sandsteine und dunkelgraue Schiefer mit Einschaltungen von Quarzkonglomeraten. Dolomite, Magnesite und Ankerite (? Unterkarbon) treten untergeordnet auf.

## **MITTELOSTALPINES DECKENSTOCKWERK**

Das Mittelostalpine Deckenstockwerk (nach TOLLMANN, 1963) umfasst einen polymetamorphen kristallinen Sockel, welcher transgressiv von zentralalpinen permomesozoischen Sedimenten überlagert wird.

### ***Zentralalpine Sedimente***

Die Permotrias überlagert am Kartenblatt Mürzzuschlag lediglich am Arzkogel, Mahdtalkogel und am Tratenkogel das Mittelostalpine Kristallin. In W – E - Richtung, liegend der Veitscher Decke, ist das Mittelostalpin hauptsächlich durch Sedimente des Alpinen Verrucano (Perm) und untergeordnet durch Rauhwacken und Karbonate der Unter- und Mitteltrias repräsentiert.

Lithologisch lassen sich die Schichtglieder nicht von den permotriassischen Sedimenten des Unterostalpins unterscheiden (siehe Beitrag von J. Pistotnik). Lediglich die Tattermannschiefer (zur Rannachserie gehörend) stellen ein typisches Schichtglied dar. Es handelt sich um wechselnd mächtige feinblättrige, graue bis grüne oder violette, oft feingefaltete Serizitphyllite bis Serizitquarzschiefer mit lokalen Einschaltungen von Porphyroidlinsen, Konglomerat- und Karbonatlagen.

### ***Gesteine des mittelostalpinen Kristallins***

Aufgeschlossen ist das mittelostalpine Kristallin im Gebiet um den Arzkogel (östlichster Teil des Troiseck-Flöning Zuges) im Bereich des westlichen Blattrandes des Kartenblattes ÖK 104, und als Deckschollen am Mahdtalkogel und im Gebiet des Tratenkogels. Das mittelostalpine Kristallin besteht aus Glimmerschiefern, teilweise phyllitisch bis phyllonitisch, teilweise quarzitisches oder gneisig, mit Einschaltungen von Amphiboliten, Granatamphiboliten, Hornblendegneisen und Marmoren. Auch Aplite und Pegmatite treten auf. Die Tratenkogel Deckscholle, für die auch eine

unterostalpine Position diskutiert wurde, weist eine ähnliche Metamorphoseentwicklung wie das Troiseckkristallin auf. Diese Deckscholle wird zum Mittelostalpin gestellt.

## **UNTEROSTALPINES DECKENSTOCKWERK**

Das polymetamorphe Grundgebirge mit den auflagernden permotriassischen Metasedimenten wird in zwei Einheiten geteilt. Am SE Rand des Kartenblattes ist im tektonisch tieferen Teil, dem Wechselfenster, die Wechsel-Einheit aufgeschlossen („Wechselschiefer“ mit permomesozoischen Sedimenten). Den weitaus größeren Teil des Kartenblattes nimmt die Semmering-Einheit (Grobgneis-Einheit) ein. Sie besteht aus gegen  $\pm$  Norden überschobenen Überfaltungsdecken, die sich aus polymetamorphen kristallinen Kernen mit permomesozoischen Sedimenthüllen zusammensetzen. Den Kristallinanteil dieser Einheit bauen granitische Intrusiva (Grobgneise) und die sogenannten „Hüllschiefer“ auf. Unter der alten Bezeichnung „Hüllschiefer“ werden Phyllite, verschiedenste Glimmerschiefer und Gneise (meist diaphthoritisch), teilweise mit Einschaltungen von Amphiboliten, zusammengefasst.

### ***Zentralalpines Permomesozoikum der Semmering-Einheit***

Die Schichtfolge des zentralalpinen Mesozoikums beginnt mit dem permischen Alpinen Verrucano und reicht im Arbeitsgebiet bis in das Rhät. In einer Bohrung im Wiener Becken wurden Liasgesteine erbohrt. Das Zentralalpine Permomesozoikum besteht im Mittel- und Unterostalpin großteils aus den gleichen Sedimenten. Typische Sedimente für den unterostalpinen Teil des Semmeringgebietes sind die Kapellener Schiefer (dunkle Tonschiefer, Sandsteine, Arkosen), die in das Karn gestellt werden. Über den Kapellener Schiefen setzen die Keupersedimente (Karn bis Rhät) ein, die auf einen karpatischen Faziesinfluss hinweisen. Die basalen Teile dieser Sedimente führen Gips und Anhydrit. Im Nor setzt der sogenannte Bunte Keuper ein, der aus violetten, grauen und grünlichen Serizitschiefen, Quarziten und Rauhwacken besteht. Der Rhätkeuper besteht aus dünnplattigen fossilreichen Kalken, Schiefen und untergeordnet aus Dolomit. Details siehe Beitrag J. PISTOTNIK, in diesem Band.

### ***Kristallin der Semmering-Einheit (Grobgneis-Einheit)***

Das Kristallin der Semmering-Einheit nimmt große Teile des Kartenblattes ein und besteht aus folgenden Gesteinen:

#### ***Pegmatit***

Pegmatite treten vor allem in den höher metamorphen, teilweise biotitführenden, gneisigen bis quarzitischen Glimmerschiefen und in den Traibachschiefern (mit Staurolith, Sillimanit und Andalusit) auf. Sie sind mittel- bis grobkörnig und durchwegs turmalinführend. Die Hellglimmerpakete erreichen Zentimetergröße. Eine diskordante Lagerung innerhalb des Nebengesteines lässt sich beobachten. Im allgemeinen sind die Pegmatite nicht geschiefert.

LIAS	? m	Kalkig-sandiger Lias mit Schwammnadeln (Bohrung im Wiener Becken G.WESSELY, 1975).
RHÄT	60 m	Rhätkeuper : Schiefer, dünnplattiger Kalk mit <i>Rhaetavicula contorta</i> (PORTL.), <i>Atretra intusstriata</i> (EMMR.), <i>Myophoria inflata</i> EMMR., <i>Isocrinus bavaricus</i> (WINKL.), Thecosmilien, Gastropoden, Trebrateln etc.; selten dickbankiger schwarzer Dolomit
NOR	100 m	Bunter Keuper : violette und grüne Serizitschiefer, Quarzitzüge, Dolomitlinsen, Rauhwackenbänder
KARN	150 m 20 m	Bunter Keuperschiefer mit Anhydrit, Gips und dunklem Dolomit; schwarze Schiefer Lokal Kapellener Schiefer und Lunzer Sandstein im Unterkarn
LADIN	150 m	Wettersteindolomit mit <i>Diplopora annulata</i> SCHAFFH.
LADIN - ANIS ANIS	500 m 200 m 10 m 100 m	Mitteltriasdolomit mit dunklem Anisanteil. Dünnschichtiger schwarzer Anisdolomit mit Algen, Gastropoden; Anisdolomitbrekzie Bänderkalk mit Hornsteinknollenkalkpartie im Hangenteil. <i>Encrinus liliiformis</i> (LAM.), <i>Dadocrinus gracilis</i> (BUCH). Dolomitschlierenkalk und Dolomit mit Kalklagen als Faziesvertretung Gutensteiner Basisserie : Tonschiefer, Kalklagen, Dolomitschiefer, Brekzien Reichenhaller Rauhwacke
SKYTH	10 m 200 m	Alpiner Rötschiefer Semmeringquarzit mit Quarzkonglomeratlagen
PERM	150 m	Alpiner Verrucano : Phengitschiefer, Serizitschiefer, Arkoseschiefer, Brekzien, Porphyroide, metamorpher Andesit
BASIS		Kristallin der Kernserie

Tab. 1: Schichtfolge des Semmeringmesozoikums, A. TOLLMANN 1977.

### **Lazulithvorkommen**

Der im Semmeringgebiet vorkommende Lazulith (Blauspat –  $(\text{Mg,Fe}^{2+}) \text{Al}_2 (\text{OH})_2 [\text{PO}_4]_2$ ) tritt in Form von Quarz-Lazulith-Gängen in den phyllitischen Glimmerschiefern und im Semmeringquarzit auf. Auf dem Kartenblatt 104 konnten nur im Pretulgraben, im Grenzbereich des Grobgneises zu den phyllitischen Glimmerschiefern, einige nicht anstehende Blöcke eines solchen Ganges gefunden werden.

### **Orthogneise**

Die Semmering-Einheit ist durch das Auftreten einer Vielzahl granitoider Gesteine gekennzeichnet. Sie sind vor allem auf das Gebiet südlich des Mürz- und Fröschnitztales beschränkt.

### **Grobgneis**

Der Grobgneis ist im Stuhleck-Pretul Gebiet weit verbreitet. Es handelt sich dabei um einen Zweiglimmergranitgneis von mittelgrauer Farbe. Die durchschnittliche Korngröße der Feldspäte liegt zwischen 0,5 und 1 cm. Grobkörnigere Varietäten sind selten und meist in den Kerngebieten des Grobgneises anzutreffen. Radiometrische Datierungen des Grobgneises mittels Rb/Sr-Methode ergaben Gesamtgesteinsalter von etwa 340 Ma (Basis Karbon), wobei aber auch permische Alter gemessen wurden (vergl. SCHUSTER, K. et. al. in diesem Band). Diese permischen bis karbonischen Granite wurden eoalpidisch deformiert. Es entstanden alle Übergänge von kaum deformierten Graniten bis hin zu Leukophylliten.

### **Feinkörnige Orthogneise**

Neben dem Grobgneis treten feinkörnige Muskovit-Plagioklas-Mikroklingneise und Zweiglimmergranodioritgneise auf. Die Gesteine sind durchwegs, wie die Pegmatitvorkommen, an die höher metamorphen Anteile der „Hüllschiefer“ bzw. an die Traibachschiefer gebunden.

### **Marmor**

Eine kleine Scholle von grobkristallinem hellem Marmor tritt innerhalb des Grobgneises, nahe an dessen Hangendgrenze zu den Hüllschiefern, im Pretulgraben auf.

### **Gangquarz, Quarzmobilisat („Quarzit“ an den Grobgneisrändern und „Rittiser Quarzit“)**

In den Randbereichen des Grobgneises, aber auch innerhalb der Hüllschiefer finden sich teilweise mächtige Einschaltungen von weißen, aber auch grauen gebänderten Quarzlagen. Während sich die größte Anzahl der Quarzmobilisate innerhalb der Hüllschieferserie befindet und mit den Nachbargesteinen mitgefaltet ist, treten vor allem im Randbereich des Grobgneises mächtige Gangquarze auf. Sie enthalten teilweise auch Feldspäte und zeigen auf den Schieferungsflächen feinkörnige Hellglimmer. Ein mächtiges Vorkommen dieser Quarzite findet sich nördlich der Mürz, in Rittis bei Krieglach (H. P. CORNELIUS). Dieses Vorkommen wurde ehemals abgebaut.

### **Muskovit-Chloritquarzit, Leukophyllit (Grobgneismylonit)**

Typisch für die Semmering-Einheit (Grobgneis-Einheit) ist das Auftreten von Leukophylliten innerhalb der Grobgneise. Die Gesteine sind an Zonen mit starker duktiler Deformation gebunden. Eine Entstehung durch tektonisch-hydrothermale Vorgänge liegt nahe (PROCHASKA, W. 1984, 1989, 1997). Es handelt sich bei diesen Gesteinen um helle, weiße bis grünliche Schiefer, die hauptsächlich aus Quarz, Hellglimmer und Leuchtenbergit zusammengesetzt sind. Die Leukophyllite sind eoalpidischen Alters (MÜLLER, W. 1994).

### **Hüllschieferserie**

„Hüllschieferserie“ ist ein alter Sammelbegriff für Phyllite, phyllitische bis phyllonitische Glimmerschiefer und diaphthoritische Glimmerschiefer, in welche die Granite intrudierten. Die Glimmerschiefer umfassen granatführende, gneisige bis quarzitisches, teilweise biotitführende Typen, lokal mit Granat, Staurolith, Sillimanit und Andalusit. Teilweise finden sich geringmächtige Amphibolitlagen darin. Im Gelände zeigen diese Gesteine innige Wechsellagerungen und Übergänge. Im einzelnen gehören folgende Gesteine zu diesen Hüllschiefern:

### **Traubachschiefer**

Innerhalb der Hüllschiefer treten Lagen von biotitreichen, Granat, Staurolith, Sillimanit und Andalusit führenden Glimmerschiefern bis Gneisen auf. Meist sind nur mehr Pseudomorphosen nach diesen Mineralen vorhanden (BERKA R., 2000). Die Traubachschiefer werden mit den Strallegger Gneisen parallelisiert.

### **Gneisiger bis quarzitische Glimmerschiefer, teilweise biotitführend**

Diese Gesteine zeigen auf dem Kartenblatt Mürzzuschlag eine größere Verbreitung als die typischen Traubachschiefer. Die Hellglimmer sind grobkörniger als in den phyllitischen bis phyllonitischen Glimmerschiefern. Oft führen sie reichlich, zum Teil bis einen Zentimeter groß, Biotite. Staurolith, Andalusit oder Sillimanit konnten in diesen Gesteinen nicht beobachtet werden. Diese Gesteine treten (teilweise mit den Traubachschiefern zusammen) nicht nur südlich der Mürz, sondern auch nördlich dieser in den Südhängen des Tratenkogels auf. Sie bilden einen mehr oder weniger zusammenhängenden Horizont.

### **Granatglimmerschiefer**

Auf den Schieferungsflächen bilden die Hellglimmer meist deutlich erkennbare Blättchen. Die Granate sind sehr unterschiedlich erhalten. Manchmal sind sie nur randlich chloritisiert und teilweise sind sie fast völlig zersetzt. Der Granat erreicht Größen von wenigen Millimetern bis zu fast einem Zentimeter. Neben den auf der Karte ausgeschiedenen Flächen von Granatglimmerschiefern konnten vereinzelt auch in den anderen Gesteinen der Semmering-Einheit Granate gefunden werden, meist nur in Lagen angehäuft.

### **Phyllitische bis phyllonitische Glimmerschiefer ( in der älteren Literatur meist als „Quarzphyllit“ oder „Mürztaler Quarzphyllit“ bezeichnet)**

Die phyllitischen Typen treten vornehmlich im Nahebereich der Grobgnese und dem auflagernden Zentralalpinen Permomesozoikum auf. Diese grauen bis grünlich-grauen Gesteine bestehen hauptsächlich aus Quarz und Chlorit. Albitführung ist lokal zu beobachten. Granat fehlt durchwegs. Charakteristisch sind auch quarzreiche Lagen und rostig-braune Verwitterungsfarben. In diesen phyllitischen bis phyllonitischen Glimmerschiefern treten auch Muskovit-Chloritschiefer auf. Neben diesen phyllitischen Glimmerschiefern kommen Glimmerschiefer vor, die deutliche Anzeichen einer retrograden Überprägung zeigen.

### ***Biotit-Plagioklasgneis bis Glimmerschiefer***

Im Gebiet nördlich des Stuhlecks, nahe der Wechsel-Einheit, treten Biotit-Plagioklasgneise bis Glimmerschiefer mit Einschaltungen teils sehr mächtiger, feinkörniger Amphibolitlagen auf. Gneis – Amphibolit Wechsellagerungen kommen auch im Zentimeterbereich vor. Innerhalb dieses Gesteinsverbandes tritt der „Porphyroid des Hasentales“ auf.

### ***Amphibolit und Metagabbro***

Amphibolite treten innerhalb der „Hüllschieferserie“ nur untergeordnet auf. Die innerhalb der phyllitischen und phyllonitischen Glimmerschiefer angetroffenen Vorkommen sind oft stark retrograd überprägt. Innerhalb der Traibachschiefer finden sich grobkörnige granatführende Amphibolite, die einen massigen Habitus zeigen. Weitere größere Amphibolit- und Metagabbrovorkommen beschränken sich auf den südöstlichen Teil des Kartenblattes. Sie treten sowohl im Gebiete innerhalb der Biotit-Plagioklasgneise bis Glimmerschiefer (nördlich des Stuhlecks) als auch in Gesellschaft mit Muskovit-Plagioklasgneis auf (südlich von Rettenegg).

### ***Porphyroid des Hasentales***

Nördlich des Arzberges, gegen das Fröschnitztal hin, treten innerhalb der Biotit-Plagioklasgneise weißgraue Gesteine mit feinkörniger Matrix und bis mehrere Zentimeter großen, teilweise idiomorphen Kalifeldspaten auf. Die feinkörnige Matrix besteht aus Serizit, Quarz und Plagioklas. Die Zugehörigkeit zum Grobgnaisgefüge ist nicht nachweisbar.

### ***Wechsel-Einheit***

Im südöstlichen Bereich des Kartenblattes tritt im Wechselfenster die Wechseleinheit, das tiefste Stockwerk des Unterostalpins, auf. Sie besteht aus der Serie der Wechselgneise, dem im Süden mit diesen verbundenem Waldbach Kristallin und den Liegenden und Hangenden Wechselschiefern. Letztere haben sich ursprünglich durch einen deutlichen präalpidischen Metamorphosehiatus unterschieden. Dieser wurde jedoch durch die retrograde alpidische Metamorphose in den Wechselgneisen und der gleichzeitig prograden Metamorphose in den Wechselschiefern weitgehend ausgeglichen.

### ***Gesteine des Waldbach Kristallins***

Gesteine des Waldbach Kristallins sind am Südrand des Kartenblattes aufgeschlossen. Das Waldbachkristallin besteht aus Paragneisen und Glimmerschiefern mit Einschaltungen von Amphiboliten und granitoiden Gesteinen. Die granitoiden Gesteine sind vor allem Leukogranodioritgneise und Granitgneise.

### ***Wechselschiefer***

Östlich des Stuhlecks, überlagert vom Zentralalpinen Permomesozoikum der Wechseleinheit, treten die Wechselschiefer auf. Es sind dies vor allem graue Albitphyllite, kleine Vorkommen von graphitführenden Phylliten, Epidot-Muskovit-Chlorit-Albit-Quarzphyllite (Metavulkanite) und

pigmentierte Albitblastengneise. Innerhalb der Wechselschiefer sind häufig Grünschieferlagen anzutreffen. Die Wechselgneise treten auf ÖK 104, Mürzzuschlag, nicht auf.

### ***Tertiärvorkommen***

Miozäne Sedimente kommen auf dem Blatt Mürzzuschlag im Mürztal (südlich der Mürz zwischen Hönigsberg und Schwöbing) und am Südrand des Kartenblattes (nördlich von St. Kathrein) vor. Diese kohleführenden Sedimente (die Kohlen wurden bis 1960 beschürft) wurden in der Norischen Senke abgelagert. Diese entstand während der miozänen Extrusionstektonik an sinistralen Störungszonen in Form von pull-apart Becken und Halbgräben.

Das südliche Vorkommen bei St. Kathrein liegt in zwei getrennten Mulden vor. Die größere enthält drei Kohleflöze (jeweils bis zu 10 m mächtige Weich- bis Mattbraunkohlen), die durch „mehlfeine“ Sande (bestehen hauptsächlich aus Splintern von vulkanischen Gläsern) getrennt sind. Weiters bestehen diese Tertärsedimente aus Sanden, Tonen, grobsandigen Breccien und Blockschottern.

Im Mürztal sind die miozänen Sedimente ca. 900 m mächtig und ebenfalls kohleführend (Weich- bis Mattbraunkohlen). Auch hier bestehen diese Sedimente aus Sanden, Sandsteinen und Konglomeraten, Mergeln, Tonen und bei Hönigsberg tritt Grobblockwerk auf.

Die Tertiärsedimente (Süßwasserablagerungen mit vermutlich teilweise brackischem Einfluss) sind teilweise verfaltet und an Störungen verkippt bzw. lokal sogar überkippt. Weitere Detailinformationen siehe Beitrag von R. F. SACHSENHOFER, J. KULEMANN, D. REISCHEN-BACHER in diesem Band.

### ***Quartäre Sedimente***

Während des Würms gab es in diesem Gebiet nur kleinere Lokalgletscher. Moränen finden sich im südlichen Blattbereich nur in einigen Karen nördlich bzw. südlich des Kammes Pretul – Stuhleck. So z. B. im Kaltenbach-, Steinbach- und Auersbachgraben und im Kar südlich des Stuhleckes. In den Tälern und teilweise auch auf höher gelegenen Verebnungsflächen finden sich fluviale bzw. fluvioglaziale Sedimente. Auf den höher gelegenen Verebnungsflächen sind diese meist nur reliktilisch vorhanden. In den Tälern sind mehrere mehr oder weniger gut erhaltene Terrassen vorhanden, denen ein Alter von Riss bis subrezent zugeordnet wird. Siehe Beiträge J. MAGIERA in diesem Band.

### **Literatur**

- BERKA, R. (2000): Die Stellung der Traibachschiefer im Semmering-Wechsel System. - Unveröff. Dipl.-Arb. formal- u. natwiss. Fak. Univ. Wien, 133 S.
- CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. - Verh. geol. B.-A., Sdh. G, 11-35, 2 Abb., 4 Taf.
- MÜLLER, W. (1994): Neue geochronologische und strukturgeologische Daten zur geodynamischen Entwicklung des nördlichen Semmering- und Wechselgebietes (Niederösterreich). - Unveröff. Diplom. Arb. formal- u. naturwiss. Fak. Univ. Wien, 267 S.
- PROCHASKA, W. (1984): Neue geochemische Aspekte zur Genese der Talklagerstätte Rabenwald, Stmk. – Berg- u. hüttenm. Mh., 129, 457-462.
- PROCHASKA, W. (1989): Geochemistry and genesis of Austrian talc deposits. – Appl. Geochem., 4, 511-522.
- PROCHASKA, W. (1997): Talk-Leukophyllitbezirk Ostalpines Altkristallin. - In: Weber L. (Hsg.) (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. – Archiv f. Lagerstättenforschung, 19, 317-318, Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen. - 766 S, Wien (Deuticke).



## LITHOLOGIEN, METAMORPHOSEGESCHICHTE UND TEKTONISCHER BAU DER KRISTALLINEN EINHEITEN AM ALPENOSTRAND

Schuster, K., Berka, R., Draganits, E., Frank, W. & Schuster, R.

### Zusammenfassung

Das Kristallin am Alpenostrand setzt sich vom liegenden ins Hangende aus dem Wechsel-, Semmering-, Strallegg-, Sieggraben- und Troiseck-Flöning Komplex zusammen. Innerhalb der überlagernden Grauwackenzone ist der Vöstenhof-Kaintaleck Komplex eingeschuppt. In den Kristallingesteinen lassen sich drei Metamorphosephasen erkennen: Die variszische Metamorphose ist in allen Einheiten nachzuweisen, und zeichnet sich im Wechsel-, Troiseck-Flöning- und Vöstenhof-Kaintaleck Komplex durch frühvariszische Altersdaten um 370 Ma aus. Die permotriassische HT/LP Metamorphose zeigt im südlichen Teil des Gebietes, vom Wechsel- bis in den Sieggraben Komplex, gegen das Hangende zu ansteigende Metamorphosebedingungen, die von der Grünschieferfazies bis zur Anatexis reichen. Zur Zeit des Metamorphosehöhepunktes, um ca. 270 Ma wurden, bei einem geothermischen Gradienten von ca. 45 °C/km andalusit- und sillimanitführende Paragenesen gebildet. Die eoalpidische Metamorphose läßt zwei Trends erkennen: Im Norden nehmen die Metamorphosebedingungen gegen das Hangende von der Grünschieferfazies im Semmeringkomplex bis zur Anchizone in der Grauwackenzone ab, die Metamorphosealter steigen aber von ca. 80 gegen 120 Ma an. Die Stapelung dieser Einheiten muß vor dem Metamorphosehöhepunkt stattgefunden haben. Im Süden steigt die eoalpidische Metamorphose von grünschieferfaziellen Bedingungen im Liegenden bis zu amphibolit- und eklogitfaziellen Bedingungen im Hangenden an. Diese Zonierung muß durch überschiebende Tektonik nach dem Metamorphosehöhepunkt stattgefunden haben. Die eoalpidischen Abkühlalter liegen im Norden bei 80 – 85 Ma und erreichen im Süden etwa 70 Ma. Daraus läßt sich eine differentielle Exhumation innerhalb des Gebietes in der oberen Kreide ableiten.

### Einleitung

Eng verknüpft mit dem Bau der Semmeringbahn, begann vor etwa 150 Jahren eine intensive, geologische Erforschung des Alpenostrandes. In der ersten Zeit betrachtete man die Abfolge vom Wechsel bis zum Schneeberg als ein mehr oder weniger zusammenhängendes Profil von einem alten kristallinen Untergrund über paläozoische Metasedimentserien bis hinauf zu mesozoischen Sedimenten (HAUER 1868, STUR 1871). Erst TOULA (1877) erkannte, dass es sich bei den, immer wieder im Bereich des Kristallins auftretenden Metasedimenten um metamorphe Permotrias handelt. Dieses Erkenntnis und die Übertragung der Deckenlehre auf die Ostalpen durch TERMIER (1904), warfen die frühere Vorstellung einer zusammenhängenden Abfolge über den Haufen und es begann die Aufschlüsselung der komplexen Tektonik des Gebietes. Mittels permotriassischer Deckenscheider war es im Laufe der Zeit möglich mehrere tektonische Stockwerke, voneinander abzutrennen. Basierend auf Arbeiten von MOHR (1912), KOBER (1925, 1938), CORNELIUS (1936), PAHR (1960), FUCHS (1962), TOLLMANN (1959, 1963, 1976), WIESENER (1932, 1962, 1971), FAUPL (1970a/b) und anderen entwickelte sich ein Bild über den geologischen Bau des Alpenostrandes, welches in TOLLMANN (1977) zusammengefaßt wird (Abb.1):

Über dem Penninikum der Rechnitzer Fenstergruppe lagert tektonisch das Unterostalpin, welches sich aus dem liegenden Wechsellsystem (inklusive Waldbacher Kristallinserie) und dem hangenden Semmeringsystem zusammensetzt. Das tektonisch höhere Mittelostalpin wird im Norden durch den Troiseckzug, im Westen durch das Angerkristallin und im östlichen Teil durch die Sieggrabener-, Schäfferner- und Kirchschatz-Steinbach Deckscholle vertreten. Die höchste Position nimmt das Oberostalpin ein, welches durch die paläozoische Grauwackenzone, das Grazer Paläozoikum und die im Norden überlagernden Kalkalpen gebildet wird.

Diese Gliederung von TOLLMANN (1977) geht davon aus, dass Unter- Mittel- und Oberostalpin in permotriassischer Zeit von Norden nach Süden lateral benachbarte Sedimentationsräume dargestellt hätten. Diese Annahme war zum damaligen Zeitpunkt durchaus gerechtfertigt, da man

das Ostalpine Kristallin als einen variszisch metamorphen Krustenblock sah, der während der Alpidischen Orogenese zwar zerstückelt, kaum aber intern deformiert wurde.

Der Wissensstand über das Ostalpine Kristallin hat seither, Dank neuer strukturgeologischer, petrologischer und geochronologischer Daten, entscheidende Fortschritte gemacht. Einerseits lernte man das Auftreten bestimmter Lithologien in geodynamischem Sinne besser zu deuten, andererseits erkannte man, dass das Ostalpine Kristallin in weiten Bereichen eine prägende eoalpidische (kretazische) Hochdruckmetamorphose, verbunden mit einer durchgreifenden Deformation erfahren hat. Zusätzlich wurde die große regionale Bedeutung der permotriassischen Hochtemperatur-Niederdruckmetamorphose (HT/LP) erkannt (FRANK, 1987; HOINKES et al., 1999; THÖNI 1999; SCHUSTER et al. 1999). Aus diesen Gründen scheint eine Modifizierung des Gliederung von TOLLMANN (1977) gezeichneten Bildes gerechtfertigt.

In diesem Beitrag wird versucht das Ostalpine Kristallin am Alpenostrand unter den neuen Gesichtspunkten und im Lichte von neuen Arbeiten aus dem beschriebenen Gebiet zu betrachten. Es ergeben sich dabei wesentliche Argumente, die es notwendig erscheinen lassen, eine in weiterer Folge als Strallegg Komplex bezeichnete Einheit vom Semmeringsystem abzutrennen. Diese ist mit dem Kristallin der Saualpe und Koralpe sowie mit den Deckschollen auf dem Semmeringsystem zu parallelisieren. Basierend auf der Ansicht, dass sich diese Einheiten in permotriassischer Zeit in mittlerer Krustenposition unter Teilen der oberostalpinen Nördlichen Kalkalpen befunden haben (SCHUSTER & FRANK, 2000; SCHUSTER & FAUPL 2001), erscheint die klassische Dreiteilung des Ostalpins nicht konsistent durchführbar und deshalb wird in weiterer Folge auf eine Unterteilung in Unter- Mittel- und Oberostalpin verzichtet. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich vor allem mit lithologischen Kurzbeschreibungen der auftretenden Gesteine, ihrer Metamorphosegeschichte und gibt einen Überblick über die vorhandenen geochronologischen Daten; die strukturelle Entwicklung wird andiskutiert. In der Kürze dieser Darstellung muß auf Details verzichtet werden (siehe weiterführende Literatur in TOLLMANN, 1977; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; MÜLLER, 1994; DRAGANITS, 1996; SCHMIDT, 1999; BERKA, 2000).

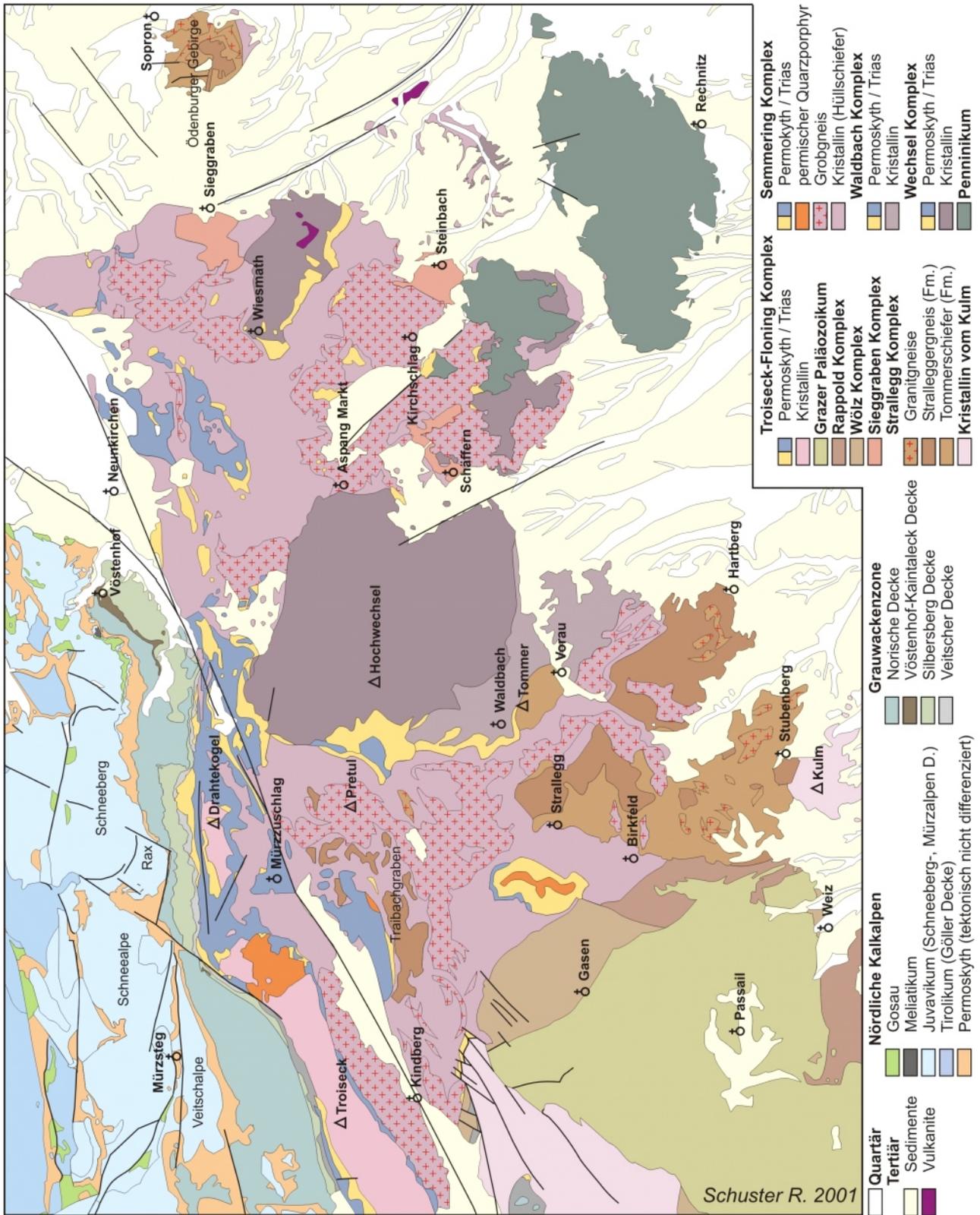
### **Charakterisierung der kristallinen Einheiten am Alpenostrand**

Im Folgenden werden die Einheiten vom Liegenden gegen das Hangende, bezüglich ihrer lithologischen Zusammensetzung, ihrer Metamorphosegeschichte und ihres tektonischen Baues beschrieben. Dabei wird besonders auf die Lithologien eingegangen, die im Bereich der Kartenblätter 103 (Kindberg) und 104 (Mürzzuschlag) auftreten, oder deren Ausscheidung auf den noch nicht erschienenen Kartenblättern 107 (Mattersburg), 108 (Deutschkreutz), 135 (Birkfeld) und 136 (Hartberg) wünschenswert erscheint. Neue geochronologische Daten sind in Abb. 2 und Tab. 1 zusammengefaßt, eine Tabelle die fast alle zitierten Daten umfaßt findet sich in Schmidt (1999).

### **Wechsel Komplex**

Der Wechsel Komplex überlagert als tiefste ostalpine Decke das Penninikum der Rechnitzer Fenstergruppe (PAHR, 1977; TOLLMANN, 1977) und tritt in mehreren Fenstern (z.B. Wechsel- und Wiesmather Fenster, Fertörakos Komplex; TOLLMANN, 1977; KOVACH & SVINGOR, 1981) unter den höheren ostalpinen Decken hervor. Der liegende Anteil des Wechsel Komplexes wird aus der Wechselgneis Formation und der Formation der Wechselgneishülle aufgebaut. In beiden Formationen treten leukokrate Granitgneise wie z.B. der Wiesmather Granitgneis (KÜPPER, 1957) auf. Den hangenden Abschnitt bildet die Wechselschiefer Formation. Bereichsweise ist eine Bedeckung aus permotriassischen Metasedimenten vorhanden (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

*Lithologien:* Die monotonen **Wechselgneise** sind durch eine grünschieferfazielle Paragenese aus  $Ab + Ms + Chl + Qtz \pm Ep \pm Tur$  charakterisiert [Abkürzungen der Mineralnamen nach KRETZ (1983)]. Typischerweise überwachsen Albitblasten, die bis zu 3 cm Durchmesser und einen wesentlichen Anteil des Gesteins ausmachen können, das Gefüge (FAUPL, 1970a). Konkordant eingeschaltet finden sich Grünschiefer mit einem Mineralbestand von  $Ep/Czo + Chl + Qtz \pm Ab \pm Act$  (FAUPL, 1970a; MÜLLER, 1994). Im südlichen Teil sind vereinzelt Relikte einer älteren, höhergradigen Metamorphose anzutreffen (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Die **Hüllserie** besteht



**Abb. 1:** Geologische Karte des Alpenostrandes. Zusammengestellt nach Karten von WIESENER (1971), TOLLMANN (1977), FLÜGEL & NEUBAUER (1984), DRAGANITS (1996), BERKA (2000) und Kartenblättern der Geologischen Bundesanstalt.

aus retrograden, zum Teil chloritoidführenden Granatglimmerschiefern, Chlorit-Epidot-Albitblastenschiefern, Amphiboliten und Quarziten. Die Wechselgneise sind über graphitische Serizit-Chloritgneise mit den hangenden **Wechselschiefern** verbunden. Bei Letzteren handelt es sich um graphitische Albitphyllite mit einem prograd gebildeten Mineralbestand von Hgl + Chl + Qtz  $\pm$  Ep  $\pm$  Ab. Vor allem im hangenden Anteil sind sedimentäre Strukturen wie gradierte Schichtungen sowie detritäre Glimmer und Feldspäte reliktsch erhalten.

**Geochronologie und Metamorphose:** Da nach MÜLLER et al. (1999) alle Gesteine einen überwiegend voralpinen Mineralbestand aufweisen muß zwischen den retrograd metamorphen Wechselgneisen und deren Hüllserie auf der einen Seite und den prograd grünschieferfaziellen Wechselschiefern auf der anderen Seite ein präalpidischer Metamorphosesprung vorhanden sein. Grobkörnige, phengitische Hellglimmer aus den Wechselgneisen lieferten Rb-Sr Alter zwischen 360 und 375 Ma und dokumentieren damit eine druckbetonte frühvariszische Metamorphoseprägung für den liegenden Teil des Wechsel Komplexes.

Die überlagernden Wechselschiefer erlebten ihre erste prägende Metamorphose zeitgleich mit einer späteren Überprägung der Wechselgneise. Das Alter dieses Ereignisses wurde von MÜLLER et al. (1999) aufgrund von Ar-Ar Datierungen an feinkörnigen, paragonitischen Hellglimmer aus den Schiefen, aber auch aus den Gneisen als permotriassisch eingestuft. Die ermittelten Alterswerte liegen bei etwa 245 Ma.

Die eoalpidische Überprägung erreichte Bedingungen der untersten Grünschieferfazies (300 - 330°C). Im Bereich des Wechsselfensters kam es lediglich in Scherbändern, durch Kornverkleinerung und Umkristallisation, zur völligen Neueinstellung der Isotopensysteme. Ein Rb-Sr Muskovitalter aus einem Scherband ergab einen Wert von  $86 \pm 12$  Ma (MÜLLER, 1994). Wesentlich höhere Bedingungen sollen nach KORIKOVSKY et al. (1998) im Bereich des Wiesmather Fensters erreicht worden sein. Eine Zirkondatierung aus dem Wiesmather Granitgneis, die  $109 \pm 18$  Ma ergab soll den Metamorphosehöhepunkt, der bei 500 °C und 10 kbar erreicht wurde, datieren. Das Alter ergibt sich aus dem unteren Einstichpunkt in einem Diskordiadiagramm, der obere Einstichpunkt liegt bei  $605 \pm 23$  Ma. Die Sr-Initiale von Isochronen aus dem Wechsel Komplex berechnet auf die jeweiligen Alterswerte liegen bei 0,7065 – 0,7255.

### **Waldbach Komplex**

Der Südteil des Wechsselfensters wird vom Waldbach Komplex tektonisch überlagert. Letzterer bildet nach FLÜGEL & NEUBAUER (1984) eine überkippte Antiklinale, deren Kern aus Metapeliten gebildet wird die von der „Vorauer Serie“, welche sich aus Orthogneisen, Hornblendegneisen und Amphiboliten zusammensetzt, überlagert wird. Am Westrand sind transgressiv auflagernde permomesozoischen Metasedimente vorhanden, die in überkippter Lagerung auch als Deckenscheider zum Wechsel Komplex auftreten.

**Lithologien:** Die **Glimmerschiefer** treten innerhalb der Einheit in verschiedenen Niveaus auf. Den liegensten Anteil bilden phyllonitische Glimmerschiefer mit Albitporphyroblasten. In den Hornblendegneisen sind hingegen Lagen von grobschuppigen Granatglimmerschiefern, Glimmerschiefern und Gneisen eingeschaltet. Aus diesen Glimmerschiefern ist das reliktsche Auftreten von Staurolith und Chloritoid bekannt (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Bei den **Orthogneisen** handelt es sich zum Teil um Mikroklinaugengneise. Die **amphibolitführenden Gesteine** zeigen eine variable Ausbildung, hervorzuheben sind muskovitführende Hornblendegneise und Metagabbroamphibolite (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Bereichsweise sind die Basite durch eine retrograde Überprägung in Grünschiefer umgewandelt.

**Geochronologie und Metamorphose:** Trotz fehlender geochronologischer Altersdaten, ist die prägende Metamorphose des Waldbach Komplex in jedem Fall einem präalpidischen Ereignis zuzuschreiben, da ein Metamorphosesprung zu den auflagernden permomesozoischen Metasedimenten vorhanden ist. Nach FAUPL (1970b) erreicht die voralpidische Metamorphoseprägung Bedingungen der oberen Amphibolitfazies und lokal sogar Anatexis. Das

Alter der amphibolitfaziellen Metamorphose wird als variszisch interpretiert. Die retrograde Überprägung des Kristallins und die prograde Grünschieferfazies in den Metasedimenten erfolgte in eoalpidischer Zeit. Aus den permoskythischen Quarziten wurde ein Ar-Ar Plateau Alter (PA) von 82 Ma an Muskovit ermittelt (DALLMEYER et al. 1998).

### **Semmering Komplex**

Der Semmering Komplex wird vom Liegenden ins Hangende in mehrere Teildecken, die Stuhleck-Kirchberg-Raabalpen-, Mürz-Tachenberg- und Roßkogel Decke untergliederte, wobei die beiden höheren Decken nur im nördlichsten Teil der Einheit vertreten sind. Nach TOLLMANN (1964) handelt es sich um Faltendecken mit aufrechten und invers liegenden permomesozoischen Sedimentauflagerungen (siehe auch FUCHS, 1962; GMEINDL, 1999) und kristallinen Faltenkernen. Auch die südlichsten Teile der "Soproner Serie" im Ödenburger Gebirge (DRAGANITS, 1998), welche Grobgnese und Metagabbroamphibolite enthalten, werden in dieser Arbeit dem Semmering Komplex zugerechnet.

Die Kristallingesteine umfassen monotone Metapelite und -psamite, welche in älteren Arbeiten als „Hüllschiefer“ bezeichnet wurden, und bei denen es sich um phyllitische Glimmerschiefer, Phyllonite sowie retrograde Glimmerschiefer bzw. Gneise handelt (BERKA, 2000). Eingelagert sind große Mengen von porphyrischen Granitgneisen, die seit VACEK (1892) als Grobgnese bezeichnet werden. An den Grenzen der Grobgnese treten kleine Gabbro-, Metagabbro- und Amphibolitkörper auf (WIESENEDER, 1961, 1971). Es fehlen Karbonatgesteine wie sie für bestimmte Einheiten des Ostalpinen Kristallins typisch sind. In den nördlichsten Teilen der Einheit ist Lazulith innerhalb von Lazulith-Quarzgängen, als auch im permoskythischen Semmeringquarzit des Deckgebirges anzutreffen (BERL, 1996; BERNHARD et al., 1998). Leukophyllite (Weißschiefer) sind verbreitet und werden wirtschaftlich genutzt (HUBER, 1994). Das Deckgebirge der Semmering-Einheit umfaßt eine Schichtfolge von Permoskyth bis zur Obertrias, welche in Keuper Fazies ausgebildet ist (TOLLMANN, 1977).

*Lithologien:* Bei den Gesteinen der „Hüllschiefer“ lassen sich aufgrund makroskopischer Kriterien "feinschiefrige Glimmerschiefer", die als phyllitische Glimmerschiefer und Phyllonite anzusprechen sind, sowie kompaktere Ms-Chl-Grt-Schiefer unterscheiden. Über die Phyllonite sind kontinuierliche Übergänge zwischen den Lithologien vorhanden. Eine kartenmäßige Abtrennung ist schwierig, es lassen sich jedoch Bereiche mit der Vorherrschaft der einen oder anderen Gesteinsgruppe ausscheiden (BERKA, 2000).

Die **phyllitischen Glimmerschiefer** sind vor allem im nördlichsten Teil der Einheit verbreitet. Sie führen keinen Granat und lassen sich meist mit dem assoziieren was in der Literatur unter dem Begriff Quarzphyllit verstanden wird (z.B. MOREAU, 1981; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984: Birkfelder-, Mürztaler Quarzphyllit). Makroskopisch zeigen sie eine graubraune bis grünlichgraue Färbung und einzelne deformierte Quarzmobilisatlagen. Die grünschieferfazielle Paragenese setzt sich aus Hgl + Qtz + Chl ± Czo ± Tur ± Py zusammen. Der Quarzgehalt ist stark schwankend und erreicht bis zu 50% des Gesteinsvolumens. Eine bereichsweise vorhandene Albit- oder Turmalinsprossung ist ebenso typisch wie Pyritführung. Letztere bedingt eine rostige Verwitterung. Die Gesteine lassen zwei Schieferungen und eine überprägende *crenulation cleavage* erkennen. Im Dünnschliff auffällig sind mehrere Hellglimmergenerationen, wobei ältere die prägende Schieferung definieren und jüngere dieselbe unregelmäßig überwachsen (SCHMIDT, 1999; BERKA, 2000).

Die **Ms-Chl-Grt-Schiefer** sind mittelgrau bis dunkelblaugrau und zeigen eine rostige Verwitterung. Eine intensive polyphase Deformation ist anhand von verfalteten Quarzmobilisatlagen offensichtlich. Als Relikte einer präalpinen, höher temperierten Metamorphose findet sich Granat und in Ausnahmefällen kleine Pseudomorphosen (BERKA, 2000). Sehr lokal sind Reste von polysynthetisch verzwilligten Plagioklasen und im Nahebereich zu den Grobgneseis auch kataklastisch zerbrochene Kalifeldspäte vorhanden (KÜMEL, 1934, 1935; MILOTA, 1983). Hellglimmer bildet fast immer mehrere texturell unterscheidbare Generationen. Die vormals häufigen Biotite sind zumeist vollständig chloritisiert, aber oft noch an Erzausscheidungen (opakes

Erz, Sagenitgitter, Titanit), zu erkennen. Die rotbraunen Granate sind rostig verwittert und schlecht erhalten. Die Korngröße bleibt unter 5 mm und sie sind zumindest im Norden optisch einphasig (BERKA, 2000). Die Albitführung ist schwankend, in manchen Aufschlußbereichen aber typisch. Der Durchmesser der zumindest zum Teil syn- bis postdeformativ gebildeten Blasten beträgt 1 – 2 mm. In den südlicheren Teilen findet sich Chloritoid in der Matrix (MATURA pers. Mitt).

Aus den Schliiffbeobachtungen läßt sich eine ältere höhertemperierte Paragenese aus Grt + Bt + Ms + Pl + Qtz ± Kfs ableiten. Durch eine spätere Überprägung kommt es zur Bildung einer heute in weiten Bereichen prägenden, grünschieferfaziellen Paragenese aus Ms + Chl + Qtz + Ab ± Cld ± Bt ± Grt, wobei die untergeordnet vertretenen Gemengteile oft nur in bestimmten Gebieten auftreten.

Der **Grobgneis** ist ein über weite Bereiche einförmiger Augengneis mit bis zu 3 cm großen Mikroklinkristallen. Feinkörnige, granitische Bereiche sind innerhalb der Grobgneiskörper selten vorhanden; Dioritgneise und Tonalitgneise sind als zum Teil weit anhaltende eingeschaltet (WIESENEDER, 1981; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). An der Hangendgrenze des Grobgneises treten nördlich des Mürztales unscharf begrenzte, helle Quarzitlagen in den Grobgneisen auf. Diese wurden von CORNELIUS (1952) als Rittiser Quarzit bezeichnet.

Die Mikrokline der typischen Grobgneise (WIESENEDER, 1961, 1971; MILOTA, 1983) zeigen manchmal myrmekitische Verwachsungen an den Rändern. Wesentlich stärker als die Mikrokline sind die magmatischen, polysynthetisch verzwilligten Plagioklase serizitisiert. Im Zuge einer Deformation zerbrechen die magmatischen Feldspäte bilden aber ein zum Teil grobkörniges Rekristalliat. Quarz erreicht bisweilen 25 % des Gesteinsvolumens. Mittelkörniger Hellglimmer ist in Lagen angereichert, welche die Kalifeldspäte umfließen. Oft ist er mit Chlorit, selten mit Biotit verwachsen. Die Blättchen sind gekinkt und oft von einem feinen Serizitsaum umgeben. Biotit ist oft chloritisiert, die Pseudomorphosen lassen Erzausscheidungen erkennen. Zum Teil chloritisierte, kleine Granatkristalle sind vor allem in den glimmerreichen Bereichen vorhanden. Sie finden sich nie als Einschluß in den magmatischen Feldspäten.

Nach FLÜGEL & NEUBAUER (1984) handelt es sich um einen zusammenhängenden, lakkolithartigen Körper, der anscheinend konkordant in die umgebenden Paragesteine eingeschaltet ist. Gemeinsam mit diesen erlebte er eine polyphase Deformation und Metamorphose (WIESENEDER, 1971; MILOTA, 1983). Der magmatische Mineralbestand setzt sich aus Kfs + Pl + Qtz + Bt + Ms + Zrn zusammen. Durch eine hochtemperierte Überprägung kam es zur plastischen Deformation und Rekristallisation der Feldspäte und zur Bildung von Granat. Während einer grünschieferfaziellen Überprägung wurden die Feldspäte serizitisiert, Biotit und Granat wurden chloritisiert und es kam zur Bildung von feinschuppigem, phengitischem Hellglimmer (MÜLLER, 1994).

**Leukophyllite** stellen eine charakteristische Lithologie des Semmering Komplexes dar, die vor allem im Grenzbereich zwischen den Orthogneisen und den umgebenden Paragesteinen auftritt. Sie sind weiß, seidig glänzend und dünnblättrig brechend. Quarz bildet oft asymmetrische Augen von mehreren Millimetern Durchmesser (KISHÁZI & IVANCSICS; 1986; HUBER, 1994). Sie werden aus Hgl + Leuchtenbergit (Mg-Chl) + Qtz aufgebaut. HUBER (1994) erklärt ihre Genese durch Metasomatose von vorwiegend Orthogneisen durch hochsalinare Formationswässer innerhalb duktiler Störungszonen.

**Basite** in Form von Gabbros, Metagabbros und Amphiboliten sind eher selten, treten aber in einigen Bereichen gehäuft auf. Gabbros finden sich im Raum Birkfeld und Kirchschatz (WIESENEDER, 1961), Metagabbroamphibolite und Granatamphibolite wurden von DRAGANITS (1998) aus dem Ödenburger Gebirge beschrieben. Amphibolite sind beispielsweise nördlich vom Stuhleck vorhanden (CORNELIUS, 1936), ein Granat-Hornblendegneiszug findet sich in der Nordumrahmung des Fischbacher Fensters. Allgemein bilden die Basite Körper von wenigen hundert Metern Durchmesser. Die seltenen Olivin-Gabbros zeigen eine geochemische Signatur, die ihre Herkunft aus dem subkontinentalen Mantel belegt (PUMHÖSL et al., eingereicht). Sie haben einen magmatischen Mineralbestand aus Ol + Cpx + Opx + Pl + Bt + Ilm. Im Zuge der magmatischen Abkühlung kam es zur Bildung von Cummingtonit sowie pargasitischer und

edenitischer Hornblende. Sie sind von olivinfreien Gabbros umgeben, die im allgemeinen eine stärkere retrograde Überprägung zeigen und heute eine komplexe mineralogische Zusammensetzung aus Hbl + Act + Ab + Czo + Serizit + Chl + Grt + Bt + Qtz + Ttn + Ilm aufweisen.

*Geochronologie und Metamorphose:* Bis vor kurzem erschien die prä-alpidische Geschichte des Semmering Komplexes klar zu sein. Man nahm an, dass die Grobgneise während der variszischen Orogenese in die Hüllschiefer intrudierten, welche zu dieser Zeit eine amphibolitfazielle Metamorphose und zum Teil sogar Anatexis erlebten (z.B. TOLLMANN, 1977; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Diese Interpretation wurde auch durch eine Rb-Sr Gesamtgesteinsisochrone unterstützt, die an sechs Grobgneisen aus dem nordöstlichen Teil der Einheit bestimmt wurde und die  $338 \pm 12$  Ma ergab (SCHARBERT, 1990) (Abb. 2A). Berechnet man allerdings eine Rb-Sr Gesamtgesteinsisochrone aus allen verfügbaren Grobgneisdaten (13 Datenpunkte) so ergibt sich  $253 \pm 19$  Ma. Dazu passen die Rb-Sr Hellglimmeralter aus dem Raum Kirchschatz am Wechsel, welche permotriassische Alter zwischen 231 und 277 Ma lieferten (MÜLLER, 1994), zusätzliche Daten von SCHARBERT (1990) streuen zwischen 117 – 270 Ma.

Neueste Daten von PUMHÖSL et al. (eingereicht) ergaben ebenfalls ein permisches Sm-Nd Kristallisationsalter von  $264 \pm 7$  Ma für einen Olivinabbro von Birkfeld und U-Pb Alter zwischen 270 und 283 Ma für Zirkone aus den, dem Gabbros nächstgelegenen Grobgneisen von Kirchschatz. Permische, quarzporphyrische Metavulkanite bilden einen wesentlichen Teil der Roßkogeldecke (GAAL, 1963), und finden sich in Verbindung mit dem Semmeringquarzit auch im Fischbacher Fenster. Auch für einen Lazulith-Quarzgang aus dem Gebiet südlich von Mürzzuschlag konnte ein permotriassisches Bildungsalter von  $246 \pm 23$  Ma durch U-Th-Pb-*electron micro probe* (EMP) Datierung an Xenotim ermittelt werden (BERNHARD et al., 1998). Unter Berücksichtigung aller derzeit vorhandener Daten muß man annehmen, dass im Semmering Komplex sowohl variszische als auch permische Magmatite vorhanden sind, eine Ansicht, die bereits von WIESENEDER (1965) geäußert wurde. Die magmatischen Aktivitäten müssen zwangsläufig von thermischen Ereignissen begleitet worden sein. Als Relikte einer hochtemperierten Kontaktmetamorphose zu den Grobgneisen können die reliktsch erhaltenen Kalifeldspäte in den Ms-Chl-Grt-Schiefern gewertet werden, gleichwohl ob diese permisch oder variszisch sind. Indizien für eine permotriassische Metamorphose ergeben sich aus der intensiven magmatischen Tätigkeit und aus der hochtemperierten Deformation der Grobgneise in Zusammenhang mit den permotriassischen Rb-Sr Muskovitaltern von MÜLLER (1994). Die Temperaturen sollten mehr als  $500^\circ\text{C}$  betragen haben. Die Gabbros intrudierten nach PUMHÖSL et al. (eingereicht) in etwa 15 km Krustentiefe (ca. 4 kbar). Angaben über die Zugehörigkeit des präalpidischen Granates zu einem variszischen und/oder permotriassischen Metamorphoseereignis können derzeit nicht gemacht werden.

Die eoalpidische Überprägung des Semmering Komplexes ist durch mehrere Rb-Sr- als auch Ar-Ar Alter belegt. Im Kristallin liegen die K-Ar und Ar-Ar Muskovitalter zwischen 71 – 86 Ma (SCHARBERT, pers. Mitt; MÜLLER, 1994; DALLMEYER et al. 1998, PUMHÖSL et al., eingereicht), wobei die niedrigsten Alter aus dem südlichen Teil der Einheit, nahe von Vorau stammen. Ein Datum aus dem nördlichen Teil des Kristallins (Pretul) ergab ein Total Gas Alter (TGA) von ca. 170 Ma. Dieses wurde an einem phyllitischen Glimmerschiefer mit mehreren textuell unterscheidbaren Hellglimmergenerationen gemessen. Der Alterswert muß als Mischung zwischen einer präalpidischen und einer eoalpidischen Komponente interpretiert werden. Rb-Sr Biotitalter aus dem nordöstlichen Teil der Einheit (Kirchschatz) ergeben 70 – 83 Ma, im Gebiet nördlich von Vorau sind sie mit 59 Ma deutlich jünger (SCHARBERT, 1990; MÜLLER, 1994). Datierungen aus den aufliegenden Sedimentserien, welche die Serizitschiefer des Alpenen Verrucano, den Semmeringquarzit, die Kapellener Schiefer, die Marmore und die Keuperschiefer umfassen, ergaben rein eoalpidische Ar-Ar Alter von 79 - 84 Ma (MÜLLER et al., 1999, SCHMIDT, 1999, BERKA, 2000). Die Leukophyllite stellen eoalpidische Bildungen dar, wie Ar-Ar Muskovitalter von 69 - 94 Ma belegen (HUBER, 1994). Die Sr-Initialwerte aller Isochronen, berechnet mit dem jeweiligen Alter, streuen zwischen 0,7097 und 0,7586.

Generell ist im Semmering Komplex eine Abnahme der eoalpidischen Metamorphosebedingungen von Süden nach Norden nachzuweisen. Im Süden ist die Bildung einer eoalpidischen Granatgeneration und tschermakitischer Hornblende zu verzeichnen. Für den Raum Birkfeld werden Bedingungen von 530 - 570 °C bei 9 - 11 kbar, für Kirchsschlag 545 °C bei 8 kbar angegeben (PUMHÖSL, et al., eingereicht). DRAGANITS (1998) leitet aus der Bildung einer eoalpidischen, tschermakitischen Hornblendegeneration, welche in den Granatamphiboliten aktinolitische Hornblende überwächst, sowie der Koexistenz von Albit und Oligoklas Bedingungen der untersten Amphibolitfazies im südlichsten Teil des Ödenburger Gebirges ab. Im Kristallin am Nordrand des Semmering Komplexes ist keine Granat- oder Biotitneubildung bekannt (SCHMIDT, 1999; BERKA, 2000). Neugesproßter Biotit und die Ausbildung einer *crenulation cleavage* wurden aus den Kapellener Schiefen (karnische Schwarzschiefer) beschrieben (SCHMIDT, 1999). Aus diesen Beobachtungen werden Bedingungen der unteren Grünschieferfazies mit Temperaturen zwischen 300 °C und 400 °C für die nördlichen Bereiche des Semmering Komplexes abgeleitet. Bei deutlichem Fluiddurchsatz kam es aber zu intensiver Umwandlung und Neubildung von Mineralen.

### **Strallegg Komplex**

Der Strallegg Komplex tritt in mehreren geographisch voneinander getrennten Vorkommen auf. Unter diesem Begriff werden im Folgenden die Stralleggergneise (Formation) und die Tommerschiefer (Formation) verstanden. Dies entspricht der Interpretation von WIESENEDER (1971), KOLLER & WIESENEDER (1981), aber auch jener in BERKA (2000).

Das größte Vorkommen dieser Lithologien findet sich am Südrand des Kristallins im Raum Hartberg-Strallegg-Stubenberg. Schon im Kartenbild (WIESENEDER, 1971) ist zu erkennen, dass die in den Flußtälern auftretende Grobgneise des Semmering Komplexes von Stralleggergneisen, Tommerschiefern und eingelagerten Feinkorngraniten überlagert werden, welche die Hügelkuppen des Rabenwaldes bilden. Auch im Ödenburger Gebirge nimmt die "Öbrennberg Kaltes Bründl Serie" die den Stralleggergneisen gleichzusetzen ist die hangendste Position ein. Sie sind klar von der darunterliegenden "Sopron Serie" (DRAGANITS, 1998) zu trennen, die den Tommerschiefern entspricht [exklusive dem südlichsten Teil des Ödenburger Gebirges, der mit der Assoziation aus Grobgneisen und Metagabbros zum Semmering Komplex zu zählen ist (siehe oben)].

Nicht so eindeutig ist die Situation im Traibachgraben südlich von Mürzzuschlag. Hier sind die "Traibachschiefer", welche wiederum ein Synonym der Stralleggergneise darstellen, nicht klar von Lithologien zu unterscheiden, die mit den Tommerschiefern vergleichbar sind. Auch ihre Stellung zu den phyllitischen Glimmerschiefern des Semmering Komplexes konnte trotz mehrfacher Kartierung des Gebietes nicht geklärt werden (CORNELIUS, 1936; NOWOTNY & ROCKENSCHAUB, 1994; BERKA, 2000). Die Gründe dafür liegen wohl in der schlechten Aufschlußsituation, und der komplexen Geologie, welche durch Faltendecken im Stirnbereich des Semmering Komplexes und Verstellungen entlang des tertiären Mürztaler Störungssystems charakterisiert ist.

Bei den Stralleggergneisen handelt es sich um biotitreiche, alumosilikatführende Glimmerschiefer, Gneise und migmatische Gneise, die eine polyphase Metamorphoseentwicklung zeigen. Unter dem Begriff Tommerschiefer werden polymetamorphe Granatglimmerschiefer, die durch das Auftreten von bis über 10 cm großen, langprismatischen Pseudomorphosen ausgezeichnet sind, verstanden. Feinkorngranite und Pegmatite sind in beiden Lithologien anzutreffen. Amphibolite, Kalksilikate und Marmore sind selten. Im Strallegg Komplex finden sich untergeordnet, aber weit verbreitet Disthenquarzite und Leukophyllite. Festzuhalten ist, dass wesentliche von den Tommerschiefern und Stralleggergneisen eingenommenen Gebiete auf jenen Kartenblättern liegen, die noch nicht vorliegen.

*Lithologien:* Die **Stralleggergneise** fallen im Gelände durch ihre dunkle Färbung, den Biotitreichum, die wenig ausgeprägte Schieferung und die grobblockige Verwitterung auf. Charakteristischerweise zeigen sie eine ältere Hochtemperatur/Niederdruck (HT/LP) Paragenese mit Andalusit und Sillimanit, die nurmehr in den nördlich gelegenen Vorkommen erhalten ist und gegen Süden zunehmend durch eine nachfolgende Metamorphose im Kyanit-Stabilitätsfeld

überprägt wurde. Bei den HT/LP Paragenesen handelt es sich um Bt-And-Sil-Schiefer, die am besten im Ödenburger Gebirge, aber auch im Traibachgraben erhalten sind. Die textuell ältesten Mineralrelikte sind Granat (Grt<sub>1</sub>) und Staurolith (St<sub>1</sub>). St<sub>1</sub> ist sehr selten und meist nur als stark resorbiertes Relikt, vorwiegend als Einschluß innerhalb von Andalusitporphyroblasten vorhanden. Im Zuge der HT/LP Metamorphose kam es zur Bildung einer Paragenese aus Bt + And + Sil + Pl + Qtz + Ms + Kfs. Auch das ehemalige Vorhandensein von Cordierit wird aufgrund von Formrelikten vermutet (LELKES-FELVÁRI & SASSI, 1984). Andalusit bildet mehrere Millimeter große Poikiloblasten, welche zumindest teilweise durch prograden Zerfall von Staurolith gebildet wurden. Sillimanit ist zumeist textuell jünger und findet sich innerhalb von Scherbändern, die den Andalusit deformierten, aber auch zwischen boudinierten Andalusitkristallen. Die hochtemperierte Deformation ist durch eine überwiegende *plain strain* Komponente gekennzeichnet, da keine Rotation der Porphyroblasten festzustellen ist. Biotit ist grobschuppig und rotbraun gefärbt.

Im Zuge einer druckbetonten Überprägung kam es zur Bildung von charakteristischen, lokal aber unterschiedlich zusammengesetzten Pseudomorphosen nach Andalusit und Sillimanit. Die Zusammensetzung dieser Pseudomorphosen ist wesentlich davon abhängig, wann und inwieweit es unter Fluidzufuhr zu einem Abbau der anderen hochtemperierten Mineralphasen kam. Unter "trockenen" Bedingungen kam es in den am Besten erhaltenen Gesteinen im Ödenburger Gebirge zunächst zur Bildung von feinkörnigem Kyanit am Rand und entlang von Rissen des Andalusites. In weiterer Folge wurden die Alumosilikate vollständig durch feinkörnigen Kyanit ersetzt, was für die Strallegger und Hartberger Gegend typisch ist. Zeitgleich ist das Wachstum von jungem Granat (Grt<sub>2</sub>) entlang von Korngrenzen zwischen Biotit und Plagioklas zu beobachten. Von PEINDL (1990) wird die Bildung von jungem Staurolith (St<sub>2</sub>) beschrieben. Eine späte Fluidzufuhr führte oft zur Serizitisierung von Plagioklas und Kyanit.

Lief die Umwandlung der Alumosilikate bei ausreichender Fluidzufuhr ab, kam es gleichzeitig zum Abbau von Biotit und Plagioklas. Die dabei frei werdenden Elemente bewirken die Entstehung komplex zusammengesetzter Formrelikte nach Andalusit, die aus Ky + Cld ± Crn ± St ± Pg ± Mrg bestehen. Im Traibachgraben sind Pseudomorphosen mit Kernbereichen aus feinkörnigem Kyanit und Rändern aus ebenso feinkörnigem Chloritoid häufig. Langgestreckte Aggregate aus feinkörnigem Chloritoid gehen eindeutig auf ehemalige Sillimanite zurück. Sehr detaillierte Beschreibungen der Pseudomorphosen finden sich in TÖRÖK (1999) und BERKA (2000). Im Zuge des Biotitabbaues wird dieser zunächst bleich und es kommt zu Titanausscheidungen in Form von Sagenitgittern. In weiterer Folge entstehen Pseudomorphosen aus Chl + opakem Erz ± Ms ± Rt. Die Plagioklase werden serizitisiert und junger idiomorpher Granat (Grt<sub>2</sub>) überwächst diesen Serizit. Weiters bildet er Anwachssäume um ältere Grt<sub>1</sub>-Kerne.

Die **Tommerchiefer** im Bereich des Tommer sind Ms-Chl-Grt-Schiefer mit langprismatischen Pseudomorphosen. Die Gesteine zeigen eine Hauptschieferung, die durch Hellglimmer und bis zu 1,5 mm große Ilmenitblättchen definiert wird. Ehemals zum Teil häufig vorhandener Bioit ist zu Chlorit, mit charakteristischen Erzausscheidungen, umgewandelt. Granatporphyroblasten (Grt<sub>1</sub>) und die oben erwähnten Pseudomorphosen überwachsen die Ilmenitblättchen. Die Pseudomorphosen sind wenige Millimeter bis über 10 cm groß, langprismatisch und bestehen aus Hgl oder Hgl + Cld (BERKA, 2000). Im Bereich des Ödenburger Gebirges sind sie typischerweise aus Hgl + Cld + Ky zusammengesetzt und werden von jungem Staurolith (St<sub>2</sub>) überwachsen (DRAGANITS, 1996, 1998). Die Umwandlung erfolgte oft unter statischen Bedingungen, da die ehemalige Kornform der Pseudomorphosen häufig undeformiert vorliegt, in manchen Bereichen wurden sie jedoch bis zur völligen Unkenntlichkeit zerschert. Ursprünglich könnte es sich entweder um Staurolith oder um Andalusit gehandelt haben. Es überwiegt die Ansicht, dass ehemals Staurolith (St<sub>1</sub>) vorhanden war, da die Andalusite, bzw. die nachweislich aus Andalusit hervorgegangenen Pseudomorphosen der Stralleggergneise nie als langprismatische Idioblasten vorliegen (DRAGANITS, 1998; BERKA, 2000).

Bei den im Strallegg Komplex auftretenden **Orthogneisen** handelt es sich vor allem um fein- bis mittelkörnige Muskovit- und Zweiglimmergranitgneise, sowie kleinere Tonalitgneiskörper (PEINDL, 1990; SCHARBERT, 1990). Diese treten sowohl in den Stralleggergneisen als auch in den Tommerchiefern auf (WIESENEDER, 1971). Lediglich im Ödenburger Gebirge sind sie immer an

die Tommerschiefer gebunden (DRAGANITS, 1998). Durchwegs ist das metamorphe Wachstum von feinkörnigem, xenomorphen Granat, Klinozoisit und phengitischem Hellglimmer auf Kosten von Biotit und Plagioklas zu beobachten.

**Pegmatite** sind in den Stralleggergneisen aller Vorkommen häufig, selten treten sie aber in den Tommerschiefern auf. Der Mineralbestand setzt sich aus Fsp + Qtz + Tur(Srl) zusammen, wobei die einzelnen Minerale oft sehr grobkörnig ausgebildet sind. Die Gesteine sind wenig deformiert und durchschlagen diskordant die Schieferung der Gneise.

Die **Disthenquarzite** (WIESENER, 1971) sind grau verwitternde Gesteine mit blaugrauem Anschlag und plattigem Bruch (DRAGANITS, 1998). Deformierte Quarzzeilen belegen eine intensive Deformation, die jedoch vor dem Wachstum des heutigen Mineralbestandes aus Ky + Leuchtenbergit (Mg-Chl) + Ms + Qtz abgelaufen sein muß. Kyanit und Leuchtenbergit wachsen unregelmäßig, die Quarze sind statisch rekristallisiert und zeigen Korngrenztripelpunkte. KISHÁZI & IVANCSICS (1986) unterscheiden im Ödenburger Gebirge je nach dem Ms-Gehalt "grey quartzites" (Ms-reich) von "white quartzites" (Ms-arm).

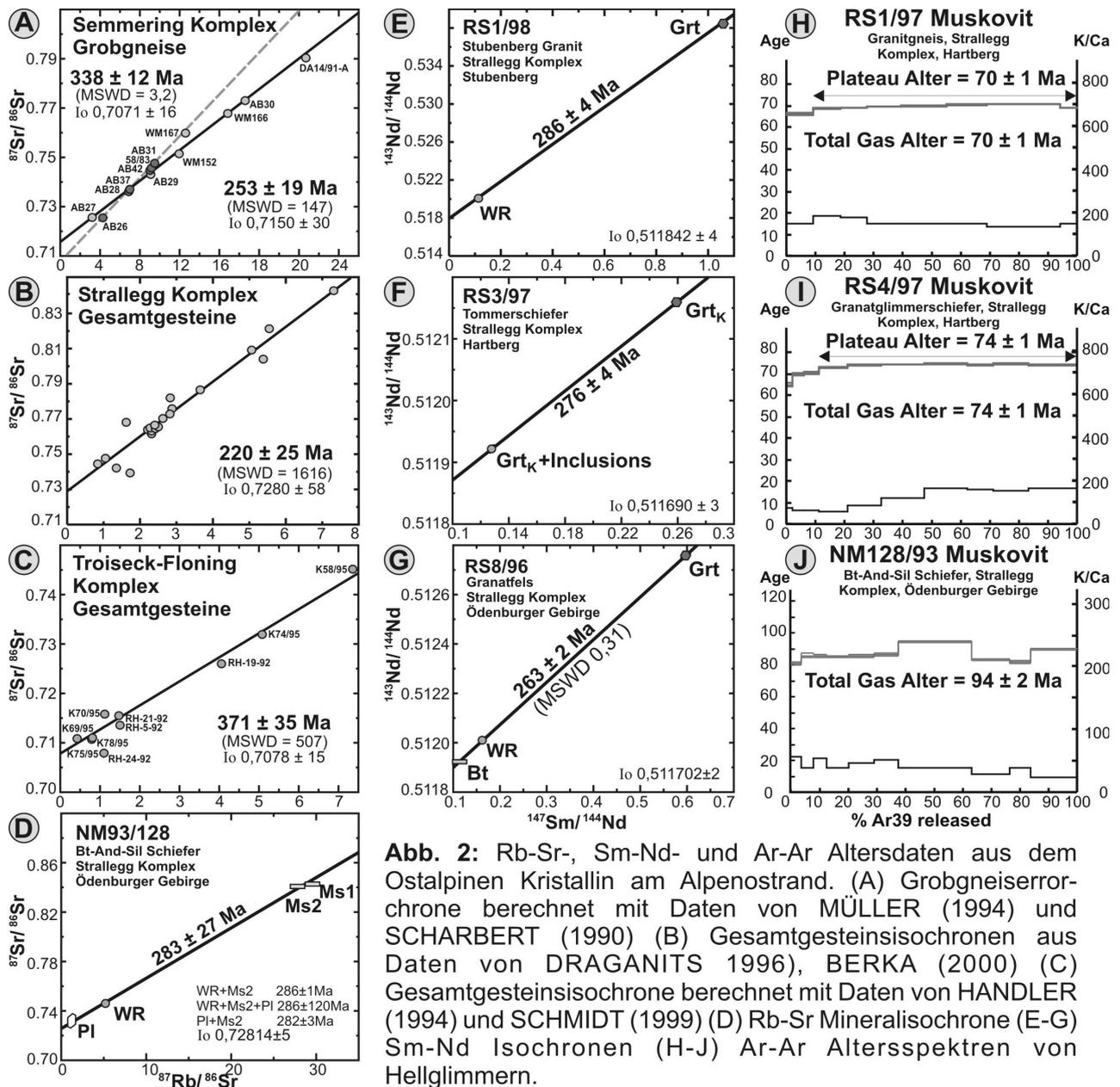
Sehr lokal vorhandene und nur wenige Dezimeter mächtige **Granatfelse** mit einem Mineralbestand aus Grt + Bt + Qtz finden sich in den Stralleggergneisen des Ödenburger Gebirges (DRAGANITS, 1996). Auch sie zeigen ein im wesentlichen postdeformatives Mineralwachstum. Die **Amphibolite** haben unterschiedliches Aussehen, wobei Granatamphibolite und Metagabbroamphibolite hervorzuheben sind (REINDL, 1989; PEINDL, 1990; BERKA, 2000). Eine ältere Paragenese besteht aus Hbl ± CPx (Di) ± Grt<sub>1</sub> + Pl ± Bt + Ttn. Im Zuge einer unterschiedlich stark wirkenden Überprägung entstehen Act, Ep/Czo, Serizit. Granat (Grt<sub>1</sub>) als auch Hornblende und Plagioklas werden zu feinkörnigem Chl + Czo + Hgl + Qtz + Bt zersetzt. Lokal ist das Wachstum einer vermutlich jüngeren Granatgeneration (Grt<sub>2</sub>) zu beobachten (BERKA, 2000).

**Marmore** und **Kalksilikate** fehlen in weiten Bereichen der Einheit. Jene aus dem Steinbruch Stubenberg zeichnen sich durch eine erste hochtemperierte Paragenese aus Ol(fo<sub>95</sub>) + Cc + Ti-Klinohumit ± Phl ± Chl bzw. Wo + Ves + Grt + Zo + Bt + Ttn aus. In jüngeren Deformationszonen kam es später zur Bildung komplexer Mineralvergesellschaftungen, die unter anderem Baddeleyite und Zirconolit enthalten (TROPPEL et al., 2001).

**Geochronologie:** Wie mehrfach erwähnt zeigen die Gesteine des Strallegg Komplex eine polymetamorphe Entwicklung. Das älteste durch geochronologische Daten belegte Ereignis ist als variszisch einzustufen. Aus den Stralleggergneisen des Traibachgrabens existiert eine Sm-Nd Granat-Isocronen, welche an der ersten Granatgeneration (Grt<sub>1</sub>) gemessen wurde und  $321 \pm 2$  Ma ergab (BERKA et al., 1998), sowie einige U-Th-Pb-(EMP) Alter an Monaziten die zwischen 310 und 330 Ma liegen (BERNHARD et al., 1998; BERNHARD et al., 2000; NAGY et al., eingereicht). Eine zweite gut belegte Altersgruppe liegt zwischen 240 und 290 Ma: Ein Sm-Nd Granatbildungsalter von  $263 \pm 4$  Ma (Abb. 2G) stammt von einem Granatfels aus dem Ödenburger Gebirge, Granat (Grt<sub>1</sub>) aus einem Tommerschiefer von Hartberg ergab  $276 \pm 4$  Ma (Abb. 2F), und eine weitere Isochrone von einem Pegmatitgranat aus dem Steinbruch Stubenberg lieferte  $286 \pm 4$  Ma (Abb. 2E). Aus demselben Steinbruch wurde ein Rb-Sr Muskovitalter von  $230 \pm 2$  Ma an einem Pegmatit ermittelt (SCHARBERT, 1990). Mit der gleichen Methode lieferte ein Feinkorngranitgneis von Rabenwald ein Alter von  $243 \pm 2$  Ma (SCHARBERT, 1990) und Pegmatite aus den Stralleggergneisen vom Traibachgraben und dem Ödenburger Gebirge ergaben  $244 \pm 2$  Ma (BERKA, 2000) bzw.  $215 \pm 1$  Ma (DRAGANITS, 1998). Zwei U-Th-Pb-(EMP) Monazitalter aus den Stralleggergneisen vom Traibachgraben sind  $272 \pm 19$  Ma und  $269 \pm 15$  Ma. Ein weiteres Alter von  $260 \pm 13$  Ma wurde an Monazit aus einem diskordanten Granitgang gemessen. Rb-Sr Muskovitisochronen der Stralleggergneise streuen zwischen 103 und 296 Ma (siehe auch Abb. 2D). All diese Altersdaten sprechen für intensiven permischen Magmatismus und ein permotriassisches Metamorphoseereignis.

Ar-Ar und K-Ar Altersdatierungen aus dem Strallegg Komplex zeigen ein komplexes Bild: Ar-Ar Altersspektren von grobkörnigen Pegmatitglimmern aus dem nördlichen Teil der Einheit ergaben TGA zwischen 160 und 240 Ma (DRAGANITS, 1996; BERKA, 2000). Muskovit TGA aus den Stralleggergneisen vom Traibachgraben liegen zwischen von 79 und 161 Ma (BERKA et al., 1998;

BERKA, 2000), ein weiteres gemessen an grobkörnigem Muskovit von einem Bt-And-Sil-Schiefer aus dem Ödenburger Gebirge ergab  $94 \pm 2$  Ma (Abb. 2J). K-Ar Muskovitalter aus dem letztgenannten Gebiet streuen zwischen 95 und 177 Ma, jene an Biotit gemessenen liegen zwischen 200 und 328 Ma (BALOGH & DUNKL, 1997). Dazu kommen Ar-Ar PA und TGA von Biotiten, die 242 bis 288 ergeben (DRAGANITS, 1996; BALOGH & DUNKL, 1997). Aus dem südlichen Teil des Strallegg Komplex wurden deutlich jüngere Ar-Ar PA gemessen. Aus Orthogneisen von Hartberg wurden  $74 \pm 1$  Ma (Abb. 2I) und  $70 \pm 1$  Ma (Abb. 2H) ermittelt, eine Probe aus der Gegend NE von Stubenberg ergab  $77 \pm 1$  Ma und ein basaler Mylonit lieferte  $71 \pm 1$  Ma (DALLMEYER et al. 1998). Rb-Sr Biotitalter vom Traibachgraben und dem Ödenburger Gebirge ergeben 52 - 209 Ma. K-Ar Muskovitalter aus den Tommerschiefern des Ödenburger Gebirges liegen nach BALOGH & DUNKL (1997) zwischen 76 - 177 Ma, jene von Biotit aus den Orthogneisen zwischen 78 - 103 Ma. Ein eingelagerter Leukophyllit wurde mit 81 Ma datiert. Junge Rb-Sr Biotitalter wurden aus den Stralleggergneisen bei Strallegg gemessen, sie liegen bei 66 Ma.



**Abb. 2:** Rb-Sr-, Sm-Nd- und Ar-Ar Altersdaten aus dem Ostalpinen Kristallin am Alpenostrand. (A) Grobgneseisochrone berechnet mit Daten von MÜLLER (1994) und SCHARBERT (1990) (B) Gesamtgesteinsisochronen aus Daten von DRAGANITS (1996), BERKA (2000) (C) Gesamtgesteinsisochrone berechnet mit Daten von HANDLER (1994) und SCHMIDT (1999) (D) Rb-Sr Mineralisochrone (E-G) Sm-Nd Isochronen (H-J) Ar-Ar Altersspektren von Hellglimmern.

Probe	Lokalität	Material	Nd [ppm]	Sm [ppm]	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	2s <sub>m</sub>
RS1/98	Stubenberg (Steiermark)	WR	0.45	0.10	0.136	0.512097	± 5
RS1/98	E 015°47'18" / N 47°14'44"	Grt	0.34	0.61	1.080	0.513868	± 8
RS3/97	Hartberg (Steiermark)	Grt+Incl.	27.2	5.74	0.128	0.511922	± 5
RS3/97	E 015°57'10" / N 47°17'18"	Grt	4.30	1.84	0.259	0.512159	± 5
RS8/96	Ödenburger Gebirge (Bgl.)	WR	17.3	4.67	0.163	0.512008	± 6
RS8/96	E 016°31'33" / N 47°30'29"	Grt	0.63	0.62	0.597	0.512757	± 6
RS8/96		Bt	14.0	2.55	0.110	0.511918	± 6

Probe	Lokalität	Material	Rb [ppm]	Sr [ppm]	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	2s <sub>m</sub>
NM93/128	Ödenburger Gebirge (Bgl.)	WR	188	105	5.180	0.74655	± 9
NM93/128	E 016°31'00" / N 47°38'26"	Ms 1	211	21.2	29.18	0.84424	± 118
NM93/128		Ms 2	209	21.9	27.92	0.84174	± 12
NM93/128		PI	18.1	57.6	0.913	0.73313	± 14
RS1/97	Hartberg (Steiermark), E 015°56'04" / N 47°17'35"						
RS4/97	Hartberg (Steiermark), E 015°57'10" / N 47°17'18"						

**Tab. 1:** Isotopendaten zu den Mineralisochronen (Abb. 2) aus dem Strallegg Komplex.

Die Ar-Ar, K-Ar und Rb-Sr Altersdaten zeigen in den nördlichen Gebieten eine starke Streuung, während die wenigen Daten aus dem Süden für beide Isotopensysteme eine relativ späte eoalpidische Abkühlung um 75 Ma bzw. 66 Ma belegen. Ein starker Hinweis auf massiv vorhandenes Überschußargon in den nördlichen Anteilen der Stralleggergneise ergibt sich daraus, dass die K-Ar Biotitalter generell höher als jene der Muskovite sind. Daraus läßt sich ableiten, dass die jüngsten Alter am ehesten als Abkühlalter interpretiert werden können. Folgt man dieser Interpretation würden die Stralleggergneise im Bereich des Traibachgrabens um ca. 80 Ma, jene des Ödenburger Gebirges um ca. 95 Ma abkühlen. Das Abkühlalter der Tommerschiefer aus dem Ödenburger Gebirge läge mit ca. 80 Ma im Altersbereich des Semmering Komplexes. Bemerkenswert sind in diesem Zusammenhang die *fission track* Alter der Stralleggergneise, die mit ca. 70 - 80 Ma für Zirkon und 50 - 80 Ma Apatit im regionaler Vergleich mit Abstand am ältesten sind (DUNKL, 1992). Die höheren Rb-Sr Biotitalter können dahingehend interpretiert werden, dass frischer, undeformierter Biotit aus Gesteinen gemessen wurde deren Überprägung ohne wesentlichen Fluiddurchsatz erfolgte. Daher sind die Alter nur teilverjüngt, obwohl die Temperaturen über der normalen Schließtemperatur von 300 °C lagen. Die um 75 Ma streuenden Ar-Ar Alter aus dem südlichen Teil des Strallegg Komplex müssen, entgegen der Interpretation in DALLMEYER et al. (1998), als Abkühlalter interpretiert werden, da die Metamorphosebedingungen deutlich über 400 °C gelegen haben. Die Sr-Initiale aller hier behandelten Isochronen, berechnet mit dem jeweiligen Alter, geben hohe Werte zwischen 0,7204 und 0,7506.

**Metamorphose:** Die Bestimmung von P-T Daten aus den polymetamorphen Gesteinen des Strallegg Komplex ist schwierig. Die Mineralvergesellschaftungen von Sil, Ky, And, St, Cld, Grt, Bt, Chl, Crn, Ms, Pg, Mrg, Ab, Qtz zeigen an, dass oft schon im Kleinbereich mit Ungleichgewichten zu rechnen ist. Ebenso lassen sich viele der geochronologischen Daten nur durch unvollständige Neueinstellung der Isotopensysteme und Überschußargon erklären.

Für das variszische Ereignis lassen sich aus dem Auftreten von Grt<sub>1</sub> (321 Ma) und St<sub>1</sub> amphibolitfazielle Bedingungen für die Stralleggergneise ableiten. Die Tommerschiefer könnten zu dieser Zeit noch als epizonale, granatfreie Phyllite vorgelegen haben.

Die permische HT/LP Metamorphose erreichte in den Stralleggergneisen hoch amphibolitfazielle Bedingungen im Stabilitätsfeld von Andalusit, Sillimanit und Kalifeldspat. Bereichsweise kam es zu Anatexis und zur Intrusion von permischen Graniten. Aus den Paragenesen lassen sich ca. 625 °C bei 2 - 2,5 kbar für die Stralleggergneise vom Traibachgraben (BERKA, 2000) und 650 °C bei 3 - 5 kbar für jene aus dem Ödenburger Gebirge ableiten (DRAGANITS, 1998). Nach geothermobarometrischen Untersuchungen mit dem Program TWEEQUE (BERMAN, 1990) läßt

sich die Metamorphosegeschichte in mehrere Phasen gliedern (TÖRÖK, 1999): Zuerst kam es bei 550 – 600 °C und 3,2 – 4,8 kbar zum Abbau von paragonitischem Hellglimmer nach der Reaktion  $Pg + Qtz = Ab + Sil + H_2O$ . Eine darauffolgende Temperaturzunahme bei gleichzeitigem Druckabfall ist durch den prograden Zerfall von Staurolith nach der Reaktion  $St + Ms + Qtz = And + Bt + H_2O$  und den prograden Muskovitabbau  $Ms + Qtz = Kfs + Sil + H_2O$  belegt. Der Metamorphosehöhepunkt wurde bei 640 – 710 °C und 2,2 – 3,8 kbar erreicht.

Betrachtet man das Granatalter (276 ± 4 Ma) aus den Tommerschiefern von Hartberg als repräsentativ für alle Tommerschiefer und geht man davon aus, dass die Pseudomorphosen tatsächlich aus Staurolith hervorgegangen sind, so erlebten die Tommerschiefer eine permotriassische Metamorphose mit amphibolitfaziellen Bedingungen.

Die eoalpidische Überprägung ist wie auch im übrigen Ostalpin ein druckbetontes Ereignis. Für den Steinbruch Stubenberg berechneten TROPPEL et al. (2001) 530 – 600 °C bei 12 – 15 kbar. Für die etwas weiter nördlich gelegene Talklagerstätte Rabenwald geben MOINE et al. (1989) 500 – 550 °C bei 8 – 9 kbar (Phengitbarometrie) als Bildungsbedingungen an. Ähnliche Temperaturen wurden nach BERKA (2000) in den Stralleggergneissen des Traibachgrabens erreicht. Auf Grund der Koexistenz von  $Cld + St$  in den Pseudomorphosen werden Temperaturen von 520 – 560 °C angenommen, Druckangaben sind nicht vorhanden. Für die Tommerschiefer des Ödenburger Gebirges gibt DRAGANITS (1998) einen Metamorphosepfad mit raschem Druckanstieg und einen nachfolgenden Temperaturhöhepunkt bei niedrigeren Drucken an. Dies wird aus den Granatzonierungen, der Bildung von Staurolith nach der Reaktion  $Cld + Ky = St + Qtz + H_2O$  und dem Phengit-Barometer von MASSONNE (1991) abgeleitet. Die Bedingungen während der Staurolithbildung werden mit 550 ± 30 °C bei 9,5 ± 1,5 kbar abgeschätzt. Für dasselbe Gebiet kommt TÖRÖK (1996) auf 450 – 550 °C bei 12 kbar. Aus der Zonierung von Granat, der Zusammensetzung der Feldspäte und Phengitbarometrie lassen sich aus den feinkörnigen Orthogneisen 500 ± 50 °C bei 13 ± 1 kbar für den Druckhöhepunkt und ein nachfolgender Temperaturhöhepunkt ableiten (TÖRÖK, 1999). Ähnlich hohe Drucke von 13 kbar bei 560 ± 30 °C ermittelte DEMÉNY et al. (1997) für die Bildung der eingelagerten Leukophyllite.

### **Sieggraben Komplex**

Amphibolitfazielle, eklogitführende Gesteinsassoziationen sind in drei Deckschollen im Hangenden des Semmering Komplexes vorhanden und seit langem bekannt. Es handelt sich um die Sieggrabener-, Schäfferner- und Steinbacher Deckscholle (TOLLMANN, 1977). Die meisten vorhandenen Untersuchungen beziehen sich auf die Sieggrabener Deckscholle (KÜMEL, 1935; LECHNER, 1957; PUTIS et al., 2000) wenige Arbeiten beschäftigen sich mit der Steinbacher- (KROHE, 1981) und Schäfferner Deckscholle (NEUBAUER et al., 1999). Der Sieggraben Komplex repräsentiert nach NEUBAUER et al. (1999) eine tektonische Melange. Diese besteht aus biotitreichen, zum Teil kyanitführenden Schiefergneisen in die Serpentine, Metagabbros, Eklogitamphibolite, Amphibolite, Kalksilikate, Marmore, Orthogneise und Pegmatitgneise eingeschaltet sind (KÜMEL, 1935, LECHNER, 1957; RICHTER, 1973). Die retrograden Eklogite zeigen chemische Charakteristika, die von N-MORB bis zu *transitional basalts* reichen. Diese Charakteristika in Verbindung mit dem Auftreten von Serpentine und Metagabbros veranlaßten NEUBAUER et al. (1999) die Bezeichnung „ophiolithähnliche Fragmente“ zu verwenden, es wird aber darauf hingewiesen, dass es sich beim Sieggraben Komplex um voralpidisch metamorphes Kristallin handeln muß. Die lithologische Zusammensetzung und bestimmte Lithologien des Sieggraben Komplex sind sehr ähnlich zu jenen im Saualpe-Koralpe Komplex. Insbesondere sind mylonitische Grt-Ky-Bt-Gneise vorhanden, welche zum Teil mit den Plattengneisen der Koralpe zu vergleichen sind (KÜMEL, 1935; KROHE, 1981).

*Lithologien:* Wie oben dargestellt ist der Sieggraben Komplex lithologisch bunt zusammengesetzt; an dieser Stellen kann nur auf einzelne Gesteinstypen eingegangen werden. Detaillierte Beschreibungen finden sich in KÜMEL (1935), KROHE, (1981) und MILOTA (1983). Am eingehendsten studiert, da aus geodynamischer Sicht von besonderem Interesse, sind die

Eklogitamphibolite.

Die **Biotit-Schiefergneise** (MILOTA, 1983) sind reich an grobschuppigem Biotit. Er ist zumeist frisch erhalten, im Zuge des Abbaues entsteht zunächst Titanit und in weiter Folge Chloritpseudomorphosen mit Sagenitgittern. Grobkörniger Plagioklas ist manchmal mit Klinozoisit gefüllt. Im Zuge einer jüngeren, hochtemperierten Deformation, die zum Teil zur Bildung von Myloniten führt, werden sowohl Plagioklas als auch Biotit einer Kornverkleinerung unterworfen, wobei die Feldspäte rekristallisieren. Kyanit tritt in Form von feinkörnigen Haufwerken, aber auch als größere Kristalle auf. Es sind zwei Granatgenerationen vorhanden, die erste (Gr<sub>1</sub>) bildet größere Blasten, die grobkörnigen Kyanit, Kyanit-Haufwerke, groben Biotit und Plagioklas überwachsen. Die kleinere Generation (Gr<sub>2</sub>) ist hypidiomorph und mit feinkörnigem Hellglimmer, Biotit und Kyanit vergesellschaftet. Nach MILOTA (1983) entstand in den Gesteinen eine erste hochtemperierte Paragenese aus Bt + Pl + And/Sil + Qtz ± Kfs ± Ms ± Rt ± Ilm. In einem zweiten Akt wurden die Alumosilikate in Kyanithaufwerke umgewandelt, es entstand neuer grobkörniger Kyanit und es kam zur Bildung von Gr<sub>1</sub>. In einem dritten Schritt kam es unter retrograden Bedingungen zum Wachstum von Gr<sub>2</sub>, Chloritisierung von Biotit und der Entstehung von feinkörnigem Hellglimmer.

Karbonate sind im Bereich der Siegrabener Deckscholle häufig. **Marmore** zeigen eine Paragenese aus Cc ± Phl ± Ms ± Hbl (Prg) ± Ol wobei letzterer zumeist serpentinisiert ist. Die **Kalksilikate** sind aus Cc + Qtz + Pl + Ms ± Cpx ± Ol ± Grt ± Scp ± Erz aufgebaut. Weiters ist retrograder Biotit vorhanden.

Helle **Orthogneise** weisen einen Mineralbestand aus Kfs + Pl + Grt + Qtz ± Hbl auf.

Die **Eklogitamphibolite** bilden bis zu mehrere Meter mächtige Körper. Sie zeigen eine Zonierung von ungeschieferten gut erhaltenen, hornblendeärmeren Eklogiten im Zentrum zu stark geschieferten, hornblendereichen Typen am Rand. Sie sind aus Grt, CPx (Omp), Hbl, Ttn, Pl, Aug, Qtz, opakem Erz, Ap, Rt zusammengesetzt. Granat zeigt im Zentrum häufig Einschlüsse von Klinozoisit und blauer Hornblende (Hbl<sub>1</sub>), in den Randbereichen ist Omphazit vorhanden. Der Omphazit der Matrix wird zum Teil von Hornblende (Hbl<sub>3</sub>), andererseits von Symplektiten aus Albit, Na-reichem Augit und Hornblende ersetzt. Die Hornblende bildet aber auch distinkte Körner (Hbl<sub>2</sub>). Nach NEUBAUER et al. (1999) und PUTIS et al. (2000) besteht die Hochdruckparagenese der Eklogite aus Grt + Omp + Hbl<sub>2</sub> + Rt. Im Zuge von Druckentlastung kommt es zur Bildung von Symplektiten aus Pl + CPx (Di) + Hbl<sub>3</sub> und zum teilweisen Abbau des Rt.

**Geochronologie:** Das höchste gemessene Alter aus dem Bereich des Siegraben Komplexes beträgt 313 ± 8 Ma und stammt von einem Granitgneisgang. Es handelt sich um den oberen Einstichpunkt in einem Diskordiadiagramm, welches durch Messungen von Zirkonen und Monaziten ermittelt wurde. Der Wert wird als Bildungsalter des Ganges interpretiert (PUTIS et al., 2000). Der untere Einstichpunkt liegt bei 103 ± 14 Ma. Aus Eklogitamphiboliten wurden zwei Ar-Ar Hornblende PA von 109 ± 1 Ma und 137 ± 1 Ma bestimmt (NEUBAUER et al., 1999). Ar-Ar Muskovit PA aus der Steinbacher- und Schäfferner Deckscholle ergaben 82 ± 1 Ma und 78 ± 1 Ma (DALLMEYER et al., 1998). K-Ar Alter von Pegmatitmuskoviten ergaben 95 - 103 Ma (MILOTA, 1983), jene von Muskovit, Biotit und Feldspat der übrigen Gesteine liegen bei 76 - 97 Ma (PUTIS et al., 2000) und widerspiegeln die eoalpidische Abkühlung. Die Daten belegen ein eoalpidisches Alter des Hochdruckereignisses.

**Metamorphose:** Hinweise auf die Metamorphosebedingungen zu variszischer Zeit sind für den Siegraben Komplex nicht vorhanden. In Anbetracht der Ähnlichkeiten zum Saualpe-Koralpe Komplex ist mit einer permotriassischen HT/LP Metamorphose zu rechnen, welche zur Bildung der And-, Sil- und Kfs-führenden Paragenesen in den Schiefergneisen, und zur Bildung der Pegmatite führte. Das Auftreten dieser Assoziation kann als Hinweis auf Temperaturen von wenigstens 600 °C gewertet werden (PROYER et al., 2001). Das eoalpidische Ereignis läßt sich folgendermaßen darstellen: In der unteren Kreide wurden die Gesteine subduziert und es kam zu eine HT/LP Metamorphose. In den Schiefergneisen wurden die Alumosilikate in Kyanit umgewandelt und die

erste Granatgeneration ( $\text{Grt}_1$ ) entstand. Auch die Basite durchliefen die Epidot-Amphibolitfazies wie Einschlüsse von Klinozoisit und Hornblende ( $\text{Hbl}_1$ ) belegen (NEUBAUER et al., 1999). Der Druckhöhepunkt wurde bei ca. 700 °C bei 14-15 kbar erreicht. Während der darauffolgenden Exhumation erfolgte in der Sieggrabener Deckscholle der Temperaturhöhepunkt bei 730-770 °C und < 12 kbar (PUTIS et al., 2000). Bei andauernder Exhumation wurden die Symplektite der Eklogit amphibolite bei 550 – 650 °C und < 8 kbar bzw. 500 – 600 °C und 6 - 10 kbar gebildet (NEUBAUER et al., 1999; PUTIS et al., 2000).

### **Troiseck-Floning Komplex**

Der Troiseck-Floning Komplex setzt sich aus einem präalpidischen Kristallin und transgressiv überlagernden permotriassischen Metasedimenten zusammen, die tektonisch den nördlichsten Semmering Komplex überlagern. Im Hangenden befindet sich die Veitscher Decke, das tiefste Element der Grauwackenzone. Der Troiseck-Floning Zug erstreckt sich von der Trofaiachlinie über den Kletschachkogel bei Leoben und den Floning bis zum Troiseck. In Form von Deckschollen, dem Hirschbachlappen, der Mahdtalkogel Deckscholle und der Drahtekogel Deckscholle kann das Kristallin weiter nach Osten bis auf die Höhe von Mürzzuschlag verfolgt werden (TOLLMANN, 1977). Das Kristallin umfaßt Bt-Pl-Gneise Zweiglimmergneise, quarzreiche Gneise und Hornblendegneise sowie biotitreiche Glimmerschiefer. Charakteristisch sind zahlreiche Amphibolitzüge, Augengneise und Pegmatitvorkommen. Die Kristallingesteine zeigen eine unterschiedlich starke retrograde Überprägung, die generell gegen Osten zunimmt und besonders im Hirschbachlappen und in der Drahtekogel Deckscholle zur Bildung von Phylloniten führte, die von einigen Autoren als "Quarzphyllite" angesprochen wurden (CORNELIUS, 1952; GAAL, 1963, 1966). Transgressiv auflagernde permomesozoische Metasedimente sind in Form von Semmeringquarzit und Untertriaskarbonaten vorhanden.

**Lithologien:** Die **Zweiglimmerschiefer** bis **Paragneise** sind teilweise mylonitisch und zeigen ein undeutliches Streckungslinear. Im Schriff erkennt man ein gefaltetes, manchmal linsiges Gefüge, welches noch reliktsch ältere Strukturen erkennen läßt. Die Mikrostrukturen weisen auf eine polymetamorphe Entwicklung hin. Eine älteren gröberkörnige Paragenese besteht aus  $\text{Grt} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Ms} + \text{Qtz}$ . Plagioklas ist polysynthetisch verzwillingt, hypidiomorpher Granat erreicht bis zu mehreren Millimetern Durchmesser. Im Zuge einer retrograden Überprägung kam es zum Wachstum von Ab, Serizit, Chl, Czo/Ep, Leucoxen. Granat und Biotit werden oft vollständig chloritisiert. Erhaltene Biotite sind häufig mit Hellglimmer verwachsen. Plagioklas und Albit sind serizitisiert und mit Klinozoisit, Epidot und Chlorit gefüllt. Die grobkörnigen Hellglimmer sind gebogen, gekinkt und löschen undulös aus.

In den **Glimmerschiefern** ist eine *crenulation cleavage* neben einer intensiven Verfallung das dominierende Gefügemerkmal. Phyllonitische Typen zeigen deutlich die Ausbildung einer überprägenden Achsenebenenschieferung. Im Allgemeinen sind die Gesteine quarzreich und führen grobschuppige Hellglimmer. Das lepidoblastische Gefüge zeigt den gleichen Mineralbestand wie die Gneise, auffälliger Unterschied ist lediglich das Auftreten von Chloritoid. Dieser wächst garben- bis rosettenartig über das Gefüge, und tritt in bestimmten Zeilen konzentriert auf.

Die **Amphibolite** sind feinkörnig, gut geschiefert und die Hornblenden zeigen großteils eine gut ausgeprägte Minerallineation. Das nematoblastische Gefüge wird vereinzelt von konjugierten Scherbändern durchschnitten. Die Hornblende ist hypidiomorph bis idiomorph ausgebildet. Randlich setzt ein Umwandlungsprozeß an, bei dem es in geringem Maß zur Neubildung von Biotit und Chlorit kommt. Plagioklas ist großteils in ein feinkörniges Gemenge aus Serizit/Muskovit, Chlorit, Klinozoisit und Epidot umgewandelt. Teilweise sind noch die polysynthetischen Zwillinglamellen erhalten. Granat tritt nur in einigen Handstücken, bevorzugt innerhalb von hornblende- und biotitreichen Lagen auf. Die Kristalle sind hypidiomorph, zerbrochen und teilweise chloritisiert. Titanit ist idiomorph ausgebildet und wird von Hornblende eingeschlossen. Klinozoisit und Epidot bilden feinkörnige Aggregate im Plagioklas, treten aber auch als eigenständige idiomorph-hypidiomorphe, meist zonar gebaute Kristalle auf. Nach SCHMIDT (1999) ist eine ältere

Paragenese aus Hbl + Pl + Qtz ± Grt ± Ttn + Ilm + Ap vorhanden, die retrograd von Act, Bt, Chl, Serizit, Czo/Ep, Hem und Cc überwachsen wird.

Die **Pegmatite** sind zumeist ungeschiefert, der magmatische Mineralbestand setzt sich aus Qtz + Afsp + Pl + Ms ± Bt ± Grt + Ap + Zrn zusammen.

**Geochronologie und Metamorphose:** Magmatische Hellglimmer (>3mm) von Pegmatiten aus dem Troiseck-Flonig Zug und der Drahtekogel Deckscholle lieferten Rb-Sr Alter von 284 (HANDLER, 1994) und 255 (SCHMIDT, 1999), bei Sr-Initialwerten von 0,7109 und 0,7094. Zwei grobkörniger Muskovitalter von Ms-Grt-Glimmerschiefern aus dem Troiseck-Flonig Zug ergaben Rb-Sr Alter von 332 Ma, von vier Datierungen, die an zweiglimmerführenden Paragneisen aus der Drahtekogel Deckscholle durchgeführt wurden, lieferte nur eine Probe einen ausreichenden *spread* und einen Alterswert von  $283 \pm 3$  Ma. Biotite derselben Proben liegen bei 75 Ma bis 88 Ma (HANDLER, 1994; SCHMIDT, 1999), lediglich ein Wert aus der Drahtekogel Deckscholle ergibt 134 Ma. Bemerkenswert sind die niedrige Sr-Initialwerte aller Lithologien, welche berechnet mit dem jeweiligen Glimmeralter 0,7070 bis 0,7139 betragen.

Ar-Ar TGA von Hornblende und Muskovit aus dem westlichen Teil des Troiseck-Flonig Zuges streuen zwischen 260 und 458 Ma (HANDLER, 1994). Aus der Drahtekogel Deckscholle existieren ein Hornblende PA von  $358 \pm 8$  Ma, Muskovit TGA von 235 - 313 Ma und Biotit TGA von 119 - 170 Ma (SCHMIDT, 1999). Muskovit aus einem völlig rekristallisierten Pegmatitmylonit von der Basis der Einheit ergab  $82 \pm 1$  Ma (DALLMEYER et al., 1998).

Die Daten belegen ein variszisches Alter der prägenden Metamorphose des Troiseck-Flonig Komplex. Amphibolitfazielle Metamorphosebedingungen können aus dem Auftreten von tschermakitischer Hornblende abgeleitet werden. Die permischen Alterswerte der Pegmatite können entweder als permisches Intrusionsalter, oder aber als eoalpidisch verjüngte, variszische Alter interpretiert werden. Ein wesentliches Argument für die zweite Interpretation ist, dass die nachweislich permischen Pegmatite aus dem südlichen Teil des Ostalpinen Kristallins, in mittlere Krustenniveaus und sehr spezifische HT/LP Lithologien intrudiert sind (PROYER et al., 2001; SCHUSTER et al. 2001), die nicht mit jenen des Troiseck-Flonig Komplex verglichen werden können. Die Diagramme der weit streuenden Ar-Ar Altersdaten zeigen unregelmäßige Formen, was auf geologisch bedeutungslose eoalpidisch-variszische Mischalter hindeutet.

Aus der Tatsache, dass die Ar-Ar Alter der Hellglimmer in eoalpidischer Zeit nur leicht verjüngt wurden, hingegen die Rb-Sr Biotitalter typische eoalpidische Alterswerte ergeben lassen sich die eoalpidischen Metamorphosetemperaturen auf 300 - 400 °C eingrenzen. Das Auftreten von Chloritoid in den stärker retrograd beeinflussten Paragenesen unterstützen diese Annahme (SCHMIDT, 1999). Das Rb-Sr Biotitalter von 134 Ma stammt aus einem grobkörnigeren Paragneis und wird als unvollständige Verjüngung eines präalpidischen Glimmers während der eoalpidischen Überprägung gesehen.

### **Vöstenhof-Kaintaleck Komplex**

Die Vöstenhof-Kaintaleck Decke besteht aus mehreren isolierten Kristallinvorkommen innerhalb der östlichen Grauwackenzone (NEUBAUER et al., 1994). Sie wird von der Silbersberg Decke unter- und von der Norischen Decke überlagert. Von NEUBAUER et al., (1994) und SCHMIDT & FRANK (1998) wird vermutet, dass das Kristallin den primären Untergrund der Silbersbergschiefer darstellt, welche als permoskythische Metasedimente interpretiert werden. Die Grenze soll tektonisch überprägt sein. Unter diesen Voraussetzungen ist anzunehmen, dass die Silbersberg Decke invers liegt. Das Kristallin besteht aus Amphiboliten, Paragneisen und Glimmerschiefern. Untergeordnet finden sich Serpentine, Marmore, saure Orthogneise und Pegmatite.

**Lithologien:** Die **Amphibolite** sind feinkörnig und straff geschiefert. Aus den Mikrot Texturen lässt sich eine ältere Paragenese aus Hbl + Pl + Qtz + Ttn + Mt ableiten, das Auftreten von Granat konnte nicht beobachtet werden. Gleichzeitig mit einer strukturellen Überprägung, die im duktilen Bereich mit der Bildung von Scherbändern einsetzte, und sich bei spröden Bedingungen fortsetzte, kam es auch zur Mineralneubildung von Act + Chl + Ep + Czo + Hem. Risse in spröden

zerbrochenen tschermakitischen Hornblenden wurden mit aktinolithischer Hornblende verheilt. Plagioklas ist mit Hellglimmer und Klinozoisit gefüllt. Spröde Extensionsklüfte sind mit grobkörniger aktinolithischer Hornblende, Chlorit, Quarz und etwas Epidot verheilt.

Die **Glimmerschiefer** und **Paragneise** lassen eine ältere mineralogische Zusammensetzung aus Ms + Bt + Pl + Qtz ± Grt erkennen, die von einer durchgreifenden retrograden Überprägung erfaßt wird. Zumeist kam es zum vollständigen Abbau des Granates, zur teilweisen Serizitisierung des Plagioklases und zur Chloritisierung des Biotites. Die Gesteine sind daher heute durch grobschuppige, texturell alte Hellglimmer, die in einer feinkörnigen Matrix eingelagert sind, gekennzeichnet. In den Scherbändern treten kühl zerbrochene Feldspäte auf, hauptsächlich findet sich jedoch Serizit.

*Geochronologie und Metamorphose:* Rb-Sr Altersdaten, die von HANDLER (1994) an Hellglimmern von Paragneisen, Marmoren und Pegmatiten gemessen wurden, ergaben Alter zwischen 348 Ma und 413 Ma. Die auf die Alterswerte der einzelnen Glimmer gerechneten Initiale liegen bei 0,7051 - 0,7109 und sind auffällig niedrig. Ar-Ar PA, die an grobschuppigen Hellglimmern von Paragneisen aus dem Raum Gloggnitz gemessen wurden, ergaben 366 bis 384 Ma. In den Niedrigtemperaturschritten ist eine geringfügige Verjüngung zu beobachten (HANDLER, 1994; SCHMIDT, 1999), TGA aus dem gesamten Verbreitungsgebiet streuen zwischen 350 Ma und 547 Ma. Die Daten belegen eine sehr frühe Phase der variszischen Orogenese im Vöstenhofkristallin. Aus dem Auftreten von tschermakitischer Hornblende lassen sich amphibolitfazielle Bedingungen für die frühvariszische Metamorphose ableiten.

Die retrograde Überprägung ist als eoalpidisch zu sehen, da die als permisch und transgressiv eingestuften Silbersbergschiefer eine prograde Metamorphose im Bereich der Anchizone bzw. untersten Grünschieferfazies erlebten (SCHMIDT, 1999).

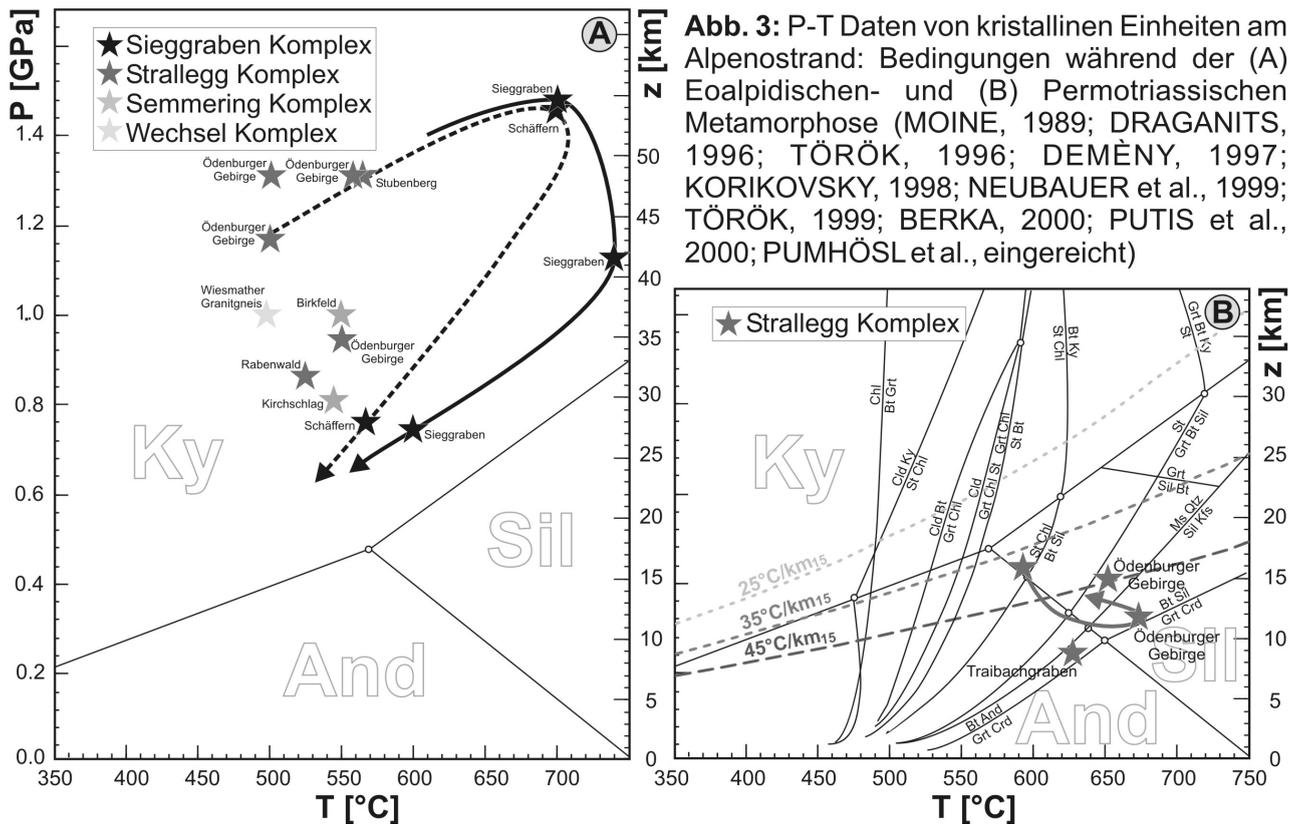
## **Diskussion**

Im Anschluß an die Beschreibung der Lithologien und Metamorphosegeschichte der einzelnen Kristallinkomplexe am Alpenostrand werden im Folgenden die Beziehungen der verschiedenen Einheiten zueinander diskutiert. Die Metamorphosezonierungen der einzelnen Metamorphosen und die tektonische Stellung der Einheiten innerhalb des Orogens werden erläutert. Abschließend wird versucht, den heutigen Gebirgsbau in seiner Entwicklung zu beschreiben.

## **Metamorphoseereignisse**

In den oben behandelten Einheiten konnten drei Metamorphoseereignisse unterschieden werden. Es handelt sich um die variszische-, permotriassische- und eoalpidische Metamorphose (Abb. 4).

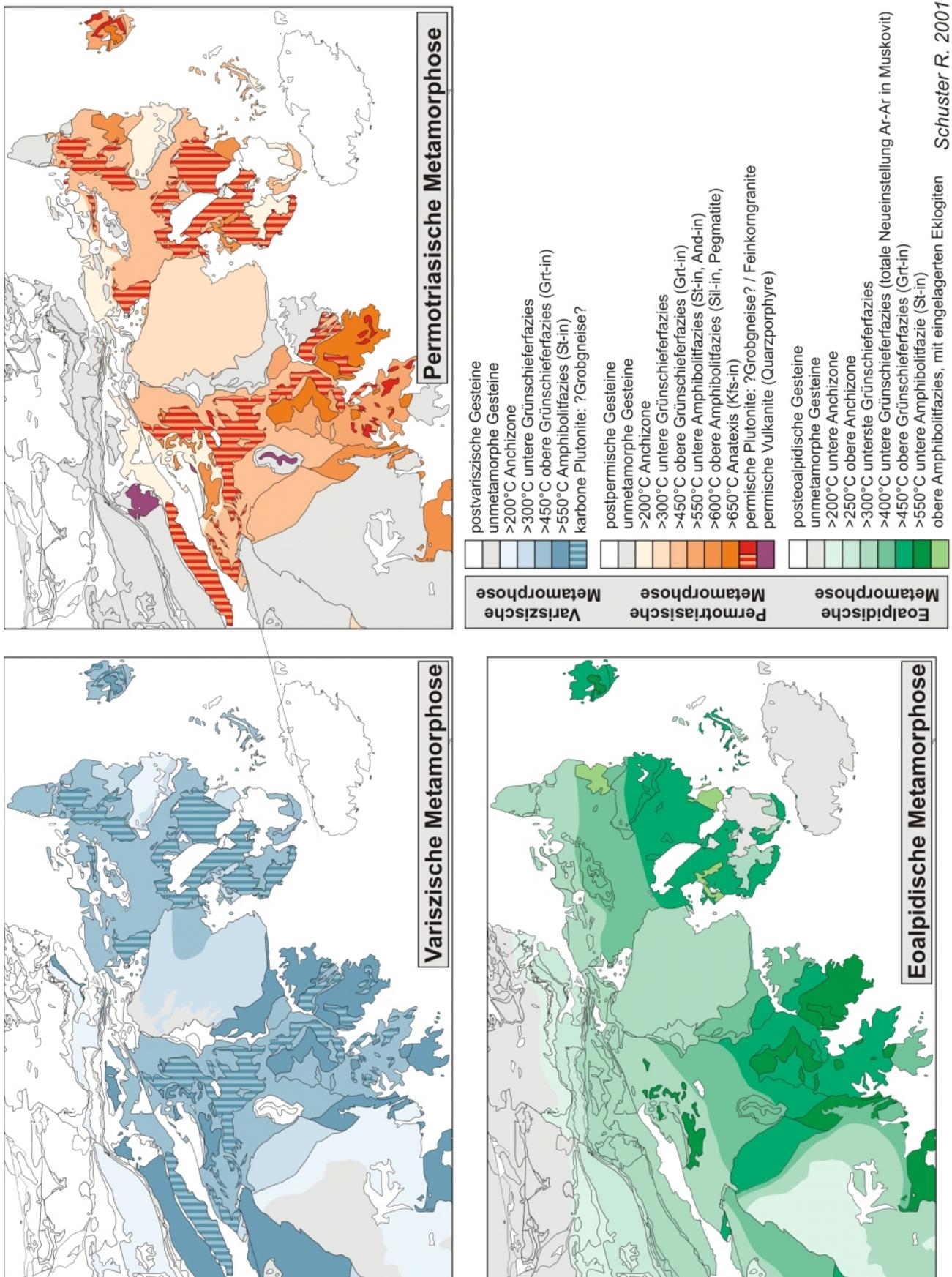
*Variszische Metamorphose:* Im Mineralbestand des Ostalpinen Kristallins am Alpenostrand finden sich Hinweise auf zwei präalpidische Metamorphosen. Die ältere, variszische, ist in allen Einheiten nachzuweisen, aber unterschiedlich gut erhalten. Aus keiner Einheit existieren genaue Angaben über die Metamorphosebedingungen und daher auch keine Metamorphosepfade. Generell ist festzuhalten, dass durch die geochronologischen Daten relativ frühe Stadien des variszischen Geschehens belegt sind. So zeigen die Rb-Sr Alter von phengitischen Hellglimmern des Wechsel Komplexes ein druckbetontes Ereignis um 365 Ma (MÜLLER, 1994), welches damit zeitgleich mit der Eklogitmetamorphose des mittleren Ötztals ist (MILLER & THÖNI, 1995). Die Daten aus dem Troiseck-Floning Komplex streuen stark; eine Rb-Sr Gesamtgesteinsisochrone aller Lithologien ergibt ein Alter von  $371 \pm 35$  (Abb. 2C). Diese so angedeutete Homogenisierung der Sr-Isotopie um 370 Ma, zusammen mit den oben erwähnten Ar-Ar Muskovitaltern können als Hinweis auf ein prägendes Metamorphoseereignis um 370 Ma gewertet werden. Auch die Ar-Ar PA von Glimmerschiefern aus dem Vöstenhof-Kaintaleck Komplex, die als Abkühlalter unter ca. 400 °C interpretiert werden, liegen um 375 Ma. Diese hohen Alter unterscheiden sich von den deutlich jüngeren variszischen Abkühlaltern aus dem westlichen Teil des Ostalpinen Kristallins, wo durchwegs K-Ar Muskovitalter um 310 Ma gemessen wurden (THÖNI, 1981; THÖNI, 1999).



**Permotriassische HT/LP Metamorphose:** Im Troiseck-Floning Komplex und im Vöstenhof-Kaintaleck Komplex, welche eine hangende Position am Nordrand des Kristallins einnehmen, ist kein permotriassisches Temperaturereignis nachzuweisen. Im Süden zeigt die permotriassische HT/LP Metamorphose vom Wechsel- über den Semmering- bis in den Strallegg- und Siegraben Komplex eine zunehmende Intensität von grünschieferfaziellen bis zu hoch amphibolitfaziellen Bedingungen. Alle publizierten P-T Daten liegen im Andalusit- und Sillimanitstabilitätsfeld auf einem hohen geothermischen Gradienten von ca. 45 °C/km (Abb. 3B). Nach TÖRÖK (1999) ist der Metamorphosepfad anfänglich durch einen Druckabfall bei gleichzeitiger Temperaturzunahme gekennzeichnet. Die Situation im Strallegg- und Siegraben Komplex ist gut mit den tiefen Profilabschnitten im Strieden Komplex der Kreuzeckgruppe (PROYER et al., 2001), der Defferegger Alpen (SCHUSTER et al., 2001a) und dem Silvretta Komplex (SCHUSTER et al., 2001b) zu vergleichen. Im Zuge des thermischen Ereignisses kam es zur Bildung anatektischer Schmelzen, die heute als Granite und Pegmatite vorliegen. Die hohen Metamorphosebedingungen führten im Strallegg Komplex zu einer Homogenisierung des Sr-Isotopensystems, wodurch die Gesamtgesteine aller Lithologien heute eine Errorchrone von 220 ± 25 Ma (Abb. 2B) definieren. Die Olivin-Gabbros des Semmering Komplex zeigen Kristallisationsbedingungen von 800 °C bei ~4 kbar (PUMHÖSL et al., eingereicht), was einer Intrusion von 15 km Krustentiefe entspricht. Die Gesteine des Semmering Komplex zeigen aber bei gleicher Gesamtgesteinschemie (BERKA, 2000) keine Ähnlichkeiten zu jenen des Strallegg Komplex. Möglicherweise lief die permotriassische Metamorphose im Semmering Komplex bei einem niedrigeren geothermischen Gradienten ab.

**Eoalpidische HP/LT Metamorphose:** Die eoalpidische Metamorphose ist in allen kristallinen Einheiten am Alpenostrand nachzuweisen. Es sind zumindest zwei unterschiedliche Metamorphosetrends festzustellen:

(1) Die den Semmering Komplex im Norden überlagernden Einheiten, der Troiseck-Floning Komplex, die Grauwackenzone mit dem Vöstenhof-Kaintaleck Komplex und die Nördlichen



Schuster R. 2001

Abb .4: Metamorphosekarten vom Gebiet des Alpenostrandes.

Kalkalpen zeigen eine Zonierung bei der die erreichten Temperaturen gegen das Hangende mehr oder weniger kontinuierlich abnehmen, während die Metamorphosealter gegen das Hangende zunehmen. Im nördlichsten Teil des Semmering Komplexes wurde die untere Grünschieferfazies um 80 - 85 Ma erreicht. Für den Troiseck-Flonig Komplex ist ein Metamorphosehöhepunkt um 85 Ma bei Bedingungen der untersten Grünschieferfazies anzunehmen. Datierungen von Feinfraktionen aus den tektonisch überlagernden Tattermannschiefern ergaben 90 Ma und 93 Ma (DALLMEYER et al., 1998; SCHMIDT, 1999). In der Grauwackenzone nehmen die Metamorphosebedingungen gegen das Hangende von der untersten Grünschieferfazies bis zur Anchizone ab. Mit mehreren Methoden gemessene Metamorphosealter streuen von 82 - 116 Ma (SCHRAMM, 1981; NIEVOLL, 1984; KRALIK et al., 1987; DALLMEYER et al., 1998; SCHMIDT, 1999). Anchizonale Bedingungen und Alter von 120 – 140 Ma wurden aus den Werfener Schieferen der hangenden Nördlichen Kalkalpen, im Bereich des Altenbergtales gemessen (SCHMIDT, 1999). Die Alter können als Bildungsalter interpretiert werden, da die eoalpidischen Metamorphosetemperaturen unter den Schließtemperaturen der Isotopensysteme geblieben sind. Die gegen das Hangende abnehmende Temperaturzonierung ist daher auf eine Deckenstapelung vor dem Metamorphosehöhepunkt zurückzuführen.

Diese zwei Metamorphosetrends lassen sich nicht durch ein einziges, kontinuierliches tektonisches Ereignis erklären (siehe unten).

(2) Im südlichen Teil ist vom Liegenden ins Hangende bzw. von Norden nach Süden eine Zunahme der Metamorphosebedingungen und eine Abnahme der Abkühlalter festzustellen. Vom Wechsel- und Waldbach Komplex über den Semmering Komplex bis in den Strallegg- und Sieggraben Komplex steigen die Temperaturen von der unteren Grünschieferfazies bis zur oberen Amphibolitfazies an. Druckangaben von den grünschieferfaziellen Einheiten sind nicht vorhanden. Die höhermetamorphen Einheiten zeigen durchwegs druckbetonte Bedingungen, mit einer Druckzunahme gegen das Hangende. Die Druckzunahme ist nach den neuen Daten mehr oder weniger kontinuierlich, die Drucke erreichten bis zu 10 kbar im Semmering-, 13 kbar im Strallegg- und 15 kbar im Sieggraben Komplex (Abb. 3A).

Der genaue Zeitpunkt des eoalpidischen Hochdruckereignisses ist derzeit nicht bekannt. Die aus den Hochdruckgesteinen gemessenen Ar-Ar- und Rb-Sr Alter stimmen aber gut mit vergleichbaren Daten aus dem Saualpe-Koralpe Komplex überein. Dort ist der Druckhöhepunkt mit  $100 \pm 10$  Ma (Alb – Cenoman) durch mehrere Sm-Nd Isochronen an Eklogiten definiert (THÖNI, 1999). Die Ar-Ar Hornblendealter aus dem Sieggraben Komplex als Abkühlalter nach der Eklogitbildung zu interpretieren und daraus einen früheren Metamorphosehöhepunkt für den Sieggraben Komplex abzuleiten ist gefährlich, da in Hochdruckgesteinen mit Überschußargon zu rechnen ist (HUNZIKER, 1974; VENTURINI, 1995). Die Ar-Ar Abkühlalter von Muskovit (Abkühlung unter  $400^{\circ}\text{C}$ ) sind im nordöstlichen Strallegg Komplex mit 95 Ma am höchsten. Sie korrespondieren mit den regional ältesten Zirkon (ca. 80 Ma) und Apatit (ca. 60 Ma) *fission track* Altern (DUNKL, 1992). Im Wechsel- und nördlichen Semmering Komplex liegen die Ar-Ar Muskovitalter bei 80 - 85 Ma, während im südlichen Strallegg Komplex mit ca. 75 Ma die jüngsten Alter gemessen wurden.

Diese Metamorphosezonierung belegt für den südlichen Teil des Gebietes eine tektonische Inversion der Metamorphose-Isograden, die nach dem Druck- und Temperaturhöhepunkt stattgefunden hat. Aus der Verteilung der Ar-Ar Muskovitalter ist mit einer differentiellen Exhumation, mit höheren Exhumationsraten in den südlichen Arealen um 70 - 90 Ma (Turon – Maastricht) zu rechnen.

### **Parallelisierung der Einheiten**

Wechsel-, Waldbach und Semmering Komplex tauchen gegen Westen, Norden und Süden unter die höheren ostalpinen Einheiten ab. Der Semmering Komplex wird dabei regional von unterschiedlichen Einheiten überlagert. Im Folgenden wird versucht diese Einheiten nach dem derzeitigen Wissensstand zu parallelisieren.

*Anbindung des Waldbach Komplexes:* Der Waldbach Komplex wurde von FAUPL (1970b) lithologisch, und von FLÜGEL & NEUBAUER (1984) tektonisch vom Wechsel Komplex abgetrennt.

Dazu ist grundsätzlich zu bemerken, dass keine klare Definition des Wechsel Komplexes existiert. Schon bei der Frage, welche der Lithologien, die in Fenstern unter dem Semmering Komplex hervortreten, dem Wechsel Komplex angehören herrscht in der Literatur Uneinigkeit. So werden die Inhalte der im Norden gelegenen Scheiblingkirchner-, Wiener Neustädter- und Forchtenauer Fenster von TOLLMANN (1977) dem „Wechselsystem“ zugerechnet, während sie in der Karte 106 (Aspang-Markt) als „Sauerbrunn Schuppe“ bezeichnet und als Semmering Komplex betrachtet werden.

Die „Vorauer Serie“ des Waldbach Komplexes, welche aus hornblendeführenden Gesteinen und Augengneisen aufgebaut ist, ist schlecht mit den Lithologien des Wechsel Komplexes im Wechselseiter zu vergleichen. Lithologische Ähnlichkeiten bestehen aber zum Fertörökös Komplex an der österreichisch-ungarischen Grenze, welcher in mehreren Arbeiten dem Wechsel Komplex zugerechnet wird (KOVACH & SVINGOR, 1981; FRANK et al., 1996). Lithologische Parallelen sind weiters zum Ammering- und Speik Komplex (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) sowie zum Kristallin am Kulm, am Südrand des Kristallins nahe Stubenberg, vorhanden. Die letztgenannten Einheiten befinden sich allerdings in einer höheren tektonischen Position. Die exakte Stellung des Waldbach Komplexes bleibt derzeit immer noch unklar.

*Der Troiseck-Flonig Komplex und die Drahtkogel Deckscholle:* Der Troiseck-Flonig Komplex überlagert den Semmering Komplex im Norden. Lithologisch ähnlich und in vergleichbarer tektonischer Position bildet er nach TOLLMANN (1977) die Fortsetzung des Kristallins der Gleinalm. Letztere wird aus mehreren Einheiten aufgebaut (JUNG, 1982; SCHUSTER et al., 1999), wobei der Ammering- bzw. der Seckau-Rennfeld-Mugl Komplex als Äquivalente betrachtet werden können.

Bereits CORNELIUS (1952), aber auch TOLLMANN (1977) sahen den „Hirschbachlappen“ sowie die Mahdtalkogel- und Drahtkogel Deckscholle als östliche Verlängerung des Troiseck-Flonig Zuges. Danach ist diese Interpretation wieder in Frage gestellt worden. MATURA (1994) betrachtet die Drahtkogel Deckscholle als eine flach auflagernde Faltendecke des „Semmeringsystems“, während sie in den öffentlich ausgestellten Profilen der Hochleistungs AG (RIEDMÜLLER, 1995) als ein von unten durchgespießtes Element des Semmering Komplexes dargestellt war.

Die Bearbeitung von SCHMIDT (1999) zeigt, dass die Deckscholle aufgrund der Lithologien und Metamorphosegeschichte eindeutig dem Troiseck-Flonig Komplex und nicht dem Semmering Komplex zugerechnet werden muß.

*Das Angerkristallin:* Die Gesteine des „Angerkristallins“ wurden in dieser Arbeit nicht behandelt. Sie begrenzen den Semmering Komplex im Westen und nehmen eine hangende Position ein. Nach Dünnschliffuntersuchungen setzt sich das Kristallin aus zumindest zwei Teilen zusammen. Der nördliche Anteil entspricht dem Wölz Komplex, während der südliche dem hangenden Rappold Komplex gleichzusetzen ist (SCHUSTER et al., 1999). Beide Komplexe sind weiter im Westen weit verbreitet und durch eine permotriassische sowie eine eoalpidische Metamorphose geprägt, die jeweils gegen das Hangende zunimmt. Sie überlagern den Ammering- und Seckau-Rennfeld-Mugl Komplex, welche dem Troiseck-Flonig Komplex entsprechen (siehe oben).

*Abtrennung des Strallegg- vom Semmering Komplex:* Der Strallegg Komplex überlagert den Semmering Komplex an mehreren weit gestreuten Lokalitäten. Eine kartenmäßige Abtrennung ist schwierig, aber durchaus möglich (CORNELIUS, 1952; WIESENER, 1981; BERKA, 2000; MATURA, pers. Mitt.). Entscheidende Kriterien sind das Auftreten der Grobgnese im Semmering Komplex, während der Strallegg Komplex durch biotitreiche, alumosilikatführende Lithologien, das massive Auftreten von Pseudomorphosen und das Auftreten von feinkörnigen, meist leukokraten Orthogneisen sowie von Pegmatiten gekennzeichnet ist. Bezüglich dieser Lithologien und der Metamorphosegeschichte zeigt der Strallegg Komplex wesentlich mehr Gemeinsamkeiten mit dem Rappold Komplex, dem Saualpe-Koralpe Komplex und dem Sieggraben Komplex als mit dem Semmering Komplex. Insbesondere der südliche Teil des Strallegg Komplex ist mit der „Teigitschserie“, dem nordöstlichsten Anteil des Saualpe-Koralpe Komplex gut vergleichbar, wenn

man vom Fehlen der permischen Feinkorngranite absieht. Auch die tektonische Stellung des Strallegg Komplex ist mit jener des Rappold-, Saualpe-Koralpe- und Siegraben Komplex vergleichbar.

### **Tektonik**

Das Ostalpin am Alpenostrand zeigt einen tektonisch und lithologisch sehr komplexen Bau. Ausführliche strukturgeologische Bearbeitungen sind leider nur für Bruchteile des Gebietes vorhanden (z.B. KROHE, 1981; MILOTA, 1983; MÜLLER, 1994). Ein wesentlicher Grund dafür ist die schlechte Aufschlußsituation, die es nur an wenigen Stellen ermöglicht flächendeckende Gefügedaten zu ermitteln. Die vielen tektonischen Fragestellungen, die sich aus dem Auftreten der oft sehr spezifischen Lithologien ergeben, lassen aber eine zukünftige Bearbeitung interessant erscheinen. An dieser Stelle werden nur einige Fragestellungen angeschnitten.

*Internbau des Semmering Komplexes:* Die neuen Daten von PUMHÖSL et al. (eingereicht), welche permische Intrusionsalter für die Gabbros und zumindest für Teile der Grobogneise belegen, aber auch die Daten von MÜLLER (1994) werfen Fragen in Hinblick auf den Internbau des nördlichen Semmering Komplexes auf. Von entscheidender Bedeutung für das Verständnis der Geologie ist die Frage, ob es sich bei den Grobgneisen um variszische und/oder permische Intrusionen handelt und wie diese über das Gebiet verteilt sind. Aufgrund des räumlichen Naheverhältnisses der Gabbros zu den Grobgneisen und ihrer identen Alter (ca. 270 Ma) müssen die datierten Grobgneise im Bereich von Kirchschlag in 15 km Krustentiefe intrudiert sein. Diese Situation ist aber für die Grobgneisvorkommen ganz im Norden des Semmering Komplexes, bei der derzeitigen Interpretation der regionalen Geologie dieses Gebietes nicht vorstellbar: Die Mürz-Tachenberg Decke wird großteils aus Grobgneisen aufgebaut und diese werden fast unmittelbar von einer permoskythischen Transgressionsserie (ab ca. 245 Ma) überlagert. Bis jetzt gibt es keinerlei Hinweise auf gravierende Exhumationsprozesse zwischen 270 Ma und 245 Ma, die den sedimentären Kontakt des Permoskyths auf den Grobgneisen erklären würden. Bestätigt sich das permische Alter der Grobgneise so ist mit einer beträchtlichen internen Deformation des Semmering Komplex zu rechnen, die weit über das hinausgeht was heute vermutet wird.

*Abschiebungstektonik im Ödenburger Gebirge:* Die Strallegg Einheit des Ödenburger Gebirges zeigt die regional höchsten Ar-Ar Muskovitalter (>90 Ma) sowie die höchsten *fission track* Alter (Zirkon 70 – 80; Apatit 50 – 80 Ma). Aus dieser Tatsache, zusammen mit eingehenden strukturellen Untersuchungen an duktilen Scherzonen, beschreiben DRAGANITS & GRASEMANN (1996) *top-to* SE gerichtete Abschiebungen im Ödenburger Gebirge.

*Tektonische Phasen:* Die eoalpidische Metamorphosezonierung am Alpenostrand zeigt, wie oben dargelegt, zumindest zwei unterschiedliche Trends, die nur durch zeitlich getrennte tektonische Phasen entstanden sein können:

(1) Die Abnahme der Metamorphosetemperaturen, vom Nordrand des Kristallins hinein in die überlagernde Grauwackenzone und in die Nördlichen Kalkalpen, bei gleichzeitiger Zunahme der Metamorphosealter bedingt eine Platznahme der Einheiten vor dem eoalpidischen Metamorphosehöhepunkt. Der Metamorphosehöhepunkt fand nach THÖNI (1999) um ca.  $100 \pm 10$  Ma statt. Auch die Tatsache, dass die Platznahme im Zuge einer W - WNW gerichteten Überschiebungstektonik stattfand, ist ein Hinweis auf eine frühe Phase des eoalpidischen Ereignisses (RATSCHBACHER, 1984, 1986; GENSER & NEUBAUER, 1989). Die radiometrischen Altersdaten, welche vom Troiseck-Flöning Komplex gegen das Hangende Alterswerte von mehr als 90 Ma aufweisen stehen mit dieser Sicht im Einklang.

(2) Die Inversion der permotriassischen, als auch der eoalpidischen Metamorphose-Isograden im Südteil des Untersuchungsgebietes kann nur durch tektonische Vorgänge nach dem eoalpidischen Temperaturmaximum erklärt werden. Dabei werden die hochmetamorphen Einheiten NW - N gerichtet auf schwächer metamorphe Einheiten überschoben. Auch diese Phase der nordgerichteten Exhumation ist mit dem generellen Deformationsbild des Ostalpines zu korrelieren

(FRANK et al., 1983b; RATSCHBACHER, 1986). Die Abkühlalter nehmen im Strallegg- und Semmering Komplex von Norden (ca. 80 - 85 Ma) gegen Süden (ca. 75 Ma) ab. Das spricht für eine differentielle Exhumation mit höheren Exhumationsbeträgen in den südlichen Bereichen.

SE-gerichtete Abschiebungstektonik ist wie in vielen Bereichen des Ostalpins auch am Alpenostrand belegt; Abschiebungen sind vom Nordrand des Semmering Komplexes (FUCHS, 1962; MÜLLER, 1994) und im Ödenburger Gebirge bekannt (DRAGANITS & GRASEMANN, 1996). Eine genaue zeitliche Einstufung dieser Tektonik ist noch ausständig.

*Synthese:* Für das Ostalpin am Alpenostrand läßt sich nach den dargestellten Daten folgende postvariszisch-eoalpidische Entwicklungsgeschichte ableiten: Nach der postvariszischen Abtragung während des Oberkarbons und Unterperms kam das Ostalpin ab ca. 280 Ma in ein extensionelles Regime, welches mit der Öffnung der Neotethys und insbesondere mit der Öffnung des Meliatta-Hallstatt Ozeans in Verbindung steht. Der prograde Metamorphosepfad ist durch einen Druckabfall bei gleichzeitiger Temperaturzunahme gekennzeichnet. Eine derartige Situation ist in einem Dehnungsregime zu erreichen, in dem es z.B. durch *magmatic underplating* zu einer Wärmezufuhr aus dem Mantel kommt. Im Zuge dessen kam es zur Ausdünnung der Lithosphäre und zu einem erhöhten geothermischen Gradienten. Die Folgen waren eine intensive magmatische Aktivität und eine begleitende HT/LP Metamorphose. Dieses Ereignis hat im Wechsel-, Semmering- Strallegg- und Sieggraben Komplex deutliche Spuren hinterlassen: Sie reichen von Vulkanismus (z.B. Roßkogelporphyr) über Granitbildung (Grobgneise, feinkörnige Granitgneise und Pegmatite) bis zur Intrusion der Gabbros und zur Bildung der weit verbreiteten HT/LP Paragenesen. Danach kühlte die Lithosphäre ab und durch fortdauernde Subsidenz kam es zur Ablagerung von mächtigen Karbonatplattformsedimenten, die heute z.B. durch die Nördlichen Kalkalpen repräsentiert werden. Ab 240 Ma ist mit der Öffnung des Meliatta-Hallstatt Ozeans zu rechnen, da ab diesem Zeitpunkt offen marine Bedingungen in den Sedimentserien manifestiert sind, während zuvor ein eingeschränktes Milieu geherrscht hatte.

Zwischen 130 Ma und 100 Ma kam es zur Schließung des Meliatta-Hallstatt Ozeans und danach zur Kontinent-Kontinent Kollision bei der weite Teile des Ostalpins als Unterplatte agierten. Im Zuge der Kollision wurden die südlich gelegenen Teile der ostalpinen Permomesozoika, aber auch Teile von deren unmittelbarem Untergrund, W – WNW gerichtet, von ihrer mittleren- und unteren Kruste abgeschert. Die tieferen Krustenteile wurden versenkt und erlebten eine HP/LT Metamorphose mit einem Metamorphosehöhepunkt um  $100 \pm 10$  Ma (THÖNI, 1999; HOINKES et al., 1999). Zu den abgescherten Teilen gehören im Untersuchungsgebiet die Nördlichen Kalkalpen, die Grauwackenzone, aber auch der Troiseck-Flöning Komplex. Die versenkten Teile werden insbesondere durch den südlichen Teil des Semmering Komplex, den Strallegg- und den Sieggraben Komplex repräsentiert. Nach dem Metamorphosehöhepunkt kam es zwischen 90 und 70 Ma zur Exhumation der Hochdruckgesteine, welche zunehmend gegen NW – N überschoben wurden. Das führte zu einer Inversion der metamorphen Isograden im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Bereits während der Exhumationsphase setzte eine abschiebende Tektonik ein.

### **Danksagung**

Wir danken den Mitarbeitern der Geologischen Bundesanstalt S. Scharbert, A. Nowotny, A. Matura, G. Mandl, M. Rockenschaub, M. Linner sowie J. Nievoll für das zur Verfügung gestellte Kartenmaterial und die Weitergabe ihrer detaillierten Geländebeobachtungen im Zuge gemeinsamer Exkursionen. F. Koller und H. Pumhösl möchten wir dafür danken, dass wir Einblick in wertvolle, unpublizierte Daten erhielten, die für das Verständnis der regionalen Geologie wesentlich sind. Die vorliegende Arbeit profitierte sehr durch Diskussionen und Anregungen mit F. Bernhard, B. Grasmann, M. Thöni, P. Faupl, F. Popp, G. Habler, B. Kolenprat und M. Gmeindl. M. Jelenc und M. Fischer wird für die Hilfestellung bei der Probenaufbereitung, den Isotopenmessungen und der Auswertung gedankt.

## Literatur

- BALOGH, K. & DUNKL, I.: K-Ar and Ar-Ar dating of the Sopron Mts., Eastern Alps, Hungary. – Abstract Vol. Carpatian Balkan Geological Association 1997, 2, Budapest 1997.
- BERKA, R., SCHMIDT, K., SCHUSTER, R. & FRANK, W.: Hercynian and Permian metamorphism in the eastern part of the Austroalpine basement units (Eastern Alps).- Mitt. Österr. Miner. Ges., **143** (1998), 242-245, Wien 1998.
- BERKA, R.: Die Stellung der Traibachschiefer im Semmering-Wechsel System.-unveröff. Dipl.-Arb. formalnatwiss. Fak. Univ. Wien, 133 S, Wien 2000.
- BERL, R.: Lazulith in Österreich, Teil1. Bemerkungen zu einigen Lazulithfundstellen von Niederösterreich und Steiermark.- Der Steirische Mineralog, **10**, 5-14, Graz 1996.
- BERMAN, R. G.: Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets.- Am. Mineral., **75**, 328-344, Washington 1990.
- BERNHARD, F., FINGER, F., SCHITTER, F., BERKA, R. & SCHUSTER, R.: Electron microprobe ages of monazite and xenotime from the austroalpine basement units of the Fischbacher Alpen, Styria, Austria.- Mitt. Österr. Miner. Ges., **143** (1998), 246-248, Wien 1998.
- BERNHARD, F., FINGER, F. & SCHITTER, F.: Timing of metamorphic, magmatic, hydrothermal and deformational events revealed by EMP total Pb dating of monazite and xenotime in the polymetamorphic Austroalpine Grobgnais complex, Eastern Alps, Styria, Austria. - Abstracts Volume, 31<sup>st</sup> International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil. Session 18-3, Rio de Janeiro 2000.
- CORNELIUS, H.P.: Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1: 75 000, Blatt Mürzzuschlag. - Geol. B.-A., Wien 1936.
- CORNELIUS, H. P.: Die Geologie des Mürztalgebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag 1:75000).- Jb. Geol. B.-A., Sdb. **4**, 94 S, Wien 1952.
- DALLMEYER, R.D., HANDLER, R., NEUBAUER, F. & FRITZ, H.: Sequence of Thrusting within a Thick-Skinned Tectonic Wedge: Evidence from 40Ar/39Ar and Rb-Sr Ages from the Austroalpine Nappe Complex of the Eastern Alps.- J. Geol., **106**, 71-86, Chicago 1998.
- DEMÉNY A., SHARP Z.D. & PFEIFER, H.D.: Mg-metasomatism and formation conditions of Mg-chlorite-muscovite-quartzphyllites (leucophyllites) of the Eastern Alps (W. Hungary) and their relations to the Alpine whiteschists. – Contrib. Mineral. Petrol., **128**, 247-260, Berlin 1997.
- DRAGANITS, E. & GASEMANN, B.: Pre-Alpine and Alpine metamorphic history of the Sopron Hills (Burgenland, Austria).- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **41**, 105, Wien 1996.
- DRAGANITS, E.: Kristallingeologische Neubearbeitung des südlichen Ödenburger Gebirges, Burgenland (Österreich). - Unveröff. Diplom. Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 150 S., Wien 1996.
- DRAGANITS, E.: Seriengliederung im Kristallin des südlichen Ödenburger Gebirges (Burgenland) und deren Stellung zum Unterostalpin am Alpenostrand.- Jb. Geol. B.-A., **141**, 113-146, Wien 1998.
- DUNKL, I.: Final episodes of the cooling history of eastern termination of the Alps.- In: NEUBAUER, F. (Hrsg.): ALCAPA Field Guide - The Eastern Central Alps of Austria.- (IGP/KFU) Graz, 137-139, Graz 1992.
- FAUPL, P.: Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ.) und Fröschnitz (Stmk.) - Österreich. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **19**, 27-70, Wien 1970a.
- FAUPL, P.: Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes. Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, 22-51, Wien 1970b.
- FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark.- (Geol. B.-A.) Wien, 127 S, Wien 1984.
- FRANK, W.: Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins.- Jber. 1982 Hochschulschwerpkt S 15, **1983**, 249-262, Graz 1983a.
- FRANK, W., ESTERLUS, M., FREY, J., JUNG, G., KROHE, A. & WEBER, J.: Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralpenkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum.- Jber. 1982 Hochschulschwerpkt S 15, **1983**, 263-293, Graz 1983b.
- FRANK, W., KRÁLIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M.: Geochronological data from the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. - 272-281, (Deuticke) Wien 1987.
- FRANK, W., LELKES-FELVÁRI, G & DUNKL, I.: Thermal history of Austroalpine rocks of the borehole Fertőrákos-1004, Western Hungary. – In: DUDICH, E. & LOBITZER, H. (Hrsg.): Advances in Austrian-Hungarian Joint Geological Research. – Occas. Papers Geol. Inst. Hung. (Budapest), **189**, 177-195, Budapest 1996.
- FUCHS, G.: Neue tektonische Untersuchungen im Rosaliengebirge.- Jb. Geol. B.-A., **105**, 19-37, Wien 1962.
- GAAL, G.: Zur Geologie des Roßkogelgebietes W Mürzzuschlag. Ergebnisse einer Neuaufnahme in den Jahren 1960 und 1961.- Unveröff. Diss. Phil. Fakultät, Univ. Wien, Wien 1963.

- GAAL, G.: Geologie des Roßkogelgebietes W Mürzzuschlag (Steiermark).- Mitt. Ges. Geol. Berbaustud., **16** (1965), 105-148, Wien 1966.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F.: Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen - eine Übersicht. – Mitt. Naturwiss. Vereins Steiermark, **120**, 203 – 219, Graz 1989.
- GMEINDL, M.: Sprödtektonische Strukturanalyse der Talhofstörung (Semmeringgebiet Unveröff. Diplom. Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 143 S, Wien 1999.
- HANDLER, R.:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and Rb-Sr mineral dating within a complex polymetamorphic terrain: the northeastern Alps, Austria.- unveröff. Diss. an der Naturwissenschaftlichen Fakultät, Karl-Franzens-Universität in Graz, 143 S, Graz 1994.
- HAUER, F.v.: Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie.- Blatt VI: Östl. Alpenländer.- Jb. Geol. R.-A., **18**, 1-44, Wien 1868.
- HOINKES, G., KOLLER, F., HÖCK, V., NEUBAUER, F., RANTITSCH, G. & SCHUSTER, R.: Alpine metamorphism of the Eastern Alps.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79/1**, 151-181, Zürich 1999.
- HUBER, M.: Bildung und geotektonische Bedeutung von Scherzonen (Leukophylliten) am Alpenostrand.- unveröff. Diss. Inst. für Geowissenschaften, Leoben, 136 S, Leoben 1994.
- HUNZIKER, J.C.: Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, **31**, 1-55, Padova 1975.
- JUNG, G.: Geologische und geochronologische Untersuchungen des Metamorphoseablaufes in Glein-, Stub- und Korallepe.- Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 180 S., 66 Abb., 14 Tab., 5 Kt., Wien 1982.
- KISHÁZI, P. & IVANCSICS, J.: On the genesis of some leuchtenbergite-bearing metamorphites of the Sopron region.- Acta Geologica Hungarica, **29** (3-4), 375-387, Budapest 1986.
- KOBER, L.: Die tektonische Stellung des Semmering-Wechselgebietes.- Tscherms mineral.petrogr. Mitt., **38**, 268-276, Wien 1925.
- KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs.-204 S, Wien 1938.
- KOLLER, F. & WIESENEDER, H.: Gesteinsserien und Metamorphosen der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostalpins in der Oststeiermark, Exk.-Führer ÖMG-DMG-Tagung 1981, Fortschr. Miner., **59**, Beih. 2, 167-178, Wien 1981.
- KORIKOVSKY, S.P., PUTIS, M., KOTOV, A.B., SALNIKOVA, E.B. & KOVACH, V.P.: High pressure metamorphism of the phengite gneisses of the Lower Austroalpine nappe complex in the Eastern Alps: mineral equilibria, P-T parameters, age.- J. Petrology, **6/4**, 603-619, Oxford (Univ Press.) 1998.
- KOVACH, A. & SVINGOR, E.: On the age of metamorphism in the Fertörákos Metamorphic Complex, NW Hungary.- Verh. Geol. B.-A., **1981**, 73-81, Wien 1981.
- KRALIK, M., KRUMM, H., & SCHRAMM, J.M.: Low grade and very low grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke zone: Illite crystallinity data and isotopic ages. In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps: Vienna, Deuticke, 164-178, Wien 1987.
- KRETZ, R.: Symbols for rock-forming minerals. – Am. Mineralogist, **68**, 277-279, Washington 1983.
- KROHE, A.: Die Korallengesteine in der Deckscholle bei Steinbach im Burgenland - Ein Beitrag zum Problem der Plattengneistektonik.- Vorarb. Inst. Geol. Univ. Wien, 111 S, Wien 1981.
- KÜMEL, F.: Die Sieggrabener Deckscholle im Rosaliengebirge (Niederösterreich-Burgenland).- Phil. Diss. Univ.Wien. 1934.- 74 S, Wien 1934.
- KÜMEL, F.: Die Sieggrabener Deckscholle im Rosaliengebirge (Niederösterreich-Burgenland).- Miner. Petrogr. Mitt., **47**, 141-184, Wien 1935.
- KÜPPER, H. (Hrsg.): Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz.- (Geol. B.-A.), Wien, 67 S, Wien 1957.
- LECHNER, K.: Kristallines Grundgebirge.- In: KÜPPER, H. (Hrsg.): Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz, Geol. B.-A., Wien, 9-25, Wien 1957.
- LELKES-FELVÁRI, G. & SASSI, F. P.: Pre-alpine and alpine developments of the austridic basement in the Sopron area (Eastern Alps, Hungary).- Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, **39**, 593-612, Milano 1984.
- MASSONNE, H.-J.: High-pressure, low-temperature metamorphism of pelitic and other protoliths based on experiments in the system K<sub>2</sub>O-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O.- Habilitationsschrift Univ. Bochum, 172 S, Bochum 1991.
- MATURA, A.: Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone sowie im zentralalpinen Kristallin und Permomesozoikum auf Blatt104 Mürzzuschlag.- Jb.Geol.B.-A., **138/3**, 511-512, Wien 1994.

- MILLER, CH. & THÖNI, M.: Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. - *Chemical Geology*, **122**, 199-225, Amsterdam 1995.
- MILOTA, Ch.: Die Sieggabener Deckscholle im südlichen Rosaliengebirge (Niederösterreich/ Burgenland).- Unveröff. Vorarbeit Inst. f. Geol. Univ. Wien, 92 S, Wien 1983.
- MOHR, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen.-Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **88**, 633-652, Wien 1912.
- MOINE, B., FORTUNE, J. P., MOREAU, Ph. & VIGUER, F.: Comperativ Mineralogy, Geochemistry and Conditions of Formation of two metasomatic Talc and Chlorite deposits: Trimouns (Pyrenees France) and Rabenwald (Eastern Alps Austria).- *Econ. Geol.*, **84**, 1398-1416, 1989.
- MOREAU, Ph.: Le Massif du Rabenwald (Autriche) et ses Minéralisations (Talc, Chlorite, Disthène, Leucophyllite).- Thèse, Univ. Franche-Comté Besancon, Fac. Sciences Techn., 327 S, Besancon 1981.
- MÜLLER, W.: Neue geochronologische und strukturgeologische Daten zur geodynamischen Entwicklung des nördlichen Semmering- und Wechselgebietes (Niederösterreich). - Unveröff. Diplom. Arb. Form. u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 267 S, Wien 1994.
- MÜLLER, W., DALLMEYER, R. D., NEUBAUER, F. & THÖNI, M.: Deformation-induced resetting of Rb/Sr and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mineral systems in a low-grade, polymetamorphic terrane (Eastern Alps, Austria). - *J. Geol. Soc.*, **156**/3, 261-278, London 1999.
- NAGY, G. & DRAGANITS, E.: Occurrence and mineral-chemistry of monazite and rhabdophane in the crystalline of the Sopron Hills, Eastern Alps (Austria). - *Mitt. Ges. Geol.- Bergbaustud. Österr.*, **42**, 21-36, Wien 1999.
- NAGY, G., DRAGANITS, E., DEMÉNY, A., PANTÓ, G., ÁRKAI, P. (eingereicht): LREE-Phosphate Minerals in the Metamorphic Complex of Sopron Hills, Eastern Alps. - *Chemical Geology*, Amsterdam.
- NEUBAUER, F., HANDLER, R., HERMANN, S. & PAULUS, G.: Revised Lithostratigraphy and Structure of the Eastern Graywacke Zone (Eastern Alps).- *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **86**, 61-74, Wien 1994.
- NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D. & TAKASU, A.: Conditions of eclogite formation and age of retrogression within the Sieggaben unit, Eastern Alps: implications for Alpine-Carpathian tectonics. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **79**/2, 297-307, Zürich 1999.
- NIEVOLL, J.: Der Südrand der Grauwackenzone zwischen Stübing und Neuberg (Obersteiermark, ÖK 103 Kindberg).- *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **77**, 63-71, Wien 1984.
- PAHR, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen.- *Verh. Geol. B.-A.*, **1960**, 274-283, Wien 1960.
- PAHR, A.: Zur Geologie des Raumes um Schäßern (Oststeiermark).- *Miner. Mittbl. Joanneum*, **1972**/2, 57-63, Graz 1972.
- PAHR, A.: Ein neuer Beitrag zur Geologie des Nordostsporns der Zentralalpen.- *Verh. Geol. B.-A.*, **2**, 23-33, Wien 1977.
- PEINDL, P.: Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des südöstlichen Raabalpenkristallins (Steiermark).- Unveröff. Diss. Natwiss. Fak. Univ. Graz, 252 S, Graz 1990.
- PROYER, A., SCHUSTER, R., & HOINKES, G.: Permo-Triassic metamorphic evolution of the Kreuzeck-Goldeck mountains (Carinthia, Austria). - *Mitt. Österr. Mineral. Ges.*, **146**, Wien 2001.
- PUMHÖSL, H., KOLLER, F., FARYAD, S.W., SEIFERT-FALKNER, C., FRANK, W., MILLER, C., & SATIR, M. (eingereicht): Origin and evolution of Permian gabbroic intrusions within the Lower Austroalpine Grogneiss Unit (Eastern Alps).- *Chem. Geology*, Amsterdam.
- PUTIS, MARIAN; KORIKOVSKY, SERGEY P.; PUSHKAREV, YURI D.: Petrotectonics of an Austroalpine Eclogite-Bearing Complex (Sieggaben, Eastern Alps) and U-Pb Dating of Exhumation.- *Jb.Geol.B.-A.*, **142**, 73-93, Wien 2000.
- RATSCHBACHER, L.: Kinematische Analyse der Deckenbewegungen und assoziierter Deformation im Deckgebirge der östlichen Ostalpen (Ober Steiermark - Österreich). - *Jber.* 1983 Hochschulschwerpunkt S15, **1983**, 67-200, Graz 1984.
- RATSCHBACHER, L.: Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. - *Tectonophysics*, **125**, 335-356, Amsterdam 1986.
- REINDL, H.: Das östliche Raabalpenkristallin.- unveröff. Diss. Univ. Graz., 235 S, Graz 1989.
- RICHTER, W.: Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten.- *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **191**, 1-50, Wien 1973.
- RIEDMÜLLER, G.: Zur Geologie des Semmering-Basistunnels.- *Österreichische Ingenieur- und Architekten-Zeitschrift (ÖIAZ)*, **140**/7-8, Wien 1995.

- NOWOTNY, A., & ROCKENSCHAUB, M.: Bericht 1992 über die geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 104 Mürzzuschlag. – Jb. Geol. B.- A., **137/3**, 563, Wien 1994.
- SCHARBERT, S.: Rb-Sr Daten aus dem Raabalpenkristallin. - In: PEINDL, P., NEUBAUER, F., MOYSCHWITZ, G., REINDL, H. & WALLBRECHER, E., 1990: Die geologische Entwicklung des südlichen Raabalpen- und Wechselkristallins.- Excursion guide TSK III Exkursion "Raabalpen- und Wechselkristallin" 24. April 1990. Geol. Inst. Univ. Graz, 22-25, Graz 1990.
- SCHMIDT, K. & FRANK, W.: Timing and conditions of metamorphic events at the southeastern margin of the Northern Calcareous Alps (Gloggnitz/Austria).-Freiberger Forschungshefte, **C 471**, 193-194, Freiberg 1998.
- SCHMIDT, K., FRANK, W. & BERKA, R.: Timing and conditions of metamorphic events along a profile from the base of the Northern Calcareous Alps to the Austroalpine basement units (Lower Austria-Styria).- Mitt. Österr. Miner. Ges., **143** (1998), 379-381, Wien 1998.
- SCHMIDT, K.: Geochronologie entlang eines Metamorphoseprofils vom S-Rand der Nördlichen Kalkalpen bis zum Unterostalpin des Semmeringgebietes (Niederösterreich, Steiermark). - Dipl. Arb. formalnatwiss. Fak. Univ. Wien, 127 S, Wien 1999.
- SCHRAMM, J.-M.: Zur Metamorphose des feinklastischen Permoskyth im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Ostösterreich). - Verh. Geol. B.-A. **1982/2**, 63-72, Wien 1982.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W.: Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **42**, 37-58, Wien 2000.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S. & ABART, R.: Permo-Triassic crustal extension during opening of the Neotethyan ocean in the Austroalpine-South Alpine realm.- Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie A, **52**, 5-6, Tübingen 1999.
- SCHUSTER, R. & FAUPL, P.: Permo-Triassic sedimentary record and contemporaneous thermal basement evolution in the Drauzug-Goldeck-Kreuzeck area (Eastern Alps / Austria). - 2001 Abstract Vol. Alpshop 2001 Obergurgl, 2001.
- SCHUSTER, R., BERTLE, R. & FRANK, W.: Indications for a Permo-Triassic metamorphic imprint in the Austroalpine Silvretta Nappe. – Abstract Vol. Alpshop 2001 Obergurgl, 2001.
- SCHUSTER, R., PROYER, A., HOINKES, G. & SCHULZ, B.: Indications for a Permo-Triassic metamorphic imprint in the Austroalpine crystalline rocks of the Deffereggen Alps (Eastern Tyrol). - Mitt. Österr. Mineral. Ges., **146**, Wien 2001.
- STUR, D.: Geologie der Steiermark.- Geogn.-mont.Ver. Steiermark, 654 S, Graz 1871.
- TERMIER, P.: Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes.- Bull. Soc. géol. France, (4) **3**, 1903, 711-765, Paris 1904.
- THÖNI, M.: Degree and evolution of the Alpine Metamorphism in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas. - Jb. Geol. B.- A., **124/1**, 111-174, Wien 1981.
- THÖNI, M.: A review of geochronological data from the Eastern Alps. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79/1**, 209-230, Zürich 1999.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **10**, 1-62, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese.- VIII, Deuticke, Wien, S.256, Wien 1963.
- TOLLMANN, A.: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des "Haselgebirges".- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1964**, 270-299, Stuttgart 1964.
- TOLLMANN, A.: Neue Fenster des Wechselsystems am Ostrand der Zentralalpen.- Ber. Geol. Tiefbau Ostalpen, **3**, 58-64, Zentralanst. Meteor. Geodyn. Wien 1976.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen. - Deuticke, Wien, 766 S, Wien 1977.
- TOULA, F.: Petrefaktenkunde im Wechsel-Semmering-Gebiete.- Verh. geol. R.-A., **1877**, 195-197, Wien 1877.
- TÖRÖK, K.: High-pressure/low-temperature metamorphism of the Kö-Hegy Gneiss, Sopron (West-Hungary) - Phengite barometry and fluid inclusions. - Europ. J. Mineral., **8**, 917-925, Stuttgart 1996.
- TÖRÖK, K.: Pre-Alpine development of the andalusite-sillimanite-biotite-schists from the Sopron Mountains, Eastern Alps, Western Hungary. Acta Geologica Hungarica, **42**, 127-160, Budapest 1999.
- TROPPEL, P., BERNHARD, F. & KONZETT, J.: Trace Element Mobility in Contact Metamorphic Rocks: Baddeleyite-Zirconolite-(Zircon) Veins in Olivine-Bearing Marbles from the Stubenberg Granite Contact Aureole (Styria, Austria). - Journal of Conference Abstracts, **6/1**, 278, 2001.
- VACEK, M.: Ueber die krystallinischen Inseln am Ostende der alpinen Centralzone.-Verh. geolog. R.-A., **1892**, 367-377, Wien 1892.

- VENTURINI, G.: Geology, Geochemistry and Geochronology of the inner central Sesia Zone (Western Alps – Italy). – *Mémories de Géologie (Lausanne)*, **25**/1995, 148 S, Lausanne 1995.
- WIESENER, H.: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes.- *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.*, (2)**42**, 136-181, Wien 1932.
- WIESENER, H.: Die Korund-Spinellfelse der Oststeiermark als Restite einer Anatexis.- *Miner. Mittbl. Joanneum*, **1961**/1, 1-30, Graz 1961.
- WIESENER, H.: Die alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand.- *Geol. Rdsch.*, **52**, 238-246, Stuttgart 1962.
- WIESENER, H.: Exkursion BII/BIII; 1. Wien-Semmering-Birkfeld.- *Fortschr. Miner.*, **42**, 148-154, Stuttgart 1965.
- WIESENER, H.: Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der Österreichischen Zentralalpen.- *Verh. Geol. B.-A.*, **1971**, 344-357, Wien 1971.
- WIESENER, H.: Gesteinsserien und Metamorphose der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostalpins der Oststeiermark. - *Fortschr. Miner.*, **59**/2, 167-178, Stuttgart 1981.

## DAS ZENTRALALPINE PERMO-MESOZOIKUM

Julian PISTOTNIK

### Grobgneis- und Wechsel-Komplex

Den beiden, dem unterostalpinen Stockwerk der Ostalpen zugehörigen, kristallinen Komplexen des Alpenostrandes lagern jeweils (Meta-)Sedimente auf, deren Ausbildung (sowie die teilweise Analogie zu anderen, westlich gelegenen Vorkommen) und (stellenweise) Fossilführung die Zugehörigkeit zum zentralalpiner Permomesozoikum als gesichert erscheinen läßt.

Entsprechend der komplizierten tektonischen Situation finden sich in dem Bereich vom Semmering im Norden bis beiderseits des mittleren Mürztals sowie in der Umrahmung des Wechselfensters meist nur reliktsche Vorkommen von permomesozoischen Gesteinen, die selten zusammenhängende Gesteinsabfolgen zu erkennen geben. Häufig an der Deckengrenze zwischen liegendem Wechselkomplex und hangendem Grobgneiskomplex sowie deren internen Teildecken- und Schuppengrenzen angeordnet, ist ihre jeweilige tektonische Zuordnung oft nicht mit Sicherheit zu treffen - vgl. SCHUSTER et al. (dieser Band, Abb1). Die Tektonisierung und Amputation der Abfolgen erschwert zusammen mit der die Lithologie verschleiernnden schwachgradigen Metamorphose vielfach auch die genauere stratigraphische Zuordnung der vorhandenen lithologischen Typen.

Trotz der erwähnten Schwierigkeiten läßt sich durch die lange und mühsame Erforschungsgeschichte die folgende lithologisch-stratigraphische Sequenz ableiten - siehe dazu auch NOWOTNY & ROCKENSCHAUB (dieser Band, Tab.1):

Die unter der Bezeichnung **Alpiner Verrucano** (A. TOLLMANN 1963) zusammengefaßte liegendste Abfolge, die bis ca. 150 m Mächtigkeit erreicht, setzt sich in der Hauptmasse aus (phengitischen) Sericitschiefern mit Brekzien und Arkoseschieferlagen zusammen. Im tieferen Anteil sind darin vielfach saure vulkanitische Abkömmlinge (Porphyroide, Porphyrmaterialschiefer) eingeschaltet. Lokal (Roßkogel) gesellen sich auch Biotit-Uralit-Schiefer als Derivate eines intermediären, andesitischen Vulkanismus hinzu. Diese basale metaklastische Folge mit magmatischen Interferenzen wird, in Übereinstimmung mit vergleichbaren Vorkommen, dem Perm zugeordnet.

Das Einsetzen des darüber folgenden **Semmering-Quarzits** wird als Basis der **Unter-Trias** ("Skyth") angesehen. Diese hellgraue bis grünliche, meist gut gebankte, bis 200 m mächtige Formation ist insbesondere in den tieferen Anteilen durch den (Alkali-)Feldspatgehalt als Metaarkose und mit gröberen Geröllkomponenten als Metakonglomerat ausgebildet, während diese Anteile im Hangenden gegenüber mittel- bis feinkörnigen Quarziten zurücktreten. Trotz der tektonischen Gleichschichtung ist vielfach primäre Schrägschichtung, manchmal auch Rippelmarkenstruktur (streifige Schichtsilikatanordnung auf den s-Flächen) erkennbar. In konglomeratischen Lagen weisen die - immer gut gerundeten - Gerölle häufig noch eine rosa Färbung auf, was als reliktscher Hämatit, dessen Fe noch nicht vom metamorph neu gebildeten (und für die Grünfärbung verantwortlichen) Phengit absorbiert wurde, gedeutet wird (P. FAUPL 1970).

Diese Transgressionsfolge wird hangend durch, maximal einige Meter mächtige, feinblättrige, graugrüne phyllitische Sericitschiefer abgeschlossen, die als **Alpiner Röt** der obersten Untertrias zugeordnet werden (E. KRISTAN & A. TOLLMANN 1957). Vereinzelt darin auftretende

rauwackige Schmitzen und Lagen deuten den Umschlag zur karbonatisch dominierten Sedimentation der Mitteltrias an.

Die Basis des **Anis** bildet das Niveau der **Reichenhaller Rauhwacke**, die allerdings im Verbreitungsgebiet des unterostalpinen Permomesozoikums nur selten deutlich definierbar ist. Die weite Verbreitung von z.T. mächtigen Rauhwacken innerhalb der karbonatischen Mitteltrias läßt lediglich für einen geringen Teil die Deutung auf eine stratigraphische Bildung zu, sodaß auch Mächtigkeitsangaben als problematisch anzusehen sind. Bei der Hauptmasse handelt es sich nach detaillierter petrographischer Analyse um - sicher diachrone - tektonische Bildungen (G. RIEDMÜLLER 1976), die vielfach mit Kalk- und Dolomiteinschaltungen versehen und durch Übergänge verbunden sind. Lediglich die in den Liegendanteilen niveaugebunden auftretenden Partien, die manchmal auch eine Wechsellagerung mit klastischen (sandig-tonigen) Lagen aufweisen, können als sedimentäre Bildungen angesehen werden.

Nur lokal und in geringer Mächtigkeit (einige Meter) treten dunkle phyllitische Schiefertone mit dünnplattigen, teilweise brekzierten Kalk- und Dolomit(schiefer)lagen auf, die als **Gutensteiner Basisschichten** ebenfalls der tiefsten Mitteltrias zugeordnet werden.

Über der basalen Mitteltrias folgen **Kalkmarmore**, die z.T. dolomitische Einschaltungen aufweisen. Ihre Färbung variiert von weiß bis dunkelgrau, daneben sind Bänderkalke sowie seltener rötliche und bläuliche Typen vorhanden. Stellenweise sind sie auch mit Dolomitschlierenkalken oder Hornsteinknollenkalken (Dürrkogel) verbunden. Nach Fossilfunden (Crinoiden, E. KRISTAN & A. TOLLMANN 1957) sind diese Kalke in das **Anis** einzustufen, ihre Mächtigkeit erreicht im nördlichen Verbreitungsgebiet bis ca. 200 m. Der darüber folgende Dolomitkomplex mit mehreren hundert Metern Mächtigkeit gehört mit seinem tieferen, dunkelgrauen und gut geschichteten Anteil vermutlich noch dem Anis an, während der höhere, hellgraue und häufig massige, stellenweise Algen (Diploporen) führende Teil als **Wettersteindolomnit** (zumindest größtenteils) bereits dem **Ladin** angehört.

Mit der Obertrias setzt die für die „Semmeringtrias“ charakteristische, von den sonstigen ostalpinen Mesozoika abweichende Entwicklung ein, die als Keuperfazies auf einen karpatischen Einfluß hinweist. Basal treten bis einige Zehnermeter mächtige schwarzgraue, mehr oder weniger phyllitische **Kapellener Schiefer** auf, in die Sandstein- und Arkoselagen eingeschaltet sind und die, ihrer Position entsprechend, dem (tieferen) **Karn** zugeteilt werden. Darüber (bzw. daneben?) lagern **Bunte Keuperschiefer** (H.P. CORNELIUS 1952), die in ihrem unteren, etwa 150 m mächtigen und (nach palynologischem Befund, F.K. BAUER 1967) noch karnischen Anteil einige Anhydritlager (randlich in Gips umgewandelt) und über diesen dunkle Dolomiteinlagerungen enthalten. Die höher folgenden, (mindestens) über 100 m mächtigen violetten und grünen, manchmal auch dunklen Sericitschiefer mit Quarzit- und Arkoselagen weisen daneben auch gering mächtige Dolomit-, Rauhwacken- und Brekzieneinschaltungen auf und gehören wohl bereits dem **Nor** an. Die Keuperschiefer setzen sich hangend bis in das **Rhät** fort, in denen, neben untergeordnet auftretenden dickerbankigen Kalken und dunklen Dolomiten, dünnschichtige Kalkeinschaltungen eine relativ reiche Fauna (Mollusken, Brachiopoden, Korallen, Crinoiden etc.) enthalten.

Als vermutlich jüngstes, oberflächlich aber nicht bekanntes Schichtglied sind in Bohrungen im Untergrund des Wiener Beckens Kalksande angetroffen worden, deren Spiculaführung einen Hinweis auf mögliches **Lias**-Alter lieferte (G. WESSELY 1974).

Die Großgliederung des, die penninischen Fenster am Alpenostrand (Bernstein, Rechnitz etc.) tektonisch überlagernden, Unterostalpins, dessen Überlagerung durch „mittelostalpinen“ Kristallin

samt zugehöriger Permotrias und darüber folgendes Oberostalpin der Grauwackenzone (Veitscher Decke) erscheint mittlerweile geklärt und allgemein anerkannt. Details der Interngliederung, zusammenfassend (zuletzt) in A. TOLLMANN 1977 und A. PAHR 1980 dargestellt, sind in manchen Abschnitten aber immer noch in Diskussion, ebenso wie stellenweise die Zugehörigkeit und gegenseitige Abgrenzung selbst der Großeinheiten im kristallinen Grundgebirge unterschiedlich interpretiert wird. Diesbezüglich sei auf die Spezialliteratur der regionalen Bearbeiter verwiesen.

Dem entsprechend ist auch die tektonische Zuordnung mancher permomesozoischer (und reduzierter) Schollen nicht zweifelsfrei. Generell kann gesagt werden, daß die dem tieferen Unterostalpin (Wechsel-Komplex) auflagernden Reste auf permische bis mitteltriassische Elemente beschränkt sind und die jüngeren Schichtglieder auch nur im tektonisch angeschoppten Norden des Grobgneis-Komplexes (Semmeringgebiet) erhalten sind. Beiden Stockwerken gemeinsam ist die lithologische Ausbildung, die eine fazielle Unterscheidung nicht zuläßt (auch übergreifende Transgression wurde diskutiert, W. VETTERS 1970). Allerdings muß einschränkend gesagt werden, daß die unter der Bezeichnung „zentralalpine Fazies“ zusammengefaßten Permomesozoika lediglich durch eine uniformierende tektonometamorphe Fazies vereinheitlicht werden. So sind etwa auch die dem „Mittelostalpin“ angehörenden Sediment(rest)e lithologisch und in der Abfolge praktisch ununterscheidbar ausgebildet. Originäre, sedimentäre (und auch paläontologisch begründete) Merkmale fehlen weitestgehend und lassen daher, trotz vielfacher Ansätze, auch keine einigermaßen solide paläogeographische Ausdeutung und daraus abgeleitete alpidisch-tektonische Schlußfolgerung zu. Eine Ausnahme bildet lediglich die im Semmeringgebiet schon frühzeitig als „karpatischer Einfluß“ erkannte Keuperentwicklung der Obertrias, die eine besondere Verbindung des Ostalpins zum Vorland dieser Zeit dokumentiert.

### Troiseck-Kristallin und Tattermannschuppe ("Mittelostalpin")

Die dem Unterostalpin hangend folgende (groß)tektonische Einheit, die weitestgehend die Kristallinbereiche der zentralen Ostalpen einnimmt, endet hier im Nordostsporn mit dem allmählich auskeilenden Troiseck-Kristallin, das weiter noch in einigen Deckschollen gegen Osten vertreten ist. Dieses trägt an seinem Westrand eine permotriassische Hüllserie, die als **Thörl Zug** die Grenze gegen die hangende Grauwackenzone bildet. Gegen Osten setzt sich dieser als **Tattermann-Schuppe** bis in den Bereich des Semmerings und zum Rand des Wiener Beckens fort. Letztere umfaßt hauptsächlich die hier als **Tattermannschiefer** bezeichneten Phyllite (mit selten größeren Metaklastitlagen), die dem **Alpinen Verrucano** zugezählt werden, **Semmering-Quarzit** und Schiefer des **Alpinen Röt** der **Unter-Trias** und vereinzelt **Rauhacken** und (meist dunkle) Kalklagen des tiefen **Anis**.

Der **Thörl Zug** selbst weist mit seiner Gesamtmächtigkeit von maximal über 300 m eine umfangreichere Abfolge auf, die mit Sericitschiefern und Konglomeraten sowie stellenweise auch Porphyroidlagen des **Alpinen Verrucano** beginnt. Darüber folgen der, vielfach als Arkose ausgebildete, **Semmering-Quarzit** als mächtigstes Schichtglied und, gering mächtig, graugrüner Schiefer des **Alpinen Röt** der **Untertrias**. Die **Mittel-Trias** umfaßt über **Reichenhaller Rauhacke** bunte **Bänderkalke** mit Lagen von **Dolomitschlieren-** und **Hornsteinkalken**, deren Crinoidenführung die Einstufung in das **Anis** ermöglichen (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN 1967), und darüber geschichtete **dunkle Dolomite**. Der darüber auftretende helle Dolomit, der durch den tektonischen Zuschnitt der (gesamten) Abfolge nur geringe Mächtigkeit erreicht, gehört als **Wettersteindolomit** vermutlich bereits dem **Ladin** an. Das nicht klar zuordenbare, isolierte Gipsvorkommen am Mitterberg (ENE Thörl, E. SPENGLER 1921) könnte als Hinweis auf einen Rest von **Ober-Trias** (in Keuperfazies ?) angesehen werden (TOLLMANN 1977).

Wie die gleichnamigen Schichtglieder der mittelostalpinen Permotrias zeigen, besteht zum Unterostalpin kein faßbarer Unterschied in der Schichtenfolge. Dieser bereits oben erwähnte Umstand läßt die jeweilige Zuordnung lediglich entsprechend der tektonischen Position und damit auch entsprechend ihrer Interpretation zu.

### Literatur (Auswahl):

- BAUER, F.K. (1967): Gipslagerstätten im zentralalpinen Mesozoikum. - Verh. Geol.B.A., 1967, S. 70 - 90, 11 Abb., Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1952): Die Geologie des Mürztalesgebietes. - Jb. Geol.B.A., Sdbd. 2, 94 S., Wien.
- FAUPL, P. (1970): Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ.) und Fröschnitz (Stmk.). - Mitt. Ges. Geol.Bgb.stud., 19, S. 27 - 70, 9 Abb., 3 Taf., Wien.
- KRISTAN, E. & TOLLMANN, A. (1957): Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. - Mitt. Ges. Geol.Bgb.stud, 8, S. 75 - 90, 4 Taf., Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. (1967): Crinoiden aus dem zentralalpinen Anis (Leithagebirge, Thörl Zug und Radstädter Tauern). - Wiss. Arb. Burgenland, 36, 33 S., 11 Taf., Eisenstadt.
- PAHR, A. (1980): Das Semmering- und Wechselsystem. - S. 315 - 320, 2 Abb.- In: OBERHAUSER, R.: Der geologische Aufbau Österreichs.- (Springer) Wien - New York.
- RIEDMÜLLER, G. (1976): Genese und Charakteristik der Rauhacken im Pittental (Niederösterreich). - Geol. Rdsch., 65, S. 290 - 332, 37 Abb., Stuttgart.
- SPENGLER, E. (1921): Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau. - Jb. Geol.St.-A., 70 (1920), 235 - 254, Taf. 8, Wien.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese.- 256 S., 22 Abb., 11 Taf., (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1964): Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. - N. Jb. Geol. Pal, Mh., 1964, S. 270 - 299, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. 1: Die Zentralalpen. - 766 S., 200 Abb., 25 Tab., (Deuticke) Wien.
- WESSELY, G. (1974): Rand und Untergrund des Wiener Beckens - Verbindungen und Vergleiche. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 66-67, S. 265 - 287, 1 Abb., 3 Taf., Wien.

## NEUE DATEN ZUR MITTELTRIAS-SCHICHTFOLGE DES SEMMERINGSYSTEMS

Richard LEIN

### Zusammenfassung

Der fossilbelegte Nachweis von anisich/ladinischen Beckensedimenten der Reifling-Formation erweitert nicht nur die Kenntnis über die Schichtfolge des Semmeringsystems, sondern zeigt zugleich auf, daß hier, wie auch in anderen zentralalpinen Mesozoikums-Vorkommen, oft wichtige Teile der sedimentären Überlieferung fehlen können, ohne daß dies mangels ausreichender stratigraphischer Fixpunkte entsprechend wahrgenommen wird.

### Einleitung

In der Diskussion um eine Klärung der großtektonischen Stellung des Semmeringsystems hat von Anfang an die Frage nach der Vollständigkeit und der primären Mächtigkeit der Schichtfolge eine besondere Rolle gespielt (TOLLMANN 1965 cum lit.). Scheinbare sedimentäre Lückenhaftigkeit der Schichtfolge und die geringe Mächtigkeit der überlieferten Serien legten hier, wie auch bei anderen zentralalpinen Mesozoika, die Deutung als Elemente einer Schwellenfazies nahe. Diese Interpretation hat aber nur dann eine Berechtigung, wenn die Voll- oder Unvollständigkeit einer Schichtfolge auch entsprechend paläontologisch belegt ist. Die Analyse diverser zentralalpiner Mesozoika, aber auch von Profilen der kalkalpinen Trias, hat vielfach gezeigt, daß die scheinbar geringe Mächtigkeit bestimmter Abfolgen vielfach tektonisch bedingt ist, d. h. beträchtliche Teile der Gesamtschichtfolge aus diesem Grund nicht überliefert sind. Unter Berücksichtigung dieses Sachverhaltens scheint auch eine Reevaluation der Schichtfolge des Semmering-Mesozoikums angebracht.

### Faktenlage

Seit den frühen Beobachtungen von TOULA (1877, 1899) ist das Triasalter der karbonatischen Serien des Semmeringsystems durch Fossilfunde belegt – eine Erkenntnis, die angesichts der Position desselben im Liegenden des Paläozoikums der Grauwackenzone vielen seiner Zeitgenossen nicht einsichtig war. Weitere Kartierungen (MOHR 1910, CORNELIUS 1936, KRISTAN & TOLLMANN 1957, TOLLMANN 1992) haben die Kenntnis um die Seriengliederung des metamorphen Semmering-Mesozoikums beträchtlich erweitert und damit die Grundlage zur Auflösung des komplizierten tektonischen Aufbaus dieser Einheit geschaffen.

**Stratigraphische Fixpunkte:** Zwar sind die von TOULA (1877) getätigten Crinoiden-Funde, was ihre artliche Zuordnung betrifft, nicht ausreichend paläontologisch abgesichert, doch wurde in Neufunden von KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1990) die Existenz von *Dodocrinus gracilis* (BUCH) abermals bestätigt.

Geringere Klarheit besteht bezüglich der von TOULA (1899) erwähnten Funde von Dasycladaceen, die von diesem bloß ihrem makroskopischen Aussehen nach mit *Gryphoporella* (= *Diplopora*) *annulata* verglichen wurden. Weitere Funde von Dasycladaceen gehen auf KRISTAN & TOLLMANN (1957: 82) zurück. Nach dem Urteil von E. KAMPTNER, einem ausgewiesenen Dasycladaceen-Spezialisten, handelte es sich dabei um *Diplopora*, wobei eine artliche Zuordnung zu *D. annulata* möglich wäre (aber keinesfalls gesichert ist). In weiterer Folge mutierte dieser Fund, dessen Artnamen mit einem Fragezeichen behaftet ist, zum Kronzeugen für ein ladinisches Alter der hellen Mitteltriaskarbonate des Semmeringmesozoikums. Diese wurden

fortan der Wetterstein-Formation zugeordnet (TOLLMANN 1977). Dieser Lesart folgend wäre demnach (TOLLMANN 1977: Tab 7) die gesamte Mitteltrias der Semmeringeinheit durch Seichtwasserkarbonate repräsentiert. Dies ist jedoch keineswegs der Fall.

An der Südflanke des Dürrkogels (S Sonwendstein) ist eine ausgedünnte Abfolge mit sehr unterschiedlichen Lithologien (dunkle Bänderdolomite, Hornsteinkalk, Kalkschlierendolomit, hellgraue Bankkalke etc.) aufgeschlossen (vgl. KRISTAN & TOLLMANN 1957: Taf. 20, TOLLMANN 1964: Abb. 1). Zweifellos stellt diese Sequenz keine Normalschichtfolge dar, vielmehr handelt es sich dabei um einen Stapel ausgedünnter und gegeneinander tektonisch begrenzter Teilabschnitte eines vermutlich einst zusammengehörigen Profils. Von besonderer Bedeutung sind dabei die Hornsteinkalke. Sie enthalten eine Conodontenfauna (Probe A 1661) mit *Gondolella constricta* MOSHER, womit für die Hornsteinkalke, die der **Reifling-Formation** zuzuordnen sind, ein oberanisches bis unterladinisches Alter belegt ist. Wie in zahlreichen anderen Fällen auch stellt die Abfolge der dünnbankigen Reiflinger Kalke innerhalb der kompakter ausgebildeten Serien im Hangenden und Liegenden einen Schwachpunkt dar, an welchem die tektonische Zerlegung ansetzte.

## Ausblick

Nach bisheriger Lesart wurde die Mitteltrias des Semmeringsystems als eine aus basaler Rauh- wacke, dunklen Kalken und Dolomiten der Gutenstein-Formation und hellen Karbonaten der Wetterstein-Formation zusammengesetzte Abfolge gedeutet. Nunmehr aber scheint es nicht nur wahrscheinlich, daß in dieser Sequenz der Zeitabschnitt vom Oberanis bis in das tiefe Oberladin von Beckensedimenten der Reifling-Formation eingenommen wird, sondern es besteht zudem der Verdacht, daß die bisher zur Wetterstein-Formation gestellten hellen Dasycladaceen-führenden Karbonate der Steinalm-Formation (M. Anis) angehören könnten.

Stratigraphische Fixpunkte sind in den zentralalpinen Mesozoika rar, sodaß die vielfach tektonisch bedingte Lückenhaftigkeit dieser Serien bisher nicht entsprechend wahrgenommen werden konnte. Die allgemein geringe Mächtigkeit dieser zentralalpinen Abfolgen sowie die durch lückenhafte Überlieferung und unterschiedliche metamorphe Prägung bedingten lokalen lithologischen Unterschiede stellen demnach keine geeigneten Grundlagen für eine Rekonstruktion der ursprünglichen paläogeographischen Anordnung dieser Einheiten dar.

## Literatur

- CORNELIUS, H. P., 1936: Geologische Spezialkarte . . . 1:75.000, Blatt Mürzzuschlag, Wien (Geol. B.-A.).
- KRISTAN, E. & TOLLMANN, A., 1957: Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 8, 75-90, Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A., 1990: Crinoiden aus der Semmering-Trias im Unter-ostalpin von Niederösterreich und Burgenland. – Jb. Geol. B.-A., 133, 89-98, Wien.
- MOHR, H., 1910: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (N.Ö.). – Mitt. geol. Ges. Wien, 3, 104-213, Wien.
- TOLLMANN, A., 1964: Exkursion II/6: Semmering-Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 193-203, Wien.
- TOLLMANN, A., 1965: Gehören die Tatrinen zum Unterostalpin oder Pennin? – Geol. sborn., 16/2, 273-278, Bratislava.
- TOLLMANN, A., 1977: Geologie von Österreich, Bd. 1. – 766 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A., 1992: In: HERRMANN, P. et al. (eds.): Geologische Karte . . . 1:50.000, Blatt 105 Neunkirchen, Wien (Geol. B.-A.).
- TOULA, F., 1877: Petrafaktenfunde im Wechsel-Semmering-Gebiete. – Verh. Geol. R.-A., 1877, 195-197, Wien.
- TOULA, F., 1899: Die Semmeringkalke. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., 2, 153-163, Stuttgart.

## DER OSTABSCHNITT DER GRAUWACKENZONE – EIN ÜBERBLICK

Hans P. SCHÖNLAUB

### Einleitung

Auf den Kartenblättern 103 Kindberg und 104 Mürzzuschlag vermittelt die paläozoische Gesteinsgesellschaft der Grauwackenzone in einem 2 bis 5 km breiten Streifen zwischen den kristallinen Gesteinskomplexen mit ihren permomesozoischen Deckschichten im Süden und den Kalkalpen im Norden. Letztere bilden die normale Auflage auf Teilen der Grauwackenzone. Ältere Vorstellungen über die geologischen Verhältnisse in diesem Gebiet beruhen in erster Linie auf den Arbeiten von H. P. CORNELIUS, der seine in den 30er-Jahren begonnenen Aufnahmen auf dem Kartenblatt Mürzzuschlag im Massstab 1:75.000 darstellte und diese im Jahrbuch der Geol. B.-A., Sonderband 4, 1952a, umfangreich erläuterte. So wird darin ausführlich auf die Erforschungsgeschichte in diesem Abschnitt der östlichen Grauwackenzone eingegangen, alle auf dem Kartenblatt vorkommenden Gesteine und ihre tektonische Stellung beschrieben, die nutzbaren Mineralvorkommen behandelt und in Kurzform die hydrogeologischen Verhältnisse zusammengefasst.

In diesem Zusammenhang sei daran erinnert, dass die Zweiteilung der Grauwackenzone in die Veitscher Decke als untere Grauwackendecke und die Norische Decke als obere Grauwackendecke ebenfalls auf H. P. CORNELIUS (1950) zurückgeht; bereits damals vermutete er auch, dass zwischen dem spätordovizischen Blasseneck-Porphyrroids und der darunterliegenden „Silbersbergserie“ eine Störung verläuft. Dennoch hielt H.P. CORNELIUS bis zuletzt an der Annahme eines kambrischen Alters für dieses tiefste Schichtglied der Norischen Decke im Ostabschnitt der Grauwackenzone fest.

Das generelle Fehlen von stratigraphisch aussagekräftigen Fossilien, sieht man von marinem fossilführendem Karbon am Sattlerkogel bei Veitsch bzw. Pflanzenresten im Möselbachgraben unter der Straße zum Orthof sowie im Wagnergraben bei Klamm ab, bereitete naturgemäß früheren Bearbeitern große Schwierigkeiten, die einzelnen Schichtglieder der Grauwackenzone zeitlich einzuordnen und damit die Grundlage für eine fundierte tektonische Aussage zu schaffen. Dazu kommen die die gesamte Grauwackenzone kennzeichnende schwache metamorphe Überprägung aller Gesteine sowie eine intensive Aufsplitterung in Teilschuppen, von denen sowohl die sedimentäre Auflage des Kristallins als auch die zwischen der Veitscher Decke und den Kalkalpen verbreiteten Gesteinskomplexe betroffen sind (G. W. MANDL & A. MATURA 1995).

Diesen Schwierigkeiten Rechnung tragend, wurden seit dem Jahre 1980 neue Untersuchungsmethoden im Ostabschnitt der Grauwackenzone eingesetzt, wie conodontenstratigraphische, radio-metrische und strukturgeologische Analysen, die teilweise ältere Vorstellungen über das Alter einzelner Gesteinsvorkommen bestätigen konnten, jedoch größtenteils eine Revision bisheriger Ansichten über den Bau und die Entwicklungsgeschichte in diesem Teil der Grauwackenzone notwendig machten. Erwähnt seien hier u. a. die grundlegenden Arbeiten von J. NIEVOLL (1983, 1984) und die aus FRANZ NEUBAUER, LOTHAR RATSCHBACHER, ROBERT HANDLER, HARRY FRITZ, SIEGFRIED HERMANN und GERNOT PAULUS bestehenden Arbeitsgruppen der Universität Graz bzw. Salzburg, die durch R. DAVID DALLMEYER von der University of Georgia, Athens, USA, wertvoll unterstützt wurden. Dazu kamen neue Kartierergebnisse von G. W. MANDL & A. MATURA (1995) im Semmeringgebiet.

Die neue tektonische Gliederung der Grauwackenzone fand auf der Geologischen Karte 104 Mürzzuschlag weitgehend Berücksichtigung, die folgende Zusammenfassung basiert auf diesen Arbeiten.

## **STRATIGRAPHISCH-TEKTONISCHE GLIEDERUNG DER ÖSTLICHEN GRAUWACKENZONE**

### **Veitsch-Decke**

Die Grünschiefer-faziell überprägten Gesteine repräsentieren die tiefste tektonische Einheit der Grauwackenzone. Ihre Zusammensetzung besteht aus mehreren hundert Meter mächtigen grauen bis schwarzen, häufig graphitisch abfärbenden Schiefen mit Einlagerungen von grauen feinkörnigen, mitunter glimmerreichen Sandsteinen und Quarzkonglomeraten mit grauem Bindemittel. Die Quarzgerölle sind meist weiß und gut gerundet, gelegentlich kommen Lydite vor, andere Gerölle scheinen hingegen zu fehlen. Während auf dem Kartenblatt Mürzzuschlag nur wenige kleine Aufschlüsse von Magnesit bekannt sind, schalten sich in den karbonischen Schiefen am Nachbarblatt Kindberg mehrere größere Linsen von Dolomitgesteinen ein, die - vielfach in Magnesit umgewandelt - in der Vergangenheit als wertvoller Rohstoff abgebaut wurden.

Die bekannten Fossilvorkommen, die allesamt auf den Kartenblättern 103 Kindberg und 105 Neunkirchen liegen, ermöglichen eine Einstufung in den Zeitraum Obervise bis Westphal A-C (G. HAHN & R. HAHN, 1977). Eine Hellglimmerdatierung aus der Sunk Formation ergab ein  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Plateau-Alter von  $310 \pm 1.2$  Mio. Jahren (R. HANDLER et al. 1997). Dieser Wert könnte ein spätvariszisches thermisches Ereignis widerspiegeln.

Nach L. RATSCHBACHER (1987) repräsentieren die Gesteine der Veitsch-Decke eine postvariszische Molasse. Als Lieferant der Quarzgerölle in den Konglomeraten kommen möglicherweise Mittelostalpine Kristallinkomplexe in Frage (L. RATSCHBACHER 1987, R. HANDLER et al. 1997).

### **Silbersberg-Decke**

Der Begriff der Silbersberg-Decke wurde 1991 von S. HERMANN et al. (1991) eingeführt und kurz begründet. Ihre maximal 1500 m mächtige Gesteinsgesellschaft setzt sich aus verschiedenen grauen, meist dünnblättrigen (Quarz-) Phylliten mit Übergängen zu sandigen Schiefen und schiefrigen Sandsteinen zusammen, in die Grünschiefer eingelagert sind. Transgressiv überlagert treten Konglomerate mit vorwiegend weißen Quarzgeröllen auf, weiters weiße bis grünliche quarzitisches Sandsteine und graue serizitische Schiefer, daneben sehr untergeordnet Porphyroide. Für diese Gesteine vermutete erstmals J. NIEVOLL 1984 ein permisches Alter.

Als Linse innerhalb der Gesteine der Silbersberg-Decke tritt an verschiedenen Stellen Riebeckitgnies (Albitfels) auf. Seine Bildung im Jura birgt noch manches Rätsel.

Sowohl die Annahme eines altpaläozoischen Alters für die Quarzphyllite als auch das vermutete Perm-Alter für die Konglomerate beruhen auf Analogieschlüssen bzw. lithologischen Vergleichen mit fossilbelegten Vorkommen in anderen Gebieten. Detritische Hellglimmer aus einem Quarzkonglomerat weisen ein  $\text{Ar}$ -Plateau-Alter von  $359.6 \pm 1.1$  Mio. Jahre auf. R. HANDLER et al. (1997) interpretieren diesen Wert als Hinweis auf ein tektonometamorphes Ereignis im Oberdevon. Nach ihren Vorstellungen kommen als Liefergebiet für die Gerölle am ehesten der metamorphe Komplex des Kaintalecks bzw. äquivalente Gneiskomplexe in Frage.

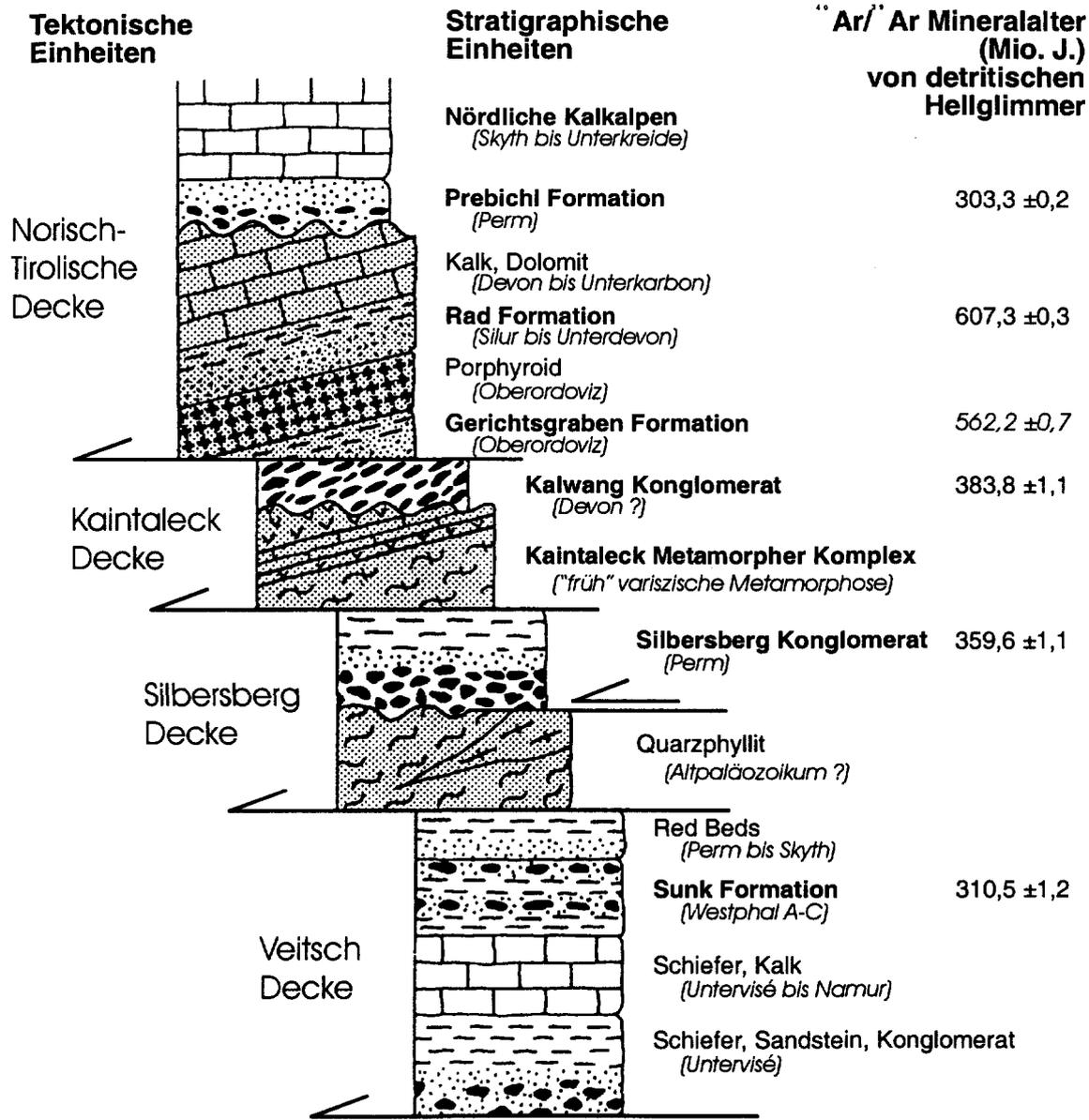


Abb.1: Schematische tektonostratigraphische Abfolge der Östlichen Grauwackenzone, punktierte Bereiche repräsentieren voralpidisches Basement. Nach NEUBAUER et al. 1994

### Kaintaleck-Decke

Gesteine dieser Einheit sind am Kartenblatt 104 Mürzzuschlag als schmaler Streifen von feinkörnigen Amphiboliten auf den Raum südwestlich von Neuberg an der Mürz und östlich der Arzbachhöhe beschränkt. J. NIEVOLL (1984) gibt ihre Mächtigkeit mit rund 40 m an, sie sind im Arzbachgraben über einen Kilometer zu verfolgen. Ihre Hauptverbreitung liegt auf den benachbarten Blättern 103 Kindberg, 133 Leoben bzw. 105 Neunkirchen. Nach R. HANDLER et al. (1999) treten sie über eine Strecke von über 100 km in stets gleich bleibender Position zwischen den Gesteinen der Silbersberg-Decke und jenen der Norischen Decke auf. Ihre genauen Vorkommen hat insbesondere J. NIEVOLL (1984) auf dem Nachbarblatt Kindberg beschrieben, wo diese Gesteine in Gesell-

schaft von Schürflingen aus Magnesit und Marmoren über mehrere Kilometer Länge stets an der Basis des Blasseneck-Porphyrroids tektonisch eingeschaltet sind. Neben Amphiboliten kommen im Kaintaleck-Komplex vornehmlich Glimmerschiefer, untergeordnet aber auch Marmore vor (R. HANDLER 1994). Transgressiv überlagert wird dieser Komplex von einem Metakonglomerat.

Die bisher bekannten radiometrischen Alter (Rb-Sr und  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Mineralalter von Hornblenden und Hellglimmer) lassen nach R. HANDLER (1994) und R. D. DALLMEYER et al. (1996) für den Kaintaleck-Komplex eine früh-variszische Metamorphose im Zeitraum zwischen 400 und 360 Mio. Jahren als möglich erscheinen. Ähnliche frühvariszische Alterswerte um 384 Mio. Jahren meldeten R. HANDLER et al. (1997) für Hellglimmer aus einem Orthogneisgeröll im überlagernden Kalwang-Konglomerat, was die genannten Autoren dazu veranlasste, diese Gerölle direkt vom Kaintaleck-Komplex zu beziehen. Der genaue Zeitpunkt der Bildung des Kalwang-Konglomerats bleibt allerdings weiterhin offen.

### **Norische Decke**

Die Norische Decke besteht aus einer schwach metamorphen altpaläozoischen Gesteinsgesellschaft aus Schiefen, sauren und basischen Vulkaniten (Porphyroide, Grünschiefer, Tuffe), Quarziten, Lyditen und Kalken, die transgressiv von den Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen (Perm bis Kreide) überlagert werden. Nach Conodontenfunden und Makrofossilien im Raum Veitsch und Umgebung (J. NIEVOLL 1983) und den Eisenerzer Alpen (H. P. SCHÖNLAUB 1982) wird auch für die auf dem Kartenblatt Mürzzuschlag verbreiteten, jedoch bisher durch Fossilfunde nicht datierten Gesteine eine Vertretung von Oberordoviz bis Devon angenommen. Dies betrifft sowohl das Ashgill-Alter des Blasseneck-Porphyrroids, seine Auflage mit Quarziten, die als Äquivalente des Polster-Quarzits bei Eisenerz zu sehen sind, als auch die erzführenden Kalke des Rabenstein bei Neuberg an der Mürz, die wahrscheinlich dem Devon angehören.

Die gut 1000 m mächtige Radschiefer-Formation geht auf H. P. CORNELIUS (1952b) zurück, der den Namen dem Rad-Wirtshaus in der Veitsch entlieh. Er bezeichnete damit dunkelgraue, feinsandige serizitische Schiefer, weiters feinschichtige Metaquarzwacken bis arkosige Metawacken, in denen auf wenige Millimeter helle quarz- und feldspatreiche Lagen mit dunkleren quarzärmeren wechseln. Dazu kommen Einschaltungen von mehrere Meter mächtigen Lyditen, Quarziten sowie von Grünschiefern.

Das silurisch bis unterdevonische Alter der Radschiefer leitet sich in erster Linie aus ihrer Position zwischen ordovizischem Blasseneck-Porphyrroid bzw. Polster-Quarzit und erzführenden Kalken ab. Sedimentäre Einschaltungen von fossilführenden Kalken innerhalb der Radschiefer fehlen hingegen. Nach Conodontenfunden in der Umgebung von Veitsch vertreten die erzführenden Kalke den Zeitraum von mittlerem Unterdevon bis spätes Oberdevon. Dieses Datum spricht für die von H. P. CORNELIUS (1952b) geäußerte Ansicht eines hauptsächlich silurischen Alters der Radschiefer.

Nach den Aufnahmen von J. NIEVOLL (1983) kommen in der Umgebung von Veitsch die Radschiefer in einem durch den devonischen Kalkzug des Kaskögerls zweigeteilten Streifen vor. Inwieweit diese Verdoppelung der Radschiefer tektonische Ursachen hat oder die Möglichkeit einer Vertretung von unterkarbonischen Eisenerzer Schichten in diesen vermeintlich als Radschiefer ausgeschiedenen Gesteinen zu sehen ist, muss zukünftigen paläontologischen Untersuchungen vorbehalten bleiben.

## Die tektonische Entwicklung

Nach F. NEUBAUER et al. (1994) bildet die östliche Grauwackenzone einen Deckenkomplex aus vier alpidisch übereinander gestapelten Decken, die sich im Gesteinsbestand ihres Basements, der Verbreitung und Charakteristik der post-variszischen Deckschichten und in der Intensität der präalpidischen Metamorphose unterscheiden. Von unten nach oben sind dies die Veitsch-, Silbersberg-, Kaintaleck- und Norische Decken.

Eine davon abweichende tektonische Gliederung vertraten G.W. MANDL & A. MATURA (1995) für die geologischen Verhältnisse auf dem Kartenblatt 104 Müzzuschlag und seiner östlichen Fortsetzung. Die tiefste Position nimmt in ihrer Norischen Decke eine verkehrt liegende Schuppe aus Silbersberg-Schiefern im Verband mit Kristallin ein. Sie ist südlich Payerbach und des Kreuzberges auf einen schmalen Zug reduziert und erst weiter im Westen breit entwickelt.

Darüber folgt eine fast ausschließlich aus Grünschiefern aufgebaute Schuppe, die südlich von Payerbach und Reichenau die größte Verbreitung hat. Sie fehlt bei Gloggnitz und auch zwischen Prein und dem Altenberggraben, sodass dort der Blasseneck-Porphyr der höchsten Untereinheit direkt über der tiefsten Einheit liegt.

Die höchste Untereinheit der Norischen Decke besteht aus Porphyroiden und seiner Schieferunterlage, in die sich einzelne Züge von Grünschiefern einlagern. Im Gebiet des Kreuzberges reicht sie in Form einer Querstruktur weit nach Süden, südlich der Heukuppe und bei Payerbach ist sie hingegen auf einen relativ schmalen Streifen reduziert.

Im Ostabschnitt der Grauwackenzone finden sich an vielen regional wirksamen Überschiebungen Hinweise auf duktile Deformation, die Translationen des Tops in eine westliche, nordwestliche oder nördliche Richtung anzeigen (L. RATSCHBACHER 1986, L. RATSCHBACHER & F. NEUBAUER 1989). Zeitgleich und syntektonisch kam dazu eine Grünschiefer- bis Amphibolit-fazielle Metamorphose, die sich in einer penetrativen synmetamorphen Gefügeprägung auswirkte.

Das alpidische Alter dieses Deckenbaus ergibt sich aufgrund der strukturellen Einbeziehung und der duktilen Deformation von Permotrias innerhalb des genannten Deckenstapels, zudem wurden in duktilen Scherzonen alpidische Mineralalter gemessen (R. HANDLER 1994, R. D. DALLMEYER et al. 1996, 1998). Dennoch sind nach R. HANDLER et al. (1997) in den Grünschiefer-Fazies überprägten Sedimentfolgen noch präalpidische  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Mineralalter erhalten. Das spricht dafür, dass während der kretazischen Metamorphose keine voll-penetrative metamorphe Überprägung stattfand, die das präalpidische Argon-Isotopensystem von Heliglimmern verjüngt hätte.

Nach den bisher vorliegenden Daten zur Illitkristallinität und K-Ar-Mineral- und Gesamtgesteinsalter wurden die höheren tektonischen Einheiten in der Grauwackenzone wie beispielsweise das Altpaläozoikum der Norischen Decke, das Perm der Präbichl-Formation und das Perm der Silbersbergdecke von der kretazischen Metamorphose mit einer Intensität zwischen Sub-Grünschiefer- und Untere Grünschieferfazies betroffen. In den tieferen Struktureinheiten wie z.B. in der Veitsch-Decke, stieg hingegen die alpidische Metamorphose auf Untere Grünschiefer-fazielle Bedingungen mit Temperaturen um  $450^\circ$  und Drucken zwischen 3 und 4 kb an (J. NIEVOLL 1983, L. RATSCHBACHER & K. KLIMA 1985). Lokal konnte es dabei zum synkinematischen Wachstum und zur Rekristallisation von Muskowit, Biotit, Chlorit, Aktinolith, Epidot und Quarz kommen.

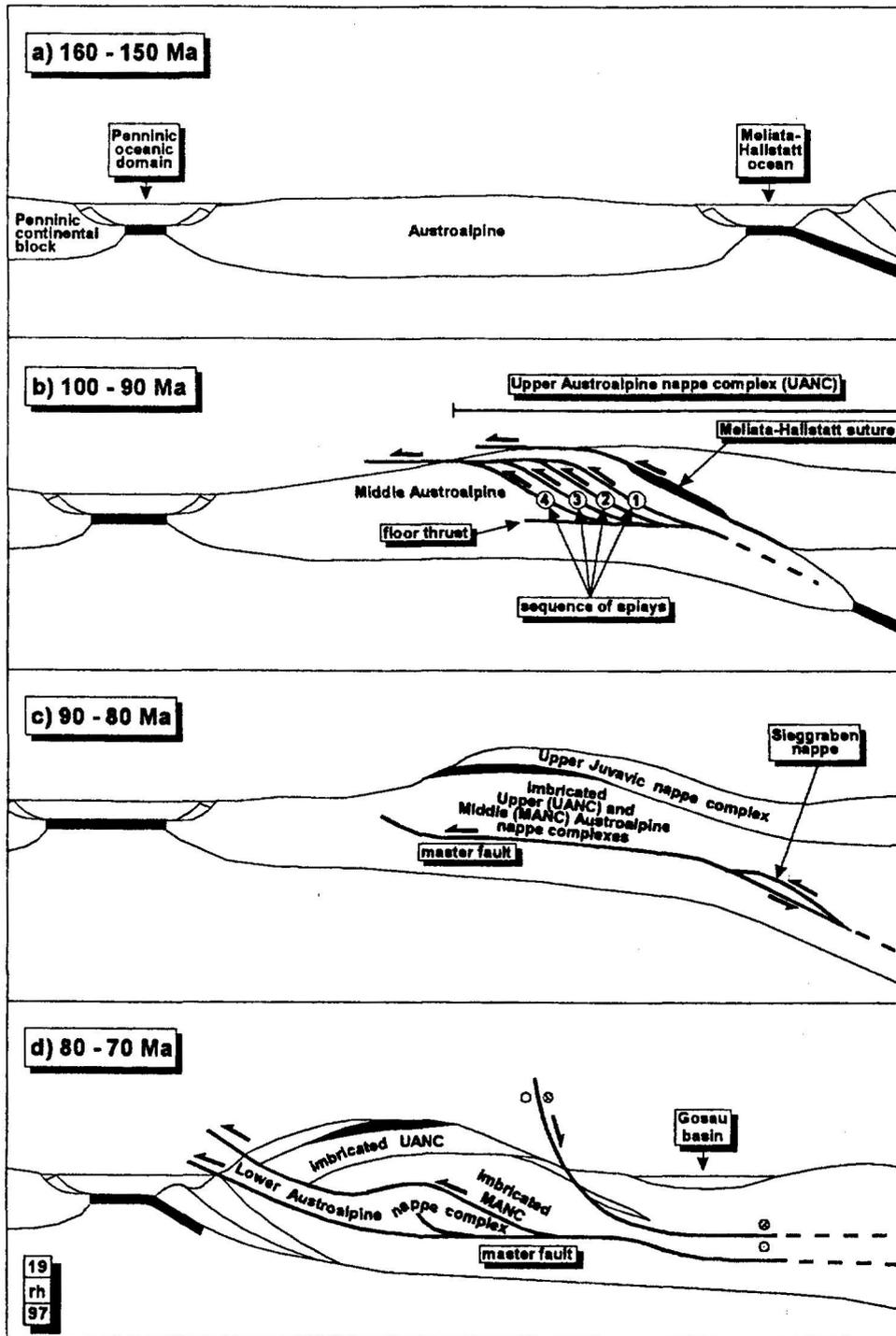


Abb. 2: Modell der Überschiebungsabfolge im Ostalpinen Deckenkomplex.  
Nach Dallmeyer et al. 1998

Der Frage der Altersabfolge der alpidischen duktilen Deformation und der Deckenstapelung gingen R. D. DALLMEYER et al. (1998) nach. Danach ergab die Analyse von Grünschiefer-faziell überprägten Myloniten und von duktil deformierten Deckschichten, dass die  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Plateau-Alter in Richtung auf tiefere tektonische Einheiten hin jünger werden. Dies wurde im Sinne eines „piggy-back“ Transports entlang einer basalen Abscherungsfläche („master fault“) wie folgt interpretiert (siehe Abb. 2):

- In den höchsten Einheiten begann die Deckenstapelung und Deformation vor 100 bis 90 Mio. Jahren;
- zwischen 95 und 80 Mio. Jahren wurde der mittlere Bereich des Deckenstapels von interner Deformation und Überschiebung betroffen;
- zur gleichen Zeit kam es regional zu Exhumation und Abkühlung von tieferen Basementkomplexen;
- fortgesetzte Extension und Lateralbewegungen führten zur Bildung von synorogenen Becken;
- zwischen 80 und 70 Mio. Jahren wurden als Folge anhaltender Aktivitäten eines basalen „master faults“ die tiefsten tektonischen Einheiten von duktiler Deformation betroffen.

## Literatur

- CORNELIUS, H. P. (1950): Zur Paläogeographie und Tektonik des alpinen Paläozoikums. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 159, 281-290, Wien.
- CORNELIUS, H. P. (1952a): Die Geologie des Mürztales (Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag 1: 75.000). – Jb. Geol. B.-A., SB 4, Wien.
- CORNELIUS, H. P. (1952b): Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone vom Alpenstrand bis zum Aflenzener Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 42-43, (1949-1950), 1-234, Wien.
- DALLMEYER, R. D., NEUBAUER, F., HANDLER, R., FRITZ, H., MÜLLER, W., PANA, D. & PUTIS, M. (1996): Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians: Evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral and whole-rock data. – *Eclogae geol. Helv.*, 89/1, 203-227, Basel.
- DALLMEYER, R. D., HANDLER, R., NEUBAUER, F. & FRITZ, H. (1998): Sequence of Thrusting within a Thick-Skinned Tectonic Wedge: Evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and Rb-Sr Ages from the Austroalpine Nappe Complex of the Eastern Alps. – *Journ. Geol.*, 1998, 106, 71-86, Chicago.
- HAHN, G. & HAHN, R. (1977): Trilobiten aus dem Unter-Karbon der Veitsch (Steiermark, Österreich). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1977/3, 137-143, Stuttgart.
- HANDLER, R. (1994):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and Rb-Sr mineral dating within a complex polymetamorphic terrain: the northeastern Alps, Austria. – Dissertation, Naturwiss. Fakultät, Univ. Graz, 144 S., Graz.
- HANDLER, R., DALLMEYER, R. D. & NEUBAUER, F. (1997):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of detrital white mica from Upper Austroalpine units in the Eastern Alps, Austria: Evidence for Cadomian and contrasting Variscan sources. – *Geol. Rundsch.*, (1997), 86, 69-80, Stuttgart.
- HANDLER, R., NEUBAUER, F., HERMANN, S. & DALLMEYER, R. D. (1999): Silurian-Devonian  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral ages from the Kaintaleck Nappe: Evidence for mid-Paleozoic tectonothermal activity in Upper Austroalpine basement units of the Eastern Alps (Austria): *Geol. Carpathica*, 50/3, 229-239, Bratislava.
- HERMANN, S., PAULUS, G., HANDLER, R., NEUBAUER, F. & NIEVOLL, J. S. (1991): The Silbersberg Nappe in the Eastern Graywacke Zone: A New Nappe, its Palaeogeographic and Tectonic Significance for the Austroalpine. – *Terra abstracts* 3, 218-219, Strassburg.
- MANDL, G. W. & MATURA, A. (1995): Geologischer Überblick über das Semmeringgebiet. – *Mitteilungen für Baugeologie und Geomechanik*, 3, Baugeologische Tage Payerbach 1991, 75-82, Wien.
- NEUBAUER, F., HANDLER, R., HERMANN, S. & PAULUS, G. (1994): Revised Lithostratigraphy and Structure of the Eastern Graywacke Zone (Eastern Alps). – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 86 (1993), 61-74, Wien.

- NIEVOLL, J. (1983): Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen in der Grauwackenzone bei Veitsch (Steiermark). – Inaugural Dissertation Universität Graz, 150 S., Graz.
- NIEVOLL, J. (1984): Der Südrand der Grauwackenzone zwischen Stübing und Neuberg (Obersteiermark, ÖK 103, Kindberg). – Mitt. Österr. Geol. Ges., 77/1984, 63-71, Wien.
- RATSCHBACHER, L. (1987): Stratigraphy, tectonics and palaeogeography of the Veitsch nappe (Graywacke Zone, Eastern Alps): A rearrangement. In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (eds.), Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. - 407-414, Alva, Bratislava.
- RATSCHBACHER, L. & NEUBAUER, F. (1989): West-directed decollement of Austro-Alpine cover nappes in the Eastern Alps: geometrical and rheological considerations. – Geol. Soc. Spec. Publ., 45, 243-262, London.
- RATSCHBACHER, L. & KLIMA, K. (1985): Übersicht über den Gesteinsbestand und Metamorphose in einem Querprofil vom Altkristallin zur Kalkalpenbasis (Obersteiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 128, 151-173, Wien.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 124, 361-423, Wien.

## DIE ÖSTLICHEN KALKHOCHALPEN - STRATIGRAPHIE UND FAZIELLE DIFFERENZIERUNG VOM PERM BIS IN DEN JURA

Gerhard W. MANDL

### EINLEITUNG

Zu Beginn der Neubearbeitung des kalkalpinen Anteiles der Kartenblätter ÖK 103/Kindberg und ÖK 104/Mürzzuschlag und ihres unmittelbaren Umfeldes standen folgende ältere geologische Kartendarstellung als Grundlage zur Verfügung:

Aus dem **Kartenwerk** Geologische Spezialkarte **1:75.000** die Blätter *Eisenerz, Wildalpe und Aflenz* von E. SPENGLER & J. STINY (1926), *Mürzzuschlag* von H.-P. CORNELIUS (1936a), *Schneeberg und St. Aegydt am Neuwalde* von O. AMPFERER & E. SPENGLER (1931), als Gebietskarten **1:25.000** die Blätter *Rax* von H.-P. CORNELIUS (1936), *Schneeberg* von H.-P. CORNELIUS (1951), *Hohe Wand* von B. PLÖCHINGER (1964), sowie aus dem Kartenwerk Geologische Karte der Republik Österreich **1:50.000** die Blätter *76/Wiener Neustadt* von F. BRIX & B. PLÖCHINGER (1982), *75/Puchberg am Schneeberg* von H. SUMMESBERGER (1991), und *105/Neunkirchen* von P. HERRMANN et al. (1992). Für Teilbereiche lagen Kartendarstellungen aus Dissertationen jüngeren Datums vor aus dem Raum *Gußwerk/Fallenstein* von R. LEIN (1972), *Hohe Student* von W. PAVLIK (1985), sowie für das Permoskyth des unmittelbaren Kalkalpen-Südrandes die lagerstättenkundlich bzw. auf die Grauwackenzone konzentrierten Arbeiten zwischen *Stübming und Neuberg* von J. NIEVOLL (1984), *Gollrader Bucht* von A. HORKEL (1975), *Altenberger Tal bis Hirschwang* von W. BAUMGARTNER (1974), *Rax-Südfuß - Schendleck* von W. WASSERMANN (1984) und am benachbarten Kartenblatt ÖK 105/Neunkirchen im Raum *Payerbach-Grillenbergr* von A. VOGT (1982).

Schon die ältesten dieser Arbeiten waren Grundlage einer heftigen Diskussion über den tektonischen Bauplan dieses Kalkalpenabschnittes, einer Diskussion, welche eine Fülle an Publikationen nach sich zog. Eine Ursache dieser Kontroverse war die unklare Altersstellung vieler Gesteinsserien aufgrund fehlender Fossilbelege, sowie die fazielle Vielfalt, also die unterschiedliche Ausbildung zeitgleicher Gesteine auf engstem Raum, welche eine Parallelisierung von Schichtfolgen erschwerte.

In der Frage zur Existenz von Hallstätter Gesteinen in den östlichen Kalkhochalpen veranlaßte die lithologische Vielfalt E. SPENGLER (1931) zur Definition: "Hallstätter Kalk ist ein Triaskalk, der bei beliebiger petrographischer Beschaffenheit Hallstätter Faunen geliefert hat". Eine derart weit gespannte Definition war kein geeignetes Werkzeug, den komplexen Bauplan der Mürztaler Alpen zu erhellen.

Die stratigraphischen Ergebnisse der jüngeren Publikationen, beispielsweise R. LEIN (1981), ließen zu Beginn der Neuaufnahme durch den Einsatz der Mikropaläontologie auf die Klärung so mancher alten Streitfrage zur Stratigraphie und Tektonik hoffen.

An der **Neuaufnahme** der Kalkalpen auf den Blättern 103 und 104 waren folgende Mitarbeiter beteiligt: BAUER, F.K., GRUBER, P., LEIN, R., LEITHNER, W., LOBITZER, H., MAGIERA, J. (Quartär), MANDL, G.W., MELLO, J., MÜLLER, A., NIEVOLL, J. (Permoskyth), PAVLIK, W., POBER, E., STRELE, K. - siehe dazu *Aufnahmeberichte*.

Die folgende Darstellung soll den momentanen Wissensstand skizzieren und die, leider immer noch zahlreichen, offene Fragen aufzeigen.

## DIE KALKALPINE GESTEINSABFOLGE IM ÜBERBLICK

### PERMOSKYTHISCHE KLASTIKA UND EVAPORITE

#### Prebichlschichten

Diese grobklastischen Basisbildungen der kalkalpinen Schichtfolge sitzen transgressiv den altpaläozoischen Gesteinen der Grauwackenzone (Norische Decke) auf.

Die bezeichnendste lithologische Ausbildung sind Konglomerate. Das Komponentenspektrum spiegelt teils das Altpaläozoikum der näheren Umgebung wider, teils treten mit gut gerundeten, rötlichen Quarzporphyrgeröllen Komponenten unbekannter Herkunft auf. Die Hauptmasse der Grobklastika sind Quarzrestschotter mit braunem bis violettrottem, kieseligem Bindemittel. Bei beginnender Metamorphose (Serizitbildung) kommt es zur Entfärbung des Bindemittels, das Gestein wird hellgrau oder grünlich.

Zwischen den Konglomeratkörpern sind Sandsteine und Schieferlagen eingeschaltet, die makroskopisch nicht von den überlagernden Werfener Schichten zu trennen sind. Die Abgrenzung zu den Werfener Schichten kann nur pragmatisch mit dem Aussetzen der hangendsten Konglomerateinschaltung erfolgen. Angesichts der lokal erkennbaren Verschuppungen innerhalb der Permoskyth-Serien ist eine solche Abgrenzung jedoch mit großen Unsicherheiten behaftet. VOGT (1982) konnte allerdings am Beispiel der Prebichlschichten vom Grillenberg (Payerbach, ÖK 105) zeigen, daß sich feinklastische Einschaltungen zwischen den Prebichlkonglomeraten anhand ihres Schwermineralspektrums von Werfener Schiefen unterscheiden lassen dürften. Diese Methode ist allerdings sehr aufwendig, da Schwermineralpräparate oft bis zur Unbrauchbarkeit von Erzphasen überschwemmt werden.

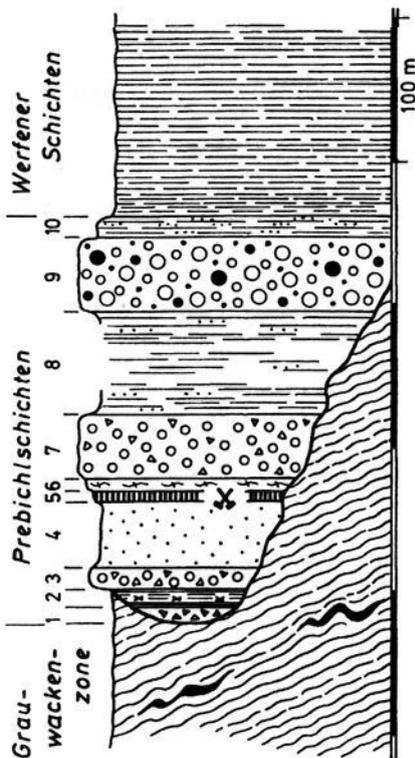


Abb. 1: Lithologische Ausbildung der Prebichl-Schichten am Beispiel Grillenberg (Payerbach) nach VOGT 1982 (umgezeichnet)

- 10 grüner Sandstein bis sandiger Tonschiefer
- 9 polymikte Metaquarzgrauwacke mit roten Porphy Quarzgeröllen und mafischen Gesteinsfragmenten
- 8 hellgrauer bis grüner, z.T. serizitischer Schiefer, grüner Quarzit
- 7 grüne, monomikte Metaquarzgrauwacke
- 6 "Porphyrmaterialschiefer"
- 5 sideritischer Lagergang des Grillenberges
- 4 hellroter Quarzit, mit Feldspat und Hellglimmer
- 3 wie 1
- 2 grüner laminiertes Schiefer, grüner Tuff
- 1 fanglomeratische Grobklastika, mit Lydit- und Quarzitfragmenten

## **Haselgebirge**

Die evaporitische Ausbildung des Perms tritt meist zusammen mit juvavischen Schollen in Erscheinung. Gipsvorkommen im Bereich des transgressiven Perms am Kalkalpensüdrand stecken als linsige Körper im Hangendabschnitten der Werfener Schichten und werden als tektonische Schürflinge an der Basis der Mürzalpendecke interpretiert.

Lithologisch handelt es sich vorwiegend um grauen, selten bunten Gips, manchmal begleitet von Rauhwacken, dunklen Dolomitschollen und grünlichen Haselgebirgstonen. Hinweis auf Beteiligung von Steinsalz geben nur die Solequellen im Bereich des Halltales östlich Mariazell – MORLOT (1850).

## **Werfener Schichten**

Ausgedehnte Areale von Werfener Schichten finden sich vor allem entlang des Kalkalpen-Südrandes, insbesondere in der Gollrader Bucht und im Altenberger Tal.

Die Problematik ihrer Abgrenzung zu den Prebichschichten wurde bereits erwähnt. Ihre Mächtigkeit ist infolge tektonischer Verschuppung beträchtlichen Schwankungen unterworfen. Eine Zweiteilung in einen rein siliziklastischen Liegendabschnitt und in einen karbonatisch beeinflussten Hangendabschnitt ist möglich. Der Versuch, die Sand-, Silt- und Tonstein-abfolge nach der vorherrschenden Farbe (grau, grünlich, rotbraun bis violett) weiter zu untergliedern, führte zu keinem befriedigenden Ergebnis - siehe HORTEL (1974), BAUMGARTNER (1974).

Der karbonatische Hangendabschnitt ist durch die Einschaltung von grauen, braun verwitternden, wenige Zentimeter bis 1 Dezimeter dicken Kalklagen in den bunten Schiefern gekennzeichnet. Crinoidenspat und Schill-Lagen von schlecht erhaltenen Bivalven und Gastropoden sind gelegentlich zu beobachten. Im Bereich nördlich des Naßkammes bildet ein roter Oolithkalk eine markante Geländestufe, verliert sich im Streichen aber wieder rasch in den verschuppten Schiefermassen.

Die Molluskenfaunen belegen skythisches Alter - vgl. beispielsweise CORNELIUS (1952). Schwefelisotopendaten aus manchen Gipsen des Halltales ergaben ebenfalls Untertrias - vgl. W. PAVLIK (1985).

Zusammen mit den Werfener Schichten treten immer wieder Züge von Rauhwacken in Form von gelb verwitternden, porösen Massen oder von grauen bis braunen, zelligen Karbonaten auf. Am Naßkamm entwickeln sie sich durch zunehmende Zersetzung lateral aus Werfener Kalken, andernorts dürften tektonisierte (meist anisische) Dolomite das Ausgangsmaterial bilden.

## **Vulkanite**

Im Bereich der Permoskythsedimente finden sich an verschiedenen Stellen Vorkommen von magmatischen Gesteinen. Außer bei dem Quarzporhyrtuff am Thörlweg von Knappenberg auf die Rax handelt es sich bei allen Vorkommen um Anhäufung von Lesesteinen, die ihre ursprüngliche Beziehung zum Nebengestein nicht erkennen lassen.

Neuere mineralogisch/ petrographische oder geochemische Daten liegen bislang nicht vor.

Die Vorkommen im einzelnen sind:

**Quarzporphyrtuff** am Thörlweg: blaßgrünlich bis rötliches, massiges Gestein mit deutlich sichtbaren, mm-großen Quarzeinsprenglingen.; subanstehend entlang des Steiges und als Blockwerk im Wald.

**Uralitdiabas** westlich des Sängerkogels: bestehend aus dunkelgrüner Hornblende und lichtgraugrünem Plagioklas; kleine Lesesteine entlang des Steiges inmitten von Werfener Schiefen.

**Hornblendegabbro** der Rotsohlschneid auf der Südwestseite der Veitsch: relativ grobkörnig, bis zu 0,5 cm große Hornblende- und Feldspatleisten; zahlreiche, bis kopfgroße Lesesteine inmitten eines ausgedehnten Rauhwackenareales (Wiesengelände!); Aufschlüsse im Zuge des Wegebaues sowie Aushubmaterial in Form grober Rauhwackenblöcke zeigen keinerlei Einschlüsse von Gabbro innerhalb der Rauhwacke. Eventuell handelt es sich um verschwemmte Lesesteine aus dem Grenzbereich der Rauhwacke zu den überlagernden Werfener Schiefen.

**"Diabase"**: dunkle Gesteine mit Einsprenglingen von hellen Feldspatleisten, alles häufig bis zur Unkenntlichkeit zersetzt; einzelne Lesesteine davon lassen sich immer wieder in den Werfener Schichten nördlich Neuberg, zwischen Mürzsteg und Dobrein und im Freingraben westlich Frein finden.

## TRIASKARBONATE

### Gutensteiner und Steinalmkalk /-dolomit

Die basalen Karbonatserien der kalkalpinen Trias wurden im Ostabschnitt der Kalkalpen in den letzten Jahren nicht näher (mikro-)faziell oder biostratigraphisch untersucht.

Überwiegend dunkelgrau bis schwarz gefärbte, mehr oder minder gut gebankte Kalke und Dolomite werden den Gutensteiner Schichten zugezählt. Örtlich auffällige Sedimentstrukturen ("Wurstelkalk"-Gefüge) sind die Spuren schlammwühlender Organismen, die bis zu fingerdicke, sich kreuzende Grabgänge auf den Schichtflächen der Kalkbänke bilden. Andere Typen zeigen dolomitische Millimeterrhythmite oder einförmige schwarze Mikrite.

In den Anisdolomiten an der Basis der Schneealpen-Ostseite finden sich Lagen von sedimentären Karbonatbreccien eingeschaltet, vgl. CORNELIUS (1937:141f.).

Helle Dolomite und Kalke, welche den Hangendabschnitt der Gutensteiner Schichten mancherorts lateral vertreten, werden als Steinalmkalk bzw. -dolomit zusammengefaßt. Kennzeichnende Komponenten sind Dasycladaceenreste, Cyanophyceen und lagunäre Bildungen wie Onkoide und Ooide/Rindenkörner.

Als biostratigraphische Indikatoren fungieren die anisische Foraminifere *Meandrospira dinarica*, vor allem aber die anisischen *Physoporellen/Oligoporellen*-Vergesellschaftungen bei den Grünalgen (Dasycladaceen) - siehe dazu auch PIROS et al. (2001, dieser Band).

Im Hangenden des Steinalmkalkes können bis zu mehrere Meter mächtige, graue Crinoidenkalke auftreten. Sowohl im Lohmgraben-Oberlauf (ÖK 104, Schichtfolge der Mürzalpendecke) als auch am Jägerriegel (ÖK 103, Schichtfolge der Neunkögel-Deckscholle) enthalten sie mit *Nicoraella kockeli* mittelanisische Conodonten. Sie bilden die Basis der pelagischen Mitteltriaskalke.

## **Die Wetterstein-Karbonatplattformen und die Vielfalt der zeitgleichen Hang- und Beckensedimente**

Die Gesteine des "Wetterstein-Niveaus", also des Zeitbereiches Oberanis bis Unterkarn ("Cordevol" in früherer Bezeichnung) dominieren mengenmäßig in den östlichen Kalkhochalpen, während Gesteine der Obertrias deutlich weniger verbreitet sind.

Das "Rückgrat" der Mürzalpendecke bilden die dolomitisierten Seichtwassersedimente der Wetterstein-Karbonatplattform, die randliche Übergänge in angrenzende Beckensedimente erkennen lassen. In der Schneebergdecke überwiegt hingegen die kalkige Ausbildung.

Einblick in die Schichtfolge und Fazies von Rax und Schneeberg gaben zuletzt LOBITZER et al. (1990). In der Folge der weiteren Kartierungsarbeiten wurde immer deutlicher, dass die Hang- und Beckensedimente im Umfeld der Wetterstein-Karbonatplattformen eine beträchtliche lithologische/fazielle Variationsbreite aufweisen, die mit der hergebrachte Nomenklatur nicht befriedigend beschrieben werden kann.

Schon HOHENEGGER & LEIN (1977) sahen sich veranlasst, die dunklen, riffschuttführende Bankkalke der Schneeberg-Ostseite als eigenständige Entwicklung unter der Bezeichnung "Grafensteigkalk" von den Reiflinger Schichten s.l. abzutrennen.

Bunte Kalke, die mehr oder weniger deutlich Anklänge an Hallstätter Kalke zeigen, sind örtlich ebenfalls mit dem Wettersteinriffkalk verknüpft. CORNELIUS (1939) bezeichnete sie als Pseudo-Hallstätter Kalk, G. SCHMITZ (1961) schlug unter anderem den Begriff Klobenwandkalk vor (siehe dazu FLÜGEL & PETAK;1964) und PLOCHINGER (1981) stellte die Bezeichnung Dachensteinkalk dafür zur Diskussion. MELLO (2001; dieser Band) übertrug dafür die Bezeichnung Nadaska-Kalk aus den Westkarpaten und trennte zusätzlich noch die allodapische, riffschuttreiche Variante unter dem Arbeitsbegriff Kutatschkalk (nach der Kutatschhütte auf der Schneealpe) davon ab.

Zusammenfassend kann man folgende lithologische Typen unterscheiden, die teilweise jedoch nur Endglieder von lateralen Übergängen darstellen und daher nicht immer als Kartierungseinheiten verwendbar und flächig darstellbar sind:

- # meist ebenflächig geschichtete, dunkelgraue bis schwarze Kalke mit wechselndem Gehalt an Hornsteinknollen oder -lagen, lagenweise häufig Detritusschüttungen aus dem Flachwasserbereich = Grafensteigkalk
- # Schwarze, stark knollige Kalke mit schwarzen Hornsteinknollen
- # meist ebenflächig geschichtete, dickbankige graue Kalke mit Karbonatdetritus vom Hang- (Resedimente) oder Plattformbereich = Raminger Kalk
- # Dezimeter dick gebankte, wellig schichtige bis knollige graue Kalke mit wechselndem Gehalt an Hornsteinknollen oder -lagen = Reiflinger Schichten
- # detto mit zunehmender Buntfärbung des Kalkes (rot, violett) und der Hornsteine (gelb, rot) = Anklänge an den "Grauvioletten Hallstätter Kalk" des Salzkammergutes
- # mit Aussetzen der Hornsteine liegen bunte Bank- und Knollenflaserkalke der Hallstätter Fazies vor
- # nur blass buntgefärbte, bankig bis massige Kalke mit auffälligen Zementfüllungen in "stromatactis"-Hohlräumen oder in sheet-cracks, örtlich mit Detritusschüttungen von der Wetterstein-Plattform = z.T. Nadaska-Kalk der Westkarpaten, "Kutatschkalk"

Eine verbindliche nomenklatorische Regelung durch Bearbeitung von Typusprofilen steht bislang noch aus.

Details zur Mitteltriassschichtfolge von Rax, Schneealpe und Veitschalpe siehe MELLO (2001; dieser Band).

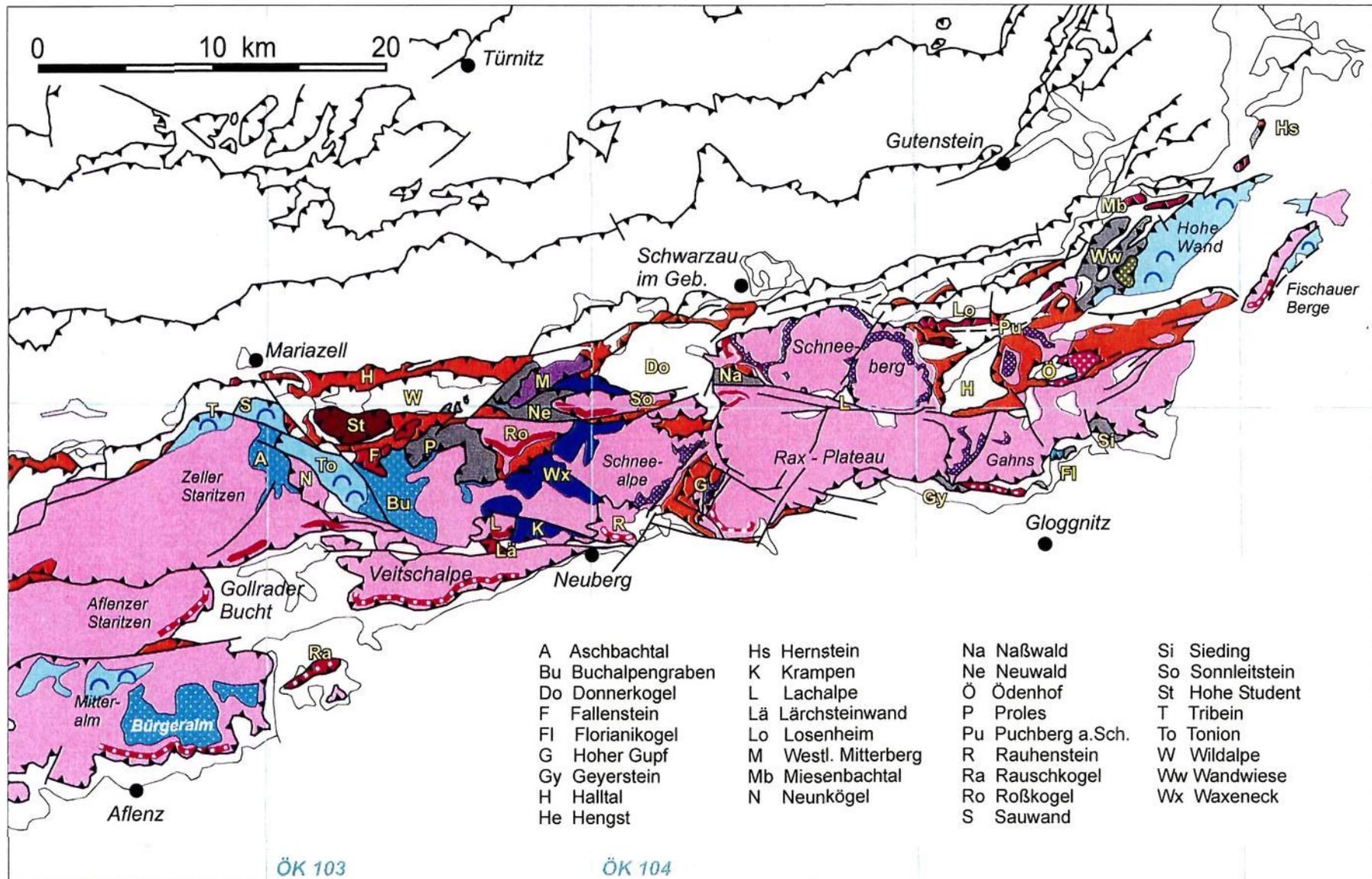


Abb. 2: Tektonisch - fazielle Übersicht des Juvavikums der östlichen Kalkhochalpen (schematisch); Farblegende siehe Abb.2

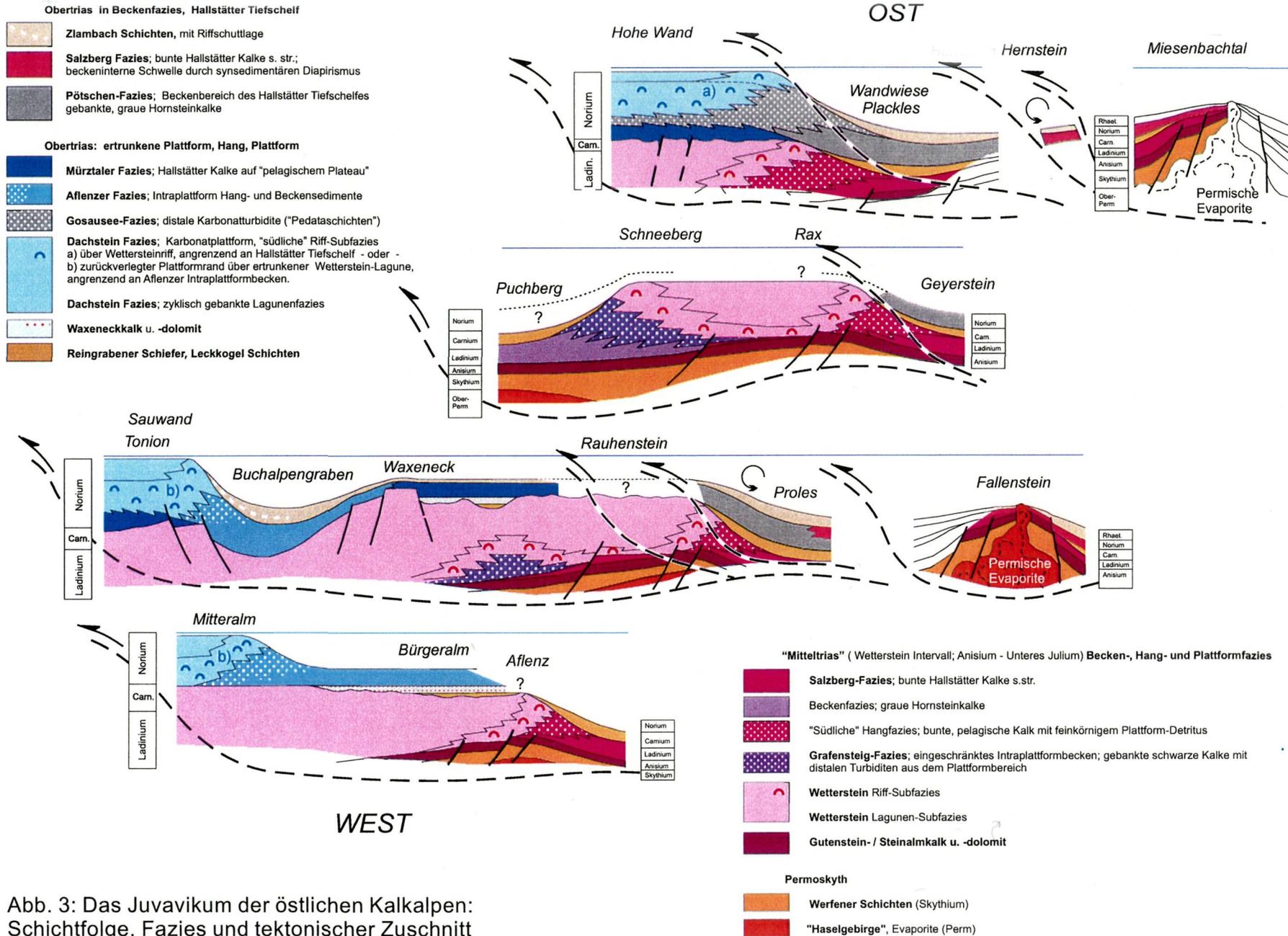


Abb. 3: Das Juvavikum der östlichen Kalkalpen: Schichtfolge, Fazies und tektonischer Zuschnitt

## Das terrigene Karn

Das karnische Sandstein/Schiefer-Niveau bildet besonders in den kalkvoralpine Schichtfolgen einen petrographischen Leithorizont. In den Kalkhochalpen ist dieses Niveau jedoch häufig in der Mächtigkeit reduziert, in unzusammenhängende, linsenförmige Körper aufgelöst oder vollständig unterdrückt. Besonders im Hangenden der ausgedehnten Wetterstein-Karbonatplattformen trifft dies zu.

Über den ehemaligen Plattformrändern nimmt hingegen die Mächtigkeit der Karnserien beckenwärts zu. Zu den **Reingrabener Schiefern** gesellen sich gebankte, **schwarze Hornsteinkalke**, die auch gradierte Lagen von Plattformdetritus enthalten können. Derartige Schiefer-/Hornsteinkalk-Abfolgen vertreten das Karn in der inversen Prolesdecke im Bereich der Mürzschlucht, am Ostrand der Mürzalpendecke unter der Scheibwaldmauer und in der Neunkögel-Deckschollengruppe.

Bezeichnend ist auch das Auftreten von schwammreichen Riffschuttkalken, die meist als isolierte Blöcke in den Schiefern stecken, gelegentlich aber auch zusammenhängende Kalkbänke bilden. Diese Fleckenriffe und ihren Detritus im Randbereich der unterlagernden Wetterstein-Plattformen haben FLÜGEL et al. (1978) unter dem Terminus **Leckkogel-Schichten** zusammengefaßt. Sie geben auch eine Profildarstellung einer solchen Abfolge aus den Mürztaler Alpen (Jausensteinwand, westliches Schönhaltereck, ÖK 103).

Aus der räumlichen Verteilung und den Mächtigkeiten der terrigenen Karnserien und der darüber folgenden Waxeneck- und Hallstätter Kalke läßt sich ein Relief im unterlagernden Wettersteindolomit ableiten, das während einer oder mehrerer Auftauchphasen innerhalb des unterkarnischen Zeitintervalles gebildet worden sein muss. Ein als "Cidaris-Grenzdolomit" bezeichnetes Gestein am Top des Wettersteindolomites wird als Ausdruck dieser Auftauchphase(n) gesehen – vgl. LEIN & ZAPFE (1972). Kavernös zersetzten Dolomitbänken sind ziegelrote, dünnplattige Dolomitarenite ein- und aufgelagert, Erosions- und Resedimentationsprodukte einer Emersionperiode

## Oberkarnische Plattformkarbonate (Waxeneck-Kalk)

In den westlichen Ausläufern der Schneealpe werden der Wettersteindolomit und die lückenhaft auftretenden Karnserien von dickbankigen bis massig wirkenden, hellen Kalken überlagert, die in älteren Darstellungen als Dachsteinkalk bezeichnet wurden. Das Auftreten der karnischen Grünalge *Poikiloporella duplicata* (PIA) und die Überlagerung durch conodontendatierten, unternoriischen Hallstätter Kalk belegen das (ober-)karnische Alter dieser Seichtwasserfazies, für die LEIN & ZAPFE (1971) in Anlehnung an äquivalente Serien in den Westkarpaten den dortigen Terminus Tisovec-Kalk auf die Kalkalpen übertragen. Da in der Folge die Typlokalität Tisovec als unternoriischer Dachsteinkalk erkannt wurde, konnte für die tatsächlich oberkarnischen Flachwasserkalke das Kleine Waxeneck als neuer, namensgebender locus typicus festgelegt werden – vgl. KRYSZYN et al. (1990).

## Die Mürztaler Hallstätter Fazies

Über der Flachwasserfazies des Waxeneck-Kalkes erfolgte mit einer raschen Eintiefung die Ausbreitung pelagischer Ablagerungsverhältnisse. Die Kalke zeigen viele Merkmale der Hallstätter Fazies, sowohl im mikrofazialen Habitus von radiolarien- und "filament"-führenden Mikriten als auch im Makrobereich durch das Auftreten typischer Hallstätter Faunenelemente wie Halobiiden-Lumachellen und Ammoniten. Es fehlt allerdings die extreme Kondensation der Schichtfolge, wie

sie für viele Vorkommen im Salzkammergut kennzeichnend ist und auch die Abfolge verschiedener lithologischer Varianten ist eine andere. Daher schlug LEIN (1982:215) den neu definierten Begriff Mürztaler Fazies für diese eigenständige pelagische Entwicklung über ertrunkenen ladinisch-karnischen Plattformsedimenten vor. Sie hat ihr Typusgebiet in den Mürztaler Alpen und findet gegen Osten hin weite Verbreitung in den Inneren Westkarpaten.

Der alte Begriff "Mürztaler Schichten" ist damit nicht ident. Er ist nach LEIN (1972:109) als obsolet einzuziehen, da darunter karnische Schiefer- und Hornsteinkalkabfolgen verstanden wurden, deren Typlokalität jedoch als rhätische Zlambachschichten erkannt wurde. Außerdem waren gebietsweise auch noch norische Aflenzer Kalke fälschlicherweise diesen "Mürztaler Schichten" zugerechnet worden.

Die Lithologie der Mürztaler Fazies umfasst nach LEIN (1982), beginnend mit der Karn/Nor-Wende, dickbankige, überwiegend helle, feinkörnige Kalke, in den mittleren Anteilen rötlich-bunte und als Abschluss der Abfolge gut geschichtete, graue Kalke. Letztere konnten bei der Neuaufnahme im Kartenbild von den hellen und bunten Varianten abgetrennt werden. Einige dünnere Bänke mit breiten Mergellagen leiten im Hangenden rasch zu den Zlambach-Schichten über.

Pelagische Obertriaskalke vom Mürztaler Habitus treten in den östlichen Kalkalpen aber nicht nur im Hangenden des Waxeneckkalkes auf, sondern bilden auch ein mehr oder minder kurzzeitiges pelagisches Intermezzo an der Basis der Obertriasriffe der Hohen Wand ( KRYSTYN, LEIN & SCHAUER, 1996), der Tonion (LEIN 1987:298, MANDL unpubl.) und der Sauwand (MANDL, unpubl.). Im Bereich dieser späteren Riffe wurde der absinkende Dolomitsockel ab dem Karn/Nor-Grenzbereich vorerst von Beckensedimenten der Mürztaler Fazies überdeckt. Erst im Laufe des Nor progradierte die Dachsteinkalkplattform darüber hinweg.

## Die Aflenzer Fazies

Im Bereich des südöstlichen Hochschwabgebietes liegt eine eigenständige Obertrias-Beckenentwicklung vor, der SPENGLER (1920) eine erste zusammenfassende Darstellung widmete. Erste karbonatfazielle Untersuchungen legte LOBITZER (1971, 1975) vor, die durch die Arbeiten von NICOL (1986, 1987) ergänzt wurden.

Des "Normalsediment" des Aflenzer Kalkes der Typregion ist ein dunkelgrauer, hornsteinführender, mikritischer Kalk, meist > 15cm dick gebankt, mit bunten, tonigmergeligen Bestegen auf den +/- ebenen Schichtflächen. Der Hornstein tritt in Form grauer bis rosafarbener Knollen oder als dunkle Bänder in Erscheinung.

In das mikritische Normalsediment sind gradierte Karbonatdetritusschüttungen eingeschaltet, die zu den zeitgleichen Dachsteinkalkriffen hin an Mächtigkeit und Korngröße zunehmen.

Biofaziell ist der Aflenzer Kalk durch den stellenweisen Reichtum an Echinodermendetritus und von *Halorella pedata* charakterisiert, sowie durch eine Foraminiferenfauna, in der *Textulariina*, *Miliolina* und *Nodosariacea* dominieren.

Ein Merkmal des Hangendabschnittes sind biostromartige Fleckenriffe von ungegliederten Kalkschwämmen, ästigen Korallen, Bryozoen, Solenoporaceen und sessilen Foraminiferen. Das Auftreten von Dasycladaceen weist auf die Ablagerung innerhalb der photischen Zone.

Der Aflenzer Kalk verzahnt lateral mit den Dachsteinkalkriffen. Diese Verzahnungsbereiche sind sowohl in der Typregion Aflenzen als auch auf der Südostseite der Tonion noch erhalten.

Der Altersumfang dürfte im Bereich der Bürgeralm das gesamte Nor umfassen (Conodontendaten bei NICOL; 1986), während die Vorkommen in den Mürztaler Alpen schon im basalen Anteil obernorische Faunen lieferten.

LEIN (1982) betrachtet dies als Ausdruck eines tektonischen Kontaktes der Aflenzer Kalke zu ihrem Dolomitsockel, wobei im Raum Gußwerk-Fallenstein noch Zlambachschichten in Form einer "Fallensteinschuppe" dazwischen eingeschaltet wären. Die Kartierung kann dieses Erklärungsmodell nicht stützen. Einerseits haben sich die Zlambachschichten bei Fallenstein als normalstratigraphisch Hangendes der Aflenzer Kalke herausgestellt, andererseits zeigen die Aflenzer Kalke der Mürztaler Alpen stets die gleiche geordnete lithologische Abfolge von einem charakteristisch ausgebildeten Grenzbereich zum unterlagernden Dolomit, hin zu den überlagernden Zlambachschichten. Bei einem tektonischen Kontakt des örtlich geringmächtigen Schichtstapels zu seinem Dolomitsockel wären wohl die Normalabfolge durch Verschuppung beträchtlich gestört.

### **Die Dachsteinkalk-Plattformen**

Obertrias in Karbonatplattform-Fazies ist in den östlichen Kalkhochalpen nur untergeordnet überliefert - siehe Abb. 2 und 3.

Es sind dies von West nach Ost die Dachsteinkalke des Hochschwab (SPENGLER, 1920; LOBITZER 1975), der Tribein, der Sauwand (FLÜGEL, 1963; FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER, 1963), der Tonion, der Fischauer Berge und der Hohen Wand (KRISTAN, 1958; PLÖCHINGER, 1967, 1981; SADATI, 1981; KRISTYN, LEIN & SCHAUER, 1996).

Die Arbeit von FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER (1963) markierte den Beginn der modernen Untersuchung der kalkalpinen Dachsteinriffe – für eine Übersicht siehe FLÜGEL (1981), FLÜGEL et al. (1996 a,b).

Das zentrale Riff der Sauwand besteht aus zahlreichen Riffknospen, getrennt durch großflächige Areale mit biogenem Riffschutt. Eingelagerte Rotpelite mit pelagischen Faunenelementen werden als Einschwemmung aus dem Hallstätter Faziesraum interpretiert. Der Rückriffbereich ist durch transportierten, gut sortierten Riffschutt und lokale Feinschlammareale gekennzeichnet. Im foreereef-Bereich finden sich Kalkrudite, die vor einer steilen Riff-Front im tieferen Wasser abgelagert wurden.

Bisher kaum untersucht ist der Dachsteinkalk des Tonion-Massives. Dabei böte sich hier die Möglichkeit, sowohl den lateralen Fazieswechsel von der geschichteten Lagune über das Riff bis in den angrenzenden Aflenzer Faziesraum, als auch die stratigraphische Abfolge von den unterlagernden Hallstätter Kalken in Mürztaler Fazies zu den auflagernden Zlambachschichten zu untersuchen.

### **Hallstätter Kalke in Salzberg-Fazies**

Diese charakteristische Gesteinsabfolge der bunten Schwellenfazies mit ihren spezifischen Lithofaziestypen (SCHLAGER, 1969) ist nicht nur auf das Salzkammergut beschränkt, wie LEIN (1981) aufzeigen konnte.

In den östlichen Kalkalpen ist sie in einer Reihe von tektonischen Deckschollen am Rücken der Mürzalpendecke zu finden, z.B. die Schollen des Bergstein und bei Rasing, die Brunntalschollen an der Basis der Hohen Student, die Fallensteingruppe, die Lärchsteinscholle u.a. – vgl. auch PAVLIK (1985-1995). Dabei handelt es sich vorwiegend um karnisch-norischen "Roten Bankkalk", "Massigen Hellkalk" und "Hangendrotkalk", sowie um anischen Steinalmkalk mit Rotkalkspalten (PAVLIK & PIROS, 1995; PIROS et al., 1994). Sie alle entstammen einem triadischen Tief-

schwellerbereich über hochdringenden permischen Evaporiten, die in der obersten Trias sogar ihre Sedimenthülle durchschlagen haben dürften. Nicht anders sind die resedimentierten Werfener Schichten, Aniskalke und älteren Hallstätter Kalke innerhalb des Hangendrotkalkes zu erklären – LEIN (1981).

Die norischen grauen Bankkalke der inversen Prolesdecke sind ähnlich den Pötschenkalken des Salzkammergutes als zeitgleiche Beckenfazies zu verstehen. Sie zeigen aber bereits örtlich laterale Übergänge in Rotkalke – STRELE (1991-1993).

Neben den genannten Schollen treten mitteltriadische bunte Hallstätter Kalke in pelagischen Schichtfolgen auf, die im Ladin und Karn durch progradierende Wetterstein-Plattformen gekennzeichnet sind, also die Ränder des tieferen Beckens repräsentieren. Dazu gehörend die Deckschollenäquivalente der Schneebergdecke wie beispielsweise Lachalpe, Roßkogel, Rauhenstein, oder auch die komplex verschuppte Deckschollengruppe der Neunkögel .

### **Zlambachschichten**

Zlambachschichten bilden den Abschluss der Triassedimente sowohl in der Beckenfazies der Mürztaler Hallstätter Entwicklung (Naßköhr-Gebiet), der Aflenzer Kalke (Buchalpengraben, Königsalm, Aschbachtal), der Hallstätter Kalke in Salzberfazies (Brunntalscholle) und Graufazies (Prolesdecke) als auch der Randbereiche der Dachsteinkalkplattform (Tonion-Herrenboden).

Ein Großteil der Zlambachschichten der Mürztaler Alpen war bis zu den neuen biostratigraphischen Daten bei LEIN (1972) als karnisch betrachtet und mit dem Begriff Mürztaler Schichten belegt worden.

Aus jüngerer Zeit datiert eine Untersuchung der Mikrofauna der Zlambachschichten des Aschbachtals (Westflanke zwischen Blasbaueralm und Wasserbauerkogel) durch KRISTAN-TOLLMANN & LOBITZER (1993). Nahe der Basis zu den unterlagernden Aflenzer Kalken treten auf Schichtflächen der dunklen Mergelkalke Lebensspuren vom *Typ Thalassinoides*, *Zoophycos* und *Chondrites* auf. Die stellenweise reiche Foraminiferenfauna aus schlämbaren Mergellagen zeigt Affinität zu jener der Placklesmergel auf der Hohen Wand. Begleitend treten untergeordnet Ostracoden, Holo-thurienskerite, Schwammnadeln, Gastropoden und Ophiurenreste auf.

Zwei zwischengeschaltete, einige Meter mächtige Pakete von schwarzen Bankkalken enthalten lagenweise Detritus, deren Komponentenspektrum und Foraminiferenfauna auf ein benachbartes Dachsteinriff hinweisen.

Im Bereich Buchalpenkreuz-Dürriegel-Königsalm sind die dunklen Bankkalke reich an Crinoidendetritus und ummanteln eine mehrere Meter dicke, helle Kalklage mit grobem Riffschutt, solitären Korallen und dickschaligen ?Bivalven.

### **Starhembergkalk, Kössener Schichten**

Auffällig rot gefärbte Kalke im Hangenden des Dachsteinkalkes der Tonion NE-Seite (Natternriegel, Schöneben) sind schon lange bekannt (STUR, 1871). CORNELIUS (1939:65f.) führt von der Schöneben Brachiopoden des Rhät und rasenbildende Korallen an. Lithologie und Fauna seien mit der Typlokalität der Starhemberger Schichten in der Ötscherdecke ident.

Ein Teil der Rotkalke südöstlich Schöneben, die bisher als Starhembergkalk in der Karte ausgeschieden waren, ist nach ihrer Conodontenfauna als Deckscholle aus obernorischem Hallstätter Kalk tektonisch abzutrennen – vgl. PAVLIK (1985).

Rhätische Brachiopoden sind auch aus dunklen Kalken am Top der Dachsteinkalk-Wandstufen am Südfuß der Hohen Student beschrieben (GEYER, 1889), die daher bei (CORNELIUS 1936, 1939) mit Vorbehalt als Kössener Schichten bezeichnet sind.

Neue fazielle oder biostratigraphische Daten zu diesen Gesteinen liegen nicht vor.

## **JURASSISCHE GESTEINE**

Jurassische Gesteine sind in den östlichen Kalkhochalpen nur äußerst sporadisch überliefert. Dies ist auch eine der Ursachen für die Schwierigkeiten in der Erfassung des tektonischen Baues, da die Triasschichtfolgen der einzelnen tektonischen Einheiten ohne Zwischenschaltung jüngerer Gesteine direkt aufeinander liegen.

Insgesamt sind, hauptsächlich auf den Nachbarkartenblättern zu ÖK 103 und ÖK104, folgende Formationen vertreten - vgl. SPENGLER (1926), AMPFERER & SPENGLER (1931), CORNELIUS (1939), PLÖCHINGER (1967), BRIX & PLÖCHINGER (1988), SUMMESBERGER (1991), SCHIEL (1992), WESSELY (2000):

- # bunte, meist rote Crinoidenspatkalk = Hirlatzkalk
- # rote gebankte bis knollige Kalke, zum Teil mit Manganknollen = Adneter Kalk, Klauskalk
- # dunkle Kalkmergel und mergelige Kalke = Allgäuschichten
- # Rupoldinger Radiolarit und begleitende Breccien

Zur Alterseinstufung dieser Serien liegen im Zuge der Neuaufnahme praktisch keine neuen Fossilfunde vor.

Ihre Verbreitung folgt im Wesentlichen dem Südrand der Göllerdecke – siehe Abb.1 bei MANDL (2001, dieser Band). Da die jurassische Schichtfolge im Liegenden der Juvavischen Einheiten, soweit bisher bekannt, nie höher als bis in den ?untermalmischen Radiolarit aufsteigt und in diesem Niveau lokal auch Breccien zeigt, liegt die Vermutung nahe, daß auch das Juvavikum der östlichen Kalkalpen von jurassischer Gleittektonik geprägt ist - siehe dazu auch LEIN (1982), SCHIEL (1992), WESSELY (2000).

Oberjurassische Gesteine wie Oberalmer-/Tressenstein-/Plassenkalk sind in den östlichen Kalkhochalpen auf die Göllerdecke beschränkt und treten nirgends in Kontakt zu den Triasserien der Juvavischen Decken und Schollen.

## **Literatur**

- AMPFERER, O.: Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. - Denkschr. Akad.Wiss.Wien, math. - natwiss. Kl., 96, 1-56, Wien 1918.
- AMPFERER, O. & SPENGLER, E.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Schneeberg und St. Ägyd. - Wien (Geol.B.-A.) 1931.
- BAUER, F.K.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Gebiet der Veitschalpe auf Blatt 103 Kindberg. – Jb. Geol. B.-A., 130/3, 296, Wien 1987.
- BAUER, F.K.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Gebiet der Veitschalpe auf Blatt 103 Kindberg. – Jb. Geol. B.-A., 131/3, 431, Wien 1988.

- BAUER, F.K.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Prebichlschichten im Gebiet Aschbach auf Blatt 103 Kindberg. – Jb. Geol. B.-A., 132/3, 558-559, Wien 1989.
- BAUER, F.K.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf der Veitschalpen-Südseite auf Blatt 103 Kindberg. – Jb. Geol. B.-A., 133/3, 440, Wien 1990.
- BAUER, F.K.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen südlich der Veitschalpe auf Blatt 103 Kindberg. – Jb. Geol. B.-A., 134/3, 482-483, Wien 1991.
- BAUER, F.K.: Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 103 Kindberg. – Jb. Geol. B.-A., 137/3, 483-484, Wien 1994.
- BAUER, F.K.: Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Rauschkogels auf Blatt 103 Kindberg. – Jb. Geol. B.-A., 139/3, 322-323, Wien 1996.
- BAUMGARTNER, W.: Zur Genese der Erzlagerstätten in der Grauwackenzone und Transgressionsserie (Präbichlschichten) zwischen Hirschwang/Rax (NÖ) und Neuberg/Mürz(Strmk.). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 124 S., 2 Tab., 75 Abb., zahlr. Beil., 2 geol. Ktn., Wien 1974.
- BRIX, F. & PLÖCHINGER, B.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 76 Wiener Neustadt. - Wien (Geol. B.-A.) 1982.
- BRIX, F. & PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 76 Wiener Neustadt. - 85 S., 7 Abb., 4 Tab., Wien (Geol. B.-A.) 1988.
- CORNELIUS, H.-P.: Geologische Karte des Raxgebietes 1:25.000, mit Erläuterungen. - (Geol. B.-A.) Wien 1936.
- CORNELIUS, H.-P.: Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich, Blatt Mürzzuschlag, 1:75.000. - Wien (Geol. B.-A.) 1936.
- CORNELIUS, H.-P.: Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiet der Rax. - Jb. Geol. B.-A., 87, 133-194, 1 Taf., 11 Fig., Wien 1937.
- CORNELIUS, H.-P.: Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. - Jb. Geol. B.-A., 89, 27-175, Wien 1939.
- CORNELIUS, H.-P.: Die Geologie des Schneeberggebietes. - Jb. Geol. B.-A., Sdb.2, 111 S., 1 geol. Kt., Wien 1951.
- CORNELIUS, H.-P.: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpen-Ostrand bis zum Aflenzener Becken. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 42/43, 1949-50, 1-234, Wien 1952.
- CORNELIUS, H.-P.: Die Geologie des Mürztalgebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag 1:75.000). - Jb. Geol. B.-A., Sdb.4, 94 S., Wien 1952.
- FLÜGEL, E.: Zur Geologie der Sauwand bei Gußwerk (Steiermark). – Mitt. natwiss. Verein Steiermark, 93, 4 Abb., 4 Taf., 8 Tab., 2 Beil., Graz 1963.
- FLÜGEL, E. & FLÜGEL-KAHLER, E.: Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gußwerk, Steiermark, Österreich). - Mitt. Mus. Bergbau Geol. Techn. Joanneum, 24 (1962), 129 S., 11 Abb., 19 Tab., 10 Taf., Graz 1963.
- FLÜGEL, E., KIESSLING, W. & GOLONKA, J.: *Phanerozoic Reef Patterns: Data Survey, Distribution Maps and Interpretation.* . – In: REITNER, J., NEUWEILER, F. & GUNKEL, F. (eds.): *Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation. I. Reef Evolution.* Research Reports.- Göttinger Arb. Geol. Paläont., Sdb.2, 391-396, Göttingen 1996.
- FLÜGEL, E., LEIN, R. & SENOWBARI-DARYAN, B.: Kalkschwämme, Hydrozoen, Algen und Mikroproblematica aus den Cidarisschichten (Karn, Obertrias) der Mürztaler Alpen (Steiermark) und des Gosaukammes (Oberösterreich). Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 25, 153-195, 5 Abb., 1 Tab., 6 Taf, Wien 1978.
- FLÜGEL, E. & PETAK, H.: Zur Kenntnis der "Pseudo-Hallstätter Kalke" der Alpinen Trias. – Mitt. Naturwiss. Verein Steiermark, 94, 19-30, 5 Abb., 5 Tab., Graz 1964.
- FLÜGEL, E. & SENOWBARI-DARYAN, B.: Evolution of Triassic Reef Biota: State of the Art. – In: REITNER, J., NEUWEILER, F. & GUNKEL, F. (eds.): *Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation. I. Reef Evolution.* Research Reports.- Göttinger Arb. Geol. Paläont., Sdb.2, 285-294, Göttingen 1996.
- GEYER, G.: Beiträge zur Geologie der Mürzthaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. - Jb. k.k. geol. Reichsanst., 39 (1889), 497-784, 1 Taf., Wien 1889.

- GRUBER, P.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 104 Mürzzuschlag. - Jb. Geol. B.-A., 133/3, 443-444, Wien 1990.
- HERRMANN, P., MANDL, G.W., MATURA, A., NEUBAUER, F., RIEDMÜLLER, G. & TOLLMANN, A.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50 000, Blatt 105/ Neunkirchen. - Wien (Geol.B.-A.) 1992.
- HOHENEGER, J. & LEIN, R.: Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. Teil 1. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 24 / (1977), 203-261, 7 Abb., Taf.14-18, Wien 1978.
- HORKEL, A.: Zur Geologie der Prebichl- und Werfener Schichten zwischen Neuberg/Mürz und Aschbach sowie zum Alter der in ihnen liegenden Sideritvorkommen. - Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 162 S., 105 Abb., 4 Beil., Wien 1975.
- KRISTAN, E.: Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtals (Niederösterreich). - Jb. Geol. B.-A., 101, 249-291, 3 Abb., Taf. 22-23, Wien 1958.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & LOBITZER, H.: Bericht 1992 über fazielle und mikro-paläontologische Untersuchungen des Aflenzers Kalkes und der Zlambachschichten auf Blatt 102 Aflenz. - Jb. Geol. B.-A., 136/3, 643-645, Wien 1993.
- KRYSZYN, L., LEIN, R., MELLO, J., RIEDEL, P., & PILLER, W.: "Tisovec Limestone" - an example of the problems of lithostratigraphic correlation between the Northern Calcareous Alps and the Central Western Carpathians. - In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty Years of Geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia, Festive Volume. 125-136, 7 figs., 1 tab., Wien (Geol. B.-A.) 1990.
- KRYSZYN, L., LEIN, R. & SCHAUER, M.: Exkursionsführer 11. Sedimentologentreffen, Exkursion A4; Triassische Becken- und Plattformsedimente der östlichen Kalkalpen. - Ber. Geol. B.-Anst., 33 (1996), 23 S., 15 Abb., Wien (Geol. B.-A.) 1996.
- LAHN, E.: Zum geologischen Bau des Rax- und Schneeberggebietes. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 23 (1930), 1-34, 8 Abb., Wien 1931.
- LEIN, R.: Stratigraphie und Fazies der Obertrias der Mürztaler Kalkalpen. - Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 144 S., 25 Abb., 13 Beil., Wien 1972.
- LEIN, R.: Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürztaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 207-234, 4 Abb., 1 Taf., Beil. 12, Wien 1981.
- LEIN, R.: Paläogeographie und tektonische Deformation des Aflenzers Troges etc. - Jber. Hochschulschwerpkt. S 15, 3 (1981), 203-221, 5 Abb., Leoben 1982.
- LEIN, R.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol. B.-A., 130/3, 296-298, Wien 1987.
- LEIN, R. & ZAPFE, H.: Ein karnischer "Dachsteinkalk" mit Pachydonten in den Mürztaler Alpen, Steiermark. - Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 108, 133-139, 2 Abb., Wien 1971.
- LEITHNER, W.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen am Westrand der Rax auf Blatt 104 Mürzzuschlag. - Jb. Geol.B.-A., 128/2, 274, Wien 1985.
- LEITHNER, W.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf der Veitsch auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol.B.-A., 132/3, 559-560, Wien 1989.
- LEITHNER, W.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf der Veitsch auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol. B.-A., 133/3, 441-442, Wien 1990.
- LEITHNER, W.: Geologie und posttektonische Zerlegung der Veitschalpe (Mürztaler Alpen, Steiermark). - Jb. Geol. B.-A., 133, H4, 575-589, 17 Abb., Wien 1990.
- LEITHNER, W., MANDL, G.W. & POBER, E.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Raum Wetterin - Tonion - Niederalp auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol. B.-A., 129/2, 407-409, Wien 1986.
- LOBITZER, H.: Fazielle Untersuchungen an triadischen Karbonatplattform/Becken-Gesteinen des südöstlichen Hochschwabgebietes (Wetterstein- und Reiflinger Kalk, Dachstein- und Aflenzers Kalk). - Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 205 S., 147 Abb., 4 Beil., Wien 1972.
- LOBITZER, H.: Fazielle Untersuchungen an norischen Karbonatplattform-Beckengesteinen (Dachsteinkalk - Aflenzers Kalk) im südöstlichen Hochschwabgebiet, Nördliche Kalkalpen, Steiermark. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 66-67 (1973-

- 1974), 75-100, 1 Abb., 4 Taf., Wien 1975.
- LOBITZER, H.: Bericht 1984/85 über fazielle Untersuchungen im Wettersteinkalk des Raxplateaus auf Blatt 104 Mürzzuschlag.- Jb.Geol.B.-A., 129, 411-413, Wien 1986b.
- LOBITZER, H.: Bericht 1986 über fazielle Untersuchungen im Wettersteinkalk des Schneeberg-Plateaus auf Blatt 74 Hohenberg.- Jb.Geol.B.-A., 130/3, 291-292, Wien 1987a.
- LOBITZER, H.: Bericht 1986 über fazielle Untersuchungen im Wettersteinkalk des Veitschalpen- Plateaus auf Blatt 103 Kindberg.- Jb.Geol.B.-A., 130/3, 298-299, Wien 1987b.
- LOBITZER, H., & BERCZI-MAKK, A.: Bericht 1987 über fazielle und mikropaläontologische Untersuchungen im Wettersteinkalk des Veitschalpen-Plateaus auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol. B.-A., 131/3, 491-492, Wien 1988.
- LOBITZER, H., MANDL, G.W., MAZZULLO, S.J. & MELLO, J.: Comparative Study of Wetterstein Carbonate Platforms of the Easternmost Northern Calcareous Alps and the West Carpatian Mountains: Preliminary Results. - (In: ) MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Ed.): Festiv Volume Thirty Years of Geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia. 136-158, Wien (GBA)-Prag(UUG) 1990.
- MANDL, G.W.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol. B.-A., 103/3, 299-300, Wien 1987.
- MANDL, G.W.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Raum Krampen - Neuberg auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol.B.-A., 133/3, 442, Wien 1990.
- MANDL, G.W.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Mürztaler Kalkalpen auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol. B.-A., 134/3, 483-484, Wien 1991.
- MANDL, G.W.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 104 Mürzzuschlag.- Jb. Geol. B.-A., 134/3, 487-489, Wien 1991.
- MANDL, G.W.: Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen (Höllental., Fronbachtal, Weichtal) auf Blatt 74/Hohenberg. - Jb. Geol. B.-A., 136/3, 582-583, Wien 1993.
- MANDL, G.W.: Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen (Deckschollengruppe der Neunkögel) auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol. B.-A., 136/3, 595-597, Wien 1993.
- MANDL, G.W.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen zwischen Gußwerk und Wegscheid auf den Blättern 102 Aflenz und 103 Kindberg. - Jb. Geol. B.-A., 136/3, 645-646, Wien 1993.
- MANDL, G.W.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Raxgebiet auf Blatt 104/ Mürzzuschlag. - Jb. Geol. B.-A., 136/3, 647-648, Wien 1993.
- MANDL, G.W. : Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Rax-Schneebergmassiv auf den Blättern 74 / Hohenberg und 104 / Mürzzuschlag. - Jb. Geol.B.-A., 137, Wien 1994.
- MANDL, G.W. & MÜLLER, A.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Raum Seeköpfe - Mürzsteg - Falkensteinalm auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol. B.-A., 132/3, 560-562, Wien 1989.
- MELLO, J.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 104/Mürzzuschlag. Jb. Geol. B.-A., 133/3, 445-448, Wien 1990.
- MELLO, J.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 104/Mürzzuschlag. - Jb. Geol.B.-A., 135/3, 779-783, Wien 1992.
- MELLO, J.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 104/Mürzzuschlag. - Jb. Geol.B.-A., 135/3,716-718, Wien 1992.
- MELLO, J.: Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 104/Mürzzuschlag. - Jb. Geol. B.-A., 136/3, 598-601, Wien 1993.
- MELLO, J.: Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 104/ Mürzzuschlag. - Jb.Geol.B.-A., 137, Wien 1994.
- MELLO, J.: Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 104/Mürzzuschlag. Jb. Geol. B.-A., 138/3, 512-515, Wien 1995.
- MELLO, J.: Bericht 1995 über geologische Aufnahmen auf der Schnee- und Veitschalpe auf Blatt 103 Kindberg . - Jb. Geol. B.-A., 139/3, 323-325, Wien 1996.
- MELLO, J.: Bericht 1998 über geologische Aufnahmen im Gebiet der östlichen Veitschalpe auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol. B.-A., 142/3 (1999-2000), 397-398, Wien 2000.

- MORLOT, A. v.: Einiges über die geologischen Verhältnisse in der nördlichen Steiermark. - Jb. Geol. R.-A., 1, 106-117, Wien 1850.
- NICOL, S. A.: Karbonatgeologische Untersuchungen des Aflenzer Kalkes (Nor, Obertrias) im Bereich der Aflenzer Bürgeralm (Hochschwabgebiet, Obersteiermark). - Mitt. Natwiss. Verein Steiermark, 116, 109-125, 2 Abb., 3 Taf., Graz 1986.
- NICOL, S. A.: A Down-slope Upper Triassic Reef Mound: Aflenz Limestone, Hochschwab Mountains, Northern Calcareous Alps. - Facies, 16, 23-36, Taf. 4-5, 4 Abb., Erlangen 1987.
- NIEVOLL, J.: Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen in der Grauwackenzone bei Veitsch (Steiermark). - Inaugural Dissertation Universität Graz, 150 S., Graz 1983.
- NIEVOLL, J.: Der Südrand der Grauwackenzone zwischen Stübmung und Neuberg (Obersteiermark, ÖK 103, Kindberg). - Mitt. Österr. Geol. Ges., 77/1984, 63-71, Wien 1984.
- PAVLIK, W.: Geologische Untersuchungen in den Kalkhochalpen (Tirolikum und Juvavikum) im Gebiet Halltal-Student (Steiermark). - Unveröff. Diss. Form. Natwiss. Fak. Univ. Wien, 85 S., 13 Abb., zahlr. Beil., Wien 1985.
- PAVLIK, W.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg - Jb. Geol. B.-A., 128/2, 273-274, Wien 1985.
- PAVLIK, W.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol.B.-A., 130/3, 301-302, Wien 1987.
- PAVLIK, W.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol.B.-A., 131/3, 431-432, Wien 1988.
- PAVLIK, W.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Gebiet Roßkogel - Waxeneck auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol.B.-A., 133/3, 443, Wien 1990.
- PAVLIK, W.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol.B.-A., 134/3, 485-486, Wien 1991.
- PAVLIK, W.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol.B.-A., 135/3, 712-713, Wien 1992.
- PAVLIK, W.: Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101/Eisenerz und 102/Aflenz. - Jb. Geol.B.-A., 137, Wien 1994.
- PAVLIK, W.: Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol.B.-A., 138/3, Wien 1995.
- PAVLIK, W. & PIROS, O.: Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol.B.-A., 138/3, 574-575, Wien 1995.
- PIROS, O., MANDL, G.W., LEIN, R., PAVLIK, W., BERGZL-MAKK, A., SIBLIK, M. & LOBITZER H.: Dasycladaceen-Assoziationen aus triadischen Seichtwasserkarbonaten des Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen. - [In:] LOBITZER, H. & CSASZAR, G.: Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich - Ungarn, Teil 2. Wien (Geol. B.-A.) 1994.
- PLÖCHINGER, B.: Geologische Karte des Hohe Wandgebietes (Niederösterreich), 1: 25.000, Wien (Geol.B.A.) 1964.
- PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich). 147 S., Wien (Geol.B.A.) 1967.
- PLÖCHINGER, B. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 76 Wr. Neustadt. - 120 S., 14 Abb., 3 Tab., Wien (Geol. B.-A.) 1981.
- SADATI, S.-M.: Die Hohe Wand: ein obertriadisches Lagunen-Riff am Ostende der Nördlichen Kalkalpen (Niederösterreich). - Facies, 5, 191-164, Taf 54-66, 15. Abb., 10 Tab., Erlangen 1981.
- SCHIEL, B.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Gebiet Dürradmer auf Blatt 102 Aflenz. - Jb. Geol. B.-A., 135/3, 710-711, Wien 1992.
- SCHMITZ, G.: 1960 Geologische Untersuchungen im Gebiet der westlichen Schneealpe. - Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 113 S., 8 Beil., Wien 1961.
- SCHLAGER, W.: Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. - Geol. Fdsch., 59, 289-308, 8 Abb., Stuttgart 1969.

- SIBLIK, M.: Bericht 1992 über paläontologische und stratigraphische Untersuchungen an Brachiopoden im Wettersteinkalk des Rax-Plateaus auf Blatt 104/Mürzzuschlag. - Jb. Geol.B.-A., 136/3, 649, Wien 1993.
- SPENGLER, E.: Das Aflenzner Triasgebiet. - Jb. Geol. R.-A., 69 (1919), 221-254, 1 geol. Kt., 1 Taf., Wien 1920.
- SPENGLER, E.: Erläuterungen zur Geologische Spezialkarte 1:75.000 der Republik Österreich, Blatt Schneeberg-St.Ägyd. - 108 S., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1931.
- SPENGLER, E. & STINY, J.: Geologische Spezialkarte 1:75.000 der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpen, Aflenz. mit Erläuterungen. - Wien (Geol. B.-A.) 1926 .
- STRELE, K.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Roßkogel-Deckscholle auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol. B.-A., 134/3, 486-487, Wien 1991.
- STRELE, K.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Roßkogel-Deckscholle auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol. B.-A., 135/3, 413-415, Wien 1992.
- STRELE, K.: Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen (Bereich Prolesalpe) auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol. B.-A., 136/3, 597-598, Wien 1993.
- STUR, D.: Geologie der Steiermark. - 654 S., zahlr. Abb., Tfn., Graz (Geognost.-montanist. Ver.) 1871.
- SUMMESBERGER, H.: Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50 000, Blatt 75, Puchberg am Schneeberg. - Wien (Geol.B.-A.) 1991.
- TOLLMANN, A.: Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II: Analyse des klassischen Nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. - XV +580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1976.
- VOGT, A.: Baryt- und Sideritmineralisationen im Ostsektor der Nördlichen Grauwackenzone und der permotriadischen Kalkalpenbasis ("Postvariszische Transgressionsserie") im Raum Grillenberg (Payerbach-Reichenau) - Priggwitz (N.Ö.). - Eine montangeologische Untersuchung. - Dipl. Arb. Montanuniv. Leoben, 157 S., 26 Abb., 1 Kt., 18 Bl. Anhg., Leoben 1982.
- WASSERMANN, W.: Montangeologische Untersuchung des Porphyroides am Südfuß der Rax und des alten Bergbaues Schendleck/Edlach, Niederösterreich. - Dipl. Arb. Montanuniv. Leoben, 127 S., 65 Abb., 4 Tab., 7 Beil., 2 Anl., Leoben 1984.
- WESSELY, G.: Bericht 1997 und 1998 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 74 Hohenberg. - Jb. Geol. B.-A., 142/3 (1999-2000), 394-397, Wien 2000.



## BEISPIELE FÜR FAZIELLE BEZIEHUNGEN ZWISCHEN RIFF-, HANG- UND BECKENSEDIMENTEN IN DER MITTELTRIAS DER RAX, DER SCHNEEALPE UND DER VEITSCHALPE

Jan MELLO

Die Entstehung des steilen und morphologisch ausgeprägten Südrandes der Nördlichen Kalkalpen im Raume der Rax-, Schnee- und Veitschalpe ist in beträchtlichem Masse paläogeographisch bedingt. Der Südrand der mitteltriassischen Karbonatplattformen mit Übergangfazies ins tiefere Becken ist hier erhalten geblieben.

Vom rheologischen Standpunkte war diese Übergangszone wenig widerstandsfähig und deshalb während der geodynamischen Entwicklung anfällig zur Bildung von Schuppen- und Bruchzonen, und für die spätere Erosion. Trotzdem sind hier Querschnitte und Profile erhalten geblieben, wo man die ursprünglichen faziellen Beziehungen sehen und studieren kann.

Im südlichen Teil der Rax, unter dem gewaltigen Wettersteinriff der Heukuppe (2007 m), ist in der Schneebergdecke die Übergangszone mit Hang- bis Beckensedimenten erhalten (Abb.1). Diese Sedimente säumen die halbkreisförmigen Hänge der Heukuppe vom Schlangenstein bis zum Gamseck in Höhen 1500-1800 m in einer Länge von ca. 4 km. An beiden Seiten ist ihre weitere Fortsetzung durch Brüche abgeschnitten (Mello, 1990, 1992a,).

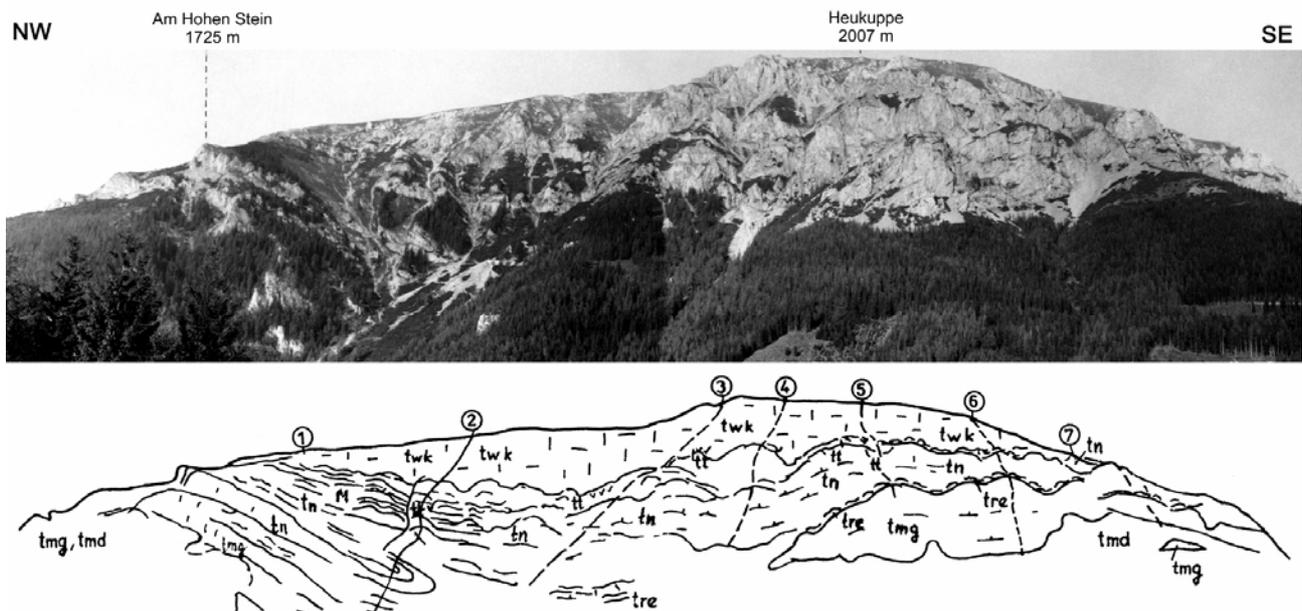


Abb. 1: Fazielle Beziehungen in der mittleren Trias der Schneeberg-Decke am SW-Hang der Rax (Ansicht vom Moasserhof).

Links: (Profil 1 Am hohen Stein und Profil 2) deutlich geschichteter Übergang zur Beckenfazies (Wechsellagerung von wandstufenbildenden Kalken mit Mergeln).

Rechts: unter dem mächtigen Wettersteinkalk-Riff Heukuppe ist die Übergangfazies massiger ausgebildet (Profile 3-7).

LEGENDE: twk - Wetterstein Riffkalk, tt - Tuffite, M - Mergel, tn - Nádaska-Kalk, tre - Reiflinger Kalk, tmg - Gutensteiner Kalk, tmd - Gutensteiner Dolomit, 1 - 7: Profilinien.

Die Übergangzone zwischen dem Gutensteiner Kalk und dem Wettersteinriff ist 100 -150 m dick und wird neben dem Reiflinger Kalk hauptsächlich von den Nadaska-Kalken der Hallstätter Fazies eingenommen (Mello, 1993, 1995).

Die Nadaska-Kalke (Fassan-Longobard) bilden in der Szenerie der südlichen und östlichen Hänge der Heukuppe die zweite deutliche Felskulisse von unten (die untere wird von den Gutensteiner Kalken gebildet). Sie erreicht im Durchschnitt eine Höhe bis 80 m. Nur an einigen Stellen, z. B. im Gebiete Am hohem Stein, ist sie in mehrere kleinere Felsstufen zergliedert. Der untere Teil unmittelbar über den Reiflinger Kalken besteht gewöhnlich aus bankigen (20-40-80 cm), hellrosa bis rosa mikritischen Kalken. Oft schon von der Basis an treten häufigen allodapischen Lagen mit Gradationschichtung auf.

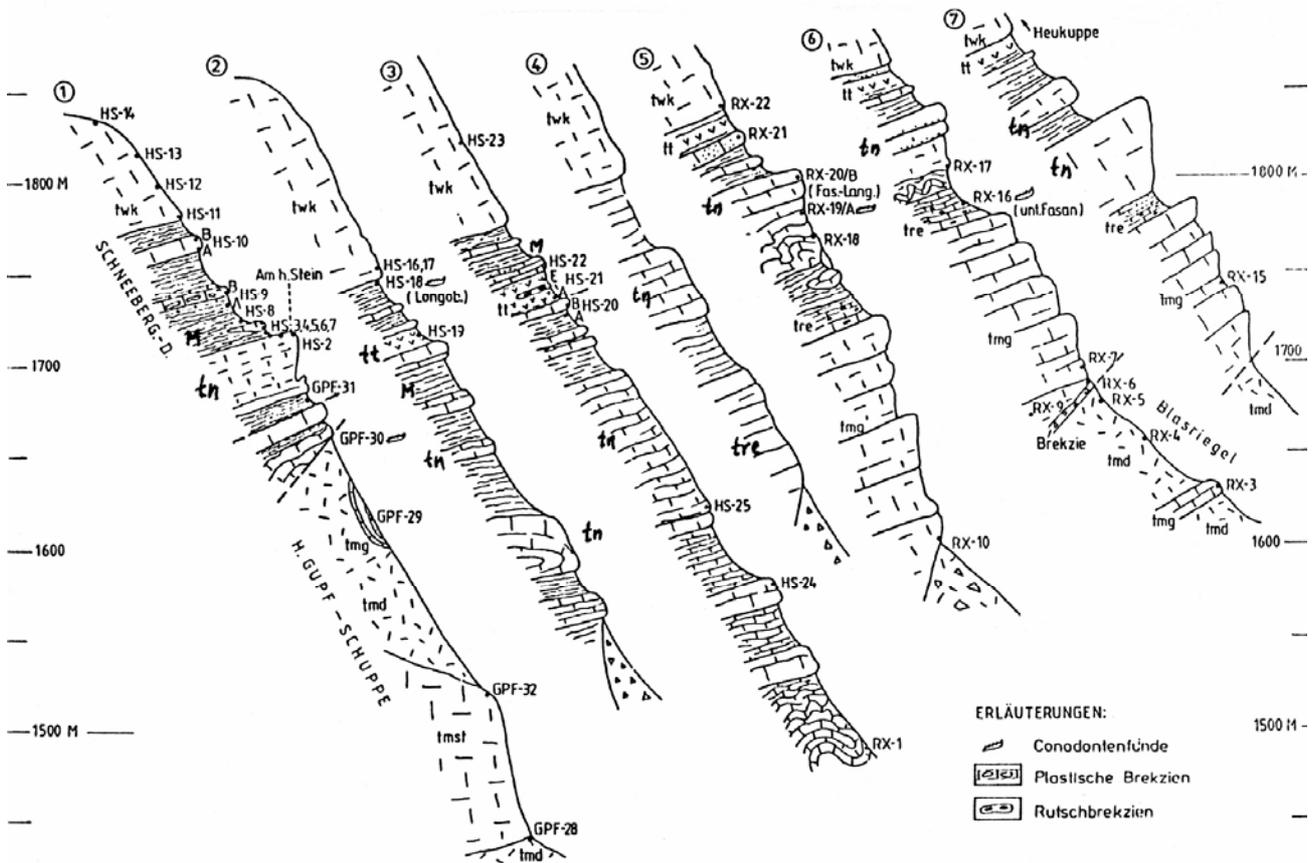


Abb. 2: Profilserie am SW-Hang des Rax-Plateaus  
zwischen Am hohem Stein (1) und Großes Fuchsloch (7).

Ein Beispiel der Progradierung des Riffs in Richtung zum ?internen Becken kann man an den Osthängen der **Schneealpe** in der Mürzalpendecke sehen (Abb. 3). Diese Situation hat MELLO (1990, 1992a, 1992b, 1993) kartiert und beschrieben, die Illustrationen waren bisher nur in den Berichtmanuskript enthalten.

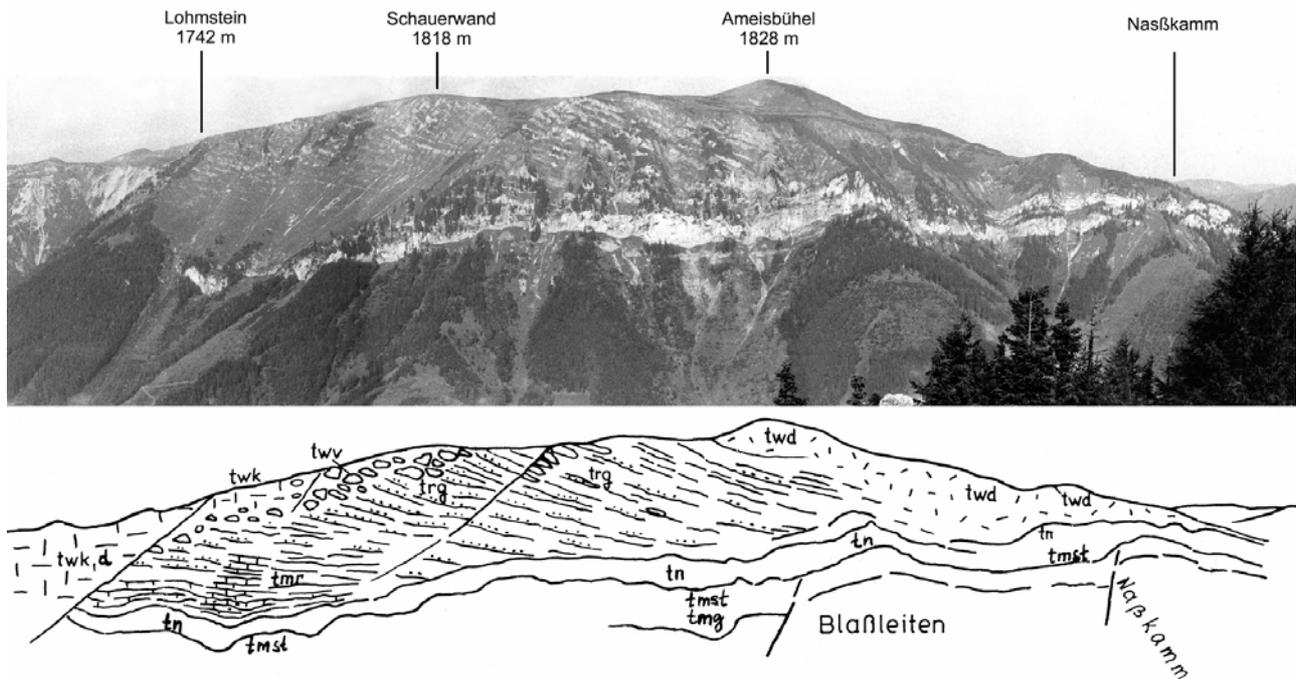


Abb. 3: Fazielle Beziehungen in der mittleren Trias der Mürzalpen-Decke am Osthang der Schneealpe.

LEGENDE: twk - Wettersteinkalk-Riff; twv - Wettersteinkalk-Vorriff; trg - allodapische Hangfazies mit Riffdetritus (Grafensteigkalk).

Rechts: Ausklingen der Hangfazies und Übergang in Wettersteindolomit (twd).

Links: unter dem Riff typischer Reiflinger (Hornstein-) Kalk (tnr). Der ausgeprägte waagerechte Felsenstreifen wird von Gutensteiner Kalk und -dolomit (tmg), Steinalmkalk (tmst) und Nadaska-Kalk (tn) aufgebaut.

Im östlichen Teil der **Veitschalpe**, im Gebiete zwischen Goassteig und Tebrin (Abb. 4), wurden die faziellen Beziehungen der mitteltriassischen Schichtfolgen der Mürzalpendecke neben der geologischen Karte auch in einer Serie von 11 Profilen auf eine Entfernung von 7 km studiert (Mello, 2000) (Abb. 5, 6, ).

Auch hier ist die Hangfazies hauptsächlich durch Nadaska-Kalk (Fassan-Langobard) repräsentiert. Die Mehrzahl der Glieder der Schichtfolgen ist in allen Profilen vertreten. Solche sind Gutensteiner Dolomit, Nadaska-Kalk und Wettersteinkalk und -dolomit. Unterschiede machen sich bei ihnen in vertikaler Richtung, besonders durch verschiedene Mächtigkeit, stratigraphische Position, stellenweise auch durch unterschiedliche Mikrofazies bemerkbar.



Abb. 4: Blick von Westen auf den östlichen Teil der Veitschalpe. Im Vordergrund Lenzer Freidorf von Steinalm-, Nadaska- und Wettersteinkalk aufgebaut. Im Hintergrund Sperrkogel (K.1716). Der Gipfel wird von Wettersteinkalk, die SW-Hänge von Nádaska-Kalk aufgebaut.

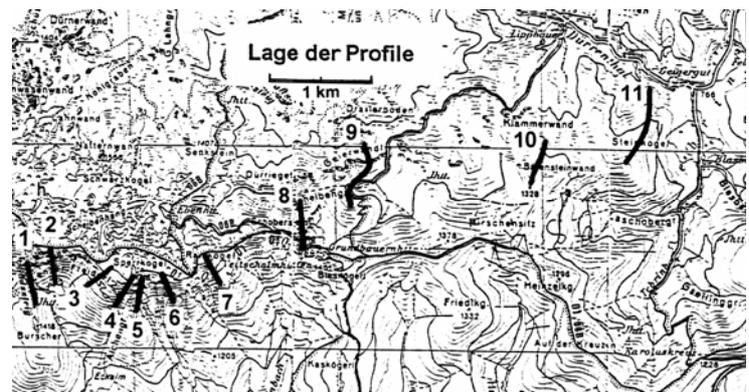


Abb. 5: Lage der Profile von Abb.6

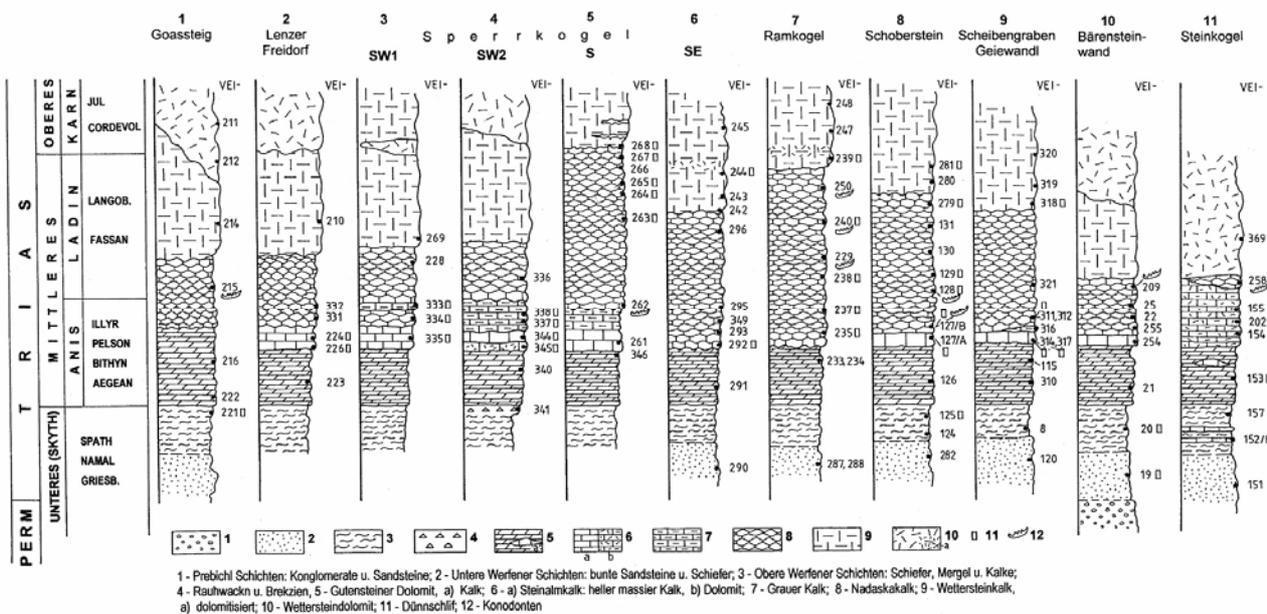


Abb.6: Lithologische Profile durch die triadische Schichtfolge der Mürzalpendecke am Südostrand der Veitschalpe (J. Mello, 1998, unpubl.).

Für den westlichen Teil der Veitschalpe liegt eine detaillierte Darstellung der Schichtfolgen von LEITHNER (1990) vor. Die Schichtfolgen zeigen gegenüber dem Ostabschnitt insofern eine Abänderung, als sich aus den "grauen Kalken" an der Basis des Nadaskakalkes lateral knollige Hornsteinkalke vom Typus des Reiflinger Kalkes entwickeln. Den dickbankig bis massig wirkenden Hangendabschnitt des Nadaskakalkes hat LEITHNER als "Bank- und Massenkalk" bezeichnet.

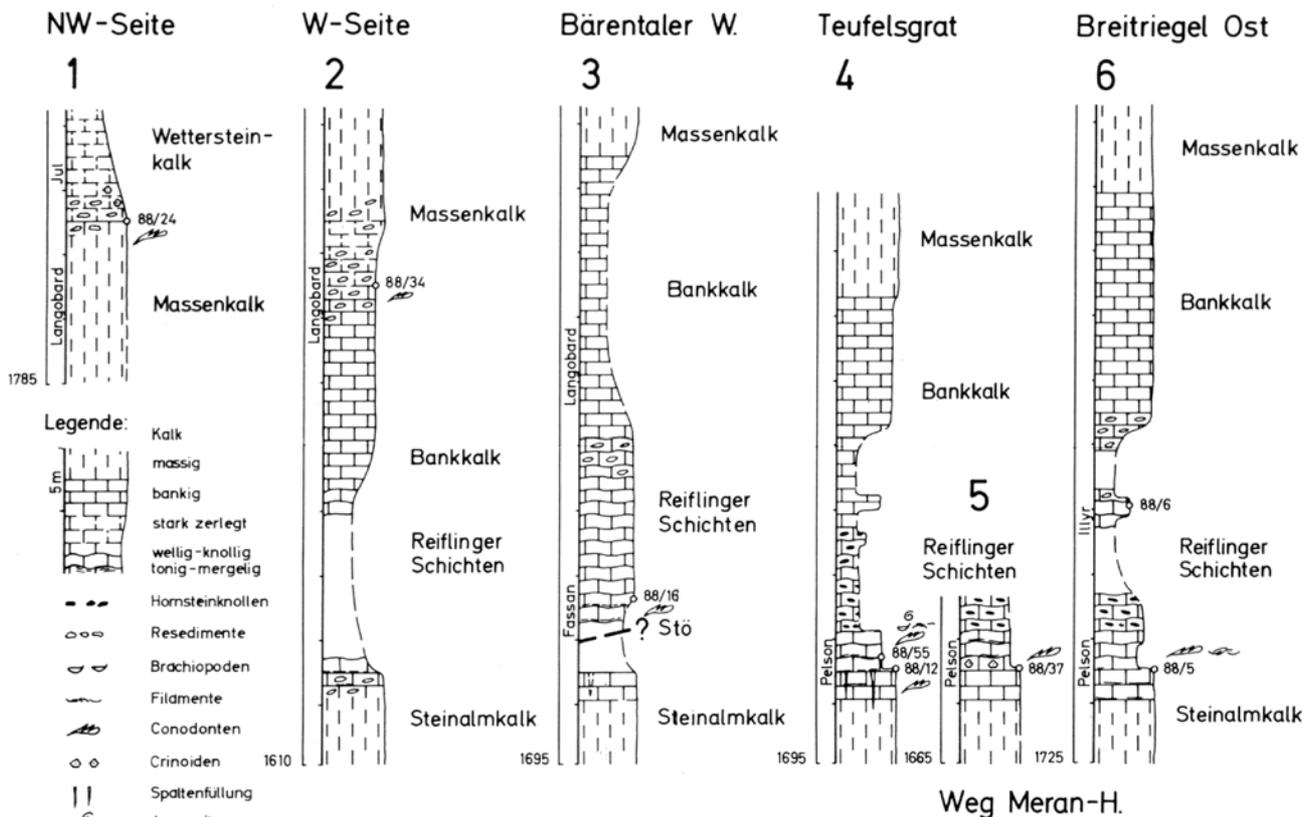


Abb. 7: Detailprofile der Schichtfolge im Bereich der West- und Südwestseite der Veitschalpe nach LEITHNER (1990).

## Literatur

- CORNELIUS, H.-P.: Geologische Karte des Raxgebietes 1:25.000, mit Erläuterungen. - (Geol. B.-A.) Wien 1936.
- CORNELIUS, H.-P.: Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich, Blatt Mürzzuschlag, 1:75.000. - Wien (Geol. B.-A.) 1936.
- CORNELIUS, H.-P.: Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiet der Rax. - Jb.Geol. B.-A., 87, 133-194, 1 Taf., 11 Fig., Wien 1937.
- CORNELIUS, H.-P.: Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. - Jb. Geol. B.-A., 89, 27-175, Wien 1939.
- CORNELIUS, H.-P.: Die Geologie des Schneeberggebietes. - Jb.Geol.B.-A., Sdb.2, 111 S., 1 geol.Kt., Wien 1951.
- CORNELIUS, H.-P.: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpen-Ostrand bis

zum Aflenzer Becken. - Mitt.Geol.Ges.Wien, 42/43, 1949-50, 1-234, Wien 1952.

- CORNELIUS, H.-P.: Die Geologie des Mürztalgebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag 1:75.000). - Jb. Geol. B.-A., Sdb.4, 94 S., Wien 1952.
- LEITHNER, W.: Geologie und posttektonische Zerlegung der Veitschalpe (Mürztaler Alpen, Steiermark). - Jb. Geol. B.-A., 133, H4, 575-589, 17 Abb., Wien 1990.
- LOBITZER, H.: Bericht 1984/85 über fazielle Untersuchungen im Wettersteinkalk des Raxplateaus auf Blatt 104 Mürzzuschlag.- Jb.Geol.B.-A., 129, 411-413, Wien 1986b.
- MELLO, J.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 104/Mürzzuschlag. - Jb. Geol. B.-A., 133/3, 445-448, Wien 1990.
- MELLO, J.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 104/Mürzzuschlag. - Jb. Geol.B.-A., 135/3,716-718, Wien 1992 a.
- MELLO, J.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 104/Mürzzuschlag. - Jb. Geol.B.-A., 135/3, 779-783, Wien 1992 b.
- MELLO, J.: Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 104/Mürzzuschlag. - Jb. Geol. B.-A., 136/3, 598-601, Wien 1993.
- MELLO, J.: Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 104/Mürzzuschlag. - Jb. Geol.B.-A., 137, Wien 1994.
- MELLO, J.: Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 104/Mürzzuschlag. Jb. Geol. B.-A., 138/3, 512-515, Wien 1995.
- MELLO, J.: Bericht 1995 über geologische Aufnahmen auf der Schnee- und Veitschalpe auf Blatt 103 Kindberg . - Jb. Geol. B.-A., 139/3, 323-325, Wien 1996.
- MELLO, J.: Bericht 1998 über geologische Aufnahmen im Gebiet der östlichen Veitschalpe auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol. B.-A., 142/3 (1999-2000), 397-398, Wien 2000.

## VORLÄUFIGE ERGEBNISSE ZUR KALKALGEN-STRATIGRAPHIE DER ALPINEN MITTELTRIAS AUS DEM HOCHSCHWABMASSIV ( MÜRZALPEN-DECKE, STEIERMARK)

von O. PIROS, W. PAVLIK, M. MOSER und G. BRYDA

### Zusammenfassung

Ein Großteil der bislang als Obertrias angesprochenen Flachwasserkarbonate der Hochschwab-Nordseite konnte mit Dasycladaceen in die Mitteltrias gestellt werden.

Die sehr reichen Floren ermöglichen eine Gliederung dieser mächtigen Plattformsedimente in 8 Dasycladaceenzonen. Eine Zone entfällt dabei auf den anisischen Steinalmkalk und sieben Zonen entfallen auf den illyrisch - unterjulischen Wettersteinkalk. Auch in den sehr intensiv rekristallisierten Wettersteindolomiten konnten bestimmbare Floren aufgesammelt werden, und somit große Dolomitareale mit den Kalken korreliert werden. Die Dolomitareale des Plateaus konnten mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA in den hangenden Abschnitt der mitteltriadischen Schichtfolge gestellt werden. Am Nordrand der Mürzalpen-Decke sind Dolomite mit *Diplopora annulatissima* PIA und *Diplopora annulata annulata* HERAK aufgeschlossen, die in das Liegende der Wettersteinentwicklung zustellen sind. Weiters ließ sich ein Teil des Wettersteintuffkalkes mit Dasycladaceen einstufen. Hier konnten vom Illyr bis Jul 1/1 alle Zeitbereiche mit Kalkalgen belegt werden. Patch-reef-Komplexe konnten mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA dem Hangenden der Mitteltrias zugeordnet werden.

Eine fazielle Gliederung des lagunären Wettersteinkalkes in riffnahe Bereiche mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA und rifferne Bereiche mit *Diplopora annulata annulata* HERAK (E. OTT, 1967 Abb.7) kann am Hochschwab nicht bestätigt werden. Erstere wurde weitab vom Riff in lagunären Wettersteinkalken aufgesammelt, während *Diplopora annulata annulata* HERAK in Riffkalken nachgewiesen werden konnte.

Da die stratigraphisch wichtigen Arten in Folge ihrer unterschiedlichen Größe (Durchmesser, Längschnitt) und der Segmentierung bereits im Handstück grob bestimmbar sind, kann eine erste zeitliche Einstufung bereits im Gelände erfolgen, und somit schon bei der Kartierung erste tektonische Rückschlüsse gezogen werden.

Auf der Nordseite des Hochschwab sind dunkelgraue, gut gebankte Karbonatdetrituskalke und -dolomite eines Becken bis Beckenrandes verbreitet. Diese wurden bisher als Gutensteiner Schichten ausgeschieden, konnten aber mit Conodonten und Dasycladaceen als pelsonisch - julische Gesteine eingestuft werden ( Abb. 1). Da sich diese allodapischen Kalke sehr stark von den anderen mitteltriadischen Beckenentwicklungen unterscheiden wurde für sie vorerst der Arbeitsbegriff „Sonderentwicklung“ eingeführt. In einigen Proben konnten Conodonten und Dasycladaceen im selben Handstück nachgewiesen werden, so dass sich die Möglichkeit einer Eichung der Algenstratigraphie an der Conodontenstratigraphie ergibt.

Im Gegensatz zu der bisherigen Auffassung eines tektonisch wenig gegliederten Karststockes, zeigt die Neubearbeitung ein äußerst kompliziertes Bild mit großen Überschiebungen, einigen kleineren Schuppen, und einem oft sehr engscharigem Blattverschiebungssystem. Die Algen ermöglichen nunmehr die jeweilige stratigraphische Position in der ansonsten sehr gleichförmigen und mächtigen Seichtwasserkarbonatfolge genauer zu bestimmen.

## Einleitung

Im Rahmen eines großangelegten Forschungsprogrammes zur Qualitätssicherung der Wiener Wasserversorgung wurde im Auftrag der Magistratsabteilung 31/Wiener Wasserwerke, des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung und des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft und Kultur, in den letzten Jahren das Einzugsgebiet der II. Wr. Hochquellenleitung im Hochschwabmassiv gemeinsam mit seinem Rahmen geologisch neu aufgenommen.

Im Rahmen des bilateralen Abkommens über geowissenschaftliche Zusammenarbeit zwischen Österreich und Ungarn wurde ein Vergleich zwischen der ostalpinen Trias und den Schichtfolgen der Westkarpaten vereinbart. Von ungarischer Seite wurden hier vor allem stratigraphische Daten, beruhend auf Auswertung triadischer Dasycladaceen-Vergesellschaftungen durch O. Piros in das Projekt eingebracht.

Als vorläufiges Ergebnis dieser Zusammenarbeit wird von den Autoren eine Neufassung der Dasycladaceenbiostratigraphie vorgeschlagen. Die mit dieser verfeinerten Biostratigraphie durchführbare Gliederung der mitteltriadischen Seichtwasserkarbonate führt zu einem besseren Verständnis des geologischen Aufbaus des Hochschwabmassivs und seiner Randgebiete, und macht daher genauere Aussagen zur Einzugsgebietsgröße und dem Abflussverhalten der einzelnen Quellen erst möglich.

## Dasycladaceenstratigraphie

Dasycladaceen bildeten im Rahmen dieser Neuaufnahmen in den mitteltriadischen Plattformsedimenten die einzige schon im Gelände bestimmbare Fossilgruppe. Die Größenverhältnisse der mitteltriadischen Dasycladaceen nehmen vom Anis bis Jul deutlich zu um dann im Jul wieder kleiner zu werden.

Die im Anis auftretenden Physoporellen und Oligoporellen erreichen nur 1-2 mm Durchmesser und Längsschnitte bis zu 1 cm. Diploporen (Illyr – unteres Langobard) erreichen ungefähr 3-5 mm  $\varnothing$  und Längsschnitte von 1-3 cm. Bei gut verwitterten Längsschnitten können *Diplopora annulatissima* PIA, *Diplopora annulata annulata* HERAK und *Favoporella annulata* SOKAC im Handstück bestimmt werden. *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA ist die größte Grünalge mit 5-10 mm  $\varnothing$  und Längsschnitten bis zu 10 cm. *Poikiloporella duplicata* PIA im Karn ist deutlich kleiner, 1-2 mm  $\varnothing$  und 2-3 cm Länge.

Die sehr komplexe Tektonik mit der äußerst kleinräumigen Zerlegung des Hochschwabmassivs bedingt das Fehlen eines durchgehenden Mitteltriasprofils. Die sehr große Probandichte und die wiederholte Abfolge einzelner Dasycladaceenzonen in den einzelnen Spänen ermöglicht aber doch Aussagen über die Dasycladaceenstratigraphie zu treffen.

In Tabelle 1 wurden nur solche Dasycladaceenassoziationen übernommen die im selben Dünnschliff angetroffen werden konnten. Die stratigraphisch wichtigen Arten sind schwarz hervorgehoben.

Wie schon bereits erwähnt führen einige Proben aus der Sonderentwicklung Dasycladaceen und Conodonten im selben Handstück, so dass nun mit Conodonten einige Eichpunkte für die Reichweite einzelner Kalkalgen gesetzt werden können. Hierbei wurde darauf geachtet, dass keine Hinweise auf Umlagerung älteren Materials in jüngerem vorliegen. Eng benachbarte Proben wurden nicht berücksichtigt, da ein stratigraphische Verband zumeist nicht gesichert ist.

Im folgenden werden die für stratigraphische Gliederung wichtigen Arten anhand der am Hochschwab erhobenen Daten und den Angaben aus der Literatur ( J. BYSTRICKY, 1966, Tab. 1; E. OTT, 1973, Taf.1, O. PIROS, 1986 und S. KOVACS et al., 1989) vorgestellt und ihre Reichweite diskutiert.

Die für den anisischen Steinalmkalk bedeutenden Formen: *Physoporella dissita* (GÜMBEL)PIA, *Physoporella intusannulata* HURKA, *Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTR., *Physoporella pauciforata sulcata* BYSTR., *Physoporella pauciforata undulata* PIA, *Oligoporella pilosa pilosa* PIA und *Diploporella hexaster* PIA reichen bei J. BYSTRICKY ( 1966, Tab. 1), E. OTT (1973, Taf. 1) und teilweise auch bei O. PIROS (1986) und S. KOVACS et al. (1989) vereinzelt noch in das Illyr. Weiters geben die beiden letztgenannten Autoren ein gemeinsames Vorkommen von Physoporellen und *Diploporella annulatissima* PIA an. Letzteres konnte am Hochschwab bisher nicht belegt werden. Im Hangenden des Steinalmkalkes treten bunte pelagische Kalke auf. Diese konnten mit *Paragondolella bifurcata* BUD.&STEF., *Neogondolella bulgarica* BUD.&STEF. und *Nicorella kockeli* TATGE ( det. L. KRYSSTYN) in das Pelson 2 gestellt werden. Somit muss die Oberkante des Steinalmkalkes im Pelson definiert werden. Eine fragliche *Oligoporella pilosa pilosa* PIA konnte zusammen mit *Diploporella annulatissima* PIA nachgewiesen werden. Dies könnte ein Hinaufreichen dieser Art in den liegendsten Wettersteinkalk andeuten. Aber die meisten oben genannten Dasycladaceen des Steinalmkalkes sind nach Meinung der Autoren auf diesen beschränkt.

*Teutloporella peniculiformis* OTT tritt sehr häufig auf. E. OTT (1973, Taf. 1) gibt eine Reichweite für diese Grünalge von „Hydasp“ bis oberes Langobard an, O. PIROS ( 1986) und S. KOVACS et al. ( 1989) von Pelson bis Illyr. Die Proben vom Hochschwab belegen eine relativ große Reichweite für diese Grünalge. Sie reicht vom Steinalmkalk bis in den unteren Wettersteinkalk. Einige wenige Exemplare konnten noch zusammen mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA nachgewiesen werden. Trotz der großen Reichweite zeigt sie aber den liegenden Anteil der mitteltriadischen Karbonatplattform an.

*Diploporella annulatissima* PIA reicht bei E. OTT ( 1973, Taf. 1) vom “Hydasp” bis Fassin, eventuell noch Langobard, bei O. PIROS ( 1986) und S. KOVACS et al. ( 1989) ist sie auf das Illyr beschränkt. Ein Nebeneinander mit Physoporellen konnte am Hochschwab bisher nicht nachgewiesen werden, so dass wir ein Hinabreichen in den Steinalmkalk vorerst ausschließen. Bei E. OTT tritt *Diploporella annulatissima* PIA zusammen mit *Teutloporella herculea* ( STOPPANI)PIA auf. Bei dem sehr umfangreichen Material konnte dies bisher nicht belegt werden. In der Probe WPA 72/95 ( N Guckkogel) trat diese Grünalge zusammen mit *Paragondolella trammeri* KOZUR ( det. L. KRYSSTYN) auf. Dieser Conodont hat eine Reichweite vom Fassin bis unteres Langobard 2. Somit lässt sich für *Diploporella annulatissima* PIA ein Hinaufreichen in das untere Ladin belegen.

*Diploporella annulata annulata* HERAK reicht bei E. OTT (1973, Taf. 1) vom Illyr bis in das Langobard, bei O. PIROS ( 1986) und S. KOVACS et al. (1989) vom Fassin bis Langobard. Das vorliegende Material belegt ein gemeinsames Vorkommen dieser Kalkalge einerseits mit *Diploporella annulatissima* PIA und andererseits mit *Teutloporella herculea* ( STOPPANI)PIA. In der Probe M 93/102/99 konnte sie mit *Paragondolella liebermanni* KOVACS&KRYSSTYN (det. L. KRYSSTYN) nachgewiesen werden. Dieser Conodont reicht vom Illyr bis Fassin 1/I. Somit kann *Diploporella annulata annulata* HERAK in das unterste Fassin, vielleicht auch noch in das obere Illyr hinabreichen.

*Teutloporella herculea* ( STOPPANI)PIA reicht nach E. OTT (1973, Taf 1) vom Fassin, eventuell auch noch oberstes Illyr, zumindest bis in das Karn, eventuell Nor hinauf. Bei O. PIROS ( 1986) und S. KOVACS et al. ( 1989) reicht sie vom Fassin bis in das Cordevol, mit einer

Hauptverbreitung im oberen Langobard bis unteren Cordevol. Diese Grünalge konnte bisher nicht zusammen mit *Diplopora annulatissima* PIA nachgewiesen werden, so dass ein Hinabreichen in die liegendsten Abschnitte des Wettersteinniveaus ausgeschlossen werden kann. Die Probe M 93/102/08-08b zeigt diese Kalkalge zusammen mit *Neogondolella praeungarica* (KOVACS) (det. L. KRYSZYN). Dieser Conodont ist dem unteren Langobard 1 zuzuordnen. Somit muss *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA zumindestens in diesen Zeitbereich herabreichen.

Poikiloporella duplicata PIA setzt bei allen Autoren mit Jul 1/I ein. Diese Grünalge tritt in der Probe WPA 166/96 zusammen mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA und *Paragondolella inclinata* KOVACS auf. Dieser Conodont reicht vom Langobard 1 bis in das Jul. Die Auswertung des Probenmaterials ergab einige sehr reiche Proben die nur *Poikiloporella duplicata* PIA führten. Da erst wenige Proben aus diesem Zeitbereich vorliegen kann noch nicht abschließend entschieden werden ob im Jul 1/I zwei Dasycladaccenzonen unterschieden werden können. Eine Probe mit *Uragiella supratrassica* BYSTR. deutet ein Hinabreichen dieser Art in den hangendsten Wettersteinkalk an.

Basierend auf dem umfangreichen Probenmaterial und den oben ausgeführten Mindestreichweiten einiger Arten schlagen die Autoren folgende Gliederung der Mitteltrias mit Dasycladaceen vor, siehe hierzu Tabelle1, die eine verfeinerte Gliederung von O. PIROS ( 1986) und S. KOVACS et al. ( 1989) darstellt:

<b>Zone 1</b>	Pelson	Physoporellen & <i>Diplopora hexaster</i>
<b>Zone 2</b>	Illyr	<i>Diplopora annulatissima</i>
<b>Zone 3</b>	Fassan 1	<i>Diplopora annulatissima</i> & <i>Diplopora annulata annulata</i>
<b>Zone 4</b>	Fassan 2	<i>Diplopora annulata annulata</i>
<b>Zone 5</b>	Langobard 1	<i>Diplopora annulata annulata</i> & <i>Teutloporella herculea</i>
<b>Zone 6</b>	Langobard 2-3	<i>Teutloporella herculea</i>
<b>Zone 7</b>	unteres Jul 1/I	<i>Teutloporella herculea</i> & <i>Poikiloporella duplicata</i>
<b>Zone 8</b>	oberes Jul 1/I	<i>Poikiloporella duplicata</i> .

Die Reichweiten der bisher nur in wenigen Exemplaren bestimmten Arten kann sich mit dem noch auszuwertenden Probenmaterial verschieben.



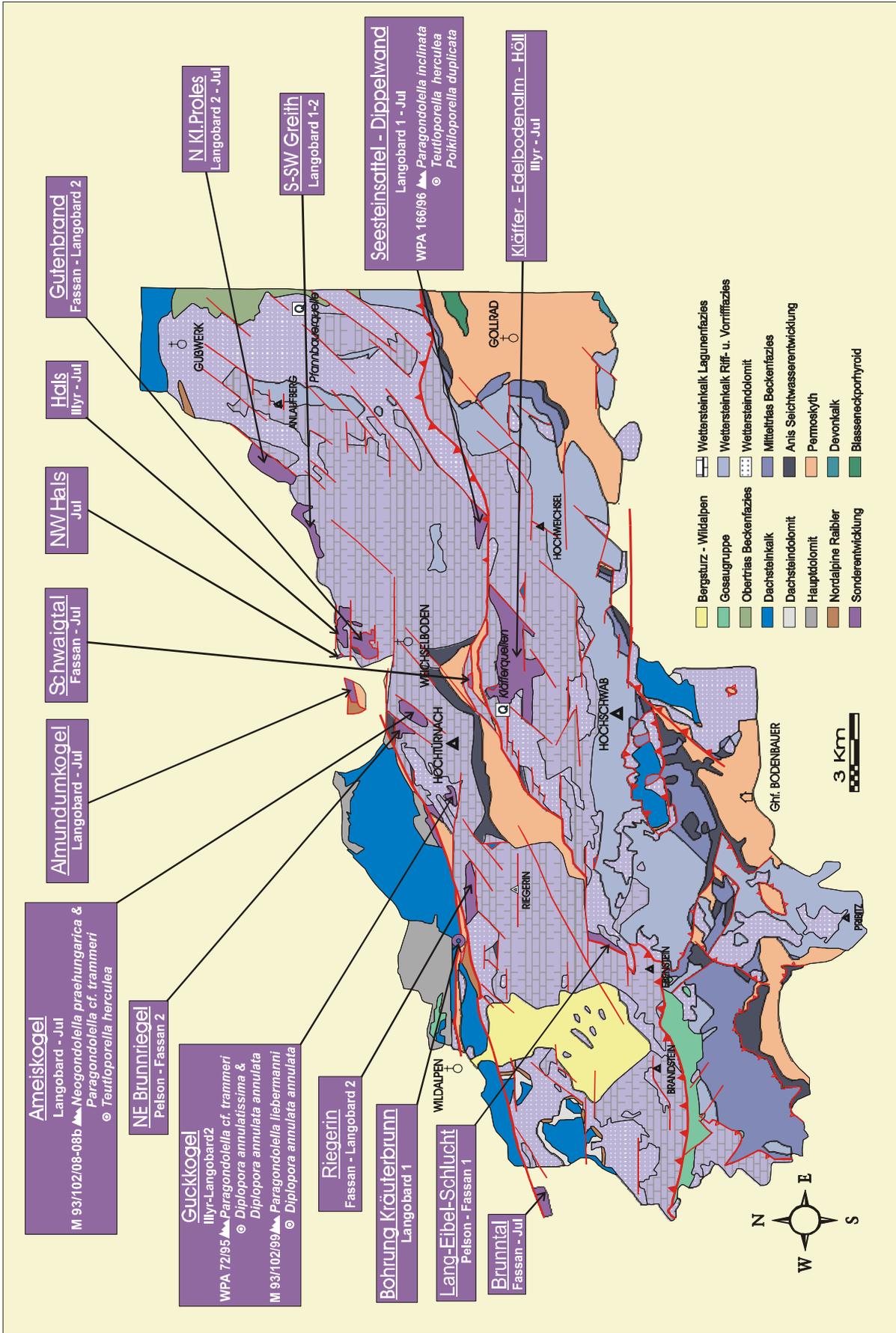


Abb. 1: Alter der "Sonderentwicklung" auf der Nordseite des Hochschwab.

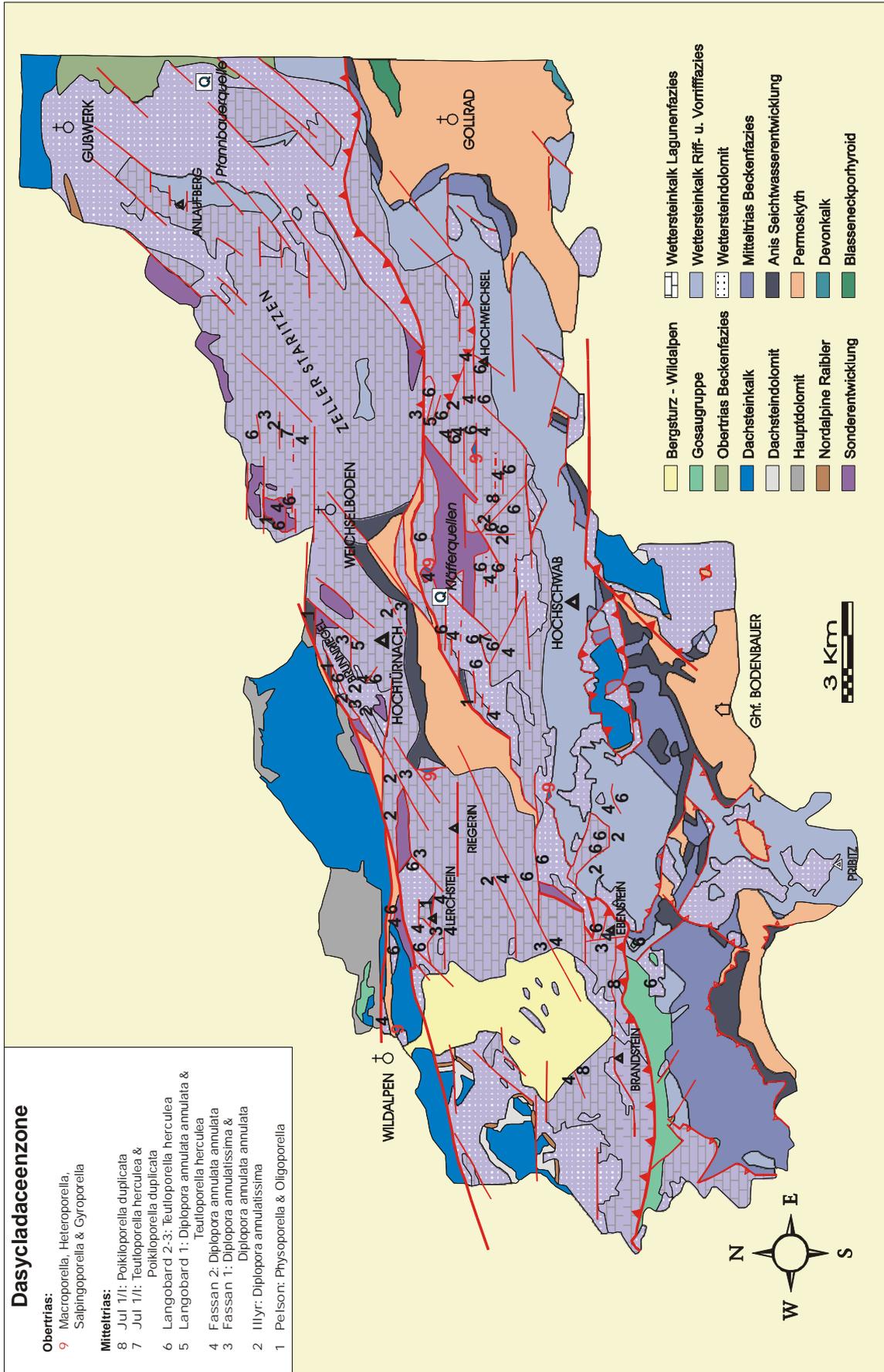


Abb. 2: Verteilung der Dasycladaceen zonen am Hochschwab und ihr Bezug zur Tektonik.

## Bedeutung der Ergebnisse für die Hydrogeologie

Große Bereiche auf der Nordseite des Hochschwabmassivs wurden von E. SPENGLER & J. STINY (1926) und darauf aufbauenden Dissertationen (z.B. E. STROBL, 1992) Diplomarbeiten (z.B. S. SALEK, 1998) als obertriadischer Hauptdolomit und Dachsteinkalk angesprochen, so zum Beispiel das Gebiet zwischen Kollmannstock – Brandstein – Häuselkogel – Schaufelwand – Ebenstein – Griesstein – Gehart – Schirnbacherkogel – Sadurz – Riegerin – Karlstein - Hochwart und Hochgang. Die Dasycladaceen belegen nun für den überwiegenden Teil ein mitteltriadisches Alter (Steinalmkalk, Wettersteinkalk, Wettersteindolomit und „Sonderentwicklung“). Für die Hydrogeologie bedeutet dies, dass entgegen der bisherigen Annahme von zwei StauhORIZONTEN (karnische Serien und Werfener Schichten) jetzt nur noch die Werfener Schichten als StauhORIZONT in Frage kommen.

Auf der Nordseite des Hochschwab konnten dunkelgraue, gut gebankte allodapische Kalke bis Dolomite auskartiert werden. Diese wurden bisher als Gutensteiner Schichten angesprochen. Mittels Dasycladaceen und Conodonten konnte ein Alter vom Pelson bis Jul 1/I nachgewiesen werden (s. Abb. 1). Die Faziesanalyse belegt flache Becken mit Dasycladaceen und Algenkrusten bis zu Becken- bis Beckenrandbildungen mit sehr feinem Detritus und vereinzelt gradierten Schichten. Da sich diese Entwicklung von den anderen mitteltriadischen Beckenentwicklungen unterscheidet, wird sie vorerst unter dem Arbeitsbegriff „Sonderentwicklung“ geführt. Da die Gesteine der Sonderentwicklung zumeist tektonisch isoliert auftreten, konnte ihre genaue Zuordnung entweder als Intraplattformbecken der Mürzalpen-Decke oder als Schürflinge einer tieferen tektonischen Einheit noch nicht geklärt werden. Sie sind nicht, wie bisher angenommen der liegende Teil der mitteltriadischen Plattform, sondern bilden ausgedehnte Schuppen, die als lokale Karstwasserhemmer fungieren.

Im Bereich zwischen Antenkar und Höll finden sich neben Wettersteinkalk –dolomit und Sonderfazies, Linsen mit Reingrabener Schichten, obertriadischen Kalken und Gosaukonglomeraten entlang bedeutender tektonischer Fugen eingeschuppt. Eine Linse SW Kanlegraben konnte mit *Epigondolella multidentata* MOSHER (WPA 219/94, det. L. Krystyn) als Hallstätter Kalk, eine andere mit Dasycladaceen: *Salpingoporella humilis* (BYSTRICKY) ( WPA 81/94, N Stadurz), *Heteroporella zankli* (OTT) (WPA 80/96, Unterer Ring) und *Griphoporella sp.* & *Salpingoporella sp.* (M 92/102/23, NE Riegerin) als Dachsteinkalk identifiziert werden. Im Hangschutt auf der NE Seite der Riegerin und südlich Kanlegraben konnten Blöcke mit roten Crinoidenspatkalken (Hierlatzkalke) aufgesammelt werden die jedoch im Anstehenden bisher nicht wiedergefunden werden konnten. Diese Schürflinge belegen tiefgreifende Bruchsysteme, die oft über große Distanzen verfolgbar sind. Ihnen kommt eine erhebliche Bedeutung für die Hydrogeologie zu.

Die morphologisch sehr stark gegliederte Landschaft mit tief eingeschnittenen Tälern und vielen Sattelzonen zeichnet sehr eindrucksvoll den komplizierten tektonischen Bau nach. Neben einem frühen NW-gerichteten Decken- und Schuppenbau und WNW-streichenden dextralen Blattverschiebungen sind am Südrand des Hochschwabgebietes noch SE- bis S-gerichtete Rücküberschiebungen ausgeprägt. Diese zeigen im Bereich der Überschiebung Höll-Grübel-Hochweichsel, wo deutlich jüngere Wettersteinkalke mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA (Langobard – Jul 1/I) auf Älteren mit *Diplopora annulatissima* PIA ( Illyr – Fassan 1) und *Diplopora annulata annulata* HERAK (Fassan – Langobard 1) zu liegen kommen, deutliche out-of-sequence Geometrien. Im Zuge der miozänen Tektonik (DECKER, K.; PERESSON, H. & FAUPL, P 1994) wird dieser Stapel entlang ungefähr W-E streichender sinistraler Blattverschiebungen zerlegt. Diese sind sehr eindrucksvoll im Unteren und Oberen Ring ausgebildet, wo die Blattverschiebungen im Abstand von wenigen Hundert Metern mit breiten und tiefgreifenden

Erosionsspalten die Felswände durchschlagen. Die Auswertung der Dasycladaceen zeigt, dass neben einem beträchtlichen lateralen Versatz auch ein erheblicher vertikaler Versatz von einigen hundert Metern vorliegen muss. Abbildung 2 zeigt einige Beispiele für diesen Versatz die durch unterschiedlich Dasycladaceenalter nördlich und südlich der Blattverschiebungen (im Norden zumeist die älteren Daten) belegt werden können. Große Versätze von einigen Hundert Metern konnten zum Beispiel südlich Brandstein: mit *Poikiloporella duplicata* PIA (Karn) südlich und *Diplopora annulata annulata* PIA (Fassan bis unteres Langobard) nördlich der Blattverschiebung; östlich Lerchkogel: südlich *Diplopora annulata annulata* PIA (Fassan – Langobard 1) - nördlich Steinalmkalk (Pelson) und nördlich Brunnriegel: *Teutoporella herculea* (STOPPANI)PIA (Langobard - Jul 1/I) südlich – Steinalmkalk (Pelson) belegt werden. Das Plateau der Zeller Staritzen zeigt morphologisch nur wenige bedeutende Störungen. Die Abfolge der Dasycladaceenzonen auf der Westseite zeigt jedoch sehr eindrücklich, dass auch hier viele kleinere Blattverschiebungen mit unterschiedlichen Sprunghöhen diesen Block zerschneiden, jedoch von der Erosion nicht so deutlich herauspräpariert wurden wie im restlichen Hochschwab. Somit liefern die Dasycladaceen auch sehr wichtige Informationen für die strukturgeologische Interpretation und können die bestehenden Modelle unterstützen und erweitern.

Diese Beispiele belegen, dass nur eine detaillierte Kartierung unter Berücksichtigung von Fazies, Stratigraphie und Tektonik eine ausreichende Grundlage für angewandte Fragestellungen, in diesem Fall für Karstwassersicherung bieten und bessere Prognosen für die Hydrogeologie ermöglichen.

- BYSTRICKY, J.: La stratigraphie et les dasycladacees du trias moyen de la serie du Drienck.- Geol. Sborn., 12/2, S.241-257, Bratislava 1966.
- DECKER, K.; PERESSON, H. & FAUPL, P.: Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannung und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen.- Jb. Geol. B.-A., 137/1, S. 5-18, Wien 1994.
- KOVACS, S.; LESS, Gy.; PIROS, O.; RETI, Zs.; ROTH, L.: Triassic formations of the Aggtelek-Rudabanya Mountains (Northeastern Hungary).- Acta Geol. Hung., 32, S. 31-63, Budapest 1989.
- OTT, E.: Dasycladaceen (Kalkalgen) aus der Nordalpinen Obertrias.- Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. Hist. Geol., 7, S. 205-226, Taf. 12-13, 5 Abb., 1 Tab., München 1967.
- OTT, E.: Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 141/1, S. 81-115, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart (1972) 1973.
- PIROS, O.: Facies and microfacies study of the Middle and Upper Triassic carbonate platform formations of the Aggtelek Mountains.- Ph. D. Thesis, 56 S., Budapest 1986.
- SALEK, S.: Geologie und Fazies des Raumes Hinterwildalpen (steirische Kalkalpen).- unveröffentl. Diplomarbeit Geol. Inst. Univ. Wien, 226 S., 187 Abb., 1 geol. Karte, Wien 1998.
- SPENGLER, E. & STINY, J.: Geologische Spezialkarte 1:75.000 der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpen, Aflenz.- Geol. B.-A., Wien 1926.
- STROBL, E.: Hydrogeologie des westlichen Hochschwab, nördlich von Eisenerz (Steiermark).- Diss. Univ. Graz, 71 S., 24 Abb., 4 Tab., 16 Fotos, 6 Beil., 5 Anh., Graz 1992.



## Einleitung

Im Rahmen eines großangelegten Forschungsprogrammes zur Qualitätssicherung der Wiener Wasserversorgung wurde im Auftrag der Magistratsabteilung 31/Wiener Wasserwerke, des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung und des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft und Kultur, in den letzten Jahren das Einzugsgebiet der II. Wr. Hochquellenleitung im Hochschwabmassiv gemeinsam mit seinem Rahmen geologisch neu aufgenommen.

Im Rahmen des bilateralen Abkommens über geowissenschaftliche Zusammenarbeit zwischen Österreich und Ungarn wurde ein Vergleich zwischen der ostalpinen Trias und den Schichtfolgen der Westkarpaten vereinbart. Von ungarischer Seite wurden hier vor allem stratigraphische Daten, beruhend auf Auswertung triadischer Dasycladaceen-Vergesellschaftungen durch O. Piros in das Projekt eingebracht.

Als vorläufiges Ergebnis dieser Zusammenarbeit wird von den Autoren eine Neufassung der Dasycladaceenbiostratigraphie vorgeschlagen. Die mit dieser verfeinerten Biostratigraphie durchführbare Gliederung der mitteltriadischen Seichtwasserkarbonate führt zu einem besseren Verständnis des geologischen Aufbaus des Hochschwabmassivs und seiner Randgebiete, und macht daher genauere Aussagen zur Einzugsgebietsgröße und dem Abflussverhalten der einzelnen Quellen erst möglich.

## Dasycladaceenstratigraphie

Dasycladaceen bildeten im Rahmen dieser Neuaufnahmen in den mitteltriadischen Plattformsedimenten die einzige schon im Gelände bestimmbare Fossilgruppe. Die Größenverhältnisse der mitteltriadischen Dasycladaceen nehmen vom Anis bis Jul deutlich zu um dann im Jul wieder kleiner zu werden.

Die im Anis auftretenden Physoporellen und Oligoporellen erreichen nur 1-2 mm Durchmesser und Längsschnitte bis zu 1 cm. Diploporen (Illyr – unteres Langobard) erreichen ungefähr 3-5 mm  $\varnothing$  und Längsschnitte von 1-3 cm. Bei gut verwitterten Längsschnitten können *Diplopora annulatissima* PIA, *Diplopora annulata annulata* HERAK und *Favoporella annulata* SOKAC im Handstück bestimmt werden. *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA ist die größte Grünalge mit 5-10 mm  $\varnothing$  und Längsschnitten bis zu 10 cm. *Poikiloporella duplicata* PIA im Karn ist deutlich kleiner, 1-2 mm  $\varnothing$  und 2-3 cm Länge.

Die sehr komplexe Tektonik mit der äußerst kleinräumigen Zerlegung des Hochschwabmassivs bedingt das Fehlen eines durchgehenden Mitteltriasprofils. Die sehr große Probandichte und die wiederholte Abfolge einzelner Dasycladaceenzonen in den einzelnen Spänen ermöglicht aber doch Aussagen über die Dasycladaceenstratigraphie zu treffen.

In Tabelle 1 wurden nur solche Dasycladaceenassoziationen übernommen die im selben Dünnschliff angetroffen werden konnten. Die stratigraphisch wichtigen Arten sind schwarz hervorgehoben.

Wie schon bereits erwähnt führen einige Proben aus der Sonderentwicklung Dasycladaceen und Conodonten im selben Handstück, so dass nun mit Conodonten einige Eichpunkte für die Reichweite einzelner Kalkalgen gesetzt werden können. Hierbei wurde darauf geachtet, dass keine Hinweise auf Umlagerung älteren Materials in jüngerem vorliegen. Eng benachbarte Proben wurden nicht berücksichtigt, da ein stratigraphische Verband zumeist nicht gesichert ist.

Im folgenden werden die für stratigraphische Gliederung wichtigen Arten anhand der am Hochschwab erhobenen Daten und den Angaben aus der Literatur ( J. BYSTRICKY, 1966, Tab. 1; E. OTT, 1973, Taf.1, O. PIROS, 1986 und S. KOVACS et al., 1989) vorgestellt und ihre Reichweite diskutiert.

Die für den anisischen Steinalmkalk bedeutenden Formen: *Physoporella dissita* (GÜMBEL)PIA, *Physoporella intusannulata* HURKA, *Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTR., *Physoporella pauciforata sulcata* BYSTR., *Physoporella pauciforata undulata* PIA, *Oligoporella pilosa pilosa* PIA und *Diplopora hexaster* PIA reichen bei J. BYSTRICKY ( 1966, Tab. 1), E. OTT (1973, Taf. 1) und teilweise auch bei O. PIROS (1986) und S. KOVACS et al. (1989) vereinzelt noch in das Illyr. Weiters geben die beiden letztgenannten Autoren ein gemeinsames Vorkommen von Physoporellen und *Diplopora annulatissima* PIA an. Letzteres konnte am Hochschwab bisher nicht belegt werden. Im Hangenden des Steinalmkalkes treten bunte pelagische Kalke auf. Diese konnten mit *Paragondolella bifurcata* BUD.&STEF., *Neogondolella bulgarica* BUD.&STEF. und *Nicorella kockeli* TATGE ( det. L. KRYSSTYN) in das Pelson 2 gestellt werden. Somit muss die Oberkante des Steinalmkalkes im Pelson definiert werden. Eine fragliche *Oligoporella pilosa pilosa* PIA konnte zusammen mit *Diplopora annulatissima* PIA nachgewiesen werden. Dies könnte ein Hinaufreichen dieser Art in den liegendsten Wettersteinkalk andeuten. Aber die meisten oben genannten Dasycladaceen des Steinalmkalkes sind nach Meinung der Autoren auf diesen beschränkt.

*Teutloporella peniculiformis* OTT tritt sehr häufig auf. E. OTT (1973, Taf. 1) gibt eine Reichweite für diese Grünalge von „Hydasp“ bis oberes Langobard an, O. PIROS ( 1986) und S. KOVACS et al. ( 1989) von Pelson bis Illyr. Die Proben vom Hochschwab belegen eine relativ große Reichweite für diese Grünalge. Sie reicht vom Steinalmkalk bis in den unteren Wettersteinkalk. Einige wenige Exemplare konnten noch zusammen mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA nachgewiesen werden. Trotz der großen Reichweite zeigt sie aber den liegenden Anteil der mitteltriadischen Karbonatplattform an.

*Diplopora annulatissima* PIA reicht bei E. OTT ( 1973, Taf. 1) vom “Hydasp” bis Fassin, eventuell noch Langobard, bei O. PIROS ( 1986) und S. KOVACS et al. ( 1989) ist sie auf das Illyr beschränkt. Ein Nebeneinander mit Physoporellen konnte am Hochschwab bisher nicht nachgewiesen werden, so dass wir ein Hinabreichen in den Steinalmkalk vorerst ausschließen. Bei E. OTT tritt *Diplopora annulatissima* PIA zusammen mit *Teutloporella herculea* ( STOPPANI)PIA auf. Bei dem sehr umfangreichen Material konnte dies bisher nicht belegt werden. In der Probe WPA 72/95 ( N Guckkogel) trat diese Grünalge zusammen mit *Paragondolella trammeri* KOZUR ( det. L. KRYSSTYN) auf. Dieser Conodont hat eine Reichweite vom Fassin bis unteres Langobard 2. Somit lässt sich für *Diplopora annulatissima* PIA ein Hinaufreichen in das untere Ladin belegen.

*Diplopora annulata annulata* HERAK reicht bei E. OTT (1973, Taf. 1) vom Illyr bis in das Langobard, bei O. PIROS ( 1986) und S. KOVACS et al. (1989) vom Fassin bis Langobard. Das vorliegende Material belegt ein gemeinsames Vorkommen dieser Kalkalge einerseits mit *Diplopora annulatissima* PIA und andererseits mit *Teutloporella herculea* ( STOPPANI)PIA. In der Probe M 93/102/99 konnte sie mit *Paragondolella liebermanni* KOVACS&KRYSSTYN (det. L. KRYSSTYN) nachgewiesen werden. Dieser Conodont reicht vom Illyr bis Fassin 1/I. Somit kann *Diplopora annulata annulata* HERAK in das unterste Fassin, vielleicht auch noch in das obere Illyr hinabreichen.

*Teutloporella herculea* ( STOPPANI)PIA reicht nach E. OTT (1973, Taf 1) vom Fassin, eventuell auch noch oberstes Illyr, zumindest bis in das Karn, eventuell Nor hinauf. Bei O. PIROS ( 1986) und S. KOVACS et al. ( 1989) reicht sie vom Fassin bis in das Cordevol, mit einer

Hauptverbreitung im oberen Langobard bis unteren Cordevol. Diese Grünalge konnte bisher nicht zusammen mit *Diplopora annulatissima* PIA nachgewiesen werden, so dass ein Hinabreichen in die liegendsten Abschnitte des Wettersteinniveaus ausgeschlossen werden kann. Die Probe M 93/102/08-08b zeigt diese Kalkalge zusammen mit *Neogondolella praeungarica* (KOVACS) (det. L. KRYSZYN). Dieser Conodont ist dem unteren Langobard 1 zuzuordnen. Somit muss *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA zumindestens in diesen Zeitbereich herabreichen.

Poikiloporella duplicata PIA setzt bei allen Autoren mit Jul 1/I ein. Diese Grünalge tritt in der Probe WPA 166/96 zusammen mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA und *Paragondolella inclinata* KOVACS auf. Dieser Conodont reicht vom Langobard 1 bis in das Jul. Die Auswertung des Probenmaterials ergab einige sehr reiche Proben die nur *Poikiloporella duplicata* PIA führten. Da erst wenige Proben aus diesem Zeitbereich vorliegen kann noch nicht abschließend entschieden werden ob im Jul 1/I zwei Dasycladaccenzonen unterschieden werden können. Eine Probe mit *Uragiella supratrassica* BYSTR. deutet ein Hinabreichen dieser Art in den hangendsten Wettersteinkalk an.

Basierend auf dem umfangreichen Probenmaterial und den oben ausgeführten Mindestreichweiten einiger Arten schlagen die Autoren folgende Gliederung der Mitteltrias mit Dasycladaceen vor, siehe hierzu Tabelle1, die eine verfeinerte Gliederung von O. PIROS ( 1986) und S. KOVACS et al. ( 1989) darstellt:

<b>Zone 1</b>	Pelson	Physoporellen & <i>Diplopora hexaster</i>
<b>Zone 2</b>	Illyr	<i>Diplopora annulatissima</i>
<b>Zone 3</b>	Fassan 1	<i>Diplopora annulatissima</i> & <i>Diplopora annulata annulata</i>
<b>Zone 4</b>	Fassan 2	<i>Diplopora annulata annulata</i>
<b>Zone 5</b>	Langobard 1	<i>Diplopora annulata annulata</i> & <i>Teutloporella herculea</i>
<b>Zone 6</b>	Langobard 2-3	<i>Teutloporella herculea</i>
<b>Zone 7</b>	unteres Jul 1/I	<i>Teutloporella herculea</i> & <i>Poikiloporella duplicata</i>
<b>Zone 8</b>	oberes Jul 1/I	<i>Poikiloporella duplicata</i> .

Die Reichweiten der bisher nur in wenigen Exemplaren bestimmten Arten kann sich mit dem noch auszuwertenden Probenmaterial verschieben.



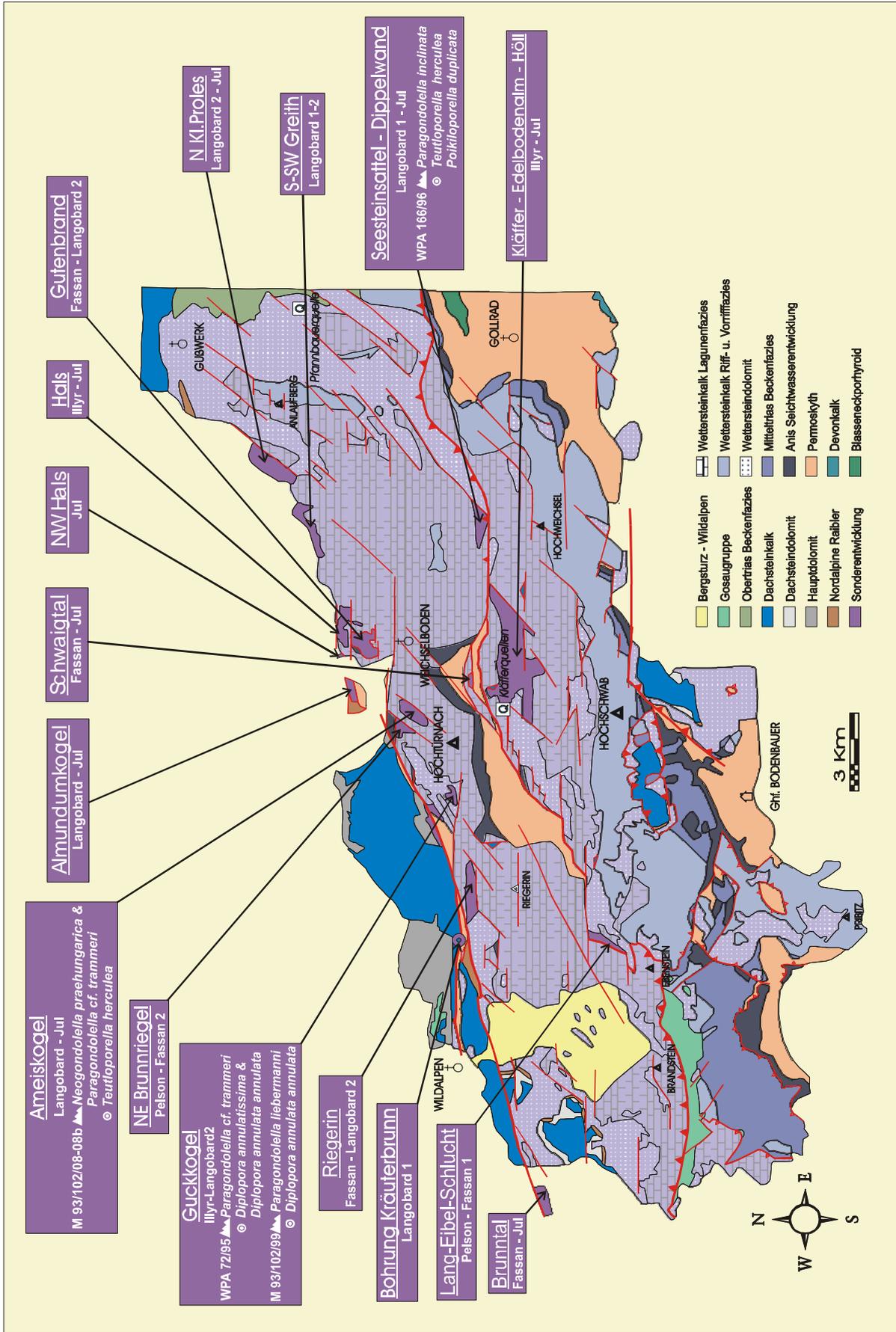


Abb. 1: Alter der "Sonderentwicklung" auf der Nordseite des Hochschwab.

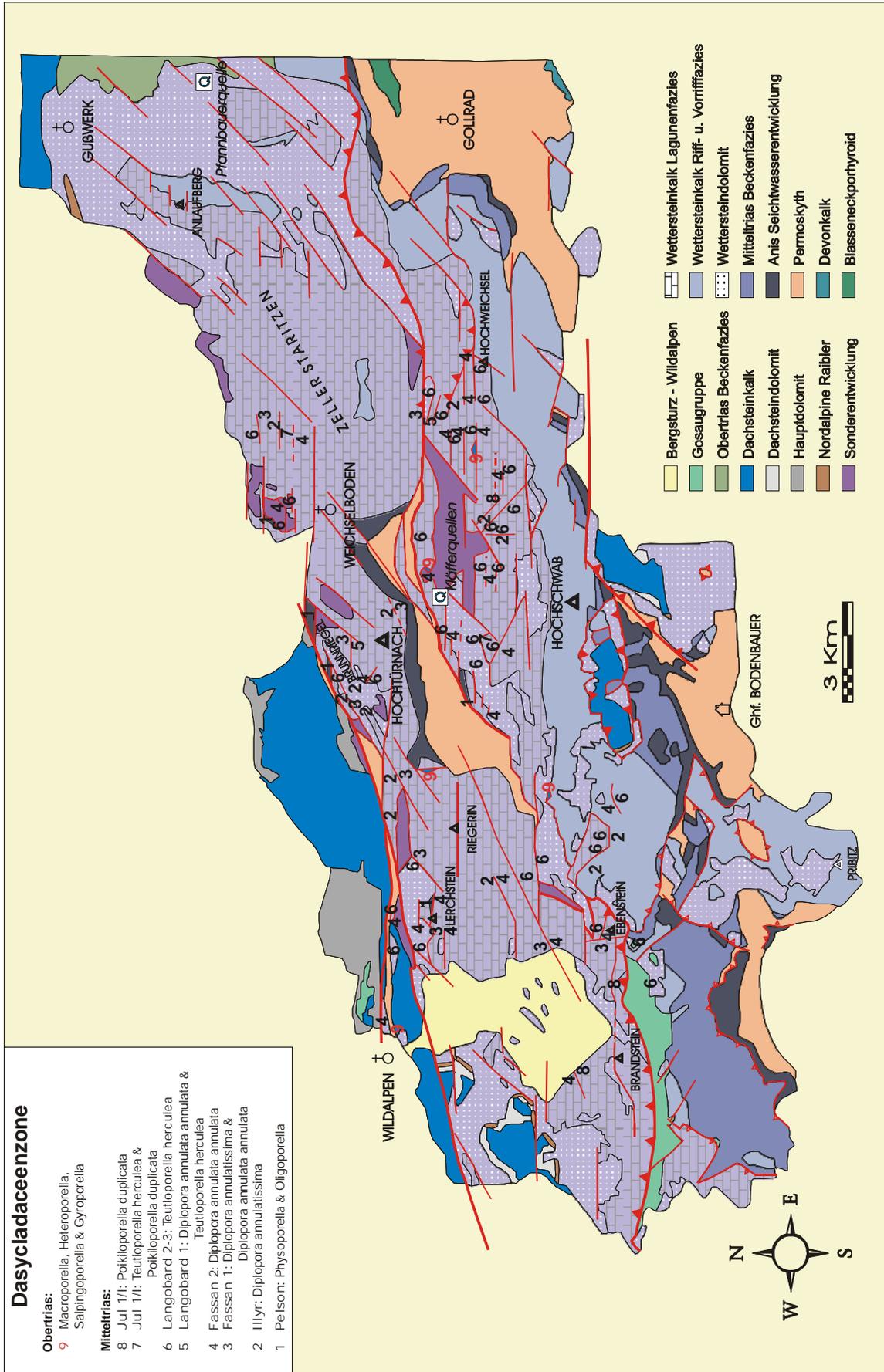


Abb. 2: Verteilung der Dasycladaceen zonen am Hochschwab und ihr Bezug zur Tektonik.

## Bedeutung der Ergebnisse für die Hydrogeologie

Große Bereiche auf der Nordseite des Hochschwabmassivs wurden von E. SPENGLER & J. STINY (1926) und darauf aufbauenden Dissertationen (z.B. E. STROBL, 1992) Diplomarbeiten (z.B. S. SALEK, 1998) als obertriadischer Hauptdolomit und Dachsteinkalk angesprochen, so zum Beispiel das Gebiet zwischen Kollmannstock – Brandstein – Häuselkogel – Schaufelwand – Ebenstein – Griesstein – Gehart – Schirnbacherkogel – Sadurz – Riegerin – Karlstein - Hochwart und Hochgang. Die Dasycladaceen belegen nun für den überwiegenden Teil ein mitteltriadisches Alter (Steinalmkalk, Wettersteinkalk, Wettersteindolomit und „Sonderentwicklung“). Für die Hydrogeologie bedeutet dies, dass entgegen der bisherigen Annahme von zwei StauhORIZONTEN (karnische Serien und Werfener Schichten) jetzt nur noch die Werfener Schichten als StauhORIZONT in Frage kommen.

Auf der Nordseite des Hochschwab konnten dunkelgraue, gut gebankte allodapische Kalke bis Dolomite auskartiert werden. Diese wurden bisher als Gutensteiner Schichten angesprochen. Mittels Dasycladaceen und Conodonten konnte ein Alter vom Pelson bis Jul 1/I nachgewiesen werden (s. Abb. 1). Die Faziesanalyse belegt flache Becken mit Dasycladaceen und Algenkrusten bis zu Becken- bis Beckenrandbildungen mit sehr feinem Detritus und vereinzelt gradierten Schichten. Da sich diese Entwicklung von den anderen mitteltriadischen Beckenentwicklungen unterscheidet, wird sie vorerst unter dem Arbeitsbegriff „Sonderentwicklung“ geführt. Da die Gesteine der Sonderentwicklung zumeist tektonisch isoliert auftreten, konnte ihre genaue Zuordnung entweder als Intraplattformbecken der Mürzalpen-Decke oder als Schürflinge einer tieferen tektonischen Einheit noch nicht geklärt werden. Sie sind nicht, wie bisher angenommen der liegende Teil der mitteltriadischen Plattform, sondern bilden ausgedehnte Schuppen, die als lokale Karstwasserhemmer fungieren.

Im Bereich zwischen Antenkar und Höll finden sich neben Wettersteinkalk –dolomit und Sonderfazies, Linsen mit Reingrabener Schichten, obertriadischen Kalken und Gosaukonglomeraten entlang bedeutender tektonischer Fugen eingeschuppt. Eine Linse SW Kanlegraben konnte mit *Epigondolella multidentata* MOSHER (WPA 219/94, det. L. Krystyn) als Hallstätter Kalk, eine andere mit Dasycladaceen: *Salpingoporella humilis* (BYSTRICKY) ( WPA 81/94, N Stadurz), *Heteroporella zankli* (OTT) (WPA 80/96, Unterer Ring) und *Griphoporella sp.* & *Salpingoporella sp.* (M 92/102/23, NE Riegerin) als Dachsteinkalk identifiziert werden. Im Hangschutt auf der NE Seite der Riegerin und südlich Kanlegraben konnten Blöcke mit roten Crinoidenspatkalken (Hierlatzkalke) aufgesammelt werden die jedoch im Anstehenden bisher nicht wiedergefunden werden konnten. Diese Schürflinge belegen tiefgreifende Bruchsysteme, die oft über große Distanzen verfolgbar sind. Ihnen kommt eine erhebliche Bedeutung für die Hydrogeologie zu.

Die morphologisch sehr stark gegliederte Landschaft mit tief eingeschnittenen Tälern und vielen Sattelzonen zeichnet sehr eindrucksvoll den komplizierten tektonischen Bau nach. Neben einem frühen NW-gerichteten Decken- und Schuppenbau und WNW-streichenden dextralen Blattverschiebungen sind am Südrand des Hochschwabgebietes noch SE- bis S-gerichtete Rücküberschiebungen ausgeprägt. Diese zeigen im Bereich der Überschiebung Höll-Grübel-Hochweichsel, wo deutlich jüngere Wettersteinkalke mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA (Langobard – Jul 1/I) auf Älteren mit *Diplopora annulatissima* PIA ( Illyr – Fassan 1) und *Diplopora annulata annulata* HERAK (Fassan – Langobard 1) zu liegen kommen, deutliche out-of-sequence Geometrien. Im Zuge der miozänen Tektonik (DECKER, K.; PERESSON, H. & FAUPL, P 1994) wird dieser Stapel entlang ungefähr W-E streichender sinistraler Blattverschiebungen zerlegt. Diese sind sehr eindrucksvoll im Unteren und Oberen Ring ausgebildet, wo die Blattverschiebungen im Abstand von wenigen Hundert Metern mit breiten und tiefgreifenden

Erosionsspalten die Felswände durchschlagen. Die Auswertung der Dasycladaceen zeigt, dass neben einem beträchtlichen lateralen Versatz auch ein erheblicher vertikaler Versatz von einigen hundert Metern vorliegen muss. Abbildung 2 zeigt einige Beispiele für diesen Versatz die durch unterschiedlich Dasycladaceenalter nördlich und südlich der Blattverschiebungen (im Norden zumeist die älteren Daten) belegt werden können. Große Versätze von einigen Hundert Metern konnten zum Beispiel südlich Brandstein: mit *Poikiloporella duplicata* PIA (Karn) südlich und *Diplopora annulata annulata* PIA (Fassan bis unteres Langobard) nördlich der Blattverschiebung; östlich Lerchkogel: südlich *Diplopora annulata annulata* PIA (Fassan – Langobard 1) - nördlich Steinalmkalk (Pelson) und nördlich Brunnriegel: *Teutoporella herculea* (STOPPANI)PIA (Langobard - Jul 1/I) südlich – Steinalmkalk (Pelson) belegt werden. Das Plateau der Zeller Staritzen zeigt morphologisch nur wenige bedeutende Störungen. Die Abfolge der Dasycladaceenzonen auf der Westseite zeigt jedoch sehr eindrücklich, dass auch hier viele kleinere Blattverschiebungen mit unterschiedlichen Sprunghöhen diesen Block zerschneiden, jedoch von der Erosion nicht so deutlich herauspräpariert wurden wie im restlichen Hochschwab. Somit liefern die Dasycladaceen auch sehr wichtige Informationen für die strukturgeologische Interpretation und können die bestehenden Modelle unterstützen und erweitern.

Diese Beispiele belegen, dass nur eine detaillierte Kartierung unter Berücksichtigung von Fazies, Stratigraphie und Tektonik eine ausreichende Grundlage für angewandte Fragestellungen, in diesem Fall für Karstwassersicherung bieten und bessere Prognosen für die Hydrogeologie ermöglichen.

- BYSTRICKY, J.: La stratigraphie et les dasycladacees du trias moyen de la serie du Drienck.- Geol. Sborn., 12/2, S.241-257, Bratislava 1966.
- DECKER, K.; PERESSON, H. & FAUPL, P.: Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannung und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen.- Jb. Geol. B.-A., 137/1, S. 5-18, Wien 1994.
- KOVACS, S.; LESS, Gy.; PIROS, O.; RETI, Zs.; ROTH, L.: Triassic formations of the Aggtelek-Rudabanya Mountains (Northeastern Hungary).- Acta Geol. Hung., 32, S. 31-63, Budapest 1989.
- OTT, E.: Dasycladaceen (Kalkalgen) aus der Nordalpinen Obertrias.- Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. Hist. Geol., 7, S. 205-226, Taf. 12-13, 5 Abb., 1 Tab., München 1967.
- OTT, E.: Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 141/1, S. 81-115, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart (1972) 1973.
- PIROS, O.: Facies and microfacies study of the Middle and Upper Triassic carbonate platform formations of the Aggtelek Mountains.- Ph. D. Thesis, 56 S., Budapest 1986.
- SALEK, S.: Geologie und Fazies des Raumes Hinterwildalpen (steirische Kalkalpen).- unveröffentl. Diplomarbeit Geol. Inst. Univ. Wien, 226 S., 187 Abb., 1 geol. Karte, Wien 1998.
- SPENGLER, E. & STINY, J.: Geologische Spezialkarte 1:75.000 der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpen, Aflenz.- Geol. B.-A., Wien 1926.
- STROBL, E.: Hydrogeologie des westlichen Hochschwab, nördlich von Eisenerz (Steiermark).- Diss. Univ. Graz, 71 S., 24 Abb., 4 Tab., 16 Fotos, 6 Beil., 5 Anh., Graz 1992.



## EIN LITHOSTRATIGRAPHISCHER UND BIOSTRATIGRAPHISCHER ÜBERBLICK ÜBER DIE GOSAU-GRUPPE DES KALKALPEN-SÜDOSTRANDES

Michael WAGREICH & Herbert SUMMESBERGER

### Einleitung

Die oberkretazisch-paläogene Gosau-Gruppe der Alpen stellen auf älterem Untergrund diskordant auflagernde, gemischt siliziklastisch-karbonatische Sedimentabfolgen dar, die auf dem alpinen Orogenkeil während bzw. nach der eo-alpinen Orogenese abgelagert wurden. Sie kennzeichnen ein charakteristisches Dehnungsstadium des eoalpinen Orogens (WAGREICH, 1995; FAUPL & WAGREICH, 2000, WAGREICH & DECKER, 2001). Die paläogeographische Entwicklung der Gosau-Gruppe zeigt generell terrestrische bis flachmarine Ablagerungen der unteren Gosau-Subgruppe, die einen topographisch stark gegliederten Schelf bis Küstenbereich am aktiven Nordrand der ostalpinen Mikroplatte, südlich des penninischen Ozeans, anzeigen (WAGREICH & FAUPL, 1994). Danach folgen tiefmarine Ablagerungen der oberen Gosau-Subgruppe, die eine rasche, diachron von Nordwesten gegen Südosten fortschreitende Absenkung in bathyale Wassertiefen anzeigen (WAGREICH, 1995).

Unter dem Begriff der Gosau-Gruppe des Kalkalpen-Südostrandes werden in dieser Arbeit Gosauvorkommen südöstlich der Weyerer Bögen, etwa vom Hochschwab im Westen bis zum Ostrand der Kalkalpen, verstanden. Mehrere klassische Gosauvorkommen liegen in diesem Gebiet: die Gosau von Gams - Hinterwildalpen im Westen, Gosauvorkommen bei Mariazell bis Frein an der Mürz, die Gosaumulde der Neuen Welt zwischen Grünbach und Piesting sowie der Kambühel bei Ternitz am Westrand des Wiener Beckens.

In dieser Arbeit werden die Schichtfolgen und neuen stratigraphischen Gliederungen der bekannten Vorkommen von Gams, Grünbach und vom Kambühel übersichtsmäßig zusammengefasst und den Lokalitäten Krampen bei Neuberg und Mooshuben im Gebiet des ÖK-Blattes 103 Kindberg gegenübergestellt.

### Die Gosau-Gruppe von Gams

Die Gosau-Gruppe von Gams umfasst Oberkreide und Paläogen-Ablagerungen vom Ennstal bis ins Gebiet des Krimpenbachs westlich von Wildalpen. KOLLMANN (1964) erstellte auf Grund einer detaillierten Kartierung und mikropaläontologischer Beprobung eine Gliederung (vgl. WAGREICH et al., 2000), wobei ein westlicher (älterer) von einem östlichen (jüngeren) Teilbereich unterschieden werden kann. Südlich des eigentlichen "Beckens" von Gams treten kleinräumige Gosauvorkommen auf überschiebenden Einheiten bis zum Hochschwabgebiet (KEGLER et al., 2000) auf. Biostratigraphische Einstufungen beruhen auf zum Teil neuen Bearbeitungen von Ammoniten, Inoceramen, Foraminiferen und kalkigem Nannoplankton (SUMMESBERGER & KENNEDY, 1995; SUMMESBERGER et al., 1999; EGGER & WAGREICH, im Druck).

Die Schichtfolge im Gebiet Gams - Krimpenbach beginnt mit rötlichen bis bräunlichen Konglomeraten der **Kreuzgraben-Formation**. Es handelt sich um weitgehend fossilfreie Ablagerungen alluvialer Schwemmfächer mit einem Alter vom Ober-Turonium bis Campanium. Darüber folgt die **Schönleiten-Formation** (KOLLMANN & SACHSENHOFER, 1998): bis 200 m mächtige kohleführende Mergel des Ober-Turoniums (Nannofossilzone CC13) mit wenigen Sandsteinbänken und Lumachellen. Die **Noth-Formation** (Ober-Turonium, SIEGL-FARKAS &

WAGREICH, 1997) setzt sich aus Sandsteinen mit Kohlelagen und Rudistenbiohermen zusammen. Charakteristisch sind Serpentin sandsteine und Gastropoden der Gattung *Trochactaeon lamarcki*. Die bis 500 m mächtige **Grabenbach-Formation** (Ober-Turonium - Santonium, CC13 - CC15) setzt sich aus dunkelgrauen Tonmergeln mit Sandsteinlagen und einem Intervall von Serpentin sandsteinen mit exotischen Geröllen zusammen. Charakteristische Faunenelemente an der Turonium-Coniacium-Grenze sind *Didymotis*, Inoceramen und *Barroisiceras haberfellneri*.

Die folgenden grauen und rötlichen siltigen Kalkmergel bis Mergel der **Krimpenbach-Formation** (SUMMESBERGER et al., 1999: Oberstes Santonium - Campanium, CC17 - CC22) führen Rudistenbruchstücke; Kohle und Konglomerate mit Exotika an der Basis. Diese Schelffazies vertritt die pelagische Nierental-Formation am Südrand des Beckens. Die bis 400 m mächtigen roten und grauen Kalkmergel, Mergel und Mergelkalke der **Nierental-Formation** stellen Tiefwasserablagerungen dar (Campanium bis Paleozän, CC18 - NP4, WAGREICH & KRENMAYR, 1993). Ablagerungsraum ist ein Tiefwasserbecken mit Wassertiefen > 500 - 1000 m. Diachron darüber folgt die bis 350 m mächtige **Zwieselalm-Formation** Maastrichtium bis Eozän, CC24 - NP12): turbiditische Sandsteine und Feinbreccien mit untergeordneten hemipelagischen Kalkmergeln. Die jüngsten nachgewiesenen Sedimente im Gebiet von Gams weisen ein untereozänes Alter auf (NP 12, EGGER & WAGREICH, im Druck).

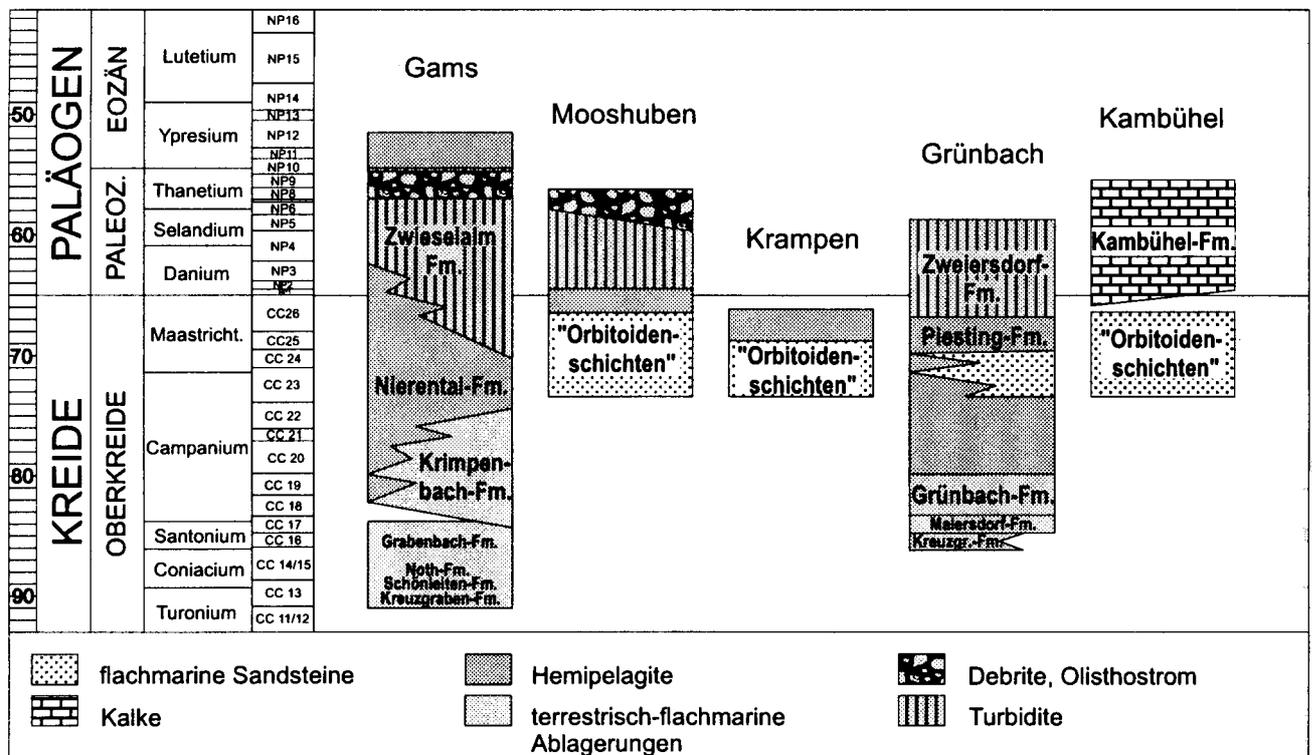


Abb. 1: Lithostratigraphische Gliederung und Fazies ausgewählter Gosauvorkommen am Südostrand der Nördlichen Kalkalpen. Chronostratigraphische Gliederung nach BERGGREN et al. (1995). NP/CC - Nannofossilstandardzonen.

## Die Gosau-Gruppe von Grünbach – Neue Welt

In den letzten Jahren wurden multistratigraphische Untersuchungen in diesem Gebiet unternommen, die folgende neue Gliederung erbrachten (u.a. SUMMESBERGER, 1997, EGGER et al., 2000; TRÖGER et al. 2000, SUMMESBERGER et al., 2000): Rötliche Basiskonglomerate der **Kreuzgraben-Formation** treten nur lokal auf. Die **Maiersdorf-Formation** (Ober-Santonium; p.p. "Transgressionsserie", SUMMESBERGER, 1997) umfasst marine, küstennahe Seichtwasserbildungen, u.a. Brachiopodenkalke, Rudistenkalke und Kalksandsteine. Diese ist durch *Placenticeras polyopsis* (Dujardin) und *Cordiceramus muelleri* Petrascheck ssp. nov. in das Ober-Santonium eingestuft. Die **Grünbach-Formation** (Unter-Campanium) umfasst sandig-tonige Lagen mit mehreren Kohleflözen ("Kohleführende Serie" in PLÖCHINGER, 1961). Die vollmarine **Piesting-Formation** (Ober-Campanium/Maastrichtium; "Inoceramenmergel" in PLÖCHINGER, 1961) ist eine mehrere hundert Meter mächtige siliziklastische Folge von Sand- und Siltsteinen mit mehr oder weniger Tongehalt und zwischenlagernden Sandsteinen und Konglomeraten („Orbitoidensandsteine“). Ober-Campanium ist mit Foraminiferen (OBERHAUSER in PLÖCHINGER, 1961) und *Pseudokosmaticeras brandti* (REDTENBACHER) nachgewiesen, Untermaastricht durch Neufunde von *Pachydiscus neubergicus* (VON HAUER) und Inoceramen der „Muntigler Fauna“ (TRÖGER et al., 2000), die im Bereich des Typusprofils (Piesting/Südfahrt, Piesting/Sportplatz) neben Spurenfossilien das dominierende Faunenelement sind. Das Teilprofil des Piestinger Sportplatzes ergab eine Nannoflora der Nannozone CC24 und eine paläomagnetische Einstufung in Chron 31R (SUMMESBERGER et al., 2000). Die turbidit-dominierten "**Zweiersdorfer Schichten**" (Danium - Thanetium; PLÖCHINGER, 1961) überlagern die Piesting-Formation im eng begrenzten Typusgebiet.

## Die Gosaugruppe vom Kambübel bei Ternitz

Eine charakteristische Abfolge der Gosau-Gruppe im südöstlichsten Teil der Kalkalpen ist im Gebiet des Kambübel bei Ternitz aufgeschlossen. Der Kambübel wurde zuletzt von TRAGELEHN (1996) untersucht. Hier folgt über orbitoidenführende Kalksandsteine und Mergel (Piesting-Formation?) eine Karbonatplattform-Abfolge der **Kambübel-Formation** ("Kambübelkalk", TOLLMANN, 1976), die altersmäßig den Grenzbereich Maastricht-Paleozän bis höheres Paleozän (Thanetium) umfaßt. Nach TRAGELEHN (1996) kann diese Abfolge in die St. Lorenzen-Subformation (grobdetritische Kalke, Ober-Maastrichtium - Danium) und in die Ragglitz-Subformation (i.w. korallen- und algenreiche Riffkalke, Danium - Thanetium) geteilt werden.

## Gosauvorkommen auf Blatt 103 Kindberg

Die Lokalität **Krampen bei Neuberg** an der Mürz zeigt eine Abfolge von Kalksandsteinen und Konglomeraten zu sandigen Mergeln, aufgeschlossen entlang der Straße Krampen - Mürzsteg westlich des Tirolbachs. Der tiefere Teil der Abfolge kann zu den "Orbitoidensandsteinen" (Ober-Campanium - Unter-Maastrichtium?) gestellt werden. Im hangenden befindet sich eine etwa 20 m mächtige Abfolge sandiger Mergel bis Feinsandsteine, die unter dem Begriff "Inoceramenschichten" (Maastrichtium, Piesting-Formation?) zusammengefasst wurden. Diese Sedimente wurden in tieferen Wasser abgelagert, wie die feinkörnige Fazies und das Auftreten von *Zoophycos* Lebensspuren anzeigt.

In einem überwachsenen Steinbruch in Krampen befindet sich die Typlokalität des Ammoniten *Pachydiscus neubergicus* (VON HAUER, 1858). Dieser Ammonit wurde erstmals von VON HAUER (1858) beschrieben und zuletzt von KENNEDY & SUMMESBERGER (1986) revidiert. Das

Erstauftreten von *Pachydiscus neubergicus* gilt derzeit als jener Bioevent, der für die Definition der Untergrenze des Maastrichtiums herangezogen wird (ODIN, 1996). *Pachydiscus neubergicus* ist weltweit verbreitet, weist allerdings eine relativ lange Reichweite bis ins obere Maastrichtium auf. So ist das Vorkommen in Krampen auf Grund von Nannofossilaten von den Ammonitenstücken in die Nannozone CC25b, also ins obere Unter-Maastrichtium einzustufen (WAGREICH in KENNEDY & SUMMESBERGER, 1986).

Die Lokalität **Mooshuben** bei Mariazell/Halltal wurde von LEIN (1982) und TRAGELEHN (1996) bearbeitet. TRAGELEHN (1996) beschreibt eine Abfolge von Orbitoidensandsteinen des Ober-Maastrichtiums, die in Mergel und eine turbiditische Abfolge mit gradierten Breccien- und Sandsteinlagen übergeht, die nach LEIN (1982) in das Paleozän (NP2 - NP8, Danium - Thanetium) einzustufen sind. Zwischengelagert bzw. über dieser Abfolge finden sich bis zu 20 m große Kalkblöcke der Kambühel-Formation, die zu einem oder mehreren mächtigen Olisthostromlagen gehören.

## Literatur

- BERGGREN, W.A., KENT, D.V., SWISHER, C.C. & AUBRY, M.-P.: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. - SEPM Spec. Publ. 54, 129-212, Tulsa 1995.
- EGGER, J., KOLLMANN, H.A., SANDERS, D., SUMMESBERGER, H. & WAGREICH, M.: Cretaceous of eastern Austria. - Field trip Guide 6<sup>th</sup> Internat. Cretaceous Symp. Vienna, 1-56, Wien 2000.
- EGGER, H. & WAGREICH, M.: Upper Paleocene - Lower Eocene nannofossils from the Gosau Group of Gams/Styria (Austria). - Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss, Wien (Arbeit im Druck).
- FAUPL, P. & WAGREICH, M.: Late Jurassic to Eocene palaeogeography and geodynamic evolution of the Eastern Alps. - Mitt. Österr. Geol. Ges. 92, 79-94, Wien 2000.
- KEGLER, P., ANDRÉS, C. & TRAGELEHN, H.: Neukartierung der Gosau des Hochschwab-Gebietes (Steiermark/Österreich) - Ergebnisse zur Fazies, Biostratigraphie und Paläogeographie. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. 43, 71-72, Leoben 2000.
- KENNEDY, W.J. & SUMMESBERGER, H.: Lower Maastrichtian ammonites from Neuberg, Steiermark, Austria. - Beitr. Paläont. Österr., 12, 181-242, Wien 1986.
- KOLLMANN, H.A.: Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams (Steiermark, Österreich). - Jb. Geol. B.-A. 107, 71-159, Wien 1964.
- KOLLMANN, H.A. & SACHSENHOFER, R.: Zur Genese des Gagats von Gams bei Hieflau (Oberkreide, Steiermark). - Mitt. Ref. Geol. Paläont. Landesmuseum Joanneum, SH2, 223-238, Graz 1998.
- LEIN, R.: Vorläufige Mitteilung über ein Vorkommen von flyschoider Gosau mit Komponenten paleozäner Riffkalke in den Mürztaler Alpen. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. 28, 121-132, Wien 1982.
- ODIN, G.S.: Definition of a Global Boundary Stratotype Section and Point for the Campanian/Maastrichtian boundary. - Bull. Inst. roy. Sc. Natur. Belgique, Sci. de la Terre, 66-Supp., 111-117, Brüssel 1996.
- PERCH-NIELSEN, K.: Mesozoic calcareous nannofossils. - In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (eds.). Plankton Stratigraphy, 329-426, Cambridge 1985 (Cambridge Univ. Press).
- PLÖCHINGER, B.: Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (N.Ö.). - Jb. Geol. B.-A., 104, 359-441, Wien 1961.
- SUMMESBERGER, H.: The Cretaceous of the Grünbach - Neue Welt Basin. - In: PILLER, W.E., SUMMESBERGER, H., DRAXLER, I., HARZHAUSER, M. & MANDIC, O.: Meso- to Cenozoic tropical/ subtropical climates - Selected examples from the Northern Calcareous Alps and the Vienna Basin. - Excursion Guides Second Europ. Palaeont. Congr. Climates: Past, Present and Future, 77-89, Wien 1997.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. - 580 S., Wien 1976 (Deuticke).

- TRAGLEHN, H.: Maastricht und Paläozän am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (Niederösterreich, Steiermark). - Unveröff. Diss. Univ. Erlangen, 216 S., Erlangen 1996.
- TRÖGER, K.-A., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & SCHOLGER, R.: Early Maastrichtian Inoceramids of the Gosau Group (Austria). - 6.Int. Cretaceous Symp. Vienna 2000. Abstr. Vol., p. 138, Wien 2000.
- SIEGL-FARKAS, Á & WAGREICH, M.: Correlation of palyno- (spores, pollen, dinoflagellates) and calcareous nannofossil zones in the Late Cretaceous of the Northern Calcareous Alps (Austria) and the Transdanubian Central Range (Hungary). - Adv. Austrian-Hungarian Geol. Res., 1996, 127-135, Budapest 1997.
- SUMMESBERGER, H. & KENNEDY, W.J.: Turonian ammonites from the Gosau Group (Upper Cretaceous; Northern Calcareous Alps; Austria) with a revision of *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER, 1866). - Beitr. Paläont. 21, 105-177, Wien 1996.
- SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M., TRÖGER, K.-A. & JAGT, J.W.M.: Integrated biostratigraphy of the Santonian/Campanian Gosau Group of the Gams area (Late Cretaceous; Styria, Austria). - Beitr. Paläont. 24, 155-205, Wien 1999.
- SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M., TRÖGER, K.-A. & SCHOLGER, R.: Piesting-Formation, Grünbach-Formation und Maersdorf-Formation - drei neue lithostratigraphische Termini in der Gosau Gruppe (Oberkreide) von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). - Ber. Inst. Geol. Paläont. K.-F.-Univ. Graz, 2, 23, Graz 2000.
- WAGREICH, M.: Subduction tectonic erosion and Late Cretaceous subsidence along the northern Austroalpine margin (Eastern Alps, Austria). - Tectonophysics 242, 63-78, Amsterdam 1995.
- WAGREICH, M.: Paleocene - Eocene paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Gosau Group, Austria). - Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss, Wien (Arbeit im Druck).
- WAGREICH, M. & DECKER, K.: Sedimentary tectonics and subsidence modelling of the type Upper Cretaceous Gosau basin (Northern Calcareous Alps, Austria). - Int. J. Earth Sci., Berlin 2001 (Arbeit im Druck).
- WAGREICH, M. & FAUPL, P.: Palaeogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 110, 235-254, Amsterdam 1994.
- WAGREICH, M. & KRENMAYR, H.-G.: Nannofossil biostratigraphy of the Late Cretaceous Nierental Formation, Northern Calcareous Alps (Bavaria, Austria). - Zitteliana 20, 67-77, München 1993.
- WAGREICH, M., SUMMESBERGER, H. & KOLLMANN, H.A.: Zur Lithostratigraphie der Gosau-Gruppe von Gams (Steiermark). - Ber. Inst. Geol. Paläont. K.-F.-Univ. Graz, 2, 24-25, Graz 2000.



## DIE GOSAU-VORKOMMEN VON MOOSHUBEN UND KRAMPEN IN DEN STEIRISCHEN MÜRZALPEN

Harald LOBITZER

mit Beiträgen von EGGER, H., HRADECKÁ, L., LELKES-FELVÁRI, Gy., OTTNER, F.,  
SIEGL-FARKAS, Á., SVOBODOVÁ, M. & SVÁBENICKÁ, L.

### DAS GOSAU-VORKOMMEN VON MOOSHUBEN

Das Gosau-Vorkommen von Mooshuben liegt etwa 4 km SO Mariazell in der NW-Ecke von ÖK 103 bzw. in der SW-Ecke von ÖK 73 und wird im Westen vom Dachsteinkalkstock der Sauwand begrenzt, im Süden vom Freingraben bzw. Falbersbach, im Osten vom Fuße des Hohen Student sowie im Norden vom Salzatal.

Bekannt ist dieses Gosau-Vorkommen im Mariazeller Land bereits seit den Aufnahmsarbeiten von VACEK und GEYER im späten 19. Jahrhundert. Mit dem Nachweis der Foraminifere *Haplophragmium grande* REUSS verdanken wir BITTNER (1898) den ersten und bis zu unseren Untersuchungen wohl einzigen Nachweis von Fossilien in den grauen Mergeln der Mooshuben. Eine erste Detailbearbeitung führte schließlich CORNELIUS (1936, 1939, 1952) durch, wobei er in der Spezialkarte 1:75000, Bl. Mürzzuschlag, vier lithologische Einheiten unterschied, nämlich Konglomerate, Kalksteine, Mergel und Sandstein sowie Rote Mergel-Nierentaler Schichten. Die gesamte Schichtfolge wurde als oberkretazisch erachtet. Erste, noch sehr vorsichtig formulierte Hinweise auf einen Dan- bzw. Alttertiär Anteil in der Gosau des Sauwand-Nordfusses verdanken wir FLÜGEL (1963). Diese vermutete Alterseinstufung beruht auf Funden von (?)Globorotalien in Gosau-Kalken, die auch nicht selten Rotalgen (Corallinaceen, Solenoporaceen) sowie Bryozoen und Korallen führen. Nach neuer Erkenntnis sind diese Kalke dem Kambühekalk des Paleozäns zuzurechnen (TRAGELEHN, 1996 unpubl). Weiters untersuchte FLÜGEL auch Gosau-Sandsteine aus dem „Gosaubecken von Mooshuben bzw. Washuben“, wo ihm auch der Nachweis von Orbitoiden des unteren Maastricht gelang. Erst LEIN (1982) gelang schließlich der gesicherte Nachweis eines paleozänen Anteils am Schafkogel, wobei die paleozäne flyschoider Gosau von Mooshuben aus einer Sandstein-Breccien-Wechselfolge besteht, die vom Dan bis einschließlich Thanet reicht und der hangende Olisthostrom mit Paleozänriffkalk-Komponenten das oberste Thanet repräsentieren dürfte. LEIN verdanken wir auch die erste Dokumentation von Nannofloren (det. STRADNER) sowie einer Foraminiferen-Faunula (det. RÖGL), während bislang keine Funde von Makrofossilien aus den Mergeln der Gosau von Mooshuben bekannt sind.

Die Neukartierung der Mooshubener Gosau durch MANDL (Manuskript 1999) zeigte schließlich eine wesentlich differenziertere Schichtfolge, wobei allerdings zu bemerken ist, daß zusammenhängende Aufschlüsse sehr selten sind und außerdem erhebliche Abschnitte der Mooshuben Rutschgelände darstellen. Unser Versuch einer weiteren biostratigraphischen Untergliederung der feinklastischen Sedimente mit Hilfe von Nannofossilien, Foraminiferen und palynologischer Studien zeigte, daß man in der Mooshubener Gosau von einer Schichtfolge ausgehen kann, die den Zeitabschnitt Obercampan-Maastricht bis Paleozän umfaßt.

Die wenigen Proben aus den grauen Mergeln („Inoceramenmergel“) im Bereich des Steinbauerkogels bzw. im Graben SW des Gehöfts Steinbauer erwiesen sich sowohl als nannosteril als auch als nicht Palynomorphen-führend. Ein Teil der Nierentaler Schichten war hingegen gut einstuftbar, wobei die Aufschlüsse im Graben zwischen dem Hiasbauerriegel und dem Steinbauer dem Obercampan-Untermaastricht bzw. dem Maastricht zugeordnet werden

konnten sowie jene aus roten Nierentaler Mergeln der Forststraße, die vom Gehöft Riegler nach SW führt (Probe MO21), dem Maastricht bzw. dem Bereich direkt über oder an der K/T-Grenze. Eine Probe aus den Paleozän-Mergeln des Freingrabens war der Nannoplankton-Zone NP6 zuordenbar, eine andere aus einem Graben unweit SO vom Eibelbauer der Zone NP2.

### Foraminiferen

Von den bislang 10 untersuchten Proben erwiesen sich 9 als Foraminiferen-führend, wobei die Erhaltung nicht selten relativ gut ist. Ebenso sind die Faunen z.T. reich, insbesondere jene aus der Nierental-Formation. Hingegen sind die Paleozän-Assoziationen durch aufgearbeitete Oberkreidefaunen charakterisiert. Für die stratigraphische Korrelierung wurden die Plankton-Zonierungen von CARON (1985) sowie ROBASZYNSKI & CARON (1995) angewandt.

### Weiterer Schlämmrückstand

Ostracoden finden sich selten im Schlämmrückstand der obercampanen Nierentaler Schichten von Probe MO9. Ein einzelner Fischzahn findet sich in den Nierentaler Schichten der Ober-Maastricht - Probe MO15. In Schlämmrückständen der Paläogen-Mergel ist der stark erhöhte Anteil an Muskowit und Quarz, manchmal auch an Pyrit, sehr auffällig.

### Nannoplankton

Von den 22 untersuchten feinklastischen Proben erwiesen sich 13 als Nannoplankton-führend, wobei der Erhaltungszustand meist schlecht bis sehr schlecht ist und lediglich selten mittelmäßig (Paleozän-Probe M01).

### Liste feinklastischer Proben aus der Mooshubener Gosau

- Probe MO 1: Plastisch weiche graue Mergel, rostbraun, oxidiert, z.T. vermengt mit ?Paleozänkalk-Geröllen. Graben nördlich der Straße vom Eibelbauer zum Freingrabens. Die Foraminiferen-Assoziation von Probe MO1 ist sehr artenarm und kleinwüchsig: *Subbotina triloculinoides* (PLUMMER), *Nonionella insecta* (SCHWAGER) sowie *Lenticulina* sp. Diese Faunula spricht für Dan. Weiters findet sich *Pullenia cretacea* CUSHMAN, die aus der Kreide umgelagert wurde. Die Nannoflora zeigt mittelmäßigen Erhaltungszustand und ist reich. Das Paleozän-Alter (NP2) wird durch folgende Taxa bestätigt: *Ericsonia subpertusa*, *Cruciplacolithus tenuis* und *Thoracosphaera operculata*. Palynomorphen wurden nicht nachgewiesen.
- Probe MO2: Glimmerreiche, dunkelgraue sandig-mergelige 15cm dicke Zwischenlage in mehrerer Meter mächtiger Sandstein-Folge. Südufer des Falbersbachs im Freingrabens. Bislang wurden keine Foraminiferen nachgewiesen. Die Nannoflora von Probe MO2 bestätigt Paleozän (NP6), wobei der Erhaltungszustand schlecht sowie die Nannofossilien nicht häufig sind: *Ericsonia subpertusa*, *Heliolithus kleinPELLI*, *Chiasmolithus consectus*, *Fasciculithus tympaniformis*. Die palynologische Analyse (Tab. „Sporomorpha“) zeigt eine arme Vergesellschaftung von Sporomorphen, Dinoflagellaten-Zysten (1 Exemplar) sowie eine organische Mikrofazies, die sich aus Kohle- und Harz-Partikel zusammensetzt; dies deutet auf einen küstennahen Ablagerungsraum. Da oberkretazische Normapolles fehlen, weist auch das Palynospektrum auf Paläogen.
- Probe MO 3: Mischprobe aus blauen Mergeln, grünlichgrauen sandigen Mergeln und Sandsteinen sowie geröllführendem mergeligen Sandstein. Probenpunkt ca. 20 m bachaufwärts von Probe MO 2 im Falbersbach/Freingrabens. Der Aufschluß ist über 6m lang; ein kleiner Seitengrabens ergießt sich wasserfallartig in den Falbersbach. Foraminiferen [*Subbotina triloculinoides* (PLUMMER)] sind sehr selten und deuten auf Paleozän/Dan. Die Probe erwies sich als nannosteril und auch die extrem seltenen Sporomorphen (Tab. „Sporomorpha“) erlauben keine Altersaussage.

- Probe MO 4: Mittel-blaugraue Mergel, z.T. sandig; winziger Aufschluß im Falbersbach etwa 40 m östlich der Straßenkreuzung der Freingrabenstraße mit der Straße zum Eibelbauer. Unmittelbar östlich davon steht an der Straße eine Kalkrippe an. Bachaufwärts stehen kurz danach Konglomerate an, die mit rotem mergelig-schieferigem Material gebunden sind. Das Palynospektrum (Tab. „Sporomorpha“) zeigt eine Sporomorphen-Assoziation des Paleozäns.
- Probe MO 5: Plastischer mittelgrauer Ton in unscheinbarem kleinen Graben östlich der Schotterstraße, die von Mooshuben Richtung SO zum Falbersbach führt, an der Grenze zwischen Wald und Wiese. Die Probe erwies sich als nannosteril und die wenigen Sporomorphen deuten auf paleozänes Alter.
- Probe MO 6: Sandige Mergel von ca. 2 m hohem Anriß einer Sandstein-Mergel-Wechselfolge hinter (östlich) eines Stalls, der SO der Straßenabzweigung von der Mooshubenstraße zum Eibelbauer liegt. Nannosteril, keine Palynomorphen!
- Probe MO 7: Hellgraue, sandige Mergel der Nierental-Formation, z.T. rostbraun oxidiert, z.T. sehr hart. Oberer Abschnitt des Grabens zwischen Hiasbauerriegel und Steinbauer, westliche Bachböschung. Die Nannofossilien von Probe MO7 zeigen einen schlechten Erhaltungszustand (fast nur Bruchstücke) und sind zudem selten, erlauben aber dennoch eine Einstufung in das Obercampan. Die Assoziation umfaßt folgende Taxa: *Arkhangelskiella cymbiformis* (kleine Exemplare), *Aspidolithus parvus*, *Micula decussata*, *Watznaueria barnesae*, *Cribrosphaerella ehrenbergii*, *Lucianorhabdus cayeuxii*. Auch die Sporomorphen-Assoziation (Tab. „Sporomorpha“) bestätigt obercampanes Alter.
- Probe MO 8: Sehr weiche, hell gelbgraue Mergel der Nierental-Formation etwas oxidiert. Westliche Böschung im Graben zwischen Hiasbauerriegel und Steinbauer, kleiner Aufschluß. Nannoplankton ist selten und schlecht erhalten; folgende Taxa waren bestimmbar: *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Watznaueria barnesae*, *Prediscosphaera cretacea*, *Cribrosphaerella ehrenbergii*, *Aspidolithus parvus constrictus*, *Micula decussata*, *Stradneria crenulata*. Obercampan. Die Sporomorphen-Assoziation ist jener von Probe MO7 sehr ähnlich (Tab. „Sporomorpha“).
- Probe MO 9: Weiche hell gelbgraue Mergel der Nierental-Formation, sehr ähnlich wie Probe MO 8. Mehrere Meter mächtiger Aufschluß im Bachbett bzw. an der östlichen Böschung des Grabens zwischen Hiasbauerriegel und Steinbauer. Die Foraminiferen-Assoziation von Probe MO9 erwies sich als arten- und individuenreich und sowohl Plankton, als auch Benthos zeigt reiche Assoziationen; auch Ostracoden finden sich selten. Der Erhaltungszustand ist gut. Obercampan (?*Globotruncana aegyptiaca* Zone) kann durch folgende Foraminiferen-Assoziation bestätigt werden: *Stensioeina pommerana* BROTZEN, *Bolivinoidea draco* (MARSSON), *Fissurina orbignyana* SEQUENZA, *Gavelinella monterelensis* (MARIE), *Neoflabellina efferata* (WEDEKIND), *Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER), *Heterohelix* sp., *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK), *Pullenia cretacea* CUSHMAN, *Gaudryina cretacea* (KARRER), *Marssonella oxycona* (REUSS), *Abathomphalus intermedius* (BOLLI), *Praebulimina carseyae* (PLUMMER), *Gavelinella whitei* (MARTIN), *Globigerinelloides subcarinata* (BRÖNNIMANN), *Pseudovigierina cristata* (MARSSON), *Angulogavelinella bettenstaedti* HOFKER, *Planularia liebusi* BROTZEN, *Lagena sulcatiformis* POZARYSKA & URBÁNEK, *Marginulina curvatura* CUSHMAN, *Reussella cimbrica* (BROTZEN), *Bolivina incrassata* REUSS, *Cibicidella* sp., *Gaudryina carinata* FRANKE, *Gavelinella clementiana costata* (MARIE), *Globotruncana lapparenti* BROTZEN, *Globotruncanita stuartiformis* (DALBIEZ), *Gavelinella clementiana convexa* EDWARDS, *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana linneiana* (d'ORBIGNY), *Rosita fornicata* (PLUMMER), *Rugoglobigerina macrocephala* BRÖNNIMANN, *Ammodiscus cretaceus* (REUSS) – Bruchstück, *Gaudryina bentonensis* (CARMAN), *Dorothia bulletta* (CARSEY) und *Globotruncana aegyptiaca* NAKKADY. Die Nannofossilassoziatio n ist hingegen sehr artenarm und zeigt einen sehr schlechten Erhaltungszustand: *Watznaueria barnesae* und *Lucianorhabdus cayeuxii*. Die Sporomorphen-Assoziation ist der Tab. „Sporomorpha“ zu entnehmen.

- Probe MO11: Bläulichgraue weiche Mergel (?Inoceramenmergel), am östlichen Ufer des Pitzgrabens unweit südlich der Straße, die zum Steinbauer führt. Der kleine Aufschluß liegt im Rutschgebiet. Das nicht häufige und schlecht erhaltene Nannoplankton (*Arkhangelskiella cymbiformis* (klein), *Cribrosphaerella ehrenbergii*, *Calculites obscurus*, *Watznaueria barnesae*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Stradneria crenulata*, *Prediscosphaera cretacea*, *Reinhardtites levis*, *Microrhabdulus decoratus*, *Quadrum sissinghii*, *Aspidolithus parvus*) erlaubt eine Einstufung in die Nannozone CC22, d.h. Obercampan. Die palynologische Analyse zeigt häufig inkohlte Massulae von *Semioculopollis minutus* KR. & PACLT., der ebenso Obercampan (bis ? Untermaastricht) bestätigt.
- Probe MO12: Hell rostbraune Mergel (?Inoceramenmergel) mit Geröllen durchsetzt im Graben, der vom Steinbauer nach Westen verläuft. Nannosteril, keine Palynomorphen!
- Probe MO13: Hell rostbraune weiche Mergel (?Inoceramenmergel) mit Geröllen durchsetzt, weiter grabenabwärts (beim Jagdhäuschen) im Graben, der vom Steinbauer nach Westen verläuft. Nannosteril, keine Palynomorphen!
- Probe MO14: Lilarote Mergel der Nierental-Formation im untersten Abschnitt des Grabens zwischen dem Mooshubenwirt und dem Gehöft Steinbauer, bevor der Graben in den Pitzgraben mündet. Probe von westlicher Uferböschung. Das schlecht erhaltene und nicht häufige Nannoplankton von Probe MO14 ermöglicht eine Einstufung in das Maastricht und umfaßt folgende Taxa: *Arkhangelskiella cymbiformis* (groß), *Micula decussata*, *Watznaueria barnesae*. Die reiche und gut erhaltene Foraminiferen-Assoziation besteht zu 80-90% aus Plankton bzw. 10-20% Benthos und ermöglicht eine Präzisierung der biostratigraphischen Einstufung in die *Abathomphalus mayaroensis* Zone des Obermaastricht. Folgende Taxa wurden nachgewiesen: *Ventilabrella eggeri* CUSHMAN, *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK) – häufig, *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN) – häufig, insbesondere in der Grobfraction, *Bolivinooides draco* (MARSSON), *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT) – häufig, insbesondere in der Grobfraction, *Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK), *Racemiguembelina fructicosa* (EGGER), *Pseudoguembelina palpebra* BRÖNNIMANN & BROWN, *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI), *Pseudoguembelina excolata* (CUSHMAN), *Gublerina cuvillieri* KIKOÍNE und *Globotruncanella petaloidea* (GANDOLFI).
- Probe MO15: Wie Probe MO 14, jedoch etwa 20 m grabenaufwärts von Probe MO 14; Probenentnahme an östlicher Uferböschung; etwa 6 m bachaufwärts mündet Seitengraben ein, der vom Steinbauer herabkommt und aus dem die Proben MO 12 und MO 13 stammen. Das sehr schlecht erhaltene und sehr seltene Nannoplankton von Probe MO15 ermöglicht mit *Micula decussata* und *Watznaueria barnesae* keine genauere Einstufung als Oberkreide. Hingegen erweist sich die Foraminiferenfauna, die – wie Probe MO14 – zu 80-90% aus Plankton besteht, als reich und gut erhalten und erlaubt eine Einstufung in die *A. mayaroensis* Zone des Obermaastricht. Folgende Taxa konnten bestimmt werden: *Ventilabrella eggeri* CUSHMAN – häufig, *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK) – häufig, *Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK), *Racemiguembelina fructicosa* (EGGER), *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI), *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT), *Gansserina gansseri* (BOLLI), *Globotruncana falsostuarti* SIGAL, *Globotruncanella petaloidea* (GANDOLFI), *Globotruncanita conica* (WHITE), *Globotruncanella citae* (BOLLI), *Heterohelix striata* (EHRENBERG), *Pseudoguembelina excolata* (CUSHMAN), *Gavelinella clementiana laevigata* (MARIE), *Ellipsoglandulina concinna* OLBERTZ – selten, *Ammodiscus cretaceus* (REUSS), *Spiroplectammina cretosa* CUSHMAN – selten, *Praebulimina spinata* (CUSHMAN & CAMBELL) – selten, *Dorothia* sp. – selten, *Rosita fornicata* (PLUMMER) und *Stensioeina pommerana* BROTZEN – selten.
- Probe MO16: Überwiegend graue, aber auch rote weiche Mergel der Nierental-Formation im Graben zwischen Gh. Mooshubenwirt und Steinbauer. Die Probe stammt aus dem unterstem Anteil einer Graumergelpartie. Diese Mergel sind bachaufwärts mehrere Zehnermeter gut aufgeschlossen. Das schlecht erhaltene und seltene Nannoplankton von Probe MO16 spricht

für Obercampan-Untermaastricht und umfaßt folgende Taxa: *Watznaueria barnesae*, *Micula decussata*, *Stradneria crenulata* und *Arkhangelskiella cymbiformis* (klein).

- Probe MO17: Weiche graue Mergel der Nierental-Formation. Im etwa 25-30 m durchgehend aufgeschlossenen Abschnitt der Nierental-Formation überwiegen jedoch rote Mergel. Die Probe wurde etwa 20 m oberhalb der Basis dieses Aufschlusses entnommen. Graben zwischen Gh. Mooshuben und Steinbauer. Das Nannofossilpektrum von Probe MO17 erweist sich sowohl vom Erhaltungszustand, Individuen-Seltenheit und Taxa-Spektrum als identisch mit Probe MO16. Daraus resultiert auch die Einstufung in das Obercampan-Untermaastricht, die durch das häufige Auftreten von inkohlten Massulae des Sporomorphen *Semioculipollis minutus* KR. & PALLT. (1967) bestätigt wird.
- Probe MO18: Rote, ± weiche Mergel der Nierental-Formation; oberes Ende des Aufschlusses von MO17 der rot/grau wechsellagernden bzw. fleckig durchwachsenen Nierental-Formation. Auch die Nanno-Assoziation von Probe MO18 ist mit jener der Proben MO16 und MO17 in jeder Hinsicht identisch.
- Probe MO19: Dunkel ocker/rostfarbiger sehr weicher und plastischer Ton, durchsetzt von Wurzelwerk, darüber Humusschicht. Die Probe stammt aus einem kleinen und seichten Gerinne im Wald am Übergang zur Wiese, etwa 300 m SW des Gh. Mooshubenwirt. Die Probe ist nannosteril und lieferte lediglich ein Bruchstück der Foraminifere *Ammodiscus* sp. sowie drei unbestimmbare agglutinierte Foraminiferen. Aufgrund des hohen Anteils von Quarz und Muskowit erscheint ein paleozänes Alter möglich; Pyrit ist selten.
- Probe MO21: Überwiegend rote, selten graue Mergel der Nierental-Formation als Spaltenfüllung in z.T. konglomeratischen Kalken. Südliche Böschung an der Forststraße, die vom Gehöft Riegler nach SW führt. Die Probe MO21 lieferte eine interessante Nannoplankton-Assoziation, die möglicherweise direkt über bzw. an der K/T-Grenze zu liegen kommt; folgende Taxa wurden bestimmt: *Micula decussata*, *Cyclagelosphaera reinhardtii*, *Thoracosphaera* sp. (mehrfach), *Markalius inversus* und *Braarudosphaera bigelowii*.
- Probe MO22: Rote harte Mergel der Nierental-Formation; wie Probe MO 21, jedoch eine Kehre höher an südlicher Straßenböschung entnommen. Das nicht seltene Nannoplankton von Probe MO22 zeigt schlechte Erhaltung und besteht aus folgenden Taxa: *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Watznaueria barnesae*, *Micula decussata* und *Stradneria crenulata*. Maastricht. Die arten- und individuenreiche Foraminiferen-Assoziation wird von Plankton dominiert (80-90%), wobei die Foraminiferen-Schalen feinkörnig rekristallisiert sind. Die im folgenden angeführte Fauna erlaubt eine Einstufung in die *Abathomphalus mayaroensis* Zone des Obermaastricht: *Pseudotextularia elegans* (RZEHAKE) – häufig, *Racemiguembelina fructifera* (EGGER) – häufig, *Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK), *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN) (= *Rosita contusa*) – häufig, *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI), *Heterohelix striata* (EHRENBERG), *Ammodiscus cretaceus* (REUSS), *Globotruncanella stuarti* (de LAPPARENT), *Globotruncanella stuartiformis* (DALBIEZ), *Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER) und *Gublerina cuvillieri* KIKOÍNE.
- Probe MO23: Graue, relativ harte Mergel der Nierental-Formation in Spitzkehre (westliche steile Straßenböschung) zwischen Probe MO21 und MO22. Es dominieren ziemlich schlechte Erhaltung, wobei die Schalen grobkörnig rekristallisiert sind. Das Plankton/Benthos-Verhältnis ist 1:1; Ostracoden sehr selten. Mit Vorbehalt ist eine Einstufung in die *Globotruncanella havanensis* Zone (?) des Obercampan möglich. *Rosita fornicata* (PLUMMER), *Gavelinella* sp., *Stensioeina pommerana* BROTZEN, *Pseudotextularia elegans* (RZEHAKE), *Globotruncanella stuartiformis* (DALBIEZ), *Gaudryina cretacea* (KARRER), *Dorothyia bullata* (CARSEY), *Bolivina incrassata* REUSS und *Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK).
- Probe MO24: Graue Mergel von südlicher Straßenböschung der Forststraße, die vom Gehöft Riegler nach Süden führt, bzw. auch von der Hauptstraße südlich des Gasthauses Wieland nach Westen abzweigt. Der Aufschluß ist total zugewachsen und mußte aufgegraben werden. Die gut



## **PALYNOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN**

Von den 27 palynologisch untersuchten feinklastischen Proben aus der Mooshuben-Gosau erwiesen sich 10 als Palynomorphen-führend, wobei der Erhaltungszustand mittelmäßig bis gut ist (Abb1). Auch die Sporomorphen erlauben eine stratigraphische Zuordnung der feinklastischen Proben in das Campan/Maastricht bzw. in das Paleozän. Die roten Nierentaler Schichten erwiesen sich als steril im Hinblick auf Palynomorphen.

## **MINERALOGISCHE UND TONMINERALOGISCHE ZUSAMMENSETZUNG**

An folgenden Proben wurde mittels XRD der Gesamtmineralbestand qualitativ und semiquantitativ sowie die Zusammensetzung der Tonminerale in der  $<2\mu\text{m}$  Fraktion bestimmt: Mo 1, Mo 2, Mo 7, Mo 8, Mo 9, Mo 11, Mo 14, Mo 15, Mo 21.

### **Methodik**

#### ***Gesamtmineralbestand***

Die getrockneten und analysenfein in einer Scheibenschwingmühle vermahlene Proben wurden nach dem backloading Verfahren präpariert und in einem Philips Röntgendiffraktometer PW 1710 mit Bragg Brentano Geometrie mittels Cu  $K\alpha$  Strahlung (45kV, 40mA) von  $2^\circ$  bis  $70^\circ 2\theta$  geröntgt. Aus diesen Aufnahmen wurde der qualitative Mineralbestand ermittelt.

Zur semiquantitativen Abschätzung der Mineralphasen in der Gesamtprobe wurde das Probenmaterial der Pulveraufnahmen mit Kunstharz (Viopal) 1:1 vermischt, bei  $80^\circ\text{C}$  ausgehärtet, nochmals vermahlen und geröntgt. Durch die Vermischung mit Kunstharz können die durch Schichtsilikate, Karbonate, Feldspäte usw. verursachten Textureffekte ausgeschaltet werden. Quarz wurde mittels vorhandener Eichkurven, die anderen Minerale nach SCHULTZ (1964) semiquantitativ erfaßt.

#### ***Tonmineralbestand Fraktion $<2\mu$***

Nach Dispergierung mit verdünntem Wasserstoffperoxid (10 %) und Ultraschallbehandlung erfolgte die Gewinnung der Tonfraktion durch Sedimentation (WHITTIG, 1965, TRIBUTH, 1991). Nach Gefriertrocknung wurden die Zwischenschichten der Tone mit 1N  $\text{MgCl}_2$  bzw. KCl Lösung belegt. Zur Herstellung bevorzugt orientierter Präparate (Texturpräparate) wurden 15mg der Tonsuspension auf Keramikunterlagen aufgesaugt (KINTER & DIAMOND, 1956) und 7 Tage über gesättigter  $\text{NH}_4\text{NO}_3$  Lösung im Exsiccator getrocknet. Nach der Röntgenaufnahme von  $2^\circ$ - $50^\circ 2\theta$  wurden die Proben mit Glycerol, Ethylenglycol bzw. DMSO expandiert, geröntgt und abschließenden Kontraktionstests bei Temperaturen von  $375^\circ\text{C}$  und  $550^\circ\text{C}$  unterzogen. Die Identifizierung der Tonminerale erfolgte generell nach BRINDLEY & BROWN (1980), THOREZ (1975) und MOORE & REYNOLDS (1987) und WILSON (1987). Die semiquantitative Abschätzung der relativen Anteile in den einzelnen Tonmineralgruppen erfolgte durch Multiplikation der charakteristischen Peakflächen mit Korrekturfaktoren (RIEDMÜLLER, 1978).

## Ergebnisse

### Gesamtmineralbestand

**Quarz** kommt in allen Proben in geringen Mengen (5-16 %) vor. Insbesondere in den Campan- und Maastricht-Proben ist er mit den niedrigsten Werten vertreten.

**Schichtsilikate** (vor allem Glimmer) sind in allen Proben vertreten, in den karbonatarmen Paleozän-Proben Mo1, Mo2 und Mo 21 dominiert diese Mineralgruppe.

Tabelle 1: Semiquantitativer Gesamtmineralbestand in Masse %

Stratigr.	Probe		Quarz	Schichtsilik.	Feldspat	Kalzit
Paleozän NP2-6	4736	Mo 2	16	63	15	6
	4735	Mo1	15	56	12	17
K/T	4747	Mo 21	13	55	1	31
Obermaastricht	4742	Mo 14	5	24	1	70
	4743	Mo 15	7	31	1	60
Obercampan	4738	Mo 7	8	40	3	49
	4739	Mo 8	11	32	3	54
	4740	Mo 9	12	33	2	53
	4741	Mo 11	5	26	1	67

Von den Feldspäten kommt **Plagioklas** in allen Proben in geringen Mengen (1-15 %) deutlich nachweisbar vor. Die jüngsten Proben enthalten die höchsten Mengen. **Kalifeldspat** ist in keiner der Proben nachzuweisen.

**Kalzit** ist in allen 9 Proben vertreten und dominiert vor allem in den Campan- und Maastricht-Proben mit Werten bis zu 70 %.

### Tonmineralbestand in der Fraktion <2 $\mu$ m

Tabelle 2: Semiquantitative Tonmineralverteilung in der Fraktion (<2 $\mu$ m) in Masse %

Stratigr.	Probe		Smektit	mit	Vermikulit	Mixed L.	Chlorit	Kaolinit
Paleozän NP2-6	4736	Mo 2	0	87		6	9	4
	4735	Mo1	0	65	29		4	2
K/T	4747	Mo 21	70	19			7	4
Ober- maastricht	4742	Mo 14	58	29			14	Sp
	4743	Mo 15	60	31			9	Sp
Ober-campan	4738	Mo 7	53	39			7	Sp
	4739	Mo 8	53	39			8	Sp
	4740	Mo 9	41	49			9	Sp
	4741	Mo 11	37	52			10	Sp

Die  $2\mu\text{m}$  Fraktionen der 9 Proben zeigt deutliche Unterschiede in der qualitativen und quantitativen tonmineralogischen Zusammensetzung.

**Smektit** tritt in den meisten Proben als häufigstes Tonmineral auf (ausser Mo1 und Mo2). Er tritt vor allem in den Maastricht Proben und in der K/T Probe mit Werten bis zu 70 % auf.

**Illit** dominiert in den Proben Mo1 und Mo2 mit Werten bis zu 87 %, tritt aber in den restlichen Proben deutlich hinter den Smektit zurück und ist in den meisten Proben das zweithäufigste Tonmineral mit Mengen von 19 bis 52 %.

**Vermikulit** tritt nur in einer einzigen Probe (Mo1) anstelle von Smektit mit einem Wert von m 26 % auf.

Ein **Mixed Layer Mineral** bestehend aus den Tonmineralen Vermikulit und Illit tritt in der Illit-dominierten Probe Mo 2 in geringen Mengen auf.

**Chlorit** ist in allen Proben in geringen Mengen zwischen 4 und 14 % vertreten.

**Kaolinit** konnte nur in geringeren Mengen (Spuren bis 4 %) nachgewiesen werden.

### **Diskussion der mineralogischen Ergebnisse**

Die mineralogische Zusammensetzung der neun untersuchten Gosaumergel weist eine starke Abhängigkeit von der stratigraphischen Position auf.

Die Campan- und Maastricht-Proben weisen durch die hohen Kalzitgehalte und niedrigen Schichtsilikat- Feldspat- und Quarzgehalte einen stark zurücktretenden detritischen Charakter auf und lassen auf eine starke Karbonatproduktion schliessen. Die Tonmineralfraktion aller dieser Proben ist durch hohe Gehalte an Smektit dominiert. Dies kann als Hinweis auf ein Einzugsgebiet mit etwas höherer chemischer Verwitterung interpretiert werden. Es kann aber auch zu einer Selektion des sehr feinkörnigen Smektites ( $<0,2\mu\text{m}$ ) auf langen Transportwegen gekommen sein.

Die Probe der K/T Grenze (Mo21) vermittelt mineralogisch zwischen den Proben aus dem Campan/Maastricht und jenen aus dem Paleozän.

Die Proben Mo1 und Mo2 (NP2-6) fallen durch sehr geringe Karbonatgehalte, höhere Schichtsilikat- und Feldspatanteile auf. Die Tonfraktion ist in beiden Proben smektitfrei und durch hohe Anteile an Illit gekennzeichnet. Anstelle von Smektit tritt in beiden Proben Vermikulit bzw. ein Illit/Vermikulit Mixed Layer Mineral auf. Durch diese Zusammensetzung ist ein eher detritischer Charakter der Sedimente feststellbar. Das vermehrte Auftreten von Illit lässt auf ein Einzugsgebiet mit geringerer chemischer Verwitterung schliessen.

Während der Sedimentation der untersuchten Proben kam es zu einer deutlichen Veränderung des Liefergebietes bzw. des Ablagerungsraumes, die sich in einer signifikant unterschiedlichen mineralogischen und tonmineralogischen Zusammensetzung manifestiert.

## DIE GOSAU VON KRAMPEN

Aus dem altbekannten winzigen Steinbruch von Krampen bei Neuberg, der derzeit als Alpengarten im Anwesen Holzer, Krampen 22, Verwendung findet, wurde bereits vor der Mitte des 19. Jahrhunderts über erste Ammonitenfunde berichtet (z.B. HAUER, 1847), die später durch Neuaufsammlungen ergänzt und in den klassischen Arbeiten von HAUER (1858) sowie REDTENBACHER (1873) beschrieben wurden. Bemerkenswert ist ferner, daß dieser Steinbruch die Typuslokalität von *Pachydiscus neubergicus* HAUER 1858 darstellt. Auch BRINKMANN (1935) berichtet von hier über eine relativ artenreiche Ammonitenfauna des Maastricht.

Erst 1986 wurden die „Unter-Maastricht-Ammoniten von Neuberg in der Steiermark (Österreich)“ von KENNEDY & SUMMESBERGER revidiert und in einen modernen biostratigraphischen und faziellen Kontext gestellt. Bereits 1847 wurde von HAUER (i.c.) die Zugehörigkeit dieser Sandstein/Mergel-Wechselfolge richtig erkannt: „Der Fundort des *H. Hampeanus* ist ein Steinbruch, eine halbe Stunde westlich von Neuberg, in der Nähe des Hochofens. Der graue dort einbrechende Mergel zeigt ganz und gar den Charakter der Gosauschichten.“ Schon ein Jahr zuvor hatte HAIDINGER (1846) Beobachtungen HAUER's in einer kurzen Arbeit „Ueber den Nummulitenkalk und die Gegend von Krampen bei Neuberg“ mitgeteilt. Diese Großforaminiferen wurden schließlich von PAPP (1955) als Orbitoiden erkannt.

## MINERALOGIE

An der Probe Krampen 22 wurde mittels XRD der Gesamtmineralbestand qualitativ und semiquantitativ sowie die Zusammensetzung der Tonminerale in der  $<2\mu\text{m}$  Fraktion bestimmt.

### Gesamtmineralbestand:

Quarz	12%
Schichtsilikate	34%
Feldspat	10%
Kalzit	44%

### Tonmineralbestand in der Fraktion $<2\mu\text{m}$

Smektit	24%
Illit	60%
Chlorit	9%
Kaolinit	7%
Vermikulit	Spuren

Der Gesamtmineralbestand weist hohe Anteile an Kalzit und Schichtsilikaten auf. Quarz und Feldspäte treten deutlich in den Hintergrund.

Die tonmineralogische Zusammensetzung ist von Illit (60%) und Smektit (24%) dominiert. Die restlichen Tonminerale treten deutlich zurück.

Die Zusammensetzung der Probe Krampen 22 zeigt mit den Mineralen Quarz, Feldspäte, Illit, etc. eine detritäre Komponente, der hohe Anteil von Kalzit kann sowohl detritär als auch neugebildet sein.

Der hohe Anteil von Illit und die geringeren Gehalte an Smektit verweisen auf ein Einzugsgebiet mit eher geringer chemischer Verwitterung.

## Schwerminerale

Das für die Korngrößen-Verteilung untersuchte Kornspektrum 0,1-0,2 mm wurde auch im Hinblick auf die Schwer- und Leichtmineral-Verteilung untersucht, wobei sich grob etwa folgende Mineralphasen prozentuell nachweisen ließen:

Schwermineralfraktion: Sillimanit (1), Granat (5-10), Amphibol (2), Staurolith (2), Turmalin (1-5), Apatit (2), Epidot (1), Chloritoid (1), Biotit frisch (2) zersetzt (1-5), Chlorit (1-5), Erz (5-10), Gesteinsbruchstücke (>10).

Leichtmineralfraktion: Muskowit (1-5), chloritisierter Biotit (2), Karbonat (2), zersetzter Feldspat (2), Quarz (1-5), Gesteinsbruchstücke (>10).

## Foraminiferen

Eine etwa ½ kg schwere Mergelprobe wurde geschlämmt und lieferte eine schlecht erhaltene Foraminiferenfauna von ca. 250 Exemplaren. Die Bestimmung des stark rekristallisierten Materials war nur mit Hilfe von Immersionsöl möglich und lieferte immerhin folgende 14 Taxa, die eine Einstufung in die Gansserina gansseri Zone sensu ROBASZYNSKI & CARON (1995) ermöglichten, d.h. Untermaastricht: *Bolivina incrassata* REUSS, *Praebulimina reussi* (MORROW), *Dentalina* sp., *Gaudryina cretacea* (KARRER), *Gavelinella supracretacea* HANZLÍKOVÁ, *Aragonia trinitatis* (CUSHMAN & JARVIS), *Epistomina scalaris* FRANKE, *Bolivina incrassata crassa* VASILENKO & MJATLJUK, *Lenticulina* sp., *Stensioeina pommerana* BROTZEN, *Ammobaculites* sp., *Dorothia* sp., *Spiroplectamina dentata* (ALTH) und ? *Rugoglobigerina hexacamerata* BRÖNNIMANN.

## Nannoplankton

Es wurden drei Mergelstückchen aus der Sammelprobe Krampen 22 untersucht, nämlich Krampen 22a (dunkelgrau) sowie Krampen 22b und c (braungrau). Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß die Proben Krampen 22a und 22b sehr individuenarme Assoziationen lieferten mit lediglich ca. 1-5 Exemplaren pro 10 Untersuchungsfeldern. Die Erhaltung ist schlecht; häufig finden sich nur Bruchstücke. Die Nannoplankton-Assoziation kann wahrscheinlich der „low diversity assemblage“ der Nannoplanktonzone UC19 sensu BURNETT (1998) zugerechnet werden, die mit dem Zeitabschnitt vom oberen Untermaastricht bis zum unteren Obermaastricht korreliert werden kann. Hingegen weist die Probe Krampen 22c eine etwas höhere Artenvielfalt auf, die mit jener von WAGREICH (in KENNEDY & SUMMESBERGER 1986) fast identisch ist und eine Assoziation mit *Pseudomicula quadrata*, *Lithraphidites praequadratus*, selten *Lithraphidites quadratus* (Bruchstücke von 2 schlecht erhaltenen Exemplaren), *Micula swastica*, *Ahmuellerella octoradiata* und *Eiffellithus parallelus* zeigt. Diese Probe kann wohl mit der „low diversity assemblage“ der UC19/UC20 Zonengrenze sensu BURNETT (1998) bzw. der Basis der Nannozone CC25b sensu SISSINGH (1977), korreliert werden, was dem untersten Obermaastricht entspricht.

## Palynologische Untersuchungen

Dinoflagellaten-Zysten (*Odontochitina* sp., *Isabelinidium* sp., *Dinogymnium* sp. und *Microdinium* sp.) dominieren mit 98% und Sporen von Pteridophyten und bisaccaten Gymnospermen sind selten; weiters finden sich in den Präparaten Foraminiferen-Tapeten. Die Erhaltung der Palynomorphen ist schlecht.

Die Palynofazies zeigt überwiegend schwarze Partikel; weiters sind Kotpillen (fecal pellets) allgegenwärtig, was für hohe Sedimentationsraten und geringe Durchwühlung spricht (PORTER & ROBBINS, 1981; HABIB, 1982).

## Literatur

- BITTNER, A. (1898): Neue Funde von *Haplophragmium grande* Reuss in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen.- Verh. Geol. R.-A., S. 215, Wien.
- BRINKMANN, R. (1935): Die Ammoniten der Gosau und des Flysches in den nördlichen Ostalpen.- Mitt. Geol. Staatsinst., 15, 1-14, Hamburg.
- BURNETT, J.A. (1998): Upper Cretaceous.- In: BOWN, P.R. (Ed.): Calcareous Nannofossils Biostratigraphy.- British Micropalaeontological Society Publication Series, 132-199, Cambridge (Cambridge University Press).
- CARON, M. (1985): Cretaceous planktic foraminifera.- In: BOLLI, H., SANDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.), Plankton Stratigraphy.- 17-86, Cambridge (Cambridge Univ. Press).
- CORNELIUS, H.P. (1936): Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt Mürzzuschlag.- Wien (Geol. B.-A.).
- CORNELIUS, H.P. (1939): Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen.- Jb. Zweigstelle Wien Reichsstelle Bodenforsch., 89, 27-175, 18 Abb., 4 Taf., Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1952): Die Geologie des Mürztalgebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag 1:75.000).- Jb. Geol. B.-A., Sdbd. 4, 94 S., Wien.
- FLÜGEL, E. (1963): Zur Geologie der Sauwand bei Gußwerk (Steiermark).- Mitt. Naturwiss. Verein Steiermark, 93, 64-105, 4 Abb., 8 Tab., Taf. 3-6, Beil. 2+7, Graz.
- GEYER, G. (1889): Beiträge zur Geologie der Mürztaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges.- Jb. Geol. R.-A., 34, 497-784, 1 Taf., Wien.
- HABIB, D. (1982): Sedimentation of black clay organic facies in a Mesozoic oxic North Atlantic.- Third North American Paleontological Convention, Proceedings, 1, 217-220.
- HAIDINGER, W. (1846): Ueber den Nummulitenkalk und die Gegend von Krampen bei Neuberg.- Leonhards Jb. f. Miner., 45-48, Stuttgart.
- HAUSER, A. (1942): Das Becken von Mariazell und seine Umgebung.- N. Jb. Miner., etc. (B), 86, 35-98, Taf. 9-10, Stuttgart.
- HAUER, F. v. (1847): *Hamites Hampeanus*.- Ber. Mitth. Freunden Naturwiss. Wien, 2, 75-77, Wien.
- LEIN, R. (1982): Vorläufige Mitteilung über ein Vorkommen von flyschoider Gosau mit Komponenten paleozäner Riffkalke in den Mürztaler Alpen.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 28, 121-132, 4 Abb., Wien.
- OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht.- Jb. Geol. B.-A., 106, 1-88, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Wien.
- PAPP, A. (1955): Orbitoiden aus der Oberkreide der Ostalpen (Gosauschichten).- Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturw. Kl., Abt. I, 164, 303-315, Wien.
- PORTER, K.G. & ROBBINS, E.I. (1981): Zooplankton fecal pellets link fossil fuel and phosphate deposits.- Science, 212, 931-933.
- ROBASZYNSKI, F. & CARON, M. (1995): Foraminifères planctoniques du Crétacé commentaire de la zonation Europe - Méditerranée.- Bull. Soc. Géol. France, 166, 6, 681-692, Orleans.
- SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous nannoplankton.- Appendix by PRINS, B. & SISSINGH, W., *Geologie en Mijnbouw*, 56, 37-65, Den Haag.
- SVÁBENICKÁ, L. (1999): *Braarudosphaera*-rich sediments in the Turonian of the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic.- Cretaceous Research, 20, 773-782, Amsterdam.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Band II. Außerzentralalpiner Anteil.- XV+710 p., Wien (Deuticke).
- TRAGELEHN, H. (1996): Maastricht und Paläozän am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (Niederösterreich, Steiermark) - Fazies, Stratigraphie, Paläogeographie und Fossilführung des „Kambühelkalkes“ und assoziierter Sedimente.- Unveröff. Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg, VI+216 S., 29 Abb., 4 Tab., 67 Taf., Erlangen.

## ZUM TEKTONISCHEN BAUPLAN DER ÖSTLICHEN KALKHOCHALPEN

Gerhard W. MANDL

Ein wichtiger Ansatzpunkt für die frühen tektonischen Gliederungsversuche war das Rax-Schneeberg-Gebiet. Das von KOBER (1912:367) entdeckte Hengstfenster und das von KOSSMAT (1916; Karte) und AMPFERER (1916:222) erfaßte Ödenhoffenster belegten die Überschiebung von Werfener Schichten und Mitteltriaskarbonaten des Schneeberg-Gahnsmassives über lagunären Dachsteinkalk des "basalen Gebirges", einer Südrandschuppe der Gölledercke in heutiger Nomenklatur.

Aus verschiedenen Lokalitäten, von den Mürztaler Alpen im Westen (MOJSISOVICS & GEYER, 1887; GEYER, 1889) über den Hochberg bei Ödenhof (STUR, 1871) bis nach Hernstein im Osten (BITTNER, 1882) lagen Berichte über Hallstätter Faunen vor. Sie veranlassten KOBER, zwischen der hangenden Schneeberg-Decke und der unterlagernden Gölledercke noch eine zwischengeschaltete Hallstätter Decke einzuziehen, die er in Analogie zum Salzkammergut noch in 2 Teildecken untergliederte – vgl. KOBER (1912: 381 ff.).

AMPFERER (1919), SPENGLER (1931) und CORNELIUS (1936, 1937, 1938, 1951, 1952) lehnten eine eigenständige Hallstätter Decke ab. SPENGLER betrachtete die lokalen Vorkommen von Hallstätter Kalk als isolierte Schubkörper, die an der Basis der Schneeberg-Decke mitgeschleift worden seien. CORNELIUS schießlich stellte sogar die Schneeberg-Decke als großtektonisches Bauelement in Frage und betrachtete sie als eine lokale Komplikation im "basalen Gebirge", welches sich infolge einer Rotation um einen Punkt südwestlich der Rax im Bereich des Hengst- und Ödenhoffensters teilweise "selbst überschoben" hätte.

Die Arbeiten von KRISTAN (1958), HERTWECK (1958) und PLÖCHINGER (1961, 1963) lieferten weitere Argumente für ein modifiziertes KOBER'sches Bauprinzip und führten schließlich zur Abtrennung der Mürzalpendecke durch KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962). Diese Mürzalpendecke übernahm die Rolle einer Hallstätter Decke zwischen der auflagernden Schneebergdecke und äquivalenten Deckschollen (Lachalpe, Rauhenstein, Roßkogel etc.) und dem unterlagernden Tirolikum (Gölledercke, Werfener Schuppen am Südrand). Im Gegensatz zum Salzkammergut weist diese Decke eine Faziesvielfalt der Triasserien auf. Sie wurde daher in der Folge immer wieder als Musterbeispiel einer Vielfaziesdecke angeführt. TOLLMANN illustrierte diesen Bauplan 1967 in einer ersten detaillierten Kartendarstellung der Tektonik der östlichen Kalkalpen. Er wies darin auch erstmals auf die inverse Lagerung der Gesteine beiderseits der Mürzschlucht hin, die er als riesige Liegendfalte interpretierte.

Weitere Impulse zum Verständnis der Stratigraphie und des tektonischen Bauplanes brachte LEIN (1972, 1981, 1982, 1987).

Mit zunehmender Kenntnis wurde es jedoch immer schwieriger, die strenge Abfolge Tirolikum(Gölledercke) – Mürzalpendecke – Schneebergdecke beizubehalten, da zwischengeschaltete oder höhere Bauelemente sichtbar wurden. Mit der Entdeckung des Phänomens der großräumigen jurassischen Gleitektonik im Juvavikum des Salzkammergutes (zusammenfassende Darstellung siehe TOLLMANN, 1981) war jedoch ein Schlüssel gefunden, der auch für den Ostabschnitt der Kalkalpen neue Lösungsansätze versprach, um das Schollenmosaik zu entwirren. Gleitprozesse erlaubten nun eine unabhängige Bewegung von Einzelschollen, die nicht mehr Erosionsreste einer ehemals zusammenhängend Decke darstellen mussten. Eine Vorstellung der gleitektonischen Umschichtung von Großschollen aus ihrem Ablagerungsraum heraus hin zu ihren heutigen Lagerungsbeziehungen vermittelt TOLLMANN (1985: Abb. 121).

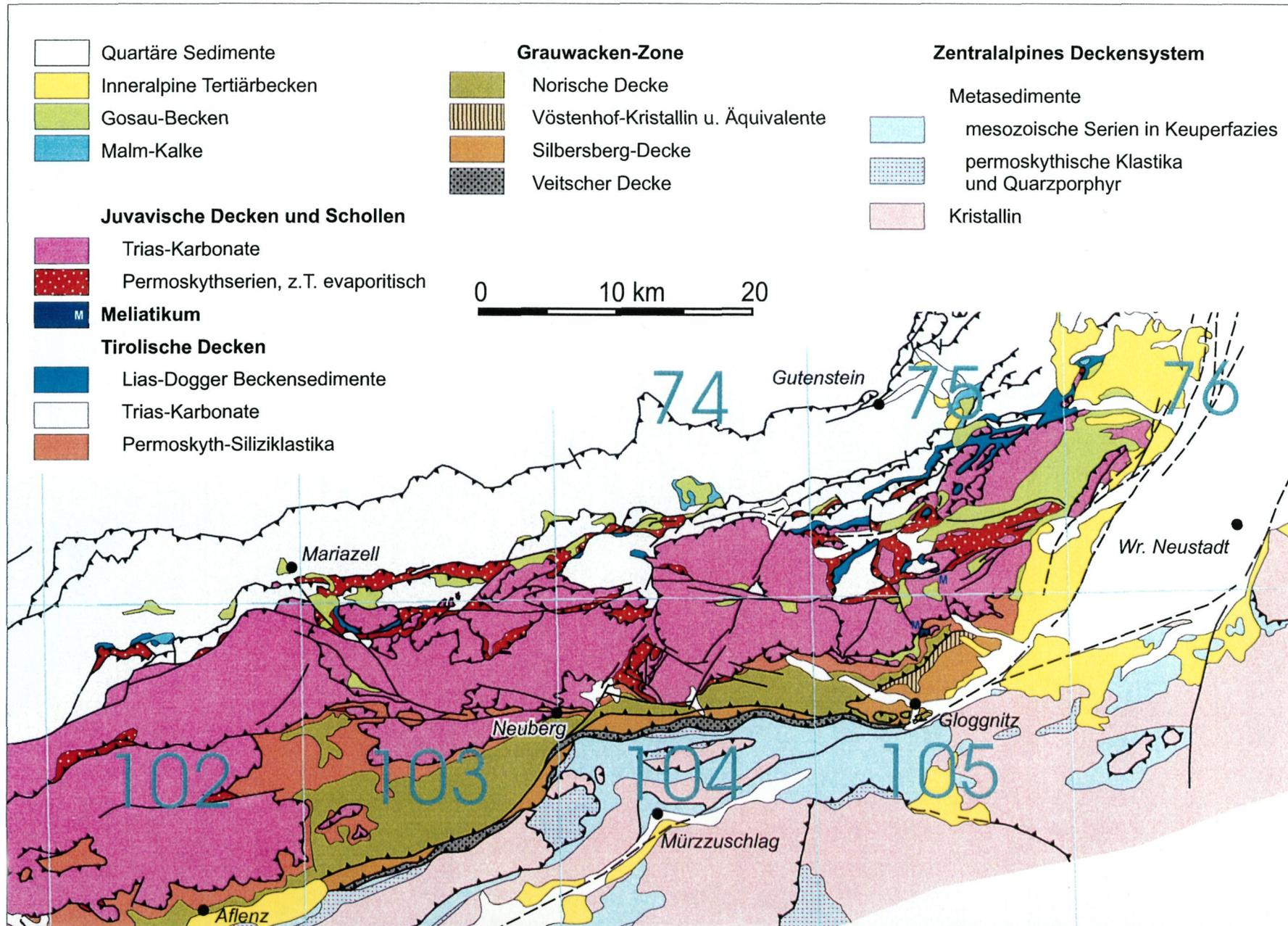


Abb. 1: Tektonische Übersicht der östlichen Kalkhochalpen

Wie schon vorne bei MANDL (2001, dieser Band) erwähnt, lag eine Hauptschwierigkeit bei der Erfassung des tektonischen Bauplanes der östlichen Kalkhochalpen in der Tatsache begründet, dass hier die Triasschichtfolgen der einzelnen tektonischen Einheiten ohne Zwischenschaltung jurassischer oder kretazischer Gesteine unmittelbar aufeinander liegen. Dazu kommt noch der, für diesen Raum geradezu kennzeichnende, rasche Fazieswechsel innerhalb der tektonischen Einheiten, welcher das Erkennen zusammengehöriger Schichtfolgen erschwert. Der Einsatz der Conodontenstratigraphie in pelagischen Triasskalken, der Dasycladaceenstratigraphie in den Seichtwasserkarbonaten und der Mikrofaziesanalyse, als begleitendes Instrumentarium der Neukartierung, lässt die Einzelteile dieses riesigen Puzzles allmählich sichtbar werden. Einen Eindruck von diesem Schollen-Mosaik soll Abb.1 vermitteln, zur Faziesvielfalt der Schollen siehe MANDL (2001: Abb.2 und 3; dieser Band).

In groben Zügen läßt sich der tektonische Bauplan derzeit folgendermaßen skizzieren:

Das nördliche Vorland - und damit auf weiten Strecken der unterlagernde Sockel - des Juvavikums ist der vorgosauische Deckenstapel des Tirolikums, mit der **Göllerdecke** als südlichem Element. Die Schichtfolge der Göllerdecke reicht vom Hauptdolomit, dessen Hangendabschnitt gegen Osten teilweise von lagunärem Dachsteinkalk ersetzt wird, über jurassische Rotkalk und Allgäuschichten bis maximal zum tiefmalmischen Radiolarit empor.

Darüber folgen, ?jurassisch eingegliedert, **juvavische Gesteine**, von denen hauptsächlich evaporitisches Permoskyth mit seltenen Hallstätterkalk-Schollen erhalten geblieben sind. Dazu gehören das gipsführende Permoskyth der Dürradmer, der Hallstätter Kalk der Rasinger Schollen, das salzführende Permoskyth der Halltalscholle zwischen Mariazell und Schwarzau/Geb., und im Osten die Werfener Schichten der Mamau-Scholle. Sie alle sind nachgosauisch durch **Randschuppen der Göllerdecke** +/- nordvergent etwas überschoben.

An diese südlichsten, tirolischen Randschuppen grenzen dann die großen tektonischen Körper der Mürzalpendecke, der Schneebergdecke und der Hohe-Wand-Scholle.

Der Nordrand der **Mürzalpendecke** ist im Salzatal durch ein junges, steilstehendes Störungssystem überprägt. Im Raum Trieben-Sauwand ist dem Kartenbild nach eine flache Überschiebung zu erwarten, sie wird jedoch von den mächtigen, rezenten Schutthalden der Riffkalkwände verhüllt. Ihr weiterer Verlauf bis Hinternaßwald ist durch auflagernde Deckschollen der Beobachtung entzogen. Südöstlich Hinternaßwald taucht die Mürzalpendecke unter den Westrand der **Schneebergdecke**. Letztere zeigt eine flache Auflagerung auf den Gesteinen der Göllerdecke, wie durch deren Wiederauftauchen im Lahngraben-, Hengst- und Ödenhofenster unterstrichen wird. In diesen Fenstern sind Allgäuschichten als jüngste Schichtglieder des Tirolikums erkennbar, im Donnerkogel-Halbfenster auch noch roter Radiolarit – vgl. WESSELY 2000. Weiter gegen Osten ist die Deckengrenze unter quartären Sedimenten und schließlich durch die Gesteine der Grünbacher Gosau verhüllt.

Die **Hohe-Wand-Scholle** grenzt im Norden teils an Juragesteine der Göllerdecke, teils wird der Kontakt durch auflagernde Schollen verdeckt.

Wie sieht nun die Beziehung dieser drei tektonischen Großeinheiten zueinander aus?

In der klassischen Deckengliederung – vgl. TOLLMANN (1976, Taf.5) – wäre die Hohe-Wand-Scholle teil der Mürzalpendecke, die, allerdings in Schollen aufgelöst, unter der Schneebergdecke durchstreicht. Im Licht der Gleittektonik ist die Hohe Wand eher als eigenständiger tektonischer Körper zu verstehen, dem die Schneebergdecke nur im Südwesten randlich auflagert. Zwischen Schneebergdecke und Mürzalpendecke s.str. besteht ein Überschiebungskontakt nur im Bereich Scheibwaldmauer und Altenbergtal. Besonders der Falten- und Schuppenbau im Permoskyth des Altenbergtales lehrt, dass hier eine ?junge, nordwestvergente Einengung den Grenzbereich prägt. Trägt man auch noch der besonderen faziellen Situation am Ostrand der Schneealpe und am Nordwestrand der Schneebergdecke Rechnung – beide zeigen einen

Fazieswechsel vom Wettersteinriff zum Grafensteigkalk – so könnte die Schneebergdecke einen abgetrennten, etwas weiter nach Nordosten vorgeglittenen und später NW-vergent den Serien des Schneesalpenostrandes aufgeschobenen Teil der Mürzalpendecke darstellen. In diesem Falle verlöre auch die "Ultradeckscholle" des Hohen Gupf ihre Sonderstellung, sie wäre den zahlreichen Schollen am Rücken der Mürzalpendecke äquivalent.

Die hangendsten Deckschollen der Mürztaler Alpen – Lachalpen-, Rauhenstein-, Roßkogel-, Sonnleitstein-Scholle – sind keine Erosionsrelikte einer ehemals viel ausgedehnteren Schneebergdecke. Sie sind aufgrund ihrer Faziesverzahnungen allesamt als eigenständige Körper vom Südrand der triadischen Wettersteinkalkplattform abzuleiten, also etwa aus der Süd- und Südostfortsetzung der heutigen Veitschalpe.

Eine weitere Quereinengung in kleinerem Ausmaß ist auch innerhalb der Mürzalpendecke südöstlich Mariazell erkennbar. Hier ist der Dachsteinkalk des Tonionmassives gegen Nordwesten auf die Obertrias der Fallensteinmulde aufgeschoben.

Diesen drei Großschollen – Mürzalpendecke, Schneebergdecke und Hohe-Wand-Scholle – lagert ein ganzer Schwarm von kleinen **Deckschollen** unterschiedlichster Triasfazies, teilweise mehrfach übereinandergestapelt auf – siehe MANDL (2001: Abb2, dieser Band).

Nur als Beispiel für den komplexen Bau einer solchen Deckschollengruppe, und ohne auf Details näher einzugehen, möge hier die Abb. 2 dienen:

Im Bereich Neunkögel-Brachkogel südöstlich Mariazell liegen Gesteine eines Übergangsbereiches von der Wetterstein-Plattform zur Hallstätter Beckenfazies auf Aflenzer Kalk und Zlambachschichten der Mürzalpendecke auf. Dieser Plattform-Becken-Übergang wurde im Zuge der tektonischen Verfrachtung in vier Teilkörper zerlegt und übereinander gestapelt, wobei die liegendste Einheit (Aschauer Schuppe) praktisch ein einzelne Scherlinge aufgelöst wurde.

Ähnlich komplexe Strukturen zeigen auch die anderen Deckschollen, insbesondere der Bereich zwischen Hoher Student und Frein.

Diese Schollenschwärme als Erosionsreste ehemals großflächiger Decken miteinander zu korrelieren ist ein aussichtsloses Unterfangen. Hier bietet das Prinzip von eingleitenden Einzel-schollen unterschiedlicher Herkunft eine einfachere Lösung an.

Der Südrand der Mürzalpendecke und der Schneebergdecke stellt ein weiteres, althergebrachtes Streitobjekt dar:

Die Unterlagerung des Juvavikums bilden hier auf der gesamten Längserstreckung siliziklastische Permoskythserien, die transgressiv mit den altpaläozoischen Gesteinen der Norischen Decke (Grauwackenzone) verbunden sind. Der Kontakt zu den auflagernden Triaskarbonaten ist auf weite Strecken hin ein scheinbar stratigraphischer, da von den Werfener Schiefen im Liegenden Werfener Kalke, Rauhwacken, Gutensteiner Kalk und Dolomit zu den hangenden Wettersteinkalkmassen nahtlos überleiten.

Lediglich lokale Gips- und Rauhwackevorkommen lassen hier die Spur einer bedeutenden tektonischen Fuge erahnen, aber nicht zwingend beweisen. Erst am Nordrand der Gollrader Bucht und in den Permoskyth-Aufbrüchen nördlich und südöstlich des Veitschmassives wird der bedeutende basale Schrägzuschnitt der Mürzalpendecke deutlich. Hier fehlen große Teile der tieferen Triasschichtfolge. Noch deutlicher wird diese tektonische Trennfuge am Südrand der Schneebergdecke. Hier sind zwischen den Werfener Schichten der Basis und den Mitteltriaskarbonaten der Schneebergdecke eine ganze Reihe von Mittel- bis Obertriasgesteinen der Hallstätter Fazies sowie triadisch-jurassische Tiefwassersedimente des Meliata-Faziesraumes als trennendes Element tektonisch eingeschichtet – vgl. MANDL & ONDREJICKOVA (1991, 1993), KOZUR & MOSTLER (1992).

Der Ablauf der **gleittektonischen Umgestaltung**, von der Ausgangssituation während der Trias und des unteren Jura hin zum oberjurassisch zusammengeglittenen Schollenmosaik in der heute sicht-baren Anordnung, kann erst in groben Zügen skizziert werden:

Der im Jura generell absinkende, kalkalpine Schelf erreichte zu Beginn des Oberjura mit der Radiolaritbildung seine größte Ablagerungstiefe und stand als "Auffangbecken" für die juvavischen Gleitschollen und -decken bereit.

Die Mobilisierung der juvavischen Gleitmassen erfolgte wohl im Gefolge der jurassischen Einengung und Schließung des ozeanischen Tethysbereiches – im Alpen-Karpatenraum auch als Hallstatt-Meliata-Ozean bezeichnet. Diese Subduktionszone lag außerhalb, "südlich", der heutigen Kalkalpen. Dabei wurde zunehmend der Rande des ostalpinen Schelfes von der Einengung erfasst und dessen permotriadische Sedimenthülle vom Basement abgeschert und hochgepresst.

Das Verteilungsmuster der Triasfazies der Gleitschollen läßt eine gewisse logische Regel in der **Abfolge der Bewegungen** erkennen.

Als erste Körper werden die Buntkalkschwelle mit ihren unterlagernden Evaporitmassen mobilisiert. Sie gleiten auf die angrenzenden juvavischen Karbonatplattformen und, zum Teil, über diese hinweg, bis in die tirolischen Radiolaritsenken. Die Sedimente der Hallstätter Graufazies – primär zwischen Buntkalkschwelle und Karbonatplattform gelegen – werden dabei überfahren und teilweise zu inverser Lagerung "ingerollt" (Hernstein-Scholle, Prolesdecke, Hüpflinger Schollen, Plankenstein-Scholle bei Hallstatt). Sie folgen als nächste Gleitmassengeneration den Buntkalken und kommen teils neben, teils über diesen auf den juvavischen Plattformbereichen zur Ruhe.

Die fortschreitende Einengung greift mit der Zeit auf die Randbereiche der juvavischen Plattform über, die den nächstjüngeren Schollenschwarm bildet (Lachalpe, Rauhenstein, Roßkogel, Sonnleitstein u.a.).

In einer letzten Phase werden schließlich selbst die großen juvavischen Plattformareale mobilisiert und gleiten samt dem aufruhenden Schollenmosaik in die tirolischen Jurabecken. Dabei können bereits dort liegende Gleitschollen der früheren Phasen von den zuletzt ankommenden Großschollen überfahren werden. Dies ist besonders im Salzkammergut die Regel (Ischl-Ausser Zone unter der Dachsteindecke), im Ostabschnitt könnten die Schollen bei Losenheim und im Miesenbachtal, vor allem aber die Meliata-Schürflinge (Floriankogel, Ödenhof) derart überfahrene Elemente darstellen.

Rätselhaft im Zusammenhang mit der Gleittektonik ist die Tatsache, dass zwischen den zahlreichen Schollen am Rücken der Mürzalpendecke praktisch keine Juragesteine eingeschaltet sind – einzige Ausnahme sind Radiolarite an der Basis der Student-Scholle. Fand die Gleittektonik in diesem Abschnitt großteils subaerisch statt?

Unglücklicherweise sind im Ostabschnitt der Kalkalpen – im Gegensatz zum Salzkammergut – auch keine Oberjuraserien erhalten geblieben, welche die gleittektonisch entstandene Schollenkonfiguration transgressiv überdecken. Als posttektonische Hülle sind hier nur die oberkretazischen bis alttertiären Gosauschichten lückenhaft überliefert, sodass auch der Anteil der unter- bis mittelkretazischen Deformation kaum abgeschätzt werden kann.

Nachgosauische Kompression und südvergente Rückschuppung ist an eingeklemmten Gosauvorkommen als weit verbreitet erkennbar. Die großen neogenen Seitenverschiebungen sorgten in einem letzten Akt für zusätzliche Komplikationen des tektonischen Baues – vgl. LINZER et al. (1995).

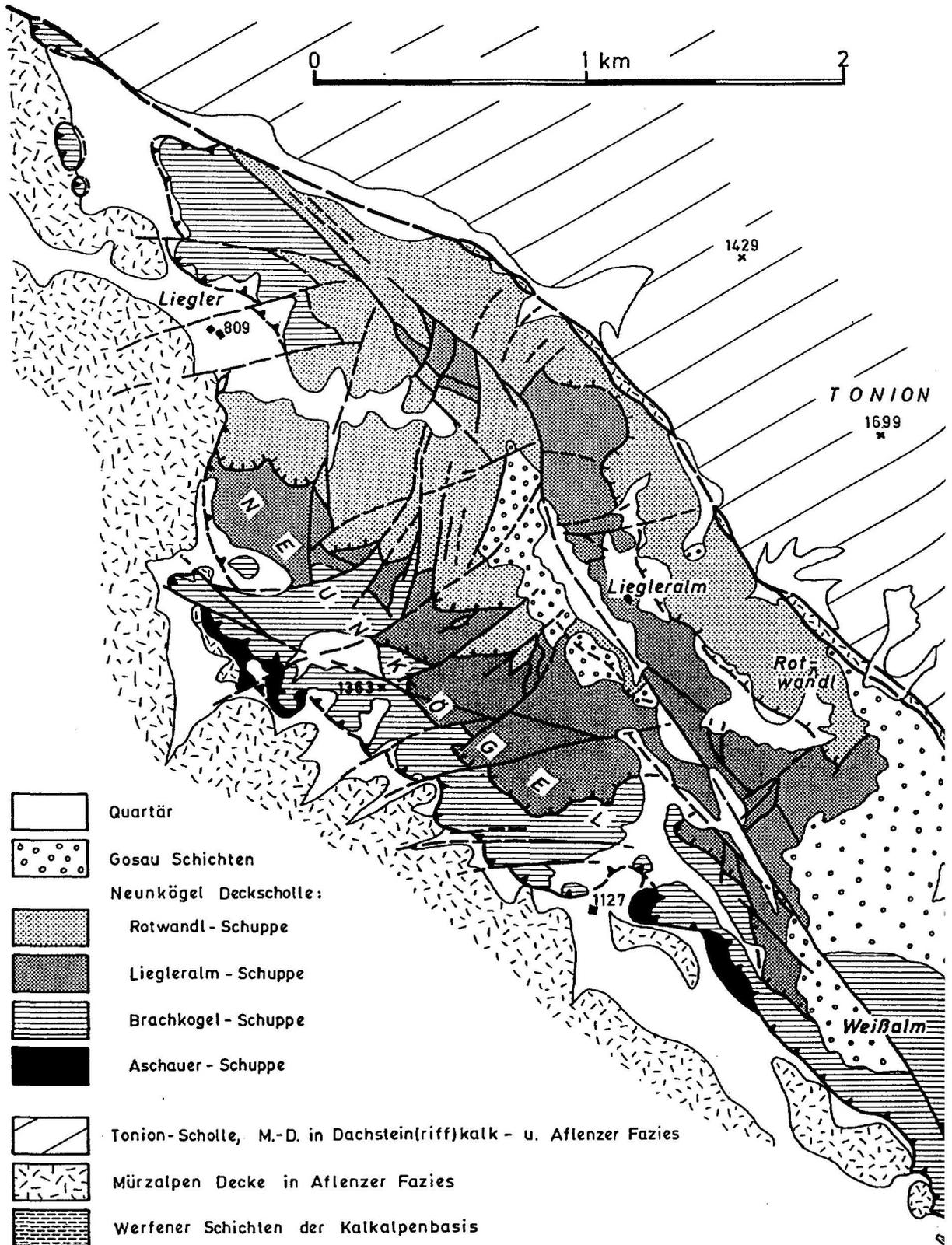
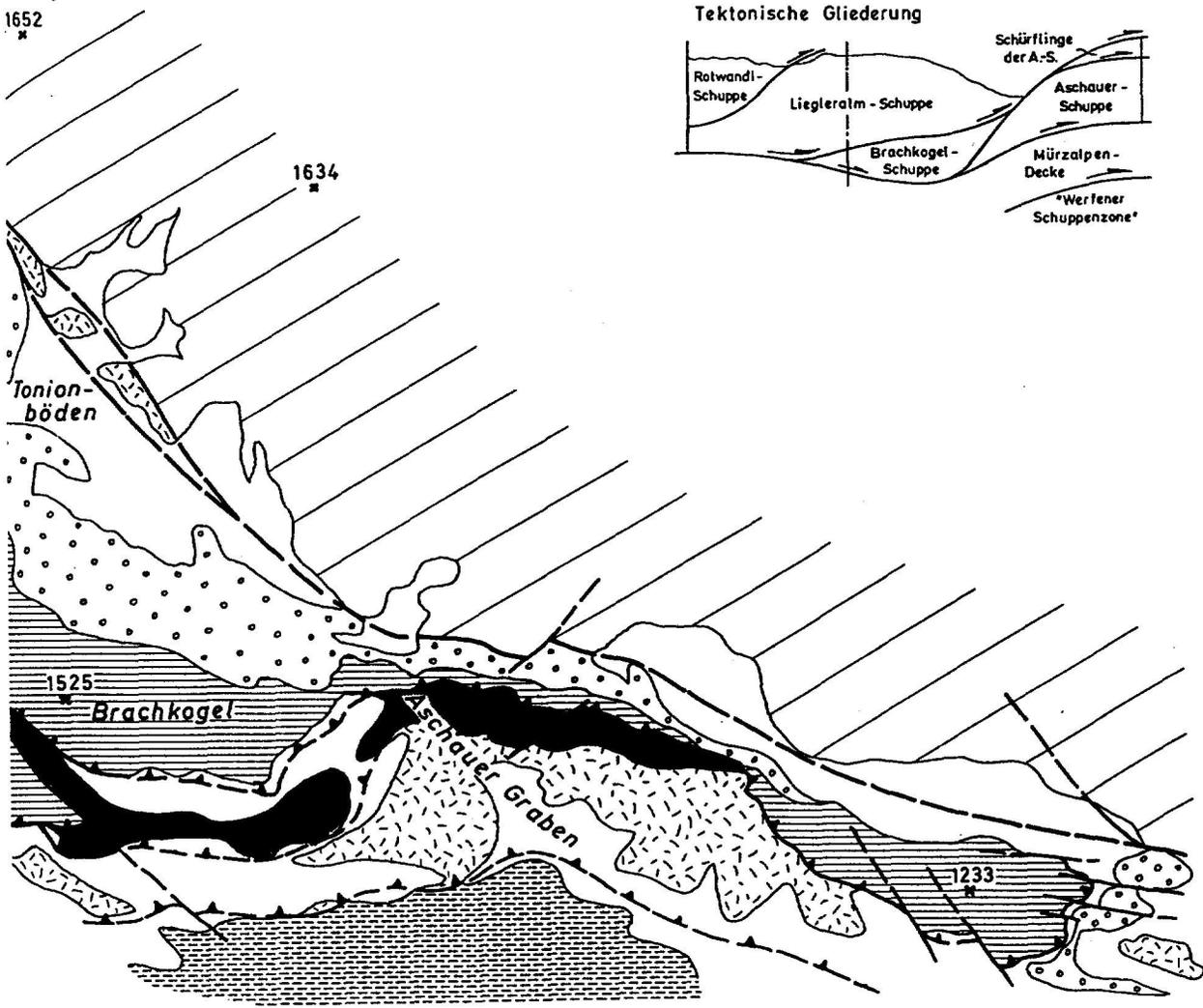
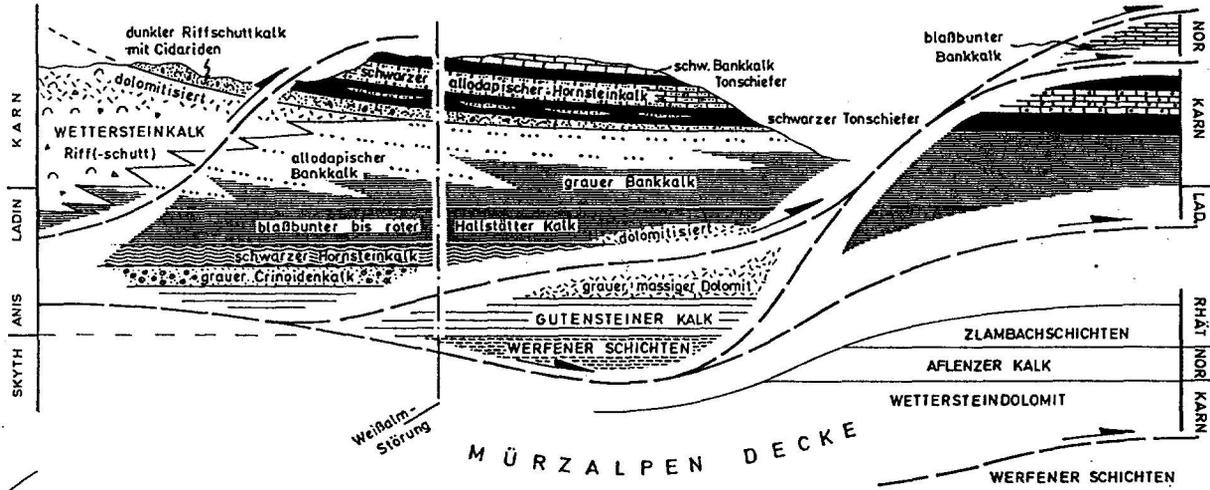


Abb.2: Tektonische Übersichtsskizze der Neunkögel - Deckschollengruppe

Stratigraphie und Fazies der Teilschuppen der Neunkögel-Deckschollengruppe



## Literatur

- AMPFERER, O.: Vorläufiger Bericht über neue Untersuchungen der exotischen Gerölle und der Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. - Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw.Kl., Abt.I, 125, 217-227, Wien 1916.
- AMPFERER, O.: Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. - Denkschr. Akad.Wiss.Wien, math. - natwiss. Kl., 96, 1-56, Wien 1919.
- AMPFERER, O. & SPENGLER, E.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Schneeberg und St. Ägyd. - Wien (Geol.B.-A.) 1931.
- CORNELIUS, H.-P.: Geologische Karte des Raxgebietes 1:25.000, mit Erläuterungen. - (Geol. B.-A.) Wien 1936.
- CORNELIUS, H.-P.: Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiet der Rax. - Jb.Geol. B.-A., 87, 133-194, 1 Taf., 11 Fig., Wien 1937.
- CORNELIUS, H.-P.: Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürzthaler Kalkalpen. - Jb. Geol. B.-A., 89, 27-175, Wien 1939.
- CORNELIUS, H.-P.: Die Geologie des Schneeberggebietes. - Jb.Geol.B.-A., Sdb.2, 111 S., 1 geol.Kt., Wien 1951.
- CORNELIUS, H.-P.: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpen-Ostrand bis zum Aflenzener Becken. - Mitt.Geol.Ges.Wien, 42/43, 1949-50, 1-234, Wien 1952.
- CORNELIUS, H.-P.: Die Geologie des Mürzthalgebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag 1:75.000). - Jb. Geol. B.-A., Sdb.4, 94 S., Wien 1952.
- GEYER, G.: Beiträge zur Geologie der Mürzthaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. - Jb. k.k. geol. Reichsanst., 39 (1889), 497-784, 1 Taf., Wien 1889.
- HERTWECK, G.: Das Fenster von Ödenhof im Sierningtal (Niederösterreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 9, 35-52, 2 Taf., Wien 1958.
- KOBER, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. - Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 88, 345-396, 7 Abb., 2 Ktn., 1 Taf., Wien 1912.
- KOSSMAT, F.: Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt Wiener Neustadt, Wien (Geol. R.-A.) 1916.
- KRISTAN, E.: Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtals (Niederösterreich). - Jb. Geol. B.-A., 101, 249-291, 3 Abb., Taf. 22-23, Wien 1958.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Die Mürzalpendecke - eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. - Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt.I, 171, 7-39, Taf.1, Wien 1962.
- LEIN, R.: Stratigraphie und Fazies der Obertrias der Mürzthaler Kalkalpen. - Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 144 S., 25 Abb., 13 Beil., Wien 1972.
- LEIN, R.: Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürzthaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 207-234, 4 Abb., 1 Taf., Beil. 12, Wien 1981.
- LEIN, R.: Paläogeographie und tektonische Deformation des Aflenzener Troges etc. - Jber. Hochschulschwerpkt. S 15, 3 (1981), 203-221, 5 Abb., Leoben 1982.
- LEIN, R.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol. B.-A., 130/3, 296-298, Wien 1987.
- LINZER, H.-G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W.: Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. - Tectonophysics, 242 (1995), 41-61, 1995.
- MOJSISOVICS, E. v.& GEYER, G.: Die Beschaffenheit der Hallstätter Kalke in den Mürzthaler Alpen. - Verh. Geol. R.-A., 1887, Wien 1887.
- PLÖCHINGER, B.: Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (N.Ö.). - Jb. Geol. B.-A., 104, 350-441, 19 Abb., Taf. 27, Wien 1961.
- PLÖCHINGER, B.: Zur tektonischen Gliederung des Kalkalpenabschnittes zwischen der Hohen Wand und der Rax (N.Oe.). - Mitt. Geol. Ges. Wien, 55 (1962), 55-60, 2 Taf., Wien 1963.

- SPENGLER, E.: Erläuterungen zur Geologische Spezialkarte 1:75.000 der Republik Österreich, Blatt Schneeberg-St. Ägyd. - 108 S., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1931.
- STUR, D.: Geologie der Steiermark. - 654 S., zahlr. Abb., Tfn., Graz (Geognost.-montanist. Ver.) 1871.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 59/2 (1966), 231-253, 2 Kt., Wien 1967.
- TOLLMANN, A.: Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil III: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. - IX + 457 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Deuticke) 1976.
- TOLLMANN, A.: Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. - Mitt. österr. geol. Ges., 74/75 (1981/82), 167-195, 4 Abb., Tab., Wien 1981.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. II: Außerzentralalpiner Anteil. - XIII + 710 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke) 1985.

## NEUE GRUNDLAGEN ZUR TEKTONISCHEN INTERGLIEDERUNG DER MÜRZALPENDECKE AUF DER BASIS VON CONODONT COLOUR ALTERATION INDEX (CAI)-UNTERSUCHUNGEN

Richard LEIN & Hans-Jürgen GAWLICK

### Zusammenfassung

Die Auswertung eines überaus dichten Probennetzes auf Grundlage der Conodont Colour Alteration Index (CAI)-Methode legt nahe, daß sich die Mürzalpendecke aus Teilen heterogener thermischer Prägung zusammensetzt, wobei sich die unterschiedlich aufgeheizten Schollen auch hinsichtlich ihrer Fazies unterscheiden. Vor diesem Hintergrund scheint es fraglich, daß die heute in der Mürzalpendecke vorliegende Faziesanordnung der ursprünglichen Paläogeographie entspricht.

### Einleitung

Seit der ersten Übersichtsdarstellung der thermischen Prägung des kalkalpinen Mittel- und Ostabschnittes (GAWLICK et al. 1994) ist bekannt, daß die **juvavischen Einheiten** dieses Raumes eine Sonderstellung einnehmen: neben stark alterierten Komplexen, die man vor allem am Kalkalpensüdrand antrifft, stößt man, oft in deren unmittelbarer Nähe, auf Schollen, denen jegliches Anzeichen thermischer Überprägung fehlt. Diese Fakten bestärken uns darin, das Juvavikum in seiner Gesamtheit als eine aus heterogenen Komponenten zusammengesetzte olistholithische Melange zu deuten. In diesem Zusammenhang nimmt die juvavische Mürzalpendecke insofern eine Sonderstellung ein, indem sie trotz ihrer faziellen Vielfalt („Vielfaziesdecke“; KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1962, TOLLMANN 1973: Abb. 14, 1985: Abb. 114) als einheitlicher Deckenkörper angesehen wird. Die Existenz regional stark voneinander abweichender Ausbildungen der Mittel- und Obertrias innerhalb dieses Deckenkörpers ist zwar seit langem bekannt (BITTNER 1887, SPENGLER 1919, CORNELIUS 1939), deren Verzahnungsbereiche jedoch entweder nicht überliefert oder zumindest ungenügend dokumentiert. Daß die Mürzalpendecke in dem von KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) vermuteten Umfang keinesfalls einen einheitlichen Deckenkörper darstellt, sondern vor allem deren östlichsten Abschnitt, die Hohe Wand, als eigenständige tektonische Einheit anzusehen ist, wurde bereits von THURNER (1963) erwogen, von den Autoren aber jüngst an Hand von conodont colour alteration index (CAI)-Untersuchungen bestätigt. Mit Hilfe dieser Methodik wird im folgenden der Mittelabschnitt der Mürzalpendecke zwischen dem oberen Mürztal und dem Aschbachtal hinsichtlich seiner thermischen Geschichte analysiert, um auf diesem Wege weitere Anhaltspunkte über dessen komplexen Internbau zu erlangen.

### Tektonische und fazielle Rahmenbedingungen

Der sich vom Gesäuse bis zum Westabfall der Rax erstreckende Zentralabschnitt der Mürzalpendecke zeichnet sich u. a. dadurch aus, daß sein permoskythischer bis tiefanischer Sockel vom höheren Anteil der Schichtfolge tektonisch entkoppelt ist. Die tektonische Trennfuge, welche diese „Basisschuppe“ vom Hangenden trennt, verläuft im Niveau mitteltriadischer Beckensedimente (Grafensteinkalk), über welche ab Oberladin Seichtwasserkarbonate (Wettersteinkalk/-dolomit) progradieren. Über dieser kompakten, meist über 500 m mächtigen Seichtwasserplattform folgen Obertriassedimente in unterschiedlicher Fazies. Auf dem Rücken dieses Deckenkörpers ruhen in Form von Deckenschollen tektonisch höhere Elemente, deren Schichtumfang mit Ausnahme der Prolesdecke auf die Mitteltrias beschränkt ist.

In der Mürzalpendecke lösen einander in westöstlicher Richtung drei, im wesentlichen auf Unterschiede in der Obertrias-Schichtfolge begründete, Hauptfazieszonen ab:

- 1) Im Westen (Gesäuse, Hochschwab) erstreckt sich eine ausgedehnte Seichtwasserkarbonat-Plattform (**hochalpine Dachsteinkalk-Fazies**) mit vorgelagertem Becken (**Aflenzer Fazies**) im Süden. Obwohl die ursprüngliche Geometrie dieser Anordnung durch E-W-streichende strike-slip-Störungen gestört ist und auch die von SPENGLER (1919) dargestellten Verzahnungen im Bereich der karnischen Schichtfolge nicht existieren, besteht dennoch kein Zweifel an der primären Zusammengehörigkeit dieser beiden Faziesbereiche.
- 2) Vom Hauptverbreitungsgebiet der Aflenzer Fazies im Bereich der Bürgeralm räumlich getrennt, begegnet man in dem von der Gollrader Bucht und dem Aschbachtal im Westen und dem oberen Mürztal im Osten umgrenzten Gebiet einer **Sonderentwicklung der Aflenzer Fazies**. Hier setzt die Beckenentwicklung, anders als in Aflenz, über mächtigen Seichtwasserdolomiten erst im Obenor ein und erreicht für diesen Zeitabschnitt eine beachtliche Mächtigkeit (über 400 m).  
Noch ungestört im Verband ist diese Entwicklung im Umkreis des Buchalpengrabens aufgeschlossen. Im Aschbachtal dagegen ist der Schichtverband zerrissen und sind die Beckensedimente in Aflenzer Fazies von ihrer steifen Unterlage abgeschürft (Aschbachtaler Schuppensystem; LEIN 1982).  
Darüber folgt als tektonisch höheres Element die Sauwand-Tonion-Scholle, deren obertriadische Riffkalke (FLÜGEL 1963) wohl ursprünglich im Verband mit den Aflenzer Kalken des Aschbachtals gestanden haben.
- 3) Östlich der Mürz finden wir, ebenfalls über mächtigen Seichtwasserkarbonaten der höheren Mittel- bzw. tieferen Obertrias eine ab dem tiefsten Nor (bzw. obersten Tural ?) einsetzende Beckenentwicklung in einer Hallstätter Buntkalkentwicklung lokaler Prägung (**Mürztaler Fazies**; LEIN 1981, 1987).  
Ein beträchtliches Problem bedeutet die Tatsache, daß beiderseits der oberen Mürz obertriadische Beckensedimente vorliegen, die sich hinsichtlich ihres Altersumfanges und ihrer Fazies (Aflenzer Fazies des Buchalpengrabens, Mürztaler Fazies) deutlich unterscheiden. Über die ursprüngliche Position dieser beiden, durch keinerlei Verzahnungskontakt miteinander zwingend verknüpften Tröge kann nur spekuliert werden. Die von uns einst vorgeschlagene Lösungsvariante (LEIN 1982: Abb. 4, 5) ist nur dann sinnvoll, wenn man die Mürzalpendecke tatsächlich als einheitlichen Deckenkomplex auffaßt.

## Ergebnisse der CAI-Untersuchungen

Im Gegensatz zur beträchtlichen thermischen Prägung der mittel- bis obertriadischen Gesteine der Hochschwabregion (CAI 5,5 - 6,5) ist der Hauptkörper der Mürzalpendecke zwischen dem Aschbachtal (S Mariazell) und dem Altenberger Tal am Fuße der Rax nur wenig alteriert: Die im **Aflenzer Fazies** entwickelte Region im Umkreis des **Buchalpengrabens** zeigt durchgehend CAI-Werte von CAI 1,5, ähnliche Werte zeigen auch die Aflenzer Gesteine des Aschbachtals. Thermisch stark alteriert sind dagegen die im Süden durch Störungen klar vom Hauptkörper der Mürzalpendecke abgetrennten Schollen der Veitschalpe (CAI 7,0) und der Krampener Schuppenzone (CAI 6,0). Auch die Mitteltriadgesteine der unmittelbar am Kalkalpensüdrand situierten Rauchenstein-Deckenscholle (CAI 5,5 - 6,0) sowie ihrer tektonischen Unterlage (=Reiflinger Kalke der Mürzalpendecke: CAI 5,5 - 6,0) zeigen eine beträchtliche Aufheizung. Das bisher bedenkenlos dem Hauptkörper der Mürzalpendecke zugezählte Gebiet im **Mürztaler Fazies** östlich der oberen Mürz (Waxenkalk-Schönhaltereck-Plateau) nimmt eine Sonderstellung ein: Diese Gesteine waren,

ähnlich jener im Aschbachtal und Buchalpengraben, zunächst nur wenig aufgeheizt (CAI 1,5), wurden aber dann ausnahmslos in beträchtlichem Umfang hydrothermal überprägt (CAI 5,5 - 7,0). Die auf dem Rücken der Mürzalpendecke lagernden Deckschollen, die aus verschiedenen Teilen des Hallstätter Faziesraumes stammen, zeigen dagegen durchwegs geringe CAI-Werte. Praktisch ohne thermischen overprint sind die im Norden der Mürzalpendecke bzw. unmittelbar nördlich der Deckengrenze gelegenen Hallstätter Deckschollen in Salzbergfazies (u.a. Salzatal, Rasing, Schwaboden/Fallenstein: CAI 1,0 bis knapp darüber).

## Diskussion

Die Mürzalpendecke ist aus einigen mehr oder weniger klar abgegrenzten Bereichen zusammengesetzt, die sich sowohl hinsichtlich ihrer Fazies als auch bezüglich ihrer thermischen Prägung klar unterscheiden. Im Lichte dieser Daten scheint der Vielfazies-Charakter der Mürzalpendecke keinen primären Sachverhalt darzustellen. Die gegenwärtige Anordnung der Hauptfazieszonen in der Mürzalpendecke entspricht nicht deren ursprünglichen paläogeographischen Position. Vielmehr scheint es, daß in einer frühen Phase des tektonischen Geschehens (Oberjura ?) Schollen aus unterschiedlichen Faziesbereichen entlang von strike-slip-Bahnen zusammengeführt wurden. Erst danach erfolgte die Platznahme des aus heterogenen Elementen zusammengesetzten Deckenkörpers auf dem Tirolikum.

Die thermische Prägung der einzelnen Schollen erfolgte nicht in deren heutigem Umfeld. Die Zusammenfügung der so unterschiedlich alterierten Bereiche beiderseits der Mürz (Aflenzer Fazies des Buchalpengrabens versus Mürztaler Fazies) muß früh, nämlich vor der Platznahme des in Deckschollen überlieferten höheren juvavischen Deckenstapels erfolgt sein, da u.a. die Prolesdecke diese Fazies- und „Metamorphose“-Grenze überlagert.

Dagegen ist der scharfe Schnitt von thermisch wenig alterierten Bereichen (Buchalpengraben) zu hohen CAI-Werten am Kalkalpensüdrand (Veitsch, Krampener Klause) durch junge miozäne Seitenverschiebungen bedingt.

## Literatur

- BITTNER, A., 1887: Aus dem Gebiet der Ennstaler Kalkalpen und des Hochschwab. – Verh. Geol. R.-A., 1887, 89-98, Wien.
- CORNELIUS, H. P., 1939: Zur Schichtfolge der Mürztaler Kalkalpen. – Jb. Zweigest. Wien Reichsst. Bodenforsch., 89, 27-175, Wien.
- FLÜGEL, E., 1963: Zur Geologie der Sauwand bei Gußwerk (Steiermark). – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., 93, 64-105, Wien.
- GAWLICK, H.-J., KRYSZYN, L. & LEIN, R., 1994: Conodont colour alteration indices: Palaeo-temperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. – Geol. Rundschau, 83, 660-664, Berlin.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A., 1962: Die Mürzalplendecke - eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. kl., Abt. I, 171, 7-39, Wien.
- LEIN, R., 1981: Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürztaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 207-235, Wien.
- LEIN, R., 1982: Paläogeographie und tektonische Deformation des Aflenzer Troges im Bereich der westlichen Mürztaler Alpen südlich von Mariazell. – J.-Ber. 1981 Hochschulschwerpunkt S15, 203-221, Leoben.
- SPENGLER, E., 1919: Das Aflenzer Triasgebiet. – Jb. Geol. R.-A., 69, 221-254, Wien.
- THURNER, A., 1963: Kritische Betrachtung zur „Mürzalpendecke“ E. und A. Tollmann. – Verh. Geol. B.-A., 1963, 69-79, Wien.
- TOLLMANN, A., 1973: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. – 404 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A., 1985: Geologie von Österreich, Bd. 2. – 710 S., Wien (Deuticke).

## DAS MIOZÄN DER ÖSTLICHEN NORISCHEN SENKE

Reinhard F. SACHSENHOFER, Joachim KUHLEMANN, Doris REISCHENBACHER

### Einleitung

Während der miozänen lateralen Extrusion der Ostalpen entstand zwischen dem Alpenostrand und dem späteren Tauernfenster ein langgestreckter Sedimentationsraum, der als Norische Senke bezeichnet wird. Innerhalb der Norischen Senke bildeten sich entlang von sinistralen Störungszonen zwischen Hart / Gloggnitz und Tamsweg zahlreiche kohleführende pull-apart Becken und Halbgräben (Abb. 1).

Wesentliche Informationen über den Bau der Becken wurden während der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts bei der Suche nach Kohle, bzw. bei ihrem Abbau gewonnen (z.B. PETRASCHECK, 1922/25). Zusammengefasst wurde der Kenntnisstand von GEUTEBRÜCK (1980) und WEBER & WEISS (1983). Neubearbeitungen erfuhren das Tamsweger (ZEILINGER et al., 1999) und das Fohnsdorfer Becken (SACHSENHOFER et al., 2000a,b; STRAUSS et al., 2001). Zur Zeit werden die Becken von Trofaiach, Leoben und Aflenz neu untersucht (FWF Projekt 14025 Tec) und alle verfügbaren Daten der übrigen Becken im Rahmen eines VALL Projektes gesichtet.

Ziel des vorliegenden Beitrages ist es, einen Überblick über die Miozänbecken im Bereich des Mürztales (Ratten, Oberes-, Unteres Mürztal, Aflenz) zu geben. Bezüglich des Vorkommens von Hart / Gloggnitz sei auf WEBER & WEISS (1983) verwiesen. In einem ersten Teil werden die einzelnen Becken kurz charakterisiert. Abschließend werden einige überregionale Aspekte diskutiert.

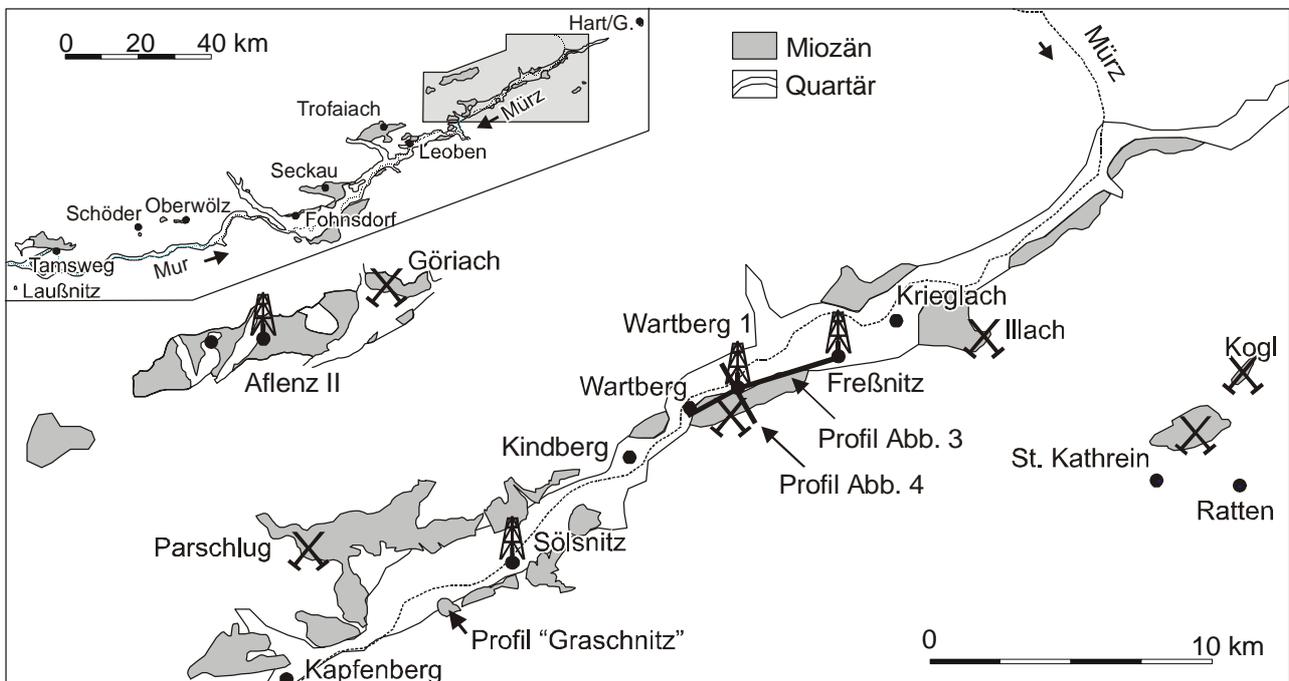


Abb. 1. Übersichtsskizze der Miozänbecken im Bereich des Mürztales mit Position einiger Schlüsselbohrungen und ehemaliger Kohlebergbaue. Insert zeigt das Miozän der gesamten Norischen Senke.

## Ratten / St. Kathrein

Die Miozänvorkommen von Ratten (Kogl) und St. Kathrein befinden sich in einer Seehöhe von 900 bis 1100 m am Südosthang des Bergrückens, der Feistritztal und Mürztal trennt. Der Beckenuntergrund wird durch das Kristallin des Semmeringsystems (Quarzphyllit, Grobgnais) gebildet. Ein Lageplan des Vorkommens samt Längs- (Steir. Kohlenbergwerke A.G.) und Querprofil (PETRASCHECK, 1937) ist Abb. 2 zu entnehmen. Obgleich der Lageplan ein einziges Vorkommen verzeichnet, liegen tatsächlich zwei getrennte Mulden vor (PETRASCHECK, 1922/25).

Die größere ist jene von St. Kathrein. In dieser sind zwischen Grundgebirge und Kohleflöz grobsandige Tone, bzw. weiße tonige und grobsandige Brekzien eingeschaltet. Die Mächtigkeit des Flözes schwankt stark. Im zentralen Teil spaltet das Flöz in drei bis zu 10 m mächtige Bänke auf. Nach PETRASCHECK (1940, 1955) bestanden die bis zu 10 und 20 m mächtigen mehlfeinen Sande, die Unter- und Mittel-, bzw. Oberbank getrennt haben, fast ausschließlich aus Körnern und Splintern vulkanischer Gläser. HAUSER & NEUWIRTH (1959) charakterisierten die Zwischenmittel als schwach montmorillonitischen Rhyolith-Tuff. Ihre große Mächtigkeit wird durch Zusammenschwemmung erklärt.

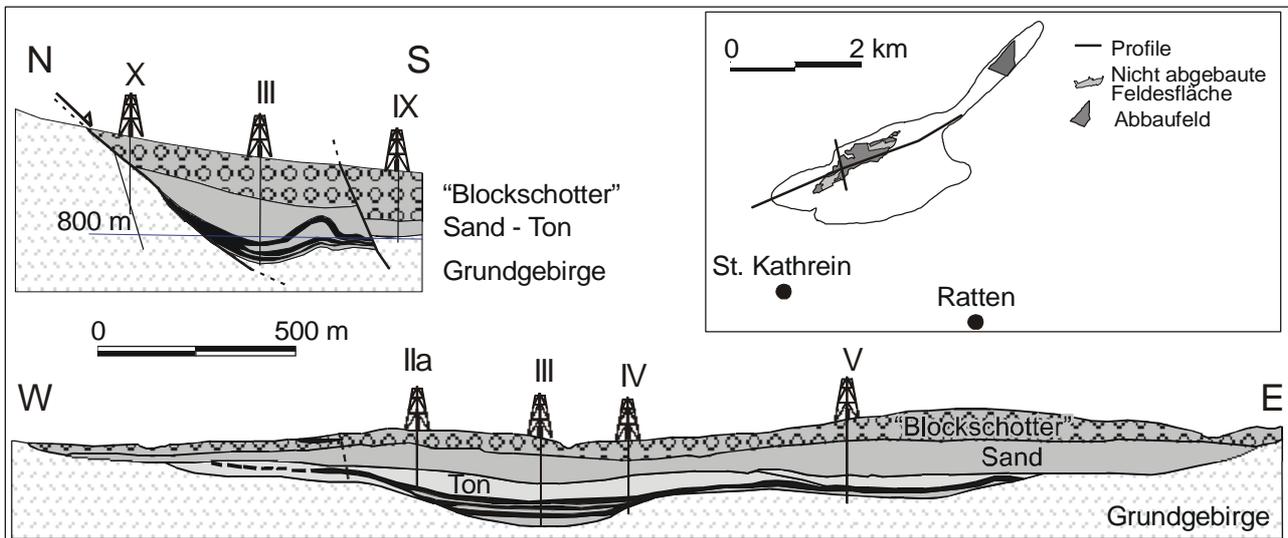


Abb. 2.

Profile durch das Miozänbecken von St. Kathrein (Insert zeigt die Position der Profile, Steir. Kohlenbergwerke A.G.). Die Abschiebung am Nordrand des N-S Profils (PETRASCHECK, 1937) beruht auf einer Interpretation von NEUBAUER et al. (2000).

Über der Kohle folgt brauner bituminöser Ton, der das Ertrinken des Moores infolge hoher Subsidenzraten anzeigt. HOFMANN (1926) beschrieb darin Süßwasserdiatomeen, sowie eine reiche Angiospermen-dominierte Flora. Die Flora der Kohlensämpfe wurde dagegen von Koniferen und Farnen dominiert. Der Sapropelit wird von braunen und grau(grünen) nicht bituminösen Tonen und groben, teils gut geschichteten Quarzsanden überlagert.

Über den Sanden lagern (diskordant?) bis 170 m mächtige verfestigte Blockschotter mit Kristallingeröllen bis fast 1 m Durchmesser (PETRASCHECK, 1922/25). Treibhölzer und Sandlagen kommen vor. An den Beckenränder lagern die Blockschotter dem Grundgebirge unmittelbar auf.

Die Tektonik der Kathreiner Mulde wird durch NE-streichende Störungen gekennzeichnet, die auch den Nordrand des Beckens bilden. NEUBAUER et al. (2000) interpretierten die Nordrandstörung als Hauptabschiebung, die einen durch N-S Extension entstandenen Halbgraben begrenzt. Zum Teil ist die Kohle durch ein jüngeres Einengungsereignis deformiert.

In der kleineren, heute ausgekohlten Rattener (Kogler) Mulde lagerte ein 12 m mächtiges Flöz dem Grundgebirge unmittelbar auf. In den unteren drei Metern wies es bis 20 cm mächtige Grobsandlinsen auf. Das Flöz bildete eine schmale asymmetrische Mulde mit flachem Nord- und fast senkrechtem Südschenkel. Gegen NE verlor es die Bauwürdigkeit aufgrund zunehmender Zwischenmittel. Ein bis 5 m mächtiger Horizont mit feinem, weißen tonigen Sand (Tuff?) überlagerte das Flöz. Darüber folgten nicht bituminöser brauner Ton, eine geringmächtige Kohlebank, grauer Ton und schließlich Schotter (Blockschotter oder Gehängeschutt).

Immediatanalysen der Kohle (GEUTEBRÜCK, 1980) zeigen einen Inkohlungsgrad, der der Grenze zwischen Weich- und Mattbraunkohlen entspricht. Der Asche- (<20 %) und Schwefelgehalt (ca. 1,0 - 1,3 %) der Kohle war relativ gering. Die Kohleproduktion bis zur Einstellung des Bergbaus im Jahre 1960 betrug ca. 2,25 Mio. t.

### Oberes Mürztal

Wesentliche Informationen über das Miozän NE Kindberg verdanken wir PETRASCHECK (1922/25), CORNELIUS (1938), NIEVOLL (1985b), sowie mehreren Bohrungen, die 1923/24 abgeteuft wurden (Abb. 3). In den westlichen Bohrungen ist eine Dreiteilung der Schichtfolge in einen grobklastischen Liegend- und Hangendabschnitt und einen feinklastischen Mittelteil gegeben. Im Bohrloch 4, das S´ Freßnitz nahe des Beckensüdrandes eine 706,5 m mächtige Wechselfolge von Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten erbohrte, ist diese Dreiteilung nicht ausgeprägt. Unter Berücksichtigung der grobkörnigen Sedimente, die nördlich Krieglach anstehen (NIEVOLL, 1985b), ergibt sich eine Gesamtmächtigkeit der miozänen Beckenfüllung von ca. 900 m.

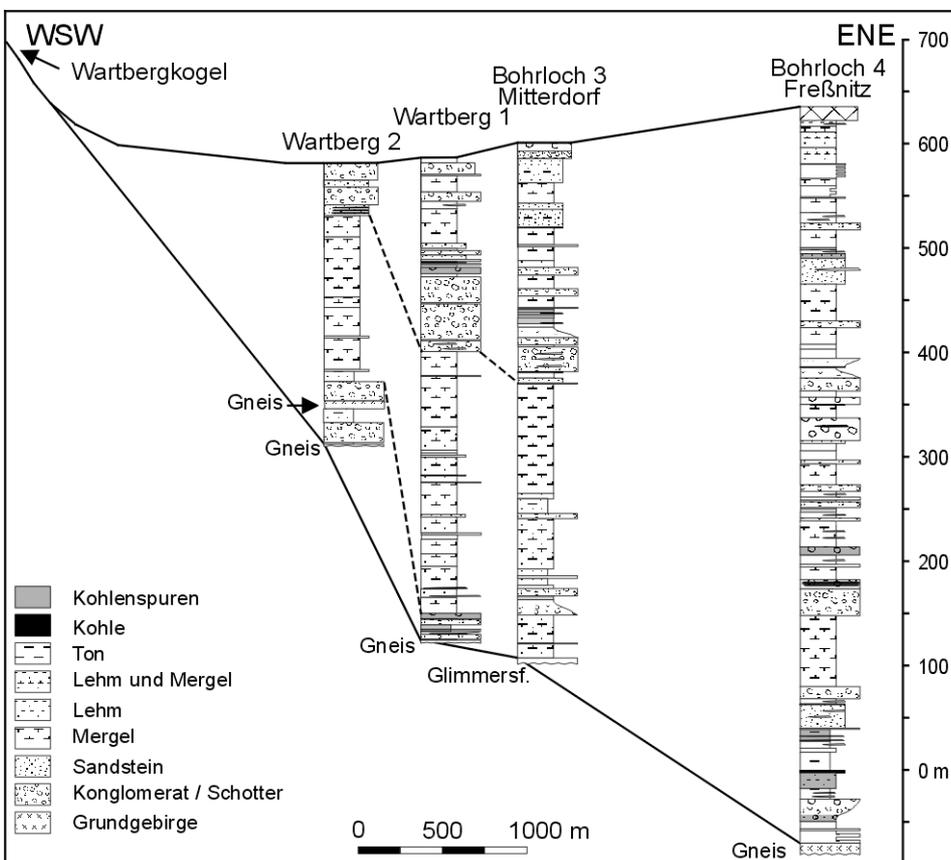


Abb. 3. Profile von Tiefbohrungen im oberen Mürztal nach unveröffentlichten Bohrprotokollen.

Kohleflöze treten lokal in grundgebirgsnaher Position auf und wurden in Illach und bei Wartberg abgebaut. Die Lagerstätte Illach befand sich in einer ENE-WSW streichenden Bucht des Miozäns, die von einer Sekundärmulde gebildet wird (Abb. 1). Der Flözhorizont mit zwei 1 m mächtigen Bänken und einem 60 cm mächtigen Zwischenmittel liegt dem Grundgebirge auf und fällt mit ca. 30° gegen Süden ein. Über die Südbegrenzung der Lagerstätte ist nichts bekannt.

Ein Profil durch die Bohrung Wartberg 1 und den ehemaligen Bergbau E' Wartberg verdeutlicht den asymmetrischen Bau des Beckens (Abb. 4). Am Südfügel beißen die basalen Sedimente in überkippter Lagerung aus und werden vom Kristallin überlagert. Die überkippten Sedimente beinhalten vom (ursprünglich) Liegenden zum Hangenden: geringmächtigen schwarzen Schiefertone und Tonmergel, das 4 bis 8 (lokal 20) m mächtige Flöz, dunkelbraunen Ton (Brandschiefer), Mergel, Sandsteine und Konglomerate. Im Osten ist die Überkippfung nicht mehr nachzuweisen.

Kohlenanalysen liegen kaum vor. Die Vitrinitreflexion ist generell gering (0,26 bis 0,32 %Rr) und weist auf das Weich- bis Mattbraunkohlenstadium (SACHSENHOFER, 1989). Einige wenige Proben (Wartberg, Alplstraße, Illach) wurden hinsichtlich Schwefel untersucht. Ihnen ist ein hoher Schwefelgehalt (5 – 10 %) gemeinsam.

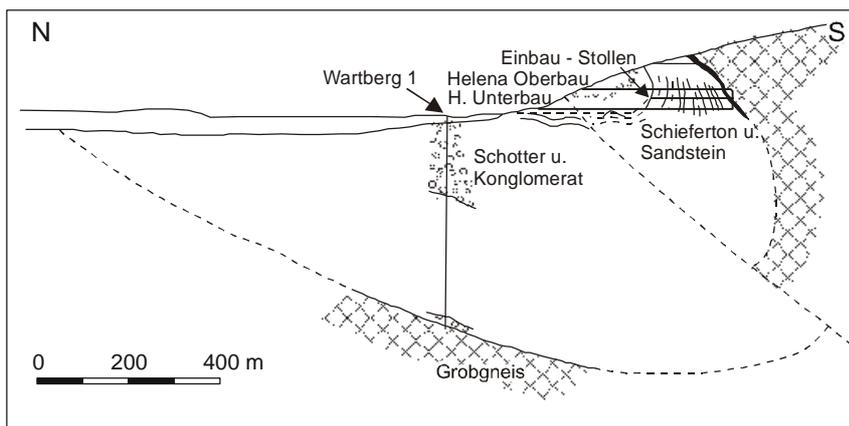


Abb. 4.  
N-S Profil durch den ehemaligen Bergbau Wartberg (modifiziert nach PETRASCHECK, 1922/25).

## Unteres Mürztal

Das Miozän des unteren Mürztales bildet im Raum Kapfenberg beckenartige Weitungen. Die Südbegrenzung des Beckens bildet die Trofaiach Linie, an der das Miozän z.T. saiger gestellt ist (NIEVOLL, 1985a).

In der nördlichen, kohleführenden Parschluger Teilmulde liegen über dem Grundgebirge Sande und Sandsteine. Darüber folgt ein durchschnittlich 4 m (max. 8 m) mächtiges Flöz, sowie Tone und Mergel mit bis zu 10 cm dicken Toneisensteinbänken. Letztere beinhalten die bekannte Flora von Parschlug (UNGER, 1848; ETTINGSHAUSEN, 1878).

Das Flöz fällt im Westteil des Beckens mit 45° gegen E und verflacht gegen die Beckenmitte auf 12°. Es wird durch mit 40° gegen NW fallende Staffelbrüche zerlegt (Abb. 5). Der Südrand der Mulde wird wiederum durch einen steilstehenden Bruch gebildet. Die beste Kohlenqualität wurde im Südwestteil der Parschluger Mulde angetroffen. Gegen E und NW verfault das in drei Bänke aufgespaltene Flöz. Die Mittelbank war meist unbauwürdig. Liegend- und Hangendbank sind wiederum in Unterbänke gegliedert. Der Aschegehalt der Kohle ist ebenso generell hoch (bis 40 %) wie der S-Gehalt (4 - 7 %). *Planorbis aplanatis* ist in einem Zwischenmittel der Unterbank häufig.

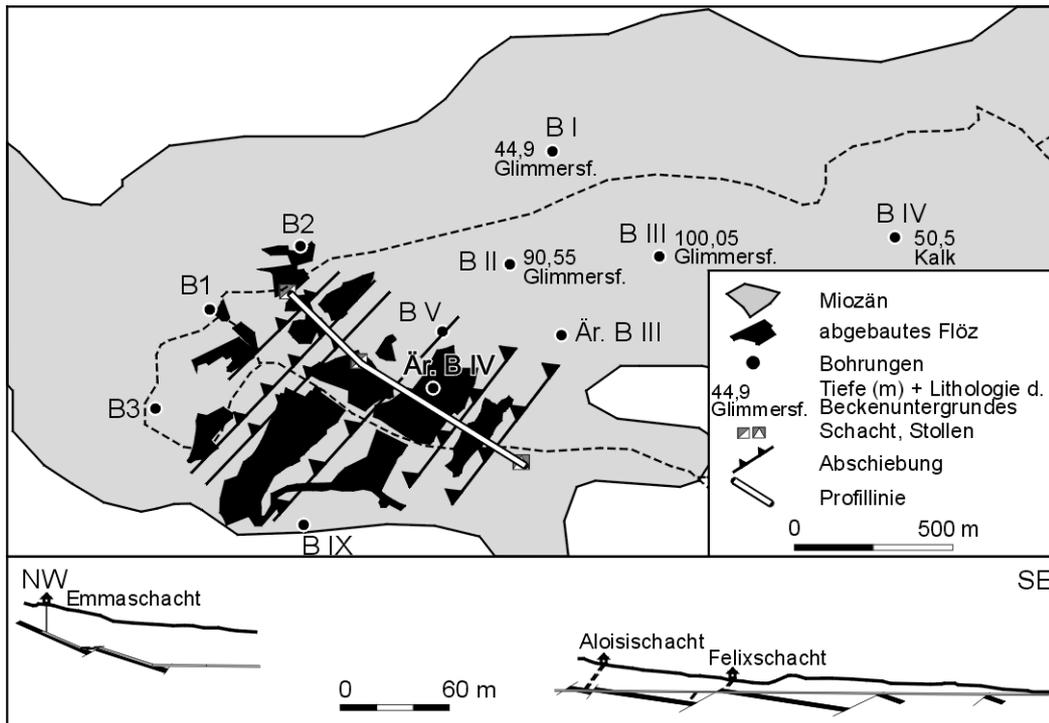


Abb. 5. Lageplan des Parschluger Bergbaus und NW-SE Profil (nach WEBER & WEISS, 1983).

Der hohe Schwefelgehalt und die Erhaltung der kalkigen Schalen weisen auf relativ hohe pH-Werte (um 7) im Kohlemaor hin. Der Inkohlungsgrad erreicht das Glanzbraunkohlenstadium. Zwischen 1843 und 1959 wurden ca. 723.000 t Kohle gefördert

Auskunft über den östlichen Beckenteil gibt die Bohrung Sölsnitz, die nahe dem Beckensüdrand das Grundgebirge in einer Tiefe von 375 m angetroffen hat. Die miozäne Schichtfolge wird durch ein Kornverfeinerung nach oben charakterisiert (Abb. 6). PETRASCHECK (1922/25) berichtete über Ölzuflüsse aus Sandsteinen, die angesichts der geringen Reife der Sedimente besonders interessant erscheinen.

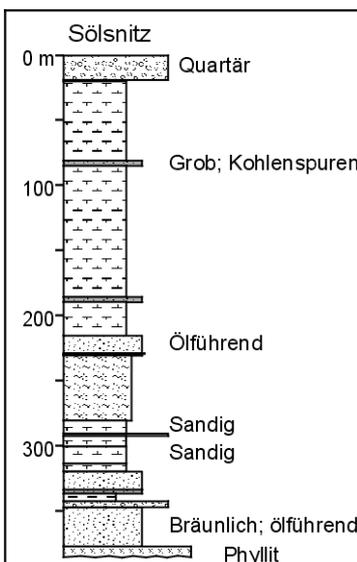


Abb. 6. Profil der Bohrung Sölsnitz (PETRASCHECK, 1922/25). Legende siehe Abb. 3.

Bei Graschnitz waren 1995 im steil gestellten Südteil des Beckens Äquivalente der Basisschichten der Bohrung Sölsnitz in einer Mächtigkeit von ca. 60 m aufgeschlossen. Weil bisher wenig über diesen Bereich bekannt ist, soll im Folgenden das Profil, das heute bereits wieder zerstört ist, vorgestellt werden:

In Graschnitz war eine fining-upward Sequenz aus Konglomeratrinnen in grünlichen, unreifen konglomeratischen Sandsteinen anzutreffen, die hangend in feinere Sandsteine überging. Die Komponenten der praktisch kalkfreien konglomeratischen Sandsteine bestanden aus Phyllit, grünen Glimmerschiefern, Chloritschiefern mit bis zu 5 mm großen Granatblasten, Phylloniten und epidotreichen Quarziten. Die Komponenten entstammen Äquivalenten der Phyllitzone und retrograd metamorphem Altkristallin. Die strukturell und kompositionell reiferen Konglomeratrinnen und einzelnen Feinkieslagen in der hangend folgenden Sandsteinsequenz enthielten neben viel Quarz, Quarzit, Muskovit-Quarzit und Metasandstein auch Schiefer, Muskovitschiefer, Phyllit, Chloritschiefer, schwarze Metasiltsteine, hellgrüne Metatuffe und vereinzelt schwarze Karbonate und Buntsandsteine, also typische Anteile der Grauwackenzone und Reste der Kalkalpenbasis.

Strömungsrippeln, Leewirbelkolke, orientierte Blattabdrücke und Treibhölzer in cm-Größe zeigten einheitlich eine Schüttung aus SE an. Diese Sandsteinabfolge war meist im cm-Maßstab geschichtet und enthielt häufig dunkelbraune siltreiche Feinsandsteine und geschichtete bis laminierte Siltsteine. Bioturbation wurde nicht beobachtet. Gradierte Schichtung war in einigen Sandsteinlagen erkennbar.

Die Sandsteinabfolge enthielt bemerkenswerte Anreicherungen von isolierten, cm bis faustgroßen Dropstones. Unter einigen großen Dropstones waren feinkörnige Sand- und Siltsteine in die Liegendschichten eingedrückt worden, wobei der obere Teil dieser Dropstones anscheinend aus dem Sediment herausragte und zur Bildung von seitlichen Kolken und angedeuteten Leewirbelkolken führte. Wir nehmen an, dass diese Steine aus dem Wurzelwerk treibender Baumstämme nach extremen Niederschlagsereignissen absedimentiert wurden. Die Häufung der Dropstones entspricht näherungsweise jener im Treibeisgürtel des Nordmeers. Das miozäne Klima (BRUCH, 1998), sowie das bescheidene Relief zu dieser Zeit (FRISCH et al., 1998) schließen Eistransport jedoch aus. In anderen Becken der Norischen Senke sind derartige Dropstones eine Seltenheit.

In die mäßig sortierte, strukturell relativ reife Sandsteinfolge waren mehrfach konglomeratische Sandsteine eingeschaltet, die aus N bis NW als Rutschungen antransportiert wurden. In einem Slump war erkennbar, dass ein weiterer Transport subaquatisch an einer mittelsteil nach NW fallenden Fläche gestoppt worden war, was zu einer internen Deformation des Lockersediments geführt hatte. Wir interpretieren diese Struktur als synsedimentär gebildete Abschiebung.

Die Sandsteinfolge ging hangend in immer feinere Sedimente, etwa dunkelgraue tonige Siltsteine eines Stillwassermilieus, über. Gradierte Schichtungen waren in den einige cm mächtigen Sandsteinpaketen typisch. Laminierte Schichten und Wickelschichtung wurden auch beobachtet. Die typische Entwicklung zur Bouma-Abfolge proximaler Turbidite zeigt eine Vertiefung des zunehmend lakustrinen Environments an. Tonig-siltige Interturbiditlagen waren häufig laminiert und frei von Bioturbation. Einige cm-mächtige Lagen mikritischen Kalksteins deuten auf eine Hungersedimentation in Seen hin, die zeitweise vom Flußsystem isoliert waren. In den Kalksteinlagen trat diagenetisch bedingt andeutungsweise polygonale Laibsteinbildung auf.

Die Lagerungsverhältnisse waren im Nordteil durch geringes bis mäßiges Einfallen nach NE, im Südteil durch steiles Einfallen in südliche Richtungen gekennzeichnet. Im SE-Teil der Grube standen die Schichten meist saiger oder überkippt (Top nach S bis SW). Im Nordteil fielen die meisten Störungen flach bis mittelsteil nach NW bis W und wiesen sinistralen Versatz mit abschiebender Komponente auf. Im Südteil herrschte sinistraler Versatz vor.

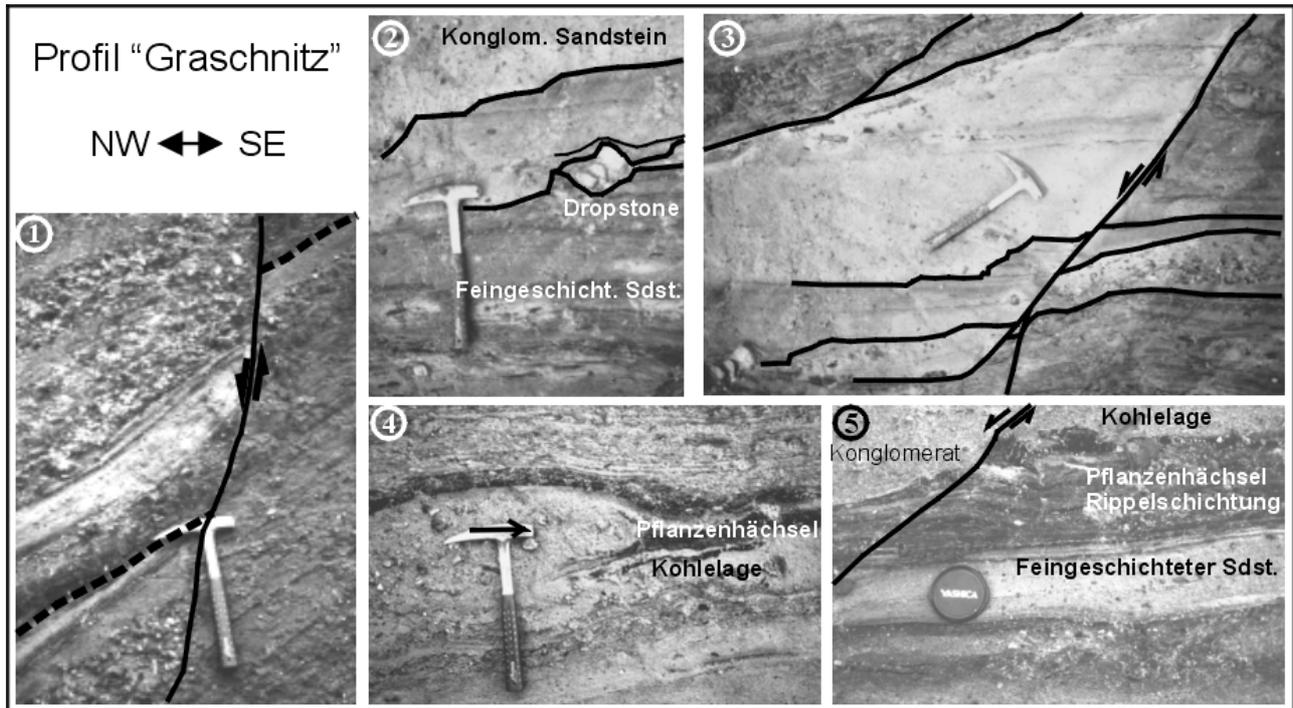


Abb. 7.

1) Abschiebende sinistrale Seitenverschiebung im tiefsten Teil der Sandstein-Abfolge. 2) Dropstone (Gangquarz) in Sandstein. 3) Links der abschiebenden sinistralen Seitenverschiebung Horizontalschichtung mit Aufarbeitungshorizonten. Rechts ist in einigen Schichten ein flexurartiges Abbiegen zu erkennen. Dieses deutet ebenso wie das NW-Fallen der hangenden Sandsteine (oben links) auf synsedimentäre Verstellungen hin. 4) Konglomeratslump, der aus NW (Pfeil) in eine Sandsteinfolge eingerutscht ist. 5) Abschiebende sinistrale Seitenverschiebung in horizontal- und rippelgeschichteten Sandsteinen.

## Aflenz

Das Miozän des Aflenzers Beckens überlagert zentralalpines Kristallin und Mesozoikum, Gesteine der Grauwackenzone und lappt lokal über die Kalkalpenbasis. Die Sedimente fallen am Beckennordrand gegen Süden ein und legen sich im zentralen Becken flach. Der Südrand des Beckens wird durch einen Bruch gebildet. Die Schichtfolge umfasst Grundkonglomerat und eine feinklastische Serie. Bei Göriach befindet sich zwischen den beiden Schichtgliedern ein Flözhorizont mit bis zu drei Flözen. Grobklastika im westlichen Beckenteil („Blockschotter“) stellen das jüngste Schichtglied dar (SPENGLER & STINY, 1926). Die stratigraphische Position von Konglomeraten am Beckensüdrand ist nicht eindeutig. Es handelt sich dabei entweder um Äquivalente der „Blockschotter“ oder um seicht liegendes Grundkonglomerat.

Das Grundkonglomerat besteht aus Brekzien, Konglomeraten und groben Sandsteinen. Es ist im östlichen Beckenteil bis 100 m mächtig und erreicht in der Bohrung Aflenz II eine Mächtigkeit von ca. 300 m. Als Komponenten treten Quarzgerölle, Werfener Schiefer, Triaskalke und Grauwackenschiefer auf. Nahe des Südrandes finden sich auch mächtige Blöcke von Gesteinen des zentralalpines Mesozoikums (SPENGLER & STINY, 1926).

Über dem Grundkonglomerat, bzw. einem einige cm-mächtigen Tonmergel folgt im östlichen Beckenteil der Flözhorizont. Das tiefste Flöz ist das 2 bis 6 m mächtige Simoniflöz, aus dem die berühmte Göriachener Säugetierfauna stammt (z.B. MOTT, 1970). Im unteren Teil beinhaltet das

Flöz 2 bis 15 cm mächtige Schiefer-tonlagen. Ein vorwiegend sandiges Zwischenmittel trennt das Simoniflöz vom 3 bis 6 m mächtigen Barbaraf-löz (Egydiflöz nach WEBER & WEISS, 1983), das von zwei Mitteln aufgespalten und von 50 cm Letten überlagert wird. Darüber folgen 15 bis 17 m mächtige Sande. Eine Feinsandbank etwa in deren Mitte führt zahlreiche Unionen. Das oberste Flöz ist das bis 5 m mächtige Joseflöz (+ Barbaraf-löz nach WEBER & WEISS, 1983). Es beinhaltet fünf dünne Mittel. Der Übergang vom liegenden Grobsand in die Kohle erfolgt in einem 10 cm dünnen Intervall. Feinkörnige Sande und graue Mergel bilden das Hangende.

Die Kohlequalität aller drei Flöze ist ähnlich. Ein Wassergehalt von 34 % bei einem mittleren Aschegehalt von 10 % weist auf den Grenzbereich Weich-/Mattbraunkohle. Der beträchtliche Schwefelgehalt der Kohle schwankt zwischen 3,8 und 6,4 % (wf.). Die Kohle beinhaltet zahlreiche *Planorbis*-Schalenreste. Beide Beobachtungen weisen, ähnlich wie in Parschlug, auf neutrale Bedingungen im Kohle-moor hin. Die Flöze waren streichend auf etwa 600 m und im Verflä-chen auf 300 m bekannt. Gegen Süden und Südosten verringert sich die Kohlequalität wegen zunehmender Zwischenmittel. Zwischen 1918 und 1955 wurde ca. 900.000 t Kohle gewonnen.

Über der Kohle, bzw. über dem Grundkonglomerat folgen (Ton-)Mergel, Silte und Feinsande. Diese feinklastische Serie erreicht in der Bohrung Aflenz II eine Mächtigkeit von ca. 200 m. In verschiedenen Positionen innerhalb der Feinklastika treten Diatomeen-führende Tone auf. Ein 2,5 m mächtiges Diatomitvorkommen W' Aflenz nahe der Basis der feinklastischen Schichtfolge wurde von HAJOS (1972) beschrieben. Hier wiesen die fein geschichteten Diatomit-Lagen Schichtdicken im mm- bis cm-Bereich auf. Streuglimmer und Pflanzendetritus waren häufig. Neben Diatomeen (u.a. *Stephanodiscus*) traten Schwammnadeln und Chrysomoniadeen-Hüllen auf. Die bestimmten Diatomeen-Assoziationen zeigen, dass die tiefsten Schichten im Süßwasser, die höheren aber im Brackwasser abgelagert wurden. Vergleiche mit ungarischen und böhmischen Vorkommen weisen auf ein unterbadenisches Alter hin.

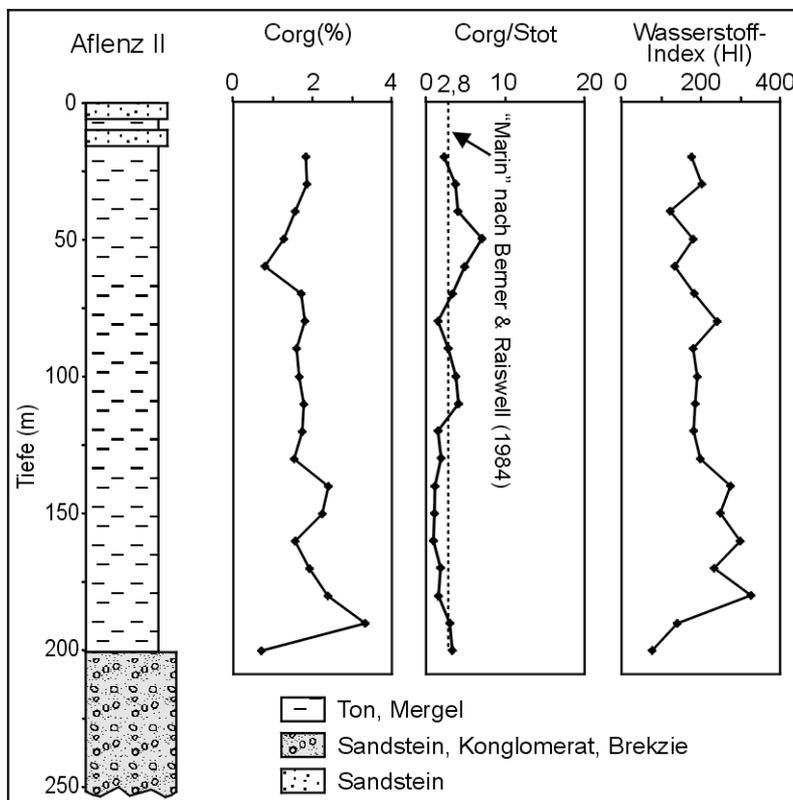


Abb. 8. Organischer Kohlenstoffgehalt ( $C_{org}$ ), Kohlenstoff/Schwefel Verhältnisse ( $C_{org}/S_{tot}$ ) und Wasserstoff-Index ( $mgHC/gC_{org}$ ) von Spülproben der Bohrung Aflenz II.

Die Gehalte an organischem Kohlenstoff ( $C_{org}$ ) und an Schwefel ( $S_{tot}$ ) wurden an Spülproben der Bohrung Aflenz II untersucht. Die feinklastischen Gesteine weisen einen durchschnittlichen  $C_{org}$  Gehalt von 2 % auf. Wasserstoff-Index (HI) Werte zwischen 120 und 350 mgHC/g $C_{org}$  charakterisieren das organische Material als Typ III bis Typ II Kerogen und zeigen, dass neben Resten höherer Landpflanzen viel aquatisches organisches Material (z.B. Algen) sedimentiert wurde. Abgesehen vom tiefsten Abschnitt, nehmen die HI-Werte gegen das Hangende ab und belegen eine relative Zunahme der Landpflanzen.

Die Schwefelgehalte der Pelite sind generell hoch. Daraus resultieren geringe  $C_{org}/S_{tot}$  Verhältnisse. Werte um 2,8 sind typisch für marine und brackische Sedimente (BERNER & RAISWELL, 1984). Die beobachteten Werte (Abb. 7) deuten daher eine zumindest zeitweise brackische Beeinflussung an. Dieses Ergebnis steht in Übereinstimmung mit den Diatomeen-Daten und erklärt auch den hohen Schwefelgehalt der Göriacher Kohle.

### Allgemeine Bemerkungen zum Miozän der Norischen Senke

*Alter der Sedimente:* Traditionell wurden die Sedimente der Norischen Senke in das Karpatium/Unterbadium eingestuft. Hauptargumente hierfür sind Großsäugerfunde (MOTTL, 1970) und das Auftreten von Tufflagen, die vom karpatisch/unterbadischen Vulkanismus im Steirischen Becken abgeleitet werden. Lediglich das Aflenz Becken wurde in das Mittelbadium gestellt.

Für das Fohnsdorfer Becken wird heute aufgrund eines Spaltspuren-Alters eines Tuffs (14,9 Mio. J.), einer Kleinsäugerfauna (MN 6; DAXNER-HÖCK, pers. Mitt.) und paläogeographischer Überlegungen ein spät-karpatisches bis mittel(ober?)badisches Alter angenommen (SACHSENHOFER et al., 2000b; STRAUSS et al., 2001). Andererseits ist nach van der MADE (1989), die Säugerfauna von Göriach im Aflenz Becken eher in die Säugerzone MN 5 als in MN 6 zu stellen und damit älter als Mittelbadium. Damit stimmt auch die Einstufung der Diatomeen-Flora von Aflenz in das Unterbadium (HAJOS, 1972) überein (s.o.). Das exakte Alter der meisten Miozänbecken bleibt jedenfalls weiterhin umstritten.

*Beckenbildungsmechanismen:* Die Becken entlang der Norischen Senke wurden im Miozän als pull-apart Becken oder Halbgräben gebildet. NEUBAUER et al. (2000) klassifizieren das St. Kathreiner Becken als Halbgraben, jenes des unteren Mürztals als pull-apart Becken. Gemeinsam sind beiden Beckentypen extrem hohe Subsidenzraten, die zu ähnlichen Schichtfolgen in allen Becken führten. Eine charakteristische Sequenz besteht aus (1) grobkörnigen alluvialen oder deltaischen Liegendschichten, (2) einem meist einzigen, aber mächtigen Flöz, das von sapropelitischen Gesteinen überlagert wird, (3) feinkörnigen Sedimenten, die in einem (z.T. brackischen) See abgelagert wurden und im hangenden Teil oftmals durch coarsening-upward gekennzeichnet sind. Den Abschluss der Schichtfolge bilden (4) grobkörnige fluviatile Schotter („Blockschotter“), die nach der Auffüllung des Sees abgelagert wurden (z.B. SACHSENHOFER, 2000).

Variationen der „Idealsequenz“ sind natürlich gegeben. So fehlen mancherorts die Liegendschichten unter dem Flözhorizont (z.B. Ratten). In Aflenz sind drei Flöze vorhanden, die anzeigen, dass im Frühstadium dieses Beckens die Subsidenzraten nicht allzu hoch waren und ein mehrmaliges Verlanden des entstehenden Sees ermöglichten. In Freßnitz sind zahlreiche Konglomeratbänke in die feinklastischen Seesedimente eingeschaltet, so dass sich keine ideale fining-upward / coarsening-upward Sequenz ausbilden konnte.

Steilstellung, bzw. Überkipfung der Schichten am Beckensüdrand ist ein weiteres Charakteristikum mehrerer Becken. Weitere Untersuchungen müssen die Vermutung belegen, dass es sich um positive „flower structures“ (Blumenstrukturen) handelt.

*Marin/brackischer Einfluß:* Die Sedimente der Norischen Senke werden generell als Süßwasserbildungen gedeutet. SACHSENHOFER et al. (2000b) bewerten hingegen das Auftreten von Congerinen, niedrigen  $C_{org}/S_{tot}$ -Verhältnisse in Peliten der Ingering Fm. und von schwefelreichen Kohlen als Argumente für eine brackische Beeinflussung des Fohnsdorfer Beckens. Es wird postuliert, dass die Bewegungen entlang der Norischen Linie gemeinsam mit einem unterbadensischen Meeresspiegelanstieg eine Verbindung zum marinen Bereich des Lavantales ermöglicht haben. Die bestimmten Diatomeen-Assoziationen (HAJOS, 1972), sowie die gemessenen  $C_{org}/S_{tot}$ -Verhältnisse (s.o.) weisen nun auch auf eine zeitweise brackische Beeinflussung des Aflenzer Beckens. Die für Süßwasserbedingungen ungewöhnlich hohen Schwefelgehalt der Kohlen des oberen und unteren Mürztals könnten mit dem Einfluss karbonatreicher Wässer, die die Huminsäuren im Kohlemauer neutralisiert haben, erklärt werden. Möglicherweise deuten sie aber auch einen Brackwasser-Einfluss entlang des Mürztals an. Brackische Bedingungen während der Kohlebildung im Gebiet von St. Kathrein sind hingegen aufgrund geringer Schwefelgehalte auszuschließen.

*Paläomagnetik:* Im südlichen Bereich des Profils „Graschnitz“ in Peliten gewonnene Paläomagnetik-Proben wiesen auf eine Uhrzeigersinn-Rotation von ca.  $60^\circ$  nach der Ablagerung der Sedimente hin (MÁRTON et al. 2000). Ein derartiger Bewegungssinn ist in den Ostalpen auf ein derzeit nicht genau abgrenzbares Gebiet östlich der Lavantal- und der Mürztal-Störung beschränkt, während im zentralalpinen Bereich westlich dieser Störungen aus Sedimenten des Ottnangium bis Sarmatium Gegenuhrzeigersinn-Rotationen von  $50^\circ$  bis  $30^\circ$  abzulesen sind. Der letztgenannte Rotationssinn ist auch für die Westkarpaten typisch und deckt sich mit der Bewegung der Adriatischen Platte im Miozän (MÁRTON et al. 2000). Die scheinbare Abkopplung eines Krustenblocks mit gegenläufigem Rotationssinn ist mit dem derzeit favorisierten Extrusionsmodell der Ostalpen (FRISCH et al. 1998, MÁRTON et al. 2000) nicht leicht in Einklang zu bringen.

*Inkohlungsgrad - Wärmefluß:* Die Inkohlung der Norischen Senke wird durch die mittelmiozäne Wärmeflussverteilung und unterschiedliche Versenkungstiefen gesteuert. Im Gegensatz zur westlichen Norischen Senke, die durch extrem hohe Wärmeflüsse charakterisiert war (Aufstieg des heißen Tauernfensters), ist im Bereich des Mürztals mit durchschnittlichen miozänen Wärmeflüssen ( $55 - 75 \text{ mW/m}^2$ ) zu rechnen (SACHSENHOFER, 2001). Deshalb und wegen relativ geringer Versenkungstiefen, blieb der Inkohlungsgrad im Bereich der Weich- bis Mattbraunkohlen. Lediglich die Parschluger Kohle erreichte das Glanzbraunkohlenstadium. Dies ist auf ihre Lage am Ostrand einer Wärmeflussanomalie zurückzuführen, die auch für die relativ hohe Inkohlung der Kohlen von Leoben – Bruck und des östlichen Trofaiacher Beckens verantwortlich war (SACHSENHOFER, 1989).

## Literatur

- Berner, R.A. & Raiswell, R.: Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: A new theory.- GCA, **47**, 855-862, St. Louis, MO 1984.
- Bruch, A.: Palynologische Untersuchungen im Oligozän von Slowenien - Paläo-Umwelt und Paläoklima im Ostalpenraum.- Tübinger Mikropaläont. Mitt., **18**, 1-193, Tübingen 1998.
- Cornelius, H.P.: Über Tertiär und Quartär im Mürztal oberhalb Kindberg und seinen Nachbartälern.- Jb. Geol. B.-A., **88**, 103-145, Wien 1938.
- ETTINGSHAUSEN, C.v.: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Flora von Parschlug in Steiermark.- Denkschr. kaiserl. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **38**, Wien 1878.
- Frisch, W., Kuhlemann, J., Dunkl, I. & Brügel, A.: Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during Late Tertiary tectonic extrusion.- Tectonophysics, **297**, 1-15, Amsterdam 1998.
- Geutebrück, E.: Übersicht über die kohlenführenden und kohlenhöflichen Tertiärgebiete in der Steiermark.- Unveröff. Bericht (FFWF 2975), Leoben 1980.

- HAJOS, M.: Kieselgurvorkommen im Tertiärbecken von Aflenz (Steiermark).- Mitt. Geol. Ges. Wien, **63** (1970), 149-159, Wien 1972.
- Hauser, A. & Neuwirth, E.: Die vulkanischen Tuffe und ihre tonigen Abkömmlinge in der Nordoststeiermark.- Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **104**, 243-253, Wien 1959.
- Hofmann, E.: Inkohlte Pflanzenreste aus dem Tertiär von St. Kathrein am Hauenstein.- Berg- und Hüttenmänn. Jb., **74**, 152-162, Wien 1927.
- Van der Made, J.: *A Conohyus* – Lineage (Suidae, Artiodactyla) from the Miocene of Europe.- Revista Espanola de Paleontologia, **4**, 19-28, 1989.
- Márton, E, Kuhlemann, J., Frisch, W. & Dunkl, I.: Miocene rotations in the Eastern Alps – paleomagnetic results from intramontane basin sediments.- Tectonophysics, **323**, 163-182, Amsterdam 2000.
- Mottl, M.: Die jungtertiären Säugetierfaunen der Steiermark, Südost-Österreichs,. Mitt. Mus. Bergbau, Geol. Technik, **31**, 1-92, Graz 1970.
- Neubauer, F., Fritz, H., Genser, J., Kurz, W., Nemes, F., Wallbrecher, E., Wang, X. & Willingshofer, E.: Structural evolution within an extruding wedge: model and application to the Alpine-Pannonian system. In: Lehner, F.K., Urai, J.L. (Hrsg.) Aspects of Tectonic Faulting (Festschrift in Honour of Georg Mandl), Springer, 141-153, Berlin 2000.
- Nievoll, J.: Die bruchhafte Tektonik entlang der Trofaiachlinie (östliche Zentralalpen, Österreich).- Jb. Geol. B.-A., **127**, 643-671, Wien 1985a.
- Nievoll, J.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des mittleren Mürztales auf den Blättern 103 Kindberg und 104 Mürzzuschlag.- Jb. Geol. B.-A., **128**, 269-273, Wien 1985b.
- Petrascheck, W.: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten, Teil 1, Wien-Kattowitz 1922/25.
- Petrascheck, W.: Die Kohlenlager Österreichs.- Z. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen, **85**, 179-186, Wien 1937.
- Petrascheck, W.: Vulkanische Tuffe im Jungtertiär am Alpenostrand.- Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., Mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, **149**, 145-154, Wien 1940.
- Petrascheck, W.: Vulkanische Tuffe im Jungtertiär der Ostalpen.- Verh. Geol. B.-A., **1955**, 231-239, Wien 1955.
- Sachsenhofer, R.F.: Das Inkohlungsbild im Jungtertiär der Norischen Senke (Östliche Zentralalpen, Österreich) und seine paläogeothermische Deutung.- Jb. Geol. B.-A., **132**, 489-505, Wien 1989.
- Sachsenhofer, R.F.: Geodynamic controls on deposition and maturation of coal in the Eastern Alps.- In: F. Neubauer, V. Höck (Hrsg.) Aspects of Geology in Austria, Mitt. Österr. Geol. Ges. **92**, 185-194, Wien 2000.
- Sachsenhofer R.F., Kogler A., Polesny F., Strauss P. & Wagreeich M.: The Neogene Fohnsdorf Basin: Basin formation and basin inversion during lateral extrusion in the Eastern Alps (Austria).- Int. J. Earth Sciences, **89**, 415-430, Berlin 2000a.
- Sachsenhofer, R.F., Strauss, P., Wagreeich, M., Abart, R., Decker, K., Goldbrunner, J.E., Gruber, W., Kriegl, C. & Spötl, C.: Das miozäne Fohnsdorfer Becken - Eine Übersicht.- Mitt. Geol. Bergbaustud., **44**, 173-190, Wien 2000b.
- Sachsenhofer, R.F.: Syn- and post-collisional heat flow in the Tertiary Eastern Alps.- Int. J. Earth Sciences, **90**. DOI 10.1007/s005310000179, 2001.
- Spengler, E. & Stiny, J.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich – Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz.- Geol. B.-A., 99 S., Wien 1926.
- Strauss P.H., Wagreeich M., Decker K. & Sachsenhofer R.F.: Tectonics and sedimentation in the Fohnsdorf-Seckau Basin (Miocene, Austria): From a pull-apart basin to a half-graben.- Int. J. Earth Sciences **90**. DOI 10.1007/s005310000180, 2001.
- Unger, F.: Die fossile Flora von Parschlug.- 39 S., Graz 1848.
- Weber, L. & Weiss, A.: Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlevorkommen.- Archiv f. Lagerst.-forsch. Geol. B.-A., **4**, 1-317, Wien 1983.
- Zeilinger, G., Kuhlemann, J., Reinecker, J., Kázmér, M. & Frisch, W.: Das Tamsweger Tertiär im Lungau (Österreich): Fazies und Deformation eines intramontanen Beckens und seine regionale geodynamische Bedeutung.- N. Jb. Geol.-Paläont. Abh., **214/3**, 537-568, 1999.



## TERRACES OF THE MIDDLE MÜRZ VALLEY

Janusz Magiera

Soft sediments of the Middle Mürz river valley have been subject to investigations i.a. by H. P. CORNELIUS (1938, 1952), J. E. GOLDBRUNNER (1979) and J. NIEVOLL (1984). Two formations are represented there: Tertiary (Miocene and presumably Pliocene) and Quaternary (Pleistocene and Holocene). The former consists of freshwater, lacustrine and alluvial sediments of the "Norischen Senke", the latter – of fluvio-glacial, alluvial and gravitational sediments. The both are mostly clastic stuff and bear no or very little age markers. This was a source of a confusion as for the distinguishing between Tertiary and Quaternary sediments. H. P. CORNELIUS in his early studies of (l.c.) classified most soft sediments occurring above the valley floors as Tertiary, except for gravel terraces in vicinity of Hönigsberg and Mürzzuschlag. Later works, particularly by J. Nievoll (l.c.), revealed a tendency to recognize more Pleistocene sediments and landforms, based on petrographic composition of gravels and geomorphological evidence.

In the present study further geomorphological and lithological hints were found that point to younger age of some sediments and terraces in the Middle Mürz valley as well as in its main tributaries. Moreover, a consistent scheme of the Quaternary terraces in the valley was suggested. Tertiary sediments were not a subject to the study.

Five main levels of terraces and fans can be seen over the valley floor. The lowest one is formed of the fans of tributaries (Figs. 1 and 2). The fans are well pronounced in the landscape. Their height above the Holocene valley floor is usually 2 – 5 m. Some of them are quite vast, attaining a length up to 1 km and a width up to 2 km, as e.g. the fan of the Fresnitzbach by Krieglach. It seems that a formation of main masses of the fans took place at the climax of the last glaciation. Proglacial waters running out from melting glaciers of the Stuhleck ridge and Hochveitsch massif supplied the valleys with the rock debris in quantities big enough to form such vast fans. Formation of the fans continued in Holocene. Natural forestation of the catchment area hindered the process and stabilized the fans. However, dissection and accretion of sediments occur even quite recently, particularly intensely during heavy rainfalls.

Lower level („low terrace“) is well pronounced as well. It is formed of the "terrace shelves" of various width of 50-500 m stretching mainly along the left valley slopes and fans at the mouths of tributaries. The largest fans spread at the outlets of the Steinbach, Treibach and Fresnitzbach valleys. The area of the two latter is where the terrace is the widest, moreover.

The age of sediments forming the lower terrace and fans is not quite clear. J. NIEVOLL (l.c.) assigned Riss or even pre-Riss age to the fans of the Fresnitz, Treibach and Ganz valleys as well as to the terrace shelf E of Krieglach and S of Hönigsberg. Other fragments were recognized as the Würm-age sediments. It is noteworthy however, that the landforms in question form surfaces located at similar heights above the river level, i.e. ca. 20 m close to the their lower edges and ca 45 m in upper, distant parts. Some bigger fans, spreading further up the tributary valleys, reach a height of up to 60 m above the Mürz river. Fans on the right slopes of the Mürz and Frörschnitz valleys have heights bigger at ca. 10 – 20 m than those on left sides. Also higher are fans on both sides of the Mürz valley up from Mürzzuschlag. This is due to some asymmetry of the landforms (and geology) NW and SE of the Semmering - Mürzzuschlag - Bruck line, discussed further on. It seems that, despite this differentiation, described terrace shelves and fans form a single level and are, thus, of the same age.

Formation of such pronounced and widespread sediments must have proceeded during melting out large masses of glaciers and snow in the mountains. Their location just above the late Pleistocene/Holocene fans points to the Würm age.

Next, upper level ("middle terrace") is preserved worse. Fans and remnants of the terrace are built of coarse to fine gravels, pebbles and boulders that cover the valley slopes in the height range ca. 40-60 m (max. 100 m) above the river. They occur only on the left slope of the Mürz valley and in the valleys of left tributaries. The largest fan developed at the outlet of the Traibach valley in Schwöbing. Relatively well pronounced terrace is visible between Schwöbing and Hönigsberg. Here again the age is not certain. Most fragments of the level in question were considered as pre-Riss in age by J. NIEVOLL (l.c.). Similar hints as in case of the Würm terrace and fans point to relation of the gravel and pebble of the 40-60 m level to the climax of montane glaciation. In this particular case it was presumably the Riss glaciation. Its extent was larger than the extent of the Würm glaciation (H.P. CORNELIUS, 1933), thus fluvio-glacial sedimentation was more intense. Indeed, the extent of the fluvio-glacial fans of the upper level is impressive. Originally it should have been much larger, if we take into account intensive erosion in the Riss/Würm interglacial.

Older fluvial and fluvio-glacial sediments are preserved only in small patches. They are gravels and pebbles dispersed on a surface or in a loam covering slope flattening N of Wartberg and Mitterdorf at the height of 70-100 m above the river bed, E of Schwöbing (80-120 m), S of Langenwang (60-70 m) and W of Mürzzuschlag (ca. 140 m). Almost all of those places are located at the outlets of the valleys of tributaries and mark ancient fans of pre-Riss (Mindel ?) age. As there is still very little information on the extent of the Mindel glaciation in the area of the middle Mürz valley, we can only suspect, that the formation of the fans in question could have taken place towards the end of the glaciation, when the main valleys were free of ice.

The highest remnants of fluvial and/or fluvio-glacial pebbles and boulders can be found on top of Wartbergkogel (ca. 710 m a.s.l., 100-140 m above the river bed), W of Mitterdorf (Am Berg, 120-140 m), on Feistritzberg (80-100 m), SE of Langenwang (Pichlwang; 80-100 m), E of Hönigsberg (Kranzbauer; 90-130 m), on the SE ridge of the Ganzstein (140-200 m) and on the watershed between Fröschnitz and Steinbach valleys (ca 200 m). The only hints as for the age and origin of the sediments are high relative position and coarse fraction. The former points to definite pre-Riss (early Quaternary ?) age, the latter – to rather fluvial, fluvio-glacial or glacial sedimentary environment than lacustrine, more typical for Tertiary environment. It cannot be excluded, however, that the highest pebbles and boulders represent rests of alluvial and gravitational sediments of the Miocene age.

Distribution and heights of the terraces and fans in the Mürz and Fröschnitz valleys reveal striking asymmetry. They occur mainly on the left sides of both valleys while on the right sides their remnants are scarce and small. Fans and terraces are preserved very poorly in the Mürz valley upstream from Mürzzuschlag. Moreover, terraces and fans on the right sides have bigger heights than those on the left sides. This can be due to two factors, that can coincide together: relative uplift of the area NW of the Semmering-Mürzzuschlag-Bruck line against the area SE of the line and much more intense fluvio-glacial sedimentation of left Mürz and Fröschnitz tributaries than the right ones. The latter can be explained on a basis of significant differences in bedrock geology of the source areas. The Stuchleck ridge built mainly of quartz phyllites was much more susceptible to glacial erosion and yielded much more debris than limestone massif of the Hochveitsch.

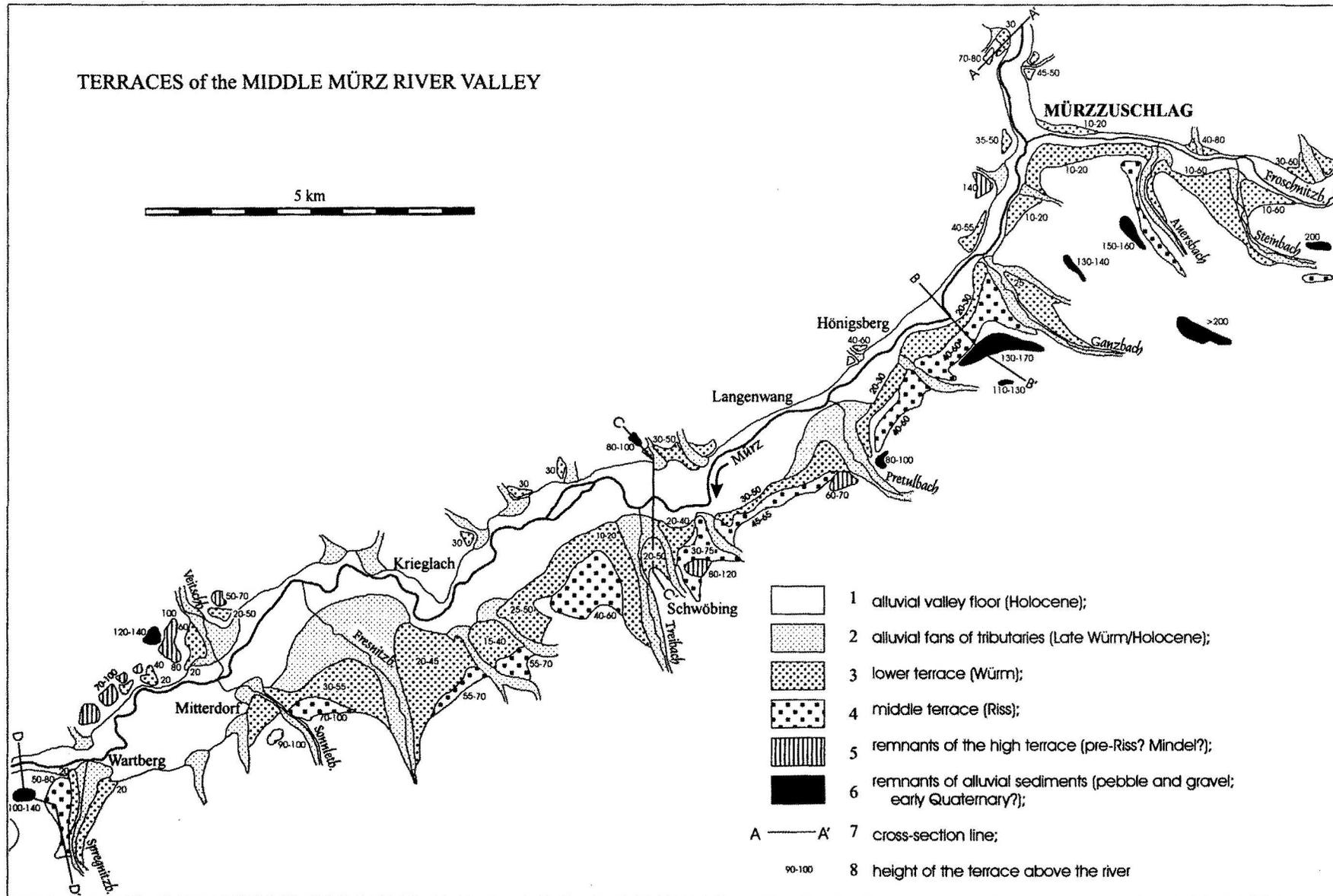


Fig. 1: Terraces of the Middle Mürz valley.

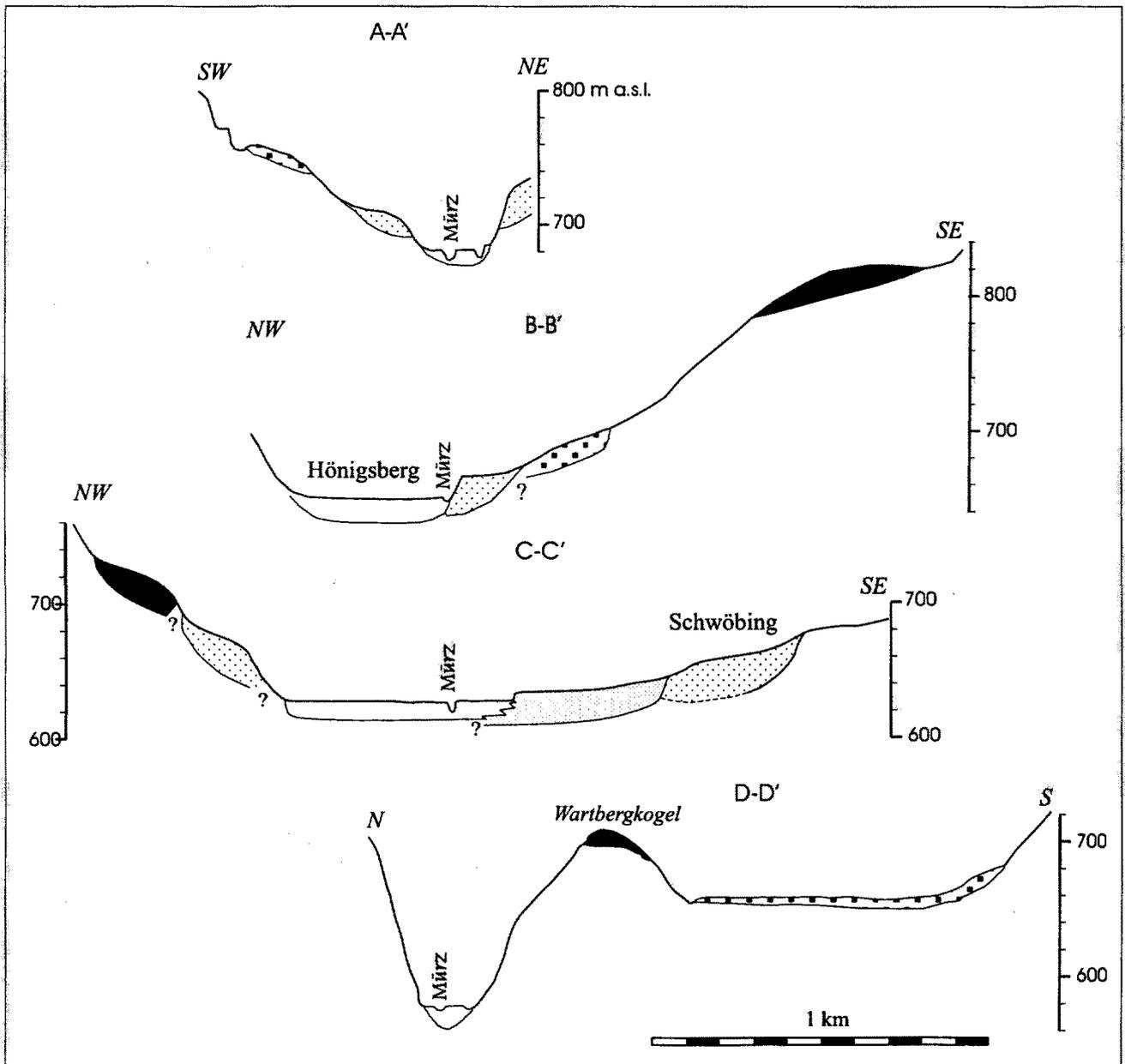


Fig.2: Cross-sections of the Middle Mürz valley;  
Explanation of fill patterns as in Fig. 1.

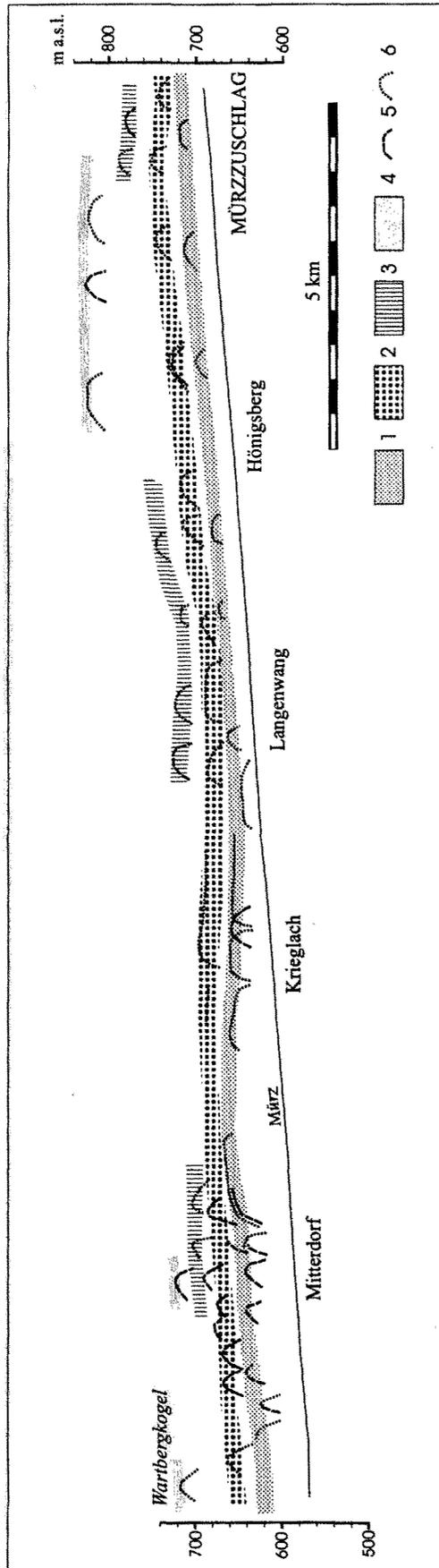


Fig. 3. Longitudinal profile of the Middle Mürz valley;

- 1 lower terrace (Würm);
- 2 middle terrace (Riss);
- 3 remnants of the high terrace (pre-Riss? Mindel?);
- 4 remnants of alluvial sediments (pebble and gravel; (early Quaternary?);
- exposures and landforms on the valley slopes:
- 5 right
- 6 left

Recent tectonic activity of the Mürz valley zone („Mürz-Mur Furche“) is well known (e.g.: J. DRIMMEL, 1980). It reflects not only in mentioned above horizontal asymmetry but also in vertical deformation of the terraces (fig. 3). All levels (i.e. terraces and fans) occupy the highest positions above the river bed downstream of Krieglach, while their heights are the smallest between Krieglach and Hönigsberg. Upstream of Hönigsberg the Mindel and early Quaternary levels climb up considerable again, while Würm and Riss levels attain only slightly higher positions. Moreover, postglacial alluvial sediments of the valley floor are the thickest downstream of Langenwang (up to ca. 17 m) and dramatically thin upstream (down to ca. 6-8 m), showing the bedrock in Hönigsberg (J. E. GOLDBRUNNER, 1979).

It seems therefrom, that the rate of the river incision varied over a time and a space. In the valley reach upstream of Hönigsberg the incision was the largest in the middle of Quaternary (Mindel-Riss), then reduced in late Pleistocene and grew up again in Holocene. In the area of Langenwang the rate of incision was moderate and more or less stable throughout the Quaternary. In the reach downstream of Krieglach incision was generally big and became particularly intensive in the late Würm, then almost stopped.

It is not reasonable to calculate values of the Quaternary incision/uplift in the middle Mürz valley zone at the present stage of research. Investigations are continued.

The work was done with the support of the Geologische Bundesanstalt in Vienna (field works) and University of Mining and Metallurgy (AGH) in Cracow (within statute research project 2001).

## References

- Cornelius H. P., 1938: Über Tertiär und Quartär im Mürztal oberhalb Kindberg und seinen Nachbarälern. - Jb. d. Geol. Bundesanstalt, 88, 1-2, p. 103-145, Wien (Geol. B.-A.).
- Cornelius H. P., 1952: Die Geologie des Mürztalgebietes. Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag 1:75.000. - Jb. d. Geol. Bundesanstalt, Sonderbd. 4, 94 pp., Wien (Geol. B.-A.).
- Drimmel J., 1980: Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. - In: Oberhauser, R.: Der geologische Aufbau Österreichs, Wien - N. York (Springer).
- Goldbrunner J. E., 1979: Hydrogeologische Untersuchungen im Bereich von Schwöbing (Mittleres Mürztal/Steiermark). Unpublished theses, Phil. Fak. Univ. Graz, 124 pp., Graz.
- Nievoli J., 1984: Bericht 1984 über Kartierungen im Tertiär und Quartär des mittleren Mürztales (ÖK 103/104, Kindberg/Mürzzuschlag). Archiv. GBA, 13 pp. + map, Wien (Geol. B.-A.).

## **DAS HOCHMOOR CAPELLAROWIESE (STMK., ÖSTERREICH) – ERSTE ERGEBNISSE ZUR GENESE DES HOCHMOORES UND ZUR WALDGESCHICHTE DER UMGEBUNG.**

Ruth DRESCHER-SCHNEIDER & Ilse DRAXLER

### **Zusammenfassung**

Die ersten pollen-, sporen- und tierrestanalytischen Untersuchungen eines 400 cm mächtigen Profils aus dem Hochmoor Capellarowiese zeigen, daß die Ablagerungen am Ende der letzten späteiszeitlichen Klimaverschlechterung (Jüngere Dryas) oder ganz zu Beginn des Holozän (ca. 9500 v.Chr.) einsetzen. Die regionale Vegetationsentwicklung umfaßt folgende Abschnitte: Kiefern-Birken-Zeit mit wenig Zirbe, Fichten-Kiefern-Hasel-Zeit, Hasel-Zeit, Fichten-Zeit, Tannen-Fichten-Zeit, Buchen-Tannen-Zeit, mittelalterliche und neuzeitliche Kulturphase.

Das Moor entstand vermutlich durch Verlandung eines oder mehrerer flacher Tümpel. Nach einem Übergangsstadium in Form eines Durchströmungsmoores setzte die Bildung von Hochmoortorf um ca. 7000 v.Chr. ein. Der aktuelle Moortyp eines Latschhochmoores begann sich erst nach etwa 1500 n.Chr. zu entwickeln.

### **Einleitung**

Nur wenige Promille der Oberfläche Österreichs werden von Mooren eingenommen. In der landläufigen Meinung unproduktive Flächen ohne materiellen Nutzen, waren und sind sie leider auch heute noch durch Kultur- bzw. Meliorationsmaßnahmen einerseits und durch Torfabbau andererseits stark gefährdet.

Moore sind aber nicht nur ein wichtiger, wenn auch flächenmäßig kleiner Teil der Landschaftsvielfalt Österreichs, sondern sie stellen Lebensräume für viele seltene Tier- und Pflanzenarten dar und sind unwiederbringliche Archive der Vegetations- und Klimageschichte ihrer Umgebung.

Das Hochmoor Capellarowiese ist eines der 19 Teilmoore des Naßköhr, des größten Moorkomplexes im Osten der Ostalpen (STEINER 1992). Obwohl sich gerade Hochmoore ausgezeichnet für die Rekonstruktion der Vegetations- und Klimageschichte eignen, wurde bisher weder eines der Moore des Naßköhr, noch eines der übrigen Moore aus der Mariazeller Gebirgsumrahmung oder der Mariazeller Paßlandschaft pollenanalytisch bearbeitet. Ausnahmen bilden nur das Mitterbacher Moor (N Mariazell) und das Hallhofer-Moor (Halltal, E Mariazell), die beide durch ZUMPFER (1929) palynologisch bearbeitet worden sind. Sie werden im Österreichischen Moorschutzkatalog (STEINER 1992) jedoch nicht mehr aufgeführt und existieren daher wohl nicht mehr.

Die vorliegende Untersuchung soll nun diese Lücke schließen.

### **Naturräumliche Beschreibung**

#### **Geographische Lage und geologische Verhältnisse (Abb. 1)**

Das Naßköhr liegt im Gebiet zwischen dem Seebergsattel im W sowie der Schneelpe und der Rax im E, die zu den Mürzsteiger Alpen zusammengefaßt werden (LIEB 1991).

Die Capellarowiese (47°43'14"N/15°32'14"E) umfaßt den östlichen Teil des Naßköhr, das sich auf durchschnittlich 1260 m NN befindet. Der Kessel wird begrenzt durch die Klobenwände und den Spielkogel (1599 m NN) im N, durch das Hohe Waxenegg (1647 m NN) im NE, das Kleine Waxenegg (1682 m NN) und den Draxlerkogel (1354 m NN) im E und den Schafkogel (1444 m NN) mit dem Buchalpl (1420 m NN) im S. Im Osten schließt die Schneelpe an.

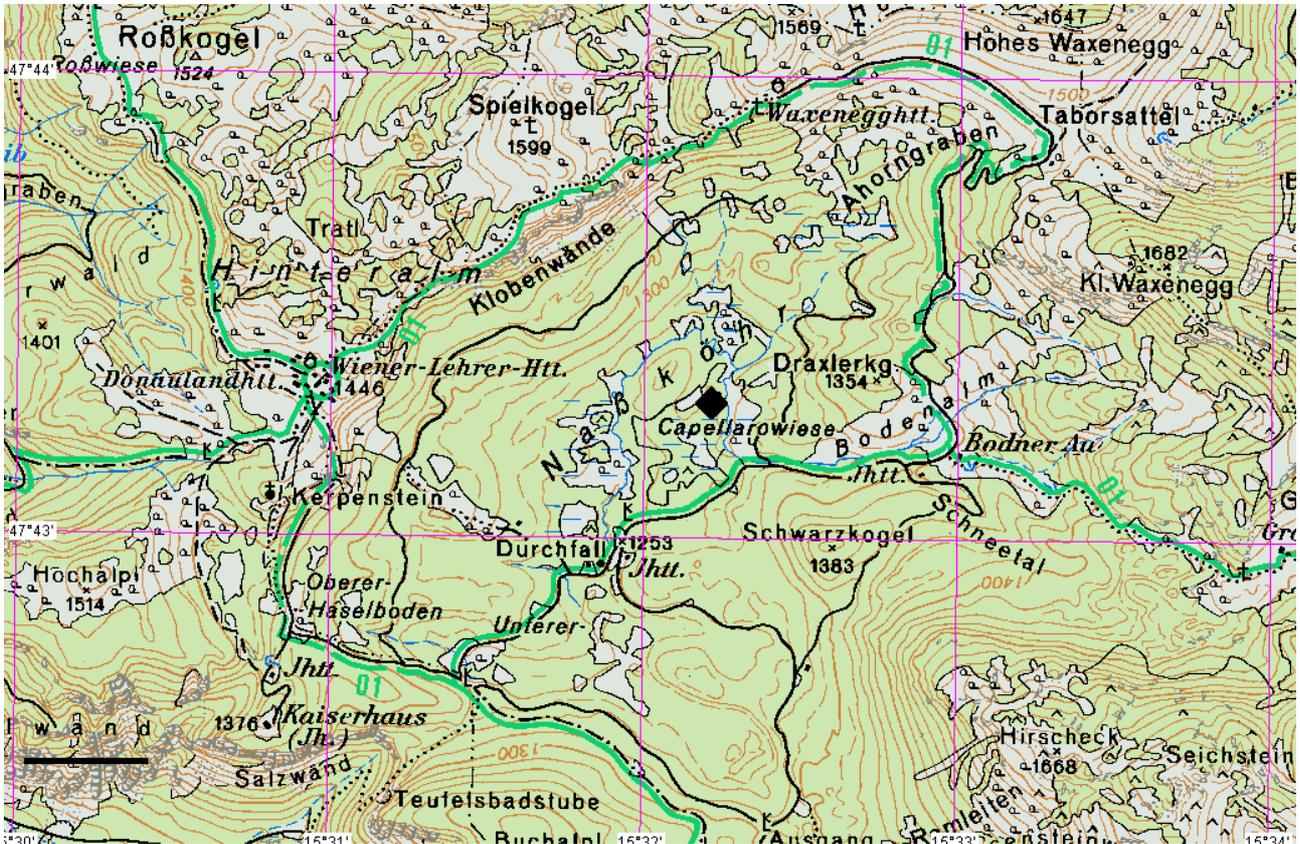


Abb. 1: Kartenausschnitt mit der Lage des Bohrpunktes. ◆ : Bohrpunkt. Schwarzer Balken links unten entspricht 0,5 km.

Während des Würmhochglazials war das Gebiet der Schneealpe und der Rax vergletschert (VAN HUSEN 1987). Wie eine Moräne beim Eisernen Törl (G. MANDL, pers. Mitteilung) belegt, war das Naßköhr ebenfalls von Eis bedeckt.

Abgesehen von einigen, nur unregelmäßig wasserführenden Rinnsalen aus den umliegenden Hängen besteht heute nur ein Zufluß aus dem Osten von der Bodenalm (zwischen Kl. Waxenegg, Draxler-Kogel und Schwarzkogel) her. Einen oberirdischen Abfluß scheint es nicht zu geben. Diese abflußlose Muldenlage in einer Region mit mehr als 1500 mm Niederschlag ist eine ideale Voraussetzung für die Bildung von Hochmooren.

Geologisch gehört das Gebiet zu den Steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. Die das Naßköhr umgebenden Höhenzüge bestehen aus Triaskalken (FLÜGEL & NEUBAUER 1984).

### Aktuelle Vegetation

Das Hochmoor Capellarowiese ist nach STEINER (1992) ein sauer-oligotrophes Regenmoor. An den feuchteren Stellen im Hochmoorzentrum findet sich die typische Ausbildung eines Latschen-Hochmoores (*Pino mugo*-Sphagnetum *magellanici*) mit den charakteristischen Arten: Latsche (*Pinus mugo*), Scheiden-Wollgras (*Eriophorum vaginatum*), Moor-Preiselbeere (*Vaccinium oxycoccos*), Rosmarinheide (*Andromeda polifolia*), Wenigblütige Segge (*Carex pauciflora*), Krähenbeere (*Empetrum hermaphroditum*), Moor-Rauschbeere (*Vaccinium uliginosum*) und verschiedenen Torfmoosen (*Sphagnum magellanicum*, *S. capillifolium*). In den nassen Schlenken

trifft man dagegen eine Vegetation aus der Wollgras-Rasenbinsen-Gesellschaft (*Eriophoro vaginati-Trichophoretum cespitosi*) mit Rasen-Haarbinse (*Trichophorum cespitosum*), Scheiden-Wollgras (*Eriophorum vaginatum*), Rosmarinheide (*Andromeda polifolia*), Blumenbinse (*Scheuchzeria palustris*) und den Moosen *Sphagnum magellanicum*, *S. capillifolium* und z.T. *S. fuscum*.

## Methoden

Die Bohrung wurde mit Hilfe eines Streif-Kolben-Bohrers von 50mm Rohrdurchmesser durchgeführt.

Für eine erste Übersicht wurden Proben im Abstand von durchschnittlich 20 cm, an der Basis von 5 cm und am oberflächennahen Ende der Bohrung von 10 cm untersucht. Die Ausgangsmenge für die Probenaufbereitung bildeten 1 oder 2 cm<sup>3</sup>. Beim chemischen Aufschluß wurde für das tonig-schluffige Material an der Basis der Sequenz 30%ige HF verwendet. Die torfigen Proben wurden nach einer Vorbehandlung mit KOH acetolysiert. Alle Proben sind in wasserfreiem Glycerin aufbewahrt.

Die Pollenpräparate wurden mit Hilfe eines Leitz-Laborlux D Mikroskopes bei 400-facher Vergrößerung bearbeitet. Pro Horizont wurden in den meisten Fällen mindestens 1000 Pollenkörner (PK) bestimmt und gezählt. Außerdem wurden neben den Farnsporen auch tierische Mikroreste (beschalte Amöben, Strudelwürmer, Rädertierchen) und Pilzsporen berücksichtigt. Die Bestimmung der Oozyten der Strudelwürmer basiert auf der Arbeit von HAAS (1996), jene der Pilzsporen und übrigen tierischen Reste auf den Arbeiten von VAN GEEL (u.a. 1976).

Die Ergebnisse werden als Schattenrißdiagramme dargestellt. In die Grundsumme zur Berechnung der Prozentwerte ist der Pollen aller Baum- und Straucharten, sowie der Kräuter eingeschlossen. Auf diese Grundsumme bezogen sind die Werte der Sporen, der tierischen Reste, der Holzkohle und auch des Pollens der Sauergräser (Cyperaceae), da diese zeitweise ein Bestandteil der lokalen Moorvegetation bildeten und daher im Pollendiagramm übervertreten sind und dadurch das Bild der regionalen Vegetationsentwicklung verfälschen würden. Die Schattenrisse all jener Typen, die nicht in die Pollensumme eingerechnet wurden, sind in den Diagrammen mit einer Kreuzschraffur unterlegt. Um auch sehr kleine Werte im Pollendiagramm sichtbar zu machen, werden die Prozentwerte 10 x überhöht (Punktierung).

## Ergebnisse

### Stratigraphie

Das Moorprofil läßt sich makroskopisch folgendermaßen gliedern:

0 – 350 cm *Sphagnum*- und *Eriophorum*-Torf

um 350 cm *Sphagnum*-Torf mit vielen gut erhaltenen *Sphagnum*-Resten

350 – 385 cm Feindetritus-Gyttja mit Resten von *Carex*, Braunmoosen, usw.

385 – 400 cm grauer toniger Schluff

ab 400 cm sandiger Schluff mit hohem Dolomitanteil

### Datierung

Vorläufig stehen aus der Capellarowiese noch keine <sup>14</sup>C-Daten zur Verfügung. Die zeitliche Einstufung beruht vorwiegend auf der Parallelisierung mit dem gut datierten Pollendiagramm aus dem Leopoldsteinersee bei Eisenerz (DRESCHER-SCHNEIDER unpubl.)

### Die regionale Vegetationsentwicklung (Abb. 2 und 3)

Die Ablagerungen in Form von Schluff und Ton begannen im Bereich der Capellarowiesen zu einer Zeit, als die Umgebung des Moores mit einem sehr lockeren Wald aus Kiefern (*Pinus*) und Birken (*Betula*) und einer reichen Kräuterflora im Unterwuchs besiedelt war (Abb. 2, Pollenzone, PZ, 1, 400–387 cm). Der Erhaltungszustand der Kiefernpollenkörner ist nicht sehr gut, so daß nicht entschieden werden kann, wie hoch der Anteil der Zirbe (*Pinus cembra*) zu jener Zeit noch war. Aus anderen Untersuchungen ist aber bekannt, daß die Zirbe und die Lärche (*Larix*) mit Sicherheit an der spätglazialen Waldvegetation beteiligt gewesen sind. Der hohe Anteil an eingeschwemmten Sporen des Moosfarns (*Selaginella selaginoides*) deutet darauf hin, daß sich der Kessel des Naßköhr im Bereich der oberen Waldgrenze befand. Die Artenzusammensetzung dieser untersten Proben spricht dafür, daß die Tone und Schluffe am Ende des letzten spätglazialen Klimarückschlages (ca. 12.500–11.500 vor heute, SCHWANDER et al. 2000) abgelagert wurden und daß die Obergrenze dieser PZ ein maximales Alter von 11.500 Jahren (d.h. 9.500 v.Chr.) hat.

Nach dem Ende des Klimarückschlages wanderten relativ rasch Fichte (*Picea*), Hasel (*Corylus*) und erste Ulmen (*Ulmus*) ein (PZ 2, 387–365 cm). Wie in ganz Europa erreichten die Haseln auch in der weiteren Umgebung des Naßköhr während der Hasel-Fichten-Zeit (PZ 3, 365–352 cm) zwischen etwa 7000 und 8000 v. Chr. eine enorme Verbreitung.

Um etwa 7.000 v.Chr. begannen die Fichten die lichtliebenden Haseln, Kiefern und Birken nach und nach aus den Wäldern am Naßköhr zu verdrängen (PZ 4, 352–310 cm). In den tieferen Lagen (d.h. etwa unterhalb 800-1000 m NN) beherrschten Mischwälder aus Eichen (*Quercus*), Ulmen (*Ulmus*), Linden (*Tilia*), Ahorn (*Acer*) und Fichten die Waldvegetation. Aber auch Haseln waren zunächst noch immer häufig. Ebenfalls in dieser Zeit erreichten die ersten Buchen (*Fagus*) die weitere Umgebung des Moores.

Ungefähr 1000 Jahre später erreichte die Fichte die Dominanz in den Wäldern, und dichte, fast reine Fichtenwälder beherrschten während ca. 1000 Jahren (von etwa 6.000 bis 5.000 v. Chr., PZ 5, 310–210 cm) weite Teile der östlichen Ostalpen. Neben der Buche war inzwischen auch die Tanne (*Abies*) eingewandert. Die beiden vermochten sich aber vorläufig noch nicht gegen die Fichte durchzusetzen.

Bis ca. 3.000 v. Chr. stellte die Fichte weiterhin die dominierende Holzart der Waldvegetation dar, langsam breiteten sich aber auch Buche und Tanne aus (PZ 6, 210–145 cm). Die Eibe (*Taxus baccata*), die in der Gegend des Leopoldsteinersees in dieser Zeit häufig war, scheint dagegen in der Umgebung des Naßköhr weitgehend gefehlt zu haben. Nach ELLENBERG & KLÖTZLI (1972) könnte sie durchaus bis in Höhenlagen von 1200–1300 m NN gedeihen. Auch Bodenqualität und Feuchtigkeitsangebot hätten für eine gute Entwicklung der Eibe sicher genügt. Mehrere Gründe sind für die fehlende Ausbreitung denkbar: 1. Die abgeschlossene Beckenlage des Naßköhr mit möglichen Temperaturinversionen bietet sehr ungünstige klimatische Bedingungen für die Eibe. 2. Auf Grund der Höhenlage (Naßköhr 1260 m NN, Leopoldsteinersee 628 m NN) einerseits und der viel weniger steil einfallenden Wände im Naßköhr andererseits waren die Fichtenwälder im Umkreis der Capellarowiese zwischen 7000 und 3000 v. Chr. sehr viel dichter als in der Umgebung des Leopoldsteinersees. Da die Eibe aber viel weniger Schatten erträgt, als gewöhnlich angenommen wird (ELLENBERG 1996), verhinderten zusätzlich zu den schlechten lokalklimatischen Bedingungen auch die ungünstigen Lichtverhältnisse in den Fichtenwäldern ein Aufkommen der Eibe.

Um ca. 3.000 v. Chr. änderte sich die Waldzusammensetzung sowohl in den Tallagen, wie auch im montanen Bereich (PZ 7, 145–90 cm). In den tieferen Lagen der Kalkalpen ging der Anteil von Linde und Ulme stark zurück und Buchen-Tannen-Wälder mit Eiche und möglicherweise einem kleinen Anteil an Hainbuche beherrschten das Waldbild. In den Lagen über ca. 1000 m NN verloren die Fichten-Wälder ebenfalls an Bedeutung und wurden von Buche und Tanne

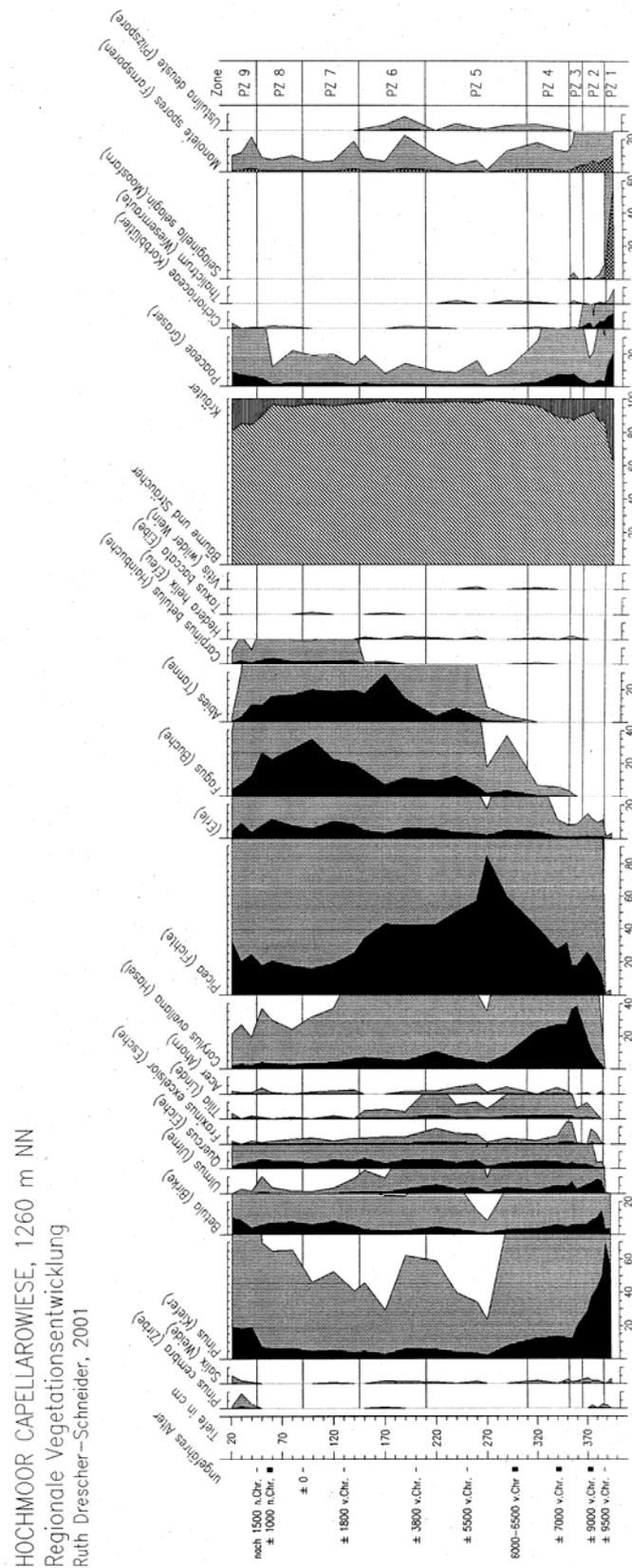


Abb. 2 Pollendiagramm zur regionalen Vegetationsentwicklung

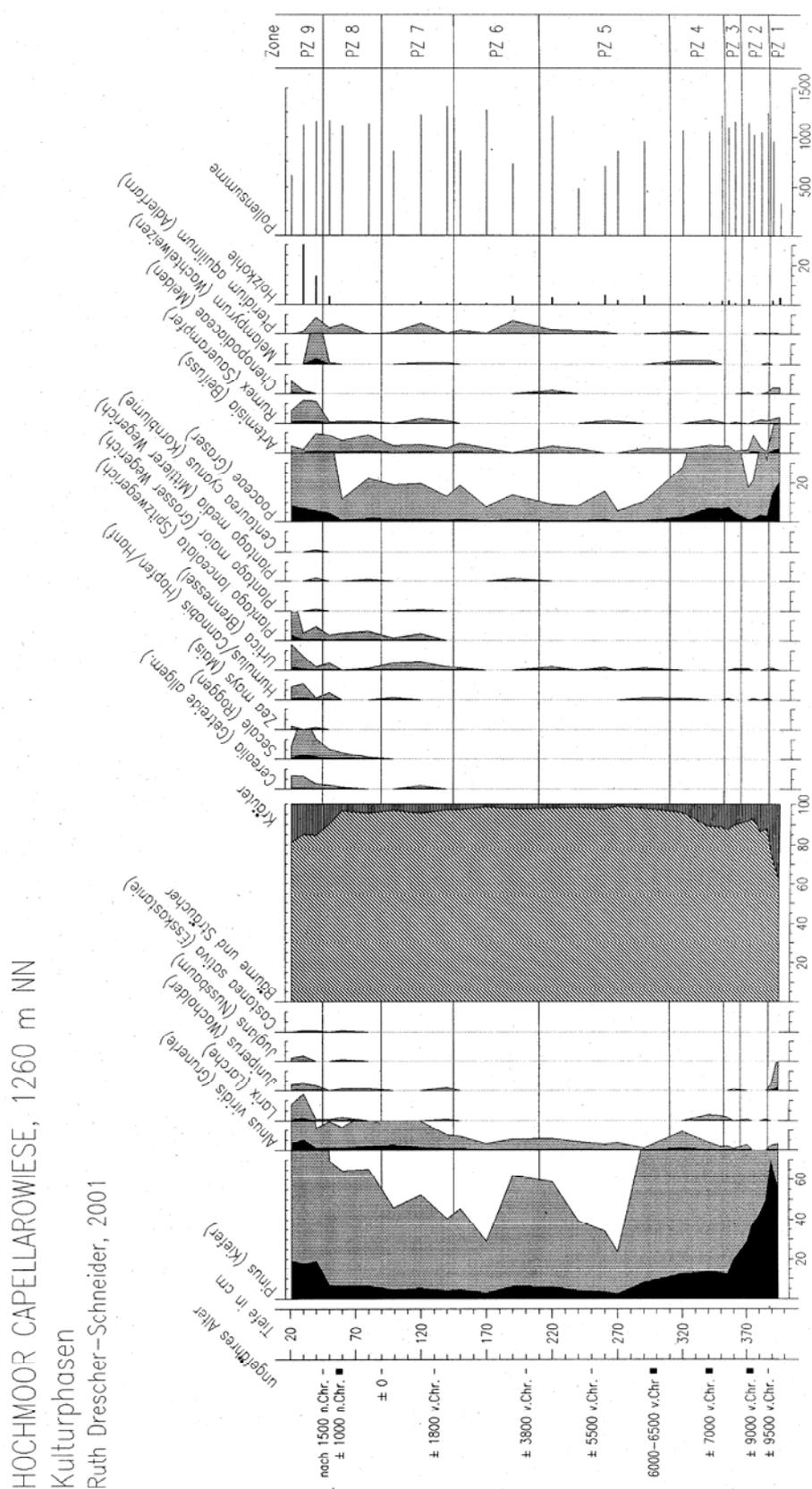


Abb. 3 Pollendiagramm zum Nachweis des menschlichen Einflusses

unterwandert. Buchen-Tannen-Wälder prägten den Zeitraum zwischen ca. 1800 v.Chr. und dem Beginn der Neuzeit (PZ 7 und 8, 145–45 cm). Ab diesem Zeitpunkt zeichnen sich auch die ersten Einflüsse durch den Menschen ab (Abb. 3): Unkräuter wie Brennessel (*Urtica*), Groß- und Spitzwegerich (*Plantago major*, *P. lanceolata*), Sauerampfer (*Rumex*) und das erste Getreidepollenkorn (*Cerealia*) sind zu finden (PZ 7); Grünerle (*Alnus viridis*) als „Weideunkraut“ und Birke als Pionierholzart auf geschlägerten Flächen werden häufiger. Das erste Auftreten dieser Kultur- und Rodungszeiger fällt zeitlich in die Bronzezeit, eine Periode in der überall in den Alpen mit einer intensiven Begehung und gebietsweise mit intensiver Almwirtschaft zu rechnen ist. Wieweit das Vorkommen dieser Arten in diesen Horizonten als Zeichen für die Anwesenheit des Menschen in der unmittelbaren Umgebung der Capellarowiese zu deuten sind, oder ob der Pollen der Kulturpflanzen aus den Tallagen oder aus der weiteren Umgebung eingeweht worden ist, kann zum gegenwärtigen Zeitpunkt der Untersuchungen noch nicht entschieden werden.

Sehr massiv werden aber die menschlichen Eingriffe in der obersten PZ 9 (45–21 cm): Buche und Tanne werden in den Beständen stark dezimiert, die Fichte dagegen gefördert (indirekt oder direkt), Lärche und Birke werden häufiger. Neben den alten Getreidearten (Weizen und Gerste) ist nun auch der Anbau von Roggen (*Secale*), Mais (*Zea mais*) und von Hanf (*Cannabis*) in den Tallagen nachweisbar; die Edelkastanie (*Castanea sativa*) und der Walnußbaum (*Juglans regia*) waren weiter im Süden ebenfalls schon bekannt. Der Anstieg der Werten der Grünerle und des Wacholders (*Juniperus communis und nana*) ist ein deutliches Zeichen für eine Störung des natürlichen Gleichgewichtes an der Waldgrenze durch Beweidung.

#### Die Genese des Moores (Abb. 4)

Vermoorungen können auf verschiedene Art entstehen:

- Verlandung von Stillgewässern (Seen, Tümpel)
- direkte Moorbildung auf vegetationsfreier Unterlage
- Versumpfung einer ursprünglich trockenen Unterlage

Bei der direkten Moorentwicklung oder bei der Versumpfung beginnt die Moorbildung je nach den topographischen Gegebenheiten des mineralischen Untergrundes – von einem oder mehreren Moorkernen aus. Wie Untersuchungen im Harz gezeigt haben, muss die Vermoorung in den verschiedenen Moorkernen nicht gleichzeitig einsetzen (BEUG et al 1999).

Im Hochmoor Capellarowiese wurden vorläufig nur grobe, nicht einnivellierte Sondierungen durchgeführt, um eine Vorstellung über die Torfmächtigkeit zu erhalten. Der genaue Verlauf des mineralischen Untergrundes ist daher nicht bekannt. Es ist ebenfalls nicht sicher, ob die Bohrung an jener Stelle mit der größten Torfmächtigkeit niedergebracht worden ist, da die Orientierung zwischen den bis 2 m hohen Latschen sehr schwierig ist.

Die folgenden Ausführungen, die ausschließlich auf den Ergebnissen der Pollen-, Tier- und Sporenanalyse der einen Bohrung beruhen, gelten ausdrücklich nur für die unmittelbare Umgebung der Bohrstelle und dürfen weder in Hinblick auf die Art und Weise noch auf den Zeitpunkt der Moorbildung auf den gesamten Hochmoorkomplex übertragen werden.

Die untersten Proben (PZL 1, Pollenzone der lokalen Entwicklung, 400–385 cm) enthalten Grünalgen (*Pediastrum*) und Oocyten von Strudelwürmern (*Gyatrix hermaphroditus* – Stiletstrudelwurm, *Microdalyellia armigera* – rötlicher Strudelwurm, *Strongylostoma radiatum* – Köpfchenstrudelwurm), gleichzeitig sehr viele Sporen von Moosfarn (*Selaginella selaginoides*), etwas Torfmoos (*Sphagnum*) und einen hohen Anteil von Pollen der Sauergräsern (Cyperaceae). Die Grünalgen und die Strudelwürmer sprechen für sehr nasse Bedingungen in diesem ältesten Abschnitt. Man kann sich im Bereich der Bohrstelle einen flachen Tümpel mit wenig Igelkolben (*Sparganium*, im Pollendiagramm nicht abgebildet) vorstellen, in den bei Regen und während der Schneeschmelze anorganisches und organisches Material, u.a. Sporen des Moosfarns, in

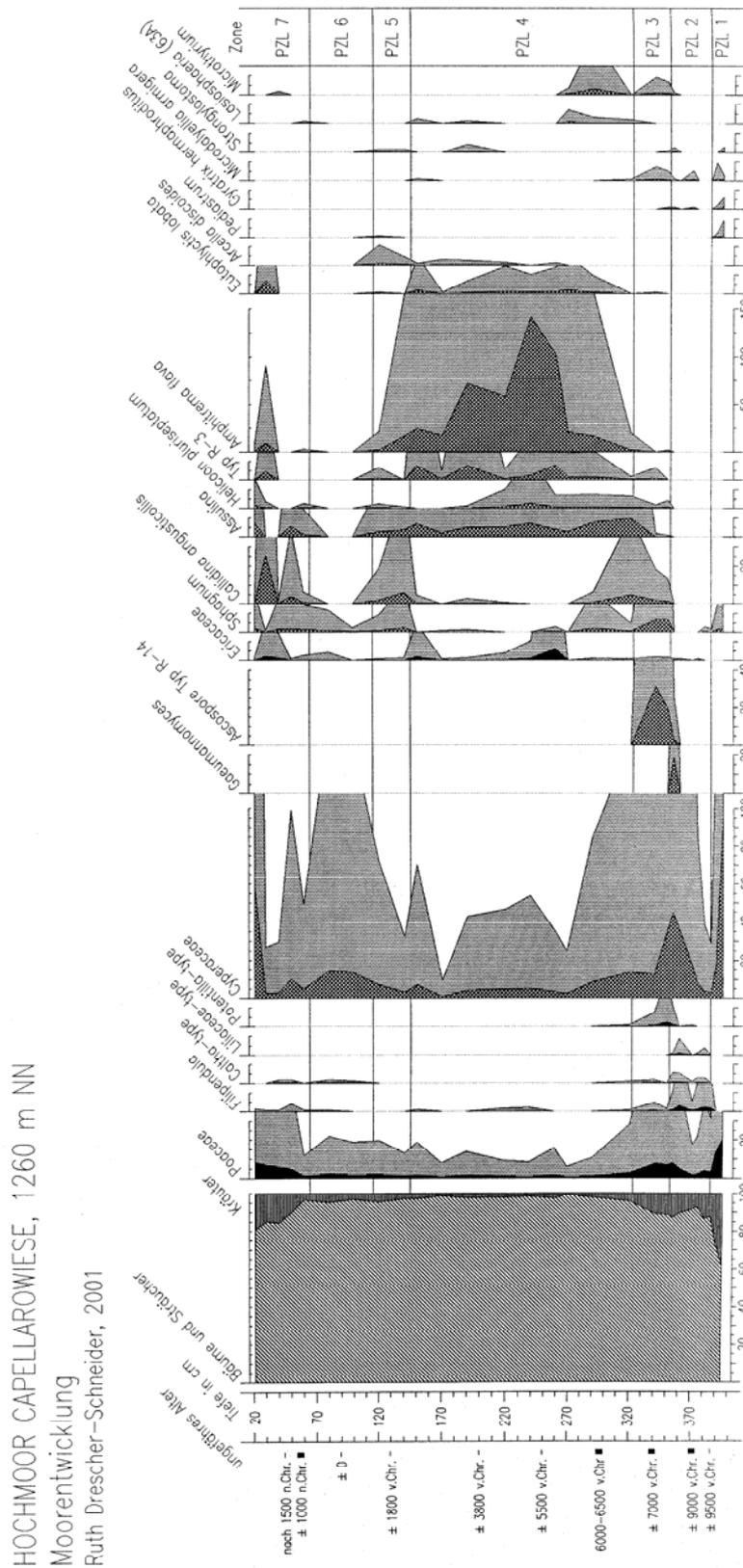


Abb. 4 Diagramm zur lokalen Moorentwicklung

größeren Mengen eingeschwemmt wurde. An den Rändern setzte die Verlandung durch Sauergräser ein. Die Temperaturverhältnisse waren zumindest im Sommer recht günstig, da der Köpfchenstrudelwurm Temperaturen von 10–23(–33)°C verlangt (HAAS 1996). Durch den hohen Anteil an eingeschwemmtem organischem Material war der Tümpel reich an Nährstoffen (mesotroph).

Das Sediment des nächsten Abschnittes (PZL 2, 385–352 cm) besteht zu einem großen Teil aus organischem Feinmaterial. Der hohe Anteil an Resten des Pilzes *Gaeumannomyces* deutet auf die Anwesenheit entweder der Rispen-Segge (*Carex paniculata*) oder der Zyperngras-Segge (*Carex pseudocyperus*), die als Wirtspflanzen für diesen parasitischen Pilz angegeben werden (PALS et al. 1976, WIEL 1983). Die regelmäßigen Funde der Spierstaude (*Filipendula cf. ulmaria*) und der Sumpfdotterblume (*Caltha palustris*) in diesem Abschnitt lassen die Schlammseggengesellschaft (Caricetum paniculatae) als bedeutendes Element des Vegetationsmosaiks an der Bohrstelle erscheinen, eine für den Oberhangbereich von Durchströmungs- und Überrieselungsmooren charakteristische Pflanzengesellschaft auf anmoorigen, mineralischen und torfigen Böden, meso- bis eutropher Standorte (STEINER 1992).

Möglicherweise dank höherer Niederschläge zwischen 7500 und 7000 v.Chr. breiteten sich die Torfmoose sehr rasch aus (PZL 3, 352–322 cm) und drängten den Anteil der Sauergräser zurück. Charakteristisch für diesen Abschnitt ist eine Ascospore (Typ R14), die vorläufig noch nicht näher bestimmt werden konnte.

Danach folgte eine mehrere tausend Jahre dauernde Periode, in der das Moor an der Bohrstelle sehr nass war (PZL 4, 322–145 cm). Hohe Anteile vom gelben Moortönnchen (*Amphitrema flava*), von beschalteten Amöben (*Assulina*, hier vorläufig als Sammelname für Vertreter u.a. der Gattungen *Assulina* und *Euglypha*) und von Urglastierchen (*Arcella discoides*) einerseits und die Anwesenheit von *Eutophlyctis lobata* (Typ 13 nach VAN GEEL 1976) andererseits deuten auf die sehr nassen Bedingungen eines *Scheuchzeria*-Torfes.

Im obersten Teil des Profils wechseln die Bedingungen mehrmals. Zunächst (PZL 5, 145–115 cm) sprechen die Kurven der Amöben (*Assulina* und *Arcella*), des Moortönnchens und auch der Moorflasche (*Callidina angusticollis*, Gehäuse eines Rädertierchens) für noch immer feuchte Bedingungen. Gleichzeitig nehmen aber die Sauergräser langsam zu, um im folgenden (PZL 6, 115–65 cm) einen zweiten Höhepunkt zu erreichen. Wie diese beiden Phasen ökologisch zu interpretieren sind, ist noch nicht klar.

Die obersten 45 cm (PZL 7, 65–20 cm) umfassen die Zeitspanne seit ca. 1000 n.Chr., d.h. die Zeit, die auch in dieser Höhenlage durch stärkste Eingriffe des Menschen gekennzeichnet ist. Der Kurvenverlauf aller auf dem Moor lebender Organismen ist sehr unruhig. Ob dies eine Folge von Klimaschwankungen oder aber von Eingriffen des Menschen ist, und wie die Ergebnisse dieses Abschnittes im Einzelnen zu interpretieren sind, werden erst detailliertere Untersuchungen zeigen können. Der Anstiege der Kiefernkurve erst in diesem letzten Abschnitt (Abb. 2) beweist, daß der aktuelle Zustand als Latschenhochmoor sich erst vor wenigen 100 Jahren zu entwickeln begann. Als eine Ursachen für die Ausbreitung des Latsche auf dem Hochmoor kann ein erhöhter Nährstoffeintrag auf das Moor durch den Einflug von Holzkohle angenommen werden. Die starken Rodungen im Bereich des Naßköhr veränderten die hydrologischen Bedingungen (geringere Nebel- und Regenbildung, verstärkt oberirdischer Abfluß) im gesamten Kessel und führten zu einer Austrocknung der Mooroberfläche, was wiederum die Ausbreitung der Latsche begünstigt.

### Klimatische Interpretation der Diagramme

Die Analysen des Profils Capellarowiese lassen in mehreren Horizonten Veränderungen in der Vegetation erkennen, die auf klimatische Ursachen zurückgeführt werden können.

Ein erster Klimawandel ist in den untersten Proben zu erkennen: der lichte Kiefern-Birken-Wald wurde dichter und die ersten Bäume mit höheren Temperaturansprüchen (Fichte, Ulme, Eiche und

Hasel) konnten einwandern. Dies war möglich dank eines deutlichen Anstiegs der Temperatur und einer geringeren Zunahme der Niederschläge am Übergang vom Spät- zum Postglazial (Holozän).

Die Pollenzone 3 (365-352 cm, Abb. 2) macht die zweite durch das Klima verursachte Vegetationsveränderung deutlich: die Linden breiteten sich in den Tieflagen aus, und die ersten Pollenkörner von Efeu sind in den Sedimenten zu finden. Das bedeutet nicht, daß Efeu bis auf das Naßköhr hinauf vorgekommen wäre. Die Pflanze ist aber ein guter Klimaindikator für die etwas tieferen Lagen, da sie durchschnittliche Sommertemperaturen von  $> 15^{\circ}\text{C}$  braucht, um Januartemperaturen von  $-2$  bis  $0^{\circ}\text{C}$  zu überstehen (IVERSEN 1944, ZAGWIJN 1996). In dieser Phase fand die Verlandung im Umkreis der Bohrstelle ihren Abschluß und das Hochmoorwachstum setzte ein. Aus dem Vergleich der Baumpollenkurven mit dem datierten Profil aus dem Leopoldsteinersee (DRESCHER-SCHNEIDER unpubliziert) kann dieser Abschnitt der Zeit zwischen 7500 und 7000 v.Chr. zugeordnet werden, was mit dem Beginn des sogenannten Klimaoptimums um ca. 7000 v.Chr. übereinstimmt.

Dieses Klimaoptimum (6900–ca. 4000 v.Chr.) wurde jedoch mehrfach durch kühlere und/oder feuchtere Perioden unterbrochen. So besteht die Wahrscheinlichkeit, daß die mittlere Phase der lokalen Pollenzone PZL 4 (d.h. die beiden Horizonte mit sehr hohen Moortönnchen-Werten, 240 und 260 cm, Abb. 4) mit der niederschlagsreichen Frosnitzschwankungen um 5500 v.Chr. (PATZELT 1977, WICK & TINNER 1997) parallelisiert werden kann.

Im jüngsten Teil der Abfolge wird es zunehmend schwieriger, zwischen klimatischen und menschlichen Ursachen für die Veränderungen in der Vegetation zu unterscheiden. So dürfte die jüngste, vorwiegend klimatisch bedingte Vegetationsveränderung an der Grenze PZ 5/6 zu finden sein: Linden und Ulmen gehen zurück, während die Tannenwerte deutlich ansteigen. Der Ulmen- und Lindenrückgang wurde gelegentlich mit menschlichen Rodungen in Zusammenhang gebracht. HEITZ-WENIGER (1976) konnte jedoch zeigen, daß der sogenannte Ulmen- und Lindenfall zwar nicht überall gleichzeitig, aber immer im Zusammenhang mit der Tannen- und Buchenausbreitung stattfand, und daß wohl die klimatische Faktoren das stärkere Gewicht hatten. Für die Zeit um ca. 4100 v.Chr. wurde in den Alpen an mehreren Stellen der Beginn einer Klimaverschlechterung nachgewiesen (Rotmoos I, Splügen 9, Rion-4, Priora I, Hö 3t2, WICK & TINNER 1997), die zeitlich mit dem Beginn der kühleren und feuchteren Nachwärmezeit zusammenfällt. Der Vergleich mit dem Leopoldsteinersee zeigt eine zeitliche Übereinstimmung der PZ-Grenze 5/6 mit dem Beginn dieser Klimaverschlechterung.

Weitergehende klimatische Interpretationen müssen genaueren Untersuchungen vorbehalten bleiben.

#### Dank

Bei den Bohrarbeiten halfen die Herren G. Mandl, G. Bryda und D. Levacic, alle Geologische Bundesanstalt Wien. Die chemische Aufbereitung der Proben wurde in der Geol. Bundesanstalt Wien durch Frau S. Gießwein durchgeführt. Ihnen allen sei herzlich für die Mithilfe gedankt.

#### Literatur

- BEUG, H.-J., HENRION, I. & SCHMÜSER, A.: Landschaftsgeschichte im Hochharz. Die Entwicklung der Wälder und Moore seit dem Ende der letzten Eiszeit. – Ges. Förderung Nationalpark Harz e.V., Clausthal-Zellerfeld, Papierflieger, 454 S, 1999.
- ELLENBERG, H.: Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer, dynamischer und historischer Sicht. – Eugen Ulmer Verlag, 5. Auflage, 1096 S, 1996.
- ELLENBERG, H. & KLÖTZLI, F.: Waldgesellschaften und Waldstandorte in der Schweiz. – Mitt. Schweiz. Anstalt Forstl. Versuchswesen, 48, 589–930, 1972.

- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefassten Einzeldarstellungen. Steiermark. Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt Wien, 127 S, 28 Abb., 5 Tab., 1984.
- GEEL, B. VAN: A paleoecological study of Holocene peat bog sections, based on the analysis of pollen, spores and macro and microscopic remains of fungi, algae, cormophytes and animals. – Academisch proefschrift, Hugo de Fries laboratorium. Univeriteit van Amsterdam. 1976.
- HAAS, J.N.: Neorhabdocoela oocytes – Palaeoecological indicators found in pollen preparations from Holocene freshwater lake sediments. – Rev. Palaeobot. Palynol., 91, 371–382, 1996.
- HEITZ-WENIGER, A.: Zum Problem des mittelholozänen Ulmenabfalls im Gebiet des Zürichsees (Schweiz). – Bauhinia, 5, 215–229, 1976.
- HUSEN, D. VAN: Die Ostalpen in den Eiszeiten. – Populärwiss. Veröffentl. Geolog. Bundesanstalt, Wien, 24 S., 23 Abb., 1 Karte, 1987.
- IVERSEN, J.: Viscum, Hedera and Ilex as climatic indicators. – Geol. Fören. Förhandl., 66, 463–483, 1944.
- LIEB, G.K.: Die Gebietsgliederung der Steiermark aufgrund naturräumlicher Gegebenheiten. – Mitt. Abt. Bot. Landesmus. Joanneum Graz, 20, 1–30, 1991.
- PALS, J.P., GEEL, B. VAN & DEFOS, A.: Paleoecological studies in the Klokkeweel bog near Hoogkarspel (Noord Holland). – Rev. Palaeobot. Palynol., 30, 371–418, 1980.
- PATZELT, G.: Der zeitliche Ablauf und das Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen. – In: FRENZEL, B. (Hrg.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwissenschaftliche Forschungen, 13, 249–259, 1977.
- SCHWANDER, J., EICHER, U. & AMMANN, B.: Oxygen isotopes of lake marl at Gerzensee and Leysin (Switzerland), covering the Younger Dryas and two minor oscillations, and their correlation to the GRIP ice core. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Plaeoecology, 159, 203–214, 2000.
- STEINER, G.H.: Österreichischer Moorschutzkatalog. – Styria Medien Service, Verlag Ulrich Moser, Graz, 509 S, 1992.
- STREBLE, H. & KRAUTER, D.: Das Leben im Wassertropfen. Mikroflora und Mikrofauna des Süßwassers. – Kosmos Naturführer, Frankh'sche Verlagshandlung, Stuttgart, 336 S, 1973.
- WEIL, A.M. VAN DER: A palaeoecological study of a section from the foot of the Hazendonk (Zuid-Holland, Netherlands), based on the analysis of pollen, spores and marcoscopic plant remains. – Rev. Palaeobot. Palynol. 38, 35–90, 1983.
- WICK, L. & TINNER, W.: Vegetation changes and timberline fluctuations in the Central Alps as indicators of Holocene climatic oscillations. – Arctic and Alpine Research, 29, 445–458, 1996.
- ZAGWIJN, W.H.: An analysis of Eemian climate in western and central Europe. – Quat. Sci. Rev., 15, 451–469, 1996.
- ZUMPFE, H.: Vorarbeiten zu einer pflanzengeographischen Karte Österreichs. XII. Obersteirische Moore mit besonderer Berücksichtigung des Hechtensee-Gebietes. – Abh. Zoolog.-Bot. Ges. Wien, 15, 100 S, 1923.

## **HISTORISCHE BERGBAUTÄTIGKEIT IM OBEREN MÜRZTAL**

Alfred WEISS

Im oberen Mürztal auftretende Eisen-, Kupfer und Bleierze sowie Vorkommen von Grafit und Magnesit waren bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts Gegenstand einer lebhaften Bergbautätigkeit. In der Folge soll an Hand der Literatur, von Archivalien und Geländebeobachtungen ein Überblick über die Geschichte des einst blühenden Bergbaues im Raum Mürzsteg-Neuberg-Kapellen-Altenberg gegeben werden.

### **EISENERZBERGBAU**

Die für die Entwicklung der Eisenindustrie im Raum Neuberg bedeutenden Eisenerzvorkommen erstrecken sich von Mürzsteg in ostnordöstlicher Richtung, über eine Länge von über 12 km bis zum Fuß der Rax. Das westlichste Vorkommen ist jenes vom Dürrenthal. Es folgen die Lagerstätten vom Steinkogel, dem Tebrin- und Rettenbachgraben, dem Zenzengraben, Veitschbachgraben, der Arzsteinwand sowie vom Almbauer, Rabenstein, Knappensteig und dem Lichtenbachgraben. Daran schließen sich die einst bedeutendsten Lagerstätten des Gebietes, jene vom Bohnkogel und Altenberg.

Der Beginn der Gewinnung von Eisenerzen dürfte in das ausgehende Mittelalter fallen. Im Jahr 1492 erhielt das Zisterzienserstift Neuberg von Friedrich III. Die Berechtigung so viel Erz zu erbauen, als es zur Deckung seines Bedarfes benötige. Dieses Privilegium wurde im Jahr 1494 durch Kaiser Maximilian I. auf weitere zehn Jahre erstreckt und auch auf das Eisenbergwerk Spital/Semmering ausgedehnt.

Die geringen benötigten Eisenmengen wurden meist in den Ausbißzonen der Lagerstätten als Lesesteine aufgesammelt oder in Gruben von geringer Tiefe und Ausdehnung bergmännisch gewonnen. Die ausschließlich verwertbaren Eisenerze waren Limonite, die durch Verwitterung aus Spateisensteinen, Ankeriten oder aber auch Schwefelkiesen entstanden.

Die Verhüttung der Erze erfolgte meist in der Nähe der Gruben. Erst ab dem 16. Jahrhundert erfolgte der Transport der Erze oft über weitere Strecken zu den an Wasserläufen errichteten Öfen, wie im Karlgraben oder in der Krampen, zuletzt zum Hochofen- und Stahlwerk in Neuberg.

Im Jahr 1695 suchte das Stift beim Hof um die Erneuerung des alten Privilegs von 1492 an. In der Folge begann ein bescheidener Bergbau. Im Jahre 1750 waren insgesamt elf Arbeiter im Bergbau und in der Verhüttung tätig.

Als in den sechziger Jahren des 18. Jahrhunderts die Eisenproduktion im Bereich des Steirischen Erzberges stark zurückging, versuchte man den Ausfall durch eine Steigerung der Waldeisenproduktion auszugleichen. Abt Josef Erco von Erkenstein erkannte diese einmalige wirtschaftliche Chance, den Holz- und Erzreichtum der Umgebung Neubergs zu nutzen. Er betrieb den Ausbau des Neuberger Eisenwesens und ließ an zahlreichen Stellen nach Erzen schürfen, alte Gruben gewaltigen und schließlich in der Krampen einen neuen Hochofen errichten.

Mit Patent vom 29. Dezember 1781 hob Joseph II. die Eisenwidmung auf, nunmehr konnte jedermann auf Grund eines bergordnungsgemäßen Ansuchens, bei Nachweis eines ausreichenden Holzstandes und Entrichtung der landesüblichen Frohne Eisenerze aufsuchen und gewinnen. Die Aufhebung aller Beschränkungen im Eisenwesen wirkte auf Produktion und

Spekulationen belebend. Es setzte eine rege Schurftätigkeit nach Eisenerzen ein. Alte verlassene Bergwerke wurden wieder eröffnet und bereits bekannte Lagerstätten nach neuen Gesichtspunkten untersucht.

Nach der Aufhebung des Stiftes im Jahr 1786 gelangten die Bergbaue und Hütten an den Religionsfonds. Ab dem Jahr 1800 übernahm das Montanaerar, das im Jahr 1812 den Komplex erwarb, die Verwaltung. In den folgenden Jahren kam es zu einer Abrundung des Montanbesitzes, in deren Verlauf die meisten alten Gruben neu verliehen wurden. Der Hochofenbetrieb und die Weiterverarbeitung wurden wesentlich verbessert und modernisiert.

Ab dem Jahr 1848 erfolgte eine Konzentration der Betriebe in Neuberg, in den Jahren 1860 bzw. 1865 wurde eine aus zwei Hochöfen bestehende Anlage als Ersatz für den alten Hochofen in der Krampen in Betrieb genommen.

Nach dem Krieg vom Jahr 1866 musste Österreich, um die Kriegsschulden an Preußen bezahlen zu können, Staatsgüter verkaufen. Im Jahr 1869 erwarb die k.k. priv. Neuberg-Mariazeller Gewerkschaft den gesamten Werksbesitz. In der Folge erwiesen sich die Bergbaue Altenberg und Bohnkogel als nicht mehr leistungsfähig genug, weshalb von auswärts zusätzlich Erze und Roheisen bezogen werden mussten.

Eine ab dem Jahr 1892 einsetzender Konjunkturrückgang machte eine Umstellung der Betriebsweise notwendig, der schließlich auch der Hochofenbetrieb und damit auch der Eisenerzbergbau zum Opfer fiel.

### **Schneetalpe**

Unmittelbar am Ausgang des sogenannten Plarergrabens in das Schneetalpeplateau, nördlich des Schneetalpehauses, liegen mehrere Haufen von Karsteisenerzen, Bohnerzen und Pseudobohnerzen. Zwei enthalten bis doppelt faustgroße Stücke, die offenbar in der Umgebung aufgesammelt wurden, zwei flachere Haufen bestehen vorwiegend aus Feinmaterial bis Nussgröße, offenbar wurden an diesen Stellen die groben Erzbrocken vor dem Abtransport zu den Verhüttungsplätzen, die an der Waldgrenze zu suchen sind, zerkleinert. Es könnte sich hier um spätmittelalterliche Erzsammelstellen handeln.

### **Dürrenthal**

In Triaskalken und Triasdolomiten liegt im Bereich des Dürrenthales südlich von Mürzsteg ein kleines Vorkommen von Eisenerzen. Der erste Aufschluss soll bereits im Jahr 1492 erfolgt sein. Am Anstieg zur Veitschalpe wurden auch Schlacken gefunden. Der bei K.A. REDLICH & W.J. STANCZAK erwähnte Katharinastollen liegt im Raum Spital/Semmering.

### **Steinkogel**

Am Steinkogel treten im Bereich von Werfener Schiefen und Konglomeraten (körnige Grauwacke) zwei Spateisenstein und Ankerit führende Gänge mit zahlreichen Nebentrümmern auf.

Im Jahr 1769 wurde der Bergbau von Erco von Erkenstein aufgeschlossen. Nach einer Zeit des Stillstandes vom Jahr 1804 bis zum Jahr 1830 wurden mehrere Stollen im Streichen der Lager vorgetrieben. Über den Bergbau schreibt G. GÖTH im Jahr 1840: „...hier führen 2 Stollen in das Innere des Grubengebäudes. Mit dem unteren Franziscistollen wurde das Lager in der 30sten Klfr. vom Mundloche erreicht, und bereits auf eine Strecke von 40 Klfr. ausgerichtet. Der obere Stollen,

welcher bloß den Namen des oberen Zubaus führt, und 10 Klfr. höher angeschlagen ist, beträgt vom Mundloche bis zum erzführenden Mittel 60 Klfr., und steht mit mehreren, durch Mittelläufe sich erstreckenden Schutten und Gesenken, mit dem unteren Stollen in Verbindung. Das jährlich hier gewonnene Eistenstein-Quantum aus 11 Häuern, welche im Winter auch das Ziehen der Scheiderze bis zu den, der Bezirksstraße nahe gelegenen Sturzplätzen verrichten. Eine halbe Stunde oberhalb des Steinkogler Baues, wird in dem Lachschober Hoffnungsschlage eine schmale Spatheisenstein-Kluft mit einer Belegung von 2 Häusern unter noch zweifelhaften Erwartungen verfolgt...“. Schließlich standen drei Einbaue im Betrieb, von denen der Anton-Stollen und der Franz-Stollen von besonderer Bedeutung waren. Vom Jahr 1850 an nahm der Eisengehalt der Erze ständig ab. Im Jahr 1857 wurde die Grube stillgelegt.

### **Tebrin**

In der Tebrin treten am Westabhang des Erzberges an Werfener Schiefer gebundene Lager von Spateisenstein und Ankerit auf. Bereits um 1492 soll auf der dem Steinkogel gegenüber liegenden Seite des Tebriner Grabens mit dem Abbau von Erzen begonnen worden sein, wie Halden und Pingen zeigen. Im Jahr 1750 standen in der Tebrin drei Stollen in Betrieb, in ihrer Nähe waren weitere sechs verfallene Gruben bekannt. Im Jahr 1795 verlieh das Berggericht Leoben dem k.k. Eisenoberverwesamt Neuberg in „Steinkogel und Kaltenbrunn“ den ST. Barbara Hauptstollen mit neun Maßen.

Im Jahr 1857 wurde mit der Auffahrung eines Untersuchungsstollens, dessen Mundloch südöstlich des Anwesens vulgo Eder lag, begonnen. Im Jahr 1876 hatte der Einbau eine Länge von 580 m erreicht, ohne ein abbauwürdiges Vorkommen getroffen zu haben.

### **Rettenbach**

Am Osthang des Erzberges treten in Werfener Schiefen und Konglomeraten Lager und Gänge von Spateisenstein sowie Ankerit auf.

Ab dem Jahr 1769 ließ Erco von Erkenstein in diesem Bereich Schurfarbeiten durchführen, die schließlich zur Eröffnung von drei Gruben führten. Im Jahr 1795 verlieh das Berggericht Leoben dem k.k. Eisenoberverwesamt Neuberg im „Mittelgebirg“ den St. Johann Unterbau mit neun Maßen. Die beiden höher gelegenen Gruben erwiesen sich hinsichtlich der Qualität und Quantität der Erze besser als die tiefer gelegene Grube.

Die Lagerstätte war zuletzt durch vier Stollen, den Sebastian-Stollen, den Rupert-Stollen, den Haus-Stollen und den Wasser-Stollen aufgeschlossen. Die gewonnenen Erze wurden in einem Schachtofen in Krampen geröstet. Die Reinheit und Leichtflüssigkeit der Erze führte zu einem starken Verhieb der Gruben, der Hoffnungsbau wurde vernachlässigt. Ab dem Jahr 1835 nahm die Produktion ständig ab. Im Jahr 1860 lieferte die Grube noch 200 t Erz, wenige Jahre später wurde sie eingestellt.

### **Zenzengraben**

Am Osthang des Zenzengrabens treten in Werfener Schiefen und Konglomeraten Vererzungen mit Spateisenstein und Ankerit auf. In einer Seehöhe von etwa 940 m liegen die Halden eines Schurfbaues.

### **Veitschbachgraben**

Am Beginn des Veitschbachgrabens treten paläozoische Kalke auf, die örtliche Vererzung mit Spateisenstein und Ankerit führen. Unter Erco von Erckenstein wurde ab dem Jahr 1769 im Veitschbachgraben an zahlreichen Stellen geschürft. Die Erze erwiesen sich als unbrauchbar, weshalb in der Folge die Untersuchungen eingestellt wurden. Ein nach dem Jahr 1800 nächst den ersten Häusern angelegter Schurf blieb ebenfalls ohne Erfolg. Seine genaue Lage lässt sich nicht mehr bestimmen.

### **Arzsteinwand-Steinbauer**

Im Ortsgebiet von Neuberg ragt aus den ihn umgebenden Silbersbergschiefern ein isolierter Felsen, die sogenannte Arzsteinwand, auf. Die hier auftretenden paläozoischen Kalke führen neben Spateisenstein vorwiegend Ankerit.

Der Bergbau im Bereich der „Arzsteinwand“ auch „Steinbauerngrube“ genannt, wurde bereits im Jahr 1494 erwähnt. Im Jahr 1769 ließ Erco von Erckenstein in diesem Bereich erneut Schurfarbeiten durchführen. Im Jahr 1795 verlieh das Berggericht Leoben dem k.k. Eisenoberwesamt Neuberg neun Grubenmaße auf den Karoli Borromei- oder Hofrat von Schloßniggischen-Unterbau.

Bemerkenswert waren die Obertagsanlagen, die an Hand von Grubenkarten und einem nach dem Jahr 1811 entstandenen Aquarell von Jakob Gauermann rekonstruiert werden können. Vor dem Mundloch des höchsten Stollens war ein Berghaus errichtet. von diesem führte eine auf hölzernen Stützen entlang dem Westhang der Arzsteinwand verlegte Rollbahn, die bei einer als „Sturz“ bezeichnete Rutsche endete. Über sie gelangten die Erze zu einem „Röstfeld“. Auf der Talsohle wurden die gerösteten Erze zur Entschwefelung zu flachen „Erzhaufen“ ausgebreitet und bewässert. Von den Anlagen ist heute im Gelände nichts mehr zu erkennen.

### **Almbauer**

Im Bereich des Anwesens vulgo Almbauer treten in Werfener Schiefen Vererzungen mit Spateisenstein und Ankerit auf. Nördlich des Anwesens sind am Waldrand zwei verbrochene Stollen samt den zugehörigen Halden zu erkennen.

### **Rabenstein**

Die paläozoischen Kalke des Rabensteins führen stellenweise Vererzungen, ähnlich jenen der Arzsteinwand. Vor allem im Bereich des Nordabhanges sind im Wald Spuren von Schurfröschen zu erkennen.

### **Knappensteig**

Am Fuße der Schneealm, im Bereich des Knappensteiges ausbeißende Werfener Konglomerate sind stellenweise mit Ankerit vererzt.

100 m nordwestlich der Kreuzung des Knappensteiges mit dem durch den Lechnergraben zum „Farfel“ auf der Schneealm führenden Weg liegt im Wald eine Halde von Konglomeratblöcken, dahinter ist eine mit dem gleichen Material verstürzte Stollenpinge zu erkennen. Am Fuße der Halde finden sich vereinzelte Brocken von limonitisiertem Ankerit.

### **Lichtenbachgraben – Michlbauer**

Im Bereich des Lichtenbaches auftretende Werfener Schiefer führen kleine Vererzungen von Spateisenstein und Ankerit.

Im Jahr 1839 wurde dem k.k. Eisenoberverwesamt Neuberg an der südlichen Abdachung der Schneeralpe in Lichtenbach ein Grubenfeldmaß unter der Bezeichnung „St. Josefstollen“ auf Spateisenstein verliehen. Beim Anwesen vulgo Michlbauer wurden um das Jahr 1850 drei Schurfstollen angeschlagen und ein 2,5 m tiefer Schacht abgeteuft.

### **Bohnekogel**

In den Werfener Schiefen und Konglomeraten des Bohnekogels treten mehrere unter 45° gegen Norden einfallende Vererzungen von Spateisenstein auf. Es wurden zwei bauwürdige Lager, das „Hauptlager“ und das „Neben- oder Weißerzlager“ unterschieden. Die Mächtigkeit der Lagerstätte schwankte von 10-13 m.

Die Anfänge des Bergbaues sollen bis in das Ende des 15. Jahrhunderts zurückreichen. Im Jahr 1765 wurde der Johann-Stollen unmittelbar im Gipfelbereich des Bohnekogels angelegt.

Erco von Erkenstein betrieb ab dem Jahr 1769 verstärkt den Aufschluss der Lagerstätte. Nach der Übernahme des Bergbaues durch den Religionsfonds wurde im Jahr 1787 von der Ostseite des Berges her der Franzisci-Stollen im Streichen der Lagerstätte aufgeföhren. Sein Mundloch lag in einer Seehöhe von 1069 m. Im Jahr 1795 verlieh das Bergrichter Leoben dem k.k. Eisenoberverwesamt Neuberg den „St. Johann der Täufer-Stollen“ mit neun Maßen. Ihm folgten vom Süden des Berges her zwei querschlägig verlaufende Stollen und zwar im Jahr 1808 der Barbara-Stollen und im Jahr 1810 der Josefi-Stollen auf einer Seehöhe von 1045 m. Die Erze wurden im Winter mit Hand- und Pferdeschlitten zu der Röststätte südlich vom Lurgbauer auf eine Seehöhe von 839 m transportiert. In den folgenden Jahren blieb der Aufschluss der Lagerstätte hinter jener des benachbarten Bergbaues Altenberg zurück.

Im Jahr 1848 begann mit dem Vortrieb des querschlägig verlaufenden Hampe-Stollens, sein Mundloch lag in einer Seehöhe von 1020 m, der Aufschluss der Lagerstätte von Norden her. Der Stollen erreichte im Jahr 1852 bei 250 m die Lagerstätte, die durch eine gegen Westen verlaufende Strecke ausgerichtet wurde. Die höher gelegenen Läufe wurden mit dem Stollen durch einen Aufbruch verbunden. Zur Förderung im Stollen dienten zunächst ungarische Grubenhunte, später wurden Flachschiene verlegt. Der Abtransport der Erze zum Röstplatz erfolgte in der alt hergebrachten Weise unter der Verwendung von Schlitten. Die Röststadel wurden durch zwei runde Schachtöfen ersetzt.

Im Jahr 1857 wurde mit dem Vortrieb des 93 m unter dem Hampe-Stollen gelegenen Unterbau-Stollens begonnen. Die schwierigen Abbauverhältnisse führten im Jahr 1874 zu einer weitgehenden Einstellung der Gewinnung. Durch verstärkte Aufschlusstätigkeit gelang es jedoch neue Erzmittel dem Abbau zuzuföhren.

Im Jahr 1857 beschrieb J. ROSSIWALL den Bergbau:

„Der vom Altenberger Bergbau bei 900 Klfr. ebensöhlig entfernt am Bohngogel gelegene Bergbau ist fast eben so weit von Neuberg, wie der erstere, entfernt. Die Mächtigkeit der hier im Baue stehenden Haupt-Lagerstätte kann im Durchschnitte mit 1 ½ Klfr. angenommen werden, welche jedoch häufig von Schiefermitteln durchzogen ist; dieselbe verflächt mit 50-60 Klfr. und das

Erzvorkommen zeigt überhaupt dasselbe Verhalten in Beziehung auf die im Streichen und Verfläichen am Altenberge beobachteten Unregelmäßigkeiten, welche jedoch hier viel seltener erscheinen, so dass auch im Hangenden noch mehrere, weniger mächtige (1-3 Fuß) parallele Lagerstätten auftreten. Abweichend von dem Verhältnis am Altenberge, bildet am Bohnkogel die körnige Grauwacke vorherrschend das Liegende der Haupt-Lagerstätte. Nach den bisherigen Erfahrungen und nach der Taggegend kann man eine Längenerstreckung dieser Erzmittel auf einige Wegstunden vermuten. Zur Zeit wird nur die Haupt-Lagerstätte, und zwar durch einen regelmäßigen Firstenbau auf gleiche Weise wie am Altenberge abgebaut, doch beschränkt sich die Förderung hier noch durchgehends auf ungarische Hunte. Die Haupt-Lagerstätte ist in zwei Horizonten durch den Barbara- und Hampe-Stollen aufgeschlossen, und zwar mit einer seigeren Höhe von 22 Klfr. in streichender Richtung gegen Westen auf 120 Klfr. ausgerichtet; im Osten aber wurde noch nicht weit mit der Ausrichtung vorgeschritten, da das Erz dort durch mit der Ausrichtung vorgeschritten, da das Erz dort durch Quarz, Schwerspat und Kiese stark verunreinigt ist. Der in Angriff genommene Erbstollen wird die oberen Baue um 47 Klfr. seiger unterteufen. Das jährlich in dieser Grube zu erhaltende 3 Zimerlinge und 8 Förderjungen, und wird im Winter mittels 2 Röstöfen gebracht. Die Röstöfen sind die gleichen wie am Altenberge, und geben auch die gleichen Resultate.“

Zum Abtransport der Erze wurde im Jahr 1878 eine Seilbahn vom Mittelbau-Stollen auf einer Seehöhe von 1002 m zu den Röstöfen auf Seehöhe 839 m errichtet. Die rund 500 m lange Bahn war mit einem einzigen Tragseil ausgestattet, in der Mitte befand sich eine Ausweichstation. Zur Aufnahme der Erze waren zwei 170 kg fassende, selbstentleerende Seilbahnwagen eingesetzt. Die Maschine wurde von nur einem Mann, der auch die Wagen füllte, bediente.

Im Jahr 1886 wurde der Bergbau wegen vorübergehend schlechten Geschäftsganges gefristet, kam jedoch im Jahr 1888 wieder in Betrieb. Im Jahr 1892 erfolgte die endgültige Einstellung.

### **Altenberg**

Nördlich des Dorfes Altenberg tritt im Bereich des sogenannten Erzberges in Werfener Schiefen ein Zug von Spateisensteinlagern auf. Man unterschied das „Hangendlager“, das „Morgenlager“ sowie den dazu spitzwinkelig verlaufenden „Mitternachtsgang“. Die beiden erstgenannten Lager fallen unter 30° gegen NW, der Gang gegen SW ein. Die Mächtigkeit der vererzten Zone beträgt bis zu 45 m, wovon etwa die Hälfte auf die eigentlichen Lagerstätten entfällt.

Die Anfänge des Bergbaues gehen auf das Ende des 15. Jahrhunderts zurück. Im Jahr 1769 wurde die Lagerstätte unter Erco von Erkenstein neuerlich untersucht. In der Folge wurde die im Jahr 1782 durch den in einer Seehöhe von 869 m abgesetzten Benedict-Stollen 30 m unter dem Ausbiss und im Jahr 1787 durch den in einer Seehöhe von 857 m angesetzten Mathias-Stollen 42 m unter dem Erzausbiss unterfahren. Bereits im Jahr 1793 erfolgte die großzügige Ausrichtung durch einen Unterfahrungsstollen, den Kaiser Franz-Erbstollen. Im Jahr 1795 verlieh das Berggericht Leoben dem k.k. Eisenoberverwesamt Neuberg den „Kaiser Francisci-Unterbau“ mit neun Maßen. Durch einen Aufbruch wurde eine Verbindung zum Mathias-Stollen hergestellt und die Lagerstätte durch drei Zwischenhorizonte unterteilt und der Abbau eingeleitet. Die Gewinnung der Erze erfolgte im Firstenbau, wobei die nötigen Versatzberge beim Auskuten der Erze anfielen oder aus dem brüchigen Hangenden gewonnen wurde. Die auf einer Flachschienebahn durch den Erbstollen ausgeführten Erze wurden vor diesem unter Verwendung von Holz und Holzkohlenklein geröstet, anschließend mit Handfäusteln zerkleinert und geschieden.

Neben den oben angeführten Stollen wurde weiter im Norden am Westabhang des Berges eine Reihe weiterer Stollen vor allem zu Aufschluss des „Mitternachtslagers“ angelegt, die von S nach N der Reihe nach als Barbara-Stollen, Josef-Stollen (SH 868 m), Alter-Aufschlagstollen (SH 872

m), Unterer Kreuz-Stollen (SH 864 m), Theresia-Stollen (SH 881 m) und Oberer Kreuz-Stollen (SH 885 m) bezeichnet wurden. Am linken Ufer des Baches, am Haarriegel findet sich im Porphyroid die große Halde eines Schurfstollens, der die streichende Fortsetzung der Lagerstätte suchen sollte. Den Zustand des Bergbaues im Jahr 1857 beschrieb J. ROSSIWALL:

„Das Spatheisenstein-Vorkommen ist hier durch mehrere Stollen in verschiedenen Horizonten aufgeschlossen. Der tiefste Einbau ist der 3 Klfr. ober der Thalsohle gelegene Kaiser Franz-Erbstollen, durch welchen auch die gesamte erhaute Erzmenge zu Tage gefördert wird. Durch denselben hat man die mit 20-30 Grad widersinnlich nach 15 Stunden einfallende Haupt-Erzlagerstätte (hier Abend-Hauptlager genannt) in der 160 Klfr. erreicht, bisher auf 200 Klfr. in östlicher Erstreckung ausgerichtet, und eine seigere Höhe desselben von 30 Klfr. unterfahren; gegen Westen ist zwar die Lagerstätte durch schieferige, stark quarzige Grauwacke vertaubt, allein dieselbe führt noch Erzspuren, und lässt demnach Hoffnung auf eine weitere Veredlung, während im Osten auf mehrere 100 Klfr. über das Feldort hinaus zahlreiche Pingen und Ausbisse um so mehr Bürgschaft für ein Fortsetzen der Erzmittel in dieser Richtung geben, als man durch Erfahrung weiß, dass die Alten in diesem Reviere nur die zunächst der Tagdecke gelegenen, aus verwitterten Spatheisensteinen bestehenden Erzmittel verhaut haben. Die Mächtigkeit des Abend-Hauptlagers beträgt durchschnittlich 2 Klfr. und wird mittels eines regelmäßigen Firstulmbaues abgebaut, zu welchem Ende von 20 zu 20 Klfr. Aufbrüche getrieben, und Pfeiler, je nach Umständen von 5-10 Klfr. flacher Höhe, in Angriff genommen werden; die verbauten Straßen werden mit den einbrechenden tauben Bergen versetzt. Im Hangenden dieser Lagerstätte befindet sich noch eine Erzausscheidung, welche unter spitzigem Winkel mit der Haupt-Lagerstätte schart, jedoch in das Liegende nicht fortsetzt; dieselbe hat eine Länge-Erstreckung von 80 Klfr., ist einige Fuß mächtig, teilweise abbauwürdig, und wird mittels Firstenbaues abgebaut. Die Erze werden auf den Haupt-Förderstollen (Kaiser Franz-Stollen) in Sturzschächten durch Lutten gestürzt, welche in gewissen Distanzen mit Öffnungen versehen sind, um in die selben gelangen und teils die nötigen Reparaturen vornehmen, teils aber, wenn sich die Erze verlegen, das Nachrollen derselben befördern zu können. Auf dem Haupt-Förderstollen geschieht die Förderung auf einer mit gewöhnlichen, 2 Zoll breiten und 4 Linien starken Flachsienen versehenen Eisenbahn, in hölzernen, nach vorn zu leerenden Hunten, welche bei 20 Ctr. Erz fallen, und eine Spurweite von 32 Zoll haben. Auf den übrigen Strecken werden die Erze in ungarischen, 4 Ctr. fassenden Hunten gefördert. Zu einer jährlichen Erzeugung von 140 000 Ctr. Erz werden 60 Gedinghauer, 14 Zimmerlinge und 16 Förderjungen verwendet, welche Mannschaft nebstbei auch die unmittelbar an der Grube stattfindende Röstung der Erze besorgt. Die zu diesem Zwecke bestehenden 4 Röstöfen sind Schachröstöfen mit Trepprosten, welche aus je vier 6 Zoll starken und 3 Zoll von einander entfernt liegenden, gusseisernen Treppen bestehen und sonst ganz nach den in St. Stephan von dem k.k. Bergrathe K. Wagner eingerichteten Röstöfen gebaut. Die Verröstung der Erze geschieht mit Holzkohlenlösche und Praschen, von welchen für den Centner gerösteter Erze im Durchschnitte 0,3 Cub.-Fuß verbraucht werden; in früherer Zeit (bis 1854) wurden die Erze in offenen Röststadeln mit einem Aufwande von 0,78 Cub.-Fuß Holzkohlen geröstet. Zuweilen werden auch zur Röstung Holzspäne und Braunkohlen verwendet, in welchem Falle ein größeres Ausbringen stattfindet. In der Regel werden in einem Röstofen wöchentlich 800 Ctr. gerösteter Erze aufgebracht, welche in diesem Zustande ein Ausbringen von 41 Prozent Eisen gestatten. Die Erze werden auf der Gicht in Stücken bis zu 3 Cub.-Zoll Größe aufgegeben, auf den Ausziehbänken, wenn sie nicht selbst zerfallen, zerschlagen, und von da direkt in schmiedeisernen Hunten auf den Sturzplatz zur Abwässerung gestürzt, wo man sie gerne 2-3 Jahre der Abwässerung und Verwitterung überlässt.“

## **BLEI-, SILBERERZBERGBAU**

Am Nordabfall des Proles tritt beim Kohlanger, drei Kilometer westlich von Frein, in Wettersteindolomit silberhaltiger Bleiglanz auf.

Bereits um das Jahr 1505 wurde in diesem Bereich ein Silberbergwerk betrieben. Die Jahresproduktion lag bei 2000 Kübeln. Obwohl zwei Schmelzöfen erbaut wurden, musste das Bergwerk schließlich wegen zu hoher Kiesgehalte der Erze eingestellt werden. Um 1760 wurde das Vorkommen erneut untersucht, aus dieser Zeit ist eine Grubenkarte im Wiener Hofkammerarchiv erhalten geblieben.

Im Jahr 1785 erteilte das Berggericht Vordernberg dem Bergmann und Boten Christopf Klement eine Schurflizenz „auf alle erlaubten Metalle und Mineralien in dem ganzen Freyner Graben und bey der langen Pruggen der Herrschaft Maria zellischen Jurisdiktion“. Eine Belehnung auf silberhaltige Bleierze „in der Freynalpen“ wurde von Bedingungen abhängig gemacht, die jedoch vom Lehenswerber offenbar nicht erfüllt wurden.

## **KUPFERERZBERGBAU**

Vom 16. bis zum 18. Jahrhundert wurden im Raum Neuberg auch verschiedene Kupfererzvorkommen genutzt. Zeitweise hatte die Gewinnung auch überregionale Bedeutung, wie die Beteiligung Nürnberger Patrizier am Bergbau zeigt.

### **Hirschbachgraben**

Um das Jahr 1585 wurde im Röttengraben, einem Steitengraben des Hirschbachgrabens, von den Nürnberger Patriziern Hieronymus und Lazarus Holzschuher offenbar eine alte Grube gewältigt – „aus dem Sumpf erhebt“. Im Jahr 1592 errichteten sie beim Bachsteger an der Mürz ein Schmelzwerk. Der Bergbau dürfte sich in der Folge gut entwickelt haben, da im Jahr 1607 ein Erbstollen der St. Barbara-Stollen, angeschlagen wurde. Zu dieser Zeit gelangten Anteile an Georg Meinll, einen Verwandten der Holzschuher. Während des dreißigjährigen Krieges, einer Zeit der allgemeinen Stagnation der Rohstoffgewinnung, führte zeitweise der Bergrichter von Eisenerz die Aufsicht über den Bergbau und die Schmelzhütte. Im Jahr 1632 nahm Hans Albrecht von Herberstein den zwischenzeitlichen eingestellten Bergbau wieder auf, um ihn bis zum Jahr 1640 zu betreiben. Vom Jahr 1657 bis zum Jahr 1663 ließ Lienhart Liegnitzer durch den „Bergwerksbauern Hans Rues den Bergbau betreiben, das Unternehmen endete mit dem Konkurs des letzteren. Im Jahr 1691 nahm das Stift Neuberg den Abbau wieder auf. In der Folge konnten jedoch keine Gewinne mehr erzielt werden, trotzdem wurde der Betrieb weiter aufrecht erhalten, im Jahr 1722 wurde berichtet, dass man das Kupferbergwerk vor einiger Zeit einstellte.

### **Lechnergraben**

Die im Bereich des Lechnergrabens auftretenden Porphyroide führen an verschiedenen Stellen geringmächtige Quarzlinsen mit Pyrit, Kupferkies und Fahlerz.

Am westlichen Gehänge des Grabens sind mehrere stark verwachsene und verrollte Halden und Pingen zu erkennen, die von einem Kupfererzabbau herrühren sollen, angeblich betrieb ein gewisser Jenburg, der dem Stift auch eine Kupferplatte schenkte, den Bergbau.

## **Rettenbach**

Im Jahr 1783 erteilte das Berggericht Vordernberg dem Ignaz von Reichenberg, Pächter des Mariazeller Gusswerks, für sechs Monate die Erlaubnis in Rettenbach, auf der Veitschalpe und der Krampen alle Stollen auf Kupfer zu untersuchen.

## **MAGNESITBERGBAU**

Am Westhang des Arzbachgrabens treten im Silberbergschiefer zahlreiche linsenförmige Magnesitvorkommen auf.

Der Magnesit wurde bereits um 1880 in der Neuberger Hütte, offenbar zur Zustellung von Siemens-Martin-Öfen, verwendet. Im Jahr 1889 sicherte sich Carl Spaeter, der Begründer der Veitscher Magnesitwerke Aktiengesellschaft, die Abbaurechte für die beiden größeren Vorkommen. Im Jahr 1906 wurde zur Ausbeutung weiterer Vorkommen die Magnesit-Industrie- und Bergbau AG in Budapest gegründet. Noch im selben Jahr wurden im Mürztal, an der Einmündung des Arzbachgrabens vier Schatöfen mit einer Jahreskapazität von zusammen 15 000 t errichtet.

Die Lagerstätte wurde durch einen Tagbau – in den folgenden Jahren durch insgesamt vierzehn Stollen – aufgeschlossen. Zur Abförderung des Magnesits zur Talsohle bestand ein Bremsweg. Der Transport des Rohmagnesits zur Hütte erfolgte über eine 1,5 km lange Seilbahn.

In den ersten Jahren nach der Gründung des Werkes wurde kaustischer Magnesit, später auch Sintermagnesit erzeugt. Im Jahr 1927 erwarb die Veitscher Magnesitwerke Aktiengesellschaft die Abbaurechte und die Hütte der Magnesit-Industrie- und Bergbau AG, im Jahr 1930 erfolgte wegen Erschöpfung der abbauwürdigen Vorräte die Stilllegung des Werkes.

Von den einst ausgedehnten Bergwerksanlagen sind nur mehr geringe Reste vorhanden. Das Haus Arzbach 24 diente einst als Grubenhaus, es ist heute unbewohnt. Die Trasse des von seinem Niveau zu Tal führenden Bremsberges ist als Einschnitt zu erkennen, vom Maschinenhaus sind einige Mauerreste erhalten geblieben. Betonfundamente nächst einer Trafostation des E-Werkes Neuberg stammen von der Materialseilbahn.

## **GRAFITBERGBAU**

Dunkle, tonige Grauwackenschiefer führen im Raum Neuberg-Kapellen örtlich geringmächtige Linsen von Grafit. Zeitweise wurden auch geringe Mengen – vor allem zur Herstellung von feuerfesten Stampfmassen – für das Neuberger Hüttenwerk gewonnen.

## **Krampen**

Die Lage des Vorkommens ist nicht mehr feststellbar.

## **Lichtenbachgraben**

Ein nächst dem Anwesen Schneeberger, am sogenannten Rinnhoferkogel, gelegenes Vorkommen wurde im Jahr 1839 dem k.k. Eisenoberverwesamt Neuberg unter der Bezeichnung Segengottes-Stollen auf Anthrazit verliehen. In der Folge fand auch ein Abbau statt, das Material wurde zur Herstellung feuerfester Stampfmassen verwendet. In den Jahren 1864-1871 wurden insgesamt 194 t Grafit gefördert.

### **Kohlbachgraben**

Im Jahr 1874 verlieh die Berghauptmannschaft Klagenfurt dem Philipp Weißhappel, Gasthausbesitzer in Neuberg, das Karlgrubenfeld. Ein Stollen lag in der Talsohle am rechten Ufer des Altenbergbaches. Der Betrieb wurde in kleinem Ausmaß mit einem Aufseher und ein bis sechs Arbeitern geführt. Die Aufbereitung erfolgte in einem Pochwerk. Zu Anfang dieses Jahrhunderts wurde die Förderung eingestellt.

### **Raxental-Preiner Gscheid**

Im Raxental wurde in der Nähe des Sonnleitner eine Grafitgewinnung betriebl. Die Verleihung erfolgte im Jahr 1894.

### **LITERATUR (Auswahl):**

- R. GEYER: Die Silberbergwerke in den niederösterreichischen Ländern unter Maximilian I. - Schlern-Schriften, 9, S. 199-218, 1925.
- G. GÖTH: Das Herzogthum Steiermark, 1, Wien 1840.
- C.J.B. KARSTEN: Metallurgische Reise durch einen Teil von Baiern und durch die Süddeutschen Provinzen Österreichs, Halle 1821.
- W. KOSCHATZKY: Die Kammermaler Erzherzog Johans von Österreich. - Parnass, Jg. 2/1982, S. 8-17.
- H. MEJZLIK: Probleme der alpenländischen Eisenindustrie vor und nach der im Jahre 1881 stattgefundenen Fusionierung in die Österr.-Alpine Montangesellschaft. - Dissertation der Universität Wien, 61, Wien 1971.
- A. MILLER R. v. HAUENFELS: Die steiermärkischen Bergbaue als Grundlage des provinziellen Wohlstandes, Wien 1859.
- O. PICKL: Geschichte des Ortes und Klosters Neuberg an der Mürz, Neuberg/Mürz 1966.
- K.A. REDLICH: Der Magnesit des Wiesergutes und von Arzbach bei Neuber. - Verhandlung der Geologischen Staatsanstalt, 1921, S. 74-83, Wien 1921.
- K.A. REDLICH: Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten = Beiträge zur Geschichte des Österreichischen Eisenwesens, Abt. 1, H. 1, 1931.
- K.A. REDLICH und W. STANCZAK: Bergbaue Steiermarks X, Die Erzvorkommen in der Umgebung von Neuberg bis Gollrad, Wien 1923.
- J. ROSSIWALL: Die Eisenindustrie des Herzogtums Steiermark im Jahr 1857. - Mitteilungen aus dem Gebiete des Statistik, 8, S. 14-15, Wien 1860.
- J. SCHMIDHAMMER: Seilbremsberg am Bergbaue Bohnkogel bei Neuberg–System Obdach. – österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, Bd. 30/1882, S. 523-526, 1882.
- W. SCHUSTER: Die Erzbergbaue und Hütten der Österreichisch-Alpinen Montangesellschaft. - Österr.-Alpine Montangesellschaft 1881-1931, II. Teil, Wien 1931.
- H. SCHWEIGER: Lagerstätten und Mineralien-Fundorte im Bezirk Mürzzuschlag. In: 10 Jahre Bundesgymnasium und Bundesrealgymnasium Mürzzuschlag 1959-1969, Mürzzuschlag 1969.
- F. WALTER: Veitscher Magnesitwerke Aktien-Gesellschaft 1881-1951, Wien 1951.
- A. WEISS: Zur Geschichte der Erkundung steirischer Eisenerzlagerstätten bis Ende des 19. Jahrhunderts. In: Der Aufschluss, 37, S. 19-29, 1986.
- A. WEISS: Historische Bergbautätigkeit im Raum Mürzsteg–Neuberg/Mürz–Kapellen–Altenberg. - Österreichischer Kalender für Berg, Hütte, Energie 1987, S. 98-115, 1987.

## Zur Rohstoff-Führung des Bereiches der Kartenblätter 103/ Kindberg und 104/Mürzzuschlag

Leopold WEBER

Im Bereich der beiden Kartenblättern Kindberg und Mürzzuschlag sind von Norden nach Süden als geologische Haupteinheiten die Nördlichen Kalkalpen, die Östliche Grauwackenzone, Zentralalpines Mesozoikum sowie Zentralalpines Kristallin entwickelt. Jede dieser Haupteinheiten enthält ihr spezifisches Lagerstätteninventar.

Im Jahre 1997 wurde die Metallogenetische Karte Österreichs veröffentlicht. In dieser sind über 3000 Rohstoffvorkommen nach Wertstoffinhalt, Lagerstättenform, Orientierung und Größe dargestellt. Im Rahmen einer metallogenetischen Analyse wurden Rohstoffvorkommen, die in einer bestimmten tektonischen Einheit auftreten, gleichen Wertstoffinhalt und Lagerstättenform aufweisen, jeweils zu einem metallogenetischen Bezirk zusammengefasst. Es kann dabei davon ausgegangen werden, dass Rohstoffvorkommen eines spezifischen metallogenetischen Bezirkes gleichzeitig entstanden sind. Aus der Verbreitung der Rohstoffvorkommen eines Bezirkes können auch wertvolle Hinweise über Hoffungsgebiete abgelesen werden.

Eine wesentliche Erweiterung bildet jedoch das Interaktive Rohstoffinformationssystem IRIS, welches eine entscheidende Weiterentwicklung der Metallogenetischen Karte darstellt. Mit Hilfe dieses Softwarepaketes können geologisch-tektonische Informationen, insbesondere jedoch lagerstättenrelevante Informationen über mehr als 3000 Rohstoffvorkommen nach Lagerstätten, Rohstoffgruppen, Wertstoff, metallogenetischen Bezirken gezielt abgefragt werden. Die Ergebnisse der bundesweiter Untersuchungen (Streamsediment-Geochemie, Aeromagnetik, mittlere Gesteinsdichte) sowie die Geochemie Niederösterreichs und Oberösterreichs sind ebenfalls verfügbar.

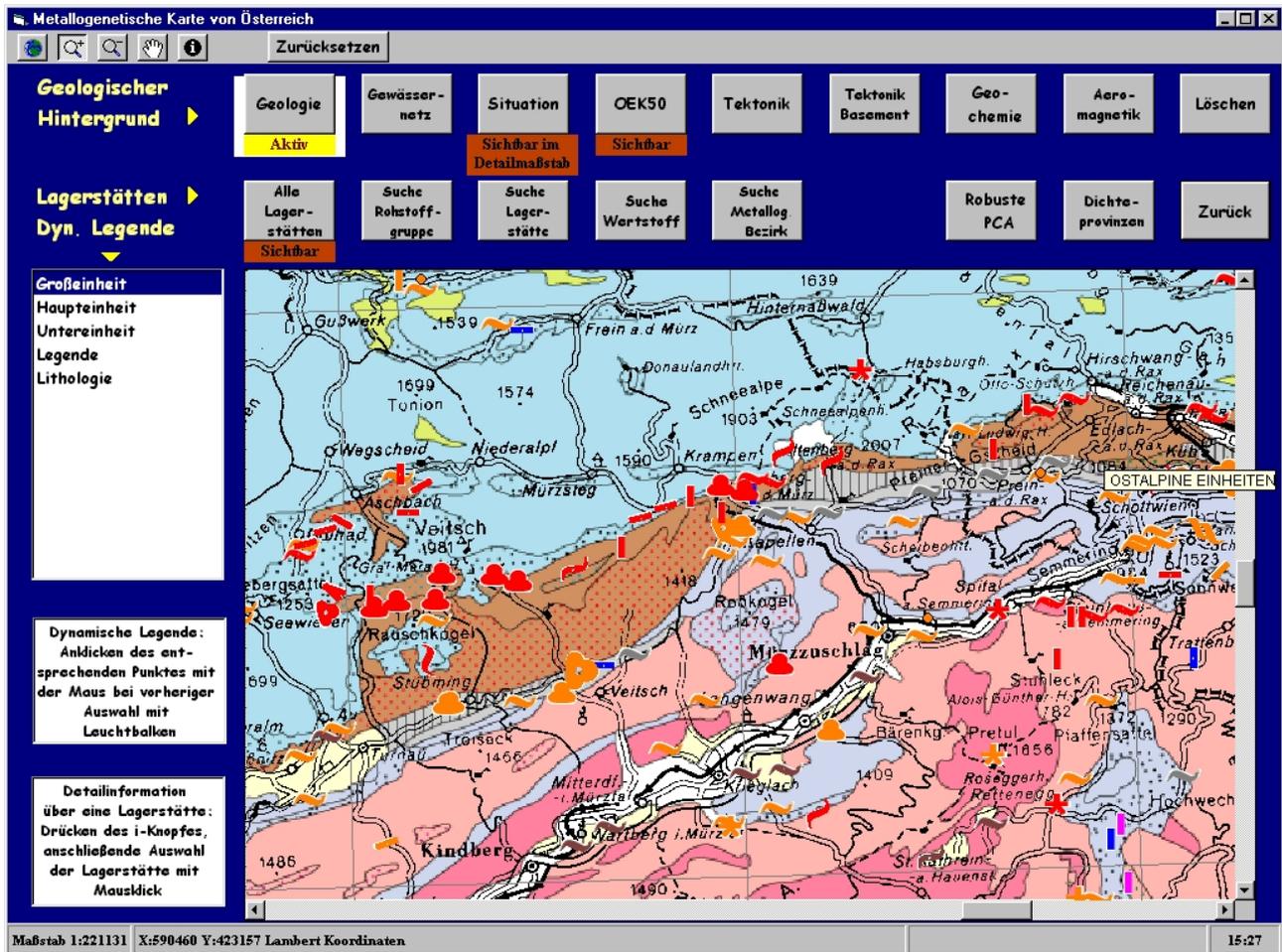
In der Folge soll die spezifische Lagerstättenführung der einzelnen tektonischen Einheiten auf den Kartenblättern 103/Kindberg und 104/Mürzzuschlag – gegliedert nach Lagerstättenbezirken – beschrieben werden.

### **Nördliche Kalkalpen:**

#### Eisenerzbezirk Kalkalpenbasis:

Die Vorkommen des Eisenerzbezirkes Kalkalpenbasis sind an die Transgressionsabfolgen (Prebichlschichten, „Alpiner Verrucano“), sowie die Werfener Schichten gebunden. Die Vererzungen in den Prebichlschichten sind zumeist lagerförmig entwickelt und an ehem. Muldenzonen gebunden. Die Erzparagenese setzt sich aus Eisenkarbonaten, Kupferkies, Pyrit, Baryt, untergeordnet auch Fahlerz und Zinnober zusammen. In den Werfener Schichten sind örtlich gang- und lagerförmige Eisenkarbonatvererzungen entwickelt. Sie werden von Eisenglimmer, Kupferkies, gelegentlich auch Gips begleitet. Schichtkoncordante Eisensilikat-Eisenkarbonatvererzungen (Typ Gollrad-Brandhof) sind im Bereich der beiden Kartenblätter bisher nicht bekannt geworden.

*Altenberg, Bohnkogel, Debrin (Tebrin), Steinkogl, Eibelkogel, Gleissenriegel, Hirschwang (Knappenberg), Knappensteig, Niederlpl, Rettenbachgraben (Neuberg), Richtenbach-Ödwiese, Schafkogel (Sumpfenthal), Schönergraben / Rauher Graben, Schottenkogel, Sohlenalpe (Sollnalpe)*



Lagerstättenführung auf den ÖK Blättern 103 und 104 (Screen-shot aus IRIS 2)

### Blei-Zinkerzbezirk Anis Nördl. Kalkalpen Ost

Die Bleiglanz-Zinkblendevererzungen sind nach M.A. GÖTZINGER (in L. WEBER, ed. 1997) vorwiegend an Dolomite und Kalke der Gutensteiner Schichten gebunden. Die Mineralisationen treten vorwiegend klüftig zusammen mit Calzit in tektonisch vorgezeichneten Bereichen auf. Örtlich wurden auch Fahlerze (Tennantit) beobachtet. Im Bereich der beiden Kartenblätter ist lediglich ein Vorkommen bekannt geworden. An den karnischen Anteil der Wettersteinkalke gebundene Blei-Zinkvorkommen sind im Bereich der beiden Kartenblätter nicht bekannt.

*Kohlanger (W Frein)*

### Evaporitbezirk Östliche Kalkalpen

Der fluoritführende „Evaporitbezirk östliche Kalkalpen“ erstreckt sich nach M.A. GÖTZINGER (in L. WEBER, ed. 1997) vom Raum Hinterstoder im W bis vor die Tore Wiens. Auch im Bereich der beiden Kartenblätter sind mehrere (Klein-)vorkommen entwickelt. Die meisten Evaporite sind oberpermischen Alters. Darüberhinaus sind auch oberskythisch-anisische Mineralisationen

bekannt. Bemerkenswert ist, dass die Evaporitvorkommen vielfach an tektonischen Grenzen oder an der Basis von Decken bzw. Schuppen entwickelt sind.

*Frein, Grießleitengraben / Prein, Niederalpl*

### **Nördliche Grauwackenzone:**

#### Eisen-(Kupfer) Erzbezirk Norische Decke

Die Norische Decke der östlichen Grauwackenzone enthält nach O. SCHULZ & F. VAVTAR (in L. WEBER, ed. 1997) zahlreiche Siderit-Ankeritvererzungen, die gelegentlich auch Kupferkies führen. Die Vererzungen zeigen zum überwiegenden Teil wolkig-diffuse Erscheinungsbilder („Typus Steirischer Erzberg“). Die Herkunft der Erzlösungen und das Alter sind umstritten. Eine mögliche Hypothese stellt einen Zusammenhang mit (alt-)paläozoischem Vulkanismus dar. Während der nachfolgenden Orogenesen erfolgte eine Umbildung der Lagerstätten, in deren Verbindung lokale metasomatische Verdrängungen des Nebengesteins auftraten. Die Erzparagenese besteht i.W. aus den Eisenkarbonaten Siderit und Ankerit. Untergeordnet kommen auch Hämatit und Magnetit vor. Unter den Sulfiden ist vor allem Pyrit, seltener Arsenkies, Tetraedrit, Kupferkies und Zinnober zu nennen.

Eisenkarbonatvererzungen sind auch in porphyroidischen Gesteinen der östlichen Grauwackenzone entwickelt („Typus Schendleck“). Der Siderit liegt als konkordante Einschaltung im Porphyroid. Auch diese Vererzung zeigt jüngere Überprägungen in Form mineralisierter quergreifender Klüftchen und Gängen. Die Erzparagenese besteht i.W. aus Eisenkarbonaten, untergeordnet Hämatit, Kupferkies, Fahlerz, Zinnober und Baryt.

*Arzsteinwand-Steinbauergrube (Neuberg), Brunnalm, Eckalm, Edlergraben, Gasteil, Schendleck (Schendlegg), Schwarzeck (Schwarzkogel), Veitschbachgraben*

#### Magnesit-(Talk-)bezirk Veitscher Decke

Die Veitscher Decke beherbergt nach L. WEBER & E. SCHROLL (in L. WEBER, ed. 1997) die bekannten Spatmagnetitlagerstätten vom Typus Veitsch. Als Nebengestein fungieren Gesteinsabfolgen des marinen Visé, die fast ausschließlich in überkippter Lagerung vorliegen. Die lager- bis linsenförmigen Magnesitkörper liegen fast ausnahmslos in unmittelbarer Nähe der Überschiebungsfläche zur Norischen Decke. Der zumeist hellgraue bis gelblichbraune Magnesit ist grobkörnig. Typisch sind pinolitische und rosettenförmige Ausbildungen, ferner Bändermagnesite, teilweise dolomitisiert. Die Mineralparagenese setzt sich aus Magnesit, Dolomit, Chlorit (Leuchtenbergit), Talk, Pyrit und Quarz zusammen. Darüberhinaus liegt eine (jüngere) Cu-Sulfidparagenese mit Tetraedrit, Kupferkies und Pyrit vor. Viele Magnesitkörper zeigen vor allem im Randbereich eine mehr oder minder starke Vertalkung.

Die Typuslagerstätte Veitsch (der Tagbau wurde 1968 stillgelegt, zur Zeit findet lediglich eine Bruchsteingewinnung statt) ist Bestandteil einer Gesteinsserie mit phyllitischen und graphitischen Metapeliten, Metasandsteinen, Quarziten und Dolomiten, die von einer schwachen alpidischen Metamorphose (Grünschieferfazies) überprägt worden ist. Der Magnesitkörper mit dolomitischer Randzone hat eine Längserstreckung von rd. 1000 m bei einer Mächtigkeit bis knapp über 400 m. Das Magnesitgestein läßt noch eine fossilreiche Riffstruktur mit Detritus und mikritischen

Karbonaten erkennen. Die jüngeren Sulfidmineralisationen (Tetraedrit, Kupferkies, Pyrit) wirkten sich stark qualitätsmindernd aus.

*Arzbach, Arzbachgraben, Greitbauerbruch, Pretal-Stübming, Sattlerkogel (Veitsch), Stübming*

#### Grafitbezirk Veitscher Decke

Bei fast allen Grafitvorkommen der östlichen Grauwackenzone wird das molasseartige Grafitkarbon, welches altersmäßig in das Westfal A-C eingestuft werden kann, von „kalkführendem Unterkarbon“ überlagert. Der Grafit ist durch metamorphe Überprägung von Steinkohlen hervorgegangen. Örtlich sind noch Übergänge von Grafit zu Anthrazit (Metaanthrazit) erkennbar. Der Grafit ist durchwegs mikrokristallin und schwefelarm und in tektonisch stark durchbewegten, zu Linsen ausgewalzten Flözen angereichert. Der Grafit zeichnet sich durch C-Gehalte zwischen 40 und 90% aus).

*Breitenstein / Semmering, Grünsting-Grasgraben, Gsoll bei Prein, Hierzergut, Kapellen (Stojan), Raxental (Preiner Gscheid), Schwarzenbachgraben (Veitsch)*

#### **Zentralalpines Mesozoikum:**

##### Eisenerzbezirk Semmeringmesozoikum

Die Eisenerzlagerstätten des Semmeringmesozoikums sind nach W. TUFAR (in L. WEBER, ed. 1997) zumeist an die Grenze von Permoskyth-Quarzit zu anisichem Dolomit gebunden. Im Fröschnitzgraben wurde auf drei steil aufgerichtete, durch mehrere Meter mächtige Zwischenlager getrennte schichtkonkordante Lager gebaut. Die maximale Mächtigkeit der Eisenspatlager betrug 22 m. Als Erzmineral tritt vorwiegend Siderit in Erscheinung, der von Sulfiden (Pyrit, sporadisch Kupferkies), gelegentlich auch Hämatit und Magnetit begleitet wird. Gelegentlich füllt Hämatit nahezu monomineralische Gänge.

*Assantberg, Dürrgraben (Thiergraben), Fröschnitzgraben, Hasental, Rettenegg-Ort*

##### Barytbezirk Semmering

Die unterostalpinen Abfolgen des Semmerings enthalten nach L. WEBER & W. TUFAR (in L. WEBER, ed. 1997) Barytvorkommen, die als Gänge bzw. Lagergänge ausgebildet sind. Dabei liegen einerseits an Quarzit gebundene gang- bis klufförmige, örtlich auch lagerförmige Barytvorkommen vor. Der Baryt ist vorwiegend reinweiß, weitgehend frei von Quarz und sulfidischen Verunreinigungen, kann aber gelegentlich Hämatit führen. Die Mineralisationen folgen dem regionalen NNE-SSW bis NE-SW bzw. E-W streichenden Störungs (Kluft-) system. Die Mächtigkeit ist äußerst variabel und schwankt zwischen wenigen Zentimetern bis zu mehreren Metern. Darüberhinaus treten Barytvorkommen auch an der Hangendgrenze des Quarzites zum Anisdolomit auf. Diese Baryte sind jedoch schmutziggrau gefärbt und sulfidführend. Der lagerförmige Baryt zeigt stellenweise eine merkliche tektonische Beanspruchung, wobei auch Schieferung zu beobachten ist. Untergeordnet sind auch netzwerkartige Mineralisationen entwickelt. Derartige Mineralisationen sind jedoch im Bereich der beiden Kartenblätter nicht entwickelt.

*Hirschenkogel-Dürrgraben*

### Quarzite Semmeringmesozoikum

Der flächenhaft verbreitete Semmeringquarzit wurde in zahlreichen Steinbrüchen abgebaut und für die verschiedensten Zwecke weiterverarbeitet.

*Arzbach I, II, Freßnitzgraben, Hirschbachgraben, Kühberg (Traibach), Lambach, Mürzzuschlag-Edlach, Pfaffensattel, Pretalsattel, Rettenegg, Rittis, Prein, Tonibauer (Waldbachgraben)*

### Uranerzbezirk Semmering-Wechsel

Das Semmering-Mesozoikum beherbergt nach L. WEBER & W. TUFAR (in L. WEBER, ed. 1997) eine Reihe kleinräumiger Uran-Mineralisationen, die an den permoskythischen Semmering-Quarzit gebunden sind. Im Bereich Prinzenkogel-Rettenegg sind sowohl primäre als auch sekundäre Uran-Mineralisationen bekannt. Die primäre Vererzung entspricht völlig dem für das Permoskyth charakteristischen Erztyp: Diese liegt in grobkörnigem Quarzit innerhalb einer rinnenartigen Struktur, die bei einer Breite von wenigen Metern lediglich bis zu 70 cm mächtig wird. Die sekundäre Uran-Mineralisation tritt in Nachbarschaft eines Baryt-Ganges in einer Metaarkose im Hangenden der primären Vererzung auf und ist durchwegs klufförmig ausgebildet. Als Uranminerale wurden Meta-Uranocircit –II sowie Meta-Autunit-II nachgewiesen, wobei die Bariumphase bei weitem überwiegt.

Die Uranminerale treten in Form allseitig ausgebildeter Kristallaggregate und Blättchen lose im Sediment auf. Nebenbei sitzen sie noch aufgewachsen an Kluffflächen, in Quarzitschnürchen und in Gesteinshohlräumen, nicht aber direkt im Quarzit. Es wird angenommen, dass das Uran selbst nicht aus dem anstehenden Semmeringquarzit stammt, sondern vielmehr aus der liegenden ABP Serie. In unmittelbarer Nähe der Uranmineralisation liegt auch eine gangförmige Barytvererzung.

*Rettenegg-Prinzenkogel*

### **Ostalpines Kristallin:**

#### Polymetall. Bez. Wechselfenster

Die Lagerstätten dieses Erzbezirkes führen nach W. TUFAR (in L. WEBER, ed. 1997) vor allem Kupfer-, Blei- und Zinkerze. Als ausgesprochene Kupfer-Mineralisation außerhalb der beiden Kartenblätter sind lediglich die Vorkommen von Trattenbach und Eichbühel zu erwähnen. Die Lagerstätten zeichnen sich durch ihre starke tektonische Beanspruchung und regionalmetamorphe Überprägung aus. Die Blei-Zinkvererzung Prinzenkogel liegt in einer Serie aus Albit-Phyllit bis Albit-Schiefer, Albit-Chloritschiefer und Einschaltungen eines Gneises. Vorherrschende Erzminerale sind silberreicher Bleiglanz und Zinkblende, daneben Magnetit, Magnetkies, Bournonit, Kupferkies, Antimonit, Jamesonit und ged. Wismut. Die Gangart wird hauptsächlich von Baryt, Quarz, ankeritischem Karbonat und Albit aufgebaut. Die Verwitterungszone der Lagerstätte zeichnet sich u.a. durch das Bleiphosphat Pyromorphit aus.

*Prinzenkogel-Kaltenegg (Rettenegg)*

### Polymetall. Erzbezirk Grobgneisserie

Im Bereich des Fröschnitzgrabens wurde am Arzberg nach W. TUFAR (in L. WEBER, ed. 1997) eine in Chloritschiefern aufsitzende, ursprünglich syngenetische und stratiforme Vererzung, die jedoch tektonisch und regionalmetamorphe überprägt wurde, genutzt. Die Vererzung entspricht weitgehend dem Typus Grazer Paläozoikum.

*Fröschnitzgraben-Arzberg, Kaltenbach I. II,*

### **Inneralpines Tertiär:**

#### Braunkohlenbezirk Norische Senke

Innerhalb der Norischen Senke liegen nach R. F. SACHSENHOFER & L. WEBER (in L. WEBER, ed. 1997) eine Reihe von Braunkohlenvorkommen, die in der Vergangenheit gemeinsam mit den zahlreichen Eisenerzvorkommen dieser Region Grundlage für eine hochentwickelte Stahlerzeugung bildeten. Die z.T. mehrere Meter mächtigen Flöze sind sowohl als eingelagerte, als auch als Grundflöze entwickelt. Für die meisten Kohlen ist ein karpatisches Alter gesichert. Der Inkohlungsgrad reicht im Bereich der beiden Kartenblätter vom Weich-/Mattbraunkohlenstadium über das Glanzbraunkohlenstadium. Gemeinsam mit der Kohle treten auch Bentonit und Diatomit auf. Eine gesonderte Nutzung erfolgte jedoch nicht. Die Kohlenflöze sind in einen für die Norische Senke charakteristischen nordvergent überschlagenen Muldenbau einbezogen, wobei der steilstehende Südschenkel örtlich sogar überkippt ist.

*Illachgraben, Kindthal, Kogel, Krieglach, Mürzzuschlag-Ganz, St. Kathrein, Kogel, Ratten, Wartberg*

### **Sonstige bemerkenswerte Einzelvorkommen, die nicht einem metallogenetischen Bezirk zuzuordnen sind:**

Magnetit: Griessleiten

Mangan: Friedlkogel-Heinzlkogel, Kaskögerl-Großveitsch, Lärchkogel

Kupfer: Veitsch-Dürrsteinkogel

Magnesit: Mürzzuschlag-Scheedgraben (nur erbohrt)

Reinkalke: Hinterhofgraben, Krieglach-Malleisten), Neuberg-Kapelln (Holzer)

Dolomit: Langenwang

Gips: Eselbachgraben (nur erbohrt)

Lazulith: Freßnitzgraben, Pretulalpe

Talk: Stollingergraben

### **Aeromagnetik, Gravimetrie (Mean Surface Density)**

Die Konfiguration der Isolinien der magnetischen Totalintensität und der Schwereverteilung spiegelt in erster Linie den Verlauf der tektonischen Haupteinheiten deutlich wider. Auffällige, auf Rohstoffvorkommen hinweisende magnetische und gravimetrische (Mean Surface Density) Anomalien sind im Bereich der Kartenblätter nicht zu beobachten.

## **Geochemie:**

Die Ergebnisse der geochemischen Bestandsaufnahme des Bundesgebietes mit Hilfe der Streamsedimente sind mit Hilfe des Softwarepaketes IRIS und IRIS-2 abrufbar. Da seinerzeit jedoch nur der kristalline Anteil des Bundesgebietes beprobt wurde, liegen von den Kalkalpen innerhalb der beiden Kartenblätter keine Ergebnisse vor.

Ag: Niedrige Konzentrationen im Bereich der Östlichen Grauwackenzone, etwas höhere Konzentrationen im Bereich des zentralalpiner Kristallins, erwartungsgemäß hoher Wert im Umfeld des Blei-Zinkvorkommens Prinzenkogel-Kaltenegg (Rettenegg).

Al: Keine Auffälligkeiten, wenngleich sich die einzelnen tektonischen Einheiten durchaus charakteristisch widerspiegeln.

As: Generell geringe Konzentrationen. Lediglich im Bereich des zentralalpiner Kristallins sind anomal hohe As-Konzentrationen gegeben, die mit keinen Vererzungen in Zusammenhang zu bringen sind.

Ba: Erhöhte Konzentrationen lediglich im Bereich von Eisenkarbonatvererzungen der Kalkalpenbasis, wo Baryt auch als charakteristische Gangart beibricht.

Be: Unauffällige Verteilung

Ca: Keine Auffälligkeiten, wenngleich sich die einzelnen tektonischen Einheiten durchaus charakteristisch widerspiegeln.

Ce: Leicht erhöhte Konzentrationen im Bereich der Grauwackenzone; generell niedrige Konzentrationen im Bereich des zentralalpiner Kristallins ohne Auffälligkeiten.

Co: Keine Auffälligkeiten

Cr: Keine Auffälligkeiten, wenngleich sich die einzelnen tektonischen Einheiten durchaus charakteristisch widerspiegeln.

Cu: Örtlich hohe Konzentrationen im Bereich um die Mineralisationen in der Nördlichen Grauwackenzone (Neuberg, Sohlenalpe), sowie des zentralalpiner Altkristallins (Waldheimat) hier jedoch ohne Lagerstättenbezug!

Fe: Keine der bekannten Lagerstättenverteilung widersprechende Verteilung.

Ga: Unauffällige Verteilung

K: Auffallende lokal erhöhte Konzentrationen im Bereich der Porphyroide um Stübming;

La: Durchwegs geringe Gehalte im zentralalpiner Kristallin, leicht erhöhte Konzentrationen im Bereich der Nördlichen Grauwackenzone ohne erkennbaren Lagerstättenbezug.

Mg: Die Magnesitvorkommen treten weniger stark in Erscheinung als flächenhaft verteilte Vorkommen dolomitischer Gesteine.

- Mn: Die Mn-Vorkommen der Grauwackenzone treten nur undeutlich hervor. Sie deuten durchaus auf weitere Vorkommen im Umfeld der bekannten Vorkommen hin.
- Mo: Unauffällige Verteilung
- Na: Unauffällige, dem geologischen Untergrund entsprechende Verteilung;
- Nb: Unauffällige, dem geologischen Untergrund entsprechende Verteilung;
- Ni: Durchwegs geringe Konzentrationen ohne erkennbaren Bezug zum geologischen Untergrund;
- P: Durchwegs geringe Konzentrationen ohne erkennbaren Bezug zum geologischen Untergrund;
- Pb: Das Pb-Zn Vorkommen Kaltenegg ist nur undeutlich indiziert. Eine erhöhter Einzelwert zwischen Mürzsteg und Neuberg könnte auch anthropogen bedingt sein.
- Rb: Deutliche Nebengesteinsabhängige Verteilung. Die höchsten Werte liegen im zentralalpinen Kristallin und spiegeln die spezifische Gesteinsverteilung (Pretul) wieder. Ein Lagerstättenbezug ist jedoch nicht ableitbar.
- Sb: Generell niedrige Konzentration. Das Verteilungsmuster zeigt lediglich im Bereich der Nördlichen Grauwackenzone örtlich leicht erhöhte Werte.
- Sc: Die Verteilung spiegelt lediglich die leicht unterschiedlichen Konzentrationen innerhalb der Gesteine der einzelnen tektonischen Einheiten wider. Ein Lagerstättenbezug ist nicht ableitbar.
- Sn: Deutliche Nebengesteinsabhängige Verteilung. Die höchsten Werte liegen im zentralalpinen Kristallin und spiegeln die spezifische Gesteinsverteilung (Pretul) wieder. Ein Lagerstättenbezug ist jedoch nicht ableitbar (siehe auch Rb!!).
- Sr: Die Verteilung spiegelt lediglich die leicht unterschiedlichen Konzentrationen innerhalb der Gesteine der einzelnen tektonischen Einheiten wider. Ein Lagerstättenbezug ist nicht ableitbar.
- Th: Die Verteilung spiegelt lediglich die leicht unterschiedlichen Konzentrationen innerhalb der Gesteine der einzelnen tektonischen Einheiten wider. Ein Lagerstättenbezug ist nicht ableitbar.
- Ti: Keine Auffälligkeiten. Es spiegeln sich nicht einmal die einzelnen geologischen Einheiten aus dem Verteilungsbild wider.
- U: Überraschend unauffällige Verteilung. Selbst die U-Mineralisationen im Umfeld des Semmeringquarzites (um Rettenegg) lassen sich aus dem Isanomabild nicht ableiten.
- V: Die Verteilung spiegelt lediglich die leicht unterschiedlichen Konzentrationen innerhalb der Gesteine der einzelnen tektonischen Einheiten wider. Ein Lagerstättenbezug ist nicht ableitbar.
- W: Unauffällige Verteilung. Einzelne Ausreisser (kein direkter Lagerstättenbezug) können durchaus anthropogene Ursachen haben.

Y: Unauffällige Verteilung;

Zn: Das Pb-Zn Vorkommen Kaltenegg ist nur undeutlich indiziert. Eine erhöhter Einzelwert zwischen Mürzsteg und Neuberg könnte auch anthropogen bedingt sein.

Zr: Keine Auffälligkeiten. Lediglich der Bereich der Porphyroide innerhalb der Östlichen Grauwackenzone tritt durch leicht erhöhte Konzentrationen hervor. Ein Lagerstättenbezug ist jedoch nicht ableitbar.

### **Zusammenfassung**

Die Analysenwerte der geochemischen Beprobung des Bundesgebietes erbringen im Bereich der beiden Kartenblätter keine Hinweise auf allfällige weitere, noch unbekannte Rohstoffvorkommen. Diese Aussage ist jedoch mit der Einschränkung zu treffen, als das lokale Entwässerungssystem einen erheblichen Einfluß auf das Isanomalienbild ausübt. Wird ein Rohstoffvorkommen nicht durch einen Bach angerissen, kann auch in den Streamsedimenten kein entsprechender Hinweis darauf gefunden werden. So ist es auch erklärlich, warum nicht zwingend um jedes Rohstoffvorkommen auch eine entsprechende Anomalie entwickelt sein muss.

### **Ausgewählte Literatur:**

THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G.: Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1: 1 Mio.- Geol. B.-A., Wien, 1989.

WEBER, L. (ed.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs – Erläuterungen zur Metallogenetischen Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe.- Arch. f. Lagerst.forsch.Geol.B.-A., 19, 607 S., Wien, 1997.

WEBER, L. Interaktives Rohstoff-Informationssystem IRIS (Version 2000/1).- CD-ROM, Geol. B.-A., Wien, 2000.

## **GEOCHEMISCHE UND WEISSMETRISCHE UNTERSUCHUNGEN AN KALKMARMOR-VORKOMMEN NÖRDLICH MÜRZZUSCHLAG (UNTEROSTALPIN, STEIERMARK)**

Beatrix MOSHAMMER

### **Zusammenfassung**

Mitteltriadische, grünschieferfaziell metamorphe Kalkmarmorvorkommen im Gebiet der Großen Scheibe nördlich Mürzzuschlag und im Bereich des Raxenbachgrabens wurden anhand von Musterproben und Profilibeprobung petrographisch, geochemisch und weißmetrisch für eine rohstoffgeologische Voruntersuchung im Hinblick auf höherwertige Verwendung charakterisiert. Die nördlichen Vorkommen kleineren Ausmaßes bestehen aus grau-rötlichen, mylonitischen, chemisch reinen Kalkmarmoren. Ihre gemessene Weiße zeigt ein besseres Ergebnis als ihr optischer Eindruck. Die südlichen ausgedehnteren Vorkommen sind heterogen. Weder im Profil noch im Streichen beständig, treten chemisch hochreine und weiß messende Abschnitte von maximal etwa 5 - 10 m auf. Meist jedoch findet sich dieser Typus in Wechsellagerung mit hellen bis grau gebänderten Kalkmarmoren, in denen weiße dolomitische Lagen und Einstreuungen von Quarz und Glimmer auftreten. Hinzu kann schwache disperse Dolomitisierung kommen. Rauhackenbildungen, intensive Klüftung und Störungen führen zu Verwitterungs- und Verkarstungsphänomenen, die zusätzlich ihre Helligkeit bzw. Weiße vermindern. Geochemische Ursachen sind für die Weißeeigenschaften nicht ableitbar.

### **Einleitung**

Bei einer Mineralrohstoff-Untersuchung des Bundesgebietes im Zuge des Projektes Ü-LG 38 wurden von 1994 bis 1998 Vorkommen von Kalkstein, Marmor und untergeordnet Dolomit nach möglichst hoher Weiße und chemischer Reinheit ausgesucht und übersichtsmäßig sowie teilweise auch entlang von Profilen, beprobt. Zur Charakterisierung und zum Vergleich dieser Vorkommen untereinander wurden die Proben in Dünnschliffen untersucht und als Rohstoff-Basisparameter die Weiße und der Gesamtchemismus bestimmt. Die Ergebnisse sind in Berichten dargelegt (LOBITZER & MOSHAMMER, 1995, MOSHAMMER & LOBITZER, 1996, MOSHAMMER & LOBITZER, 1998 und MOSHAMMER, 1999).

Die Verwendung von Kalkstein und Marmor ist schon aus der Antike bekannt. Als erstes erfolgte ihr Einsatz als Baurohstoff, neben vielen anderen Zeugnissen eindrucksvoll dokumentiert anhand der großteils aus Kalksteinquadern erbauten, fast 5000 Jahre alten Cheops-Pyramide in Ägypten. Etwa 1000 Jahre später waren Herstellung und Einsatz von Brannt- und Löschkalk in Mesopotamien bekannt (LASKARIDIS, 1987, SCHIELE & BERENS, 1972). Die Bedeutung des Rohstoffes Kalkstein, der geologisch alle Festgesteine aus Kalzit beinhaltet wie Marmor, Kalkstein, Kreide etc., wuchs mit der Industrialisierung. Die Verbrauchergruppen von Kalkstein und dessen gebranntem Produkt sind heute so zahlreich, dass hier nur wesentliche Zweige wie die Eisen- und Stahlindustrie, die chemische, Zucker-, Papier-, Glas-, Futter- und Düngemittel-Industrie, Umweltschutz, Baugewerbe und Baustoffindustrie angeführt werden und für Detailfragen auf die eingehende Monographie von GOTTHARD & KASIG (1996) verwiesen wird.

Ziel des vorliegenden Projektes war es, mit Hilfe von Weißmessung und Chemismus Vorkommen weißer Kalksteine und Marmore zu eruieren und sie grundsätzlich für Einsatzbereiche zu testen,

bei denen es auf chemisch und - oder nur - weißmetrisch hochwertige Qualitäten ankommt, wie für die Erzeugung von Weißputzen. Das wirtschaftliche Hauptinteresse liegt jedoch in der Vermahlung zu Kalziumkarbonat-Füllstoffen. Die Körnungen der Füllstoffprodukte sind kleiner als  $100 \mu$ , bei den hochwertigsten ultrafeinen Füllstoffen kleiner als  $2 \mu$ .

Erfahrungsgemäß gilt, dass Kalksteine, die sowohl sehr weiß als auch chemisch hochrein sind, äußerst selten auftreten. Bei den Kalziumkarbonat-Füllstoffen wurde daher eine Alternative gefunden, indem man sie nicht nur durch Aufmahlung und technische Aufbereitung aus weißem Kalkmarmor (z.B. Gummern/Kärnten), Kalkstein oder Kreide (Müllendorf/Burgenland) herstellt, sondern ein ebenso feinstkörniges  $\text{CaCO}_3$  auch im chemischen Verfahren aus Branntkalk präzipitiert. Eine passende Lagerstätte vorausgesetzt, scheint die Herstellung des aufgemahlten Produktes gegenüber dem präzipitierten ökonomisch günstiger. Insgesamt betrachtet, wird der Kalzit-Füllstoff-Einsatz bei Plastik, Papier, Farben-Lacken, Gummi etc. nicht nur durch seine chemisch-physikalischen Eigenschaften (hohe Weiße, ungiftig, niedrige Ölabsorption, gute Beständigkeit, relativ geringes spezifisches Gewicht, gute Dispergierbarkeit) gesteuert, sondern auch aus Kostengründen gegenüber anderen Füllstoffen wie Kaolin, Talk, Baryt u.a. forciert.

## **Geologisch-tektonischer Aufbau und Lage der Vorkommen**

### *Regionalgeologischer Rahmen*

Der Bergzug zwischen dem Frörschnitzbach bei Mürzzuschlag - Spital am Semmering und dem Raxenbach im Norden stellt einen großräumigen flach nordfallenden Falten-, Schuppen- und Deckschollenbau mit unter- und mittelostalpinen Elementen dar. Seine Basis wird aufgebaut aus unterostalpinem polymetamorphem Grundgebirge des Grobgneiskomplexes, das vorwiegend aus Phylliten und Einschaltungen von Glimmerschiefern und Grobgneis besteht und von der Permotrias in zentralalpiner Fazies überlagert wird. Zur letzteren zählen in Anlehnung an die von TOLLMANN (1957, 1977) beschriebene Schichtfolge im angesprochenen Gebiet (vgl. geol. Karte Mürzzuschlag (MANDL et al. in Druck), Alpiner Verrucano (Metakonglomerat), Semmeringquarzit und Reichenhaller Rauhwacke, weiters die anisischen Kalkmarmore bzw. Bänderkalke, die Gegenstand dieser Arbeit sind, sowie Dolomite des ?Ladin. In den Karbonaten treten ?tektonisch Einschaltungen von Rauhwacken und Schiefen (Kapellener Schiefer [Karn?]) auf. Im westlichen Gebirgstheil endet tektonisch die unterostalpine Sequenz mit diesen relativ mächtigen Kalk- und Dolomitmarmoren des Anis-Ladin, resp. den geringmächtigen Kapellener Schiefen. Darüber folgt die aus Glimmerschiefern und permoskythischen Metasedimenten aufgebaute Tratenkogel-Deckscholle, die, ebenso wie die nördlich des Raxenbaches parallel anschließende Tattermannschuppe, das Mittelostalpin vertritt. Östlich des untersuchten Gebietes ist hingegen die unterostalpine Schichtfolge mit „buntem Keuper“ und rhätischen Karbonaten vollständiger erhalten.

### *Lage und Gliederung der Vorkommen*

Die laut geologischer Karte etwa 300 m mächtig werdenden Anis-Ladin-Karbonate zeigen trotz intensiver tektonischer Zerstückelung im betrachteten Bergzug umlaufendes Streichen. Sie wurden in ihrer Westhälfte zwischen Mürztal und Tratenkogel punktuell untersucht und ihrer Lage entsprechend in einen südlichen und nördlichen Karbonatzug gegliedert.

Während die Marmore im südlichen Karbonatzug generell flach nach Norden einfallen, stehen sie im nördlichen Zug längs des Raxenbaches E-W streichend saiger. Der südliche Zug ist weiters dadurch gekennzeichnet, dass Dolomite zurücktreten und an deren Stelle Kalkmarmore mächtiger werden und dass eine 10er-Meter-mächtige, gegen E auskeilende Rauhwacke eingeschaltet ist. Er zieht nördlich von Kohleben im Westen über die Gipfelregion Dürrkogel (1426 m) - Große Scheibe

(1473 m) - Hohe Wand (1409 m) - Kampalpe (1535 m) bis östlich Kerschbaumkogel (1480 m). Es befinden sich darin von West nach Ost die Probenlokalitäten Kohleben-E (Bezeichnung 104/106a, -b, -c) an der Forststraße auf 1000 m SH, weiters entlang der Forststraße von 1100 bis 1200 m SH die Lokalitäten Dürrkogel-W (104/104), Große Scheibe-W (104/86) und Hosengraben-W (104/107). Im selben Zug, jedoch östlich des Wallersbachgrabens, liegen die Lokalitäten Hohe Wand-E auf 1180 m SH (104/89), und im Umfeld einer aufgelassenen Seitenentnahme die Lokalität Saurücken-W auf 1240 m SH (104/85).

Aus dem nördlichen, aufgrund der Vertretung durch Dolomit geringer mächtigen Kalkmarmorzug stammen die Proben aus aufgelassenen Steinbrüchen, und zwar südlich von Kohlebner am Waldrand auf 830 m SH (104/105), bei Stojen an der Hauptstraße auf 800 m SH (104/88) und im Brandlgraben auf 980 m SH (104/90). Die Lage der Vorkommen wird in Abbildung 1 dargestellt. Die Ausbisslinien der anisichen Kalkmarmore und der damit verbundenen Rauhwacke sowie der ?adinischen Dolomitmarmore wurden der geologischen Karte (MANDL et al., in Druck) entnommen.

Neben den beschriebenen Kalkmarmorzügen treten weitere Karbonatvorkommen in lithostratigraphisch vergleichbarer Position auf, wie ein schmaler Zug in Talnähe nördlich Müzzzuschlag und die weit verbreiteten Karbonate westlich des Mürztales in Richtung Roßkogel. Aus dem Blickwinkel der Fragestellung sprachen gegen sie jedoch die häufig dunkle bis schwarze Färbung, die intensive Verzahnung von Kalk- und Dolomitmarmoren, die nicht getrennt kartiert wurden sowie Schiefer- und Rauhwackeneinschaltungen (GAAL, 1966; EBNER, 1984).

## **Lagerung, Petrographie, Farbe und Mikrogefüge**

### *Lagerung*

Der südliche Kalkmarmor-Zug weist ca. 300 m Mächtigkeit, unterbrochen durch eine etwa 50 bis 100 m mächtige Rauhwacke auf. Die interne Lagerung mit flachem N- bis NE-Fallen ist den randlichen Ausbisslinien im S gegen den Semmeringquarzit oder Phyllite, im Norden gegen den Glimmerschiefer, und den internen Einschaltungen von Rauhwacke und schmalen Dolomitkeilen angepasst, oder nach W bis NNW gekippt. Sehr ausgeprägt ist ein ca. E-W streichendes, ±saigeres Kluftsystem, das an manchen Stellen von Störungen abgelöst wird, die mit Boudinierungen, tektonischen Brekzien (Fault Breccias [BARKER, 1998]) und erdgefüllten Karstschläuchen, beides < 1 m Breite, verbunden sind. Ein weiteres Kluftsystem fällt flach bis mittelsteil nach SE. Klüftung und tektonische Zerschierung treten besonders in der Nähe tektonischer Grenzen (z.B. Basis von 104/106b Nähe zu Glimmerschiefer), längs Störungen und lithologischen Änderungen verstärkt auf.

### *Petrographie*

Das Erscheinungsbild der Marmore ist vor allem aufgrund der unterschiedlich dicken Bankung und Aufwitterung bzw. Festigkeit inhomogen. Trotz ihrer niedriggradigen Metamorphose (alpidische grünschieferfazielle Metamorphose [FREY et al., 1999]) wird ihre Bankung als primäre Schichtung interpretiert, da aus ihnen Reste von Crinoiden und Diploporen bekannt sind (CORNELIUS, 1952), und sie mit den Nebengesteinen (Quarzit, Schiefer, z.T. Rauhwacke) konkordante Lagerung aufweisen. Ohne sich lithostratigraphisch gliedern zu lassen, treten dick- (bis 1 m Bankung) und dünnbankige ( $\leq 1$  dm) Abschnitte auf. Die Marmore sind laminiert. Verursacht wird dies durch Korngrößenunterschiede zwischen feinkörnigen (Korngröße ca. 0,1 bis 0,7 mm) und sehr feinkörnigen (0,01 bis 0,1 mm) Lagen und Linsen, durch eingeregelter Muskowit-Schüppchen, durch lagige Porosität und gelegentliche Dolomitlagen. Parallel- und Schiefertextur ist vor allem u.d.M. durch

die in sehr geringen Mengen fast immer vorhandenen Serizite (meist < 0,2 mm, in Ausnahmen bis 1 mm) und xenoblastischen Quarz-, seltener Quarzitkörner (< 0,3 mm) und durch die verzahnten Korngrenzen und Deformationszwillinge der Kalzite feststellbar. Dolomit tritt im südlichen Zug als auffallend weißliche, sehr feinkörnige (Korngröße < 50  $\mu$ ), bis etwa 2 cm mächtige Lagen auf (vgl. Abb. 8), die den etwas gröberkörnigen Kalzitbänken untergeordnet eingeschaltet sind. Darin findet sich vergleichsweise vermehrt Quarz und Muskowit. Dolomitlagen von mehr als etwa 1 dm Mächtigkeit sind nur aus dem Randbereich der Kalkmarmore bekannt, wo sehr helle Dolomite, Dolomit-*rauhwacken* und dunkle Schiefer wechsellagern.

#### *Farbe*

Die Farbe der Marmore erscheint sehr hell- bis mittelgrau; Bändermarmore, die vor allem im nördlichen Zug oder nördlich der *Rauhwackeneinschaltung* im südlichen Zug beobachtet wurden, sind dunkelgrau. Hellgraue Partien, die bis 10 m mächtig werden, treten nur im südlichen Zug auf. Im nördlichen Zug haben die grauen Marmore ein fast glasiges und oftmals rotstichiges Aussehen. Als Pigmentierung lässt sich u.d.M. opake Substanz (Erz, Limonit, organisches Material) feststellen, die inter- und intrakristallin auftritt, sowie als Erzausfällungen auch in Klüften. Limonitische Verwitterung färbt die Marmore an Klüften, Störungen und ausgehend von Verkarstungen gelblich bis rostbraun.

#### *Mikrogefüge*

Das Mikrogefüge der Marmore spiegelt die makroskopische Variationsbreite wider. Gleichkörniges, verzahntes Gefüge mit Deformationszwillingen ist bei den dicker gebankten Marmoren festzustellen (Abb. 5). Meistens jedoch tritt inhomogenes porphyroklastisches Gefüge auf, wobei gröbere unregelmäßige Körner von Subgrains umgeben sind und sich Strain Partitioning manifestiert (Abb. 6). Besonders im nördlichen Zug hat die Kornverkleinerung so zugenommen, dass mylonitische Gefüge dominieren (Abb. 7). Ein weiteres Charakteristikum stellen die  $\mu$ - bis mm-großen Poren dar, die unregelmäßig oder linsenförmig s-parallel auftreten,  $\pm$ offen sind und manchmal von drusigen, klaren Kalziten begrenzt werden (Abb. 8). Bisweilen wurde auch ein klarer Anwachssaum bei einzelnen, größeren Kalzitkristallen festgestellt. Da die Erklärung dieser Phänomene nicht Gegenstand der vorliegenden Studie war, wird bezüglich Genese der Poren und damit verbundenem Stofftransfer auf die Untersuchungen von RIEDMÜLLER (1976) über die unterostalpinen *Rauhwacken* und Dolomitmarmor(-brekzien) im nordostwärts gelegenen Pittental verwiesen.

### **Probenahme und analytische Methoden**

#### *Probenahme*

Von den Probelokalitäten mit den Bezeichnungen 104/85, 104/86, 104/88, 104/90, 104/105 und 104/106-a, -b, -c wurden ein bis mehrere Handstücke genommen, um den Durchschnittstyp und den relativ hellsten Typ der im Aufschluss vorhandenen Variationsbreite zu erfassen. Im Profil 104/107 wurden diesem Prinzip entsprechend Proben über das Profil verteilt genommen, jedoch nur die Hälfte der Proben analysiert. Bei 104/104 handelt es sich um ein Profil, von dem 9 Proben statistisch in einem Mächtigkeitsabstand von 2 bis 3,5 m genommen wurden.

#### *Probenbearbeitung*

Aus dem Handstück wurden senkrecht zur Schieferung parallele Gesteinsplättchen möglichst ohne sichtbare Verunreinigungen wie Klüfte, Styolithen, Pyritnester oder Glimmerlagen herausgeschnitten. Daraus wurde ein petrographischer Dünnschliff angefertigt und je ein Plättchen von ca. 150 g für die Weißmessung und für die chemische Analytik verwendet.

### *Geochemie*

Die chemische Analyse wurde mittels Atomabsorptionsspektroskopie in zwei verschiedenen Labors durchgeführt. Die Unterschiede manifestieren sich in z.T. unterschiedlichen Nachweisgrenzen und darin, dass in einem Labor ein breiteres Elementspektrum bestimmt wurde (vgl. Tab. 1).

### *Weißmetrik*

Die Weiße bzw. die Farbe wurde mit einem Spektrofotometer in Anlehnung an die in ZELLCHEMING (1990) und in DIN 53 163 (1988) festgelegten Richtlinien und nach DIN 5033 Teil 9 (1982) gemessen. Die Körnung der Probenpulver weist ungefähr einen Median von 6 my und ein Größtkorn von 63 my auf. Pro Probe wurden die Messungen dreier Tabletten gemittelt. Die daraus resultierende Standardabweichung, angegeben für den Normfarbwert Y, ist der Tabelle 1 zu entnehmen. Die Farbparameter wurden für das 10°-(Großfeld-)Normvalenz-System und die Normlichtart D<sub>65</sub> berechnet (siehe ASTM DESIGNATION: E 308 - 90 [1991, Tab. 5.19]; DIN 5033 Teil 2 [1992a], DIN 5033 Teil 7 [1983]). Für eine ausführliche Beschreibung der Methode wird auf MOSHAMMER & LOBITZER (2000) verwiesen.

## **Ergebnisse der Geochemie und Weißmetrik**

Die Ergebnisse der geochemischen und weißmetrischen Untersuchung sind in Tabelle 1 zusammengefasst. Wie im vorigen Kapitel erwähnt wurde, gab es zwei Labors, die die chemische Analytik durchführten. Jenes Labor, das keine Neben- und Spurenelemente analysierte, wurde lediglich mit zwei Proben aus dem Semmeringmesozoikum bestückt, nämlich 104/86 und 104/88. Aufgrund dieser geringen Zahl und der den anderen Proben vergleichbaren Ergebnisse wurde der Durchschnitt aus allen 19 Analysen gebildet, obwohl nach statistischen Untersuchungen die beiden Probenpools österreichweit zu trennen sind. Bei den Weißmessungen wurden die 25 Proben nach der beschriebenen Methode einheitlich aufbereitet und gemessen.

### *Geochemische Ergebnisse*

Der Kalziumkarbonatgehalt liegt mit Ausnahme dolomitischer Proben (104/104-4, 104/104-6 und 104/104-9A) über 95 % und erreicht 99,7 %. Die Proben liegen somit vorwiegend im Bereich der reinen, hochreinen und reinsten Kalkmarmore gemäß der Einteilung nach FLÜGEL & HADITSCH (1975). Der Gesamtkarbonatgehalt (nicht dargestellt in der Tabelle), die Summe aus CaCO<sub>3</sub> und MgCO<sub>3</sub>, schwankt zwischen 95 und 100 % (Mittelwert 98,5 %, Median 98,8 %). Der unlösliche Rückstand wurde nicht getrennt bestimmt und wird aus der chemischen Analyse durch die Summe aus Titan-, Aluminium-, 2- und 3-wertigem Eisen-, Natrium-, Kalium- und Phosphor-Oxid gebildet. Er bewegt sich zwischen 0,2 und 3,8 % und sollte den Gesamtkarbonatgehalt auf annähernd 100 % komplettieren. Wenn davon Abweichungen auftreten, ist dies durch den Strontium- oder Bariumgehalt erklärbar bzw. durch die Differenz aus theoretisch berechnetem Gesamtkarbonatgehalt und tatsächlich bestimmtem Glühverlust. Anzumerken ist ferner, dass der theoretische Dolomitanteil in der Natur reduziert ist, da ein Teil des MgO vom Hellglimmer stammt, der mit dem K<sub>2</sub>O-Gehalt angezeigt wird. Ob auch im metamorph überprägten Kalzit, ähnlich den sedimentären Gegebenheiten, Magnesium gebunden sein kann, ist unbekannt. Dass ein Teil des Kalziums auch sulfatgebunden vorliegt, wird anhand der äußerst geringen Mengen an chemisch bestimmtem Schwefel nicht bestätigt. Unter den nichtkarbonatischen Mineralen sind aus den Dünnschliffen außer der nicht auflösbaren Pigmentierung (opake Substanz, Limonit, Pyrit) überwiegend Quarz und Hellglimmer und einmalig Phlogopit bekannt. Der in Probe 104/86 stark erhöhte Natrium-Gehalt wird auf Albit zurückgeführt, den auch RIEDMÜLLER (1976) angibt. Die Spurenelementgehalte zeigen keine erhöhten Werte.

### *Weißmetrische Ergebnisse*

Zur Beschreibung der farbmetrischen Eigenschaften werden die industriell am häufigsten verwendeten Kennwerte herausgegriffen. Es sind dies unter den Normfarbwerten der Normfarbwert Y (= Hellbezugswert = Reflexionsfaktor  $R_y$  DIN 53 140 [1988]), der, ausgedrückt in Prozent, den Grau-Anteil einer Farbe zwischen schwarz (0 %) und weiß (100 %) ausdrückt. Farbton und Farbsättigung wurden weggelassen, da alle Proben sehr gering gesättigt sind und in der Normfarbtafel auf der gelben Spektrallinie liegen. Der gelbe Farbton drückt sich auch im Gelbwert (= Index, DIN 6167 [1980]) aus, der in der Füllstoffbranche verwendet wird. Er sollte möglichst niedrig sein. Häufig wird jedoch neben dem nicht so aussagekräftigen Normfarbwert Y im europäischen Raum der Weißgrad nach TAPPI verwendet, der etwa der amerikanischen ISO-Brightness entspricht. Dieser Weißgrad stammt aus der Papierindustrie und quantifiziert, von der Lichtart unabhängig, schwerpunktmäßig die Remission um die Wellenlänge bei 457 nm. Für die idealweiße Farbe beträgt er 100 %, je weniger gelb oder rot die Farbe, bzw. je blauer, desto höher der TAPPI-Wert. Der Median für die Proben liegt für den Normfarbwert Y bei 89 %, für den Weißgrad TAPPI bei 85,5 % und für den Gelbwert um 5. Es besteht keine Korrelation zwischen chemischer Reinheit und Weiße, da sich sowohl Dolomit als auch Quarz nicht negativ auf die Weiße auswirken; erst der Glimmeranteil und die Pigmentierung, inklusive der von den Klüften ausgehenden Verwitterung, setzen sie zum Grau bzw. Graubraun herab.

### **Rohstoffgeologische Charakteristik der Vorkommen**

Im Detail zeigen die untersuchten Vorkommen Unterschiede. Um diese richtig bewerten zu können ist über die Repräsentativität der Probenahme als solche und die Quantität, auf die sie sich bezieht, Folgendes anzuführen:

Bei den meisten Vorkommen/Lokalitäten wurde eine selektive Beprobung vorgenommen, bei der vom betrachteten Aufschluss die jeweils makroskopisch „beste“ (= hellste & reinste) Probe analysiert wurde. Die Abschätzung des Bereiches, auf den die Analysenergebnisse zutreffen, ist daher auf Basis der Geländeaufnahme für jeden Aufschluss separat vorzunehmen. Zusätzlich ist die Art der Qualitätsverteilung im Hinblick auf wirtschaftliche Gewinnbarkeit maßgeblich.

Da die analytischen Ergebnisse - bei der Beprobung entlang von Profilen - auch Heterogenitäten zeigen, sind Aussagen über die Größe des Aufschlusses hinaus kaum möglich. Eine großräumigere Bewertung würde daher eine größere Probendichte unter Anwendung aktiver Aufschlussmethoden erfordern.

Dies betrifft alle nördlichen Vorkommen, die von Natur aus geringer mächtig sind, sowie die östlich im Südzug gelegenen Vorkommen Hohe Wand-E (104/89) und Saurücken-W (104/85). Die beiden letzten liegen in Gebieten größerer Kalkmarmorausdehnung, wie Saurücken, Hohe-Wand, Madlgraben und Hochleiten, wo keine Profilbegehungen durchgeführt wurden.

### *Vorkommen im nördlichen Karbonatzug*

#### *104/88 Stojen, 104/90 Brandlgraben und 104/105 Kohlebner*

Die bereits angesprochene Mylonitisierung in den nördlichen Vorkommen wirkt sich auf die weißmetrischen Parameter positiv aus, wohingegen sie optisch vergleichsweise grauer wirken. Dolomit- und Rückstandsgehalt sind niedrig. Die Vorräte dieser Qualität bei den im Tal gelegenen Vorkommen Stojen (104/88) und Brandlgraben 104/90) sind sehr gering (etwa 1000 m<sup>3</sup>). Beim Vorkommen Kohlebner (104/105) bezieht sich die Qualitätsaussage vorläufig allein auf den Steinbruch-Aufschluss (Durchmesser 25 m, Höhe max. 15 m).

### *Vorkommen im südlichen Karbonatzug*

#### *104/104 Dürrkogel-W und 104/86 Große Scheibe-W*

Die aufgenommenen Profile im SW-Teil des südlichen Karbonatzuges boten einige Überraschung. Eine im Gelände zwar als heterogen, aber auch weiß ausgewählte Schichtfolge - Profil 104/104 Dürrkogel-W (vgl. Abb. 2) - ergab in Weißmetrik und Geochemie die schlechtesten Resultate. Diese 20 m mächtig durchgehend aufgeschlossene Folge beginnt vom Hangenden zum Liegenden bzw. N nach S mit 1,5 m dunkelgrauen Bändermarmoren, deren Weiße (Y 60 %) nur zur Dokumentation gemessen wurde. Danach wechseln weiße, selten mittelgraue kompetentere (bis 1,5 m mächtig, dm-gebant) mit inkompetenteren (dünnbankigen [cm], teilweise porösen) Kalkmarmoren ab, in denen, wie die Proben 4, 6 u. 9A zeigen, besonders die weiß erscheinenden (kleiner Gelbwert), dünnen Lagen aus Dolomit bestehen. Der damit verbundene Serizit reduziert optisch im unverwitterten Zustand den Helligkeitseindruck nicht. Somit ist aufgrund des zu geringen bzw. zu variablen  $\text{CaCO}_3$ -Gehaltes und des entsprechend hohen Dolomit- und Rückstandsgehaltes dieser Marmorabschnitt nicht mehr als reiner Kalkmarmor anzusprechen und daher für alle hochwertigeren Anwendungen ungeeignet. Zur Lokalität 104/86 (Große Scheibe-W) vermitteln längs der Forststraße schlecht aufgeschlossene dunklere Bändermarmore. Dieser in Abbildung 3 dargestellte, die Bergkante bildende Kalkmarmor-Aufschluss zeigt ein weiteres Phänomen, das in Bereichen mit Rauhwacken-Einschaltungen auftritt. Es sind dies meist sehr helle, an Klüften gelbliche, kleinzerscherte, aber dennoch vage die Schichtung andeutende Härtlinge, die von schlecht aufgeschlossenem Gelände umgeben sind.

#### *104/106 Kohleben-E*

Etwa 200 Höhenmeter tiefer und im Liegenden der Rauhwacke ist um den Berggrücken ein Profil in drei, jeweils 10-20 m mächtigen Teilabschnitten aufgeschlossen, Lokalität 104/106 Kohleben-E. Es tritt südlich im Anschluss an dunkle Bändermarmore, im Hangenden als dick- und dünner gebantete, grau-weiß-gebänderte Abfolge mit einer 3-dm-Kalkschieferlage auf. Der Mittelteil wird von einer tektonisch stärker gestörten Rippe, bestehend aus grau-rötlichem kleinklüftigem Kalk, aufgebaut. Von Harnischflächen und Spalten ausgehend, reicht die gelbockerfarbige Verwitterung des Marmors bis in die Kleinklüfte. Der liegende Bereich, aus dem die Analysen stammen, zeigt wieder allgemein hellere, weiterhin stark klüftige, feinkristalline Marmore, dm-gebant mit interner Lamination und Streuglimmer auf den Schieferungsflächen. Die Chemie der Proben zeigt, bedingt durch Glimmer und Quarz, Verunreinigungen an und weist auf geringen, aber doch vorhandenen Dolomitanteil hin. Die Proben stellen Reinkalke dar, die Weiße liegt bei  $Y < 90$  %. Aufgrund der Verhältnisse im Profil 104/104 wird nicht ausgeschlossen, dass eine dichtere Analytik die Ergebnisse sogar noch verschlechtern könnte.

#### *104/107 Hosengraben-W*

In streichender Fortsetzung ca. 1 km östlich von 104/106 wurde aufgrund der noch relativ frischen und hohen Aufschlüsse das Profil 104/107 Hosengraben-W aufgenommen. Diese etwa 60 m mächtige, mittelsteil NNE fallende Abfolge erschien im Gelände eher hellgrau und gelblich verwitternd, während die Weißmessung sehr gute Werte (Y 91-93 %) ergab. In die übliche Wechselfolge dicker- und dünnergebanteter Abschnitte ist eine als Harnisch ausgebildete 10 m mächtige Wand eingeschaltet. Weiters werden die dickbankigen Abschnitte in durchbewegten Zonen dünnplattig. In diesem Profil wurden die mit Fault Breccias gefüllten Störungen und boudinierte Partien ebenso wie Karstschläuche beobachtet. Trotz gelegentlicher, makroskopisch erkennbarer schichtparalleler Porosität und wenige cm-mächtiger Rauhwackenlagen sowie des bis zu wenige Prozent betragenden Anteils an Quarz und Muskowit, handelt es sich im Chemismus um reine bis hochreine Kalkmarmore. Auf das gesamte Profil lässt sich dieses

Ergebnis nicht übertragen, keinesfalls auf die Störungsbereiche. Die bessere chemische und weißmetrische Qualität scheint hier mit dem dickbankigen Marmor zusammenzuhängen, der einen größeren Anteil im Profil einnimmt. Die Substanz der letzten zwei Vorkommen wird auf bis zu 50.000 m<sup>3</sup> geschätzt. Die nicht weiter beprobte östliche Fortsetzung des südlichen Marmorzuges südlich der Großen Scheibe dürfte qualitativ ähnlich beschaffen sein (vgl. Abb. 4).

### **Zusammenfassung rohstoffgeologischer Aspekte**

Die lithologischen Heterogenitäten in den Profilen sind weder im Streichen noch in der vertikalen Abfolge vorhersagbar. Nach der bisherigen Untersuchung spricht gegen eine hochwertige Anwendung diese Variabilität, aufgrund welcher mit Dolomit- und Quarzgehalten zu rechnen ist, wodurch im negativsten Fall der CaCO<sub>3</sub>-Gehalt unter 95 % sinken kann. Trotzdem ist festzustellen, dass chemisch und weißmetrisch, mehrere Meter mächtig, immer wieder hochwertiges Material vorliegt, jedoch die Einschaltung grauer Partien, dolomitischer und rauhwickiger Lagen sowie tektonisch zerrüttete Bereiche gegeben sind, die die Abbauverhältnisse erschweren würden. Trotz der, zumindest subjektiv, im Gelände nicht so hervorstechenden Weiße, die, wie gezeigt wurde, nicht mit der physikalisch gemessenen übereinstimmt, nach der ein Normfarbwert Y um 90 % durchaus realistisch ist, wären dickbankige Abschnitte bevorzugt zu untersuchen und besondere Aufmerksamkeit auf die Dolomitisierung zu lenken. Im jetzigen Stadium sich daher die bisherigen historischen Verwendungen wie Branntkalk, Schotter, Bau-/Werkstein und Flussbaustein (EBNER, 1984) nicht zu erweitern. Selbst die heutigen Anforderungen an Bau- sowie Branntkalk-Rohstoffe würden weiterer Labortests bedürfen.

### **Dank**

Das Projekt wurde im Rahmen des Vollzuges zum Lagerstättengesetz durchgeführt. Herrn Dr. H. Lobitzer spreche ich für die Projektleitung besonderen Dank aus. Für die mineraloptische Untersuchung stellte sich dankenswerter Weise G. Lelkes-Felvari zur Verfügung. Für den Hinweis zu diesen Vorkommen danke ich Herrn Dr. A. Nowotny.

### **Literatur**

- ASTM DESIGNATION: E 308 - 90: Standard Test Method for Computing the Colors of Objects by Using the CIE System. - Annual Book of ASTM Standards, Vol. 06.01, 736-762, Philadelphia 1991.
- BARKER, A.J.: Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures. 2nd Edition. - Stanley Thornes (Publishers) Ltd., 264 S., Oxford 1998.
- CORNELIUS, H.P.: Die Geologie des Mürztalgebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag 1:75.000). - Jb. Geol. B.-A., Sdb. 4, 94 S., Wien 1952.
- DIN 5033: Farbmessung Teil 2: Normvalenz-Systeme. - DIN Deutsches Institut für Normung e.V., 5 S., Berlin 1992.
- DIN 5033: Farbmessung Teil 7: Meßbedingungen für Körperfarben. - DIN Deutsches Institut für Normung e.V., 8 S., Berlin 1983.
- DIN 5033: Farbmessung Teil 9: Weißstandard für Farbmessung und Photometrie. - DIN Deutsches Institut für Normung e.V., 3 S., Berlin 1982.
- DIN 53 140: Bestimmung von Normfarbwerten nach dem Dreibereichsverfahren. - DIN Deutsches Institut für Normung e.V., Berlin 1988.

- DIN 53 163: Bestimmung der Helligkeit von Füllstoff- und Weißpigment-Pulvern. - DIN Deutsches Institut für Normung e.V., 2 S., Berlin 1988.
- DIN 6167: Beschreibung der Vergilbung von nahezu weißen oder nahezu farblosen Materialien. - DIN Deutsches Institut für Normung e.V., 1 S., Berlin 1980.
- EBNER, F.: Farb- und Gefügevarietäten Steirischer Karbonatgesteine. - Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-032c/81-84, 342 Bl., 75 Abb., 23 Tab., 188 Photos in sep. Bd., Graz 1984.
- FLÜGEL, E. & HADITSCH, J.G.: Vorkommen hochreiner und reiner Kalke im Steirischen Salzkammergut. - Archiv f. Lagerst.forschung in den Ostalpen, 15, 65-84, Leoben 1975.
- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F.: Metamorphic Maps of the Alps. 1:500.000. - c-macs publishingservice, 2 Blätter, Dresden 1999.
- GAAL, G.: Geologie des Roßkogelgebietes W Mürzzuschlag (Steiermark). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 16, 105-148, 2 Taf., Wien 1966.
- GOTTHARDT, R. & KASIG, W.: Karbonatgesteine in Deutschland. Rohstoff, Nutzung, Umwelt. - Beton-Verlag GmbH, 420 S., Düsseldorf 1996.
- LASKARIDIS, K.: Beurteilung griechischer weisser Kalke und Dolomite für den industriellen Einsatz (z.B. in der Papierindustrie). - Dissertation Univ. Erlangen-Nürnberg, 241 S., Erlangen 1987.
- LOBITZER, H. & MOSHAMMER, B.: Nutzungsoptionen ausgewählter österreichischer Vorkommen von hochreinen Karbonatgesteinen (Kalkstein, Marmor, Dolomit zT.). - Unveröff. Jahresendbericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-038/94-95, 47 S., 1 Abb., 5 Tab., 7 Beil., Anhang S. ungez., Wien 1995.
- MANDL, G.W., NOWOTNY, A. & ROCKENSCHAUB, M.: Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50.000, Blatt 104 Mürzzuschlag. - Geologische Bundesanstalt, Wien, in Druck.
- MOSHAMMER, B.: Vorkommen von hochreinen und weißen Karbonatgesteinen in Österreich. Zusammenfassender Bericht Projekt Ü-LG 38/94-98. - Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 48, 33 S., 3 Tab., 46 Ktn., Wien 1999.
- MOSHAMMER, B. & LOBITZER, H.: Nutzungsoptionen ausgewählter österreichischer Vorkommen von hochreinen Karbonatgesteinen (Kalkstein, Marmor, Dolomit zT.). - Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-038/94-95, 57 S., 14 Abb., 7 Tab., 7 Beil., Anhang S. ungez., Wien 1996.
- MOSHAMMER, B. & LOBITZER, H.: Nutzungsoptionen ausgewählter österreichischer Vorkommen von hochreinen Karbonatgesteinen (Kalkstein, Marmor, Dolomit zT.). - Lagerstättenkundliche Detailuntersuchungen. - Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-038F/1996, Endbericht, 184 S., 69 Abb., 9 Tab., 73 Taf., Wien 1998.
- MOSHAMMER, B. & LOBITZER, H.: Weißmetrik und Geochemie ausgewählter österreichischer Kalkstein- und Marmorvorkommen. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 91 (1988), 63-77, 3 Abb., 4 Tab., Wien 2000.
- RIEDMÜLLER, G.: Genese und Charakteristik der Rauhwacken im Pittental (Niederösterreich). - Geol. Rundschau, 65, 290-332, 37 Abb., Stuttgart 1976.
- SCHIELE, E. & BERENS, L.W.: Kalk. Herstellung - Eigenschaften - Verwendung. - 627 S., Stahl Eisen, Düsseldorf 1972.
- TOLLMANN, A.: Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in Schichtenfolge und Bau. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 325-354, 1 Taf., Wien 1957.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band 1. - 766 S., Franz Deuticke, Wien 1977.
- ZELLCHEMING, VEREIN DER ZELLSTOFF- UND PAPIER-CHEMIKER UND INGENIEURE: Prüfung von Füllstoffen und Pigmenten für Papier, Karton und Pappe: Farbmessung nach dem Dreibereichsverfahren. Merkblatt V/27.5/90. - Verein ZELLCHEMING, 4 S., Darmstadt 1990.

Abbildung 1

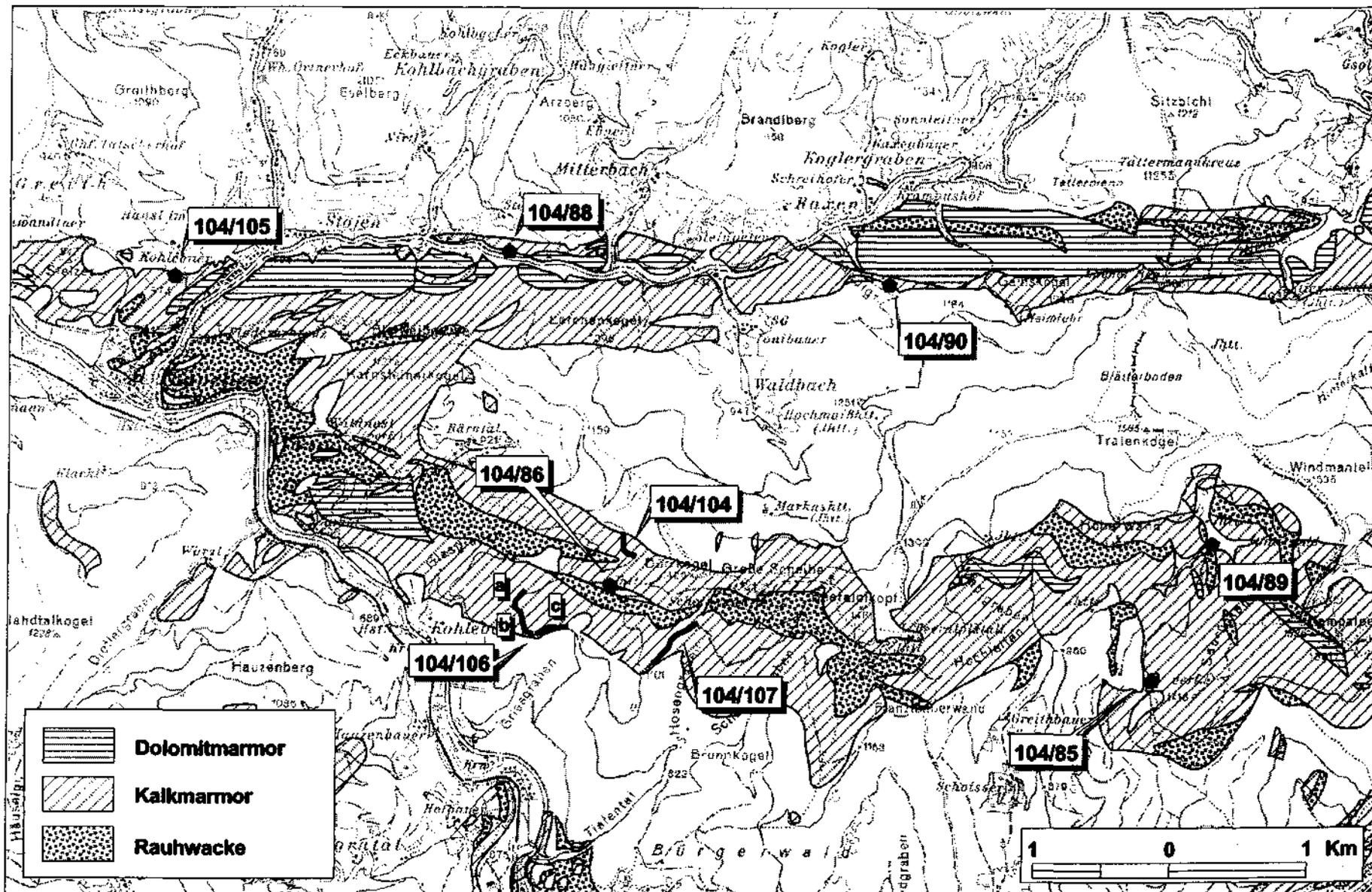




Abbildung 2: Liegender Abschnitt aus dem Profil 104/104 Dürrkogel-W zeigt die dominante dünnbankige, klüftige Ausbildung.

Abbildung 3: Lokalität 104/86 Dürrkogel-W mit sehr hellem zerscherter Kalkmarmor und rauhwakigen Partien.

Abbildung 4: Ausbildung im dickbankigen Bereich wie von Lokalität 104/107 beschrieben. Wegaufschluss aus nichtbeprobtem Gelände westlich Madlgraben.

Abbildung 5: Probe 104/85-1A: Feinkörniger (ca. 0,3-0,5 mm) reiner Kalkmarmor mit beginnender Subkornbildung. Bildlänge: 2,9 mm.

Abbildung 6 und 7: Probe 104/90-96

Abb. 6: Schliffbereich mit feinkörnigem Kalkmarmor mit zonenweiser Kornverkleinerung.

Abb. 7: Durch fortgeschrittene Deformation Mylonitbildung mit reliktschen Kalzitporphyroklasten (0,5 bis über 1 mm).

Bildlänge bei beiden Abbildungen: 2,9 mm.

Abbildung 8: Probe 104/104-5: Schräger Anschnitt von poröser, relativ gröberer Kalzitlage (xx ca. 0,3 mm) und sehr feinkörniger Dolomitlage (xx <50  $\mu$ ). Muskowit und Quarz als Nebengemengteile. Bildlänge: 4 mm.

Abbildung 2

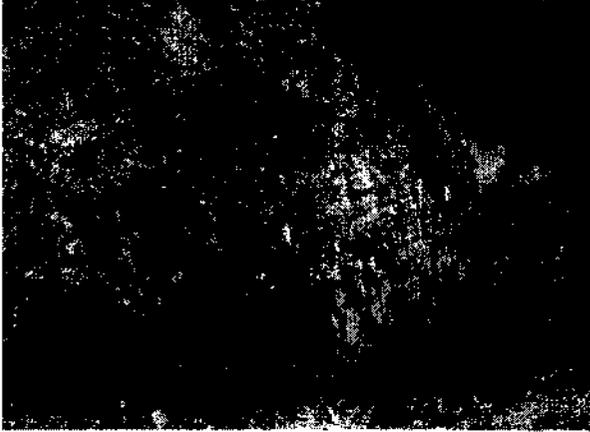


Abbildung 5

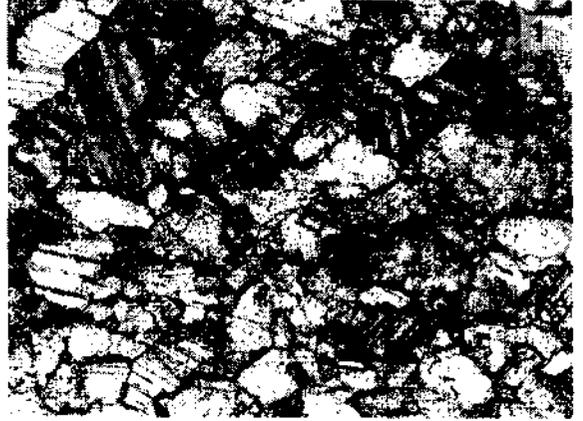


Abbildung 3



Abbildung 6

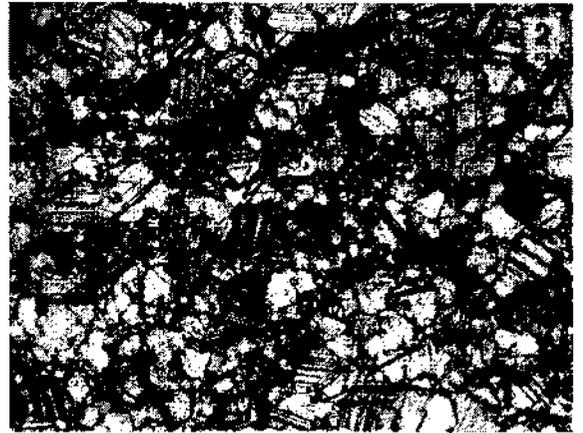


Abbildung 4



Abbildung 7

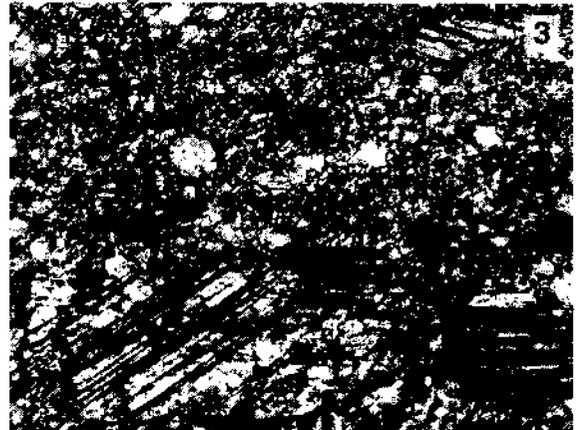


Abbildung 8



## **Geophysikalische Untersuchungen im Raum zwischen Seebergsattel und Preiner Gscheid**

Gerald HÜBL, Gernot OBERLERCHER, Alexander RÖMER, Wolfgang SEIBERL

### **Zusammenfassung**

Zwischen Seebergsattel und Preiner Gscheid wurden in den Jahren 1991 bis 1993 aerogeophysikalische Messungen (Elektromagnetik, Magnetik und Gammastrahlenspektrometrie) durchgeführt, deren Zielsetzung in erster Linie die Unterstützung der regionalen Kartierung war. Als Ergebnis konnten die Ausdehnung des Graphitkarbons der Grauwackenzone, der Werfener Schichten und der Quarzphyllite und des Roßkogelporphyrroids erfasst werden. Weiters zeigen die tertiäreiszeitlichen Ablagerungen (Rotböden) im Raum des Windberges höhere Gehalte an radioaktiven Mineralien. Im magnetischen Restfeld des Untersuchungsgebiet konnten zahlreiche Anomalien erfasst werden, wobei insbesondere auf die Anomalie im Raum „Hohe Veitsch“ verwiesen werden soll.

### **Einführung**

In den Jahren 1991 bis 1993 wurde im Raum zwischen Seebergsattel und Preiner Gscheid aerogeophysikalische Messungen durchgeführt (siehe Seiberl, et. al., 1991, 1992, 1993).

Als Zielsetzungen dieses Projektes waren:

- die Unterstützung der regionalen geologischen Kartierung
- die Erfassung geogener Risikofaktoren, z.B. Massenbewegungen
- die Abschätzung der Mineralrohstoffsituation aus der Sicht der Aerogeophysik

vorgesehen.

Folgende Messverfahren kamen zum Einsatz:

- Elektromagnetik
- Magnetik
- Gammastrahlenspektrometrie

Die Befliegung erfolgte mit einem Hubschrauber des österreichischen Bundesheeres. Der Profilabstand betrug 200m, wobei eine durchschnittliche Flughöhe von 80m eingehalten wurde.

### **Ergebnisse Aerogeophysik**

Aus den aerogeophysikalischen Messergebnissen konnten einige Hinweise zur Unterstützung der geologischen Kartierung ermittelt werden:

- Ausdehnung des Graphitkarbons der Grauwackenzone
- teilweise Erfassung der Werfener Schichten
- und der Quarzphyllite und des Roßkogelporphyrroids.

Weiters zeigen die tertiäreiszeitlichen Ablagerungen (Rotböden) im Raum des Windberges höhere Gehalte an radioaktiven Mineralien.

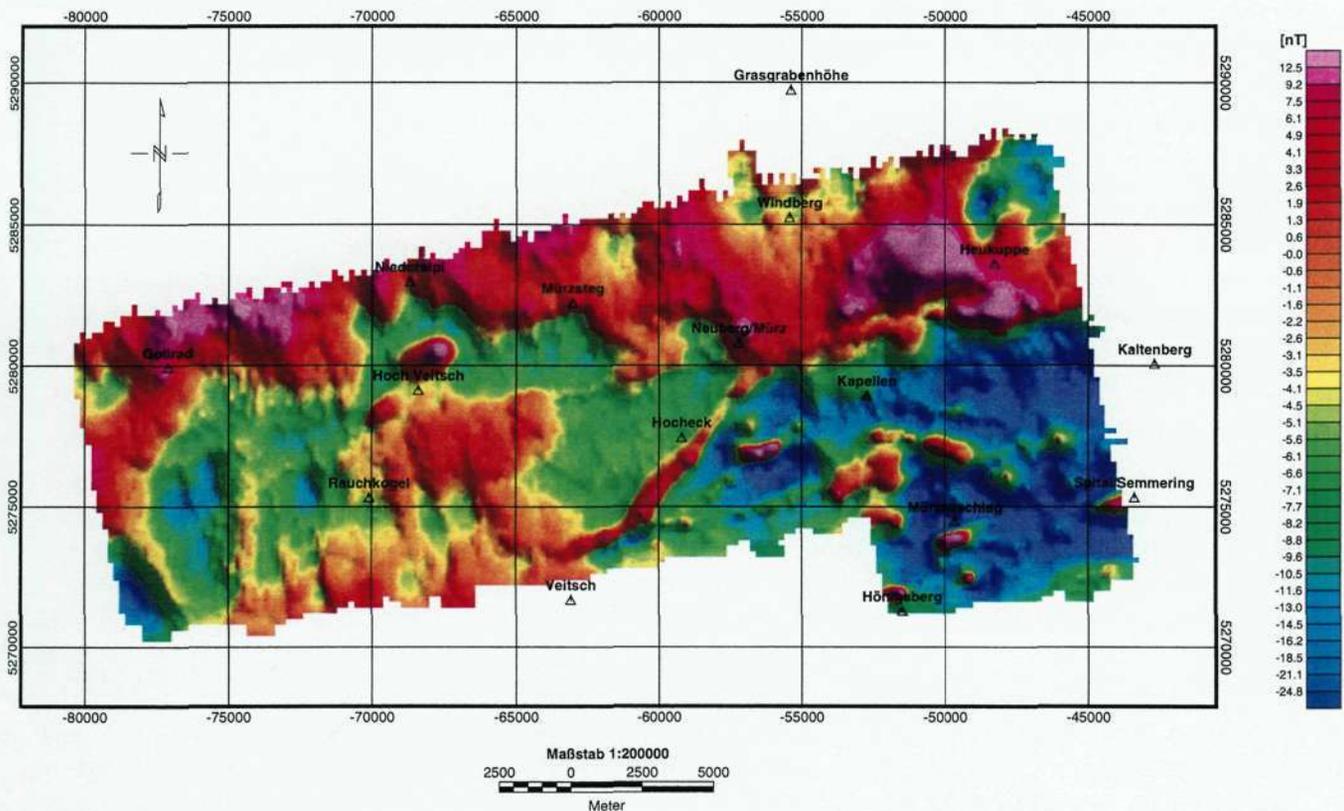


Abb. 1: Das magnetische Restfeld zwischen Seebergsattel und Preiner Gscheid.

Im magnetischen Restfeld (Abb. 1) des Untersuchungsgebiet konnten zahlreiche Anomalien erfasst werden. Dabei soll insbesondere auf die Anomalie im Raum „Hohe Veitsch“ verwiesen werden, deren Quelle in einigen hundert Metern unter GOK liegen dürfte.

Größere Massenbewegungsareale konnten im Untersuchungsgebiet nicht festgestellt werden.

Zur Abschätzung des Mineralrohstoffpotenzials seien hier insbesondere auf die Ergebnisse der Widerstandsmessung (Graphitkarbon) verwiesen.

## Literatur

- Seiberl, et. al. : Bericht 1991 der aerogeophysikalischen Vermessung im Raum Neuberg (Teilprojekt I), unveröffentl. Bericht der GBA, 1991)
- Seiberl, et. al. : Bericht 1992 der aerogeophysikalischen Vermessung im Raum Neuberg (Teilprojekt II), unveröffentl. Bericht der GBA, 1992)
- Seiberl, et. al. : Bericht 1993 der aerogeophysikalischen Vermessung im Raum Neuberg (Teilprojekt III), unveröffentl. Bericht der GBA, 1993)

## REZENTE KRUSTENDYNAMIK IN DER STEIERMARK

Wolfgang A. LENHARDT

In der Steiermark sind fünf erdbebenaktive Bereiche unterscheiden: Mürztal und das Murtal, Liesingtal, Obdacher Sattel, Ennstal und der Bereich um Mariazell.

### Mürztal und Murtal

Dieser Bereich ist einer der seismo-tektonisch aktivsten in Österreich. Das Mürztal stellt gemeinsam mit dem Murtal eine geologische Störung dar, die aus einer Vielzahl von Einzelbruchzonen besteht, welche sich hauptsächlich horizontal gegeneinander verschieben. Der südliche Teil rückt nach Nordosten, während sich der nördliche Bereich relativ dazu nach Südwesten bewegt. Das Störungssystem reicht vom Semmering bis etwa Murau. Die eigentliche Beben­tätigkeit findet in Tiefen zwischen 6 und 8 km statt. Zwei bis drei Erdbeben werden pro Jahr allein hier von der Bevölkerung wahrgenommen.

Zu den prominentesten Epizentren dieser Region zählen Kindberg und Leoben:

*Kindberg* wurde in historischer Zeit gleich zweimal von Beben der Intensität 8 heimgesucht. Einmal - Jahr 1267 - soll das Schloss in Kindberg eingestürzt sein. Das nächste Mal - am 1. Mai 1885 kurz nach Mitternacht - erbebt die Erde wieder so stark. Der Erdbebenreferent für die Steiermark, Franz Heritsch, berichtet: *"Was nun die Wirkung des Bebens betrifft, so ist zu erwähnen, daß kein einziges Haus in Kindberg unbeschädigt blieb... Der Umstand, daß sogar Gewölbe einstürzten, daß Giebel und Feuermauern umgeworfen wurden, deutet auf eine große Intensität des Bebens..."*

In *Leoben* ereignete sich 1794 ein stärkeres Erdbeben, bei dem der Mauttor-Stadtturm so große Schäden aufwies, dass er zum Schwammerlturm 'gekürzt' werden musste. Über das Ausmaß der damaligen Bauschäden weiß man sehr gut Bescheid, da damals eine *Augenscheins-Commission* zehn Tage lang die Schäden beurteilte und dokumentierte. Es ist nicht auszuschließen, dass die Erdbeben aus dem Raum Leoben ihre Ursache in dem dort in das Murtal einmündende Liesingtal, also einem Kreuzungspunkt zweier Diskontinuitäten, haben, oder aber in Zusammenhang mit der Trofaiach-Störung zu sehen sind.

Aufgrund neuerer Untersuchungen (Hammerl, 1995) ist das Epizentrum des Erdbebens von 1201, welches früher ‚Murau‘ zugeordnet wurde, nun dem Raum Katschberg/ Gmünd in Kärnten zuzuordnen.

### Liesingtal

Schadensbeben sind aus diesem Bereich zwar nicht bekannt, jedoch lässt sich messtechnisch nachweisen, dass sich die Beben­tätigkeit auf den Bereich Sankt Michael/ Leoben bis Trieben erstreckt. Aus dem nördlichen Segment – Trieben bis Selzthal, also dem Paltental – sind vergleichsweise kaum Erdbeben bekannt.

### Obdacher Sattel

Das Erdbeben von *Obdach* am Samstag-Nachmittag des 3. Oktobers 1936 ist vielen älteren Bewohnern in Judenburg und Umgebung noch in deutlicher Erinnerung. Das Epizentrum lag bei Obdach-Reichenfels-Sankt Leonhard. Die meisten der 140 Gebäude in Obdach wurden mehr oder weniger beschädigt. Sogar der Eckturm des Weyer-Schlusses in Judenburg wies noch Mauerrisse

auf. Erst jüngst - 1995 - wurde **Judenburg** wieder von einem Erdbeben heimgesucht, wenngleich es geringere Auswirkungen hatte, denn es führte nur vereinzelt zu Gebäudeschäden.

Auch hier fällt auf, dass sich die Erdbebentätigkeit auf den nördlichen Bereich der Lavanttal-Störung beschränkt, und im Bereich Judenburg endet, wo die Störung in das Murtal bzw. Fohnsdorfer Becken mündet.

### **Ennstal**

Im Bereich des Ennstals kommt es nur vereinzelt zu Erdbeben. Das bekannteste Epizentrum ist sicherlich Admont (1810). In der Geschichte des dortigen Benediktinerstiftes von Gregor Fuchs findet man die Eintragung: *"Unter den Erdbeben war in neuester Zeit das bedeutendste am 18. Juli 1810, durch welche mehrere Gebäude namhaft beschädigt worden waren."* Dass dieses Beben kein Einzelfall gewesen ist, bezeugen auch die heutigen Erdbeben im Ennstal.

### **Mariazell**

Wenngleich aus Mariazell und insbesondere aus Gusswerk keine Erdbeben, die zu Schäden geführt haben, bekannt sind, so finden immer wieder Erdbeben in dieser Region statt. Deren Mechanismus ist noch ungeklärt, da die Energie dieser Erdbeben bislang nicht ausreichte von genügend vielen Erdbebenstationen registriert zu werden.

### **Erdbebengefährdung**

Die Häufigkeit einem Erdbeben in der Steiermark ausgesetzt zu sein, variiert örtlich sehr stark. Manche Gebiete sind fast gar nicht von Erdbeben betroffen, während andere Bereiche, wie vor allem das Mürztal, als sehr aktiv angesehen werden müssen. Im Durchschnitt ereignen sich im Land Steiermark pro Jahr zwei Erdbeben mit mindestens einer Intensität vom Grad 4. Intensitäten, die den Grad 5 erreichen oder überschreiten, treten alle ein bis zwei Jahre auf. Erdbeben, die bereits zu Gebäudeschäden führen (Intensität  $\geq 6$ ) ereignen sich im Mittel alle 7 Jahre, während Erdbeben der Intensität 7 im Mittel alle 30 - 40 Jahre auftreten. Das letzte Erdbeben dieser Intensität fand übrigens 1927 in Wartberg im Mürztal statt. Erdbeben, die Auswirkungen einer Intensität von 8 überschritten, sind aus der Steiermark bislang nicht bekannt.

Diese regional unterschiedlichen Häufigkeiten von Erdbebenbelastungen finden ihren Niederschlag in dem Normenwerk der ÖNORM B4015, welches die erdbebensichere Bauweise regelt.

### **Aktuelle Bebenstationen und Forschung**

1997 wurde in einem heimgesagten Bergwerk in Arzberg bei Passail die erste Breitband-Erdbebenstation der Steiermark in Betrieb genommen. Mit dieser Station können nicht nur Erdbeben aus dem Land Steiermark erfasst werden, sondern auch Erdbeben aus Japan, Kalifornien etc. Ergänzt wird diese Station von drei strong-motion Stationen, die sich am Obdacher Sattel, Kindberg und Admont befinden. Diese Stationen sind in Epizentren historischer Erdbeben errichtet worden, um im Falle eines erneuten Bebens die Bodenbeschleunigungen messen zu können. Die Daten dienen dem Vergleich mit den Vorschriften in der neuen Erdbeben-Baunorm, sowie zu Vergleichen mit der Epizentralintensität.

Um die Kenntnis in die Seismizität - und vor allem der Erdbebenaktivität vor Einrichtung der neuen Seismometer - im Bereich der Steiermark zu vertiefen, wurde 1999 ein Forschungsprojekt begonnen, welches sich mit den historischen Erdbeben in der Steiermark befasst, und Ende 2001 abgeschlossen wird. Im Rahmen dieses Projektes wurden auch die erwähnten strong-motion Stationen errichtet.

Abb. 1: Tabelle der bekannten Schadenbeben in der Steiermark.

Nr.	Jahr	Monat	Tag	Stunde <sup>1</sup>	Minute	Io <sup>2</sup>	Epizentrum
1	1267	05	08	03		8	Kindberg
2	1691	12	?			6-7	Mauterndorf
3	1794	02	06	13	18	7-8	Leoben
4	1810	07	18	?		7	Admont
5	1811	10	04	21	50	6-7	Krieglach
6	1826	05	15	?		6	Admont
7	1830	06	08	08	10	6-7	Mürzzuschlag
8	1830	06	26	05	57	6-7	Leoben
9	1837	03	14	16	40	7	Mürzzuschlag
10	1847	08	30	?		6	Kindberg
11	1857	12	24	?		6	Admont
12	1865	07	13	?		6	Fürstenfeld
13	1876	12	01	?		6	Kindberg
14	1877	12	28	04	32	6	Neumarkt
15	1885	05	01	00	15	8	Kindberg
16	1885	08	26	?		6	Kindberg
17	1899	04	29	12	06	6	St. Stefan ob Leoben
18	1905	02	02	23	55	6	Scheifling
19	1907	03	22	20	10	6	Admont
20	1907	05	13	05	23	6-7	Kindberg
21	1910	03	24	15	37	6-7	Oberwölz
22	1912	01	22	21	08	6	Frohnleiten
23	1916	05	01	11	24	7	Judenburg
24	1926	07	06	08	39	6-7	Mürzzuschlag
25	1927	07	25	21	35	7	Wartberg
26	1936	10	03	16	48	7-8	Obdach
27	1958	01	13	08	36	6	Mürzzuschlag
28	1964	10	27	20	46	6-7	Semmering
29	1973	06	12	22	03	6	Mitterdorf/Mürztal
30	1973	12	12	01	03	6	Murau
31	1979	05	12	22	34	6	Frohnleiten
32	1981	01	31	13	49	6	Judenburg-Obdach
33	1981	06	15	11	17	6	Obdacher Sattel
34	1983	04	14	15	52	6-7	Gußwerk
35	1995	11	10	01	32	6	Judenburg

<sup>1</sup> Ortszeit in Österreich

<sup>2</sup> Epizentralintensität entsprechend EMS-98 (Grünthal, 1998)

## Literatur

- ARIC, K., FREUDENTHALER, A. & LENHARDT, W.A. 1992. Seismological observations in the Eastern Alps. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 75, 145-152.
- DRIMMEL, J. 1980. Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. In *'Der Geologische Aufbau Österreichs'*, 506-527.
- DRIMMEL, J., GANGL, G. & TRAPP E. 1971. Kartenmäßige Darstellung der Seismizität Österreichs. Österr. Akad. Wiss., Springer-Verlag, Wien 1971.
- DRIMMEL, J. & PROCHAZKOVA, D. 1985. The Austrian earthquake of April 14<sup>th</sup>, 1983 with uncommon epicentre in Northern Styria. *Annales geophysicae*, Vol.3, 4, 539-542.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. 1984. Steiermark. Geologie der Österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen. Geologischen Bundesanstalt, Wien.
- GANGL, G. 1973/74. Seismotektonische Untersuchungen am Alpenostrand. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 66/67, 33-48.
- GRÜNTAL, G. (ed.) 1998. European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98). Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Luxembourg, Volume 15.
- GUTDEUTSCH, R. & ARIC, K. 1976. Erdbeben im ostalpinen Raum. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Publ. Nr. 210.
- GUTDEUTSCH, R. & ARIC, K. 1987. Tectonic block models based on the seismicity in the East Alpine-Carpathian and Pannonian area. In *'Geodynamics of the Eastern Alps'*, Flügel & Faupl (eds.), Verlag Deuticke, Vienna, Austria, 309-324.
- HAMMERL, CH. 1995. Das Erdbeben vom 4. Mai 1201. *Mitteilungen des Inst. f. Österr. Geschichtsforschung*, Bd.103/3-4, 350-368.
- HAMMERL, CH. 2000. Zur Rekonstruktion der Erdbeben von Wiener Neustadt (1768) und Leoben (1794). In Eybl, F., Heppner, H & Kernbauer, A. (eds.) *'Elementare Gewalt. Kulturelle Bewältigung'*, Jahrb. D. Österr. Gesell. Zur Erforschung des achtzehnten Jahrhunderts, 14.-15. Band, WUV Universitätsverlag.
- HAMMERL, CH. & LENHARDT, W.A. 1997. Erdbeben in Österreich. Leykam Verlag, Graz.
- HOERNES, R. 1902. Erdbeben und Stoßlinien Steiermarks. *Mitt. der Erdbebenkommission*, N.F., No.VII, Vienna, Austria.
- JAEGER, J.C. & COOK, N.G.W. 1979. *Fundamentals of rock mechanics*. 3rd edition, Chapman & Hall, London, U.K.
- LENHARDT, W.A. 1995. Regional earthquake hazard in Austria. *Proc. of '10th European Conference on Earthquake Engineering'*, Duma, G. (ed.), Balkema, 63-68.
- LENHARDT, W.A., MELICHAR, P., STEINER, R. & HORN, N. 2001. Erdbebenstationen in Österreich. In *'Meteorologie und Geophysik in Österreich'* (Hrsg. Hammerl, Ch., Lenhardt, W., Steinacker, R. & Steinhäuser, P.).
- ÖNORM, 1997/1999. Belastungsannahmen im Bauwesen, Außergewöhnliche Einwirkungen, Erdbebeneinwirkungen, Grundlagen - ÖNORM B 4015-1 (1997) und ÖNORM B 4015-2 (1999), Österreichisches Normungsinstitut (ON), ICS 91.010.30
- REINECKER, J. & LENHARDT, W.A. 1999. Present-day stress field and deformation in eastern Austria. *Int. Journ. Earth Sciences*, 88, 532-550.
- TOPERCZER, M. 1936. Das Obdacher Erdbeben vom 3. Oktober 1936. *Sitz. d. math.-naturwiss. Kl.*, 5. November 1936. Österr. Akad. d. Wissenschaften, Wien.

## **PALÄOMAGNETISCHE ERGEBNISSE AUS DEN ÖSTLICHEN KALKHOCHALPEN**

M. SCHNEIDER, R. SCHOLGER & Richard LEIN

### **Einleitung**

In den Zusammenstellungen paläomagnetischer Daten aus den Nördlichen Kalkalpen (u.a. BECKE & MAURITSCH 1985, MAURITSCH 1993), erscheinen die östlichen Kalkhochalpen als terra incognita. Die vorliegende Arbeit, Teil einer in Fertigstellung begriffenen Diplomarbeit (SCHNEIDER), die am Institut für Geologie der Universität Wien bzw. am Institut für Geophysik der Montanuniversität Leoben entstanden ist, versucht diese Lücke zu schließen. Ziel der Arbeit war eine paläomagnetische Analyse des in oberjurassischer Zeit geformten Deckenstapels. Bevorzugt beprobt wurden pelagische Karbonatgesteine der Mittel- und Obertrias.

### **Zur Methodik**

Da sich magnetische Minerale zum Zeitpunkt ihrer Sedimentation nach dem vorherrschenden Magnetfeld der Erde einregeln, und die magnetische Primärinformation sich zum Teil in den Gesteinen erhält, kann man Rückschlüsse auf die ursprüngliche Lage des Sedimentationsraumes im Verhältnis zum Pol als auch dessen Paläobreite ziehen.

Eisenoxyd-Minerale sind in faktisch allen Gesteinen in Spurenkonzentrationen enthalten. Diese Mineralphasen besitzen eine natürliche remanente Magnetisierung (NRM), die mit hochempfindlichen Magnetometern nachgewiesen werden kann. Je nach geologischen Rahmenbedingungen führen verschiedene physikalische und chemische Prozesse zur Entstehung der NRM. Bei der Sedimentation von magnetischen Teilchen in Gewässern wird die grobkörnige Fraktion sofort nach ihrer Einregelung im Sediment mechanisch fixiert. Die -feinkörnige Fraktion bleibt im Porenraum durch thermische Agitation und durch Wasserzirkulation mobil bis zur diagenetischen Verfestigung des Sediments. Wenige Zentimeter unterhalb der Sediment-Wasser Grenzfläche werden mit der Schließung des Porenraumes auch diese Mineralphasen und ihr magnetisches Moment mechanisch blockiert. Remanente Magnetisierungen sind über geologische Zeiträume fossil erhaltungsfähig.

Physikalische, chemische und biologische Prozesse (z.B.: Kompaktion, Verwitterung, Bioturbation) können die existierende NRM verändern oder zur Entstehung weiterer Remanenzkomponenten führen. In der Regel besteht die NRM aus einer primären Komponente, die bei bzw. unmittelbar nach der Sedimentablagerung aufgeprägt wurde, sowie nachfolgend aufgenommenen sekundären Komponenten. Mit paläomagnetischen Laborverfahren können solche Komponenten isoliert werden.

Es hat sich bewährt pro Site sechs Kerne mit einem Durchmesser von 25mm zu bohren, wobei darauf zu achten ist, daß sich der angebohrte Stein nicht wesentlich erhitzt. (Das erreicht man mittels einer Wasserkühlung). Das Lage des Bohrlochs sowie das Einfallen der angebohrten Schicht wird vermessen.

Orientierte Proben werden schrittweise abmagnetisiert, indem sie zunehmend stärkeren magnetischen Wechselfeldern oder Temperaturen ausgesetzt werden, wobei nach jedem Reinigungsschritt die verbleibende NRM gemessen wird. Das Abmagnetisierungsverhalten gibt Hinweise auf die magnetischen Trägerminerale und ermöglicht gegebenenfalls die Trennung primärer fossiler Magnetisierungsrichtungen von sekundären Magnetisierungen, die durch magnetische Überprägung und Verwitterung entstehen.

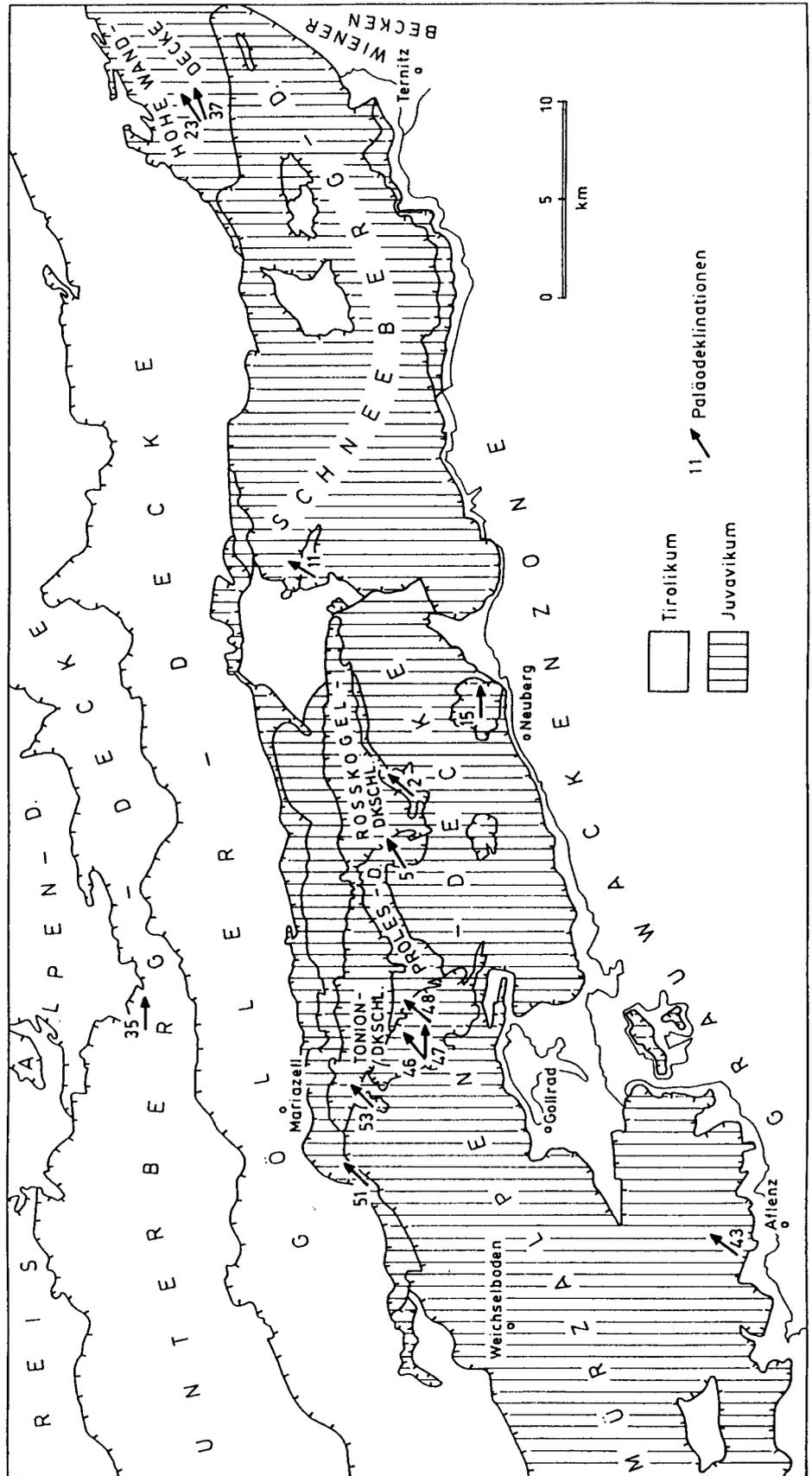


Abb.1: Paläodeklinationen aus der Mittel- und Obertrias der östlichen Kalkhochalpen (Juvavikum).

Geologische Bundesanstalt Arbeitstagung - Neuberg an der Mürz  
Beiträge

Untenbergdecke											
Namen	Gestein	Farbe	Alter	Breite	Länge	F-Korr	SS	B-Korr	Paläobreite-	Alpha	Demag
35 Fadental	Reiffinger Kalk	hellgrau	Ladin	47°50'	15-23.2'	090/-21	223/50	089/14	7,1'	11.92°	T 150-475
Tri beinschuppe											
Namen	Gestein	Farbe	Alter	Breite	Länge	F-Korr	SS	B-Korr	Paläobreite	Alpha	Demag
51 Salzatal	Bankkalke	dunkelgrau	M.Trias	47°42.7'	15-14.8'	102/51	259/62	044/29	15,4°	14.29°	T 250-450
Mürzalpendecke west											
Namen	Gestein	Farbe	Alter	Breite	Länge	F-Korr	SS	B-Korr	Paläobreite'	Alpha	Demag
43 Bürgeralm	Raibler Schichten	dunkelgrau	Kam	47-34.1'	15-13.7'	-----	(1+2)02040/15		7,6-	8.92-	T 300-500 / O 25-70
Prolesdecke											
Namen	Gestein	Farbe	Alter	Breite	Länge	F-Korr	SS	B-Korr	Paläobreite-	Alpha	Demag
2 Capellaro	Hallstätter Kalk	mittelgrau	O.Nor	47°43.8'	15-33.2'	085/81	026/45	036/40	22,7°	1.17-	T 200-450 / O 10-70
5 Mürzsch.	Hallstätter Kalk	hellgrau	Nor	47-43.8'	15-25.9'	103/63	055/38	032/31	16,7-	10.20°	O 19-95
11 Nasswald	Hallstätter Kalk	hellgrau	Nor	47-45.7'	15-42.4'	102/44	358/55	054/33	17,9°	8.97-	T200-450/O19-70
Königskogeldeckscholle											
Namen	Gestein	Farbe	Alter	Breite	Länge	F-Korr	SS	B-Korr	Paläobreite*	Alpha	Demag
53 Wasserb. Alm	Aflenzer Kalk		Nor	47M2.7'	15-20'	343/69	062/60	039/24	12,5-	2.22-	T 200-450
Tonionscholle											
Namen	Gestein	Farbe	Alter	Breite	Länge	F-Korr	SS	B-Korr	Paläobreite-	Alpha	Demag
46 Jagerriegel 1	Hallstätter Kalk	mittelgrau	U.Kam	47-42.7'	15-23.2'	170/65	060/52	093/42	24,2-	3.64-	T 250-450
47 Jagerriegel 2	Hallstätter Kalk	mittelgrau	U.Kam	47-42.7'	15-23.2'	124/56	010/59	040/44	25,7°	9.83°	T 250-475
48 Tonion	Bankkalke	dunkelgrau	Nor	47-42.7'	15-23.2'	310/71	069/61	051/36	19,9°	3.41-	T 200-475
Rauhensteindeckscholle											
Namen	Gestein	Farbe	Alter	Breite	Länge	F-Korr	SS	B-Korr	Paläobreite*	Alpha	Demag
15 Schneealm	Hallstätter Kalk	grau	O.Ladin	47-41.7'	15-36.7'	089/17	320/08	087/22	11,4°	13.43°	T 0-400
Hohe Wand- Decke											
Namen	Gestein	Farbe	Alter	Breite	Länge	F-Korr	SS	B-Korr	Paläobreite*	Alpha	Demag
23 Grafenkrone 1	Hallstätter Kalk	hellgrau	O.Nor	47-48.6'	16-2.5'	000/19	114/65	033/29	15,49-	19.23-	T 100-575
37 Grafenkrone 2	Hallstätter Kalk	rot	Nor	47-48.6'	16-2.5'	025/-39	110/05	19/39	22,0°	9.07-	T 350-575

Breite/Länge:	Geographische Koordinaten des Sites	
F-Korr	Feldkorrigierter Wert.(d.h. ohne Berücksichtigung des heutigen Schichteinfallens) der Paläodeklination und -Inklination	
SS	Deklination/Inklination der sedimentären Schicht	
B-Korr	Beddingkorrigierter Wert (berücksichtigt das heutige Schichteinfallen, d.h. in Falle einer primären Magnetisierung gibt der Deklinationswert die Rotation des Gesteins an, und aus der Inklination kann die Paläobreite ermittelt werden.	
Paläobreite*	Aus der B-Korr. Inklination ermittelte Breite unter der Annahme das die Magnetisierung primär ist	
Alpha	Vertrauenskegel innerhalb dem die Magnetisierungsrichtung liegt	
Demag	Demagnetisierungsschritte	T für Thermische Schritte in °C O für Wechselfeldmagnetisierung mit Feldstärke in örstedt

Angenommene Breite der Sedimentationsräume der Nördlichen Kalkalpen zur Zeit der Trias bei 13.2°

Tab.1: Paläomagnetische Ergebnisse aus Karbonatgesteinen der Trias der östlichen Kalkhochalpen.

Aus Daten anderer erdwissenschaftlichen Disziplinen hat man ungefähre Vorstellungen von der Paläobreite der kalkalpinen Sedimentationsräumen zum Zeitpunkt ihrer Bildung, zu denen die Paläomagnetischen Daten eine gute Ergänzung darstellen.

### **Geologische Interpretation der paläomagnetischen Ergebnisse**

Auf der Mürzalpendecke lagern in höherer tektonischer Position verschiedene Deckenkörper. Teils handelt es sich um verschleppte Schollen, die wohl vom Rücken der Mürzalpendecke abgeleitet werden können (Königskogel-Deckenscholle, Tonionscholle), teils um fernverfrachtete Fremdelemente (Prolesdecke, Roßkogel-Deckenscholle, Rauhenstein-Deckenscholle etc). Ebenfalls auf die Mürzalpendecke aufgeschoben ist die Schneebergdecke. Die an diese in nordöstlicher Richtung anschließende Hohe Wand-Decke, welche als Teil der Mürzalpendecke angesehen wird (TOLLMANN 1985), ist dagegen ein selbständiger Deckenkörper (LEIN & GAWLICK 1999).

Überraschenderweise zeigen fast alle Probenpunkte über die erwähnte tektonischen Grenzen hinweg einheitliche, nach NE weisende Paläodeklinations-Richtungen (Abb. 1, Tab. 1).

Mit Hilfe statistischer Methoden, können zusätzliche Aussagen über das Alter der Magnetisierung gewonnen werden. Unabhängig von postsedimentären tektonischen Verstaltungen, reflektiert die Inklination einer charakteristischen remanenten Magnetisierung relativ zur sedimentären Schichtfläche der Paläobreite des Ablagerungsraumes. Die paläomagnetischen Richtungen für das Nor (Sites: 2, 5, 11, 23, 37, 48, 53) zeigen in den unterschiedlichen Decken übereinstimmende Ergebnisse für die Inklination (mittlere Inklination, bedding korrigiert: 33°) mit einem positiven Faltestest ( $\alpha_{95} = 33,2^\circ$  vor, bzw.  $4,3^\circ$  nach Schichtflächen-Korrektur).

Diese Magnetisierungen sind somit älter als die Verstaltung der Schichtflächen und weisen auf eine paläogeographische Position von  $18^\circ (+3^\circ)$  geographischer Breite zum Zeitpunkt der Remanenzbildung hin. Vor dem Hintergrund wahrscheinlicher Rotationen der einzelnen Deckenkörper bei deren Stapelung im Oberjura (LEIN 1981) erscheint dieser Befund verwunderlich.

### **Literatur**

- BECKE, M. & MAURITSCH, H. J., 1985: Die Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen aus paläomagnetischer Sicht. - Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., 6, 113-116, Wien.
- MAURITSCH, H. J., 1993: Paleomagnetik Data from the Palaeozoic Basement of the Alps. - In RAUMER, J. F. & NEUBAUER, F.: Pre-Mesozoic Geology of the Alps, 163-169, Berlin (Springer).
- LEIN, R., 1981: Deckenschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürztaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27. 207-235, Wien.
- TOLLMANN, A., 1976: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. - 449 S., Wien (Franz Deuticke).
- TOLLMANN, A., 1985: Geologie von Österreich, Bd. 2, 710 S., Wien (Franz Deuticke).

## **STRUKTURGEOLOGISCHE METHODEN ZUR CHARAKTERISIERUNG VON KARSTGRUNDWASSERWEGEN IM HOCHSCHWABMASSIV**

Kurt DECKER & Franz REITER

**Zusammenfassung.** Am Beispiel einer Modellstudie im Einzugsgebiet der II. Wiener Hochquellenleitung im Hochschwabgebiet werden die Einsatzmöglichkeiten tektonischer und strukturgeologischer Methoden für die Analyse hydrogeologisch bedeutender Strukturen in Karstgrundwasserspeichern gezeigt. Im Hochschwabmassiv führte polyphase Deformation zu einem komplexen, stark anisotropen Netzwerk von Störungen mit unterschiedlichen hydrogeologischen Eigenschaften (Grundwasser leitend oder stauend), das die tiefe Verkarstung und die Fließwege des tiefen Grundwassers bestimmt. Diese Störungssysteme und kleinmaßstäbliche Trennflächen, die für die Speicherung und Migration von Grundwasser in Kluftwasseraquiferen von Bedeutung sind, werden mit tektonisch-strukturgeologischen Methoden analysiert. Die Strukturen werden genetisch interpretiert und einem regionalen Deformationsmodell zugeordnet, das die Grundlage für die flächenhafte tektonische Kartierung und Vorhersage hydrogeologisch bedeutender Strukturen bildet. Im Hochschwabmassiv sind Miozäne E- bis ENE-streichende Störungen aufgrund ihrer Häufigkeit, Länge und Ausbildung die bedeutendsten Grundwasser leitenden Strukturen, die lokal durch etwa N-S-streichende, ebenfalls verkarstete Abschiebungen verbunden werden.

### **EINLEITUNG**

Die vorgestellten strukturgeologisch-tektonischen Untersuchungen wurden im Rahmen eines interdisziplinären Karstwasserforschungsprojektes der Stadt Wien und der Steiermärkischen Landesregierung im Hochschwabmassiv zwischen Wildalpen und Gusswerk durchgeführt (KUSCHNIG 2001, dieser Band).

Dafür wurden folgende Ziele definiert: (1) Kartierung von Störungen, die Migrationswege oder Grundwasserbarrieren in Karst- und Kluftwasserspeichern bilden (Abb. 1). Beispiele solcher Strukturen sind Störungen, die durch Verkarstung, Ausbildung von Kataklasten, oder Bildung von Fault Gauges mit Aquitardcharakter für die Grundwasserbewegung ausschlaggebend sind. (2) Tektonisch-strukturgeologische Charakterisierung von Trennflächen (kleinmaßstäbliche Harnische oder Kluftsysteme in Dolomit; Abb. 1), die Speicherung und Migration von Grundwasser in Kluftwasseraquiferen bestimmen. (3) Angaben über tiefe Karstwasserwege, Wahrscheinlichkeiten von Fließrichtungen und hydrologische Einzugsgebiete. Tektonische Daten sollten für die integrative Beurteilung der Speichereigenschaften (Kluft- vs. Karstwasserspeicher), Abschätzungen der Fließrichtung und die Abgrenzung hydrologischer Einzugsgebiete einzelner Quellen mit hydrologischen, hydrogeologischen und geologischen Daten zur Verfügung gestellt werden.

Grundlagen der Methodik sind systematische Geländeaufnahmen und die tektonische Interpretation geologischer Karten (BRYDA et al. 2001, dieser Band). Die Strukturen werden genetisch zugeordnet und in ein lokales tektonisches Modell integriert. Dieses ermöglicht deduktive Vorhersagen über Art und Orientierung von hydrologisch wirksamen Strukturelementen (vgl. HEINRICH et al., 1995; DECKER et al., 1998). Die Prognosefähigkeit der Methode stellt einen wesentlichen Vorteil gegenüber rein statistischen Methoden der Trennflächenaufnahmen wie „Kluftmessungen“ und „Lineamentinterpretationen“ dar. Ein vereinfachtes tektonisches Modell, das vier Deformationsereignisse unterscheidet, wird im folgenden Überblick für das Hochschwab-Gebiet dargestellt. Weiters werden die drei Ereignisse, in denen die hydrogeologisch wichtigsten Strukturen ausgebildet wurden, detaillierter beschrieben.

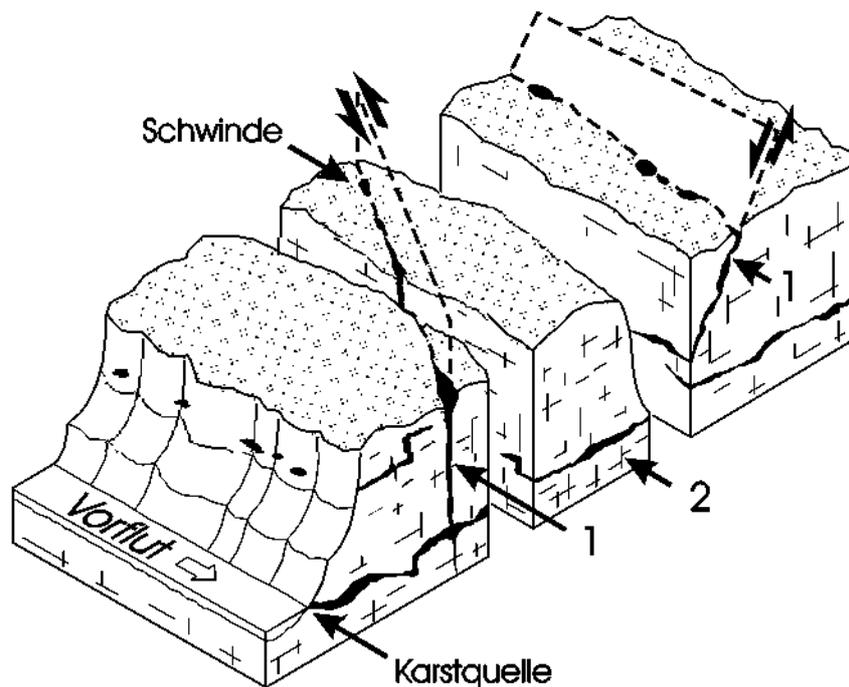


Abb. 1. Konzeptionelles Modell für die Speicherung und Durchlässigkeit in einem Karstgrundwassersystem (nach SAUTER et al., 2000). 1: Störungsgebundene Karströhrensysteme mit geringem Speicherkoeffizient und sehr hoher Durchlässigkeit. 2: Feinklufsystem mit hohem Speicherkoeffizient und geringer Durchlässigkeit.

## REGIONALER TEKTONISCHER ÜBERBLICK

Das Einzugsgebiet der Quellen der II. Wiener Hochquell-Wasserleitung liegt im Falten- und Überschiebungssystem der tirolischen und juvavischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen mit dem Göller- und Mürzalpen-Deckensystem. Die Decken werden in eine Reihe von tektonischen Einheiten mit unterschiedlichen stratigraphisch-faziellen Inhalten und basalen Abscherhorizonten untergliedert, die jeweils durch Überschiebungen oder Blattverschiebungen begrenzt werden (BRYDA et al. 2001, dieser Band). Der Falten- und Überschiebungsbau erfolgte in zwei wesentlichen Ereignissen. In der Unteren Kreide wurden die Sedimentdecken von ihrem Basement abgeschert und großmaßstäbliche Rampen und Flachbahnen angelegt. (WNW-gerichtete Verkürzung führte zur Ausbildung (W)NW-vergenger Falten- und Überschiebungsstrukturen, die mit WNW-streichenden dextralen Grenzblättern verbunden sind (LINZER et al., 1995). Zwischen Eozän und Miozän wurden ältere Falten und Überschiebungen innerhalb der Kalkalpen überprägt und die kalkalpinen Decken auf die nördlich liegenden Einheiten der Rhenodanubischen Flyschzone, des Helvetikums und der Molasse überschoben (DECKER et al., 1993).

Der Südrand der Kalkalpen und die tektonische Grenze zur Grauwackenzone ist von SE- und/oder S-gerichteten Rücküberschiebungen geprägt. Die Geometrie der Strukturen belegt in vielen Fällen Out-of-Sequence Überschiebungen, die bereits vorher gefaltete und überschobene Einheiten betreffen. Im unteren und mittleren Miozän wechselt der Deformationsstil von Falten- und Überschiebungsbau und Rücküberschiebungen zu ostgerichteter lateraler Extrusion (RATSCHBACHER et al., 1991; LINZER et al., 1995, 1997; PERESSON & DECKER, 1997). Dabei werden störungsbegrenzte Schollen an ENE- bis E-streichenden sinistralen Blattverschiebungen, nach E bzw. ENE verschoben. Die Tektonik des nördlichen Hochschwab wird wesentlich von solchen Scherzonen, die dem Salzachtal-Ennstal-Mariazell-Puchberg (SEMP) Störungssystem

zuzuordnen sind, geprägt. Gleichzeitige und nachfolgende E-W-gerichtete Extension (mittleres Miozän) führt zur Ausbildung von E- und W-gerichteten Abschiebungen, sowie damit verbundenen Kleinstrukturen wie Zerrspalten und Kluftsystemen.

## KINEMATIK UND HYDROGEOLOGISCHE BEDEUTUNG AUSGEWÄHLTER STRUKTUREN

Im Rahmen des Karstwasserprojektes wurde ein vereinfachtes Deformationsmodell für das Hochschwabgebiet ausgearbeitet, mit dem 80-90% der im Gelände gemessenen Kleinstrukturen und die in der geologischen Karte ausgewiesenen Strukturen erklärt werden können (Abb. 2). Dieses Modell bildet die Grundlage für die Zuordnung hydrogeologisch relevanter Strukturen sowie für Prognosen von Orientierung und hydrogeologischen Eigenschaften tektonischer Trennflächen. Das Modell ist eine, aufgrund des derzeitigen Kenntnisstandes als zulässig erachtete, Vereinfachung der tektonischen Entwicklung der Kalkalpen (LINZER et al., 1995; 1997; PERESSON & DECKER, 1997). In der Folge werden drei der Deformationsereignisse (D1, D3 und D4), die für die Hydrologie der Karst- und Kluftwasserspeicher des Hochschwabs größte Bedeutung haben, mit ihrer Kinematik, den zugeordneten Strukturen, und deren hydrogeologische Bedeutung beschrieben.

**D1 (Kreide - Eozän): WNW-gerichteter Falten- und Überschiebungsbau und Anlage WNW-streichender dextraler Blattverschiebungen (Tear Faults).** D1 ist im Hochschwabmassiv durch die Anlage kartenmaßstäblicher WNW-streichender dextraler Blattverschiebungen gekennzeichnet. Bedeutende dextrale Scherzonen wurden bei Wildalpen an der Grenze zwischen der Göllerdecke und Mürzalpen-Decke und innerhalb der Mürzalpen-Decke kartiert. Die Störungszonen werden von Trennflächengefügen mit WNW-streichenden dextralen Störungen und synthetischen und antithetischen Riedel-Scherflächen charakterisiert. Die hydrogeologischen Eigenschaften der Störungen und der ausgebildeten Störungsgesteine (Fault Gauge, Kataklasit, Kakirit) hängen in erster Linie von Lithologie und Fazies der umgebenden Karbonatgesteine ab. In Kalkserien sind WNW-streichende Blattverschiebungen durch die Ausbildung von Kataklasiten und störungsgebundenen Karststrukturen teilweise bedeutende Zonen erhöhter Porosität und Permeabilität. In Dolomiten können kataklastische Störungen durch die Ausbildung von kohäsiven Kataklasiten (zementierten und/oder sehr feinkörnigen Dolomitekataklasiten) Aquitardcharakter besitzen. Die Störungen werden von Strukturen von D3 und D4 geschnitten und versetzt.

**D3 (unteres - mittleres Miozän): ostgerichtete laterale Extrusion und Ausbildung (EN)E-streichende sinistrale Blattverschiebungen.** Die miozäne Deformation ist durch (EN)E-gerichtete Bewegung von störungsgebundenen Blöcken an ENE- und E-streichenden sinistralen Blattverschiebungen gekennzeichnet, die dem Salzachtal-Ennstal-Mariazell-Puchberger Störungssystem (SEMP-Linie, LINZER et al., 1995) im weiteren Sinne zugeordnet werden. Die sinistralen Störungen schneiden und versetzen ältere dextrale Blattverschiebungen und Überschiebungen. Miozäne Störungen und zugeordnete Kleinstrukturen sind im Hochschwabmassiv die bei weitem häufigsten und hydrogeologisch wichtigsten Trennflächen. Eine von LINZER et al. (1995) kartierte sinistrale Störung bildet über ca. 20 Kilometer die tektonische Grenze zwischen der Mürzalpendecke und der Göllerdecke und ist von Hinterwildalpen über den Säusenstein und das Salztal in den Bärensgraben verfolgbar. Die Blattverschiebung ist durch Werfener Schichten und Haselgebirge markiert, die an nach oben konvexen sinistralen Schrägaufschiebungen in einer positiven Flower Structure auf stratigraphisch jüngere Serien überschoben wurden (PERESSON & DECKER, 1997). Ein weiteres sinistralen Störungssystem mit NNE- und E-streichenden Blattverschiebungen bildet die Grenze zwischen Tümmach- und Hochschwabeinheit. Auch für dieses System sind konvergente Störungen mit positiven Flower Structures charakteristisch.

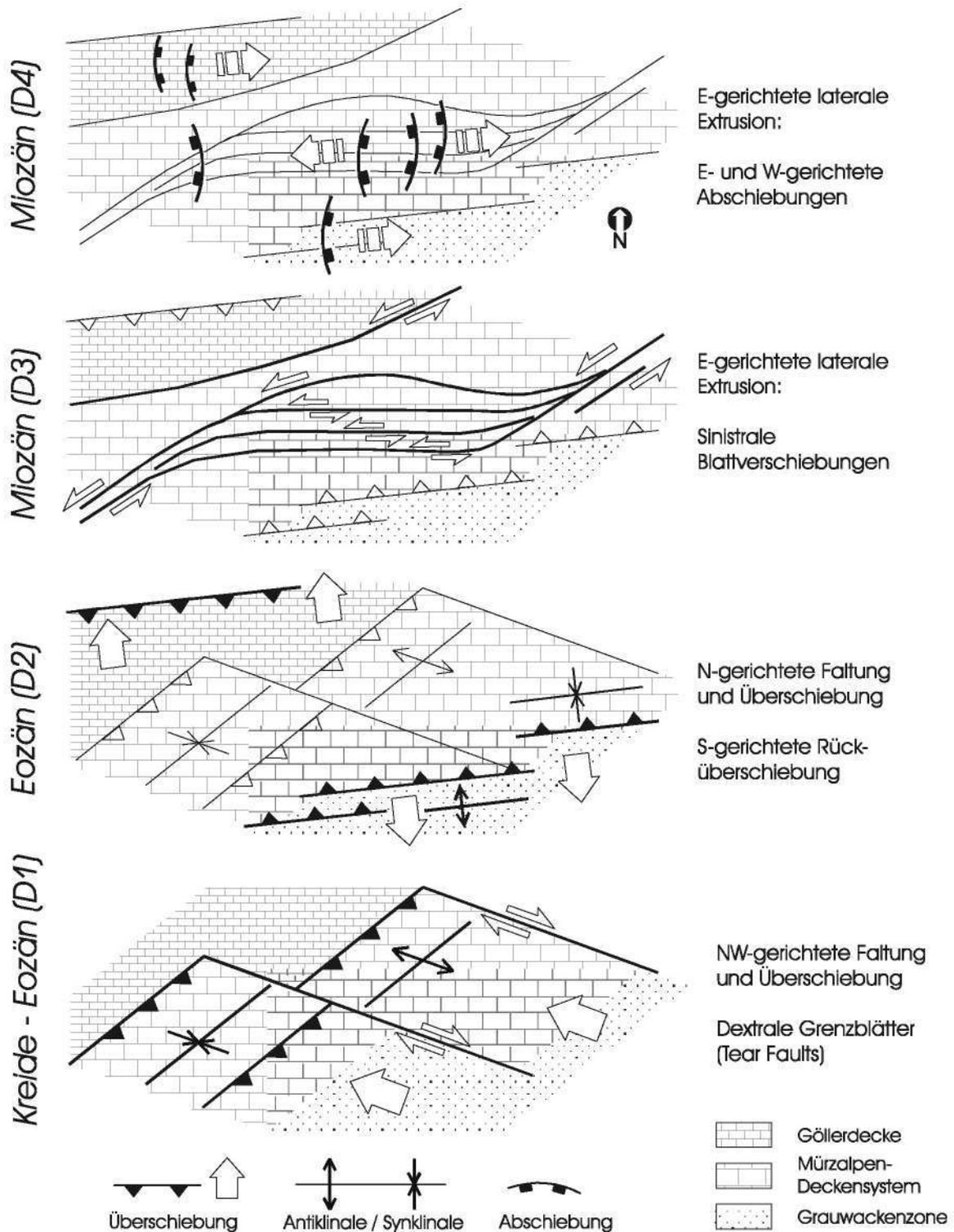


Abb. 2. Vereinfachte Deformationsabfolge (Kreide bis Miozän) der kalkhochalpinen Decken im Bereich des Hochschwabmassivs. Siehe Text zur Erklärung.

Mehrere hydrogeologisch äußerst bedeutende, in Abständen von etwa 300 bis 1000 m parallel E-streichende Störungen durchtrennen die Hochschwabeinheit zwischen Brunntal und Gollrad. Die subvertikalen parallelen Störungen sind durch Verkarstung, bevorzugte Erosion und lithologische Unterschiede zwischen störungsbegrenzten Blöcken ausgezeichnet kartierbar und über Distanzen bis 15 km verfolgbar. Die E-streichenden Blattverschiebungen bilden die kinematische Verbindung zweier ENE-streichender Störungszonen, die westlich und östlich des Hochschwabs aufgeschlossen sind. Im regionalen Maßstab markieren sie einen E-streichenden Restraining Bend, an dem sinistrale Transpression zur Ausbildung von rhombusförmigen konvergenten Blattverschiebungsduplexen führt.

Die beschriebenen Störungen sind die hydrogeologisch wichtigsten Strukturen im nördlichen Hochschwabmassiv. Drei Gruppen von Störungen mit unterschiedlichen hydrogeologischen Eigenschaften werden definiert: (1) Störungen mit positiven Flower Structures, in denen Serien mit Aquitardcharakter (Werfener Schichten, Haselgebirge) in der Scherzone gehoben wurden. Für die Störungsabschnitte werden grundwasserstauende Eigenschaften angenommen. (2) Störungen in Dolomiten, die durch Kataklastite und durch intensive Verkarstung Zonen bevorzugter Wasserwegigkeit sind. Bedeutende Dolomitekataklastite mit bis zu 150 m Mächtigkeit wurden östlich des Hochschwabs bei Gollrad dokumentiert. Im Unterschied zu den dextralen Blattverschiebungen der Deformation D1 wurden keine kohäsiven Kataklastite mit Aquitardcharakter gefunden. (3) (EN)E-streichende sinistrale Störungen in Kalkserien mit störungsgebundenen Karstspalten, Dolinenzügen und Karsthöhlen sind die häufigsten Großstrukturen in der Hochschwabeinheit. Beispiele solcher störungsgebundener Karststrukturen sind Höhlen (z.B., Langstein-Höhle; Abb. 3) und E-W-streichende Dolinenzüge (Edelbodenalm, Hochschwab-Hochfläche, Graualm). Hydrogeologische Bewertungen der Blattverschiebungen müssen die hohe Störungsdichte mit geringen Abständen zwischen größeren Scherzonen und die laterale Beständigkeit der Strukturen, die meist über mehrere Kilometer in E-W-Richtung verfolgbar sind, berücksichtigen.

**D4 (unteres bis mittleres Miozän): E-W-gerichtete Extension.** Die Deformation D4 ist durch die Ausbildung E- und W-gerichteter Abschiebungen gekennzeichnet. Die Abschiebungen schneiden sinistrale Blattverschiebungen der Deformation D3 und reaktivieren NE-streichende Störungen als Schrägabschiebungen. Aufschlüsse in den Wänden des Hochschwabmassivs, in denen Abschiebungen über größere Höhenunterschiede eingesehen werden können, zeigen ausschließlich planare und keine listrischen Flächen. Die Abschiebungen haben maximale Störungslängen von wenigen Kilometern und damit deutlich geringere laterale Erstreckungen als die sinistralen Blattverschiebungen der Deformation D3. D4 ist durch die Ausbildung von Zonen intensiver Klüftung (Zerrspalten, Extensions- und Scherklüfte) und durch die Verkarstung größerer Abschiebungen hydrogeologisch bedeutend. Die Störungen bilden Zonen erhöhter Wasserwegigkeit, die parallele E(NE)-streichende Blattverschiebungen verbinden.

## SCHLUSSFOLGERUNGEN

Im Hochschwabmassiv führt mehrphasige Deformation zur Ausbildung eines komplexen, stark anisotropen Netzwerks von Störungen, die die Bewegung des Grundwassers maßgeblich beeinflussen. Miozäne E- bis ENE-streichende Störungen sind aufgrund ihrer Häufigkeit, Länge und Ausbildung die hydrogeologisch bedeutendsten Strukturen, die zusammen mit jüngeren miozänen N-S-streichenden Abschiebungen die tiefe Verkarstung bestimmen. Die Bedeutung der beiden miozänen Störungssysteme für die Ausbildung tiefer Karststrukturen wird durch den Verlauf der Gangsysteme der Frauenmauer-Langstein-Höhle mit bevorzugt ENE- und etwa N-S-streichenden Karsthohlräumen illustriert (Abb. 3). Aufgrund der großen Länge bis zu 15 km, der geringen Abstände zwischen einzelnen Störungen von wenigen hundert Metern, der intensiven

Verkarstung von Störungen, und der Ausbildung permeabler Kataklastite in Dolomiteinheiten bilden E- bis ENE-streichende sinistrale Blattverschiebungen ein System, das E- oder W-gerichtete Fließrichtungen parallel zum morphologischen Streichen des Massivs stark begünstigt (Abb. 3).

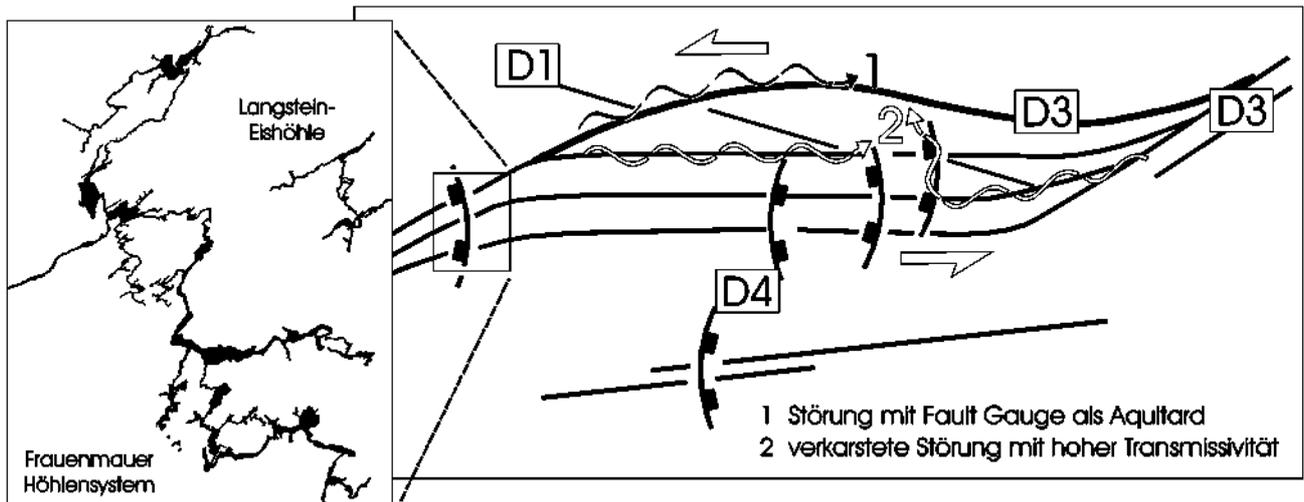


Abb. 3. Schematische Darstellung hydrogeologisch relevanter Strukturen im Hochschwabmassiv. D1: WNW-streichende dextrale Störungen mit Aquitard- oder Aquifercharakter. D3: E- bis ENE-streichende sinistrale Blattverschiebungen mit hoher Transmissivität durch Verkarstung, kataklastische Störungsgesteine und/oder hohe Trennflächendichte. Einzelne Störungsabschnitte wirken durch das Auftreten von Werfener Schichten in Flower Structures als Grundwasserstauer. Bevorzugte Fließwege parallel zu solchen inpermeablen Störungen werden in Zonen hoher Trennflächendichte, die die Störung begleiten, vermutet (1). D4: N-streichende Abschiebungen sind durch Verkarstung und hohe Kluftdichte Zonen hoher Durchlässigkeit. Die Karstwasserwege des Hochschwabmassivs werden maßgeblich durch das anisotrope Netz aus E(NE)- und N-streichenden Störungen bestimmt (2).

Eine geringere Anzahl von Störungszonen im Hochschwabmassiv hat durch die Bildung von inpermeablen Störungsgesteinen (z.B., kohäsive Dolomitekataklastite an dextralen WNW-streichenden Störungen) oder durch das Auftreten von wasserstauenden lithostratigraphischen Einheiten in der Störungszone (Werfener Schichten in konvergenten Flower Structures an sinistralen WNW-streichenden Störungen) Aquitardcharakter. Solche Störungen oder Störungsabschnitte verhindern den Austausch von Grundwasser über die Störung. Gleichzeitig bilden jedoch stark geklüftete oder zerbrochene Bereiche im Nebengestein, die parallel zur Störung streichen, vermutlich Zonen erhöhter Permeabilität (Abb. 3).

**Dank.** Diese Arbeit wurde durch die Gemeinde Wien, das Land Steiermark und das Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung im Rahmen der Bund-Bundesländer-Kooperation über die Geologische Bundesanstalt finanziert (Projekt WA4a / StA 028n). Dr. Gerhard Kuschnig und HR Dr. Hilmar Zetinigg danken wir für die Anregung des Projekts, der Arbeitsgruppe Hochschwab der Geologischen Bundesanstalt (Gerhard W. Mandl, Gerhard Bryda, Otto Kreuss, Michael Moser und Wolfgang Pavlik) für die fachliche Unterstützung und die hervorragende geologische Basiskartierung.

## Literatur

- DECKER, K., MESCHEDÉ, M., & RING, U. (1993) 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*, 223 (3-4), 291-312.
- DECKER, K., HEINRICH, M., KLEIN, P., KOCIU, A., LIPIARSKI, P., PIRKL, H., RANK, D. & WIMMER, H., (1998). Karst springs, groundwater and surface runoff in the calcareous Alps: assessing quality and reliance of long-term water supply, *IAHS Publ.*, 248: 149-156.
- HEINRICH, M., KOLLMANN, W. & WIMMER, H. (Red.) (1995) Wasserhöffigkeit und Wasserqualität sowie deren langfristige Sicherung in kalkalpinen Einzugsgebieten am Beispiel eines N-S-Streifens in den niederösterreichischen Kalkalpen zwischen Ybbsitz und Göstling. Projekt N-A-006p/1992-94, 264 S., illustr., 6 Anh., 12 Blg., Wien (Geol. B.-A.)
- LINZER, H.G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995) Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. *Tectonophysics*, 242, 41-61.
- LINZER, H.G., MOSER, F., NEMES, F., RATSCHBACHER, L. & SPERNER, B. (1997) Build-up and dismembering of the eastern Northern Calcareous Alps. *Tectonophysics*, 272, 97-124.
- PERESSON, H., & DECKER, K. (1997) The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing paleostresses in a collisional plate boundary. *Tectonophysics*, 272, 125-157.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.G. and MERLE, O. (1991). Lateral extrusion in the eastern Alps, part II: structural analysis. *Tectonics*, 10: 257-271.

## **DAS KARSTFORSCHUNGSPROGRAMM DER STADT WIEN**

Gerhard KUSCHNIG

### **Einleitung**

Die Wasserversorgung Wiens beruht zu über 90% auf Hochquellenwasser. Dieses entspringt in den Quellgebieten der I. und II. Hochquellenleitung. Die Quellgebiete ziehen sich vom Hochschwab im Westen über die Schneealpe, die Rax und den Schneeberg im Osten. Sie sind vorzugsweise der Trinkwasserversorgung gewidmet und als Schongebiete ausgewiesen, welche an die 1200 km<sup>2</sup> umfassen.

Es sind imposante, auf den ersten Blick nahezu unberührte Berge. Ihr Reichtum an hochqualitativem, klarem Quellwasser ist ein hervorragendes Merkmal. Mit Trinkwasser aus den Nördlichen Kalkalpen wird nicht nur Wien versorgt, sondern insgesamt über 30% der österreichischen Bevölkerung. Dieser "Schatz aus den Alpen" bietet also nicht nur beeindruckende Naturschauspiele, sondern stellt auch einen bedeutsamen volkswirtschaftlichen Faktor dar. Geologisch gesehen handelt es sich bei diesen Gebirgsstöcken um Teile der Nördlichen Kalkhochalpen.

Die Stadt Wien bezieht also den Großteil seines Wassers aus verkarstungsfähigen Gebirgen.

### **Das Projekt Karstforschung**

Aus dem bisher Gesagten ist es natürlich, daß sich die Wiener Wasserwerke als Verantwortliche für die Wasserversorgung der Bundeshauptstadt Wien intensiv mit den naturräumlichen Gegebenheiten in den Quellgebieten auseinandersetzen.

Schon vor dem Bau der Hochquellenwasserleitungen im letzten Jahrhundert waren umfassende wissenschaftliche Untersuchungen notwendig, um jene Voraussetzungen zu schaffen, die den Anforderungen, die die Wasserversorgung einer Millionenstadt stellt, gerecht werden. Stellvertretend für viele andere soll hier nur der Name Eduard Sueß genannt werden.

Aber auch nach der Fertigstellung der beiden Hochquellenwasserleitungen wurden immer wieder Untersuchungen in Angriff genommen, deren Ziel es war, die Wasserversorgung und den Schutz der Quellen zu gewährleisten. Einige dieser Arbeiten stellen auf ihrem Gebiet Pionierleistungen dar, so zum Beispiel der Markierungsversuch am Schneeberg 1955 durch Professor Dosch.

Ein gemeinsames Kennzeichen der meisten dieser Untersuchungen ist, daß sie oft erst im Anlaßfall durchgeführt wurden. Das heißt, erst bei Bekanntwerden eines Projektes wurde in Art eines Beweissicherungsverfahrens untersucht, ob bei Durchführung dieses Projektes negative Auswirkungen auf die Sicherheit der Wasserversorgung zu gewärtigen wären.

Ende der 80er- Anfang der 90er-Jahre wurde überlegt, daß es im Sinne einer Vorausplanung notwendig ist, die naturräumlichen Gegebenheiten der Quellgebiete in einer umfassenden, alle Aspekte beleuchtenden Untersuchung zu erkunden.

Schon alleine aufgrund der Größe des Gebietes stellt dies ein gewaltiges Unterfangen dar. Die größte Herausforderung ist allerdings die Komplexität des Ökosystems Karst, welches in seinen wesentlichen Parametern, seinen Zusammenhängen und gegenseitigen Abhängigkeiten beschrieben werden muß.

Es stellt sich am Beginn eines solchen Projektes die Frage nach den Nutznießern und Interessenten, den genauen Zielvorstellungen und der Organisation und Durchführung sowie möglichen Kooperationspartnern.

Nutznießer sind in erster Linie die Wasserversorger, die ihr Trinkwasser aus den genannten Gebieten beziehen. Das sind neben den Wiener Wasserwerken der Zentrale Wasserverband Hochschwab Süd (ZWHS) sowie einzelne kleinere Gemeinden in Niederösterreich und der Steiermark. Darüber hinaus werden aber auch für die Forstwirtschaft, die Almwirtschaft, die Jagd, den Tourismus, den Naturschutz und Infrastrukturplanungen wertvolle Grundlagen geschaffen. So ein Projekt stellt also auch einen wichtigen Bestandteil jeglicher raumplanerischen Tätigkeiten dar. Ein weiterer nicht zu unterschätzender Nutzen entsteht durch den Erkenntnisgewinn für einzelne Wissenschaftsgebiete, der - quasi nebenbei - im Rahmen der notwendigen wissenschaftlichen Untersuchungen anfällt. Dieser ist nicht zu unterschätzen und hat oft Bedeutung über das unmittelbare Untersuchungsgebiet hinaus.

Dies führte zu einer Kooperation mit dem Land Steiermark und der Unterstützung durch das Bundesministerium für Wissenschaft und Verkehr. Kontakte und Erfahrungsaustausch gibt es aber noch mit Landesdienststellen von Niederösterreich sowie verschiedenen Bundesdienststellen (Hydrografisches Zentralbüro, Umweltbundesamt), die nicht nur Interesse an den Ergebnissen haben, sondern durch ihr Fachwissen viele wertvolle Anregungen geben.

Die genauen Zielvorstellungen werden im nächsten Kapitel behandelt.

Die Organisation ist folgendermaßen aufgebaut: die Federführung und Koordination des Projektes erfolgt durch die Wiener Wasserwerke (Magistratsabteilung 31). Im Bereich Hochschwab, wo die geologischen und hydrogeologischen Untersuchungen in Zusammenarbeit mit dem Land Steiermark durchgeführt werden, erfolgt dies in Abstimmung mit der zuständigen Landesabteilung.

Die Untersuchungen und wissenschaftlichen Arbeiten werden an Auftragnehmer vergeben und in deren Verantwortung durchgeführt. Auftragnehmer sind Zivilingenieure, Universitätsinstitute und Forschungseinrichtungen wie zum Beispiel die Geologische Bundesanstalt. Zur Zeit sind zirka 20 Personen zumindest teilweise im Rahmen des Karstforschungsprojektes beschäftigt.

Bei der Stadt Wien sind mehrere Magistratsabteilungen eingebunden: Das Forstamt der Stadt Wien (MA 49) auch als Auftraggeber für forstkundliche Untersuchungen, beratend die Landesgeologie bei der MA 29, die MA 41 für vermessungstechnische und topografische Fragestellungen, die MA 15 für hygienisch-bakteriologische Untersuchungen sowie die MA 14 für EDV-technische Aufgaben.

Der Erfahrungsaustausch und die notwendige Kommunikation zwischen allen Beteiligten erfolgt über gemeinsame Treffen, die zweimal jährlich stattfinden sowie über die Projektleitung bei der MA 31.

### **Ziele der Karstforschung**

Oberstes Ziel ist, wie schon der Titel besagt, die nachhaltige Sicherung der Quellwasservorkommen; und zwar unter Berücksichtigung des Naturschutzes und ökologischer Erfordernisse.

Davon abzuleitende Fragestellungen sind:

- Sicherung der Wasserversorgung unter normalen Betriebsbedingungen aber bei unterschiedlichem Wasserdargebot
- Sicherung der Wasserversorgung im Falle eines Unfalles (Flugzeugabsturz, großflächige Verunreinigung, ...), welcher den Ausfall einer oder mehrerer Quellen über unterschiedlich lange Zeiträume hinweg bedingen kann
- Intensivierung des Quellenschutzes durch Beobachtung potentieller Gefährdungen, quantitativer Abschätzung des Gefährdungspotentials und Beobachtung langfristiger Veränderungen der natürlichen Gegebenheiten
- Abstimmung der verschiedenen Formen der Landnutzungen im Hinblick auf die Wasserversorgung

Um diesen Anforderungen gerecht werden zu können, ist es erforderlich die Funktionsweise des Ökosystem Karst zu beschreiben. Das bedarf einer Zerlegung in geeignete Subsysteme, der Beschreibung dieser Subsysteme sowie der Beschreibung der Wechselwirkungen und Abhängigkeiten zwischen diesen Subsystemen.

Hierbei sind für uns vorrangig die Abhängigkeiten zwischen menschlichem Handeln und natürlichen Bedingungen zu sehen.

Um Beziehungen nicht nur qualitativ theoretisch sondern auch quantitativ empirisch belegen zu können, bedarf es einer soliden Datenbasis. Diese Datenbasis wird durch unterschiedliche Fachdisziplinen erfaßt. Im Rahmen dieser Fachdisziplinen werden konkrete Ziele formuliert. Aufgabe der Projektleitung ist es, diejenigen Parameter herauszufiltern, die fächerübergreifend wesentlich für die oben gestellten Anforderungen sind.

Die Vorgangsweise ist also folgende:

- Aufteilung des Gesamtsystems in geeignete Subsysteme
- Erhebung der Basisdaten in jedem Subsystem
- Vergleich der Subsysteme und Feststellung der Beziehungen zwischen den Subsystemen
- Verifizierung dieser Beziehungen durch Modellierungen und weitergehende Untersuchungen
- Erstellung von Plänen und Maßnahmen, die die Erreichung der postulierten Ziele gewährleisten

Die Methode ist eine der zunehmenden Komplexität und fortschreitenden Vernetzung. Zur Zeit ist die Erhebung der Basisdaten – der aufwendigste und zeitraubendste Teil des Gesamtprojektes noch nicht abgeschlossen.. Trotzdem werden schon komplexere Fragestellungen bearbeitet und Methoden zu deren Verifizierung entwickelt.

Da mit einigen der Teiluntersuchungen wissenschaftliches Neuland betreten wird, ist das Projekt als offenes angelegt. Das heißt, es kann nicht von vornherein gesagt werden, welche Arbeitsschritte und Untersuchungen noch notwendig sind.

Im Folgenden werden die einzelnen Fachgebiete, ihre Aufgaben, konkrete Fragestellungen und bereits vorliegende Ergebnisse beschrieben.

## **Geologie**

Die für das Untersuchungsgebiet vorliegenden geologischen Kartenblätter stammen von 1926 bis 1951 und werden heutigen Ansprüchen an Detailinformationen nicht mehr gerecht.

Zur Erfassung des Gebirgsbaues und damit der Gestalt und Raumlage hydrogeologisch relevanter Gesteinskörper, ihrer internen Inhomogenitäten, des Charakters ihrer Grenzflächen als Stauhorizonte oder Zonen erhöhter Wasserwegsamkeiten, sowie die Abschätzung der Größe von Speichern und nutzbaren Wasserressourcen war eine geologische Neukartierung erforderlich. Konkret sollen die geologischen Aufnahmen dazu helfen Einzugsgebiete abzugrenzen, die Lage der stauenden Gesteinsschichten genauer festzulegen, die Mächtigkeit der wasserführenden Gesteinsschichten zu bestimmen. Die letzteren müssen relativ zueinander als stauende, speichernde oder sehr gut wasserleitende Gesteine charakterisiert werden. Erst so kann die Abflußdynamik beschrieben werden. Die Grenzflächen der Gesteine sind bestimmend für die Abflußwege. Diese Grenzflächen können stauend, drainierend oder durchlässig sein. Die Kenntnis ihrer Lage und Eigenschaften hat daher herausragende hydrogeologische Bedeutung.

Begonnen wurde mit der Kartierung im Bereich Rax/Schneeberg und wurde dann gegen Westen fortgesetzt. Gebiete, die über das Projektgebiet hinausreichen wurden und werden im Rahmen der geologischen Landesaufnahme bearbeitet. Die Ergebnisse aus beiden Aufgaben werden zusammengeführt, da es zum Verständnis des geologischen Aufbaues erforderlich ist. Der Abschluß der geologischen Kartierungen ist für 2002 vorgesehen.

Die bisherigen Arbeiten, die seit 1992 im Gange sind, brachten beträchtliche Revisionen und Erweiterungen des bisherigen Kenntnisstandes. Dies betrifft die Verbreitung von Gesteinseinheiten, die Einstufung von einigen Gesteinstypen, die Ausscheidung bisher nicht erkannter Einheiten und eine völlig neue Interpretation des Gebirgsaufbaues. Alle diese Punkte sind bedeutsam für die hydrogeologischen Verhältnisse.

## **Hydrogeologie**

Die Hydrogeologie befaßt sich mit dem Grundwasser und jenen Gesteinskörpern, die mit dem Grundwasser in Berührung kommen.

Für dieses Projekt wurden folgende hydrogeologischen Zielsetzungen formuliert:

- Erfassung der Wasserreserven
- Zusammenhänge zwischen Niederschlag und Abflußmenge sowie Qualität des Quellwassers
- Berechnung der Karstwasserneubildungsrate
- Abgrenzung von Quelleinzugsgebieten bei verschiedenen hydrologischen Bedingungen
- Bestimmung des durchschnittlichen Wasseralters sowie des Speichervolumens einzelner Quellen
- Erfassung der Wasserzirkulation in den jungen Talfüllungen
- Korrelation einzelner Meßparameter untereinander
- Ausweisung von Bereichen besonderer Verletzbarkeit der Karstwasservorräte
- Erarbeitung von Schutzzonen unterschiedlicher Priorität aufgrund vorhandener Gefährdungspotentiale
- Empfehlungen für Nutzungsarten und -beschränkungen

Zur Erreichung dieser Ziele ist ein umfangreiches Meß- und Untersuchungsprogramm erforderlich. Es müssen meteorologische Parameter und verschiedene Quellparameter gemessen werden. Weiters müssen chemische und bakteriologische Untersuchungen an den einzelnen Quellen durchgeführt werden. Letztendlich müssen noch die Gehalte verschiedener natürlicher Isotope sowohl im Quellwasser als auch im Niederschlag bestimmt werden.

Zur Zeit werden Quellen im Bereich der Schneealpe und des Hochschwab bearbeitet. Die Untersuchung der Hydrogeologie von Rax und Schneeberg wird nächstes Jahr in Angriff genommen.

Im Bereich der Schneealpe zeigt es sich, daß im Beobachtungszeitraum (1993-1997) eine Zunahme der Niederschläge und der Schüttungen insgesamt stattfand. Allerdings ist die Tendenz für die einzelnen Monate unterschiedlich. Sollten sich diese Tendenzen in den nächsten Jahren bestätigen, ist dies ein wichtiger Beitrag für die Bewirtschaftung der Quellen.

Ein weiteres wichtiges Ziel ist die Abgrenzung und Charakterisierung von Einzugsgebieten. Die Geologie bietet wie oben beschrieben wichtige Hinweise auf Größe und Lage der Einzugsgebiete. Zu deren Verifizierung und genauen Bestimmung sind allerdings intensive Quellbeobachtungen und Isotopenuntersuchungen unumgänglich.

Die Pfannbauernquelle, am Ostrand der Zeller Staritzen gelegen, weist bei allen beobachteten Parametern einen gedämpften Verlauf auf. Dies ist ein Hinweis auf günstige Speichereigenschaften des die Quelle versorgenden Karstwasserkörpers. Auch die theoretische Leerlaufzeit von 17 Jahren und das durchschnittliche Wasseralter von 21,5 Jahren bestätigen dies und weisen die Quelle als eine Quelle mit gut geschütztem Wasser aus. Allerdings gibt es auch Wasseranteile, die jünger als 1 Jahr sind. Das heißt, das Verunreinigungen, die im Einzugsbereich dieser Wässer auftreten, die gesamte Quelle beeinträchtigen können. Diese Problemzonen sind die das Einzugsgebiet durchziehenden Täler, welche daher besonders geschützt werden müssen. Die Brunngrabenquellen deuten aufgrund der beobachteten Parameter und des deutlich niedrigeren Wasseralters (10 und 11 Jahre) im Vergleich zur Pfannbauernquelle auch auf ein unterschiedliches Einzugsgebiet hin, wobei die beiden Quellen noch unterschiedliche Teileinzugsgebiete besitzen.

Die Höllbachquellen liegen am Westrand der Zeller Staritzen und bestehen aus unterschiedlichen Quellen und Brunnen, die allerdings Karstwasser aus dem Tal der Vorderen und der Hinteren Höll führen. Sie entwässern nicht nur die Zeller Staritzen sondern auch Teile der südlich anschließenden Aflenzer Staritzen, dem Ostteil des Hochschwabmassivs. Eine Detailuntersuchung während eines Niederschlagsereignisses zeigte, daß diese Quellen sehr unterschiedliche Wässer fördern, welche unterschiedliche Quellschutzmaßnahmen erforderlich machen.

Zur Bestätigung der vorliegenden Ergebnisse werden Markierungsversuche notwendig sein, mittels derer auch die sensiblen Problemzonen genau ausgewiesen werden können.

Eine Besonderheit stellt die Untersuchung des im Winter im Schnee gespeicherten Wassers dar. Dieses Projekt wird noch vorgestellt.

### **Karstverbreitung, Karstgefährdung**

Im Rahmen der Kartierung der Karstverbreitung und Karstgefährdung wird das gesamte Gebiet zwischen Hochschwab und Schneeberg bearbeitet. Die Schwerpunkte liegen dabei auf dem physiogeographischen Überblick, den karstmorphologischen Erscheinungen, dem Verzeichnis und der Beschreibung der Höhlen sowie aller Quellen und Oberflächengerinne einerseits und der

Auflistung und kartenmäßigen Darstellung von Nutzungen und Gefährdungen wie Almen, Hütten, Deponien, wilden Müllablagerungen, Erosionsflächen, etc. andererseits.

Der physiogeographische Überblick soll die physische Eigenart des Gebietes im Großen, vergleichend mit der Umgebung sowie anderen Karstmassiven bringen und so die Eigenart eines jeden Gebietes darstellen. Unter diesen Punkt fällt auch das Problem der "Altlandschaften", welches in Verbindung mit der Geologie und Karstmorphologie für die Ausbildung des unterirdischen Entwässerungsnetzes von großer Bedeutung ist.

Karstmorphologische Erscheinungen wie Karren, Dolinen, Ponore, Höhlen, Quellen etc. sollen kartenmäßig erfaßt und beschrieben werden. Über die reine Darstellung und Beschreibung hinaus wird auch die Entstehung der Karstformen diskutiert. Dies ergibt wichtige Hinweise auf den Verkarstungsgrad der jeweiligen Gebirgsstöcke. Der Verkarstungsgrad wiederum läßt Schlüsse auf die Abflußwege und Abflußdynamik zu.

Die Kenntnis über konkrete Nutzungen (z.B.: Weideflächen) und Gefährdungen (z.B.: Steinbrüche) ist Voraussetzung für einen wirkungsvollen und effizienten Quellschutz. In Verbindung mit Daten über die naturräumlichen Gegebenheiten kann entschieden werden, ob überhaupt und in welchem Ausmaß bestimmte Nutzungen eine Gefährdung der Karstwasservorkommen darstellen. Daraus lassen sich nicht nur die geeignetsten Maßnahmen ableiten, sondern auch eine Prioritätenliste dieser Maßnahmen erstellen.

### **Vegetationsökologie**

Grundlage vegetationsökologischer Betrachtungen sind detaillierte vegetationskundliche Kartierungen. Diese werden aus organisatorischen Gründen vom Forstamt der Stadt Wien für die Waldbereiche (siehe Artikel: Forstwirtschaft in den Quellschutzgebieten) und von den Wiener Wasserwerken für die Bereiche über der Baumgrenze durchgeführt. Die Ergebnisse werden natürlich gemeinsam diskutiert und genutzt.

Zur Zeit liegen Vegetationskarten für Schneeberg und Rax, die Schneesalpe sowie den Hochschwab vor. Im Forstbereich wurden nur die im Eigentum der Stadt Wien befindlichen Grundstücke, zirka 325km<sup>2</sup>, bearbeitet.

Die so erhaltenen Flächeninformationen über Standorte und Vegetation betreffen die Gesamteinzugsgebiete der Quellen und stehen für beide Magistratsabteilungen als Schutz- und Planungsinstrumente zur Verfügung.

Die Vegetation in ihrer rein beschreibenden Form als Vegetationskarte läßt sich in der Praxis, wo spezielle Fragestellungen der Funktionalität von Ökosystemen immer mehr in den Vordergrund rücken, kaum direkt verwenden. Dies umsoweniger als die Benutzer - besonders bei den Wasserwerken - keine vegetationskundlichen Fachleute sind. Somit müssen von der Beschreibung Parameter abgeleitet werden, die in der Umsetzung Anwendung finden können. Diese Parameter betreffen im konkreten Fall die Größen Verdunstung, Abfluß und Grundwasserneubildung. Es handelt sich dabei um Prozesse die sich auf den Grenzbereich Gestein-Boden-Atmosphäre konzentrieren. Das System "Vegetation-Boden" stellt hier ein wichtiges Regelglied dar und ist in besonders hohem Maße mittel- und unmittelbar vom Menschen beeinflussbar. Die flächendifferenzierte Ermittlung gerade der Grundwasserneubildung, als Größe für Leistungsfähigkeit und Belastbarkeit von Ökosystemen, ist notwendig, um den dauerhaften Schutz der Wasserressourcen gewährleisten zu können.

Zur Zeit läuft ein Projekt, welches noch vorgestellt wird, das die Auswirkungen unterschiedlicher Pflanzengesellschaften auf den Wasserhaushalt untersucht.

## **Bakteriologie**

Die bakteriologische Belastung stellt bei der Wassergewinnung aus Karst in Österreich und auch für Wien das größte Problem dar. Es wäre daher interessant zu wissen, aus welchen Bereichen Keime stammen. Einerseits geografisch andererseits aber auch unterschieden nach Verursachern. Diese hängen auch mit Nutzungen in den Schongebieten zusammen. Potentiell sind dies im Projektgebiet Tourismus (Menschen), Almwirtschaft(Weidevieh) und Jagd (Wild). Eine zusätzliche Verkeimungsmöglichkeit besteht durch Organismen, die im Boden leben.

Mit klassischen Bebrütungsmethoden ist es praktisch fast unmöglich diese Zuordnung herzustellen. Mit Hilfe moderner genanalytischer Untersuchungen der DAN erscheint es möglich diese Unterscheidungen und Zuordnungen zu treffen.

Es soll einerseits die hygienische Relevanz der Belastung untersucht werden, andererseits die ökologischen Besonderheiten der einzelnen Quellen.

Eine Machbarkeitsstudie ist abgeschlossen, die grundsätzliche Durchführbarkeit und Zielerreichung kann bejaht werden.

Eine Voruntersuchung zur Auswahl der geeigneten Analysemethoden wird Ende des Jahres abgeschlossen.

Das eigentliche Projekt soll im Laufe des nächsten Jahres starten.

## **Zusammenfassung und Ausblick**

Es ist offensichtlich, daß zur Erreichung der gesteckten Ziele eine intensive Zusammenarbeit verschiedener Fachdisziplinen erforderlich ist. Die Ergebnisse aus den einzelnen Fachdisziplinen müssen gemeinsam diskutiert werden und daraus können die notwendigen fächerübergreifenden Schlußfolgerungen gezogen werden.

EDV-gestützte Geografische Informationssysteme stellen ein unverzichtbares Hilfsmittel nicht nur zur Bewältigung der anfallenden Datenmengen sondern auch zur Beantwortung interdisziplinärer Fragen dar. Die Vorgangsweise natürliche Gegebenheiten als räumlich konkretisierbare und kartierbare Parameter einerseits und als Prozeßeinheiten andererseits für Wasserhaushaltsuntersuchungen von Einzugsgebieten zu verwenden, hat gerade im Zuge der in den letzten Jahren stattgefundenen Etablierung Geografischer Informationssysteme besonderen Wert. Um aus räumlich verteilten Daten räumlich verteilte Wasserhaushaltsparameter abzuleiten, wird ein Weg beschritten, der bereits in ähnlicher Weise in hauptsächlich ökologisch orientierten Forschungsprojekten (Nationalpark Berchtesgaden, Nationalpark Nördliche Kalkalpen) angewendet wurde.

Die Grundlagenuntersuchungen im Rahmen der Karstforschung werden im Laufe der nächsten Jahre abgeschlossen. Wichtige Quellen sollen aber in ein Dauerbeobachtungsprogramm einbezogen werden. Die Beobachtungen der übrigen naturräumlichen Veränderungen werden in ein Monitoringsystem einfließen. Ziele sind Trends in Wasserdargebot und -qualität zu erkennen, Prognosen der naturräumlichen Veränderungen zu verifizieren und modifizieren, auf kritische Veränderungen rechtzeitig reagieren zu können und durch ein derartig angelegtes - wissenschaftlich unterstütztes - Qualitätssicherungssystem die Quellwasservorkommen zu sichern und dadurch einen Beitrag zur Sicherung der Trinkwasserversorgung Wiens zu leisten.

## **GEOLOGISCHE KARTIERUNG IM HOCHSCHWABGEBIET – ENTSCHEIDUNGSHILFE ZUR ABGRENZUNG VON QUELLEINZUGSGEBIETEN**

Gerhard BRYDA

### **Einleitung**

Genauere geologische Karten bilden die Planungs- und Entscheidungsgrundlage vieler Projekte in Industrie und Wirtschaft. Besondere Bedeutung kommt ihnen bei der Abgrenzung von Quelleinzugsgebieten zu.

Die beiden bevölkerungsreichsten Städte Österreichs - Wien und Graz werden aus Karstquellen und Brunnen im Hochschwabgebiet (Obersteiermark) mit Trinkwasser versorgt.

Aufgrund der großen Bedeutung dieser Wasservorkommen für die beiden Städte wurde daher im Rahmen der Bund- Bundesländerkooperation ein mehrjähriges, interdisziplinäres Forschungsprojekt mit folgender Zielsetzung gestartet:

- genauere Abgrenzung der Quelleinzugsgebiete
- Abflußdynamik der Quellwässer
- Abschätzung der Auswirkung möglicher Umwelteinflüsse
- Entscheidungshilfen zur rechtzeitigen Vermeidung von Nutzungskonflikten

Unser Team an der Geologischen Bundesanstalt wurde mit der Bereitstellung einer modernen, flächendeckenden geologischen Karte des Hochschwabgebietes beauftragt.

Zu Beginn des Projektes lagen jedoch nur zwei, das Hochschwabgebiet zur Gänze abdeckende geologische Karten vor. Das war einerseits die „Geologische Spezialkarte, Blatt Eisenerz, Aflenz und Wildalpen“ im Maßstab 1:75.000 - andererseits die „Geologische Karte der Steiermark“ im Maßstab 1:200.000. Das Blatt Eisenerz, Aflenz und Wildalpen wurde jedoch bereits 1926 ausgegeben - repräsentiert also den Wissensstand vor 75 Jahren. Zudem handelt es sich dabei noch um eine Schraffenkarte deren Inhalt nur mit großen Genauigkeitsverlusten in eine moderne topographische Karte übertragen werden kann. Diese Karte wurde in diesem Ausschnitt auch als Grundlage der „Geologischen Karte der Steiermark“ verwendet - die jedoch bereits in Folge ihres Maßstabes 1:200.000 nicht den, für hydrogeologische Fragestellungen notwendigen Detaillierungsgrad aufweist. Zur Erfassung des Gebirgsbaues, somit der Gestalt und Raumlage der Gesteinskörper mit ihren hydraulischen Eigenschaften, erschien daher eine geologische Neukartierung des Hochschwabgebietes unumgänglich.

Seit Projektbeginn 1992 wurde eine Fläche von 431 km<sup>2</sup> überwiegend hochalpinen Geländes kartiert und damit bereits ein Großteil des Hochschwabgebietes geologisch neu aufgenommen.

Die Bestimmung des Fossilmaterials wurde von Dr. Ilse Draxler (Geol. B.-A., Palynologie), Prof. Dr. Leo Krystyn (Univ. Wien, Conodontenstratigraphie, Dr. Olga Piros (MAFI Budapest, Dasycladaceenstratigraphie; s. Beitrag in diesem Band) übernommen, die damit wesentlich zum Gelingen des Projektes beigetragen haben. Die begleitende strukturelle geologische Kartierung wurde von Dr. Kurt Decker u. Mitarbeitern (Univ. Wien) durchgeführt.

Die bisher erzielten Ergebnisse liegen nun als GIS (ARC-INFO) gestützte, digitale geologische Karte des Hochschwabgebietes im Maßstab 1:25.000 vor. Für den Abschluß des Projektes im Mai 2002 ist die genaue Dokumentation der kartierten Schichtglieder und des Probenmaterials sowie die Erstellung von Serienprofilschnitten und einer digitalen tektonischen Karte geplant.

## Ergebnisse der Kartierung

Im Vergleich mit den bei Projektbeginn bestehenden Karten die einfache, nur durch wenige Brüche zerlegte, aufrechte Schichtfolgen zeigen (SPENGLER 1926, Geologische Karte der Steiermark), sowie Vorstellungen (TOLLMANN 1976a, S. 373), die von einem einfachen Synklinal- Antiklinalbau des Gebiets ausgehen, ergibt die Neuaufnahme sowohl hinsichtlich der lithologisch-stratigraphischen Gliederung als auch des tektonischen Aufbaues ein wesentlich komplexeres Bild (s. Abb. 1).

Unverändert ist jedoch die deckentektonische Gliederung des Gebietes in die tektonisch liegende Göllerdecke (1) (Tirolikum) und die überschobene, tektonisch hangende Mürzalpendecke (3-5) (Juvavikum) sowie die am Süd- und Ostrand des Hochschwabgebietes unterlagernden Gesteine der Grauwackenzone mit ihrem stratigraphisch verbundenen Permomesozoikum (s. TOLLMANN 1976a S. 363)

Die Göllerdecke (1) ist im Norden des Arbeitsgebiets, im Bereich Kräuterspitze - Hochstadel, mit mächtigem Hauptdolomit und auflagerndem Dachsteinkalk vertreten. Der Kontakt zur südlich anschließenden Mürzalpendecke folgt einer annähernd WSW-ESE streichenden, sinistralen Blattverschiebung die als Teilstück der SEMP (Salzachtal-Ennstal-Puchberg -Linie, LINZER et al, 1990) angesehen werden muß. Die Säusensteinschuppe (2) wird im Süden durch die SEMP und im Norden durch eine annähernd W-E streichende Blattverschiebung begrenzt, an der Werfener Schichten und Gosausedimente eingeklemmt sind. Diese Störung wird durch die SEMP abgeschnitten und auch in ihrem weiteren Verlauf gegen Westen mehrfach von sinistralen Blattverschiebungen versetzt (Wildalpen ca. 1.5 km).

Die deckentektonische Stellung der Säusensteinschuppe (Teil der Göllerdecke oder eigenständige Schuppe?) konnte bis jetzt noch nicht befriedigend geklärt werden. Die in ihrer Westfortsetzung (Hinterwildalpen, Schwabental) auftretenden, mächtigen Karnserien (Reingrabener Schichten, Cidariskalk) sind jedoch außergewöhnlich und werden derzeit neu kartiert (s. TOLLMANN 1976a S. 370 - Teil des Tirolikums).

Innerhalb der, südlich der SEMP anschließenden Mürzalpendecke (3a,b 4a,b 5), sind nun aufgrund der Neuaufnahme zumindest zwei stratigraphisch, faziell unterschiedliche Schichtfolgen erkennbar:

**Schichtfolge 1** ist durch mächtigen Wettersteindolomit an der Basis, Leckkogelschichten und geringmächtige Reingrabener Schichten, Dachsteindolomit und Dachsteinkalk gekennzeichnet (Fölsfazies SPENGLER 1926 S. 50). Gebiete in denen diese Schichtfolge beobachtet werden kann sind der Grasberg NW Brandstein (3a innerhalb d. Türnachschuppe), das Beilstein-Karlskogelmassiv und die Stangenwand-Deckscholle (5 Fölschuppe) südlich des Hochschwab Gipfels. Ob auch der Wettersteindolomitsockel der Zeller Staritzen als Teil dieser Entwicklung betrachtet werden muß oder das stratigraphisch Liegende der Zeller Staritzen bildet ist noch unklar und kann nur mit Hilfe der Dasycladaceenstratigraphie geklärt werden. Gleiches gilt für das Wettersteindolomitareal westlich der Kläfferquellen.

**Schichtfolge 2** umfaßt den Großteil der Mürzalpendecke in diesem Abschnitt und ist durch einen +/- einheitlich entwickelten Sockel (Permoskyth - Pelson) mit Werfen Formation, Gutensteiner Dolomit und Kalk sowie Steinalmkalk gekennzeichnet. Über diesem Sockel entwickelt sich im Ladin eine ausgedehnte, in Lagune, Riff, und Vorriff gliederbare Karbonatplattform (Wettersteinkalk). Am Südrand des Hochschwabgebietes, zwischen Gollrad im Osten und der Sonnschialm im Westen, ist der stark tektonisierte Übergang der Karbonatplattform ins Becken erhalten.

# Geologische Karte des Hochschwabgebietes

(Übersicht - stark vereinfacht)

- 5 FÖLZSCHUPPE
  - 4a HOCHSCHWABSCHUPPE
  - 3a TÜRNASCHUPPE
  - 2 SÄUSENSTEINSCHUPPE
  - 1 GÖLLERDECKE
- M-D

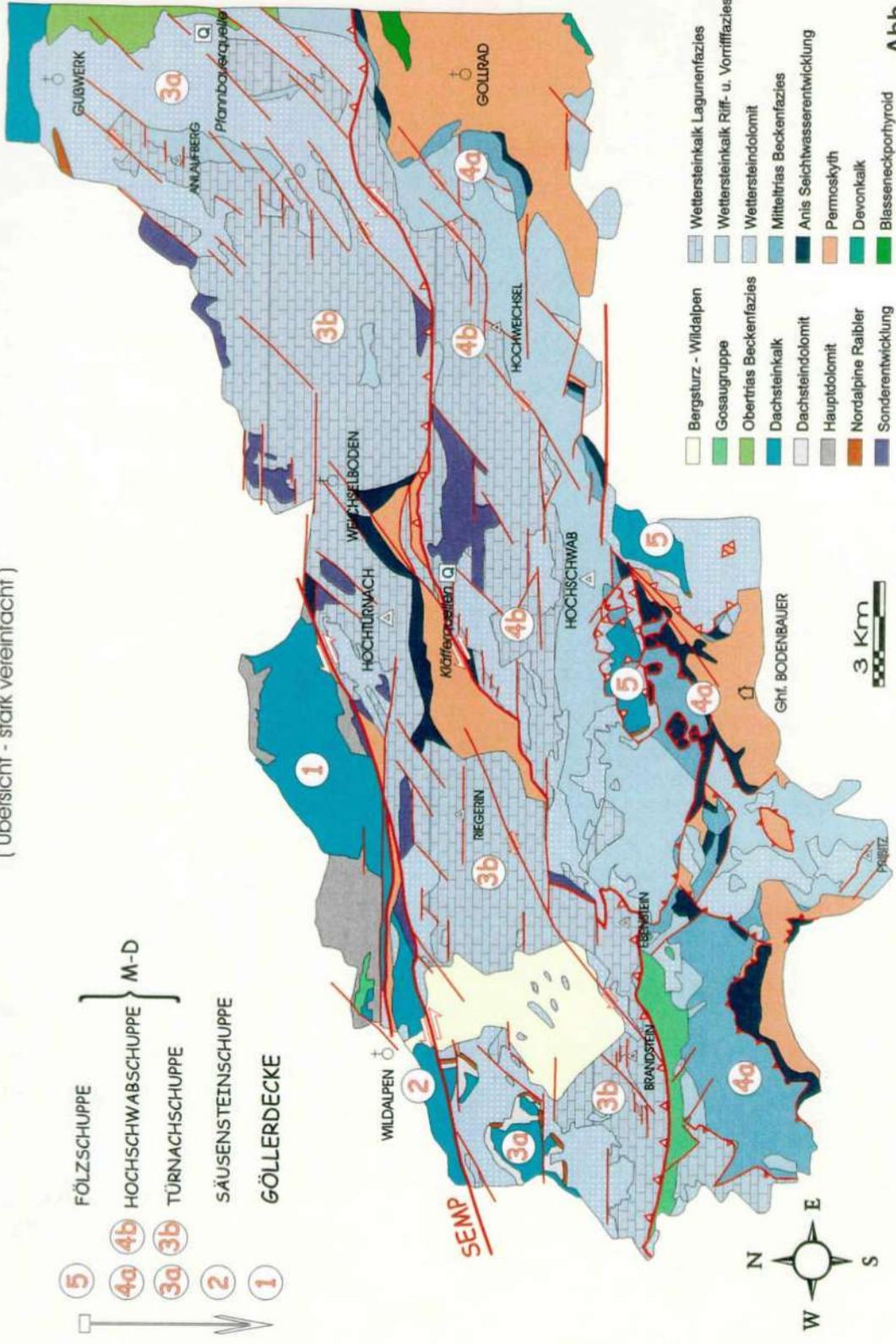


Abb. 1

# Stratigraphie und Fazies des Hochschwabmassivs

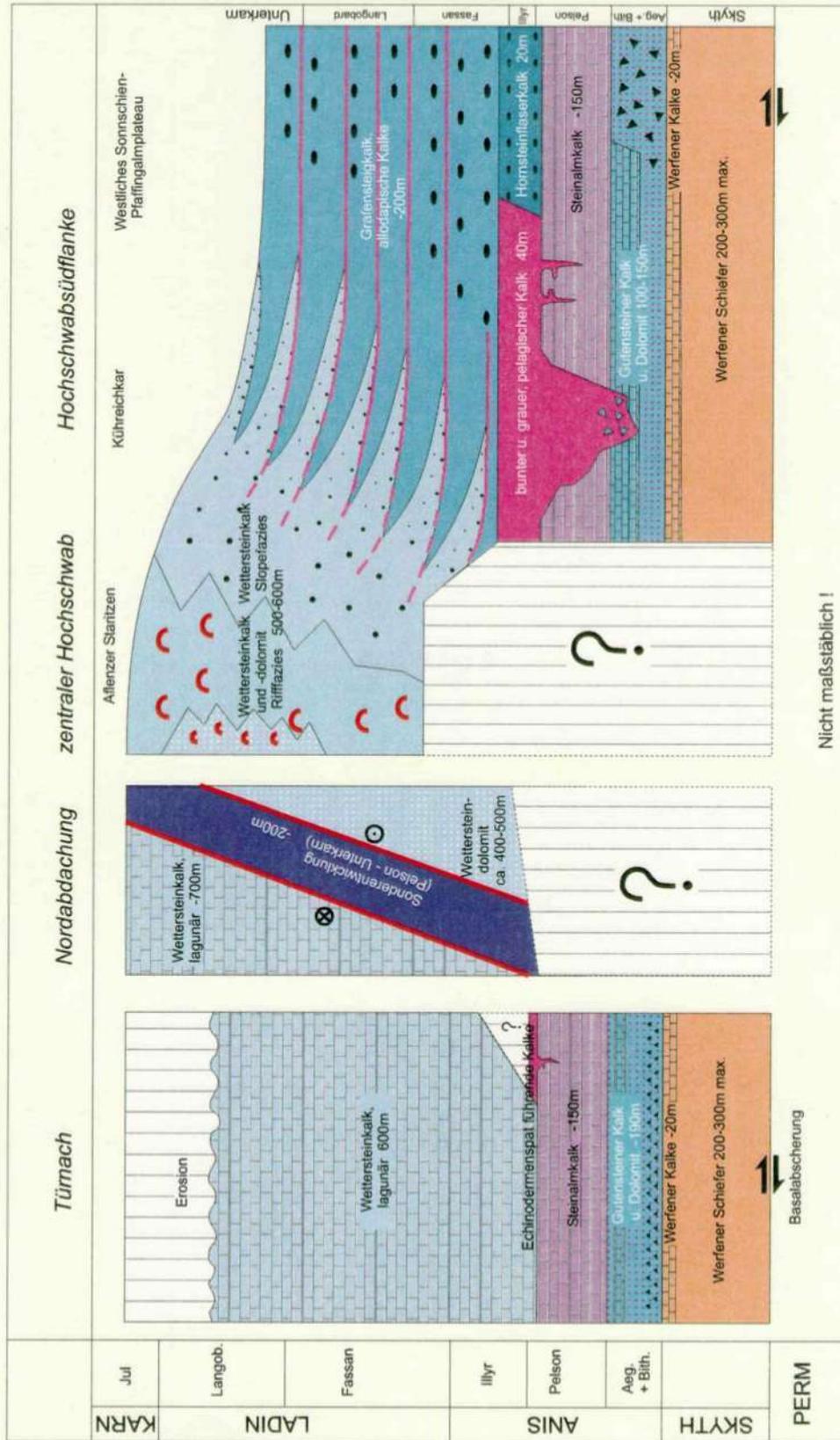


Abb. 2

Der Aufbau dieser Karbonatplattform sowie ihres zugehörigen Hang- und Beckenbereiches soll nun anhand von Abbildung 2 erläutert werden:

Das Profil Türnach steht stellvertretend für den riffernen, hochlagunären Teil der Karbonatplattform. Nach MOSER (in Endbericht 1996 zu Forschungsprojekt WA 4A / F1994 S.35) setzen die Gutensteiner Schichten an der Nordostseite der Riegerin und Südseite des Hochtürnach über Werfener Kalken mit mittelgrauen, dünn-schichtig-flasrigen, dolomitischen Kalken ein. Diese enthalten Einschaltungen von dunkelgrauen Dolomiten und Dolomitm Brekzien und erreichen etwa 100m Mächtigkeit. Im Hangenden folgt eine ca. 90m mächtige Wechselfolge gut gebankter ( dm), dunkelgrauer Dolomite und Kalke die häufig Crinoiden und Bivalven führen. Der Steinalmkalk setzt als basal dunkelgrau gefärbter, im Meterbereich gebankter, Dasycladaceen und Onkoide führender Kalk ein, der sich gegen das Hangende rasch hellgrau färbt und dann faziell u. lithologisch vom überlagernden, ladinischen, lagunären Wettersteinkalk nur mehr mit Hilfe der Dasycladaceenstratigraphie abgetrennt werden kann.

PAVLIK (in Endbericht 2000 zu Forschungsprojekt WA 4A /F1998 & StA 028n S.15) berichtet von blaßrosa bis gelblichgrau gefärbten, häufig Crinoidenspat führenden Kalken die er im Hangschutt am Fuß der Riegerin, des Hochtürnach und des Mieskogels bei Weichselboden auf sammeln konnte. Conodontenfaunen (det. L. Krystyn) ergaben ein pelsonisches Alter dieser Spatkalke. Vergleichbare Spatkalke sind, gemeinsam mit rosa-grünlich gefärbten, feinlaminierten Kalkmergeln in den Bankungsfugen des basalen Steinalmkalkes ( wenige Meter über dem Kontakt zum liegenden Gutensteinerdolomit ) am Jagdsteig im unteren Gehartsbachgraben/Pfaffenstein ( ÖK 101 Eisenerz ) bei 940m ü. A. anzutreffen. Die aus ihnen gewonnenen Conodontenfaunen (det. L. Krystyn) ergaben ebenso ein Pelsonisches Alter.

Proben 12/00 *Paragondolella bifurcata* BUD. & STEF.  
14a/00 *Paragondolella bulgarica* BUD. & STEF.

Ob es sich in beiden Fällen um Spaltenfüllungen von pelagischen Kalken im Steinalmkalk handelt, konnte bis jetzt noch nicht geklärt werden. Auffällig ist jedoch, daß im Arbeitsgebiet bisher keine Übergangstypen einer pelagischen Fazies in den lagunären Wettersteinkalk gefunden werden konnten - die jedoch zu fordern wären. Entweder wurden diese vor Ablagerung des lagunären Wettersteinkalkes erosiv entfernt, oder die beschriebenen Crinoidenspatkalke treten an der Basis des Steinalmkalkes auf und die Sedimentation des Steinalmkalkes geht nahtlos in die des lagunären Wettersteinkalkes über, was ich für zutreffender halte.

Am Südrand des Hochschwabplateaus ist der Übergang der Karbonatplattform in die zeitgleichen Beckensedimente zu erkennen. Durch die intensive Tektonik ist im Gelände jedoch nie ein vollständiges, ungestörtes Profil dieses Riff-Beckenüberganges erhalten. Abbildung 2 zeigt daher ein aus verschiedenen Teilprofilen rekonstruiertes Bild dieser Riff-Becken Verzahnung.

Die generelle Entwicklung des permoskythisch bis anisichen Sockels ist im Wesentlichen dem Hochtürnach-Profil vergleichbar. Unterschiede bestehen jedoch in der faziellen Ausbildung der Gutensteiner Schichten. So ist am Südrand der Gutensteiner Dolomit das dominante Gestein. Dieser ist entweder als dunkelgrauer, steriler, im Dezimeterbereich gebankter Dolomit mit erkennbarer Lamination bis hin zu deutlich erkennbaren hellgrauen Algenlaminiten (südlich Häuselalm) ausgebildet, oder ist als massiger Brekziendolomit (meist hellgraue, angulare Dolomitkomponenten in einer geringer dolomitischen, feinkörnigen dunkelgrau – schwarzen Matrix) zu erkennen. Der Gutensteiner Kalk tritt als dunkelgrau bis schwarz gefärbter, Dezimeter bis ca. 30 cm gebankter, ebenflächiger, Dolomitlagen und Knauern führender Kalk in geringer Mächtigkeit (max . 20m ) als Basis des überlagernden Steinalmkalkes auf.

Die Fossilführung des dünnbankigeren Typs ist meist gering und auf Echinodermenspat beschränkt; die dickbankigeren Typen sind dem Steinalmkalk bereits sehr ähnlich.

Im oberen Pelson wird die Seichtwassersedimentation des Steinalmkalkes von pelagischen Sedimenten abgelöst. Innerhalb der Schichtfolge am Südrand des Hochschwabmassives sind im Hangenden des Steinalmkalkes sowohl geringmächtige graue- bunte pelagische Kalke (Sonnenschieferplateau) als auch dunkelgraue-schwarze Hornsteinflaserkalke (südlich Hochstein) aufgeschlossen. Biostratigraphische Daten (Conodontenstrat.) aus beiden Sedimenttypen sprechen für ihre vergleichbare zeitliche Reichweite. Über beiden setzt innerhalb des Fassan 1-2 der Grafensteigkalk (s. HOHENEGGER J. & LEIN R. 1977) als bereits von den Schüttungen der Wettersteinkarbonatplattform beeinflusstes, randnahes Beckensediment ein.

Gegenüber den Hornsteinflaserkalcken stellen die grauen bis bunten pelagischen Kalke den überwiegenden Teil der pelagischen Sedimente im Hangenden der anisichen Flachwassersedimente, bzw. dringen als Spaltenfüllungen tief in diese ein, oder lagern teilweise mittels Erosionskontakt direkt über Gutensteinerdolomit.

Im Gelände sind sowohl dünn- bis mittelbankige, knollig-welligschichtige, Hornsteinknollen und Lagen führende, als auch massig wirkende Typen zu erkennen.

Die knollig-welligschichtigen Typen zeichnen sich meist durch intensivere Färbung (schweinenrosa) in Folge stärkerer Kondensation aus. An Makrofossilien sind Ammoniten in Steinkernerhaltung charakteristisch. Die dickbankig bis massig wirkenden Typen innerhalb der grauen bis bunten pelagischen Kalke zeigen für Resedimente typische Sedimentstrukturen. Überwiegend pelagische Komponenten (bunte – hellgraue Mikrite, teilweise filamentführend) sind in vergleichbare Mikrite oder eine Grundmasse aus bräunlichgelb gefärbtem Hornstein eingebettet. Immer wieder sind Komponenten aus Gutensteiner Dolomit (selten auch möglicher Steinalmkalk) sowie Blöcke aus Tuffiten zu erkennen. Zwischen Komponenten und als Füllung annähernd schichtflächenparalleler Spalten (gelegentlich "en echelon"-Anordnung) treten grob-blättrige, radial fibröse Zemente auf. Zerbrochene, umgelagerte Reste dieser „Zementkrusten“ bilden häufige Intaklasten. Resthohlräume werden oft von feinlaminiertem Internsediment ausgefüllt.

Alle soeben beschriebenen Merkmale belegen Gleitvorgänge im teillithifizierten Sediment und sprechen für eine Ablagerung der dickbankigen, grauen bis bunten pelagischen Kalke als slumpdebriflow Sediment innerhalb eines gegliederten Ablagerungsraumes (s. TUCKER E., WRIGHT, P 1990 S.260). Ihre maximale Mächtigkeit kann mit 40m abgeschätzt werden. Die zeitgleichen Hornsteinflaserkalke weisen eine vergleichsweise geringere Mächtigkeit von 20m auf.

Der Grafensteigkalk kann im Gelände als variabel (wenige Zentimeter bis Dezimeter) gebankter, ebenflächig bis knollig-welligschichtiger, hell- bis dunkelgrau gefärbter, teilweise Hornsteinknollen und -lagen führender, allodapischer Kalk angesprochen werden. Gesteinsfarbe und Bankungsdicke sowie auch die Hornsteinführung schwanken mit dem Biogenschuttgehalt. Hellgrau gefärbte Typen weisen bereits im Handstück deutlich erkennbare, gradierte (Biogen-)Schuttlagen auf und zeichnen sich meist durch größere Bankmächtigkeiten und geringer Verkieselung aus. Dunkelgrau gefärbte, mikritische Typen sind bei stärkerer Verkieselung meist knollig-welligschichtig ausgebildet. Als Endglied dieser Entwicklung sind schwarze Filamentmikrite oder auch gelblichgrau-rosa gefärbte, selten Ammoniten führende Kalke anzutreffen.

Innerhalb der gesamten Schichtfolge sind im Bereich der Bankfugen immer wieder gelblich-braune bis flaschengrüne Bestege, oder, meist geringmächtige Lagen aus tuffitischem Material zwischengeschaltet. An wenigen Stellen (westlich Zinken, Kar zwischen Beilstein und Kloben, Wetzsteinhöhle, In den Kastellen) erreichen die Tuffite Mächtigkeiten im Meter Bereich. Die zahlreichen gradierten Schuttlagen innerhalb des Grafensteigkalkes können als Teilsequenzen von Karbonatturbiditen aufgefaßt werden. An mehreren Stellen (Sonnenschieferplateau- am Weg zur Androthalm / Bildstatt) konnten im Grafensteigkalk eingeschaltete, bis 1.5m mächtige, den grauen bis bunten pelagischen Kalken ähnliche Sedimente (Resedimente) angetroffen werden. Bunte mikritische Lagen, können auch in den, mit dem Grafensteigkalk verzahnenden, zum Plattformrand zunehmend gröberen Biogenschutt führenden Kalken beobachtet werden ( s. Abbildung 2).

Der primäre Ablagerungsraum dieser bunten Mikrite dürfte sich am Hang unmittelbar oberhalb des Grafensteigkalkes befunden haben, den der Schutt der Plattform normalerweise in Rinnen durchläuft (Sedimentbypassregion). Durch Sedimentauflast oder Bodenunruhe induzierte Hanginstabilitäten führen zum Abgehen von Debriten aus diesem Bereich.

Als stratigraphische Reichweite des Grafensteigkalkes kann aufgrund von Conodontendaten das gesamte Langobard bis Jul 1/1 angegeben werden. Ihre Mächtigkeit dürfte am Hochschwab 200 Meter erreichen.

Lateral und gegen das Hangende geht der Grafensteigkalk, unter Zunahme der Schüttungen aus dem Plattformbereich, und bei zunehmend hellerer Gesteinsfarbe und größer werdenden Bankabständen in einen Gerüstbildner führenden, hellen Schuttkalk über. Mit abnehmender Entfernung zum Riff wirken die Kalke zunehmend massiger; aus größerer Entfernung ist eine Bankung im 10er Meter Bereich erkennbar. Gleichzeitig stellen sich großoolithische Zemente ein. Die Kalke weisen jedoch immer noch eine sehr helle, beinahe weiße Gesteinsfarbe auf ("Heller Massenkalk"). Bereits in den hellen Schuttkalken können Blöcke schwarzer Birdseyekalke (teilweise mit *Teutloporella herculea* STOPPANI), die aus dem unmittelbaren Rückriffbereich stammen müssen, angetroffen werden. Im oberen Hangbereich erreichen diese Blöcke teilweise mehrere Meter Durchmesser. Bunte, mikritische Einschaltungen werden seltener.

Als charakteristischer Bewohner dieses Ablagerungsraumes spielen Tubiphyten als inkrustierender und sekundär gerüstbildender Organismus eine bedeutende Rolle (s. BRANDNER R. & RESCH W. 1981; S. 215)

Der Übergang in die großoolithisch zementierten, meist dunkel gefärbten Plattformrandbrekzien ist schleifend und nicht exakt fassbar. Im unmittelbaren Rückriffbereich sind im Übergang zum lagunären Wettersteinkalk schwarze Birdseyekalke mit Solenoporaceen und oft massenhaft auftretenden Dasycladaceen charakteristisch. Im oberen Ring (Hochschwab Nordseite) sowie im südwestlichen Teil der Zeller Staritzen sind in diesem Bereich kleinere Patchreefkomplexe zu beobachten. Die am Hochschwab angetroffenen Faziestypen und ihre Anordnung innerhalb der Wettersteinkalkplattform sowie im Übergang zur Beckensedimentation entspricht weitgehend den von LOBITZER H. et al. (1990 S. 139ff.) beschriebenen Verhältnissen.

Betrachtet man die Anordnung (s. Abb.1) der nun beschriebenen Schichtfolgen (Schichtfolge 1 u. 2) im Hochschwabgebiet, so stellt man fest, dass im Gebiet unmittelbar südlich der SEMP Schichtfolge 1 (Wettersteindolomit Sockel, überlagernde Obertrias) von Schichtfolge 2 (Wettersteinkalkplattform mit Sockel) überlagert wird. Diese Annahme wird durch Dasycladaceenfunde im Wettersteindolomit der Schichtfolge 1 (*Teutloporella herculea* STOPPANI; Langobard bis Unterkarn und in den lagunären Wettersteinkalken der Schichtfolge 2 (*Diplopora annulata annulata* HERAK & *Diplopora annulatissima* PIA; tiefes Ladin) gestützt – vgl. dazu PIROS O. et al. (in diesem Band). Für den Bereich Zeller Staritzen und Hochschwab Nordseite werden gleiche Verhältnisse angenommen. Im Gegensatz dazu lagern am Südrand des Hochschwabgebietes wiederum Teile der Schichtfolge 1 (Fölschuppe = Festlbeilstein, Karlhochkogel, Stangenwand Deckscholle südwestlich Hochschwab) über Schichtfolge 2.

Ich nehme daher an, dass Schichtfolge 1 u. 2 einander überschiebende Faziesdecken/Schuppen der Mürzalpendecke darstellen. Über Alter und Kinematik der Überschiebung liegen aus dem Hochschwabgebiet jedoch noch keine Daten vor – möglicherweise wurden sie im Rahmen des NW gerichteten Überschiebungsbaues im Zeitraum Kreide bis Alttertiär (LINZER H.-G. et al.; 1995, S.41ff.) angelegt.

Die tektonische Position der Gesteine der Sonderfazies (Mitteltrias-Becken bis Beckenrandentwicklung – Beschreibung bei PIROS O., et al.; in diesem Band) sowie ihre ursprüngliche Position relativ zur Mitteltriasplattform ist noch ungeklärt. Aufgrund der großen stratigraphischen Reichweite des Beckens (zB. Edelbodenalm: Illyr bis Jul s. dieser Band) und der Einschaltung in hochlagunären Wettersteinkalk ohne Entwicklung einer Randfazies, kann es sich ursprünglich keinesfalls an der Stelle befunden haben, an der es heute anzutreffen ist. Auffällig ist, dass die

Gesteine der Sonderfazies entweder am Nordrand der Mürzalpendecke entlang der SEMP bzw. nahe am Kontakt zur Göllerdecke, oder in der Nahtzone zwischen den beiden Duplexsystemen (s. folgender Text) – Türnachschuppe/Hochschwabschuppe zu finden sind.

Dieser alte Schuppenbau innerhalb der Mürzalpendecke wurde nun von der jüngeren Tektonik mehrfach zerschnitten. Zuerst im Alttertiär von südvergenten Rücküberschiebungen, dann im Miozän, im Zusammenhang mit der lateralen Extrusion der Zentralalpen und der Anlage des SEMP Störungssystems (DECKER et al., 1994 a) kam es zur Ausbildung von konvergenten Blattverschiebungsduplexen im Hochschwabgebiet (s. DECKER & REITER, in diesem Band) die für das heutige Erscheinungsbild des Hochschwabmassives prägend waren.

Innerhalb der Mürzalpendecke im Hochschwabgebiet können nun mehrere Duplexsysteme / Schuppen unterschieden werden:

- Die Türnachschuppe 3a,3b wird im Norden durch die SEMP und im Süden durch ein System aus NE-SW streichenden, linksseitigen Blattverschiebungen und kinematisch gekoppelten S-SW gerichteten Überschiebungen begrenzt, welches im Süden des Hochschwabplateaus in eine möglicherweise bereits vorher bestehende Überschiebung von Wettersteindolomit und Kalk (3b Brandstein) über Gosasedimente einmündet.
- Die Hochschwabschuppe 4a,4b wird im Norden durch das beschriebene Blattverschiebungssystem und im Süden von im Seetal Ost-West streichenden Blattverschiebungen bis zum Trawiessattel und dann durch die Überschiebung der Fölzschuppe 5 über die Hochschwabschuppe im Trawiestal, bzw. subparallel zu dieser laufenden jüngeren Blattverschiebungen begrenzt. Die Hochschwabschuppe läßt sich zudem in die Hochschwab Nordabdachung (Wettersteindolomit im Liegenden, lagunärer Wettersteinkalk im Hangenden) inkl. Edelbodenduplex und in die Hochschwabsüdflanke 4a gliedern. Der Kontakt der beiden Teile folgt zwischen Griesstein, Turm, nördlich des Hochschwab einer Ost-West streichenden Blattverschiebung, die in ihrer Ostfortsetzung (Hochweichsel, Aflenzer Staritzen) von NE streichenden Blattverschiebungen sinistral versetzt wird. Im Gebiet der Hochweichsel und nördlich davon sind zudem zahlreiche N-NE fallende Überschiebungsbahnen angelegt.
- Die Fölzschuppe 5 zerfällt in zwei Teile: Den südlich des Trawies-Seetal-Störungssystems gelegenen Hauptteil mit mächtigem Wettersteindolomitsockel und auflagernder Obertrias (im Bereich des Reidelstein's östlich Ghf. Bodenbauer sind an der Basis der Fölzschuppe noch überfahrene Reste der Hochschwabschuppe – hoch deformierte Gutensteiner S., Steinalmkalk und auflagernde pelagische Sedimente – sowie Haselgebirge erhalten) und die südwestlich des Hochschwabgipfels gelegene, der Hochschwabschuppe überschobene Stangenwanddeckscholle. Im Zuge der Überschiebung der Stangenwanddeckscholle wurde der permoskythisch-anisische Sockel der Hochschwabschuppe sowie die auflagernden Becken-Hangsedimente unter gleichzeitiger Scherung zu einer überkippten Antiklinale aufgerichtet. Am Hochstein-Zinken, Kloben, Beilstein – bis zum Wetzsteinkogel liegen anisische Becken u. Seichtwassersedimente invers – steil überkippt auf stark deformierten ladinischen Beckensedimenten (Grafensteigkalk, helle Schuttkalke) Im Bereich des Sackwiesensees (Sackwiesenschuppe s. TOLLMANN A. 1976a S. 374) wird der östliche Teil der Hochschwabschuppe dem südwestlich gelegenen Teil an einer offenbar steil abtauchenden Bewegungsfläche überschoben.

### **Das Einzugsgebiet der Kläfferquellen**

Grundlage der Abgrenzung eines geologisch möglichen Einzugsgebietes einer Quelle ist das Verständnis der hydraulischen Eigenschaften der am Gebirgsbau beteiligten Gesteine und die dreidimensionale Erfassung des Gebirgsbaues in Verbindung mit strukturgeologischen Modellen.

Diese lassen Aussagen über den zeitlichen und mechanischen Ablauf der Deformation und die hydraulischen Eigenschaften von Störungssystemen zu.

Zur Gewinnung dieser Daten ist eine detaillierte geologische Kartierung mit begleitender Faziesanalyse, Biostratigraphie und strukturgeologischen Aufnahmen erforderlich. Ein aufgrund dieser Methodik definiertes Einzugsgebiet entspricht dem maximal zu erwartenden Einzugsgebiet einer Quelle mit zusätzlichen Hinweisen über die mögliche Abflusssdynamik der Quellwässer. Zusätzlich sind im verkarsteten Festgestein Aussagen über die Lage und Orientierung bevorzugter Fließwege bzw. besonders verletzlicher Bereiche (Quellschutz!) möglich.

Zu genaueren Aussagen über Verweildauer/Abflusssdynamik von Quellwässern sowie über die Vorgänge an den Grenzflächen Gestein-Boden-Atmosphäre muß jedoch zusätzlich zu den etablierten hydrogeologisch/hydrographischen Arbeitsweisen eine breite Methodenpalette aus verschiedensten Forschungsbereichen (Meteorologie, Geodäsie, Biotechnologie usw.) angewandt werden. Da jede dieser Methoden, die Geologie eingeschlossen, Unschärfen und Lücken aufweisen – kann nur eine Kombination der Methoden und iterative Vorgangsweise zu besseren Ergebnissen führen.

Die Abgrenzung des Einzugsgebietes der Kläfferquellen (s. Abb.3) wird durch die folgenden Faktoren maßgeblich beeinflusst:

- Hydraulische Eigenschaften der Gesteine (primär: Werfener Schiefer – nicht verkarstungsfähig, Stauer; Gutensteiner Dolomit schlecht verkarstungsfähig, teilweise hohe Trennflächendichte bei guter Bankung, in seinen weiteren Eigenschaften dem Wettersteindolomit vergleichbar; Steinalmkalk – gut verkarstungsfähig mit mittlerer Trennflächendichte, Beckensedimente – gut verkarstungsfähig mit hoher Trennflächendichte bei Fehlen toniger Zwischenmittel und nicht zu starker Hornsteinführung; Wetterstein Riff- und Riffschuttkalk – gut verkarstungsfähig, geringe Trennflächendichte; Wettersteindolomit - gering verkarstungsfähig, hohe Trennflächendichte, leichte Erodierbarkeit, Hemmer; Sonderfazies – mäßig bis wenig verkarstungsfähig, hohe Trennflächendichte.
- Dolomite neigen bei hoher mechanischer Beanspruchung zu Ausbildung von dichten Dolomitekataklasiten.
- Gut deformierbare Werfener Schiefer können vom basalen Abscherhorizont der Mürzalpendecke an kompressiven Blattverschiebungsduplexen / flower structures an Blattverschiebungen teilweise beträchtlich gehoben und verschliffen werden und bilden dann steilstehende, bereichsweise dichte, wandartige Strukturen.
- Die größeren Störungen durchschlagen den Deckenkörper bis an seine undurchlässige Basis und zeigen teilweise intensive Verkarstung. Sie ermöglichen also das rasche und tiefe Eindringen von Niederschlagswässern bzw. hohe Fließgeschwindigkeiten parallel zum Störungsverlauf. Besonders große Dolinen treten gehäuft an der am Hochschwab Hauptkamm Ost-West streichenden Störung auf, die gegen Osten mehrfach von NE-SW streichenden Störungen versetzt wird.
- Die Raumlage der Grenzflächen zu den Nachbarduplexen ist aus der Kartierung bekannt aber lässt sich aus dem Deformationsmodell ableiten.

# Vermutete Einzugsgebiete der Kläfferquellen und des Trawiesbaches

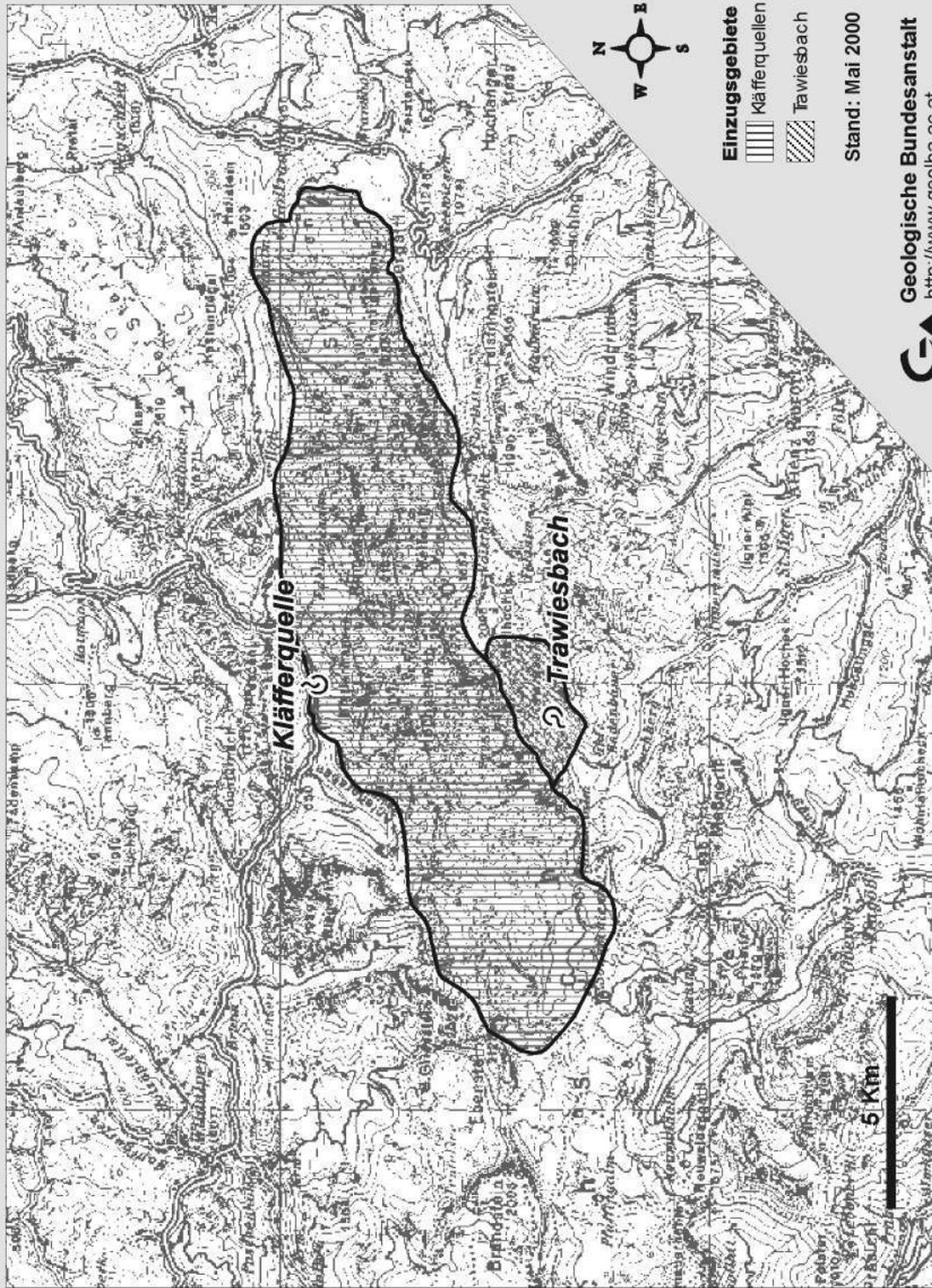


Abb. 3

Die geologisch mögliche Einzugsgebietsgrenze der Kläfferquellen stellt sich folgendermaßen dar:

Die Quellaustritte liegen nahe dem Nordrand der Hochschwabschuppe im Verschnittbereich der in dieser Schuppe tektonisch eingeschalteten Sonderentwicklung mit dem lagunären Wettersteinkalk und jüngeren, N-S streichenden Querstörungen, welche die an E-W streichenden Störungen zutretenden Karstwässer sammeln und zum Austritt bringen. Die nördlich der Salza anstehenden, undurchlässigen Werfener Schiefer des Sockels der Türnachschuppe bilden den nördlichen Grenzverlauf des Einzugsgebietes vom Turm südlich der Riegerin, über Göttenbach, Schwaigtal bis zum Miessattel in die Höll. Der weitere Grenzverlauf folgt Dolomitkataklasiten im Geißgraben weiter zum Dolomitsockel der Dippelwand. Bei heftigen Niederschlägen erfolgt über den Dolomitsockel der Dippelwand Oberflächenabfluß, der die Schwemm- und Schuttfächer der Hinteren Höll alimentiert und in weiterer Folge die Höllbachquellen speist. Weiters kann für den Bereich Unterer Ring bei stockwerkartiger Entwässerung mit einem Übertritt von Karstwasser in den Porenaquifer der Höllbachquellen gerechnet werden (s. auch STADLER H. & STROBL E. 1997, S. 125 ; 1998 S. 10). Überschneidungen der Einzugsgebiete der Kläfferquellen und der Höllbachquellen sind daher wahrscheinlich, aber anteilmäßig schwer zu quantifizieren. Zwischen Hinterer Höll und Nestwald übernehmen die Kataklasite im Wettersteindolomit des Kastenriegels, die sich unter der Schuttbedeckung des Ramertales fortsetzen, die Rolle des Stauers. Die Ostbegrenzung des Einzugsgebietes bilden, vom hinteren Bachbauergraben über den Wandfuß der Kastellen bis hin zur Quelle ins hintere Bruchtal, die stauenden Werfener Schiefer der Hochschwabschuppen-Basis. Die Südgrenze verläuft sodann entlang einer markanten Schuppenbahn unterhalb des Krautgartenkogels zum Dolomit des Sempelboden und der Bösen Mauer in den Lettanger, dem Talschluß des Seetales. Auch hier speisen die Oberflächenwässer der Rinnen des Großen- und Kleinen Kamp während Starkregenereignissen oder während der Schneeschmelze die Schutt und Schwemmfächer des Seetales. Ab der Florlhütte folgt der weitere Einzugsgebietsverlauf dem, in der Untern Dullwitz und Voisthalergasse – Obere Dullwitz angelegten Störungssystem. Die Werfener Schichten dürften sich nördlich dieses Störungssystems in Hochlage befinden und sind auch im Stangenkar möglicherweise unter dem Schutt der Voisthalergasse anstehend. Von der Oberen Dullwitz verläuft die Grenze über den Dolomit der Hinterwiesen südlich des Trawiessattels. Tiefreichende Schächte, die bis nahe dem Talbodenniveau des Seetales hinabreichen, wurden an Ost-West streichenden Störungen angelegt und könnten Teile von Karstwasser ins Seetal einspeisen. Westlich der Hinterwiesen verläuft die Einzugsgebietsgrenze an der Nordflanke des Trawiestales entlang des Dolomitsockels von G'Hacktstein, Wetzsteinkogel und Beilstein weiter zum Türndl. Am Fuß des Hochstein zieht die Grenze weiter über die Häuselalm zum Sackwieskogel und Plotschboden. Den Abschnitt von der Sackwiesenalm-Sackwieskogel-Plotschboden-Hocheck nördlich Sonnshienhütte bildet die Rücküberschiebung im Bereich der Sackwiesenschuppe. Die Westgrenze des Einzugsgebietes zieht im Sockelbereich des Kleinen Ebensteins über den großen Ebenstein durch die Lang-Eibel-Schlucht zum Dolomit der Brunnmauer und schließt sich in den Werfener Schichten des Turm.

## Dank

Im Namen unserer Arbeitsgruppe ist den folgenden Institutionen



**Bundesministerium für  
Bildung, Wissenschaft  
und Kultur**

**Land Steiermark    Stadt Wien, MA31 Wiener Wasserwerke**

für die finanzielle Unterstützung dieses mehrjährigen Forschungsprojektes zu danken, ohne die eine so detaillierte Bearbeitung des Hochschwabgebietes nicht möglich gewesen wäre.

Unser besonderer Dank gilt auch folgenden Personen

Dr. Kurt Decker	Uni Wien	Strukturgeologie
Dr. Ilse Draxler	Geol.B.-A.	Palynologie
Prof. Dr. Leo Krystyn	Uni Wien	Conodontenstratigraphie
Dr. Olga Piros	MAFI Budapest	Dasycladaceenbiostratigraphie
Dr. Franz Stojaspal	Geol.B.-A.	Molluskenstratigraphie

die uns durch Ihre wissenschaftlichen Beiträge unterstützt und wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

### Literatur:

- BRANDNER R., RESCH, W. 1981: Reef development in the middle triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. - In: SEPM Special Publication No. 30, S. 203-231, Ed. Donald Francis Toomey, Tulsa.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. 1994 a: Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“, der Zentralalpen. Jb. Geol. B.-A., 137, 5-18, Wien
- HOHENEgger J., LEIN R. 1977: Die Reiflinger Schichten des Schneeberg – Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. 24, S.203-261, Wien.
- LINZER H.-G., RATSCHBACHER L., FRISCH W. 1995: Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt off the Northern Calcareous Alps.- In: Tectonophysics 242, S. 41-61 , Elsevier Science, Amsterdam
- LOBITZER H., MANDL G.W., MAZULLO S.J. & MELLO J. 1990: Comparative Study of Wetterstein Carbonate Platforms of the easternmost Northern Calcareous Alps and Western Carpathian Mountains: Preliminary Results.- In: Minarkova D. & Lobitzer H. (Ed.): Festiv Volume Thirty Years of Geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia, S. 136-158, Wien (Geol. B.-A.) – Prag (UUG) 1990.
- MANDL G. W. et al. 1996: Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet.- Folgeprojekt: Hochschwab Ost und Aflenzler Staritzen, WA4a/F1996 & StA 028m.- unveröff. Forschungsbericht , Geol.B.-A.
- MANDL G. W. et al. 2000: Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet.- Endbericht zum Projektzeitraum 1.Juni 1998 – 31.Mai 2000.- unveröff. Forschungsbericht, Geol.B.-A.
- SPENGLER, E. & STINY, J. 1926: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75 000, Blatt Eisenerz, Wildalpen, Aflenz.- Nr. 4954, Geol.B.-A., Wien.
- SPENGLER, E. & STINY, J. 1926: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – Geol. B.-A., Wien.
- STADLER H., STROBL E. 1997: Karstwasserdynamik Zeller Staritzen Endbericht.- Bericht Joanneum Research / Institut für Hydrogeologie und Geothermie, 139 S., Graz.
- STADLER H., STROBL E. 1998: Karstwasserschutz und Karstwasserdynamik Hochschwab – 2. Arbeitsjahr.- Report zu Projekt STA 28K/96 Joanneum Research / Institut für Hydrogeologie und Geothermie, 29 S., Graz.
- STADLER H. 2000: Karstwasserschutz und Karstwasserdynamik Hochschwab - 3. Arbeitsjahr.- Report zu Projekt STA 28K/98 Joanneum Research / Institut für Hydrogeologie und Geothermie, 35 S., Graz.
- TOLLMANN A. 1976a: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik., 457 S., 7 Taf., Deuticke, Wien
- TUCKER E., WRIGHT P. 1990: Carbonate Sedimentology.- 482 S, Blackwell Scientific Publications, Oxford.

## **HYDROLOGISCHE SIMULATION DES SCHNEE-WASSER-ÄQUIVALENTS IM EINZUGSBEREICH DER I. WIENER HOCHQUELLENWASSERLEITUNG**

G. BLÖSCHL, R. KIRNBAUER, J. JANSKA, K. KRAUS, G. KUSCHNIG, D. GUTKNECHT

### **Kurzfassung**

Die Wiener Wasserwerke (MA31) beziehen das Trinkwasser für Wien aus Quellen im Bereich von Hochschwab, Schneealpe, Rax und Schneeberg. Um die raum-zeitliche Verteilung der Schneeschmelze in diesen Gebieten besser zu verstehen und letztendlich vorherzusagen, initiierte die MA31 ein Forschungsprojekt, von dem Ergebnisse in dieser Arbeit vorgestellt werden. Es wurde ein hydrologisches Schneeschmelz- und Akkumulationsmodell auf Basis eines Digitalen Geländemodells mit 20m Rasterweite für das Untersuchungsgebiet aufgestellt, das für jedes Rasterelement die Energiebilanz der Schneedecke simuliert. Das Modell verwendet als Eingangsgrößen stündliche meteorologische Daten. Einige der Modellparameter des Schneemodells müssen geeicht werden, und dies wurde durch einen Vergleich von mit dem Schneemodell simulierten Schneebedeckungsmustern mit aus den SPOT Bildern abgeleiteten Schneebedeckungsmustern ermöglicht. Die Eichung ergab einen Modellparametersatz, der zuverlässige Schneesimulationen für das Untersuchungsgebiet erlaubt. Insbesondere kann das Schnee-Wasser-Äquivalent und die Schneeschmelze mit einer hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung berechnet werden. Gewisse Verfeinerungen des Schneemodells sind noch nötig, und es ist auch geplant, das Modell in ein operationelles Vorhersagesystem einzubinden.

### **Einleitung**

Ein großer Anteil der Wasservorräte im Einzugsgebiet der beiden Wiener Hochquellenwasserleitungen (Hochschwab, Schneealpe, Rax und Schneeberg) bildet sich im Winter und im Frühjahr. Besonders interessant ist der Anteil, der in Form von Schnee über eine lange Zeitspanne gebunden ist. Ist die räumliche und zeitliche Verteilung dieser Schneereserven bekannt, so ist eine genauere Bewirtschaftung der Wasservorräte möglich. Dies wird für die Stadt Wien immer wichtiger. Da es kaum Untersuchungen gibt, die sich mit der Bedeutung des Schnees für die Hydrologie der Quellgebiete der Wiener Hochquellenleitungen befassen, wurde ein Pilotprojekt im Bereich der Schneealpe gestartet. Das Projekt wird vom Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung (IPF) sowie dem Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft – beide an der TU Wien – seit 1998 gemeinsam mit den Wiener Wasserwerken (MA31) durchgeführt. Ziel dieses Projektes ist die Untersuchung der räumlichen und zeitlichen Verteilung des Schnees, seines Abschmelzverhaltens und seines Beitrages zur Grundwasserneubildung und damit seiner Rolle als Trinkwasserreservoir.

Der grundsätzliche Ansatz in diesem Projekt bestand darin, mit Hilfe eines hydrologischen Schneemodells den Aufbau und das Abschmelzen der Schneedecke zu simulieren. Um dies in genauer Weise zu ermöglichen, sind umfangreiche Daten erforderlich.

### **Datenbasis**

Vorerst wurde für das Untersuchungsgebiet ein genaues digitales Geländemodell erstellt. Wegen der geforderten Genauigkeit wurde ein Farbinfrarot-Bildflug (21 cm Kamerakonstante) analysiert. Ein derartiger Bildflug für die Schneealpe aus dem Jahre 1994 wurde vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen zur Verfügung gestellt. Aus diesen Luftbildern wurden im photogrammetrischen

Zweibildauswertegerät Geländepunkte im Abstand zwischen etwa 50 und 25 m erfaßt, zusätzlich Struktur- und Bruchlinien sowie markante Punkte auf Kuppen und in Mulden. Besonders genau wurden zum Beispiel die Dolinen auf der Hochfläche erfaßt und digital modelliert. Aus den punktförmigen Messungen wurde anschließend durch Interpolation eine kontinuierliche Oberfläche ermittelt und als 20 m Raster abgelegt. Aus diesem Geländemodell wurden eine Reihe topographische Kenngrößen abgeleitet, die für die Schneemodellierung erforderlich sind, wie etwa Neigung, Exposition, Krümmung, sowie der lokale Horizont (sogenannte Sky-Plots). Alle Geländeanalysen wurden mit dem Programmpaket SCOP durchgeführt, das vom IPF gemeinsam mit der Fa. INPHO Stuttgart (IPF, 1999) entwickelt wurde.

Ein weiterer wichtiger Einflußfaktor auf die Schneeschmelze ist der Bewuchs des Untersuchungsgebietes. Zur Bestimmung des Bewuchses wurden ebenfalls die Farbinfrarot-Luftbilder analysiert, wobei eine visuelle Interpretation erfolgte. Bei dieser Interpretation und der Festlegung der Bewuchsklassen wurde auf die Auswirkung von Bewuchs auf die räumliche Schneeverteilung Rücksicht genommen, um die Bewuchsdaten direkt im hydrologischen Schneemodell verwenden zu können. Die Baumvegetation wurde unterschieden nach Nadelwald, Laubwald, Mischwald mit jeweils drei Bestandsdichteklassen und drei Bestandshöheklassen (d.h. insgesamt 27 Klassen). Weitere Klassen waren Fels, Latschen dicht, Latschen schütter mit Fels, Wiese satt, Wiese mit Fels und Latschen, und Alpenrosen. Die Bewuchsdaten wurden ebenfalls als 20 m Raster abgelegt. Es wurde angenommen, daß die zeitliche Veränderung der Vegetation gering ist und deshalb bei der hydrologischen Schneemodellierung vernachlässigt werden kann. Bodenkenngrößen wurden nicht aufgenommen, da in dem Pilotprojekt vorerst nur die Schneeschmelze an der Grenzfläche Schnee-Boden von Interesse war, d.h. Infiltration und Wasserbewegung im Untergrund wurden vorerst ausgeklammert.

Da die räumliche Verteilung des Schneereserven von zentraler Bedeutung in dieser Studie ist, Windverfrachtung und andere räumliche Schneeprozesse allerdings vorab nicht genau zu bestimmen sind, wurde für mehrere Termine die räumliche Verteilung der Schneebedeckung aus Satellitenbildern abgeleitet, um damit das hydrologische Schneemodell zu kalibrieren und zu verifizieren. Für die folgenden Termine wurden SPOT XS Satellitenbilder beschafft und ausgewertet: 18.2.1998, 20.2.1998, 31.3.1998, 8.5.1998, 27.2.1999, 19.3.1999, 10.5.1999, 6.6.1999, 28.2.2000, 22.3.2000, 3.5.2000, 27.5.2000. Alle Termine liegen im Frühjahr, d.h. in der Schneeschmelzperiode, da zu diesen Terminen die Schneebedeckungsmuster für das Kalibrieren und Verifizieren des hydrologischen Schneemodells besonders aussagekräftig sind. Die Auswertung der SPOT Bilder erfolgte vorerst durch übliche Schneeklassifizierungsmethoden wie die "Supervised Maximum Likelihood" und die "Unsupervised Isodata Technique" (JENSEN, 1996). Allerdings zeigten Vergleiche mit Bodenbeobachtungen, daß diese Methoden zu ungenau sind. Deshalb wurde die Analyse folgendermaßen erweitert: Das Bild wurde in Teilbilder entsprechend bestimmter Lichteinfallklassen segmentiert. Dann wurden die Standardmethoden für jedes Teilbild angewendet und im letzten Schritt die Teilbilder zusammengesetzt. Als Ergebnis dieser Klassifizierung erhielt man für jeden Termin auf einem 20m \* 20m Raster die Schneebedeckung als eine der folgenden Kategorien: "Volle Schneebedeckung erkennbar", "lückige Schneebedeckung erkennbar", "sehr lückige Schneebedeckung erkennbar" und "keine Schneebedeckung erkennbar". Der Vergleich mit Bodenbeobachtungen zeigte, daß dieser modifizierte Ansatz sehr gute Ergebnisse lieferte.

Zur Kontrolle der gesamten Datenerfassung und der Modellierung der Schneedeckenprozesse sowie zur Abschätzung des Einflusses der Vegetation auf die Schneeverfrachtung wurden während der drei Saisonen (Frühjahr 1998, 1999, 2000) von den Wiener Wasserwerken Schneekurse (d.h. Schneemessungen entlang definierter Linien im Gelände) durchgeführt. Dabei wurden an insgesamt 27 repräsentativen Geländepunkten Schneedeckenparameter direkt gemessen. Bei jeder Meßstelle wurde kreuzförmig im Abstand von 2m die Schneehöhe mittels einer Lawinensonde neunmal gemessen und einmal die Schneedichte, woraus sich ein mittleres Schnee-Wasser-

Äquivalent für jeden der 27 Geländepunkte berechnen ließ. Die Schneekurse wurden in jeder Saison vier oder fünfmal durchgeführt.

Schließlich wurden an vier Stellen im Untersuchungsgebiet kontinuierliche meteorologische Messungen durchgeführt. Abb. 1 zeigt die Meßstellen sowie die Topographie des Untersuchungsgebietes. Es standen drei Talstationen (Wasseralm, 802m, Karlgraben, 790m und Kalte Mürz, 1060m) zur Verfügung, sowie eine Station am Plateau der Schneealpe (Schneealpe, 1735m). Niederschlag und Lufttemperatur wurden an allen Stationen gemessen, Windgeschwindigkeit und -richtung an zwei Stationen, relative Luftfeuchtigkeit und Globalstrahlung allerdings nur an der Station Karlgraben. Alle Daten wurden mittels Datenlogger auf Halbstundenbasis aufgezeichnet. Die Stationen wurden zwar nicht kontinuierlich betreut, doch wurde in etwa zweiwöchigen Abständen die Funktion überprüft. Gewisse Meßprobleme traten über kurze Zeitperioden auf (schneebedeckter Strahlungssensor, Anfrieren des Windsensors, Ausfall von Niederschlagsstationen) und deshalb wurden sämtliche Daten nachbearbeitet und auf Konsistenz geprüft. Eine wichtige Abschätzung betraf auch den systematischen Meßfehler des Niederschlags, insbesondere bei der exponierten Station auf der Schneealpe.

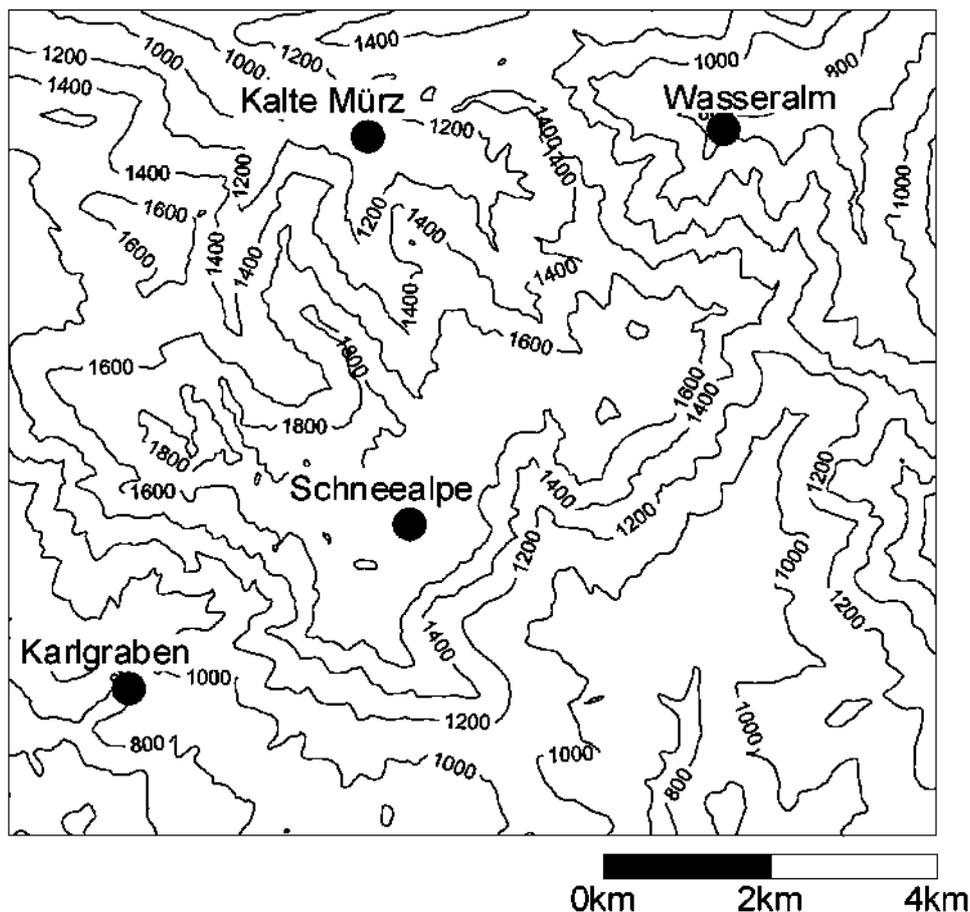


Abb. 1: Meßstellen und Topographie des Untersuchungsgebietes (10km \* 9km). Zahlenangaben der Seehöhe in m.

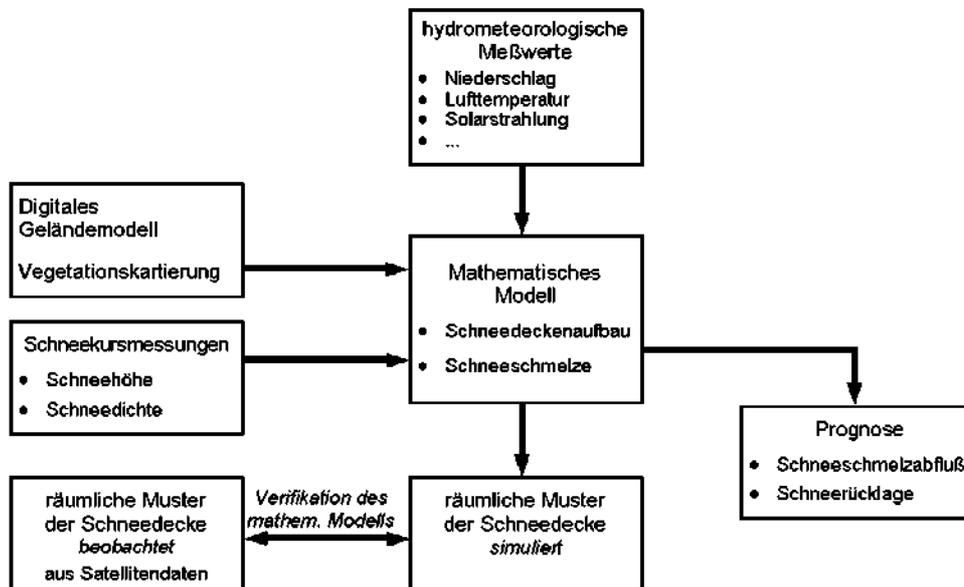


Abb. 2: Vorgangsweise bei der hydrologischen Schneemodellierung.

### Hydrologisches Schneemodell

In dieser Studie wurde bei der hydrologischen Schneemodellierung folgende generelle Vorgangsweise gewählt (Abb. 2). Das Schneemodell wurde als prozeßorientiertes Rastermodell entsprechend dem Vorbild von BLÖSCHL et al. (1991) gewählt. Dabei wird für jedes Rasterelement (in diesem Fall 20m \* 20m), der Schneedeckenaufbau und die Schneeschmelze auf Stundenbasis simuliert. Wesentlich ist der Energieeintrag an der Oberfläche der Schneedecke, der mit Hilfe des Energiebilanzansatzes formuliert wurde. Dazu war es notwendig, als Eingangsdaten die Meßwerte an den vier meteorologischen Stationen auf das 20m Raster des Schneemodells räumlich zu interpolieren. Für die Lufttemperatur wurde eine lineare Abnahme mit der Seehöhe angenommen. Windgeschwindigkeit und relative Luftfeuchtigkeit wurden als über das Gebiet konstant angesetzt. Der systematische Meßfehler des Niederschlags wurde berücksichtigt, indem für jeden Stundenschritt das Maximum der Werte in den vier Stationen verwendet wurde. Turbulente Flüsse und langwellige Strahlung wurden durch einfache Ansätze parameterisiert. Die kurzwellige Strahlung wurde unter Berücksichtigung der lokalen Hangneigung, Exposition und des lokalen Horizontes (Abschattung) aus den Meßwerten der Globalstrahlung abgeleitet. Für die Schneeralbedo wurde eine einfache Parameterisierung als Funktion des Schneealters angesetzt. Zwischen flüssigem und festem Niederschlag wurde mit Hilfe eines Schwellenwertes der Lufttemperatur unterschieden. Eine wichtige Annahme betrifft die räumliche Verteilung des festen Niederschlags zufolge Windverfrachtung. Dafür wurde das Konzept eines Windverfrachtungsfaktors  $F$  angesetzt:

$$F = (a + b \cdot H) \cdot (1 - f(S)) \cdot (1 + e \cdot C) \quad \geq 0$$

$$f(S) = \begin{cases} 0 & \dots S < c \\ \frac{S - c}{d - c} & \dots S \geq c \end{cases}$$

wobei  $H$  die Seehöhe,  $S$  die Neigung und  $C$  die Geländekrümmung ist. Auf Basis von Literaturwerten (BLÖSCHL et al., 1991) und Auswertung der SPOT Daten wurden die Parameter auf  $b=0.0001\text{m}^{-1}$ ,  $c=10^\circ$ ,  $d=60^\circ$  und  $e=50\text{m}$  gesetzt und  $a$  wurde aus Massenbilanzüberlegungen für das Gesamtgebiet bestimmt. Für ein geneigtes Rasterelement wird der feste Niederschlag somit als Produkt des Windverfrachtungsfaktors mit dem festen Niederschlag auf einer ebenen Referenzfläche angesetzt. Die Schneekursmessungen und die Vegetationskartierung wurden zur Abschätzung des Einflusses der Vegetation auf die Windverfrachtung und auf das Ablationsverhalten der Schneedecke verwendet.

Für die meisten Modellparameter wurden Literaturwerte verwendet. Einige Parameter mußten jedoch für die lokale Situation der Schneeannepe geeicht werden, wie die Schneeannebedo und der Schwellenwert der Lufttemperatur für festen/flüssigen Niederschlag. Die Eichung dieser Werte erfolgte durch einen Vergleich der beobachteten (aus den Satellitendaten abgeleiteten) Schneebedeckungsmuster mit den simulierten (d.h. mittels Schneemodell berechneten) Schneebedeckungsmustern für das Frühjahr 1998 und 1999 (acht Termine). Für mehrere Parametersätze wurden Testläufe mit dem Modell durchgeführt, bis sich eine zufriedenstellende Übereinstimmung zwischen beobachteten und simulierten Mustern ergab. Für diesen Vergleich wurden insbesondere die Teilflächen ohne Waldvegetation herangezogen (Wiese, Fels, ..), da für diese Teilflächen die Schneebedeckungsauswertungen aus den Satellitendaten zuverlässiger sind. Der große Vorteil eines derartigen räumlichen Vergleiches ist es, daß dadurch auch die räumliche Variabilität der hydrologischen Prozesse sehr gut abgeschätzt werden kann und die Zuverlässigkeit des Modells eben in Hinblick auf die räumlichen Verteilung der Simulationsergebnisse wesentlich besser beurteilt werden kann, als dies mit Punktmessungen möglich ist. Dies ist ein Ansatz der sich derzeit generell bei der flächendetaillierten hydrologischen Modellierung durchzusetzen scheint (GRAYSON and BLÖSCHL, 2000)

## Ergebnisse und Ausblick

Abb. 3 zeigt als Beispiel einen Vergleich von beobachteten und simulierten Schneebedeckungsmustern. Da es sich in Abb. 3 um binäre Muster (Schnee bzw. aper) handelt, wurden die aus den SPOT-Daten abgeleiteten Muster für die Modellvergleichszwecke folgendermaßen zugeordnet. Als "Schnee" wurde angesehen, wenn eine volle, leicht lückige und stark lückige Schneebedeckung erkennbar war. Als "aper" wurde angesehen, wenn in Abb. 3 keine Schneebedeckung erkennbar war. Diese Zuordnung berücksichtigt eine mögliche Verdeckung einer am Boden liegenden Schneedecke durch Bäume.

Der Vergleich von beobachteten Schneebedeckungsmustern (SPOT-Daten) mit den simulierten Schneebedeckungsmustern (hydrologisches Schneemodell) in Abb. 3 zeigt, daß zum Februartermin die Modellrechnungen generell etwas mehr Schnee zeigten. Dies kann allerdings darauf zurückzuführen sein, daß gerade die niedrigen Lagen, in denen die Unterschiede auftreten, bewaldet sind, und die Satellitendaten apere Baumkronen gesehen haben, während am Boden noch eine geringe Schneedecke gelegen haben dürfte. Der März- und der Maitermin zeigen recht gute Übereinstimmung zwischen Satellitenbilddauswertungen und Modellrechnungen. Für den Junitermin zeigen die Satellitenbilder eine geringe Schneedecke an, während das Modell bereits eine vollständige Ausaperung angibt. Insgesamt belegen die Vergleiche jedoch, daß das Modell die wesentlichen Strukturen der räumlichen Schneeverteilung sehr gut erfaßt. Damit ist das hydrologische Schneemodell auch für die Berechnung anderer Schneedeckenkenngrößen einsetzbar (Abb. 2). Mit dem Modell kann an jedem Rasterpunkt und für jeden Zeitschritt das Schnee-Wasser-Äquivalent (in mm) berechnet werden, sowie der Anteil an flüssigem Wasser im Schnee und der Kälteinhalt. Weiters kann für jeden Zeitschritt (auf Stundenbasis) die aktuelle von der Schneedecke abgegebene Schmelzwassermenge berechnet werden. Die Modellergebnisse können auf unterschiedliche Art visualisiert werden.

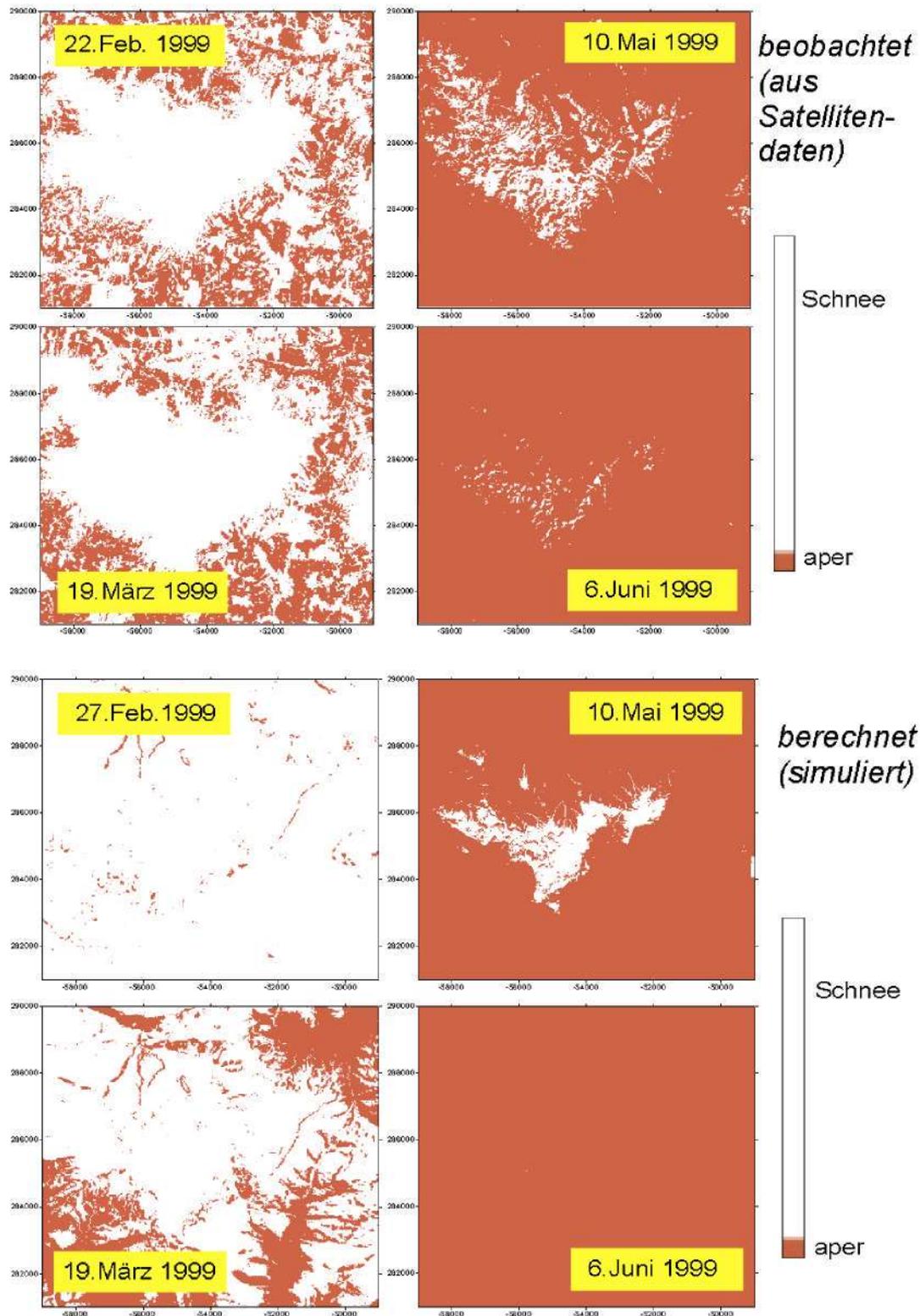


Abb. 3: Beobachtete (aus den Satellitendaten abgeleitete) Schneebedeckungsmuster (oben) und simulierte (mittels Schneemodell berechnete) Schneebedeckungsmuster (unten) für das Frühjahr 1999. Die weißen Flächen sind schneebedeckt und die dunklen Flächen sind aper.

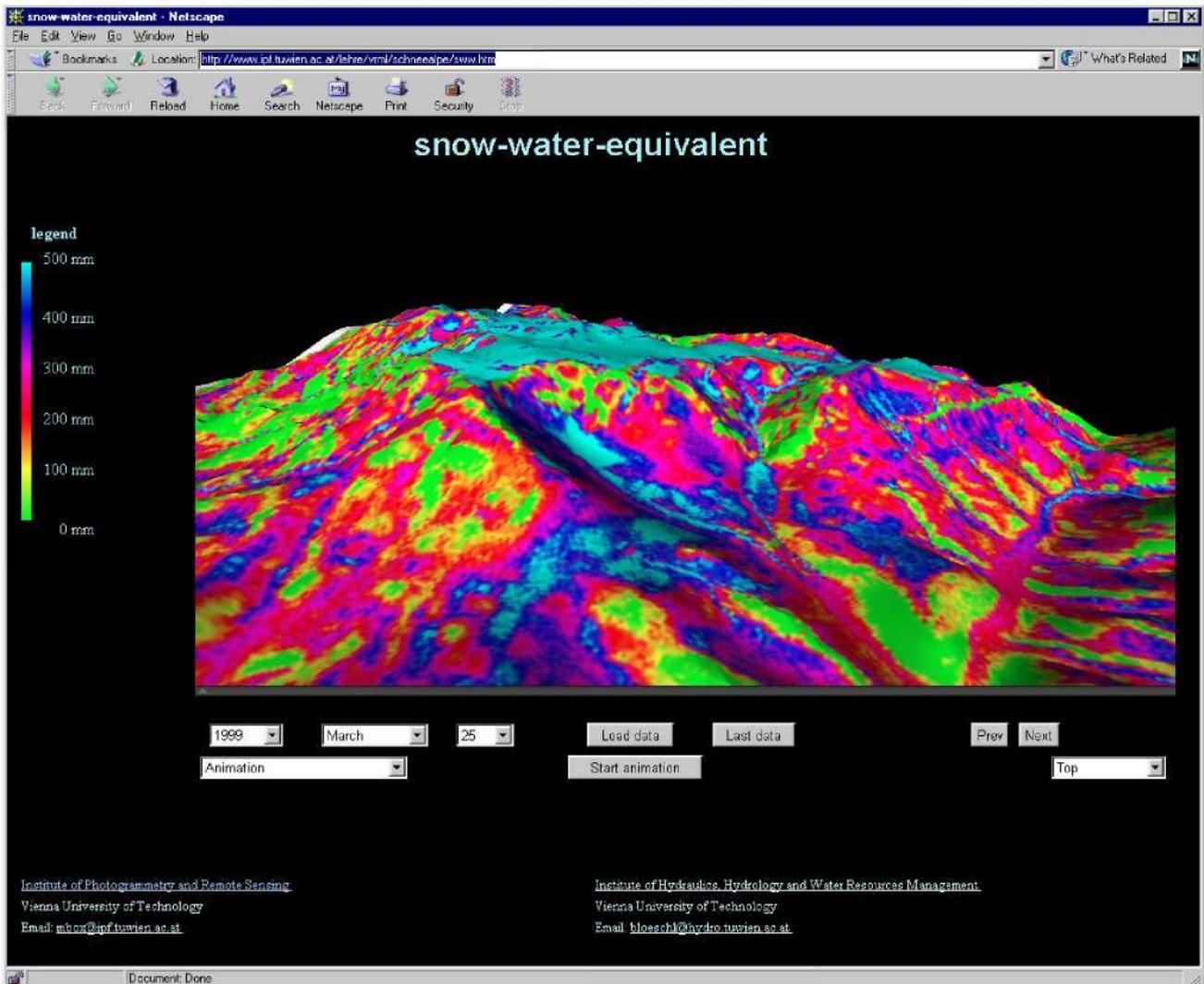


Abb. 4: Visualisierung des Schnee-Wasser-Äquivalents für den 25. März 1999 mit Hilfe eines vml-viewers.

Abb. 4 zeigt eine perspektivische Visualisierung des Schnee-Wasser-Äquivalents für den 25. März 1999 mit Hilfe eines vml-viewers (DORFFNER, 2000). Die Abbildung läßt erkennen, daß die Schneeverteilung räumlich sehr heterogen ist. Man erkennt nicht nur die durch die Höhenlage bedingten Unterschiede in der räumlichen Verteilung des Schneewasserwertes (mit Werten mit bis zu 500m Schnee-Wasser-Äquivalent am Plateau der Schneealpe und viel geringeren Werten in den Tallagen), sondern auch eine Modulation der Muster durch das komplexe Gelände wie etwa geringere Werte auf Kuppen und auf steilen Hängen und größere Werte in topographischen Konvergenzzonen. Beides ist eine Folge der Windverfrachtung. Auch Unterschiede auf Nordhängen und Südhängen lassen sich aus solchen Darstellungen ablesen. Derartige Visualisierungen lassen eine Plausibilitätsprüfung der räumlichen Verteilung zu, die wie Abb. 4 zeigt, durchaus realistisch erscheint. Durch Überlagerung des Geländemodelles mit einer Folge von Schnee-Wasser-Äquivalent-Bildern, was eine Art Film ergibt, läßt sich auch die räumlich-zeitliche Veränderung anschaulich visualisieren.

Eine weitere Auswertung ist die raum-zeitliche Verteilung der Schneeschmelze. Zu diesem Zwecke wurden für das Untersuchungsgebiet vier Teilgebiete abgeschätzt, die näherungsweise den

Einzugsgebieten der vier Hauptquellen entsprechen. Die Einzugsgebietsgrenzen wurden mit der räumlichen Verteilung der Schneeschmelze verschnitten und für jedes Einzugsgebiet die mittlere Schneeschmelze ausgewertet. Eine Summenlinie der Schneeschmelze (akkumulierte Schneeschmelze + Regen) ist in Abb. 5 dargestellt. Die Abbildung zeigt, daß innerhalb des Untersuchungszeitraumes die Summe aus Schneeschmelze und Regen auf aperm Grund (d.h. diejenige Wassermenge, die für die Infiltration bzw. den Abfluß zur Verfügung steht) etwa 1000mm betragen hat. Zwischen den Teileinzugsgebieten ergeben sich deutliche Unterschiede in Hinblick auf die zeitliche Verteilung der Schneeschmelze. Die größten Schmelzraten treten in dem Teilgebiet mit der geringsten mittleren Seehöhe auf, das auch einen vergleichsweise großen Anteil an Südhängen aufweist. Letzteres führt zu einem größeren Strahlungseintrag und damit zu größeren Schmelzraten. Außerdem ist dieses Gebiet eher konkav, wodurch zufolge Schneeverfrachtung größere Schneemengen als in andere Teilgebiete eingetragen werden. Derartige Unterschiede lassen sich naturgemäß nur mit flächendetaillierten hydrologischen Modellen wie hier verwendet bestimmen.

Insgesamt zeigte die Studie, daß die generelle Vorgangsweise einer hydrologischen Schneemodellierung in Kombination mit aus Satellitendaten abgeleiteten Schneemustern zur Eichung des Modells geeignet ist, die raum-zeitliche Verteilung des Schneesrückhalts und der Schneeschmelze zuverlässig abzuschätzen. In der nächsten Zukunft ist eine Verfeinerung des Schneemodells, insbesondere in Hinblick auf den Schneeverfrachtungsmodul, geplant. Eine Implementierung des Verfahrens bei den Wiener Wasserwerken als Werkzeug für eine operationelle Bewirtschaftung der Wasservorräte ist vorgesehen. Dieses Projekt fügt sich bestens in die sonstigen naturräumlichen Untersuchungen der Quelleinzugsgebiete der Wiener Wasserversorgung ein.

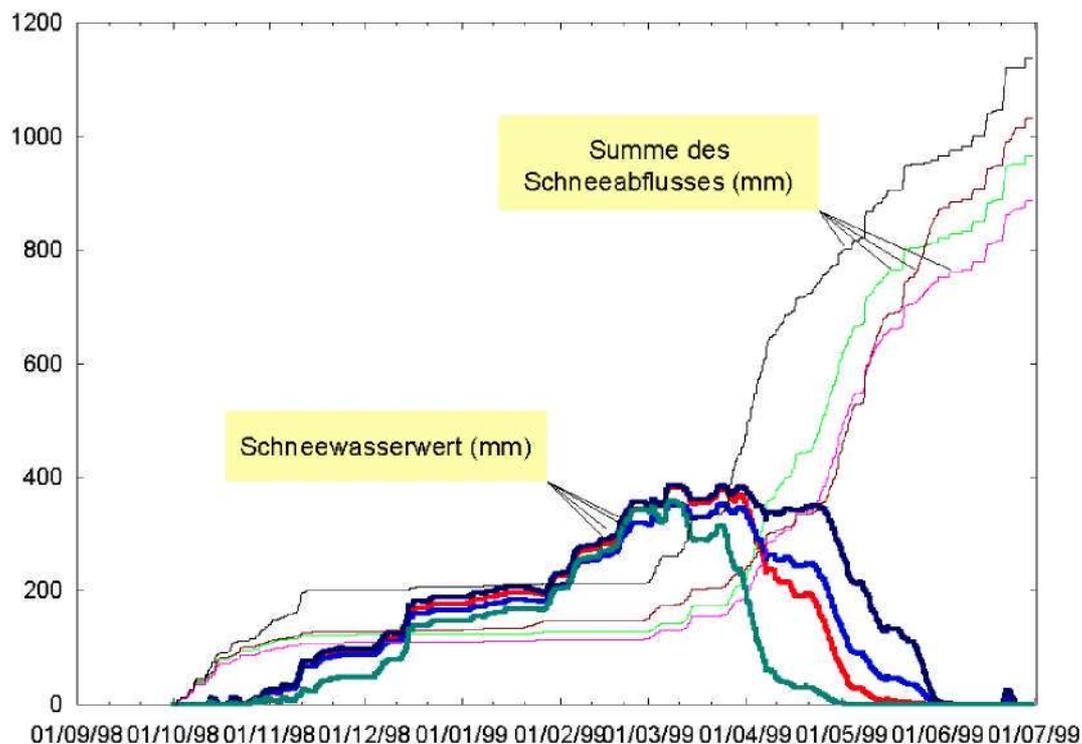


Abb. 5: Summenlinie der Schneeschmelze plus Regen auf aperm Grund für vier Teilgebiete (dünne Linien). Mittleres Schnee-Wasser-Äquivalent für vier Teilgebiete (dicke Linien).

## Danksagung

Finanziell wird diese Arbeit durch das Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur unter Projekt Nummer GZ 79083/2-III/A/5/98 unterstützt. Die Wiener Wasserwerke (MA31) stellten Mittel zum Ankauf der meisten in dieser Arbeit verwendeten SPOT Bilder zur Verfügung.

## Literatur

- BLÖSCHL, G., R. KIRNBAUER and D. GUTKNECHT: Distributed snowmelt simulations in an Alpine catchment. 1. Model evaluation on the basis of snow cover patterns. *Water Resources Research*, **27** (12), pp. 3171-3179, 1991.
- DORFFNER, L.: Interactive Visualization of Terrain Models and Orthophotos. *Geotetski Vestnik, Journal of the Association of Surveyors of Slovenia*, **44** (3), pp. 205 - 212, 2000.
- GRAYSON, R. B. and G. BLÖSCHL (Eds): *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling*. Cambridge University Press, Cambridge, 404 pp., 2000.
- IPF (Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung, Techn. Univ. Wien): Produktinformation SCOP, [http://ibmws2.ipf.tuwien.ac.at/produktinfo/scop/englisch/scop\\_e.html](http://ibmws2.ipf.tuwien.ac.at/produktinfo/scop/englisch/scop_e.html) (31. Mai 2001), 1999.
- JENSEN, J. R.: *Introductory Digital Image Processing. A Remote Sensing Perspective*, 2nd edition. Prentice-Hall, NJ, 1996.

## **HYDROLOGISCHE BEWERTUNG VON VEGETATION UND BODEN IM EINZUGSGEBIET DER KAISERBRUNNQUELLE (SCHNEEBERG / NIEDERÖSTERREICH)**

Thomas DIRNBÖCK & Georg GRABHERR

### **EINLEITUNG**

Karstgebiete haben in Österreich aus wasserwirtschaftlicher Sicht einen besonderen Stellenwert. 50% der Bevölkerung hängen mittel- bzw. unmittelbar vom Quellwasser der Nördlichen und Südlichen Kalkalpen - die bedeutendsten Karstgebiete Österreichs - ab (HERLICSKA & GRAF 1992). Noch gravierender ist die Situation in der Bundeshauptstadt Wien, wo 98% des Wasserdargebots aus den Nordöstlichen Kalkalpen angeliefert wird. Die Gefährdung von Karstwässern durch Stoffeinträge ist grundsätzlich hoch. Geringmächtige Böden mit minimaler Filterwirkung, unklare Entwässerungssysteme schwierige Abgrenzung der Einzugsgebiete und kurze Verweilzeiten der Wässer im Karstkörper sind die Ursachen (FORD & WILLIAMS 1989). Einen Österreich-spezifischen Aspekt stellen die hohen Luftschadstoffdepositionen gerade in den Nördlichen und Südlichen Kalkalpen dar (z.B. KOVAR et al. 1990, UBA 1993). Wegen dieser Konzentration von Gefährdung und wirtschaftlicher wie humanökologischer Relevanz wurde Anfang der 90er Jahre das Karstforschungsprogramm in den Quelleneinzugsgebieten der Bundeshauptstadt Wien initiiert. Das komplexe Zusammenspiel verschiedenster Prozesse in Karstsystemen verlangt eine fächerübergreifende Vorgangsweise und Adaptierung gängiger Arbeitsmethoden. Als Teil des Forschungsprogrammes werden Vegetationskartierungen mit zusätzlichen Bodenuntersuchungen herangezogen, um die Filter-, Speicher und Abflußeigenschaften der Pflanzen- und Bodendecke zu bewerten.

Vegetation und Boden, Teilkompartimente des Karstsystems, stellen das wesentliche hydrologische Regelglied im Grenzbereich Geosphäre-Pedosphäre-Atmosphäre dar. Die Wirkung der Vegetation auf den Wasserhaushalt ganzer Einzugsgebiete wurde in der Fachliteratur der letzten Jahrzehnte - beginnend mit den Pionierarbeiten von ENGLER (1919) und BURGER (1934, 1945) - auf breiter Ebene diskutiert. Überblicke geben z.B. BOSCH & HEWLETT (1982), MCNAUGHTON & JARVIS (1983), TENHUNEN (1995), HUNZINGER (1997) und HERWITZ & SLYE (1995) zeigen schon sehr differenzierte Wirkungen der Vegetation auf die Hydrologie auf. Eine flächendifferenzierte direkte Ermittlung von Wasserhaushaltsparametern bereitet im Gebirge und im besonderen in Karstgebirgen aufgrund seines heterogenen Reliefs und komplexer Boden- und Vegetationsdifferenzierung jedoch stets größte Probleme (z.B. SCHRÖDTER 1985, DVWK 1996, BARRY 1992). Die Möglichkeiten der Anwendung von Vegetationskartierungen im alpinen Bereich für hydrologische Fragestellungen wurden daher oft genutzt. ABEL (1970) und GATTERMAYR (1976) verwendeten grobe Vegetationsflächenbilanzen zur Abschätzung des Wasserhaushalts der Hochkarstfläche Dachstein-Oberfeld ebenso wie STERN (1975) zur Ermittlung von Erosionsgefährdung in Wildbach-Einzugsgebieten und NEUWINGER (1987) zusätzlich für Fragestellungen des Retentionsvermögens (siehe auch MARKART et al. 1995, KOHL et al. 1997). KÖPPEL (1993) zog digitale Vegetationskarten zur Berechnung der räumlichen Verteilung der Evapotranspiration im Nationalpark Berchtesgaden heran.

Die vorliegende Arbeit beschreibt die Regionalisierung von Verdunstung und Bodenwasserhaushalt im Einzugsgebiet der Kaiserbrunnquelle (Schneeberg). Dabei nehmen räumliche, strukturelle und floristische Vegetationsdaten eine zentrale Stellung ein. Anhand der Ergebnisse der Regionalisierung wird die Rolle der Vegetation im speziellen bei klima- und nutzungsinduzierten Veränderungen diskutiert.

## **MATERIALIEN UND METHODEN**

Untersucht wurde das Einzugsgebiet der Kaiserbrunnquelle (Höllental), das das gesamte Schneeberg-Hauptmassiv, mit Ausnahme des Kuhschneebergs, Krummbachstein und Gahnsplateau, umfaßt. Die Abgrenzung des Einzugsgebietes erfolgte orographisch-geologisch (MANDL 1998 pers. Mitteilung).

Der methodische Ansatz stellt eine "Deduktive Regionalisierung" (TOBIAS 1991, MESSERLI 1986) dar und wurde ganz ähnlich von KÖPPEL (1993) im Nationalpark Berchtesgaden angewendet. Die Vegetation wird als räumlich konkretisierbarer und somit kartierbarer Parameter einerseits und als Prozeßeinheit andererseits herangezogen. Die Prozeßeinheit wird als Ökotope oder Hydrotope (MOSIMANN 1990) bzw. Boden-Vegetations-Einheit (vgl. NEUWINGER 1987) erfaßt. Die reine Vegetationskartierung (siehe GREIMLER & DIRNBÖCK 1996, MRKVICKA 1992, 1996) wird daher um eine Bodenprofilerhebung zur Herleitung des Bodenwasserhaushaltes typischer Profile erweitert.

Die Regionalisierung der Interzeption und (Evapo)Transpiration erfolgt durch die Ableitung struktureller Vegetationsmerkmale (Struktur, Physiognomie, Artenzusammensetzung) aus den Vegetationsaufnahmen für die konkret vorliegenden Kartierungseinheiten und ihre Verknüpfung mit Literaturwerten über experimentelle Wasserhaushaltsuntersuchungen in gleichen bzw. vergleichbaren Vegetationseinheiten. Die Datenquellen hinsichtlich Interzeptions- und Transpirationsuntersuchungen von Pflanzenbeständen weist sowohl quantitativ wie qualitativ große Unterschiede auf. Eine umfangreiche Bearbeitung erfuhren Wälder im Zuge forsthydrologischer Arbeiten, gering hingegen wurden bislang kalkalpine Grasbestände untersucht. Insgesamt wurden Daten aus 90 experimentellen Verdunstungsuntersuchungen herangezogen, sowie weitere Übersichtsarbeiten zu Wäldern (siehe DIRNBÖCK & GREIMLER 1999, DIRNBÖCK & GRABHERR 2000).

Zur Herleitung des Bodenwasserhaushaltes ausgesuchter Profile (Schätzverfahren nach AG BODEN 1994) wurden folgende bodenphysikalische Kennwerte horizontweise erhoben: Mächtigkeit, Kornfraktionen, Bodenart, Lagerungsdichte, Organische Substanz (Standardverfahren nach SCHLICHTING et al. 1995). Die Wahl der Probepunkte erfolgte subjektiv an Positionen typisch ausgeprägter Pflanzengesellschaften. Teilweise wurden auch Literaturwerte herangezogen um Parameter des Bodenwasserhaushaltes abzuschätzen.

Die schrittweise Überprüfung und Eichung des Modells ist unbedingt erforderlich, um die abiotische Komponente der Verdunstung und lokalklimatische Eigenheiten ausreichend zu berücksichtigen. Hierfür wurden herkömmliche hydrologische Methoden (empirische Verdunstungsformeln nach Turc-Wendling (DVWK 1996), überregionale Arbeiten (BAUMGARTNER et al. 1983), Quellschüttungsdaten) verwendet. Temperatur- und Niederschlagsverteilung wurde mit einfachen Regressionsmodellen anhand von 14 Klimastationen der weiteren Umgebung und einem digitalen Höhenmodell (50 m Rasterweite) berechnet. Für sämtliche räumliche Analysen wurden das Geographische Informationssystem (GIS) ARC-Info verwendet.

## **ERGEBNISSE DER REGIONALISIERUNG**

### **Hydrotopcharakterisierung**

Für das Einzugsgebiet der Kaiserbrunnquelle wurden 44 unterschiedliche Hydrotope wasserhaushaltlich charakterisiert (Tabelle 1). Diese umfassen eine Reihe unterschiedlicher Waldbestände, Weiderasen, Hochstaudenfluren, verschiedene alpine Rasen, Felsfluren und Schutthalden. Die Evapotranspiration nimmt von Offenvegetation über Rasen und Hochstaudenfluren bis zu Wäldern im Trend zu und erreicht Werte bis 450 mm während der Vegetationsperiode (Juni bis September). Bei Wäldern spielt das Alter und der Kronenschluß eine

erhebliche Rolle, beides konnte jedoch nur teilweise miteinbezogen werden, sodaß die ermittelten Verdunstungswerte gerade im Waldbereich grobe Mittelwerte darstellen.

Der Bodenwasserhaushalt ist vor allem durch die Bodenmächtigkeit determiniert, weiters durch den Gehalt vorhandener Lehmkomponenten, den Grobskelettanteil und den Anteil organischer Substanz. Waldböden sind daher nicht automatisch durch besseres Speicher- oder Retentionsvermögen ausgezeichnet. Das häufige Vorkommen alpiner Lehmkolluvien mit Rasenschmielenbeständen, Hochstaudenfluren oder auch die charakteristischen Kalksteinbraunlehme von Zwergschwingel-Alpenstraußgrasrasen kennzeichnen gerade die subalpinen und alpinen Plateaulagen durch gute Bodenwasserspeicherung. Die Akkumulation von Moderhumusauflagen im kalt-humiden, alpinen Klima, und somit die Verbesserung der Wasserspeicherkapazität, kommt aber erst in den Legföhrenbeständen und subalpinen bis montanen Wäldern zum Tragen. Eine Ausnahme bilden die mächtigen Pechrendsinen der Polsterseggenrasen, wie sie großflächig vor allem an den Westhängen des Gipfelbereiches in Erscheinung treten.

Tabelle 1: Hydrologische Charakterisierung einiger Hydrotopen (Boden-Vegetations-Einheiten) des Einzugsgebietes der Kaiserbrunnquelle (Schneeberg, Niederösterreich). <sup>a)</sup> 0-90 mm = sehr niedrig, 90-180 mm = niedrig, 180-270 mm = mittel, 270-360 mm = hoch, 360-450 mm = sehr hoch; <sup>b)</sup> 0-30 L/m<sup>2</sup> = sehr niedrig, 30-80 L/m<sup>2</sup> = niedrig, 80-160 L/m<sup>2</sup> = mittel, 160-250 L/m<sup>2</sup> = hoch, 250-350 L/m<sup>2</sup> = sehr hoch; <sup>c)</sup> 0-10 L/m<sup>2</sup> = sehr niedrig, 10-25 L/m<sup>2</sup> = niedrig, 25-45 L/m<sup>2</sup> = mittel, 45-70 L/m<sup>2</sup> = hoch, 70-90 L/m<sup>2</sup> = sehr hoch.

Vegetationstyp	Evapotranspiration <sup>a)</sup>	Bodentyp	Feldkapazität <sup>b)</sup>	Retentionskapazität <sup>c)</sup>
Felsfluren	sehr niedrig	Initialboden	sehr niedrig	sehr niedrig
Offene alpine Rasen	niedrig	Polsterrendsina	sehr niedrig	sehr niedrig
Polsterseggenrasen	mittel	Pechrendsina	mittel	niedrig
Blaugras-Horstseggenhalden	mittel	Rendsina	niedrig	niedrig
Subalpiner Weiderasen	mittel	Kalksteinbraunlehm	hoch	mittel
Hochstaudenfluren	mittel	Kalksteinbraunlehm	sehr hoch	hoch
Krummholz mit Legföhre	mittel	Tangelrendsina	hoch	mittel
Steile, subalpine Fichtenwälder	sehr hoch	Moderrendsina	mittel	mittel
Montane Braunerde-Fichten-Tannen-Buchenwälder	hoch	Tiefgründige Mullbraunerde	hoch	hoch
Montane Buchenwälder	hoch	Mullrendsina	mittel	niedrig
Primäre Schwarzföhrenwälder	hoch	Initiale Rendsina	niedrig	niedrig

### Modellevaluierung

Die Plausibilitätsüberprüfung der aus der Literatur abgeleiteten Verdunstungsraten anhand der potentiellen Verdunstung zeigte, daß alpine Vegetationstypen unterschätzt und subalpine

Waldbestände überschätzt wurden. Nach Anpassung der Evapotranspirationswerte ergab sich eine gesamte Verdunstung des Einzugsgebietes von etwas weniger als 250 mm (von Juni bis September). Das entspricht 40% des Niederschlages, ein Anteil der ganz gut mit dem von BAUMGARTNER et al. (1983) für diese Region angegebenen übereinstimmt.

Die Verwendung von Schüttungsdaten zur Evaluierung der Einzugsgebietswasserbilanz konnte aufgrund unklarer Einzugsgebietsabgrenzung, der immensen jährlichen Schüttungsschwankung der Kaiserbrunnquelle (140 l/s bis 2200 l/s) sowie diffuser Wasserverluste von geschätzten 1000 l/s (im jährlichen Schnitt) durch die basalen Stauerhorizonte (PAVUZA et al. 1993) nicht gewährleistet werden.

## DISKUSSION UND AUSBLICK

### Deduktive Regionalisierung

Untersuchungen zum Wasserhaushalt im Gebirge und im speziellen in Karstgebirgen bereiten stets größte Probleme. Unterirdische Entwässerung mit oft unklarer Wasserführung und die daraus resultierende Schwierigkeit der Einzugsgebietsabgrenzung sind allgemein bekannte Problemfelder (vgl. FORD & WILLIAMS 1989). Daneben spielen aber auch zunehmender Windeinfluß mit der Höhe, Nebelniederschlag, mikroklimatische Unterschiede in einem stark reliefierten Gelände und das meist nur eingeschränkt vorhandene Klimastationsnetz eine Rolle (vgl. BARRY 1992, FLIRI 1974, GEIGER 1942). Der eingeschlagene Weg der Verwendung vor allem räumlicher Vegetationsdaten zur Regionalisierung von Wasserhaushaltsparameter mit wesentlicher Einbindung experimenteller Daten aus anderen als dem Untersuchgebiet stellt eine Kompromißlösung dar. Fragen wie jene der Auswirkung verschiedener Waldbewirtschaftungen auf hydrologische Prozesse oder jene der Rolle flächenmäßig bedeutender Kalksteinbraunlehme, Standorte für die kaum Untersuchungen existieren, bleiben offen. Die durchaus plausible Wasserbilanz des Einzugsgebietes ist allerdings ein Indiz für die Verlässlichkeit der in Abbildung 1 semiquantitativ dargestellten räumlichen Verteilung von Retention und Verdunstung.

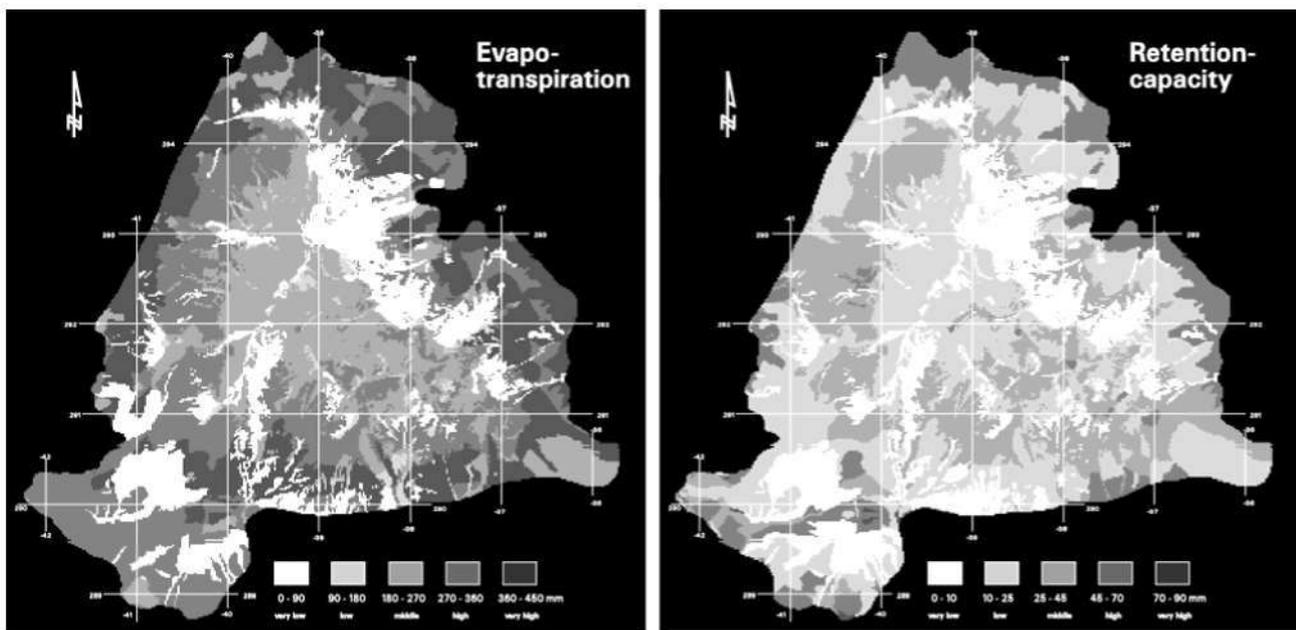


Abbildung 1: Regionalisierte Evapotranspiration der Vegetationsdecke und Retention des Bodens im Einzugsgebiet der Kaiserbrunnquelle (Schneeberg, Niederösterreich).

Das Generieren hydrologischer Parameter in ihrer flächigen Verteilung über Freilandmessungen, an sich der wissenschaftlich eindeutig vorzuziehende, nämlich induktive Weg, ist gerade in Karstgebieten mit einer kaum in den Griff zu bekommenden Standortsheterogenität konfrontiert. Eine Vielzahl von langjährigen Meßstationen wäre nötig, um verlässliche, regionalisierbare Daten zu erhalten. Zwei laufende Forschungsprojekte stellen einen ersten Schritt in diese Richtung dar. Dabei werden Daten zu Wasserhaushaltskomponenten typischer Hydrotöpfe (Waldstandorte, Almbereich, Alpine Rasen) gemessen, um die „deduktive Regionalisierung“ anhand der untersuchungsgebietsspezifischen Daten zu kalibrieren (Institut für Ökologie und Naturschutz der Universität Wien, Institut für Waldbau der Universität für Bodenkultur).

### **Mögliche Auswirkungen von Vegetationsveränderungen**

Die Vegetationskartierung stellt ein Instrument zur Einzugsgebietesbewertung dar und liegt nunmehr für den größten Teil der Einzugsgebiete der I. und II. Wiener Hochquellenleitung vor. Das Ziel eines weiterführenden Forschungsvorhaben ist es, potentielle Auswirkungen von Vegetationsveränderungen, wie sie durch Bewirtschaftungs- (Forstliche Pflegemaßnahmen, almwirtschaftliche Extensivierung) und Klimaänderungen zu erwarten sind, auf den Karstwasserhaushalt, und in weiterer Folge die Trinkwasserversorgung von Wien, abzuschätzen. Die Fallstudie im Schneeberg-Einzugsgebiet zeigt deutlich die Koinzidenz hydrologischer und vegetationsdynamischer Prozesse. Die Klimafolgenforschung der letzten Jahre weist ökotonalen Extremstandorten, wie beispielsweise jenen der Waldgrenze, die relativ höchste Sensibilität gegenüber Temperaturänderungen zu (GOTTFRIED et al. 1998, KRÄUCHI 1994). Auch bei nur geringen Höhenverschiebungen - BOLLINGER et al. (2000) sprechen von 100-300 m - wären durch das flache Relief der Plateaus der Nordöstlichen Kalkalpen große Bereiche von massiven Vegetationsveränderungen betroffen. Wie die klimatisch induzierten Veränderungen der Vegetationsdecke wirkt sich auch die sukzessive Aufgabe almwirtschaftlicher Flächen gerade im Waldgrenzbereich aus und führt zur Wiederbesiedlung einstmaliger Almwiesen mit Legföhren, Lärchen und Fichten (DULLINGER et al. 2000). Betrachtet man die Verteilung der Wasserhaushaltskomponenten auf die Boden-Vegetations-Einheiten, erkennt man klar die besondere Wertigkeit der Waldgrenzbestände in der Gesamtwasserbilanz. Die Böden unter Krummholz speichern ein Drittel des gesamten Bodenwassers im Einzugsgebiet, ebenso deckt ihr Retentionsvermögen ein Drittel des gesamten des Einzugsgebietes ab. Auch zur Verdunstung tragen Legföhrenbestände zu einem Viertel bei. Die ausgeglichenen Wasserhaushaltseigenschaften von Krummholz mit hoher Retentions- und Speicherfähigkeit, sowie mittlere Verdunstungsraten ließen ad hoc auf „positive“ Folgen für das Wiener Trinkwasser schließen. Der genaue raum-zeitliche Ablauf der außerordentlich langsamen und standortsspezifischen Vegetationsdynamik und seine Abstimmung mit bodenbildenden Prozessen ist aber bislang größtenteils unbekannt. Die laufenden Arbeiten werden räumliche Modelle zu erwartender Vegetationsdynamik liefern und können daher einen wertvollen Beitrag für den nachhaltigen Schutz der Wiener Wasserreserven liefern.

### **Literatur**

- ABEL, R.: Klima und Wasserrückhalt einer Hochkarstfläche im Sommer. - Diss. Univ. Wien., 1970  
AG BODEN: Bodenkundliche Kartieranleitung. - Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 4. Aufl., Hannover 1996  
BARRY, R.G. 1992: Mountain weather and climate. - Routledge, 2. Aufl., London-New York 1992.  
BAUMGARTNER, A., REICHEL, E., WEBER, G.: Der Wasserhaushalt der Alpen. Niederschlag, Verdunstung, Abfluß und Gletscherspende im Gesamtgebiet der Alpen im Jahresdurchschnitt für die Normalperiode 1931-1969. - Oldenbourg, München/Wien 1983.

- BOLLINGER, J., KIENAST, F., ZIMMERMANN, N.E.: Risks of global warming on montane and subalpine forests in Switzerland - a modeling study. - *Regional Environmental Change*, 1, 99-111, 2000.
- BOSCH, J. M., HEWLETT, J. D.: A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. - *Journal of Hydrology*, 55, 3 - 23, 1982
- BURGER, H.: Einfluß des Waldes auf den Stand der Gewässer. II Mitteilung. Der Wasserhaushalt im Sperbel- und Rappengraben von 1915/16 bis 1926/27. - *Mitt. d. Schweizerischen Anst. f. d. Forstl. Versuchswesen*, 18, 311-416, 1934.
- BURGER, H.: Der Wasserhaushalt im Valle di Melera von 1934/35 bis 1943/44. - *Mitt. d. Schweizerischen Anst. f. d. Forstl. Versuchswesen*, 24, 133-218, 1945.
- DIRNBÖCK, T., GRABHERR, G.: GIS assessment of vegetation and hydrological change in a high mountain catchment of the Northern Limestone Alps. - *Mountain Research and Development*, 20, 172-179, 2000.
- DIRNBÖCK, T., GREIMLER, J.: Vegetationskartierung in den Einzugsgebieten der Wiener Hochquellwasserleitungen (Schneeberg, Rax und Hochschwab) und ihre Anwendung aus hydrologisch-ökologischer Sicht. - *Sauteria*, 10, 201-218, 1999.
- DULLINGER, S., DIRNBÖCK, T., GRABHERR, G.: Milchkrutweiden, Latschen, Leitungswasser, der Einfluß der Alpwirtschaft auf den alpinen Wasserhaushalt. - *Zolltexte*, 36, 17-20, 2000.
- DVWK-FACHAUSSCHUß "VERDUNSTUNG": Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. - *DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft*, 238, 1996
- ENGLER, A.: Untersuchungen über den Einfluß des Waldes auf den Stand der Gewässer. - *Mitt. d. Schweizerischen Anst. f. d. Forstl. Versuchswesen*, 12, 1-626, 1919.
- FLIRI F.: Niederschlag und Lufttemperatur im Alpenraum. - *Wiss. Alpenvereinshefte*, Innsbruck, 24, 1974.
- FORD, D. C., WILLIAMS, P. W.: Karst geomorphology and hydrology. - Chapman & Hall, 1996.
- GATTERMAYR, W.: Vergleichende Messung und Berechnung der Verdunstung, der Evapotranspiration und Interzeption zur Abschätzung des Wasserhaushalts der Karsthochfläche Dachstein-Oberfeld. - *Diss. Univ. Innsbruck*, 1976.
- GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. - *Die Wissenschaft*, Verl. v. F. Vieweg & Sohn Akt.-Ges., Braunschweig, 78, 1927.
- GOTTFRIED, M., PAULI, H. & GRABHERR, G.: Prediction of vegetation patterns at the limits of plant life: a new view to the alpine-nival ecotone. - *Arctic and Alpine Research*, 30, 207-221, 1998.
- GREIMLER, J., DIRNBÖCK, T.: Die subalpine und alpine Vegetation des Schneebergs, Niederösterreich. Vegetationskarte im Maßstab 1:10000 und Beschreibung der Vegetation. - *Linzer biologische Beiträge*, 28, 437-482, 1996.
- HERLICSKA, H., GRAF, K.: Dokumentation karsthydrologischer Untersuchungen in Österreich - Umweltbundesamt Reports UBA-92-057, Wien 1992.
- HERWITZ, S.R. & SLYE, R.E.: Three dimensional modeling of canopy tree interception of wind-driven rainfall. - *Journal of Hydrology*, 168, 205-226, 1995.
- HUNZINGER, H.: Hydrology of montane forests in the Sierra de Javier, Tucuman, Argentina. - *Mountain Research and Development*, 17, 299-308, 1997.
- KOHL, B., MARKART, G., SCHMID, F., ZANETTI, P.: Assessment of infiltration and runoff Characteristics in Different cultivated Areas of the upper Schesna Catchment (Büserberg, Vorarlberg, Austria). - *Annales Geophysicae*, 2, 314, 1997
- KÖPPEL, J.: Der Beitrag der Vegetation zum Wasserhaushalt im Alpen- und Nationalpark Berchtesgaden. Eine methodische Studie an der Schnittstelle von Ökosystemforschung und ökologischer Planung. - *Diss. TU München-Weihenstephan*, 1993.
- KOVAR, A., PUXBAUM, H., KALINA, M.: Immisionsmessung der nassen Depositionen im Bundesland Salzburg, Oktober 88 - September 89. - *Amt der Salzburger Landesregierung*, Abt. 16. 1990.
- KRÄUCHI, N.: Modelling forest succession as influenced by a changing environment. - *Mitteilungen der Eidg. Forstanst. f. Wald, Schnee und Landschaft*, 69, 145-270, 1994.
- MARKART, G. & KOHL, B.: Starkregensimulation und bodenphysikalische Kennwerte als Grundlage der Abschätzung von Abfluß- und Infiltrationseigenschaften alpiner Boden-/Vegetationseinheiten. - *Berichte der Forstlichen Bundesversuchsanstalt Wien, Waldforschungszentrum*, 89, 1995

- MC NAUGHTON, K.G., JARVIS, P. G.: Predicting effects of vegetation changes on transpiration and evaporation. - In KOZLOWSKI, T.T.: Water deficits and plant growth. Academic press, 7, 1-45, New York, London 1983.
- MESSERLI, P.: Methoden und Modelle zur Analyse der Mensch-Umweltbeziehung im alpinen Lebens- und Erholungsraum. - Schlußber. z. Schweiz. MAB-Programms, 25, 1986.
- MOSIMANN, T.: Ökotope als elementare Prozeßeinheiten der Landschaft - Geosynthesis, Universität Hannover, 1, 1990.
- MRKVICKA, A. Erstaufnahme im Naturwaldreservat Schneeberg-Süd (Niederösterreich). Diplomarbeit Univ. Bodenkultur Wien, 1992.
- MRKVICKA, A.: Bericht zur forstlichen Standortskartierung, Revier Hirschwang-Schneeberg, Forstverwaltung Hirschwang, NÖ. Unveröff. Ber. Forstamt der Stadt Wien, 94 pp., 1996.
- NEUWINGER, I.: Stand und Informationsgehalt kombinierter ökologischer Kartierungen in alpinen Landschaften. - Verh. d. Ges. f. Ökologie (Graz 1985), 15, 19-27, 1987.
- PAVUZA, R., FINK, H., STUMMER, G.: Karstverbreitungs- und Karstgefährdungskarte Schneeberg-Rax. - Unveröff. Ber. der Fachsektion Karsthydrogeologie des Ver. Öst. Höhlenforscher, 1993.
- SCHLICHTING, E., BLUME, H-P., STAHR, K.: Bodenkundliches Praktikum. - Blackwell Wissenschafts-Verlag, 2. Aufl., Berlin-Wien, 1995.
- SCHRÖDTER, H.: Verdunstung, Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden. - Springer-Verlag, 1985.
- STERN, R.: Hydrologische und vegetationskundliche Kartierung im Trattenbach. Über die Einschätzung von Wildbächen, der Trattenbach. - Mitt. d. Forstl. Bundesversuchsanstalt Wien, 112, 1975.
- TENHUNEN, J., ALSHEIMER, M., FLAGE, E., HEINDL, B., JOSS, U., KÖSTNER, B., LISCHIED, G., MANDERSCHIED, B., OSTENDORF, B., PETERS, K., RYEL, R., WEDLER, M. 1995: Water Fluxes in a Spruce Forest Ecosystem: A Framework for Process Study Integration. - In HANTSCH, R., BEESE, F., LENZ R.: Processes in Managed Ecosystems. Ecological Studies Series, Springer Verlag, 1995.
- TOBIAS, K.: Konzeptionelle Grundlagen zur angewandten Ökosystemforschung, Beiträge zur Umweltgestaltung, A, 128, 1991.
- UBA: Umweltsituation in Österreich, Umweltkontrollbericht, Teil A. - Bundesministerium für Umwelt, Jugend und Familie, Wien, 1993.

## **DAS GEOTHERMALE POTENTIAL AM KALKALPEN-SÜDOSTRAND ERFAHRUNGEN AUS DEN BOHRUNGEN PAYERBACH TH1 UND AFLENZ TH1**

R. GRATZER , R. SAUER , CH. SCHMID, J. SCHÖN & G. WESSELY

### **Zusammenfassung**

Die Bohrungen Payerbach Th1 und Aflenz Th 1 wurden abgeteuft, um Thermalwasser in Speichergesteinen des Unter- und Mittelostalpin zu erschließen. Es wurden in beiden Fällen hochmineralisierte Wässer mit normalen (Aflenz Th 1) und etwas untertemperierten Bedingungen (Payerbach Th1) angetroffen. Da noch nicht die von der Oberfläche bekannten optimalen Speichergesteine erfasst wurden, sind die Fördermengen begrenzt. Die Annahme eines vorhandenen geothermalen Potentials ist aber weiterhin berechtigt. Im Zuge beider Projekte lieferten geologische und vor allem seismische Untersuchungen wichtige Vorarbeiten, petrographische Untersuchungen einen wesentlichen Beitrag zur Erstellung der Bohrprofile. Geologische Schnitte durch die Bohrungen bei Anwendung seismischer Interpretationen und vorliegenden oberflächengeologischer Karten ermöglichen eine erweiterte Sicht bei der Auflösung der Geologie südlich des Kalkalpenrandes.

### **Die Erfahrungen im Überblick**

G. WESSELY und CH. SCHMID

Die Beispiele Payerbach Th1 und Aflenz Th 1 zeigen die Problematik der Erschließung von Wässern für geothermale und balneologische Zwecke am Südostrand der Kalkalpen auf. Eine endgültige Bewertung der betreffenden Zone, die abgesehen von der Grauwackenzone nördliches Unter- bis Mittelostalpin umfasst, erlauben sie aber dennoch nicht. In keinem der beiden Fälle wurden nämlich die eigentlich geplanten Zielobjekte Mitteltriaskalke und -dolomite erfasst. Da diese jedoch an der Oberfläche jeweils in unmittelbarer Nachbarschaft anstehen, müssen sie weiterhin in die Überlegungen für eine Erschließung von Thermalwässern - und zwar als positiver Faktor - einbezogen werden.

Wie in der Kohlenwasserstoffprospektion muss eine ausreichende Kubatur an Speichergestein unmittelbar oder über geeignete Wegsamkeiten mittelbar vorhanden sein. Viele der aufgeschlossenen Karbonate des Unter- und Mittelostalpin würden diesen Anforderungen hinsichtlich Kluftporenraum (oft starke tektonische Zerrüttung vor allem der Dolomite), Ausdehnung und Mächtigkeit entsprechen. die Speichergesteinsqualitäten wurden auch im Untergrund des Wiener Beckens nachgewiesen (Tests und Messungen). Sehr eingeschränkte Porosität, auch bei Karbonaten, ist dann gegeben, wenn aus benachbarten Anhydriten oder aus anhydritischen Zwischenlagen Mobilisierung des Anhydrites erfolgte und dieser in den Klüften ausgefällt wurde. Daher erbrachte auch die angeführte Zusatzperforation in den mittelostalpinen Karbonaten von Payerbach Th 1 keine wesentliche Verbesserung. Die an der Oberfläche so porös erscheinenden Rauhwacken sind Umwandlungsprodukte aus Anhydriten, daher ist ihr Stellenwert als Speichergestein ab einer bestimmten Tiefe eher als gering einzuschätzen.

Die Porositätsverhältnisse im Störungszonen sind abhängig von mehreren Faktoren. Zunächst ist die Art der Störung maßgeblich dafür. Verschiebungen mit seitlicher Komponente führen zu stärkerer Zerrüttung, vor allem wenn in ihrem Verlauf transpressionale und transtensionale Abschnitte wechseln. Ein weiterer Faktor ist die Art des Gesteins, wobei spröde Gesteinstypen günstiger für Kluftbildung sind als duktil reagierende. Als wichtiger Faktor muss die Verbindung der

Störungslinie mit einem entsprechend großen Porositätskörper angesehen werden. Einfluss auf die Wegsamkeit entlang einer Störung üben das Ausmaß sekundärer Zementierung der Klüfte und der Anteil an dichteren Kataklysebereiche an der Zerrüttungszone aus. Eine Ausrichtung geothermaler Erschließung ausschließlich auf eine Störung birgt ein weit höheres Risiko als eine solche, die sich nach einem stratiformen Speichergesteinskörper orientiert.

Die strukturellen Gegebenheiten beider Bohrungen haben problematische und günstige Seiten. Problematik des Aufschlusses im Mittel- und Unterostalpin liegt in den starken alpinen Verformungen, Steilstellungen und Abscherungen in diesen Zonen und damit der Treffsicherheit des angestrebten Speichergesteins in der Tiefe. Spätere Seiten- und Vertikalverstellungen erschweren diese zusätzlich.

Positiv zu bewerten ist die Steilstellung des jeweiligen Aquifer für die Erlangung einer geothermisch günstigen Tiefenlage. Dazu trägt die Auflage der dichten Grauwackenzone mit ihrer meist kalkulierbar flachen Überschiebung bei.

Die Temperaturen entsprechen zum Teil der normalen geothermischen Tiefenstufe (Aflenz Th1), zum Teil sind sie darunter ( Payerbach Th 1), was auf nahen Kaltwassereinfluss (Kalkalpen oder nahe wegsame Karbonate der Semmeringtrias) zurückzuführen sein kann. Neben der Grundvoraussetzung von Speichergesteinen in entsprechender Tiefe, spielt die zu erwartende Wasserqualität hinsichtlich wirtschaftlicher Verwertbarkeit eine wesentliche Rolle. Gering mineralisierte Wässer genießen sowohl bei der balneologischen wie auch bei der geothermalen Nutzung einen höheren Stellenwert. Die Kosten für die Entsorgung von niederminalisierten Tiefenwässern nach der Nutzung sind wesentlich günstiger als von sehr hoch mineralisierten und/oder salinaren Wässern. Dementsprechend sind karbonatische Aquifere höher einzuschätzen als etwa kristalline Kluftaquifere.

Bei Kluftaquiferen würden abgelenkte Bohrungen senkrecht zum Streichen der vermuteten Störungen das Fündigkeitsrisiko verbessern. Da die Kosten für derartige Bohrprojekte aber deutlich über jenen einer Vertikalbohrung liegen, wird diese Technik nur in Ausnahmefällen bei Aufschlussprojekten angewandt. Bei standfestem Gebirge im Aquiferbereich kann auf den Einbau von Filterrohren verzichtet werden. Neben einer wesentlichen Kostenersparnis können dadurch die Zuflussbedingungen deutlich verbessert werden. Eine Säurestimulation zur Verbesserung der Zuflussbedingungen ist nur in karbonatischen Aquiferen erfolversprechend, ansonst wird dadurch oftmals nur der Filterkuchen bzw. der Einfluss der Bohrspülung durch derartige Maßnahmen vermindert.

In den Konzessionsgebieten der Kohlenwasserstoffindustrie ist der tiefere Untergrund durch Seismik, Aufschluss- und Förderbohrungen weitgehend erkundet. Nicht fündige Öl- oder Gasbohrungen waren der Grundstein für manche Geothermie- bzw. Balneologieprojekte in Oberösterreich und der Steiermark. Die Erschließung höher temperierter bzw. mineralisierter Tiefenwässer ist hingegen im Bereich der Zentralalpen mit einem wesentlich höherem Risiko behaftet. Hier fehlen Tiefenaufschlüsse zur Kalibrierung der Geophysik, und dementsprechend ist das Auffinden von wasserwirtschaftlich interessanten Tiefengrundwasserleitern schwierig.

Das auslösende Moment für Aktivitäten zur Erschließung von höher temperierten bzw. mineralisierten Tiefenwässern sind oftmals die Aussagen von Rutengehern und Wassermutern. Nachvollziehbare Prospektionsarbeiten können meist nur mittels oberflächengeologischer Aufnahmen und reflexionsseismischer Voruntersuchungen begonnen werden. Seismische Untersuchungen können niemals in dem Umfang durchgeführt, wie sie bei Prospektionsarbeiten für die Kohlenwasserstoffindustrie seit langem Stand der Technik sind. Die betreuenden Geologen müssen aus Kostengründen die Zahl und Länge der seismischen Linien sehr gering halten.

Oftmals sind aus Grundbesitzüberlegungen eng begrenzte Gebiete vorgegeben. Die Geophysik dient in diesem Fall nur zur Untergrundserkundung im Bereich einer festgesetzten Bohrlotation, um damit das Bohr- und Verrohrungsschema konzipieren zu können. Die Profillängen weisen in

diesem Fall meist nur die erforderliche Mindestlänge zum Erreichen der angestrebten Untersuchungstiefen auf.

Die Bohrungen Payerbach Th 1 und Aflenz Th1 haben wesentliche Erkenntnisse über geologisch-hydrologische Möglichkeiten und Grenzen erbracht, aber auch Erfahrungen hinsichtlich eines einzufordernden Umfangs an Voruntersuchungen und eines optimierten Vorgehens beim Bohr- und Testvorgang. Demgemäß ist im Falle von Folgeschritten weiterhin die Chance auf eine Thermalwassergewinnung in diesem Raum gegeben.

## **Payerbach Thermal 1**

G. WESSELY und R. SAUER,

### **Vorarbeiten**

Für eine Erschließung von Thermalwasser im alpinen Raum des Bezirkes Neunkirchen im südlichen Niederösterreich wurde als geeignetes Untersuchungsgebiet das Semmeringmesozoikum in Betracht gezogen (Abb.1,2). Im Kalkalpin dominiert auf Grund seiner seichten Lage Kaltwasserbedingung, dem auch das Wiener Hochquellwasser zu verdanken ist. Als geeignet für geothermale Zwecke bot sich das Semmeringsystem deshalb an, weil es im mesozoischen Verband Speichergesteine führt und unter der dichten Grauwackenzonen Tiefen erreicht, die eine Erwärmung von Wässern durch die Tiefenwärme und eine Mineralisierung durch Anhydrite annehmen ließ. Porositäten waren in geklüfteten Dolomiten und Quarziten zu erwarten, wie dies aus Bohrungen im Semmeringmesozoikum im Untergrund des Wiener Beckens abgeleitet wurde. Erneuerbarkeit der Wässer von der Oberfläche war anzunehmen. Es wurde ein geologisches Profil vom Semmering über das Schwarzatal bis in die Kalkalpen entworfen, welches die Grundlage für weitere Überlegungen bildete (Wessely 1990). Die Lagerung der Überschiebungsflächen wurde aus den geologischen Karten von Cornelius 1951 (mit Erläuterungen) und Cornelius 1936 abgeleitet, ebenso von Arbeiten vor allem von MANDL und MATURA in: HERRMANN et al.1992, sowie MANDL u. MATURA 1994. Über die geologischen Verhältnisse des Semmeringgebietes gaben u.a. Arbeiten von TOLLMANN 1968, NEUNER 1964 und NOVOTNY und ROCKENSCHAUB 1995 Auskunft. Neue Konzepte über Bau und Geodynamik der Grauwackenzonen lieferten NEUBAUER et al. 1994.

Die Tiefenlage des Semmeringsystems (Mittel- und Unterostalpin) unter der Grauwackenzonen wurde bei etwa 2200m angenommen.

Nach Festlegung des Aufschlussgebietes wurde von OMV-Proterra eine seismische Untersuchung nach dem Vibroseisverfahren durchgeführt. Sie umfasst drei Profile, zwei davon in Querrichtung und eines in Längsrichtung des lokalen alpinen Streichens. Die Ergebnisse der Seismik waren in Anbetracht der im alpinen Überschiebungsbereich üblichen, oft unbefriedigenden Reflexionsbedingungen als erfolgreich zu bezeichnen und bestätigten die geologisch vorhergesagte Lage der Überschiebungseinheiten im wesentlichen. Sie wurden nach Interpretation und Tiefenumwandlung in einer Studie von Niederbacher 1992 für die Vorplanung eines Bohrprojektes verwendet und damit eine Bohrlokation festgelegt. Spätere Verschiebungen des Bohrpunktes lagen weiterhin im Zielareal des Projektes. Als offene Frage verblieb, welche Schichten des Semmeringsystems unter der Grauwackenzonen angetroffen würden und ob geklüftete Dolomite oder Quarzite darin enthalten wären.

### **Durchführung der Bohrung**

Die Bohrung Payerbach Thermal 1 wurde 1995 durch OMV abgeteuft und bei einer Maximalteufe von 2700 m beendet. Es war dies die erste Bohrung mit einer derartig langen Bohrstrecke in der Grauwackenzonen und dem Semmeringsystem.

Das geologische Profil beruht auf einer kontinuierlichen lithologischen Erfassung der Spülproben (max. 5m Bohrabstand), einem Bohrkern sowie folgenden Bohrlochmessungen (OMV): CNL/-GR, CE, IEL, LL3, IC, Kaliber, Temperatur. Der petrographische Befund bestätigt im wesentlichen die ermittelte Lithologie. Es wurden je nach Erfordernis in Abständen von 20-30m Dünnschliffe von

Gesamtproben als auch selektierte Cuttings untersucht, statistisch ausgewertet und dokumentiert (Abb.3). Die Bohrlochmessungen erhärteten bzw. präzisierten die stratigraphisch-tektonischen Grenzen. Das bisherige Gesamtergebnis der Bohrung ist in einem Internbericht (PRÖGLHÖF und WESSELY 1995) und WESSELY 1997 festgehalten.

### **Bohrergebnis**

Die Bohrung hat im wesentlichen das angenommene und durch die Seismik gestützte geologische Profil (Tab.1) angetroffen, nämlich Grauwackenzone und Semmeringsystem mit Mittel- und Unterostalpinem Permomesozoikum.

Die Grauwackenzone beginnt unter geringmächtigem Flussschotter der Schwarza mit Metadiabas bzw. Amphibolit, der als Vertretung der Kaintaleck-Decke nach Neubauer et al. 1994 angesehen werden kann. Darüber liegt nach genannten Autoren die Norische Decke, die jedoch bereits nördlich außerhalb der Bohrung zutage tritt. Norische Decke, Kaintaleck-Decke und die darunterliegende Silbersberg Decke, wie sie bei Neubauer et al.1994 definiert sind, werden hier als Obere Grauwackendecken zusammengefasst. In der Bohrung folgt unter den Amphiboliten die Silbersbergdecke mit einer sehr mächtigen Serie von Chlorit- und Serizitphylliten, Quarzphylliten und Serizitquarziten mit Einlagerungen von Quarzkonglomeraten der Silbersberggruppe, wie sie von der Oberfläche bekannt sind (MATURA in HERRMANN et al., Geol.Karte 1:50.000, 1992). Innerhalb der Serie ist eine 246 m mächtige Strecke von Forellengneis eingeschaltet. Aus dem Ostende der nordalpinen Grauwackenzone wurde der Riebeckit - oder Forellengneis u.a. von KOLLER et a. 1991 sowie ZEMANN 1995 einer näheren Bearbeitung unterzogen. Neuere Datierungen legen eine kretazische Eindringung eines Magmas in das Paläozoikum der Grauwackenzone nahe (Neubauer et al. 1994). Im Gamma Ray-Log ist er durch eine scharf abgegrenzte Strecke stark erhöhter Strahlung gekennzeichnet. Bei 1855 m wurde die Überschiebung der Silbersbergdecke auf die Untere Grauwackendecke (Veitscher Decke) durchbohrt, deren Gesteinsinhalt aus anthrazitisch-graphitischen Schwarzschiefern, Quarzkonglomeraten und Quarziten besteht. Im Verlauf dieser Bohrstrecke traten Gasanzeigen auf, die als Methan und etwas Ethan, Propan und Butan identifiziert wurden und offensichtlich im Zusammenhang mit den kohligigen Substanzen der Schwarzschiefer stehen. Mit einem Isotopenwert  $d^{13}C_1$  von -34,40% PDB handelt es sich eindeutig um thermokatalytisch gebildetes Gas.

Die Überschiebung der Grauwackenzone auf das Semmeringsystem wurde bei 2053m durchbohrt. Dieses beginnt mit Semmeringtrias in Form eines Karbonat-Anhydritkomplexes. Der Position nach entspricht er den obertags über eine große Erstreckung bestehenden mitteltriadischen Rauhwackenhorizont (Reichenhaller Niveau) des Mittelostalpin. Er wird unterlagert von Serizitschiefern, Serizitquarziten und Feldspatquarzit. Gegen die Basis erscheinen auch graue Schiefer, die an Tattermannschiefer des Verrucano erinnern. Ab 2185m folgt darunter Unterostalpin mit Quarzit in ziemlich einheitlicher Ausbildung bis 2340m. Typisch dabei ist immer ein stärkerer Anteil von Feldspat und vor allem Anhydrit in Adern und im Sediment. Auf Grund der Lithologie, vor allem der Assoziation mit Anhydrit wurde der Quarzit dem Keuper zugeordnet. Dies auch im Hinblick auf Unterlagerung durch eine ab 2340m einsetzende Serie von bunten (grünen und violettgrauen) Serizitschiefern und grünen Serizitquarziten, denen sich im höheren Teil rötlichbraune Dolomite ("Marzipandolomite" nach Neuner 1964) einschalten und die gegen Sohle

Geologisches Kurzprofil (Tab 1):

Teufe (m)	Tektonische Haupteinheit	Tektonische Untereinheit	Zeitliche Einstufung	Lithologie
0-4			Quartär	Grobschotter
4-17	Obere Grauwackendecken	Kaintaleckdecke		Amphibolit
17-539		Silbersberg Decke	Paläozoikum, ? Perm	Serizit- und Chloritphyllite, grünlich, grau, teils violetter Stich (385- 520 m); Quarkonglomerate; Metawacken; Serizitquarzite; Kalzitadern
539-785				Riebeckit-Gneis
785-1855			Paläozoikum, ? Perm	Serizitphyllite, grünlich, teils violetter Stich (1200- 1855 m); Serizitquarzite; Quarz- sowie Kalzitadern
1855-2053	Untere Grauwackendecke	Veitscher Decke	Paläozoikum, Karbon	Tonschiefer graphitisch; Einlagerungen von Quarkonglomeraten und Quarzwacken
2053-2112	Zentralalpin, Semmeringsystem	Mittelostalpin	Mitteltrias	Anhydrit-Karbonat- Komplex (=obertägiger Rauhackenhorizont)
2112-2185			Untertrias/ Oberperm	Semmeringquarzit und Verrucano. Quarzit und Serizitschiefer (grünlich- grau)
2185-2340		Unterostalpin	Obertrias, Keuper	Quarzit; Serizitquarzit; 2250-2325 m gestört, z.T. mylonitisiert
2340-2700				Tonschiefer, grün und violett, mit Lagen von Dolomit, rötlich bis bräunlich (2394-2470 m) sowie Quarzittlagen; 2685- 2695 m Anhydrit, weiß

zu von sandigen Dolomiten mit Anhydrit, Quarzit mit Anhydrit und auch reinem Anhydrit unterlagert werden. Diese Gesteinsvergesellschaftung entspricht dem gipsführenden Keuper, wie er im Göstritz- Mulden- und Faltensystem des Semmeringgebietes auftritt. Ein Bohrkern bei 2293-2302m (Kerngewinn 1m) im Quarzit zeigte stärkere tektonische Zerrüttung und streckenweise Mylonisierung und ließ auf stärkere Klüftporosität schließen. Mylonite bestehen hauptsächlich aus Quarzteilchen. Sowohl im Quarzit als auch im Mylonit wurden Klüftfüllungen durch Anhydrit beobachtet. Das Einfallen des Quarzits beträgt  $20^\circ$ . Bei einer Bohrlochneigung von  $22^\circ$  bei Kerntiefe ergibt sich somit entweder flache Lagerung oder ein Einfallen bis zu  $42^\circ$ . Kappungserscheinungen in Abschnitten mit Schrägschichtung lassen auf inverse Lagerung schließen.

Für die Konstruktion eines Schnittes (Abb.2) war zu berücksichtigen, dass die Bohrung einen Abweichverlauf mit einem Neigungswinkel von durchschnittlich  $17,1^\circ$ , max.  $31^\circ$  im Gesamtazimut von  $189,1^\circ$  hat. Die Abweichung ergab sich infolge des Nordfallens der Schichten der Grauwackenzone und vermutlich auch des Semmeringsystems und wurde absichtlich nicht beeinflusst. Dadurch konnte die Überschiebung der Grauwackenzone über das Semmeringsystem in einer höheren Position angetroffen werden und es stand eine größere Bohrstrecke für das Semmeringsystem zur Verfügung. Ebenso konnte zumindest für die Grauwackenzone das Streichen ermittelt werden, da sich der Bohrmeißel meist senkrecht auf Schichtflächen zu stellen trachtet. Somit wurde das ungefähre E-W Streichen auch im Untergrund bestätigt. Mangels Dipmeterinformation konnten jedoch keine Einzelwerte, vor allem keine Einfallswinkel, ermittelt werden. Dennoch ergibt das Bohrprofil eine plausible Darstellung des Baues der Grauwackenzone. Die strukturelle Interpretation unterhalb der Überschiebung der Grauwackenzone muß mangels direkter Anknüpfungsmöglichkeit zur Oberfläche als weniger gesichert angesehen werden. Da an der Oberfläche Mittelostalpin bzw. Tattermannschuppe mit Rauhwacke und mit Permoskythquarzit und Verrucano in sehr beständiger Erstreckung die Veitscher Decke unterlagert, wird diese Anordnung auch hier vermutet. Bei Zugrundelegung der Annahme, dass die Schichten unterhalb 2185m bis Sohle dem Semmering-Keuper angehören und invers liegen, bietet sich als wahrscheinlichste Deutung die einer Faltenbildung an, wobei die Bohrung eben erst gegen einen Muldenkern vorgedrungen ist. Die Vergenz der Falte könnte allerdings auch in Gegenrichtung zeigen. Der Keuper liegt offensichtlich auf der Adlitzschuppe des unterostalpinen Semmeringsystems und kommt als Schichtglied dieser Einheit nicht zutage.

#### **Porositätsverhältnisse (Loginterpretation Korinek 1995, OMV)**

Triasdolomite, die in konventioneller Weise gute Porositäten garantieren würden, wurden nicht angetroffen. Allerdings besitzen die mächtigen Quarzite auf Grund ihrer Klüftung Speichergesteinsbedingungen in bedingtem Ausmaß.

Die Porositätsbestimmungen wurden durch das CNL-GR in Verbindung mit dem Spülprobenprofil ermöglicht, wobei Einzelklüfte kaum erfassbar sind. Von Bedeutung ist eine innerhalb des Keuperquarzites durch Logs, durch den Kern und durch die Unterschiede in der Bohrgeschwindigkeit ermittelte Porositätszone von 2250 2325m. Innerhalb der Keuperschiefer wurden in geringmächtigen Dolomit- und Quarziteinlagerungen einzelne weitere Porositätsbereiche gemessen. All diese Porositäten sind Klüftporositäten und eine einheitliche quantitative Porositätermittlung ist daher nur größenordnungsmäßig durchführbar. Die Porositäten bewegen sich nach Log zwischen 9-13%, was für Klüftlagerstätten eher gute Werte darstellen. Dort, wo das Neutronlog eine hohe Porosität anzeigt, geht im CE der Widerstand trotz des hohen Gesteinswiderstandes zurück, was auf Wasserführung hindeutet. Aus dem Bohrkern (2293-2302m) konnte keine Gesamtporosität (Kluft- und Matrixporosität) ermittelt werden. Die Matrixporosität wurde mit 1,3% gemessen. Dabei handelt es sich um einen Wert, welcher in seiner Größenordnung über den von dolomitischen Speichergesteinen liegt. Die Mylonite im Kern besitzen eine Porosität von 7%.

### Hydrologisches Ergebnis

Nach Abschluss der Bohrtätigkeit wurde ein Openhole Test aus dem Rohrschuh des 7" Liners (Tiefe 2191,5m) durchgeführt (Mai 1995). Ziel des Tests war der Keuperquarzit des Unterostalpin, der bei 2250 – 2325 m eine Porositätszone aufweist.

Ein Kurzzeitpumpversuch testete 1,07l Formationswasser bei 430 m Spiegelabsenkung. Im April 1996 erbrachte ein Langzeitpumpversuch (Mamutpumptest mit 1 l/sec) kein besseres Ergebnis. Ein weiterer Mamutpumptest im Juni 1996 nach einer Säurestimulation zeigte ebenfalls keine Erhöhung des Zuflusses. Es wurde daher beschlossen, eine Zusatzperforation in der Bohrlochverrohrung in Strecken des Semmeringquarzites und Karbonat-Anhydritkomplexes des Mittelostalpin und des Überschiebungsbereiches der Grauwackenzone durchzuführen. Nach anfänglicher Mehrförderung sank der Zufluss wieder auf vorheriges geringes Niveau.

Durch eine kontinuierlich entlang des gesamten Bohrloches durchgeführte Temperaturmessung wurden auf Sohle 57°C und im Förderintervall bei 2300m 49,3° C registriert. Diese etwas zu niedrige Temperatur könnte auf eine regionale Abkühlung durch Oberflächenwässer zurückzuführen sein.

Nach Vergleichen mit anderen genutzten Quellen, dokumentiert bei ZÖTL und GOLDBRUNNER 1993, ist eine hohe Mineralisierung bei relativ geringem Chloridgehalt und hohem Sulfatgehalt festzustellen, der unschwer aus dem Anhydrit des Semmeringkeupers zu beziehen ist.

Chemismus des Wassers nach Analyse des Geotechnischen Institutes der Abteilung Hydrogeologie des Bundesforschungs- und Prüfungszentrums Arsenal (Tab. 2):

Tab. 2

Komponenten	mg/l	Komponenten	mg/l
Bor	0,8	Chrom	0,089
Hydrogencarbonat (HCO <sub>3</sub> )	167	Eisen	24,9
Chlorid(Cl)	133	Kalium	111
Nitrit(NO <sub>2</sub> )	<0,1	Kobalt	<0,005
Nitrat(NO <sub>3</sub> )	<1	Kupfer	0,024
Sulfid(S)	<0,02	Lithium	0,46
Sulfat(S)	3647	Magnesium	199
Aluminium	6,54	Mangan	0,77
Ammonium(NH <sub>4</sub> )	<0,05	Natrium	1310
Barium	0,11	Nickel	0,06
Beryllium	<0,001	Gesamtphosphor(P)	0,33
Blei	0,011	Silber	0,017
Cadmium	<0,001	Strontium	2,55
Calcium	268	Zink	0,1

## Aflenz Th 1

GRATZER, R., SCHMID, CH., SCHÖN, J., WESSELY, G.,

### Vorarbeiten:

### Geologie

Für eine räumliche Erfassung des Projektgebietes war es zweckmäßig, eine Nachuntersuchung des Bohrprofils Groisenbach 1 (gebohrt 1996/97 bis 1111 m Tiefe) mit Hilfe der Spülproben und der geophysikalischen Bohrlochmessungen durch Joanneum Research (Gamma Ray-Log und Elektrik-Log) vorzunehmen.

Folgendes geologische Profil wurde erstellt: (Tab.3)

0 -	485 m	Tertiär, zuoberst Tone, darunter polymikte Brekzien und Sandsteine
-	520 m	Mitteltrias, Thörlers Kalk und Dolomit
-	1111 m	Perm, Verrucano, Serizitschiefer, z.T. quarzitisch. Im höheren Anteil helle, gegen unten zu dunklere Typen, stellenweise rostbraune Vererzungen

Im Tertiär sind in den Sandsteinen und Brekzien unterschiedliche Durchlässigkeiten vorhanden. Die nur fragmentär angetroffenen Thörlers Kalke und Dolomite sind wasserführend. Durchlässigkeit ist von der Strecke 830 - 843 m anzuführen (Störungsdurchgang).

Die Ergebnisse der Pumpversuche, Förderleistung, Mineralisierung und Temperatur sind in einer internen geologischen Dokumentation von Intergeo 1997 angeführt. Die Bohrung konnte aus technischen Gründen keiner Produktion zugeführt werden, weshalb eine weitere Bohrung geplant wurde.

Für eine Korrelation der in der Bohrung Groisenbach 1 angetroffenen Gesteine im Untergrund des Aflenzers Tertiärs mit denen an der Oberfläche war es notwendig, eine Begehung durchzuführen. Das Hauptziel der Begehung war jedoch die Ermittlung des Baues, zumindest des Baustiles, wie er unter das Aflenzers Becken hinunterzuprojizieren ist. Das Ergebnis der Begehungen wurde in einer kompilierten geologischen Karte und einer geologischen Profilsreihe festgehalten (Querschnitte und 1 Längsschnitt unter Einbeziehung der Bohrung Groisenbach, (Abb.4,5).

Im großtektonischen Bau dieses Bereiches fällt im Normalfall das Mittelostalpin mit Internstrukturen gegen Norden unter die Grauwackenzone. Diese gliedert sich in eine tiefere, aus dunklen, meist kohligen Karbon-Schiefern und grauen Quarzwacken bestehenden Unteren Grauwackendecke (Veitscher Decke) und eine aus überwiegend Quarzphylliten und im oberen Anteil aus Phorphyroiden bestehenden Oberen Grauwackendecke. Die Interngliederung der Grauwackenzone sowie ihre nordfallende Überschiebungsbahn ist mit 30 - 40° eher flach. Über die Grauwackenzone sind mit ebenfalls flach nordwärts fallender Überschiebungsbahn die Kalkalpen, basal mit Werfener Schichten, geschoben.

Im Mittelostalpin bildet die über dem Kristallin liegende Gesteinsserie des permischen Verrucano, des skythischen Semmeringquarzites und der Mitteltrias (Thörlers Kalke und Dolomite) eine beutelförmige Mulde entlang des Stübmingbachtals. An diese schließt sich nördlich eine Antiklinale an. Eine Mitteltriasbedeckung der Nordflanke dieses Sattels ist an der Oberfläche durch einen Rest einer aufrechten Lage von Thörlers Kalk und Dolomit am Nordabhang des Mitterberges nördlich Kropfrast vorhanden. Ihr gehört offensichtlich auch der Kalk in der Bohrung Groisenbach 1 bei 485-520 m an. Ein Spezifikum ist hier, dass das Mittelostalpin des Mitterberges und Stübmingbachtals sekundär weit über das Gebiet der Grauwackenzone aufgeschoben wurde.

Diese Situation wurde durch die Seismik realisiert. Ein breites südfallendes Reflexionsband ist einer entsprechenden Aufschiebung zuzuschreiben. Eine NW-SE streichende sinistrale Seitenverschiebung, längs der dieser Überschiebungsvorgang vorgeschoben wurde, ist ersichtlich im Bereich der Siedlung Apfelhub NE Palbersdorf. Entlang dieser Verschiebung grenzt Karbon der Grauwackenzone direkt an Gesteine des Mittelostalpin, wobei etliche Schollen des Thörlers Kalkes in die Störung eingeschleppt sind. Die Seitenverschiebung erfolgte im wesentlichen vor Ablagerung des Tertiärs des Aflenzer Beckens und die Nordgrenze des Keiles muss unter dem Becken verdeckt liegen. Nachbewegungen an der Apfelhubestörung betreffen aber offensichtlich noch das Tertiär. Nach den geologischen Karten des weiteren Rahmens dürfte im NE der Keilvorschub des Mittelostalpin nicht von einer Störung begleitet sein. Hier erfolgt nur ein bruchloses Herausdrehen der Strukturen. In Verbindung damit steht offensichtlich die Einmündung der Trias des Stübmingbachtals.

Das Aflenzer Tertiärbecken stellt, wie schon die Bohrung Groisenbach 1 zeigt, ein asymmetrisches Becken mit stärkerer störungsbedingter Einsenkung im Süden und flacher Flanke im Norden dar. Oberflächengeologisch äußert sich die Störung nur indirekt und streckenweise. Die Talung des Groisenbaches folgt sicherlich einer Zerrüttungszone entlang eines Bruches. Die Störungen betreffen auch den Bau des Untergrundes. Neben Abschiebungen sind auch Seitenverschiebungen anzunehmen.

### **Seismik**

Im Frühjahr 1998 wurden unter Einbeziehung der Bohrung Groisenbach 1 zum Zwecke der Kalibrierung der Geophysik in einem eng begrenzten Gebiet des Aflenzer Beckens reflexionsseismische Untersuchungen vom Institut für Angewandte Geophysik von JOANNEUM RESEARCH durchgeführt und ausgewertet. Diese Messungen hatten folgende Ziele:

- Erfassung und Gliederung der tertiären Beckenfüllung
- Erfassung relevanter alpiner Decken
- Erfassung von geologischen Störungszonen

Insgesamt wurden zwei sich kreuzende seismische Profile mit einem Spur- und Schusspunktstand von 10 m mit 50- bis 60-facher Untergrundsüberdeckung gemessen, processed und interaktiv bearbeitet bzw. geologisch interpretiert. Die Ergebnisse der reflexionsseismischen Profile zeigten innerhalb der tertiären Beckensedimente eine sehr gute Auflösung. In den das Tertiär unterlagernden Gesteinen der Grauwackenzone konnten durch die Seismik entlang beider Profile charakteristische, unterschiedlich einfallende Reflexionsbänder nachgewiesen werden.

Generell ließ sich nach der Seismik folgendes erkennen:

- das Tertiär im Aflenzer Becken im untersuchten Bereich ist gleichmäßig und weitgehend horizontal aufgebaut. Die mittlere Mächtigkeit liegt bei etwa 500 m. Ein höherer, gut stratifizierter Anteil in Beckenmitte ist von einem unruhiger gelagerten reflexionsärmeren tieferen Anteil zu unterscheiden, der auch die Verfolgung gegen den Nordrand erschwert. Der gut stratifizierbare Anteil entspricht einer ruhigen, eher tonig-sandigen Sedimentation, der reflexionsärmere Anteil basaler und randlicher Brekzien und Sandschüttung fluviatiler Herkunft. Die Brüche des Südrandes sind infolge ihres steilen Einfallens nicht erfassbar.
- der prätertiäre Beckenuntergrund ist sehr kompliziert aufgebaut und eine nur auf der Seismik basierende Interpretation ist nicht möglich. Das auffallendste Strukturmerkmal bildet ein schräges Reflexionsband, welches auf beiden seismischen Linien festzustellen ist und als sekundäre Überschiebungszone des Mittelostalpin über Grauwackenzone interpretiert werden kann.

- ein Schichtaufbau innerhalb der Grauwackenzone kann aus den seismischen Ergebnissen nicht abgeleitet werden.

Mittels der seismischen Profile und der Interpretation der darin ersichtlichen Reflexionen konnten die geologischen Profile aktualisiert werden, so dass mit der Oberflächengeologie, der Bohrung und der Seismik eine räumliche Vorstellung über den lokalen Aufbau gewonnen werden konnte.

### **Durchführung der Bohrung**

Auf Grund der geophysikalischen und geologischen Untersuchungsergebnisse und der durch Bohrung und Seismik vorliegenden größeren Informationsdichte mit positiven Zufluss-Aspekten in der Bohrung Groisenbach 1 wurde ein Bohrpunkt im Nahbereich derselben vorgeschlagen. In dieser Position wurden drei Ziele angestrebt :

1. Überschiebungskeil des Mittelostalpin mit Thörl Kalk und Dolomit als Speichergestein, eventuell auch Quarzit
2. Aufschiebungsband des Überschiebungskeiles, wobei an eine breite Zerrüttungszone mit Zutritt zu eventuellen weiteren Speichergesteinen gedacht wurde
3. Mittelostalpine Strukturen mit eventuellen Speichergesteinen unter der Grauwackenzone.

Es waren damit auch 3 Chancen durch einen Punkt gegeben, was bei einer Bohrung in einem von Natur aus überwiegend aus dichten Gesteinen aufgebautem Gebiet die Fundwahrscheinlichkeit um einiges erhöht hat. Positiv zu bewerten war auch, dass mit der bestehenden Bohrung Groisenbach 1 temperierte und mineralisierte Zuflüsse festgestellt wurden. Bei Fündigkeit war zwar mit keinen große Schüttungen zu rechnen, doch wären bei geringem Bedarf durchaus Aussichten dafür gegeben.

Die Aufschlussbohrung Aflenz Thermal 1 wurde Mitte August 1999 von OMV-Proterra begonnen. Die Endteufe von 1891 m wurde Anfang September 1999 erreicht. Die 1. Sektion wurde mit 12 ¼" bis 556 m gebohrt. Der 9 5/8" Konduktor wurde mittels Ringraumzementation in das kristalline Grundgebirge eingebunden.

Sektion 2 wurde mit 8 ½" bis 1429 m gebohrt, die technische Kolonne 7" bei 1426 m abgesetzt und bis 460 m in den Koduktor zementiert. Die Sektion 3 wurde mit 6 1/8" bis zur Endteufe von 1891 m gebohrt. Nachdem die Tests in der open hole Sektion ergaben, dass der Zufluss unter 0.3 l/s liegt wurde die 7" Rohrkolonne nach den Bohrlochmessergebnissen in drei Abschnitten perforiert bzw. aufgefräst. Dadurch wurde der Zufluss auf maximal 1.5 l/s erhöht. Während der Förderung dieses Tiefenwassers kam es vermutlich infolge chemischer Reaktionen zu einem scaling-Effekt wodurch der Zufluss negativ beeinträchtigt wurde. Infolge dieser Förderprobleme und der extrem hohen Mineralisation der Tiefenwässer wurden diese Zuflussbereiche aufgegeben und das Bohrloch bis in eine Tiefe von 1200 m entsprechend dem Stand der Tiefbohrtechnik durch die OMV AG verschlossen.

Die Zuordnung der Schichten, vor allem des Verrucano und der Metavulkanite erfolgte nach petrographischen Vergleichen mit Oberflächenproben, die von der Südflanke des Mitterberges entnommen wurden.

Bei den in der Bohrung Aflenz auftretenden Gesteinen des prätertiären Untergrundes handelt es sich entsprechend ihrer mineralogischen Zusammensetzung petrologisch im wesentlichen um Phyllite, die je nach dominantem bzw. farbgebendem Mineralbestand als Quarz-, Graphit-, Serizit- oder Chloritphyllite angesprochen werden können. Ein in den Cuttingproben mitunter gehäuftes

## Bohrergebnis

Die Bohrung Aflenz Thermal 1 hat folgendes geologisches Profil angetroffen (Tab.4):

Teufe (m)	Tektonische Haupteinheit	Tektonische Untereinheit	Zeitliche Einstufung	Lithologie
0-385	Aflenzner Becken		Neogen	Überwiegend Tonmergel, dunkel, ab 315 m stärker sandig
385-485				Wechsel von mergeligen und sandigen Lagen
485-525				Basale Grobklastika
525-1000	Grauwackenzone	Veitscher Decke	? Karbon	Tonschiefer und Quarzwacken
1000-1356	Mittelostalpin		Perm	Verrucano. Serizitschiefer, z.T. quarzitisch
<b>Aufschiebung</b>				
1356-1645	Grauwackenzone	Veitscher Decke	Karbon	Metavulkanit, basisches Ergussgestein, Schiefereinschaltungen zwischen 1356-1416 m, z.T. graphitisch
1645-1760				Tonschiefer
1760-1891	Mittelostalpin		Perm	Verrucano. Serizitschiefer, z.T. quarzitisch

Auftreten von Quarzbruchstücken kann mit erbohrten Metakonglomeraten, wie sie an der Südflanke des Mitterberges aufgeschlossen sind, im Zusammenhang gebracht werden. Zusätzliche sedimentäre Hinweise bzw. Gefügestrukturen, die diese Gesteine als Alpiner Verrucano ausweisen, können aus den Bohrkleinuntersuchungen nicht abgeleitet werden, jedoch legt die auftretende Gesteinsassoziation die Zuordnung zu Alpinem Verrucano nahe. Untergeordnet wurden vereinzelt eingeschaltete Quarzite sowie im Teufenbereich 1645-1765 m helle bis dunkelgrüne Metavulkanite, die im wesentlichen die Mineralparagenese Plagioklas - Quarz - Chlorit - Epidot/Klinozoisit - Hornblende - Kalzit führen, erbohrt.

Die Bohrung hat den angenommenen Bau bestätigt (Abb.5): Es liegt eine nordfallende Überschiebung von steilstehendem Mittelostalpin durch Grauwackenzone vor. Dieser Überschiebungsbau ist durch ein südfallendes Aufschiebungsband versetzt, wobei Mittelostalpin und ein Stück basaler Grauwackenzone nordwärts aufgeschoben wurde. Unter dem Tertiär von Aflenz drang die Bohrung demnach bei 525 m in die Untere Grauwackendecke des hochgeschobenen Bereiches ein, durchteufte diese bis 1000 m und weiters den von ihr überschobenen, bereits von der Aufschiebung betroffenen steilen Verrucano des Mittelostalpin, erreichte bei 1356 m wieder die Untere Grauwackendecke, allerdings in Form von eingelagerten Metavulkaniten, bei 1645 unterlagert von Grauwackenschiefern. Schließlich drang die Bohrung bei 1760 m endgültig in den Verrucano des Mittelostalpin ein, in dem sie verblieb. Die Mittelostalpine

Schichtfolge ist demnach nur durch den permischen Verrucano vertreten. Die mitteltriadischen Karbonate, die in der Bohrung Groisenbach 1 unter dem Tertiär erbohrt wurden und dem hochgehobenen Keil angehören, sind offensichtlich auf kurzer Erstreckung von der Überschiebung der Grauwackendecke abgeschert worden. Im tieferen Teil des Mittelostalpin, der im Liegenden der Aufschiebung erbohrt wurde, könnten die Mitteltriaskarbonate bei steiler Lagerung erst im Hangenden des Verrucano nördlich der Bohrung folgen. Somit war es durch die Bohrung nicht möglich, die Ziele 1 und 3 anzutreffen und einen karbonatischen Aquifer zu erfassen. Bestätigt hat sich die Auflockerungszone der Aufschiebung als Ziel 2, aus der etwas Zufluss erfolgt.

Über dem Untergrund liegt transgressiv das Tertiär von Aflenz, das wie in Groisenbach 1 einen tieferen grobklastischen und einen höheren feinklastisch-pelitischen Abschnitt enthält.

### **Bohrlochmessungen**

Die Bohrlochmessungen konnten die lithologischen Beobachtungen am Bohrmaterial, die sich oft infolge der geringen Cuttinggröße und streckenweisem Nachfall sehr schwierig gestalteten, wesentlich untermauern oder ergänzen.

Im GR (Abb.6) besitzt die Tertiärstrecke relativ geringe Strahlung, höher ist dieselbe in der Unteren Grauwackendecke, auffallend hoch in der Schiefen des Verrucano (1000-1365 m und unter 1760 m). Der basische Metavulkanitkörper ist gekennzeichnet durch sehr geringe Strahlung. In den Widerstandskurven zeichnen sich deutlich die porösen Abschnitte der klastischen Einlagerungen in den Basisabschnitten des Tertiär ab. Ein starker Widerstandsanstieg markiert die Unterkante Tertiär. Keine Differenzierung bieten die schieferreichen Grauwacken- und Verrucano-Abschnitte, während die Metavulkanite hohe Widerstände mit einzelnen, möglicherweise auf Vererzungen zurückzuführenden Rückgängen zeigen.

Hinsichtlich der Ortung von wasserführenden Porositätszonen waren im Zusammenhang mit dem GR die Density-, Kaliber- und Temperaturmessungen ausschlaggebend.

Die Temperaturmessungen zeigen neben unruhigem Verlauf länger erhöhte bleibende Werte ab etwa 1280 m aufwärts. Bei gleichbleibender GR-Kurve geht die Dichte im Density-Log vor allem bei 1290 - 1270 m und 1255 - 1240 m zurück, was auf Auflockerung des Gesteins und damit erhöhte Porosität hindeutet. Der Dichte-Rückgang bei 1195 - 1220 m könnte lithologisch bedingt sein. In der Kalibermessung zeigt sich eine Änderung im Ausbruchverhalten des Gebirges bei etwa 1220 m. Darüber liegt stärkere Kavernenbildung vor, während darunter eher gleichmäßig maßhaltiges Gebirge mit nur einzelnen schmalen Ausbrüchen zu verzeichnen ist. Von 1270 -1340, vor allem aber von 1290 - bis 1320m (Kaliber 21.8.99) scheint sogar Filterkuchenbildung infolge von Porosität vorzuliegen. All die genannten Porositätsindikationen kommen im Bereich der Aufschiebungszone zu liegen, die sich im Bohrprofil zwischen 1170 und 1356 m manifestiert und offensichtlich identisch mit dem Reflexionsband, das die Seismik ermittelte, ist.

Weitere Porositätshorizonte sind im tieferen Abschnitt des Aflenzter Tertiärs, vor allem gegen die Basis zu, auf Grund der GR- und Widerstandsmessungen festzustellen. Temperaturmessungen weisen auf potentielle Zuflüsse hin (Abb.6). Die ermittelten Werte von 22-24° bei 400-525 m liegen über der geothermischen Tiefenstufe dieses Bereiches und legen eine Belieferung des Basisteriärs mit Wässern aus größeren Tiefen nahe.

### **Hydrologisches Ergebnis**

Insgesamt wurden durch die gegenständliche Aufschlussbohrung drei Zuflussbereiche erschlossen. Es sind dies:

- 410 bis 502 m, geschätzt mit ca. 5 l/s bei einer Temperatur von 25 – 27°C (bei einer entsprechenden Spiegelabsenkung ist zu erwarten, dass weit mehr gefördert werden könnten)
- 1270 bis 1401 m, ca. 1.2 l/s mit einer Temperatur zwischen 38 und 42°C

- 1426 bis 1891 m, diffuser Zufluss von ca. 0.3 l/s mit einer Formationstemperatur bis 45°C

Eine Analyse der Wässer aus den beiden tieferen Zuflussbereichen (Grauwackenzone) zeigt, dass die Wässer sehr hoch mineralisiert sind, im speziellen ist ein sehr hoher geogener Eisen- und Strontiumgehalt, sowie erhöhte Kalziumgehalte festzustellen. Die Natrium- und Chloridgehalte sind ebenfalls sehr hoch.

Vom oberen Zuflussbereich (Tertiär) liegen keine endgültigen Wasseranalysen vor. Nach ersten Voruntersuchungen dürfte es sich hier um ein Magnesium- Kalzium- Eisen- Sulfat- Hydrogenkarbonatwasser handeln.

### Danksagung:

Die Autoren danken für die Genehmigung zu Publikation dieser Arbeit der Gemeinde Payerbach, Alpentherme Payerbach G.m.b.H. und der Thermalwassererschließungs G.m.b.H. Aflenz insbesondere Herrn G.Leitner und Herrn Bürgermeister P.Polleruhs. Wertvolle Unterstützung kam von den an der Durchführung des Projektes beteiligten Mitarbeitern von OMV Proterra, vor allem von Dipl.Ing.Ch.Pröglhöf und von Joanneum Research. Herr G.Hauer führte dankenswerter Weise die zeichnerische Ausgestaltung der Arbeit im Auftrag von Joanneum Research aus.

### Literatur

- CORNELIUS, H.P.: Geologische Karte des Raxgebietes 1:25.000. - Geologische Bundesanstalt Wien 1936
- CORNELIUS, H.P.: Geologische Karte des Schneeberges und seiner Umgebung 1:25.000. - Geologische Bundesanstalt Wien 1951
- CORNELIUS, H.P.: Die Geologie des Schneeberggebietes. - Erläuterungen zur Geologischen Karte des Schneeberges 1:25.000 - Jb.Geol.BA, Sb. 2, 111p.,Wien 1951
- HERRMANN, P., MANDL, G.W., MATURA A., NEUBAUER, F., RIEDMÜLLER, G. UND TOLLMANN, A.: Geologische Karte der Rep.Österreich 1:50.000, Blatt 105 Neunkirchen. - Geologische Bundesanstalt Wien 1992
- KOLLER,F., KRALIK, C., ZEMANN,J.: Die Riebeckitgneise am Ostende der Grauwackenzone (ÖSTERREICH). - Bei Heft 1, European Journal of Mineralogy, 3, 147, 1990
- KORINEK, R.: Payerbach Thermal 1. - Auswertung der Bohrlochmessungen 5p. - Internbericht OMV -PE-LM, 1995
- MANDL, G. UND MATURA, A.: Geologischer Überblick über das Semmeringgebiet. - Mitt.f.Baugeologie und Geomechanik (Baugeologische Tage Payerbach 1991), Bd.3, 77-83, Wien 1994
- MATURA, A.: Manuskriptkarte Blatt 102, Aflenz. - Unveröffentlichter Aufnahmebericht Geologische Bundesanstalt
- NEUBAUER,F., HANDLER,R., HERMANN, S. UND PAULUS,G.: Revised Lithostratigraphy and Structure of the Eastern Graywacke Zone (Eastern Alps). - Mitt.Österr.Geol.Ges. H.86 (1993), 61-74, Wien 1994
- NEUNER, K. H.: Die Gipslagerstätten des Semmerings. - Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, 109, H.10, .319-331, Wien 1964
- NIEDERBACHER, P.: Thermalprojekt Bezirk Neunkirchen. - Studie zur Abschätzung des Potentials für Thermalwässer und Vorplanung eines Bohrprojektes, 18p. - Internbericht ÖMV Gruppe, Proterra Umwelttechnik, 1992
- NOVOTNY, A. UND ROCKENSCHAUB, M.: Exkursionsführer. - Erläuterungen der regionalen Geologie des Semmeringgebietes. Geologische Bundesanstalt Wien 1995
- PRÖGLHÖF, CH., WESSELY, G.: Bericht zu den geologischen Ergebnissen der Bohrung Payerbach Th1 im Raum Payerbach-Reichenau. - 13p, Internbericht ÖMV Gruppe, Proterra Umwelttechnik i. A. E.LICHTENBERGER, Alpentherme Payerbach GmbH., 1995
- TOLLMANN, A.: Exkursion II2,6: Semmering-Grauwackenzone. - Mitt.Österr.Geol.Ges.57, 193-203, Wien 1964
- VETTERS, H.: Geologische Spezialkarte d. Rep.Österreich, Eisenerz, Wildalpe und Aflenz 1:75.000, aufgenommen von E.SPENGLER U.J.STINY Geologische Bundesanstalt Wien 1926

WESSELY, G.: Beurteilung der Möglichkeit einer Thermal-Bohrung im Raume Reichenau a.d.Rax. - Internbericht ÖMV Proterra Umwelttechnik, Wien 1990

WESSELY, G.: Die Bohrung Payerbach Thermal 1. – Geologische Grundlagen – Ergebnisse Barbara-Gespräche Payerbach 1995, Bd. 2, 154-162, 1997

ZEMANN, J.: Zur Kenntnis der Riebeckitgneise des Ostendes der nordalpinen Grauwackenzone. - Tscherm.Min.Petr.Mitt.3, F.2, Wien 1995

ZÖTL, J. UND GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs. - 329p., Verl.Springer Wien1993

### **Abbildungsverzeichnis**

Abb.1 Geologische Übersichtskarte über das Semmeringgebiet nach MANDL und MATURA 1994, NOVOTNY und ROCKENSCHAUB 1995 und HERRMANN et al. 1992. Legende siehe Abb. 2.

Abb.2 Geologischer Schnitt durch das Semmeringgebiet, vorgelagerter Grauwackenzone und südlichem Kalkalpin über die Bohrung Payerbach Th 1 (Abschnitt Semmering nach TOLLMANN 1964)

Abb.3 Petrographisches Profil der Bohrung Payerbach Th 1 nach Spülproben (R.SAUER) (Gesteinsverhältnis nach der jeweiligen originalen Gesamtprobe)

Abb.4 Geologische Übersichtskarte über das Gebiet Aflenz nach MATURA (unveröffentl. Aufnahmebericht), VETTERS 1926 und nach eigenen Begehungen

Abb.5 Geologischer Schnitt durch die Bohrungen Aflenz Th 1 und Groisenbach 1

Abb.6 Bohrlochmessungen (Gamma Ray und Temperatur) in der Bohrung Aflenz Th 1



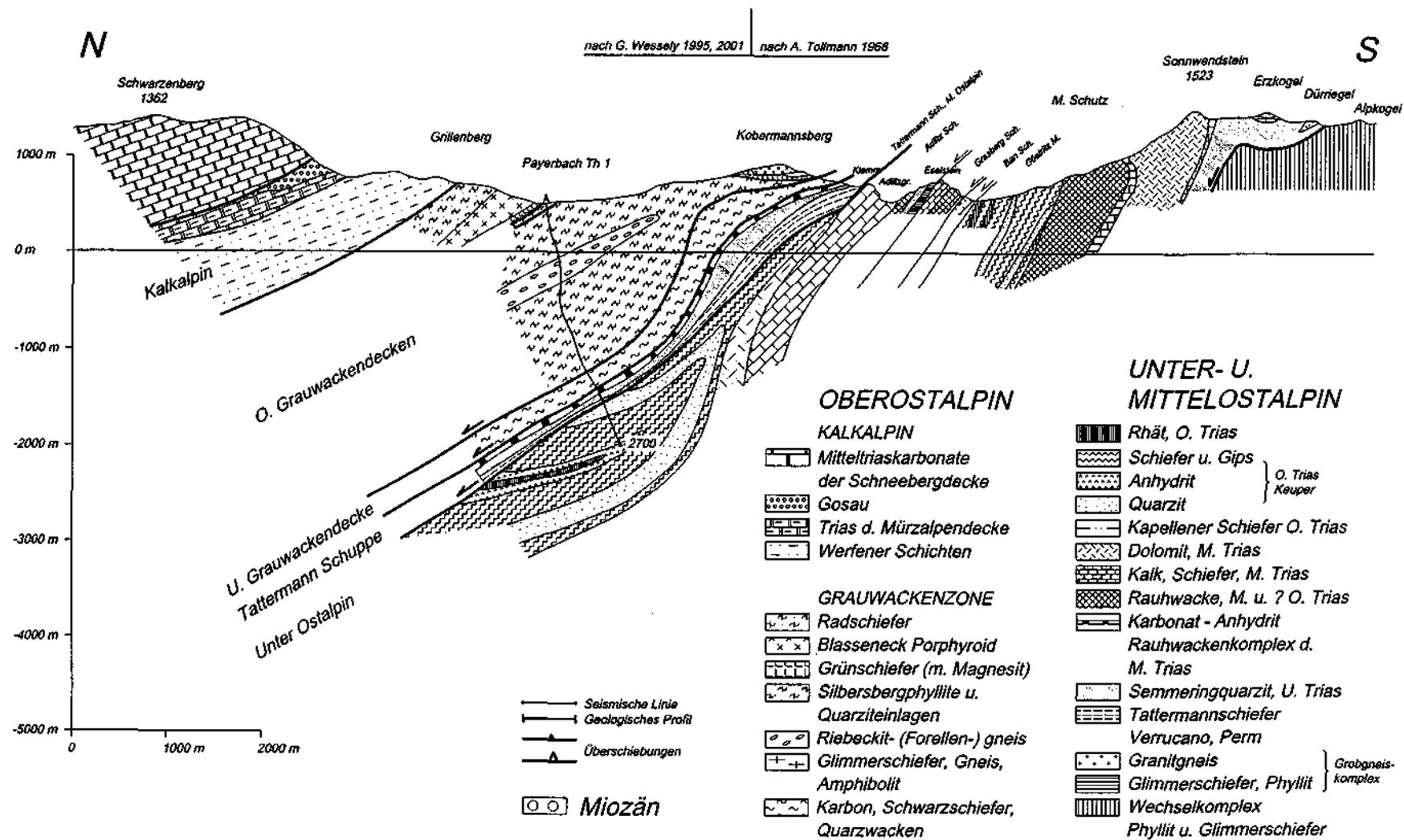


Abb.2 Geologischer Schnitt durch das Semmeringgebiet, vorgelagerter Grauwackenzone und südlichem Kalkalpin über die Bohrung Payerbach Th 1 (Abschnitt Semmering nach TOLLMANN 1964)

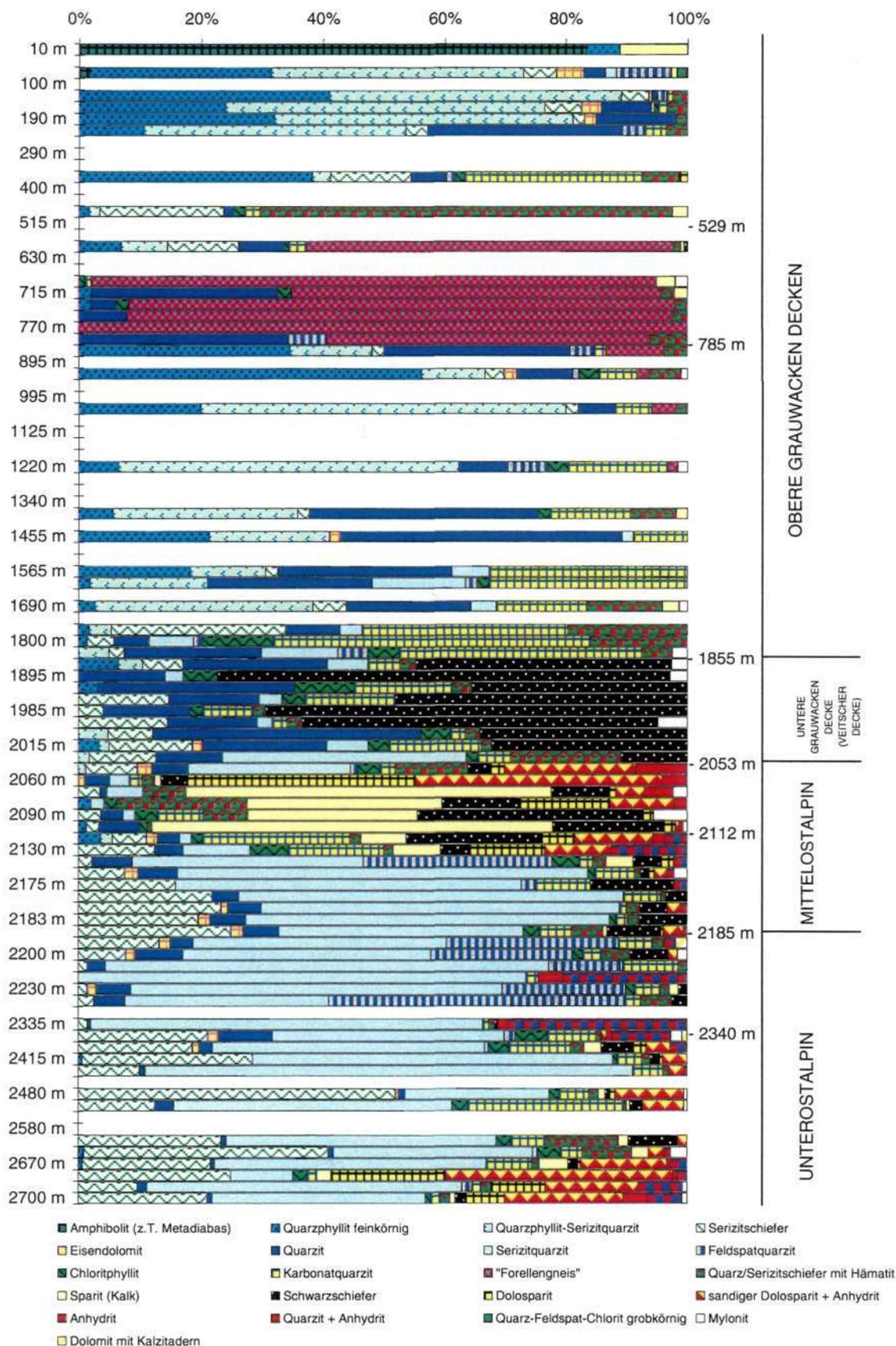


Abb.3: Petrographisches Profil der Bohrung Payerbach Th1 nach Spülproben (R. SAUER)  
(Gesteinsverhältnis nach der jeweiligen originalen Gesamtprobe).

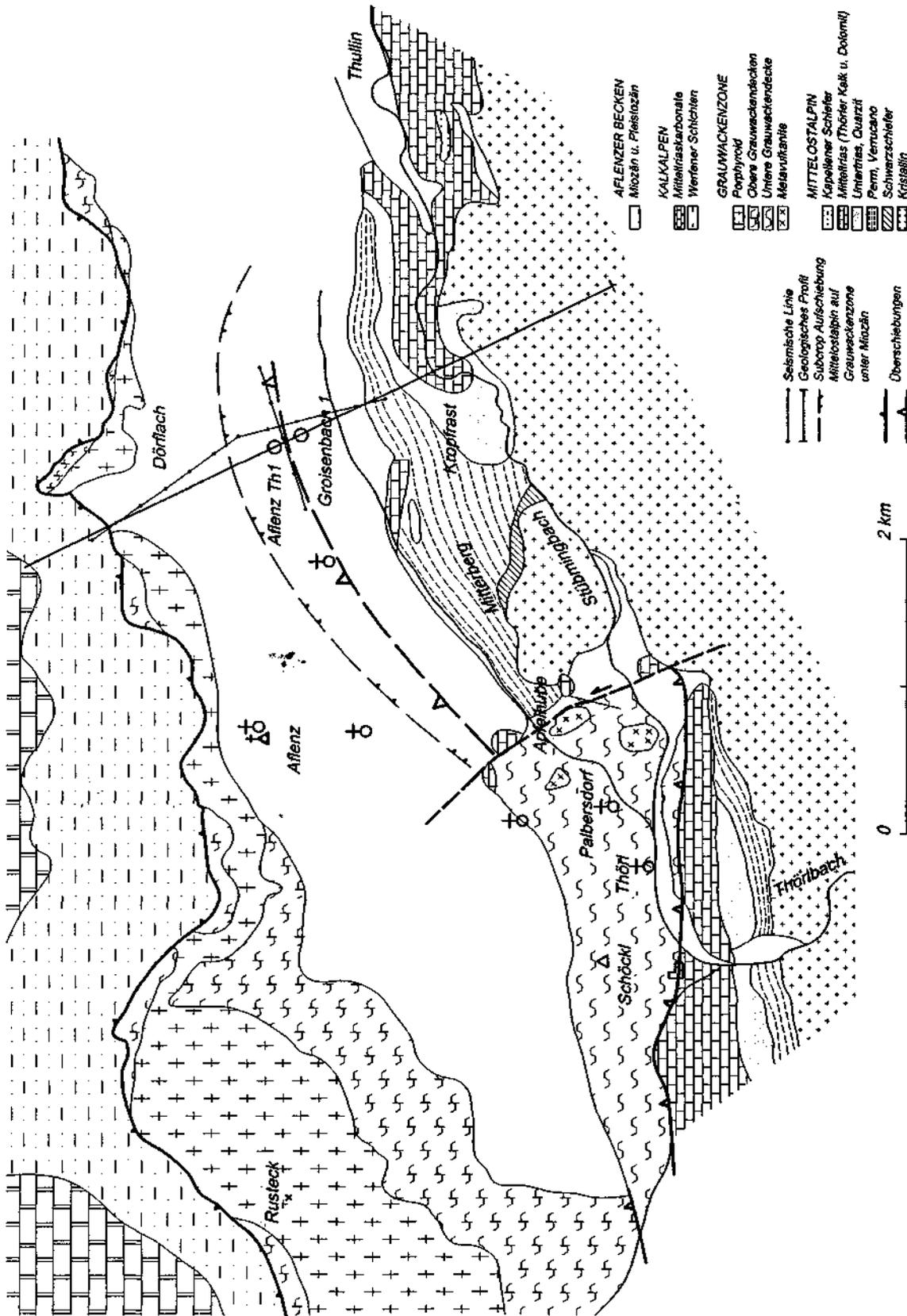


Abb.4 Geologische Übersichtskarte über das Gebiet Affenz nach MATURA (unveröffentl. Aufnahmebericht), VETTERS 1926 und nach eigenen Begehungen

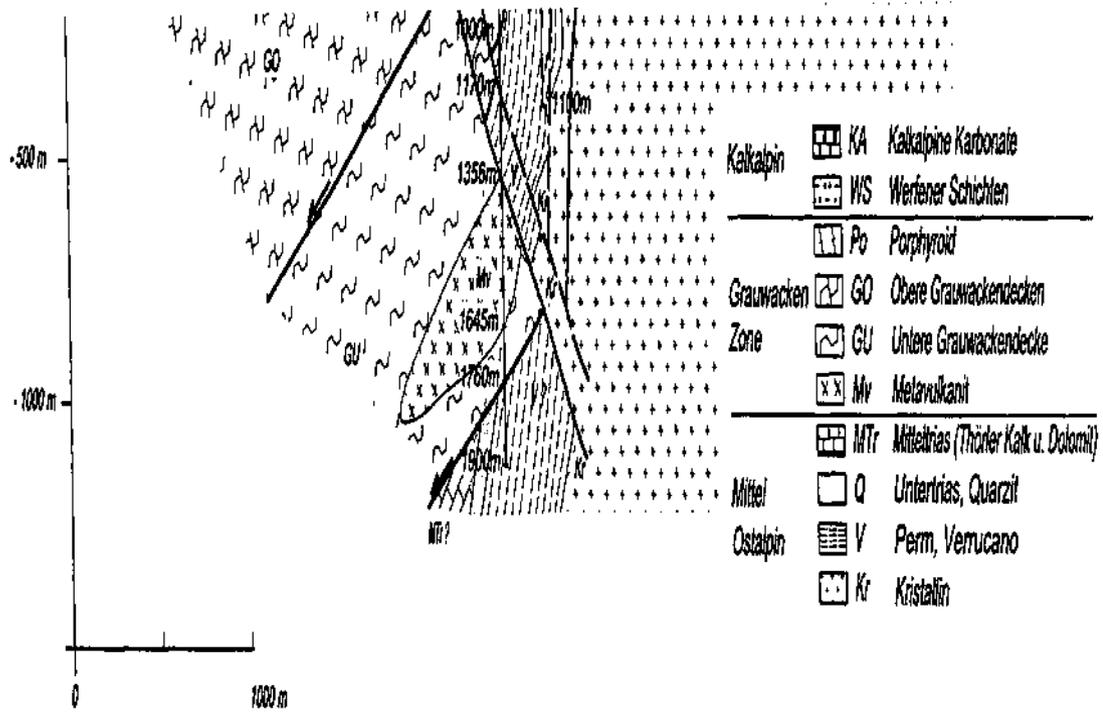


Abb.5 Geologischer Schnitt durch die Bohrungen Afenz Th 1 und Groisenbach 1

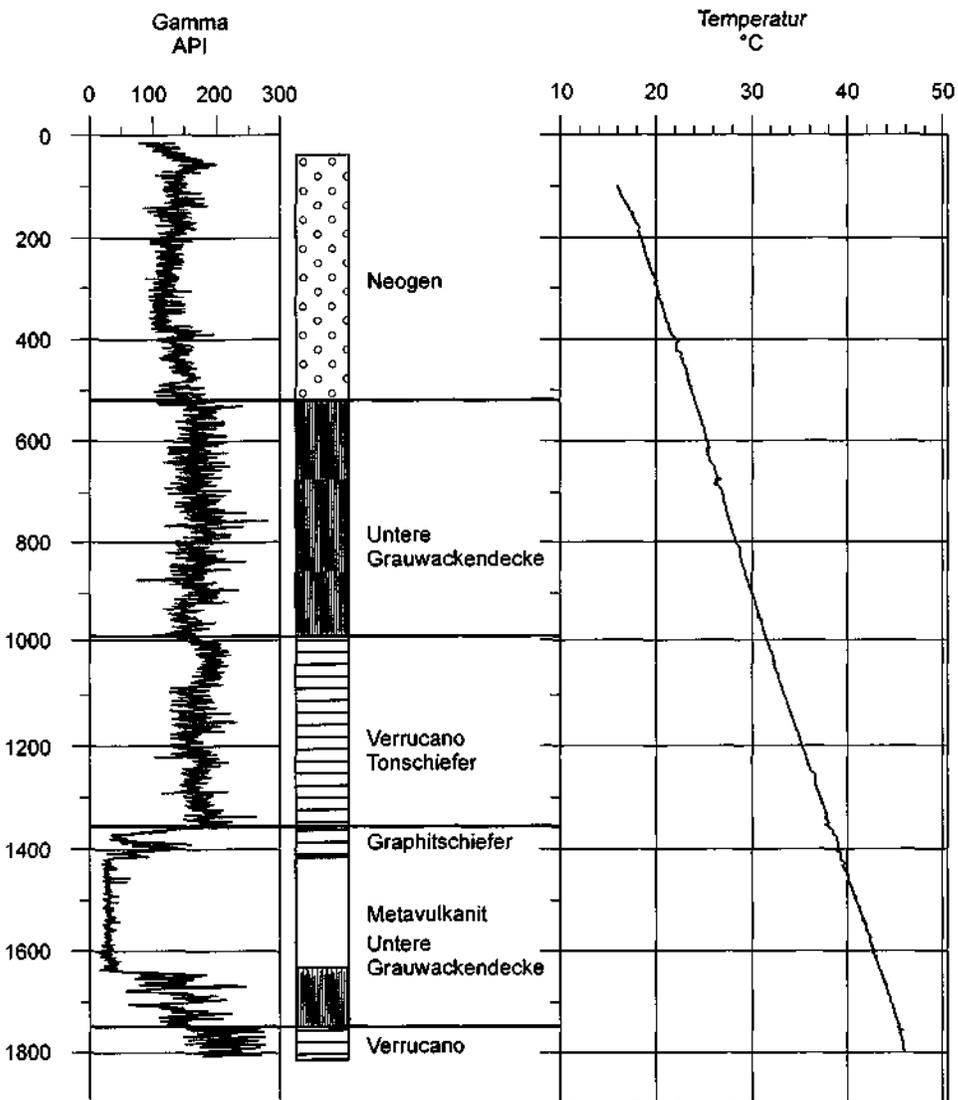


Abb. 6: Bohrlochmessung (Gamma Ray und Temperatur) in der Bohrung Aflenz Th1.

## ERKUNDUNGSSTRATEGIEN FÜR DIE PLANUNG DES SEMNERING-BASISTUNNELS

Gunter RIEDMÜLLER

Im Zuge des Ausbaus des österreichischen Eisenbahn-Hochleistungsstreckennetzes ist die Errichtung des etwa 22 km langen Semmering-Basistunnels geplant. Für den Abschnitt km 85,0 bis 98,714 (Portal Mürzzuschlag) werden die geologisch-geotechnischen Erkundungsmaßnahmen (geologische Detailkarierung, eines breiten Korridors sowie Untergrunderkundung durch Kernbohrungen, Bohrlochtests, Schürfe und geophysikalische Untersuchungen) im Verlauf der verschiedenen Planungsstadien beschrieben. Die dabei entwickelte Modellvorstellung konnte durch den Vortrieb eines 4.300 m langen Pilotstollens weitgehend bestätigt werden. Lokal mußten auch Abweichungen festgestellt werden und ein in seiner Größenordnung unerwarteter Wassereinbruch führte zu einem fast einjährigen Vortriebsstillstand.

Der Pilotstollen bot die Möglichkeit zur Gewinnung von zusätzlichem Probenmaterial für felsmechanische und mineralogische Untersuchungen. Während des Vortriebes konnte eine Reihe von Meßdaten gewonnen werden, die mit Hilfe einer speziell für den Tunnelbau entwickelten Datenbank verwaltet und ausgewertet wurden. Gleichzeitig flossen die Ergebnisse in ein 3-d Modell auf GIS-Basis mit Schwerpunkt auf einer detaillierten Analyse der Störungs kinematik ein.

Für die Ausschreibungsprojektierung konnten aus dem breiten Spektrum auftretender Gesteinarten auf der Grundlage von Lithologie, Schieferung/Anisotropie, Blockgröße, Trennflächencharakteristik sowie felsmechanischer Parameter und Datenbankauswertungen 20 Gebirgsarten definiert werden. Unter Berücksichtigung von zusätzlichen Einflußfaktoren wie Festigkeits- und Deformationseigenschaften, Trennflächenorientierung zur Tunnelachse, Primärspannung, Ausbruchsquerschnitt und Bergwasserführung sind daraus 16 Gebirgsverhaltenstypen ableitbar. Diese werden 11 generellen Verhaltens- bzw. Versagenstypen zugeordnet.

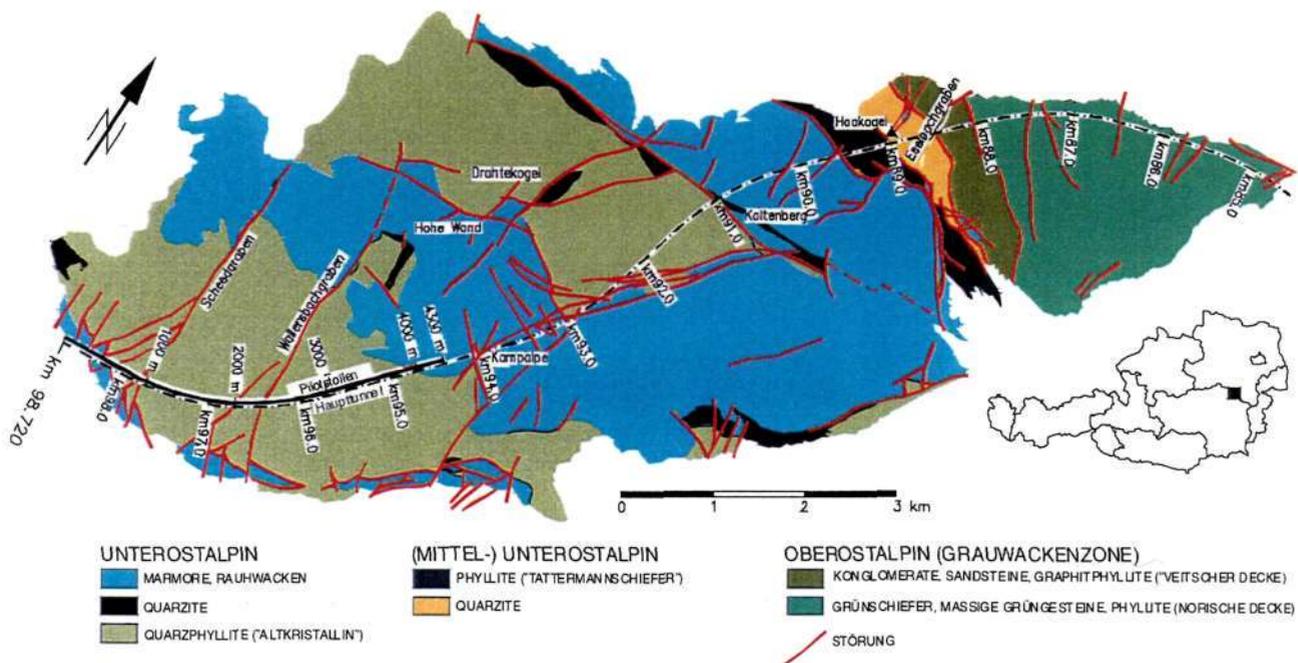


Abb. 1: Geologische Übersicht des bearbeiteten Abschnittes des Semmering-Basistunnels.

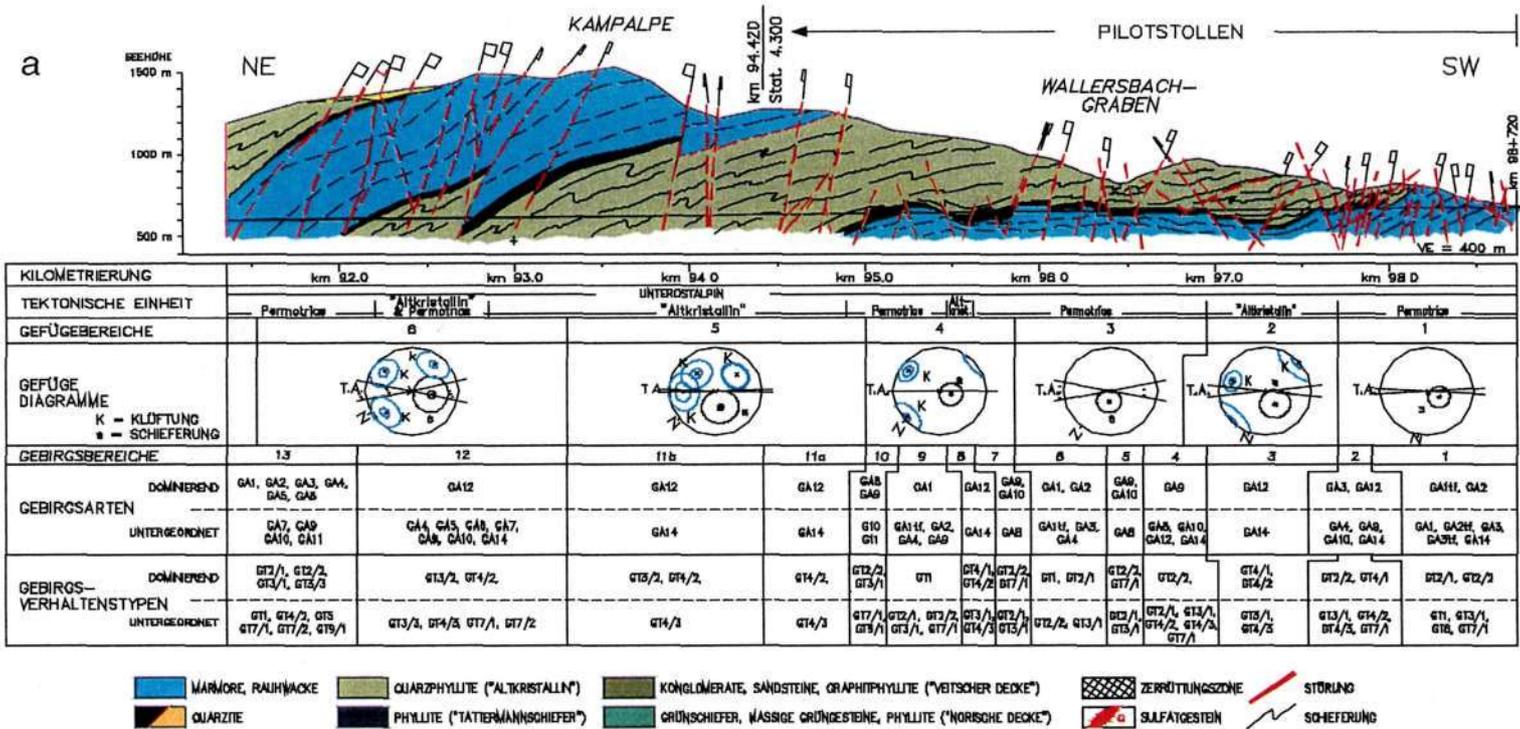


Abb. 2: Geotechnischer Längenschnitt des Semmering-Basistunnels mit der erwarteten Verteilung von Gebirgsarten und Gebirgsverhaltenstypen (Ausschnitt).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Geologisch-petrograph. Beschreibung	Tiefe (m)	Schichtprofil	Trennflächen	Zerlegungsgrad	RQD 10 (%)	Verwitterungsgrad	Felsqualität	Grundwasser	Ergänzende Bemerkungen, Proben etc.	Spül- od. Trockenbohrung	Filterstrecke (Kies)	Bohrhörsuche	Kemndurchmesser (mm)
				1 2 3 4 5		1 2 3 4							
<p><b>QUARZITSCHIEFER (Tattermannsch.),</b> grau, sehr kompakt, mylonitisch belegte Trennflächen, lagenweise stärker zerlegt, zergurst, mylonitisch, stark verfalltet, dm-mächtige Quarzlagen und -linsen, bis 40 m gelegentlich rostige Anflüge auf Trennflächen</p> <p>44.45 - 47.8 m: sehr kompakt, mit Mylonit-lagen (0.5 - 2 cm) in dm-Abständen</p> <p>47.8 - 48.2 m: stark zerlinst, mit tonig-grusiger Matrix</p> <p>48.2 - 49.3 m: kompakt, quarzitisch, mit tonigen, schmierigen Bestegen auf Trennflächen</p> <p>49.3 - 50.1 m: stark zerlinst, mylonitisiert, tonig-grusige Matrix, stark verquarzt</p> <p><b>TATTERMANNSCHIEFER,</b> grau, wechselnd kompakte Bereiche und stärker zerlinste u. mylonitisierte Lagen, lagenweise stärker quarzitisch, Trennflächen durchwegs tonig-schmierig</p> <p>bis 50.4 m: kompakt, quarzitisch</p> <p>50.4 - 50.7 m: stark zerlinst, Linsen eingebettet in Mylonit-Matrix</p> <p>50.7 - 51.85 m: kompakt, mehr quarzitisch feiner, steiler Hamisch</p> <p>51.85 - 52.25 m: tonig-grusiger Mylonit</p> <p>52.35 - 54.0 m: stark zerlinst, z.T. stark verquarzt, Linsen eingebettet in tonig-plastischem Mylonit</p>	45 46 47 48 49 50 51 52 53 54				80 62 80 45 0 48 40 12 0				generell hohe Teilbarkeit nach sf				121
<b>HL-AG SEMMERINGBASISTUNNEL, Phase II</b>				Aufn. am: bis 19.11.91	Aufn. von: Pölsler	Höhe (GOK): 803,5 m	<b>Bohrung: B2A/91</b>						

Abb. 3: Ausschnitt aus einem geologischen Bohrprotokoll mit den wesentlichen dokumentierten Gebirgsparametern.

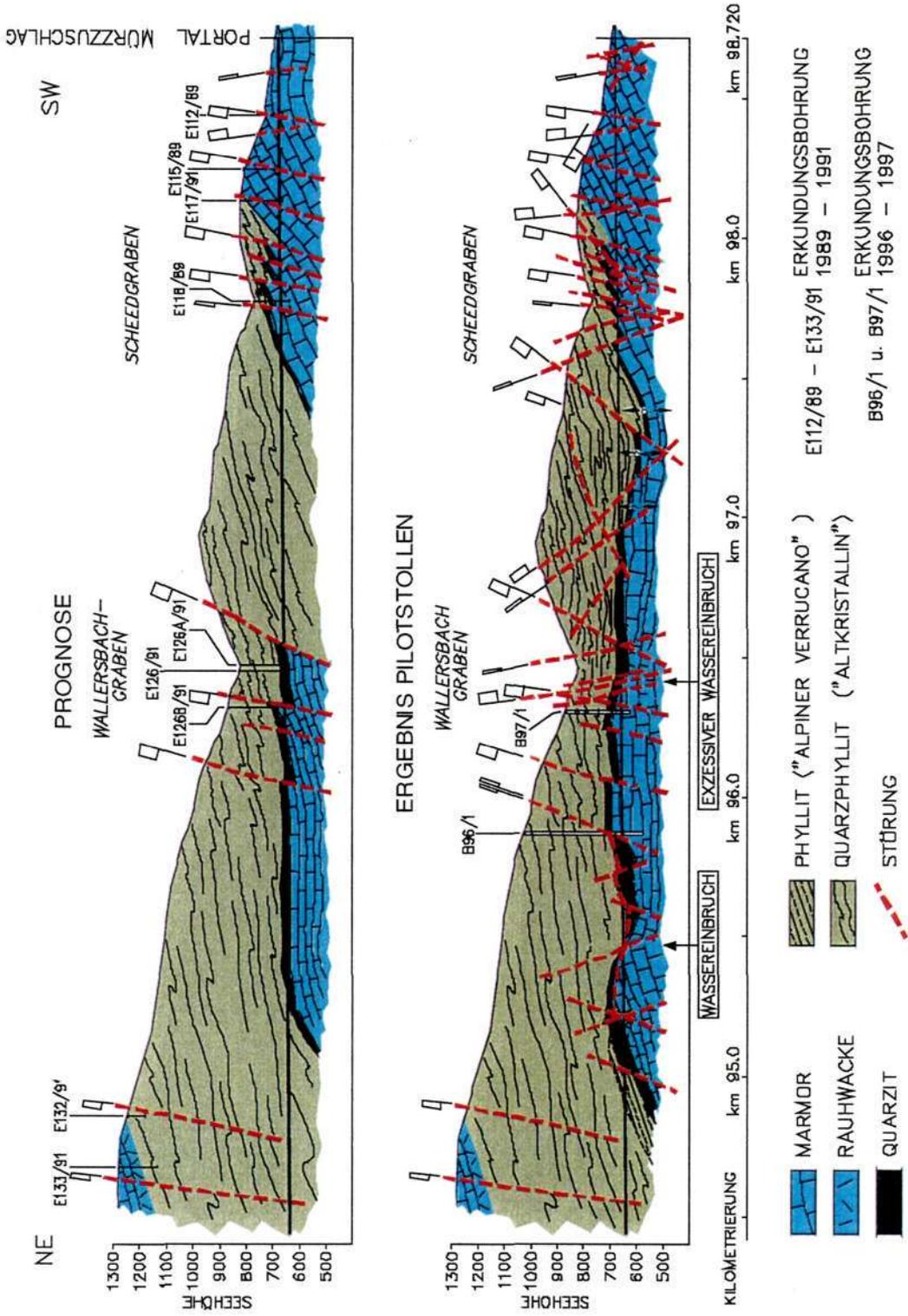


Abb. 4: Gegenüberstellung von Prognose und tatsächlich angetroffenen Verhältnissen beim Auffahren des Pilotstollens auf Grundlage der Stollendokumentation von J. Kaiser.

Gebirgsart 15			
Lithologie	Phyllit		
Schieferung/Anisotropie	< 6 cm		
Kluftkörpergröße	< 20 cm		
TF-Beschaffenheit	sf: teilweise schmierig		
Durchtrennungsgrad	überwiegend niedrig		
Öffnung	überwiegend geschlossen		
Gesteinskennwerte	$\mu$	$\sigma$	Anz. Vers.
UCS [MPa]	28,2	13,6	19
$m_i$ [-]	14,5	6,0	6
c [MPa]	10,8	3,1	6
$\phi$ [°]	31,7	1,5	6
E [GPa]	26,7	19,1	18
v [-]	0,43	0,18	5
CAI [-]	2,5 bis 3		
Trennflächenkennwerte	$\mu$	$\sigma$	Anz. Vers.
Reibungswinkel [°]	33,7	6,3	15
Restreibungswinkel [°]	28,5	5,6	23
Gebirgskennwerte	$\mu$	$\sigma$	
GSI [-]	40	5	
UCS [MPa]	3,9	2,0	
c [MPa]	1,1	0,5	
$\phi$ [°]	31,3	3,6	
E [GPa]	3,0	1,0	

... Schattierung  $\Rightarrow$  Schätzwert

Tabelle 1: Geologische Einflussparameter, Ergebnisse aus Laborversuchen und errechnete Gebirgskennwerte der exemplarisch dargestellten Gebirgsart 15

Gebirgsverhaltenstyp 4/1	
Symbolische Darstellung für Phyllit	
<b>Gebirgsarten</b>	GA15
<b>Orient. Haupttrennflächenchar(en)</b>	Die Schieferungsflächen fallen flach bis mittelsteil in Vortriebsrichtung ein
<b>Primärspannung</b>	Spannungsniveau im Bereich der Gebirgsfestigkeit
<b>Bergwasser</b>	überwiegend trocken, vereinzelt Tropfwasser
<b>Gebirgsverhalten</b> (Ausbruchsverhalten, Art der Überbeanspruchung/ Bruchverhalten)	Das Gebirge neigt zur Bildung von Überprofilen. Geringe Scherfestigkeit an Trennflächen bewirkt strukturbedingtes stark anisotropes Gebirgsverhalten (z.B. Entspannungsgleiten an Schieferungsflächen). Bei hohlraumnaher Lage von Harnischflächen und Störungen kann es zu Spannungskonzentrationen und damit zu lokaler Überbeanspruchung des Gebirges kommen was zu tieferreichenderen Neubrüchen im Gebirge führen kann (im Bereich der Ortsbrust können trennflächenbedingte Ablösungen und lokales Scherversagen auftreten)
<b>Radialdeformation</b>	strukturbedingt, mehrere Zentimeter

Tabelle 2: Einflussparameter und abgeleitetes Gebirgsverhalten des exemplarisch dargestellten Gebirgsverhaltenstyps 4/1.

Gebirgsverhaltenstypen	Beschreibung
1 Standfestes Gebirge	Standfestes Gebirge mit dem Potenzial zum schwerkraftbedingten Herausfallens oder Herausgleitens von kleinvolumigen Kluftkörpern
2 Gefügebedingte Nachbrüche	Tiefreichende gefügebedingte Nachbrüche, vereinzelt lokales Überschreiten der Scherfestigkeit an Trennflächen
3 Neubrüche mit geringer Tiefe	Spannungsbedingtes Versagen des Gebirges in unmittelbarer Hohlraumumgebung in Kombination mit gefügebedingten Nachbrüchen
4 Tiefreichende Neubrüche	Spannungsbedingte tiefreichende Neubrüche im Gebirge mit großen Deformationen
5 Bergschlag	Hohe Spannungen in Kombination mit sprödem Gebirge führen zu plötzlichen Ablösungen
6 Schichtknicken	Knicken von schlanken Platten, häufig in Kombination mit Scherversagen
7 Scherversagen bei geringem Spannungsniveau	Potenzial zu großvolumigen Nachbrüchen und progressivem Scherversagen infolge geringer Verspannung
8 Rolliges Gebirge	Ausfließen von meist kohäsionslosem, trockenem bis feuchtem Gebirge
9 Fließendes Gebirge	Ausfließen von Gebirge mit hohem Wassergehalt
10 Quellendes Gebirge	Zeitabhängige Volumszunahme des Gebirges durch physikalisch- chemische Reaktion von Gebirge und Wasser in Kombination mit Entspannung
11 Gebirge mit rasch wechselnden Verformungseigenschaften	Starke Variation von Spannungen und Deformationen bedingt durch Block-Matrix Struktur (tektonische Melange, heterogene Störungszonen (brittle faults))

Tabelle 3: Einteilung typischer Kategorien von Gebirgsverhalten.

<b>Gebirgsverhaltenstypen</b>		<b>Beschreibung</b>
1	Standfestes Gebirge	Standfestes Gebirge mit dem Potenzial zum schwerkraftbedingten Herausfallens oder Herausgleitens von kleinvolumigen Klutkörpern
2	Gefügebedingte Nachbrüche	Tiefreichende gefügebedingte Nachbrüche, vereinzelt lokales Überschreiten der Scherfestigkeit an Trennflächen
3	Neubrüche mit geringer Tiefe	Spannungsbedingtes Versagen des Gebirges in unmittelbarer Hohlraumumgebung in Kombination mit gefügebedingten Nachbrüchen
4	Tiefreichende Neubrüche	Spannungsbedingte tiefreichende Neubrüche im Gebirge mit großen Deformationen
5	Bergschlag	Hohe Spannungen in Kombination mit sprödem Gebirge führen zu plötzlichen Ablösungen
6	Schichtknicken	Knicken von schlanken Platten, häufig in Kombination mit Scherversagen
7	Scherversagen bei geringem Spannungsniveau	Potenzial zu großvolumigen Nachbrüchen und progressivem Scherversagen infolge geringer Verspannung
8	Rolliges Gebirge	Ausfließen von meist kohäsionslosem, trockenem bis feuchtem Gebirge
9	Fließendes Gebirge	Ausfließen von Gebirge mit hohem Wassergehalt
10	Quellendes Gebirge	Zeitabhängige Volumszunahme des Gebirges durch physikalisch- chemische Reaktion von Gebirge und Wasser in Kombination mit Entspannung
11	Gebirge mit rasch wechselnden Verformungseigenschaften	Starke Variation von Spannungen und Deformationen bedingt durch Block-Matrix Struktur (tektonische Melange, heterogene Störungszonen (brittle faults)

Tabelle 3: Einteilung typischer Kategorien von Gebirgsverhalten.



## Hydrogeologische Vorarbeiten, geologisch-hydrogeologische Beschreibung der Gesteinseinheiten und erste hydrogeologische Prognose

In den Jahren 1990/1991 wurden u.a. im Bereich des Hirschenkogels und des Sonnwendsteins sowie in den beiden das Projektgebiet begrenzenden Gräben (Göstritzgraben im Osten und Dürrgraben im Westen) umfangreiche Geländearbeiten durchgeführt. Ein Ziel dieser Tätigkeiten war es, eine flächendeckende Quell- und Brunnenaufnahme zu erarbeiten, auf deren Basis in Verbindung mit den Ergebnissen der geologischen Kartierungen und den Bohrergebnissen ein hydrogeologisches Beweissicherungsprogramm erstellt werden konnte. Die geologischen Arbeiten bei diesem Projekt wurden von Univ. Prof. Dr. Riedmüller (Institut für technische Geologie und angewandte Mineralogie – TU Graz) durchgeführt.

In Abb. 2 ist die geologische Situation im Bereich des Sonnwendstein-Hirschenkogelzuges schematisch dargestellt. Von Maria Schutz aus werden demnach zuerst Gesteine der Keuperserie durchörtert. Danach gelangt der Vortrieb in den Bereich der Semmeringstörung, die auch gleichzeitig die Grenze zwischen der Keuperserie und karbonatischen Festgesteinen darstellt. Anschließend durchörtert der Erkundungstollen unterschiedliche karbonatische Festgesteine hauptsächlich in Form von Dolomitmarmorbrekzien und Dolomitmarmor, sowie Rauhwacken.

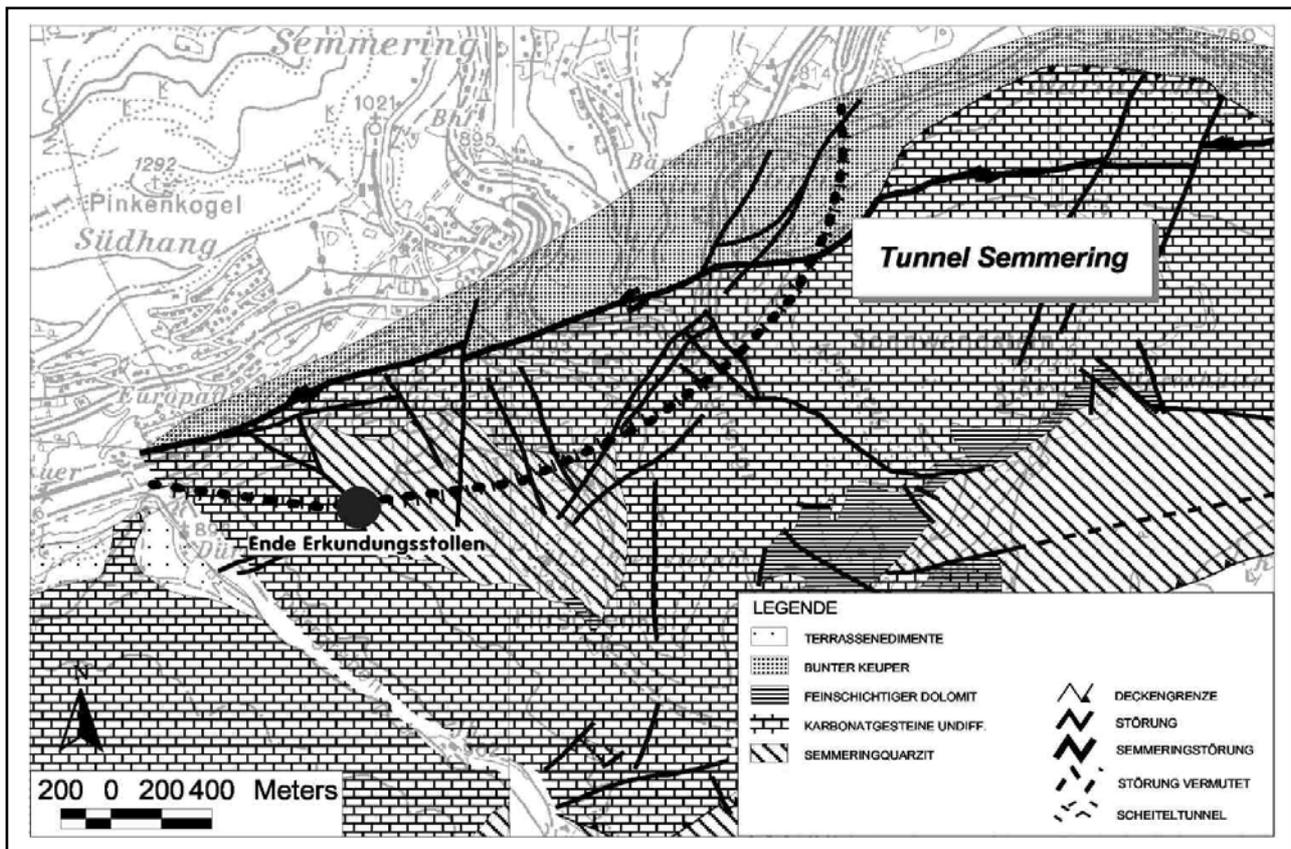


Abb. 2: Schematische Darstellung der geologischen Situation im Bereich Hirschenkogel-Sonnwendstein.

Bei der Unterfahrung des Hirschenkogels kommt vor allem aus tunnelbautechnischer Sicht dem möglichen Auftreten von Semmeringquarzit auf Tunnelniveau große Bedeutung zu. Nicht nur deshalb wurde auch vorab ein Erkundungsstollen aufgefahren. Danach werden nach der geologischen Prognose bis zum Dürrgraben erneut karbonatische Gesteine in Form von Dolomitmarmorbrekzien und Dolomitmarmor durchörtert.

### **Keuperserie**

Die Keuperserie (Bunter Keuper) wird als eine Gips und Anhydrit führende obertriadische Gesteinsabfolge beschrieben, die im Wesentlichen aus Phylliten („Tonschiefer“, „Bunter Keuperschiefer“) mit Einschaltungen von Quarzit-Quarzitschiefer, Dolomit und Rauwacke sowie dem sogenannten „Rhätkeuper“ (Rhätkalkserie) aufgebaut wird. Aus hydrogeologischer Sicht ist die Keuperserie generell als Stauer anzusprechen. Dies wird auch sehr deutlich durch das Vorhandensein von Überlaufquellen an der Grenze Karbonatgesteine des Sonnwendsteins zu den Gesteinen der Keuperserie dokumentiert. An diese Grenzlinie sind eine Reihe von Quellen gebunden, die grösstenteils gefasst sind und der örtlichen Trinkwasserversorgung dienen.

Im Detail betrachtet, wurde aus hydrogeologischer Sicht besonders auf Einschaltungen karbonatischer Gesteine (u.a. Rhätkalke) hingewiesen, an die sehr wohl eine lokale, jedoch untergeordnete Wasserführung gebunden sein kann.

### **Semmeringstörung**

Im Zuge der hydrogeologischen Prognose wurde auf die ENE-WSW streichende Semmeringstörung im besonderen Maße hingewiesen. Da aus den Kartierungsergebnissen bekannt war, dass die Semmeringstörung die Grenze zwischen wasserführenden, verkarsteten Karbonatgesteinen und der wasserstauenden Keuperserie bildet, musste bei Durchörterung dieser Zone mit erhöhten Bergwasserzutritten gerechnet werden. Da zudem an diese Grenzfläche eine Reihe von Überlaufquellen gebunden sind, musste zumindest für nahe zum Stollenvortrieb gelegene Wasseraustritte auch eine Beeinträchtigung befürchtet werden.

Hinsichtlich der Möglichkeit einer Beeinträchtigung von Quellen, die für die Trinkwasserversorgung verwendet werden, wurde vorsorglich vor Errichtung des Erkundungsstollens durch die ÖSAG eine entsprechende Ersatzwasserversorgung geplant und errichtet.

### **Karbonatgesteine**

Im Anschluß an die Semmeringstörung werden hauptsächlich Dolomitmarmorbrekzien und Dolomitmarmore, sowie Rauwacken durchörtert.

Die bestehenden Quellen treten entlang der Grenzlinie Karbonatgesteine des Sonnwendsteins-Hirschenkogels und Keuperserie aus. Oberhalb dieser Grenzlinie existieren mit einer Ausnahme keine Quellaustritte, weshalb auf eine tiefreichende Verkarstung dieser Karbonatgesteine geschlossen werden kann. Aus diesem Grund wurde innerhalb dieser Karbonate eine entsprechende Bergwasserführung prognostiziert. Die Tatsache, dass der Stollen steigend vorgetrieben wurde, dass die Bergwasserspiegellagen aus einzelnen Bohrungen bekannt waren sowie die Vermutung einer tiefreichenden Verkarstung, führten zur hydrogeologischen Einschätzung, dass der Stollen bei weiterem Vortrieb Richtung Westen aus einer Art „gesättigten bergwasserführenden Zone“ auftauchen wird und in weiterer Folge hauptsächlich trockene Verhältnisse beim Vortrieb erwartet werden können.

Für den Fall, dass der **Semmeringquarzit** im Bereich des Hirschenkogels bis auf Tunnel- bzw. Stollenniveau reichen sollte, wurden entsprechend seiner z.T. sehr guten zu erwartenden Wasserführung über weite Strecken flächenhafte Zutritte in Form von Firstregen prognostiziert.

## **Hydrogeologische Verhältnisse beim Vortrieb des Erkundungsstollens und Ergebnisse der Injektionsversuche**

Im Rahmen der Vortriebsarbeiten wurden Kluftwasserzutritte abgeschlaucht bzw. flächenhafte Wasserzutritte in Drainagen gefaßt. An diesen definierten Wasserzutritten wurden im Rahmen der hydrogeologischen Dauerbeobachtung Schüttungs-, Leitfähigkeits- und Temperaturmessungen durchgeführt, sowie an ausgewählten Stellen hydrochemische und isopenhydrologische Untersuchungen vorgenommen.

Im Bereich des Ostportales in Maria Schutz wurden prognosegemäß gering durchlässige und daher kaum wasserführende Schichten der Keuperfolge durchörtert. Etwa bis zur Station 360 m wurden in dieser Schichtfolge nur sehr geringe Wasserzutritte beobachtet, welche oft nur an Ankerlöcher gebunden waren. Abgesehen von einem kurzzeitigen Spitzenzutritt (8-9 l/s) im Bereich zwischen Station 360 m und 405 m variierte die Gesamtwassermenge innerhalb der gesamten Keuperabfolge (Station 0 m bis etwa 420 m) zwischen nahezu trockenen Verhältnissen und einer Schüttung von etwa 1,5 l/s. Der erwähnte Spitzenzutritt sank innerhalb weniger Tage auf 1-2 l/s ab. Der exponentielle Verlauf des Schüttungsrückganges bestätigt die ursprüngliche Modellvorstellung eines gefüllten, in den Erkundungsstollen ausfließenden, geringfügig regenerierten Aquifers.

Der Bereich zwischen etwa Station 405 m und 920 m zeichnete sich durch eine äußerst geringe Wasserführung aus. Diese Tatsache ist insofern bedeutsam, als daß die prognostizierten Wasserzutritte im Bereich der Semmeringstörung nicht eintraten. Im Bereich des Überganges von den wasserstauenden Keuperschichten zu den mitteltriadischen Karbonatgesteinen des Sonnwendsteins wurde keine signifikante Wasserführung angetroffen. Die eigentliche Semmeringstörung zwischen Station 420 m und 450 m war von dichten, tonigen Myloniten geprägt.

Der Bereich südlich dieser Übergangszone war von schlecht durchlässigen und daher nur geringfügig wasserführenden Rauhwacken geprägt.

Ab etwa Station 920 m kam es zu vermehrten Wasserzutritten im Bereich des hier aufgefahrenen Dolomitmarmores. Bis zur Station 1265 m (Bereich des Myrtengrabens) kam es immer wieder zu Kluftwasserzutritten. Der größte Einzelzutritt innerhalb der Karbonatgesteine fand bei Station 1155 m statt, wobei zu Beginn etwa 30 l/s punktuell in den Stollen eindringen. In weiterer Folge ging die Schüttung dieses einen Kluftwasserzutrittes auf etwa 10-15 l/s zurück.

Aufgrund der Nahelage der Meßstelle bei Station 1083 m zum Myrthengraben und der damit zusammenhängenden geringen Überlagerung sind die Meßwerte dieser Meßstelle maßgeblich von den hydrometeorologischen Rahmenbedingungen geprägt. In

Abb. 3 kommt das rasche Eindringen der Niederschlagswässer in diesem Bereich zum Ausdruck, welches sich durch ein „gegensinniges“ Verhalten der Schüttung und der elektrischen Leitfähigkeit manifestiert. Dies kann damit erklärt werden, daß gering mineralisiertes Niederschlagswasser rasch in den Stollen eindringt und zu einer Schüttungserhöhung bei gleichzeitiger Verringerung der elektrischen Leitfähigkeit führt.

Der Bereich zwischen Station 1265 m und etwa 1900 m zeichnete sich durch untergeordnete Wasserzutritte aus. In diesem Bereich befindet sich nur bei Station 1727 m eine definierte Bergwasserfassung, mit einer Gesamtschüttung von etwa 0,8–2,8 l/s. Es bestehen jedoch zahlreiche kleine Kluftwasserzutritte und diffuse Austritte aus der Sohle, welche in Summe für diesen Abschnitt etwa 10-15 l/s ergeben.

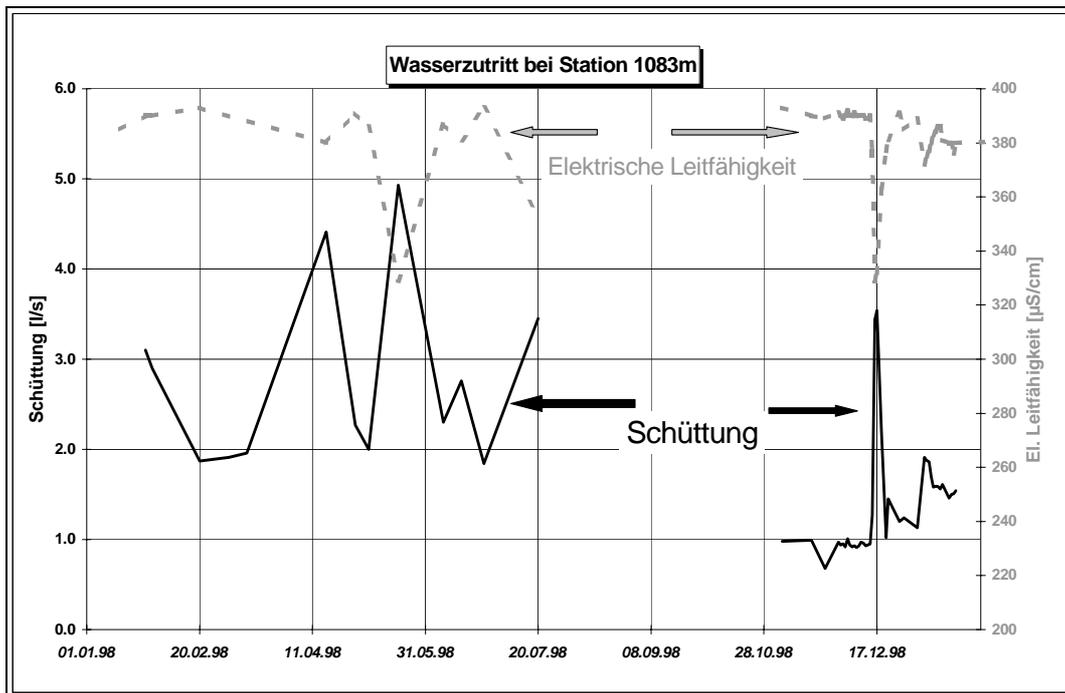


Abb. 3: Schüttungs- und Leitfähigkeitsganglinie bei Station 1083 m.

Der Abschnitt zwischen Station 1900 m und der Ortsbrust bei Station 2546,9 m zeichnete sich durch flächenhafte Zutritte auf nahezu der gesamten Strecke aus. Diese Zutritte wurden in Längsdrainagen gefaßt und abgeleitet. Im Zuge der Messungen der Einzelwassermengen im Stollen wurde beobachtet, daß der kontinuierliche Rückgang der Gesamtwassermenge hauptsächlich darauf zurückzuführen war, daß es etwa von der Station 2400 m aus in Richtung Portal zu einem allmählichen Trockenfallen bzw. Rückgang der einzelnen flächenhaften Bergwasserzutritte kam.

Zusammenfassend konnte aus den Verhältnissen wie sie beim Vortrieb des Erkundungsstollens vorgefunden wurden in Verbindung mit den hydrochemischen und isotopehydrologischen Untersuchungen eine grobe hydrogeologische Gliederung in drei Bereiche abgeleitet werden. Neben den nahezu „trockenen“ Verhältnissen innerhalb der Keuperserie bis etwa Station 450 m kann der Abschnitt innerhalb der karbonatischen Gesteine grundsätzlich noch in zwei Bereich unterteilt werden. Die im Abschnitt etwa 1790-1890 m aufgefahrenen Glimmerrauhacke trennt die karbonatischen Festgesteine hinsichtlich ihrer hydrogeologischen Beschaffenheit.

Zwischen Station 1900 m und der aktuellen Ortsbrust bei 2546,9 m wurden Bergwasserzutritte angetroffen, die sich durch mehrere Faktoren von den Wässern in den karbonatischen Gesteinen davor unterscheiden. Neben der Verringerung des  $^{18}\text{O}$ -Gehaltes sind dies vor allem:

- Zutrittscharakteristik:  
Bereich vor Station 1900 m punktuell und nur bereichsweise flächenhaft – Bereich nach Station 1900 m auf der gesamten Strecke nur flächenhafte Zutritte
- Deutliche Abnahme der elektrischen Leitfähigkeit um etwa 70-80 µS/cm
- Abnahme der Wassertemperatur um 0,5 bis 1°C

Die Aufzeichnung der Schüttung erfolgt im Portalbereich an zwei Messkisten mit Hilfe von Drucksonden und einem vorort installiertem Datensammler. In Abb.7 ist eine dieser Messkisten zu sehen. In Abb. 4 ist die gesamte Bergwassermenge graphisch für den Zeitraum Juli 1997 bis Mai 2001 dargestellt. Die Messung des pH-Wertes und der elektrischen Leitfähigkeit erfolgt ebenfalls im Portalbereich.

Die Schüttungsganglinie der gesamten Bergwassermenge der Jahre 1997-2001 weist einen vergleichbaren Jahrgang auf. Die regelmäßig monatlich durchgeführten pH-Wert Messungen zeigten einheitliche Werte um 7,9. Die ebenfalls regelmäßig durchgeführten Leitfähigkeitsmessungen brachten Schwankungen zwischen 320  $\mu\text{S}/\text{cm}$  und 340  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

Wie auch im Jahre 1998 lag die Spitzenzutrittsmenge im Jahr 1999 im Bereich von etwa 100 l/s. Der Schüttungsrückgang im Herbst/Winter 1998 wurde zunächst noch als Auslaufverhalten eines Aquifers interpretiert, welcher das Erreichen eines beharrungsähnlichen Zustandes erwarten ließ. Die Ganglinie der nachfolgenden Jahre vor allem zur Zeit der Schneeschmelze und in weiterer Folge im gesamten Jahresverlauf zeigt jedoch, dass es sich nicht um ein „Auslaufen“ handelt, sondern der Verlauf als wiederkehrendes Schüttungsverhalten interpretiert werden kann. Daraus lässt sich für den beobachteten Zeitraum ableiten, dass der Aquifer bzw. die Aquifere nicht entleert wurden, sondern davon ausgegangen werden kann, dass die im Portal Maria Schutz kontinuierlich gemessene gesamte Bergwassermenge die natürlich bedingten jahreszeitlichen Schwankungen repräsentiert. Somit findet eine Regeneration der drainierten Bergwässer statt.

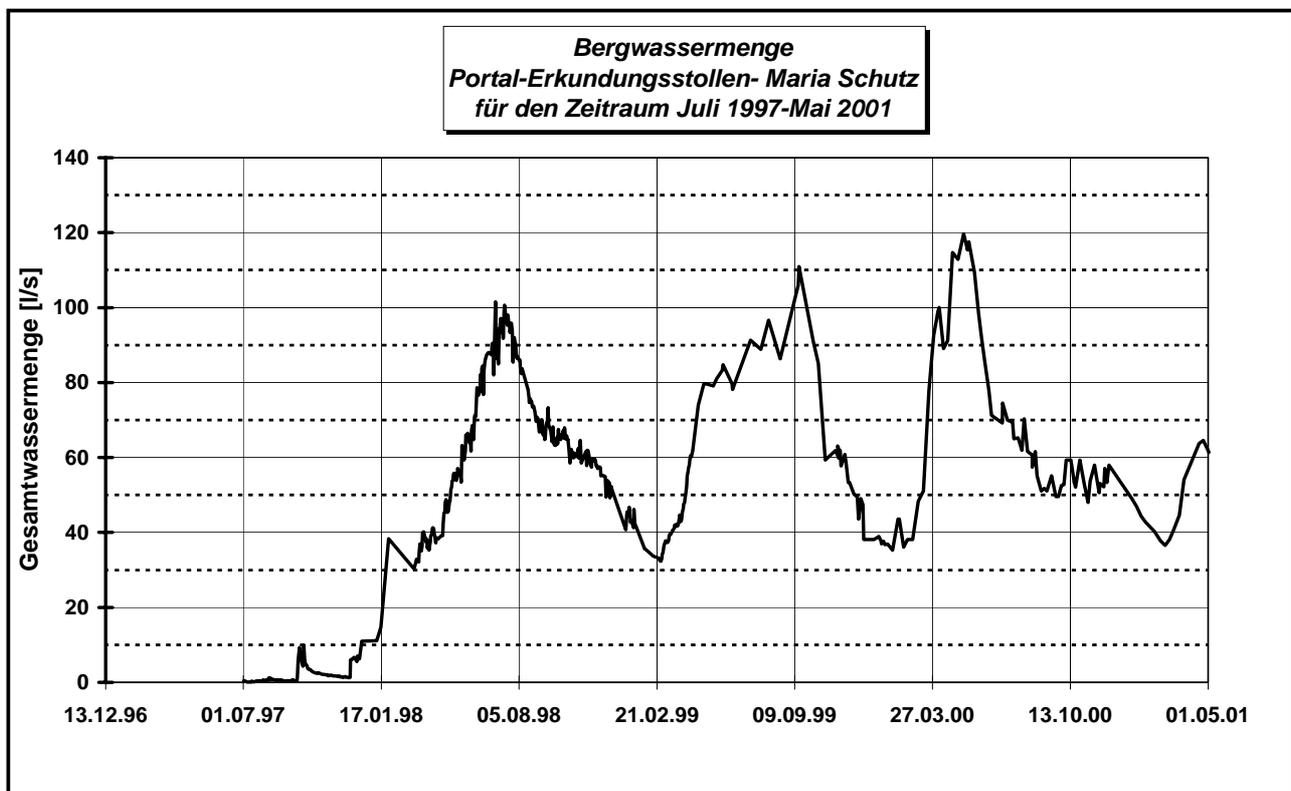


Abb. 4: Gesamtwassermenge aus dem Erkundungsstollen Tunnel Semmering (Scheiteltunnel) für den Zeitraum Juli 1997 bis Mai 2001.



Abb. 7: Tunnel Semmering (Scheiteltunnel) - Meßkiste im Portalbereich Maria Schutz.

### **Injektionsversuche**

Auf Basis des wasserrechtlichen Bewilligungsbescheides wurden nach Abschluss der Vortriebsarbeiten an ausgesuchten Stellen Injektionsarbeiten durchgeführt, um einerseits die Aufnahmefähigkeit des Gebirges für das Injektionsgut zu erkunden und andererseits die Möglichkeit zu testen, die Wasserzutritte in den Erkundungsstollen zu verringern.

Die Injektionsmaßnahmen im Erkundungsstollen wurden von der Fa. INSOND in der Zeit zwischen November 1998 und Jänner 1999 durchgeführt. Die Detailarbeiten, technischen Anforderungen sowie das Durchführungsprogramm und auch die technischen Auswertungen und Interpretationen der Ergebnisse erfolgten von Herrn Univ. Prof. Dipl.-Ing. Dr. Stadler (Inst. für Baubetrieb und Bauwirtschaft, TU Graz).

Das begleitende hydrogeologische Meßprogramm sah konkret die Erstellung und Durchführung eines Arbeitsprogrammes vor, das die Messung von Schüttungen innerhalb definierter Abschnitte im Erkundungsstollen, sowie auch die Messung der Parameter Schüttung, elektrische Leitfähigkeit und Wassertemperatur an Einzelwasserzutritten zum Ziel hatte. Dadurch sollte es möglich sein, Schüttungsänderungen und Reaktionen der Wasserzutritte auf die durchgeführten Injektionen zu erkennen und auf Basis dieser Meßergebnisse eine hydrogeologische Bewertung vorzunehmen.

Für die Durchführung der Injektionsmaßnahmen im Erkundungsstollen wurden die Bereiche zwischen Station 2155 m und Station 2170 m, zwischen Station 2184 m und Station 2200 m sowie der Kluftbereich bei Station 1155 m ausgewählt.

Der Kluftbereich bei Station 1155 m stellt einen punktuellen Zutritt mit einer Schüttung von etwa 10-15 l/s dar. Die beiden anderen Injektionsstrecken liegen im Bereich von flächenhaften Zutritten. Zwischen Station 2184 m- 2200 m existiert zudem auch ein punktueller Zutritt aus einem Karsthohlraum.

Für die Messungen während des Versuches wurden sämtliche Bergwasserzutritte (punktuelle und flächenhaft drainierte) als Einzelpumpmengen vor Einleitung in die Reinwasserleitung

gemessen. Darüber hinaus wurden an der Sohle zusätzlich „Schmutzwasserpumpen“ installiert, um auch die in definierten Abschnitten anfallenden Wässer, welche nicht durch die Drainagierungen gefaßt werden konnten, meßtechnisch erfassen zu können.

Um mögliche Umläufigkeiten des Injektionsgutes zu erkennen, wurden zusätzlich an den „Reinwasserzutritten“ die elektrische Leitfähigkeit gemessen. Während der Injektionsarbeiten erfolgten die Messungen an sämtlichen Meßstellen täglich; über die Weihnachtsfeiertage waren die Meßintervalle größer.

Die Injektionsversuche fanden zu einer Zeit statt, in der ein stetiger Rückgang der Gesamtwassermenge aus dem Stollen gegeben war.

### ***Kluftbereich bei Station 1155***

Die Injektionsmaßnahmen im Kluftbereich bei Station 1155 m hatten zur Folge, daß der diskrete Wasserzutritt aus der Kluft zwar unterbunden werden konnte, sich jedoch Umläufigkeiten einstellten. Dies ist anhand der Abb.8 im Detail erkennbar. Gleichzeitig stieg die Schüttung an der Meßstelle 1083 (Summe von Schmutzwasser und Reinwasser) sowie auch an der Meßstelle 1225 (Reinwasserzutritt) an. Vor den Injektionsmaßnahmen an der Kluft bei Station 1155 m betrug die Schüttung aus der Kluft etwa 10-12 l/s, an der Meßstelle bei Station 1083 m (Reinwasser und Schmutzwasser) etwa 5 l/s. Als Reaktion auf das Verpressen der Kluft wurde an der Meßstelle 1083 ein Schüttungsanstieg von etwa 13 l/s registriert. Weiters kam es bei der Meßstelle 1225 zu einem Anstieg der Schüttung von etwa 0,1 l/s auf 0,4 l/s. Diese Meßergebnisse zeigen, daß das Verpressen der Kluft zu einer Verdrängung des anströmenden Bergwassers im Kluftbereich führte, das verdrängte Wasser jedoch an anderer Stelle in den Stollen eintrat.

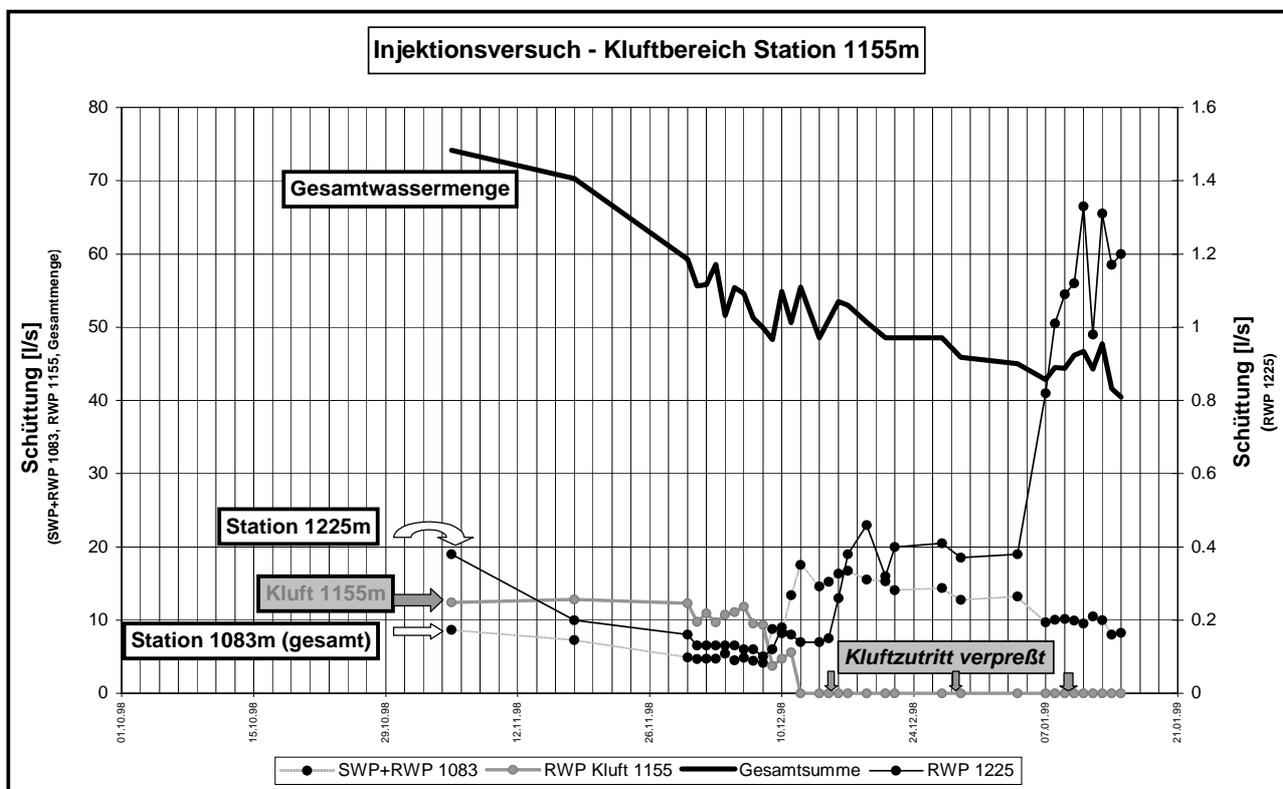


Abb. 8: Schüttungsganglinien der Meßstellen im Bereich der Injektionsstrecke bei Kluft Station 1155 m – (SWP=“Schmutzwasserpumpe“; RWP=“Reinwasserpumpe“).

Beobachtungen im Stollen weisen darauf hin, daß diese Verdrängung vorrangig von der Kluft in Richtung Ortsbrust stattgefunden hat. Dies wird auch durch den Schüttungsanstieg der Meßstelle 1225 bestätigt.

Für die beiden Injektionsbereiche im Abschnitt flächenhafter Zutritte kann ebenfalls zusammenfassend ausgesagt werden, daß die Schüttungsmessungen gezeigt haben, dass die Injektionsmaßnahmen zu keiner wesentlichen Reduktion der Bergwassermenge geführt haben, sondern es zu einer Verdrängung der Bergwässer in die benachbarten Stollenabschnitte sowohl Richtung Ortsbrust als auch Richtung Portal gekommen ist.

**\*\*\***



## POSTER - KURZFASSUNGEN

---



## INFRAROTSPEKTROMETRIE IN DEN ERDWISSENSCHAFTEN: ANWENDUNGSBEISPIELE BODEN- UND FLUGZEUGGESTÜTZTER VERFAHREN

Reinhard BELOCKY & Klemens GRÖSEL

Die Grundlage der Infrarotspektrometrie ist die Wellenlängenabhängigkeit der Reflexion elektromagnetischer Strahlung von Festkörpern wie Mineralen und Gesteinen. Atome und Moleküle absorbieren einen Teil der eintreffende Energie aufgrund ihrer spezifischen atomaren bzw. molekularen Strukturen. Die Charakteristika dieser Absorption werden in einem Spektrum sichtbar und erlauben durch ihre Wellenlängenabhängigkeit Rückschlüsse auf verschiedene mineralogische Parameter, wie relative Gehalte an OH, Wasser, AlOH, FeOH, MgOH, CO<sub>3</sub>, PO<sub>3</sub> und NH<sub>4</sub>, die in der Folge für eine mineralogische Identifizierung herangezogen werden können. Im allgemeinen wird der Wellenlängenbereich des kurzwelligen Infrarot zwischen 1300 und 2500 nm betrachtet, der für mineralogische Fragestellungen am geeignetsten ist. Bei manchen Systemen wird auch noch das sichtbaren Licht (380 - 720 nm) sowie das nahe Infrarot (720 - 1300 nm) miteinbezogen.

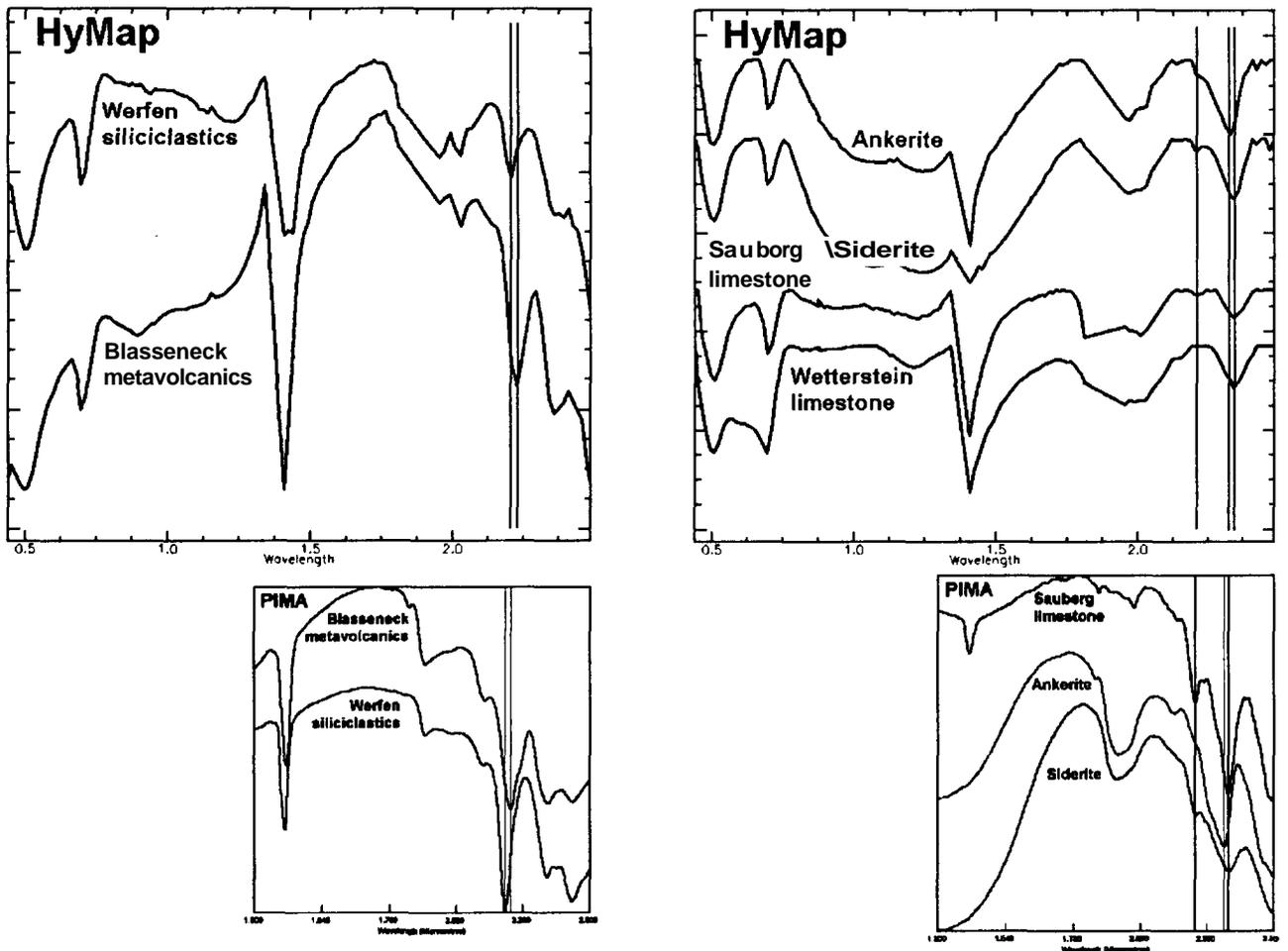


Abb. 1: Vergleich von HyMap und PIMA Spektren unterschiedlicher Gesteine aus dem Bereich des Steirischen Erzbergs.

Die spezielle Stärke dieser Methodik liegt in der Identifikation von Schichtsilikaten bzw. Tonmineralien, Karbonaten und Sulfaten. Mittels eines tragbaren Spektrometers können direkt im Gelände Messungen vorgenommen und die Verbreitung bestimmter Minerale kartierungsmäßig erfaßt werden. Im Prinzip dieselbe Technologie ist auch fernerkundungsbasiert einsetzbar. Flugzeuggestützte digitale Scanner mit hoher spektraler und räumlicher Auflösung registrieren in jedem Bildpunkt ein gesamtes Spektrum, wodurch mittels geeigneter Auswerteverfahren die flächige Verteilung bestimmter Substanzen auf der Erdoberfläche ermittelt werden kann. Diese Technologie steht in naher Zukunft auch satellitengestützt zur Verfügung.

Ein Anwendungsbeispiel für bodengestützter Messungen ist eine Untersuchung an Böden aus dem Ostteil Österreichs, wo gezeigt werden konnte, daß die Infrarotspektren von Böden maßgeblich von der jeweiligen unterlagernden Lithologie bestimmt werden, während pedologische Parameter erst zweitrangig zum Tragen kommen. Veränderungen in Böden, beispielsweise durch den Einfluß von Bergbautätigkeit, können ebenfalls nachgewiesen werden.

Eine weitere Anwendung für bodengestützte Messungen ist das Logging von Bohrkernen. An einer Bohrung in tertiären Sedimenten wurden einzelne stratigraphische Zonen infrarotspektroskopisch charakterisiert sowie die Mineralogie von Vulkanitlagen bestimmt.

Sämtliche Bodenmessungen wurden mit einem tragbaren PIMA SP Infrarotspektrometer durchgeführt, das 600 spektrale Kanäle von 1300 - 2500 nm aufweist.

Im Rahmen des EU-Projektes MINEO zur Beurteilung und Überwachung der Umweltfolgen von Bergbautätigkeit mittels technologisch fortschrittlicher Fernerkundungssensoren wurden über dem Steirischen Erzberg spektral hochauflösende Fernerkundungsdaten mit dem HyMap Hyperspektralscanner aufgenommen. HyMap erzeugt digitale Bilddaten in 126 spektralen Kanälen von 437 - 2486 nm bei 5 m Bodenauflösung. Erste Auswertergebnisse zeigen das große Potential dieser Daten sowohl zur Charakterisierung des lithologischen Untergrundes als auch der Vegetationsbedeckung.

## **THE DACHSTEIN PALEOSURFACE AND THE AUGENSTEIN FORMATION IN THE NORTHERN CALCAREOUS ALPS - A MOSAICSTONE IN THE GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION OF THE EASTERN ALPS**

Wolfgang FRISCH, Joachim KUHLEMANN, István DUNKL & B. SZÉKELY

The central and eastern Northern Calcareous Alps (NCA) are characterized by remnants of the Dachstein paleosurface, which formed in Late Eocene (?) to Early Oligocene time and which is preserved with limited modification on elevated karst plateaus. In Oligocene time, the Dachstein paleosurface subsided and was sealed by the Augenstein Formation, a terrestrial succession of conglomerates and sandstones, which are only preserved in small remnants on the plateaus, some in an autochthonous position. From Early Miocene times on, the Augenstein Formation was removed by erosion. Since the early Late Miocene, the largely denuded paleosurface, meanwhile fragmented by a pattern of conjugate strike-slip faults, was uplifted. Individual blocks were uplifted to different elevations between 1700 and 3000 m.

The Augenstein Formation consists of conglomerates and sandstones. The pebbles nearly exclusively derive from Paleozoic to Early Triassic sequences of the Greywacke zone and its equivalents and the siliciclastic base of the Northern Calcareous Alps and their equivalents. Polycrystalline quartz pebbles are the predominating components in the Augenstein conglomerates and derive from phyllites, in which they form nodules precipitated from material mobilized by pressure solution. The frequency of the quartz pebbles shows that phyllites and other low-grade schists were widespread in the source area, as it is the case in the present counterparts. Other pebble lithologies are quartzites, sandstones, conglomerates, lydites, rhyolites, greenstones, and mostly black carbonates. Metamorphism attains no higher grade than greenschist facies. The quartzites are very variable and can be correlated with lithologies both in the Variscan and post-Variscan series. Red quartzites and metasandstones can easily be correlated with the typical Early Triassic Buntsandstein formation in the western part of the NCA. Therefore, these pebbles are frequent in the western Augenstein occurrences, which are closest to the possible source areas.

Zircon fission track (FT) data from pebble populations and sandstones show different sources. A Permian cluster represents typical Late-Variscan ages. Zircons forming a Jurassic cluster derive from a region which was affected by a Mesozoic thermal event, probably due to crustal thinning which led to the formation of the Penninic ocean. The Late Cretaceous clusters are typical cooling ages to the Cretaceous metamorphic event which affected large parts of the Austroalpine realm. All these age groups are typical of the Austroalpine mega-unit, the pre-Cretaceous ages from higher, the Cretaceous ages from deeper structural levels. Eocene to Oligocene age clusters of zircons are due to clear, euhedral crystals and come from a volcanic source (e.g., Periadriatic volcanic edifices which topped the intrusives exposed at the present erosion level). The youngest cluster (33 Ma from Steinernes Meer) shows that the basal Augenstein beds in this locality is 33 Ma old (Early Oligocene) or slightly younger. In fact, conglomerates in the Molasse zone started to become important around 30 Ma, after a prominent uplift pulse of the Alps.

The Augenstein formation has been nearly completely destroyed by erosion. There is good reasoning that it partly attained thicknesses in excess of 1 km.

(1) A mass budget calculation assuming reasonable erosion rates in the source area results in a total volume of solid rock of 4760 km<sup>3</sup>, corresponding to an equivalent of uncompacted Augenstein Sediment in the order of 6350 km<sup>3</sup> containing an average pore volume of 25 %. This is equivalent to an average Sedimentation rate of 0.063 mm/a (over 10 Ma) and an average Sediment thickness

of 635 m (depositional area of Augenstein formation was approximately 10,000 km<sup>2</sup>). Uneven distribution of the Augenstein Sediments - there is geological reasoning that they wedged out towards the east - result in local thicknesses of clearly >1 km in the central parts of the NCA.

(2) In a sample from the Dachstein plateau, apatite shows shortening of fission tracks. This indicates post-sedimentary thermal overprint. Thermal modelling of the track length distribution indicates temperatures in excess of 50 °C. The assumption of a realistic geothermal gradient of 20-25 °C/km and a mean surface temperature around 16 °C results in burial of 1.36-1.7 km for  $T_{max} = 50$  °C, and of 1.76-2.2 km for  $T_{max} = 60$  °C.

### **Geomorphological and geological Situation during Augenstein Sedimentation**

On the basis of the pebble content, the heavy mineral spectra and the zircon and apatite fission track data, we propose a scenario for the paleogeological and paleogeomorphological Situation during Augenstein Sedimentation, which is based on the palinspastic reconstruction of Frisch et al. (1998; Tectonophysics 297: 1-15). These authors showed that the Eastern Alps had a considerably shorter E-W extent prior to the prominent Early to Middle Miocene lateral extrusion process, which led to more than 50 % E-W stretching in Miocene time.

Our reconstruction considers large parts of the central and eastern Eastern Alps south of the NCA to have been continuous terrains of the weakly metamorphosed Variscan sequences and its post-Variscan siliciclastic cover. This area supplied the Augenstein formation to the north on the one hand, and the Csatka formation in the Bakony Mountains (via the Paleo-Drau river System) to the east on the other.

The source area of the Augenstein Sediments is considered to have formed an intermediate-relief scenery, which is constrained by the following: (1) The overall geomorphological Situation between the mountainous western Eastern Alps and the Pannonian basin suggests intermediate reliefs for the Augenstein source area. (2) Apatite fission track data from the source area and from the clastic material of the Augenstein formation indicate shallow incision of rivers. Towards the end of the Augenstein Sedimentation, the source area stabilized and formed a hilly paleosurface, which is preserved today in remnants (Nock paleosurface).

Sedimentation of the Augenstein formation was terminated in Early Miocene time by the orogenic collapse (ca. 21 Ma), which generally lowered the relief of the Eastern Alps, and the formation of fault-bounded longitudinal (E-W) depressions (ca. 18 Ma), which prevented further river transport of material from S to N.

## **HYDROGEOLOGIE DER KARBONATGESTEINE DES SEMMERING- MESOZOIKUM ZWISCHEN FUSCHTGRABEN UND VEITSCHTAL**

Ch. KRIEGL, H.P. HEISS & J. GOLDBRUNNER

Die Karbonatgesteine des unterostalpinen Semmeringmesozoikum fungieren als Grundwasserleiter eines bedeckten Karstsystems. Diese, u.a. nördlich des Mürztales auftretenden, triadischen Kalke und Dolomite wurden 1998 im Gebiet zwischen Fuschtgraben im Südwesten und Veitschtal im Nordosten im Auftrag und auf Kosten des Referates II - Wasserwirtschaftliche Planung und Wasserversorgung der Fachabteilung 3a des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung einer geologisch-tektonischen und hydrogeologischen Kartierung unterzogen. Anhand dieser detaillierten Aufnahme kann der Karbonatgesteinszug nun sehr genau in seiner flächenhaften Verbreitung von den hangenden mittelostalpinen Paragneisen und den liegenden Quarzphylliten und Grobgneisen abgegrenzt werden. Die Ausbissbreite des Karbonatgesteinszuges beträgt im untersuchten Gebiet maximal 600 m und reduziert sich abschnittsweise tektonisch bedingt auf 0 m. Die wahre Mächtigkeit dieser Abfolge kann bis zu 400 m erreichen.

Die digitale Darstellung der Ergebnisse der Kartierung erfolgte mittels GIS-Programm ArcView 3.0, wobei Ausdrücke in den Maßstäben 1 : 25.000 und 1 : 10.000 erstellt wurden.

Gefügeanalysen erbrachten für die unter- und mittelostalpinen Gesteinspakete des Untersuchungsgebietes WSW-ENE gerichtete Streichrichtungen bei einem mittelsteilen Einfallen gegen NNW.

Die Kartierung und die fotogeologische Lineament-Auswertung zeigten weiters, dass der Karbonatgesteinszug einer starken spröde-tektonischen Beanspruchung unterworfen war. Dabei konnte fast jeder im Gelände kartierten Auf-, Ab- und Blattverschiebung ein Fotolineament zugeordnet werden. Dies lässt aber auch den Schluss zu, dass die meisten Lineamente die keiner Störung zugeordnet werden konnten, spröde-tektonische Störungen zur Ursache haben. Dadurch wurde der Einsatz der Fotolineamentanalyse als unterstützende flächendeckende Kartierhilfe bei der Erfassung von Störungssystemen bestätigt. An den Auf- und Abschiebungen konnten vertikale Versätze von mindestens 200 m nachgewiesen werden. Bei Blattverschiebungen können die Versätze einige 100 m erreichen.

Die Ursache der teilweise intensiven spröde-tektonischen Deformation steht möglicherweise in Zusammenhang mit den ab dem Miozän wirksamen Blattverschiebungen im Bereich des Mürztales, der Trofaiach Linie und des Aflenzer Tertiärbeckens. Möglicherweise verläuft auch im Bereich der Karbonatgesteine und der Quarzphyllite eine Scherzone von regionaler Bedeutung.

Anhand der Gefügeanalyse und des Geländebefundes wurden in erster Linie überwiegend steilstehende (70 - 90°) NE-SW, NNW-SSE und ENE-WSW verlaufende Störungs- und Kluftsysteme als potentielle Hauptwegigkeiten für die Verkarstung und der Wasserführung erkannt. Die Untersuchungen erbrachten weiters, dass Quellen meist an Gesteinsabschnitte mit einer größeren Intersektionsdichte von Lineamenten, Störungen und Klüften in Verbindung mit dem Vorhandensein einer Vorflut gebunden sind.

Im Zuge der hydrogeologischen Kartierung wurden Quellen und Schwinden sowie morphologische Karsterscheinungen im Karbonatgesteinszug sowie Quellen in den angrenzenden Kristallingesteinen aufgenommen. Die Gesamtschüttung der Karstquellen konnte mit rund 40 l/s ermittelt werden, wobei 30 l/s einer kommunalen Nutzung zugeführt werden. Im Gegensatz dazu weisen die aufgenommenen Quellen im Kristallin eine kumulative Schüttung von ca. 4,5 l/s auf. Die Quellwässer unterscheiden sich auch meist in der elektrischen Leitfähigkeit. Karstwässer weisen

hier durchschnittlich Werte zwischen 300 - 400 //S/cm (25 °C), Kristallinwässer zwischen 50 - 200 //S/cm (25 °C) auf.

Es kann davon ausgegangen werden, dass der Großteil der Alimentation des Karstaquifers über die Versickerung von Niederschlagswässern erfolgt. Mittels GIS konnte das oberflächliche Verbreitungsgebiet der Karbonatgesteine mit rund 4 km<sup>2</sup> errechnet werden. Bei einem angenommenen durchschnittlichen Jahresniederschlag von 1.300 mm entspricht dies, umgerechnet auf die Fläche, ca. 165 l/s. Der mit rund 40 l/s ermittelte unterirdische Abfluss unterstützt die Vorstellung, dass der Recharge des Aquifers über Niederschlagswässer im Ausbissbereich der Karbonatgesteine erfolgt, jedoch die Alimentation über die angrenzenden Kristallingesteine sowie das Versickern (bzw. Versinken) von Oberflächenwässern eine weitere unbekannte Recharge-Größen darstellen.

Bei der Kartierung wurde weiters darauf geachtet, dass Punkte und Zonen an denen es zu einer Grundwassergefährdung kommt oder kommen kann, erfasst und ausgewiesen werden. Die Vulnerabilität des Aquifers wurde flächen- und punktbezogen analysiert und kartenmäßig dargestellt. Es zeigte sich, dass das Aquifersystem in erster Linie durch anthropogene Tätigkeiten, wie Land- und Forstwirtschaft, Verkehr und touristische Nutzung einer möglichen Gefährdung unterliegt.

Die Ergebnisse der durchgeführten hydrogeologischen Untersuchungen stellen unter Einbindung der Raumordnung sowie den Flächenwidmungsplänen der Gemeinden nun die Grundlagen für die Ausweisung eines Schongebietes für den Aquifer dar.

#### Literatur:

KRIEGL, GH., H.P. HEISS & J. GOLDBRUNNER: Hydrogeologie des Semmeringmesozoikums zwischen Fuschgraben und Veitschtal.- Unveröff. Bericht im Auftrag der Steiermärkischen Landesregierung, 30 Seiten, 7 Beilagen, Gleisdorf 1999.

## **GEOCHEMISTRY OF RED CLAYS IN THE EASTERN ALPS: REMNANTS OF LATE MIOCENE SOILS ?**

Joachim KUHLEMANN, Heinrich TAUBALD, István DUNKL & Wolfgang FRISCH

Red clays are found in the eastern part of the Eastern Alps on top of paleosurfaces and Tertiary basin remnants. These red clays did not form under present or Pleistocene climatic conditions and thus represent pre-Pleistocene remnants of soil. The occurrence of red clays, in turn, indicates the presence of a preserved paleosurface. The different red clay occurrences, however, did not necessarily form during the same period of time. Since the geochemical composition of the red clays is influenced by their substratum, paleoclimatic implications are limited. The substratum is both low and high grade metamorphic rock and Mesozoic carbonate rock.

The clay mineral composition of red clays from the Northern Calcareous Alps is quite homogeneous and dominated by vermiculite, illite and chlorite, with kaolinite as subordinate component. These clay minerals are not derived from the residuum of dissolved carbonate but from remnants of the siliciclastic Augenstein formation deposited on top of the Northern Calcareous Alps during late Oligocene to early Miocene times. Since the Augenstein formation was supplied from low grade metamorphic terrains, chlorite represents a residuum of the substratum. Vermiculite is assumed to derive from the degradation of chlorite. Illite typically forms under humid climatic conditions from sheet silicate minerals.

Red clays from the central-eastern part of the Eastern Alpine crystalline substratum are more variable. Illite and chlorite are always present, but mainly as subordinate components. Kaolinite is always a major component, in two cases by far the dominant component. One of the latter samples is taken from a Paleocene-Eocene section of a Gosau basin, representing fully tropical weathering conditions. It is therefore suggested that the undated red clays of similar composition also formed during this period. The relative importance of kaolinite, in contrast to the red clays from the Northern Calcareous Alps, is assumed to result from the feldspar-rich substratum. Smectite is present in very minor quantities except one sample, in which smectite is the most important component. For this sample, in-situ weathering of middle Miocene ash from the Styrian volcanic province is assumed.

The major element composition of red clays from the Northern Calcareous Alps displays high Mg/Ti and K/Ti ratios as compared to samples from the East Alpine intramontane basin of Oberwölz, the Swiss Jura Mountains and the Swabian Alb, which reflect the Mg- and K-rich clay mineral composition. The minor element composition displays high Ba/ Sr and Rb/ Sr ratios with respect to the reference samples, indicating stronger leaching of Sr due to enhanced precipitation. In turn, Fe enrichment in the reference samples reflects less hydrolysis and enhanced oxidation.

## STRATIGRAPHICAL INVESTIGATIONS OF TWO DIFFERENT FACIES (MAIOLICA VS. SCHRAMBACH FACIES; NORTHERN CALCAREOUS ALPS)

LUKENEDER, Alexander

Palaeoecological and sedimentological studies have been carried out in an outcrop in the Ternberg Nappe in Upper Austria. The assembled outcrop crosses the western part of the Losenstein Syncline. A single section measuring about 200 meters covers the complete Lower Cretaceous succession of the upper Steinmühl Formation (U.Berriasian - L.Valanginian), Schrambach Formation (L.Valanginian - U.Barremian) and Tannheim Formation (Aptian). Both mass-occurrences lie in strata of the Schrambach Formation.

The main goal of the presented work is to show microfossil distribution, microfacies (lithology), as well as macrofossil content (ammonites) as a tool for more detailed biostratigraphy of carbonate pelagic sequences as well as for the interpretation of the palaeoenvironmental conditions. After investigating the thin sections and microfossil material from the KB1 sequence, it seems to be clear that different lithologies observed around the Steinmühl Fm./Schrambach Fm. boundary are consequences of changes of the palaeoceanography and therefore reflect sea-level fluctuations during the Lower Cretaceous, especially within the Berriasian and Valanginian stages showed a relationship of sea-level transgressive stages favourable for dinocyst development and all distinguished acme concentrations of cyst taxa studied were controlled by sea-level highstand phase. On the other hand, cyst diversity reduction events coincided with sea-level regressive stages. Dinoflagellates formed a significant element of the marine phytoplankton during the Jurassic and Cretaceous, when they occurred throughout the world in open shelf, slope and basinal environments. Due to very favourable conditions for development of the planktonic associations, a rich and structured ecosystem could originate in the photic zone of the Tethyan Realm during this time. It seems that not only calcipionellids but also calcareous dinoflagellates have belonged to planktonic elements sensitively recording a whole complex of environmental changes like climatic perturbations, nutrient distribution and sea-level fluctuations. The phase of drastic sea level falls is represented by the Maiolica like light grey "biomicritic wackestones" of the topmost Steinmühl Formation with an abundance of *Pygope cattuloi*. After this Lower Valanginian regressive phase we can observe a huge rise in sea level, manifested in the Upper Valanginian (Verrucosum Zone) succession of the lowermost Schrambach Formation, formed of light grey spotted limestones with marly intercalations, which are very fossiliferous in micro- and macrofossils.

As may be seen from investigations in the Upper Austrian Lower Cretaceous sequence percentages of Leiostraca reach 33% in the lower part of the Steinmühl Formation (Ammonitico rosso type limestone), respectively, whereas they reach an average of 1% to 5% in the overlaying Schrambach Formation (Fig. 57). These percentages may be interpreted as either indicating the presence of offshore (pelagic) influences or local post-mortem drift of the otherwise pelagic ammonites. The remaining stratigraphic units, with percentages of Leiostraca ranging from 1% to 10%, are all clearly a reflection of shelf or upper slope habitats, as also indicated by the ammonite genera analysis from the Vocontian Trough.

The changes in ammonite faunal spectra are thus a reflection of a complex of changes: (i) changes in pelagic (off-shore) influence; (ii) sedimentological changes relating to the prograding development of fan systems; (iii) eustatic changes in sea level. This change in the ammonoid spectrum shows a development from a deepwater-swell facies, represented by the red limestones of the Steinmühl Formation, to a more deeper-water basin facies reflected by the Schrambach Formation. There is a general agreement that the distribution of Phylloceratina and Lytoceratina and their relative abundance in the assemblage depends on communication with an open oceanic environment.

## QUARTÄRE SEDIMENTE AUF GÖK-BLÄTTERN 103 (KINDBERG) UND 104 (MÜRZZUSCHLAG)

Janusz MAGIERA

Sowohl das Blatt OK 103 Kindberg als auch OK 104 Mürzzschlag umfasst die Ausläufer der Ostalpen gegen das Wiener Becken. Im Jüngeren Pleistozän waren in diesem Gebiet nur isolierte Gebirgsstöcke vergletschert. In den Tälern dagegen wechseln Erosion mit fluviatiler und fluvioglazialer Sedimentation ab. Die Spuren der Würmeiszeit, untergeordnet der Rißeiszeit, haben sich im Gebiet von Schneeralpe, Rax, Hochveitsch, Stuhleck und - im kleineren Ausmaß - am Tonion erhalten.

Ein charakteristisches Merkmal von **Schneeralpe** und **Rax** sind zahlreiche Reste der Verebnungsflächen tertiär-frühquartären (?) Ursprungs. Der Südbereich zeigt deutliche Spuren der pleistozänen Vergletscherung der Gipfelplateaus und der Täler. Auf den Hochflächen sind Spuren einer starken Gletschererosion, aber keine glazialen Sedimente erhalten. Ablagerungen treten hingegen in den ehemals vergletscherten Tälern auf. Im Bereich der Schneeralpe sind es der Lohmgraben, Steingraben, Dirtler Schlucht und das Tal vom Taborsattel in Richtung Steinalpl. Vom westlichen Schneeralpen-Plateau floss der Gletscher nach Süden in Richtung Krampen (Im Tirol) ab und wahrscheinlich auch nach Südwesten zum Höllgraben. Darüber hinaus prägten Lokalgletscher, die nicht vom Plateau genährt wurden, einzelne Täler.

Von der Hochfläche der Rax breitete sich der Gletscher in vier Hauptrichtungen aus: Nach Norden zum obersten Teil des Reißtals (Großer Grieß), zum Großen Kesselgraben, nach Nordosten in Richtung Großes Höllental und nach Süden zum Grießleitengraben und Siebenbrunnenkessel. Es scheint, daß die südöstliche Seite der Rax nicht vergletschert war. Es wurden in diesem Bereich dagegen reichlich Hang- und fluvioglaziale Sedimente abgelagert.

Das Gipfelplateau der **Hohen Veitsch** war in der Würmeiszeit gänzlich von Eis bedeckt. Der Gletscher floss hauptsächlich nach Norden, in Richtung Niederalpl (Veitschalmgraben) und Dobrein (Weitengrund und Schutt). Der Kessel Brunnalm (im Süden) war mächtig vergletschert und wurde wahrscheinlich nicht vom Plateau genährt.

**Am Tonion** (Freingraben) haben sich sehr deutliche Spuren zweier pleistozäner (Riß und Wurm) Vergletscherungen erhalten.

Die pleistozäne Vergletscherung des **Stuhlecks** zeigt sich in beeindruckenden Strukturen und Sedimentationsformen, gut verfolgbar in den Tälern zum Frörschnitztal (Kaltenbach, Steinbach, Auersbach). Die untersten, noch erhaltenen Moränenwälle markieren wahrscheinlich die maximale Ausdehnung der Würmgletscher.

Die untersuchten Gebirgsstöcke, obwohl in geringem Abstand zueinander (etwa 40 km) gelegen, zeigen verschiedene Stufen der Vergletscherung. Die längsten Gletscher (4-5,5 km) flössen vom Gipfelplateau der Schneeralpe, der Rax und der Hochveitsch herab. Kürzer (1,2-2 km) waren die Talgletscher, insbesondere im Bereich des Stuhlecks. Während des Würm-Maximalstandes reichten die Gletscher bis zu einer Höhe von 1150-1200 m ü. NN am Stuhleck, 600-1150 m in Schneeralpe und Rax, 1000 m am Tonion und 850-1000 m in der Hochveitsch herunter. Die Höhe der Schneegrenze lag damals zwischen 1330-1400 m in der Schneeralpe bis 1380-1430 m ü. NN am Stuhleck. Die postglazialen Gletscher der Würmeiszeit hinterließen 2 bis 6 Endmoränen.

Die Riß-Vergletscherung hinterließ wenige und schlecht erhaltene Moränen hauptsächlich in der Schneeralpe, in der Hochveitsch und am Tonion. Aus ihrer Lage geht hervor, dass die Rißgletscher

mindestens 1 Kilometer länger waren als die Würmgletscher. Die Schneegrenze verlief damals in der Höhe von etwa 1100-1200 m ü. NN.

Fluvioglaziale Ablagerungen treten vor allem in den Mündungen der Nebenflüsse, die vom Stuhleck kommend in Mürz und Fröschnitzbach münden, auf. Dort sind fluvioglaziale Schwemmkegel aus einer Periode vor der Rißeiszeit (Mindel?) mit einer Höhe von 80-120 m über dem Flussniveau und Schwemmkegel aus der Rißeiszeit (40-60 m) und aus der Würmeiszeit (20-50 m) erhalten. In den übrigen Bereichen kommen wenige fluvioglaziale Ablagerungen vor, was wahrscheinlich darauf zurückzuführen ist, dass die metamorphen Gesteine, die im Gebiet des Stuhlecks vorherrschen, leichter durch die glaziale Erosion abgetragen wurden als die aus Kalk und Dolomit aufgebauten Gebiete.

Im Mürztal und im Fröschnitztal kommen insgesamt fünf alluviale und fluvioglaziale Niveaus vor: Vom Frühquartär (?) bis zum Spätpleistozän/Holozän. Sie zeigen eine deutliche Asymmetrie im Vergleich mit der Linie Semmering-Mürzzuschlag-Kindberg sowie auffallende Höhenveränderungen längs der Talachse, was wahrscheinlich auf die tektonische Aktivität dieses Gebietes zurückzuführen ist, die für den Bereich der Mur- Mürz-Furche charakteristisch ist (siehe: J. Magiera: Terraces of the Middle Mürz Valley, in diesem Band).

## **KARSTVERBREITUNGS- UND KARSTGEFÄHRDUNGSKARTE „ÖSTLICHE KALKHOCHALPEN“**

Rudolf PAVUZA

Im Rahmen des Projektes der „Karstverbreitungs- und Karstgefährdungskarten Österreichs“, in dem bisher 6 Kartenblätter erschienen sind, ist zur Zeit das großräumige Blatt über den östlichen Teil der Kalkhochalpen in Vorbereitung. Das Gebiet umfaßt im Wesentlichen jene Bereiche, die für die Wiener Wasserversorgung von Bedeutung sind und reicht vom Schneeberg über Rax, Schneealpe, das Toniongebiet und das Hochschwab-Massiv einschließlich der Zeller Staritzen bis zum Gesäuse. Letztgenanntes Gebiet konnte im Jahre 2000 fertiggestellt und publiziert werden (Autor: G.Stummer).

Im rund 1100 km<sup>2</sup> großen Arbeitsgebiet finden sich derzeit über 1100 Höhlen. Im Rahmen der Geländeuntersuchungen wurde neben dem Besuch der wichtigsten Höhlen an 450 Quellen hydrochemische Untersuchungen durchgeführt. Mittels Luftbild sowie im Gelände wurden schließlich die Oberflächenkarstformen kartiert und die aktuellen und potentiellen Gefährdungsfaktoren aufgenommen und eine synoptische Karte zusammen mit den geologischen Daten, die allerdings erst in Hinblick auf ihre Relevanz für die Verkarstung bewertet werden mußten erstellt.

Der bearbeitete Bereich unterscheidet sich geomorphologisch deutlich von den großen Karstplateaus der mittleren Kalkalpen. Dies ist in erster Linie durch die weit verbreiteten dolomitischen Anteile vor allem der Mitteltrias bedingt, die oftmals die typischen Oberflächenkarstformen vermissen lassen. Andererseits treten gerade in den Dolomitgebieten typische, vor allem erosiv dominierte Landschaftselemente - wie Felstürmchen und Rundkuppen - auf.

Der relativ hohe Anteil dolomitischer Gesteine äußert sich darüberhinaus auch in einem weitgehenden Fehlen ausgedehnter Höhlensysteme, sieht man vom südwestlichen Hochschwabgebiet ab, wo - neben anderen bedeutenden, vor allem aber schachtartig entwickelten Höhlen - das über 20 km lange Frauenmauer-Langstein-Höhlensystem (Kat.Nr. 1742/1 im Österreichischen Höhlenverzeichnis) liegt.

Bei den Quellen fällt in etlichen Bereichen (z.B. auf der Schneealpe sowie im Hochschwab-Südteil) im Vergleich zu anderen alpinen Karstgebieten die Quellwässer in Relation zu ihrer Einzugsgebiets-Seehöhe eine relativ hohe Mineralisation aufweisen. Als Arbeitshypothese wird ein möglicher Zusammenhang mit der Beweidung und der damit verbundenen erhöhten CO<sub>2</sub>-Produktion in den alpinen Wiesenbereichen und damit eine erhöhte Kalklösung vorgeschlagen. Einige Boden-CO<sub>2</sub>-Messungen im Hochschwabgebiet unterstützen diese Vorstellung.

Die aktuellen Gefährungsfaktoren sind - begründet in weitsichtigen Entscheidungen im vorigen Jahrhundert - im Vergleich etwa zu den Kalkvoralpen gering, sieht man von lokalen potentiellen Gefahrenherden - meist Alm- und (zum Teil allerdings beachtliche) Jagdhäuser ohne Kanalisation - sowie der erwähnten bereichsweisen, jedoch offenbar intensiven Beweidung ab. Der Tourismus spielt nach den Erfahrungen im Gelände bei den Gefährungsfaktoren eine eher untergeordnete und punktuelle Rolle. Allerdings muß hier die teilweise Umstellung der Zahnradbahn auf den Schneeberg auf Dieselmotorbetrieb als distinkte Erhöhung des potentiellen Risikos für das Karstwasser eingestuft werden.

## **HYDROGEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN HOCHSCHWAB**

Hermann STADLER & Elmar STROBL

### **Einleitung**

Die hier vorgestellten hydrogeologischen Untersuchungen im Bereich Hochschwab wurden im Jahre 1990 begonnen und stehen kurz vor dem Abschluss. Die Untersuchungen im Bereich Eisenerzer Seeau - Pfaffingplateau wurden in den Jahren 1990 bis 1995 (STROBL, 1995) durchgeführt, in den Zeller Staritzen von 1992 bis 1997 (STADLER & STROBL, 1997). Der Bereich Aflener Staritzen - Zentraler Hochschwab - Sonnensienplateau - Schwabeltal wird derzeit noch bearbeitet (STADLER & STROBL, 1998; STADLER, 2000).

### **Auftraggeber dieser Projekte:**

Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur, Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Stadt Wien, MA31.

### **Quantitative Zielsetzungen und vorliegende Ergebnisse**

- Erfassung der Wasserreserven des Hochschwabmassivs zur Optimierung der Nutzung dieser Ressourcen unter Berücksichtigung ökologischer Aspekte.
- Berechnung der Karstwasserneubildungsrate bei wasserwirtschaftlich relevanten Quellen.
- Abgrenzung von Quelleinzugsgebieten bei verschiedenen hydrologischen Bedingungen.
- Erfassung der Wasserzirkulation in den jungen Talfüllungen, Untersuchung der Karstwasserdynamik und Berechnung der anteiligen Neubildungsrate von Karstwasser und Niederschlag.

### **Qualitative Zielsetzungen und vorliegende Ergebnisse**

- Ausweisung von Bereichen besonderer Verletzbarkeit für zukünftige Nutzungsplanungen unter Berücksichtigung unterschiedlicher Gefährdungspotentiale.
- Bewertung von Indikatorparametern wie Trübung oder Schwebstoffführung hinsichtlich ihrer einzugsgebietsspezifischen Charakteristika zur Differenzierung der Auswirkungen anthropogener und geogener Ursachen unter verschiedenen hydrologischen Bedingungen.
- Erarbeitung von Grundlagen für Konzepte zur Nutzungsoptimierung, Empfehlungen für Nutzungsarten und -beschränkungen. Aufzeigen von Nutzungskonflikten unter dem Aspekt der Qualitätssicherung in den Quelleinzugsgebieten. Bewertung des Stellenwertes unterschiedlicher Kulturlandschaften.

### **Methodische Ansätze (Auswahl)**

- Aufbauend auf den Kartierungen der Geologischen Bundesanstalt im Projektgebiet (MANDL et al., 1994, 1995, 1997, 1998, 1999, 2000) wird für das Gesamtgebiet eine hydrogeologische Karte erstellt. Die Definition deren Einheiten beruht auf einer hydrogeologischen Bewertung der Gesteinseigenschaften und des Trennflächen- und Trennfugensystems.
- Aufbau eines hydrologischen Messnetzes mit vorwiegend digitaler Datenerfassung zur Registrierung qualitativer und quantitativer Parameter an Quellen, Bohrungen, Brunnen und Oberflächengewässern.

- Hydrochemische Charakterisierung und Typisierung von Quellwässern zur Erfassung lithologischer Einzugsgebiete, möglicher anthropogener Einflussfaktoren und einer allgemeinen Charakterisierung der Speicher- und Abflussdynamik.
- Isotopenhydrologische Untersuchungen zur Berechnung von mittleren Einzugsgebietshöhen und Abschätzung von Verweilzeiten im Untergrund.
- Erstellung eines Abflussspenden Höhenmodells zur Berechnung höhenabhängiger gebietsspezifischer Abflüsse. Dies ist eine wichtige Grundlage zur Abgrenzung hydrologischer Einzugsgebiete.
- Durchführung von Abflusskomponententrennungen an ausgewählten Quellen zur Charakterisierung der Speicherdynamik.

## Literatur

- MANDL, G.W., MOSER, M., PAVLIK, W. (1994): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrologische Spezialuntersuchungen im Einzugsgebiet der Wiener Hochquellenleitungen zwischen Hochschwab und Schneeberg; Startprojekte: Karstgebiet südlich der Kräuterbrunnen (Säusenstein, Brunntal, Riegerin, Türnach) und zentrale Schneeberggruppe. Forschungsprojekt WA 4a / 1992.- Unveröff. Endber. Geologische Bundesanstalt, 129 S., 21 Abb., 20 Beil., Wien.
- MANDL, G.W., MOSER, M., PAVLIK, W.(1995): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrologische Spezialuntersuchungen im Einzugsgebiet der Wiener Hochquellenleitungen zwischen Hochschwab und Schneeberg; Folgeprojekt: Hochschwab - Zeller Staritzen. Forschungsprojekt WA 4a /F 1994.- Unveröff. Ber. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MANDL, G.W., BRYDA G., KREUSS O., PAVLIK, W. (1997): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet; Folgeprojekt: Hochschwab Ost und Aflenzer Staritzen. Forschungsprojekt WA 4a /F 1996 & StA 101.- Unveröff. Ber. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MANDL, G.W., BRYDA G., KREUSS O., PAVLIK, W. (1998): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet; Folgeprojekt: Hochschwab Ost und Aflenzer Staritzen. Forschungsprojekt WA 4a / F 1996 & StA 028 m.- Unveröff. Ber. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MANDL, G.W., BRYDA G., KREUSS O., PAVLIK, W. (1999): Karstwasserdynamik und Karstwasserschutz Hochschwab - Geologische Karte; Folgeprojekt: Hochschwab West und Süd. Forschungsprojekt WA 4a /F 1998 & StA 028n.- Unveröff. Ber. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MANDL, G.W., BRYDA G., KREUSS O., PAVLIK, W. (2000): Karstwasserdynamik und Karstwasserschutz Hochschwab - Geologische Karte; Folgeprojekt: Hochschwab West und Süd. Forschungsprojekt WA 4a /F 1998 & StA 028n.- Unveröff. Ber. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- STROBL, E. (1995): Hydrogeologie des Raumes Eisenerz-Seeau - 3. Arbeitsjahr.- Unveröff. Endbericht Joanneum Research, 44 S., 23 Abb., 12 Tab., Graz.
- STADLER, H. & E. STROBL (1997): Karstwasserdynamik Zeller Staritzen Endbericht.- Unveröff. Ber. Joanneum Research, 171 S, Anhang, Graz.
- STADLER, H. & E. STROBL (1998): Karstwasserdynamik und Karstwasserschutz Hochschwab (STA28K/96). Endbericht, 2. Arbeitsjahr. Einzugsgebiet Kläfferquelle.- Unveröff. Ber. Joanneum Research, 29 S, Anhang., Graz.
- STADLER, H. (2000): Karstwasserdynamik und Karstwasserschutz Hochschwab (STA28K/98). Endbericht, 3. Projektjahr. Isotopenhydrologische Untersuchungen, Messsysteme.- Unveröff. Ber. Joanneum Research, 35 S, Anhang., Graz.

## **HYDROGEOLOGISCHE BEDEUTUNG VON TIEFREICHENDEN MASSENBEWEGUNGEN AM BEISPIEL KAMPALPE - KERSCHBAUMKOGEL / FRÖSCHNITZTAL**

Gerfried WINKLER

### **Einleitung**

Das Untersuchungsgebiet liegt nördlich von Spital am Semmering auf der orographisch rechten Talseite des Fröschnitztales und umfaßt den Bereich des Höhenzuges Kampalpe (1535 m ü.A.) - Kerschbaumkogel (1480 m ü.A.) bis zum Ziehgraben als nördliche Begrenzung. Die Westgrenze bildet ein Nord-Süd gerichteter Graben, der das Untersuchungsgebiet vom Saurücken (1410 m ü.A.) trennt. Die östliche Grenze bildet der Holzgraben östlich des Kerschbaumkogels.

Das Untersuchungsgebiet wird von Gesteinseinheiten des Unterostalpins (UOA) des Semmeringsystems aufgebaut. Nach RIEDMÜLLER (1992) liegt das UOA in diesem Gebiet in Form zweier großräumiger Tauchdecken mit mächtigen inversen Liegendfolgen und tektonisch stark reduzierten Hangendfolgen vor. Im Liegenden stehen im Untersuchungsgebiet Karbonatgesteine der Permotrias der Liegendfolge der tieferen Tauchdecke an. Darüber liegen Quarzphyllite des Altkristallinkernes der tieferen Tauchdecke, die ihrerseits von einer Überschiebungszone bzw. den Karbonatgesteinen der Liegendfolge der höheren Tauchdecke überlagert werden.

Die Karbonatgesteinsschichten der tieferen und höheren Tauchdecke bzw. deren Grundwasserkörper werden durch den ca. 150 m bis ca. 400 m mächtigen Altkristallinkern der tieferen Tauchdecke und einer geringmächtige Überschiebungszone getrennt.

Der Bereich südlich des Höhenzuges Kampalpe - Kerschbaumkogel ist durch Massenbewegungen gekennzeichnet, welche bereits von H.P.CORNELIUS (1952) erwähnt wurden.

Im Zuge eines Markierungsversuches, durchgeführt vom Institut für Hydrogeologie und Geothermie - Joanneum Research (REICHL, 1992), konnte eine hydraulische Verbindung zwischen der Karbonatgesteinseinheit der höheren Tauchdecke und den basalen Schichten des Altkristallinkernes nachgewiesen werden.

Unter anderen aufgrund der Ergebnisse des Markierungsversuches wurden die Massenbewegungen und die hydrogeologische Situation im Bereich Kampalpe - Kerschbaumkogel näher untersucht (WINKLER, 1998).

### **Massenbewegungen**

Die Lage und Abgrenzung der von Massenbewegungen beeinträchtigten Abschnitte wurden mittels Luftbildauswertung und Detailkartierung im Maßstab 1:5000 eruiert.

Der Grundtyp der vorherrschenden Massenbewegungen kann nach EPPENSTEINER & POISEL (1989) mit „Hart auf Weich“ beschrieben werden. Das bedeutet, dass im konkreten Fall die Karbonatgesteinsschichten der Permotrias als spröde Deckschichten auf der duktilen, gering mächtigen Überschiebungsbahn und den darunterliegenden kriechfähigen Quarzphylliten des kristallinen Grundgebirges liegen. Durch die Auflast der spröden Deckschichten (Gravitation) kommt es zu einem Kriechprozess in den liegenden, duktileren Schichten, was hohe Spannungen und Dehnungen in den hangenden, harten Schichten der Permotrias bewirkt und

letztendlich zu deren Zerlegung in Blockeinheiten führt. Die einzelnen Blockeinheiten wurden gefügestatistisch aufgenommen und analysiert.

Die Zerlegung der spröden Deckschichten kann auf folgende Mechanismen zurückgeführt werden:

- An der Stirn der Deckschichten ist ein translatorisches Wegdriften einzelner turmartiger Körper/Blöcke in einer mächtigen Karbonatgesteinsschuttdecke festzustellen.
- Der bedeutendste Teil der Massenbewegungen ist als Sackungen anzusprechen, welche vorwiegend vertikale Versätze an den einzelnen Blöcken von bis zu mehreren 10-er Metern bewirken.

Die hangtektonische Beanspruchung des Altkristallins reicht im Bereich Kerschbaumkogel bis zum Kontakt zu den liegenden permotriadischen Karbonatgesteinsschichten, was u.a. aufgrund von Geländebeobachtungen (Konkav-Konvex-Morphologie) zum Ausdruck kommt.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass es sich um eine nach Norden progressiv fortschreitende, blockartige Zerlegung der spröden Deckschichten handelt, wobei im Bereich Kerschbaumkogel auch die basalen Schichten des Altkristallins durch die Hangtektonik stark beansprucht werden.

### **Interpretation**

Zu den Massenbewegungsanalysen wurden desweiteren die umliegenden Quellen hydrochemisch und hydrologisch untersucht.

Faßt man die hydrochemischen bzw. hydrologischen Analysenergebnisse der umliegenden Quellen und das Ergebnis des Markierungsversuches zusammen, so ist unter Berücksichtigung der Interpretation der Massenbewegungsphänomene eine hydraulische Verbindung über tiefreichende Massenbewegungen zwischen den Deckschichten der höheren Tauchdecke und basalen Schichten des Altkristallinkernes bzw. in weiterer Folge auch zu den Karbonatgesteinen der tieferen Tauchdecke im Bereich Kerschbaumkogel möglich.

An diesem Beispiel soll gezeigt werden, dass aufgrund von tiefreichenden, hangtektonischen Gegebenheiten hydraulische Verbindungen über Schichtkomplexe ermöglicht werden können, die primär vom Gesteinstyp eher als Stauer anzusprechen sind.

Es soll auf die Wichtigkeit von (hang-) tektonischen Untersuchungen auch im Zusammenhang mit hydrogeologischen Fragestellungen hingewiesen werden.

### **Literatur**

CORNELIUS, HP.: Die Geologie des Mürztales (Erläuterungen zum Blatt Mürzzuschlag 1:75000).- Geol.B.A. Sonderband 4, Wien 1952.

POISEL, R., EPPENSTEINER, W.: Gang und Gehwerk einer Massenbewegung, Teil 1: Geomechanik des Systems Hart auf Weich.- Felsbau 6, Nr.4, 189-194, Essen 1988.

POISEL, R., EPPENSTEINER, W.: Gang und Gehwerk einer Massenbewegung, Teil 2: Geomechanik des Systems Hart auf Weich.- Felsbau 7, Nr.1, 16-20, Essen 1989.

REICHL, P., ZOJER, H.: Hydrogeologischer Bericht zum eisenbahnrechtlichen Bewilligungsverfahren,- Hydrogeologischer Bericht, Joanneum Research, Graz 1992.

RIEDMÜLLER, G.: Semmering Basistunnel, Pilotstollen, Ausschreibungsprojekt 1992.- Baugeologisches Gutachten, TU-Graz, Graz 1992.

WINKLER, G.: Hydrogeologische Prozesse in Massenbewegungen am Beispiel Kampalpe - Kerschbaumkogel / Fröschnitzal.- Unveröffentlichte Diplomarbeit, TU-Graz, Graz 1998.



## EXKURSIONEN

---



## EXKURSION 1 - DIENSTAG, 4. 9. 2001

Exkursionsleitung: Gerhard W. MANDL & Gerhard BRYDA,  
mit einem Beitrag von Michael WAGREICH (Haltepunkt 1)

Thema: Kalkalpine Schichtfolgen im Mürztal zwischen Krampen und Frein

Abb.1: Exkursionsroute / Übersicht



## Haltepunkt 1: Krampen

Lage: Entlang der Straße Neuberg/Mürz - Mürzsteg, westlich der Einmündung des Tirolbachs

Thema: Typische Abfolge der Gosau-Gruppe des Südostrandes der Kalkalpen

Lithostratigraphie: Gosau-Gruppe, "Orbitoidensandsteine", "Inoceramenschichten"

Alter: Ober-Campanium? - Unter-Maastrichtium

Tektonische Einheit: Mürzalpendecke

Das Straßenprofil westlich **Krampen** zeigt eine charakteristische Abfolge der Gosau-Gruppe am Südostrand der Kalkalpen. Das Profil beginnt mit einer etwa 100 m mächtigen Abfolge von Breccien, Konglomeraten und gelblich verwitternden Kalksandsteinen, die unter dem Begriff "Orbitoidensandsteine" oder "Orbitoidenschichten" zusammengefaßt wurden. Die basalen Grobsedimente dürften Ablagerungen lokaler Schuttkegel darstellen, der hangende Teil ist randlich-marin bis flachmariner Entstehung. Einerseits gibt es Hinweise auf stark lokal beeinflusste Ablagerungen im Bereich einer Steilküste, andererseits wurden durch Flüsse gut gerundete Gerölle in Fan-Deltas geliefert.

Der Aufschluß entlang der Straße kann als Typprofil für eine neu zu definierende, die bisherigen "Orbitoidensandsteine" umfassende Formation (Krampen-Formation? Neuberg-Formation?) betrachtet werden. Diese karbonatreiche, stark vom Untergrund abhängige Sandsteinfazies mit seltenen Orbitoiden ist am östlichen Südrand der Kalkalpen weit verbreitet. Problematisch ist allerdings, dass unter dem Begriff "Orbitoidensandsteine" verschiedene Gesteine zusammengefasst wurden: sowohl kalkreiche als auch siliziklastische Sandsteine; sowohl Basalbildungen wie in Krampen als auch orbitoidenführende Sandsteine innerhalb einer marinen Abfolge mergeliger Gesteine (z.B. Grünbach). So bedingt etwa die starke Untergrundsabhängigkeit die Ausbildung siliziklastischer Sandsteine dort, wo Werfener Schichten die Basis bilden. Auch ist bisher aus der Sandsteinabfolge von Krampen kein Altershinweis gefunden worden. Aus der Überlagerung und der Korrelation zu orbitoidenführenden Sandsteinen ist ein Ober-Campanium bis Unter-Maastrichtium-Alter wahrscheinlich.

Im hangenden der Sandsteine folgt in einem überwachsenen Steinbruch eine etwa 20 m mächtige Abfolge grauer sandiger Mergel bis Feinsandsteine, die unter dem Begriff "Inoceramenschichten" (Maastrichtium, Piesting-Formation?) zusammengefasst werden. Diese Sedimente wurden in tieferen Wasser abgelagert, wie die feinkörnige Fazies und das Auftreten von *Zoophycos* Lebensspuren anzeigt. Hier befindet sich die Typlokalität des Ammoniten *Pachydiscus neubergicus* (VON HAUER, 1858). Dieser Ammonit wurde erstmals von VON HAUER (1858) beschrieben und zuletzt von KENNEDY & SUMMESBERGER (1986) revidiert. Das Erstauftreten von *Pachydiscus neubergicus* gilt derzeit als jener Bioevent, der für die Definition der Untergrenze des Maastrichtiums herangezogen wird (ODIN, 1996). *Pachydiscus neubergicus* ist weltweit verbreitet, weist allerdings einen relativ lange Reichweite bis ins obere Maastrichtium auf. So ist das Vorkommen in Krampen auf Grund von Nannofossilaten von den Ammonitenstücken in die Nannozone CC25b, also ins obere Unter-Maastrichtium einzustufen (WAGREICH in KENNEDY & SUMMESBERGER, 1986).

**Literatur** siehe WAGREICH & SUMMESBERGER (2001; dieser Band).

## Haltepunkt 2: Höllgraben

Lage: Höllgraben-Forststraße; ca. 500 m östlich der Einmündung des Höllgrabens in die Mürz

Thema: Beispiel für die riff-ferne Fazies des Aflenzer Kalkes

Lithostratigraphie: Aflenzer Kalk

Alter: Obornor

Tektonische Einheit: Mürzalpendecke

Felsaufschlüsse neben der Straße geben einen Einblick in die Lithofazies des Aflenzer Kalkes in einer riff-fernen Ausbildung.

Der Normaltypus ist ein dm-gebankter, dunkelgrauer bis schwarzer Kalk mit ebenen bis welligen Schichtflächen, die dunkle, gelegentlich auch rötliche, tonige Bestege aufweisen. Die Mikrofazies zeigt einförmige Mikrite. Dunkler Hornstein tritt in vereinzelt Lagen auf, stellenweise wittern auf Schichtflächen massenhaft Schwammnadel aus.

Darin eingeschaltet liegen cm-dünne, siltige bis sandige, teilweise korngrößengradierte Lagen von Karbonatdetritus. Die geringe Korngröße erlaubt keine nähere Identifizierung der Komponenten, beispielsweise von Rifforganismen, wie sie etwa im Aflenzer Kalk des Buchalpengrabens häufig vorkommen und dort Größen bis zu 1 cm erreichen. Die Kontakte zum Mikrit sind meist durch Drucklösung überprägt.

An der Basis des Aufschlusses ist ein mergelreicherer Abschnitt sichtbar, in dem die Kalke cm-dünne, plattige Schichtung aufweisen. Ein derartiger Habitus ist oft nahe dem Grenzbereich zum unterlagernde (Wetterstein-)Dolomit zu beobachten. Er ist meist auch noch durch schwarze Schiefertone und cm-dünne Hornsteinlagen gekennzeichnet, die bei der Kartierung in aufschlussarmem Gelände als fette, gelbe Lehm Böden mit harten Schieferplättchen und schwarzen Hornsteinbruchstücken leicht erkennbar sind.

Der Altersumfang ist gering und in allen bisherigen Proben nur auf das Obornor beschränkt. Die Conodontenfauna besteht bereits nahe der Basis meist nur aus *Misikella hernsteini*, zu der sich gelegentlich noch *Misikella posthernsteini* und *Norigondoella steinbergensis* dazugesellen.

Der Aflenzer Kalk wird im Hangenden von Zlambachschichten überlagert, denen wiederum Hallstätter Graukalke der inversen Schichtfolge der Proles-Einheit tektonisch auflagern.

In dieser Scherzone ist die Zuordnung der Zlambachschichten zur aufrechten Schichtfolge der Mürzalpendecke oder zur Inversserie der Proles-Einheit meist nicht eindeutig möglich. Das Durchstreichen einer Deckengrenze ist hier zwar zweifelsfrei gegeben, ihrer genaue Lage im Kartenbild ist aber streckenweise nur schematisch darstellbar.

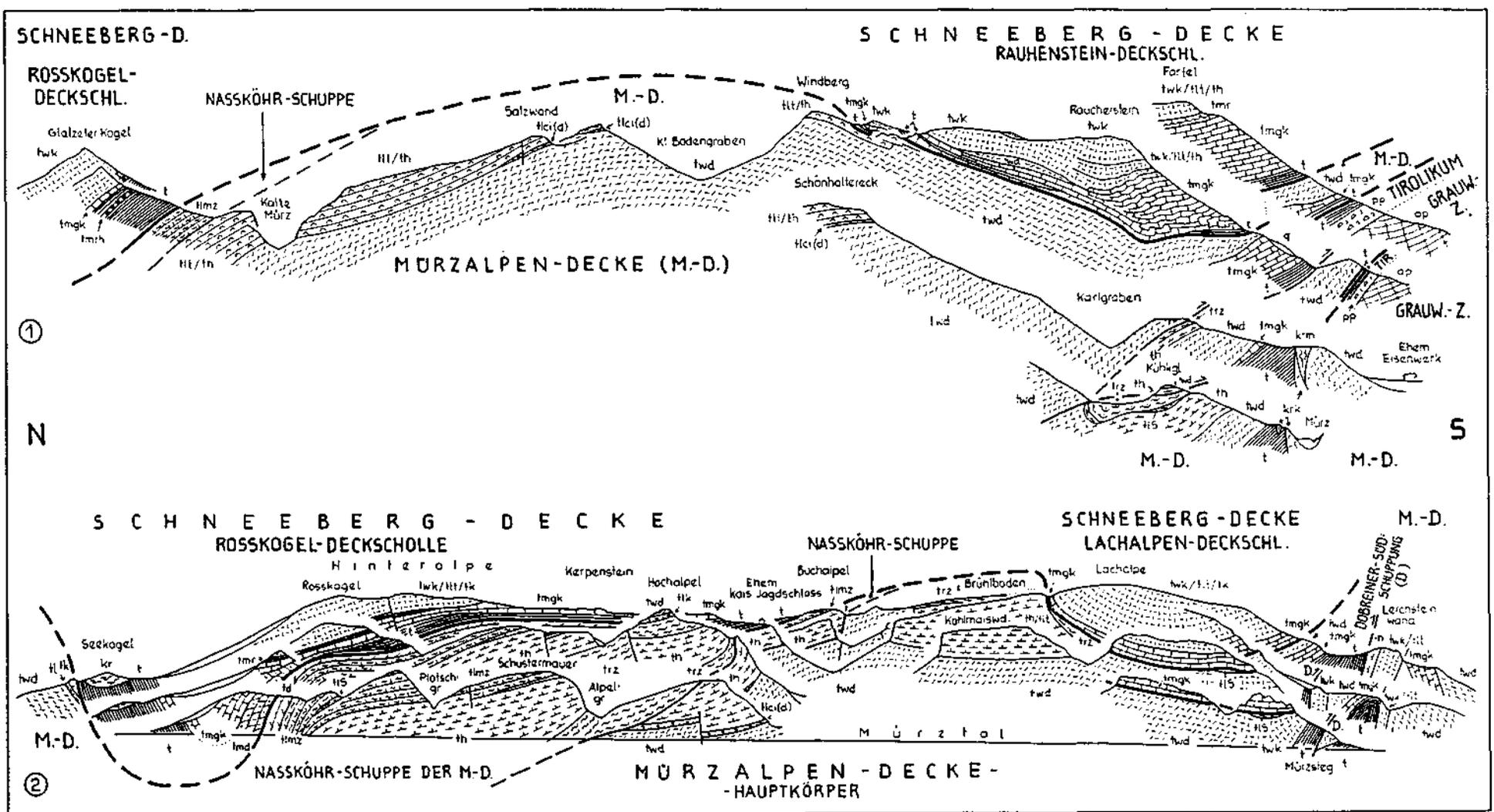


Abb. 2: Halbschematischer Querschnitt durch die Mürztaler Kalkalpen, aus TOLLMANN (1985)  
"Naßköhrschuppe" entspricht der Proles-Einheit in der hier verwendeten Nomenklatur.

### Haltepunkt 3: Mürzschlucht Süd

Lage: Bundesstraße Mürzsteg – Frein, am südlichen Eingang der Mürzschlucht

Thema: Hangendabschnitt der Schichtfolge der Proles-Inversserie

Lithostratigraphie: Hallstätter Kalk, Graufazies

Alter: Obenor

Tektonische Einheit: Proles-Einheit (ehem. "Naßköhr-Schuppe")

Der Hangendabschnitt der tektonisch invertierten Schichtfolge der Proles-Einheit wird von deutlich gebankten, mittel- bis dunkelgrauen, mikritischen Kalken gebildet, die den obenorischen Abschluss der Hallstätter Graukalk-Entwicklung darstellen.

Stratigraphisch hangend folgen auf der Proles-Südseite mergelig-kalkige Zlambachschichten. Von diesen ist beim Exkursionshaltepunkt nur ein kleines Vorkommen sichtbar: Nördlich der Straße, im Bereich eines Geschiebe-Auffangbeckens, sind tektonisch verquetschte, schwarze Kalke und Schiefer zwischen Wettersteindolomit der Mürzalpendecke und Hallstätter Graukalk der Proles-Einheit aufgeschlossen. Das kleine Gerinne bildet die Mündung eines hangaufwärts tief eingeschnittenen Murenganges, der vom Schutt von tektonisch zerrüttetem Wettersteindolomit und von Zlambachschichten gespeist wird.

Obenorisches Alter belegt eine Conodontenfauna mit *Epigondolella bidentata* aus dem Grenzbe-  
reich zu den dickbankigen, hellgrauen Hallstätter Kalken der Edelweismauer (östlich der Mürz) –  
siehe STRELE (1992: 714).

### Haltepunkt 4: Mürzschlucht Nord

Lage: Bundesstraße Mürzsteg – Frein; Mürzschlucht, beim Südportal des Straßentunnels,  
Wanderung entlang der alten Straße zum Wasserfall "Totes Weib".

Thema: Schichtfolge der Proles-Inversserie

Lithostratigraphie: Hallstätter Kalk, Graufazies

Alter: (Oberkarn -) Nor

Tektonische Einheit: Proles-Einheit (ehem. "Naßköhr-Schuppe")

Das enge Durchbruchstal der Mürz schließt eine mächtige inverse Abfolge von gebankten, hell- bis  
dunkelgrauen Kalken der Hallstätter "Grau-Fazies" auf, die von rhätischen Zlambachmergeln  
unterlagert, und von einer karnischen Schiefer-ton/Hornsteinkalk-Wechselfolge überlagert wird.

Der Lokalität kommt eine gewisse wissenschaftshistorische Bedeutung zu, war sie doch neben  
dem Millibrunnkogel im Salzkammergut, aufgrund der seinerzeit nicht erkannten, inversen  
Lagerung beider Profile, Anlaß für einen grundlegenden Irrtum in der Triasstufengliederung.  
MOJSISOVICS (1892) stellt in seiner Gliederung die norische Stufe in des Liegende der  
karnischen Stufe, eine Fehlinterpretation, die Anlaß zu langer, heftiger Fehde mit BITTNER war.

Nach Richtigstellung der Stufenabfolge wurde die verkehrte Reihenfolge der Gesteine im  
Mürzschluchtprofil durch tektonische Schuppung erklärt (Naßköhrs-  
schuppe bei TOLLMANN, 1963).

Die tektonisch invertierte Lagerung der gesamten Gesteinsabfolge hat erst TOLLMANN (1967) erkannt und als Verkehrtchenkel einer riesigen Liegendfalte interpretiert. LEIN (1972) stellte dann eine durchgehende Schubfläche an der Basis dieser Verkehrtserie fest. Wegen der wesentlich großflächigeren Ausdehnung dieses tektonischen Bauelementes durch Einbeziehung weiterer Gesteine schlug LEIN eine Begriffsneufassung unter dem Terminus Prolesschuppe vor. Im Lichte der Neukartierung im Zuge der Landesaufnahme ist ebenfalls letzterem Begriff der Vorzug zu geben, da im Bereich des Naßköhr nur winzige tektonische Schürfling karnischer und unternorischer Gesteine dieser tektonischen Einheit vorliegen. Die Hauptmasse der Mergel des Naßköhr ist hingegen noch den aufrecht lagernden Zlambachschichten der Mürzalpendecke zuzuordnen.

Über die Lithologie und Mikrofauna der Schichtenfolge der Proles-Einheit informieren LEIN (1981), STRELE (1991,1992,1993) und PAVLIK (1987).

Alter: Conodontendaten aus dem Bereich innerhalb der Mürzschlucht ergeben durchwegs norische Faunen, am nördlichen Ausgang der Schlucht werden oberkarnische Anteile der Schichtfolge gerade noch angeschnitten.

#### **Haltepunkt 5 (optionell): Riesbrücke**

Lage: Entlang der Straße Mürzsteg - Neuberg/Mürz, Brücke über die Mürz westlich Krampen, Felswand über Kies- und Blockwerk-Entnahmestelle

Thema: Beispiel für tektonisch bedingte Scheinserien

Lithostratigraphie: Hallstätter Kalk über Wettersteindolomit

Alter: Oberkarn-Nor, Ladin-Unterkarn

Tektonische Einheiten: Mürzalpendecke und auflagernde Deckschollen

Dem Mitteltrias-Dolomitsockel der Mürzalpendecke ruhen im Raum Mürzsteg – Krampen **Deckschollen** aus Kalken unterschiedlichen stratigraphischen Umfanges auf, wobei sich der tektonische Charakter des Kontaktes nicht sofort erkennen läßt. Beispiele dafür bilden die Lanauwand und ihre östlichen Ausläufer, ferner die Lärchsteinwand und kleinere Kalkschollen westlich Krampen und im Südosten der Falkensteinalm (vgl. MANDL & MÜLLER 1989):

**Kreuzmauer, Lanauwand** und deren Ausläufer bestehen aus einer Abfolge aus Waxeneck-Kalk (Dasycladaceen-Floren mit *Gyroporella vesiculifera*, *Griphoporella curvata*) und hellem Hallstätter Kalk des Unter- bis Mittelnor (Conodontenfaunen mit Assoziationen von *Norigondolella navicula* mit *Epigondolella triangularis* bzw. *Norigondolella steinbergensis* mit *Epigondolella slovakensis*), also eine typische Serieabfolge der Mürztaler Fazies. Diese Abfolge ruht dem Wettersteindolomit der Nordostabdachung des Veitschmassives auf, wobei hier vorerst keine Anzeichen eines tektonischen Kontaktes erkennbar sind.

Östlich des Mürzdurchbruches erscheinen jedoch im Kontaktbereich zuerst Spuren von Schiefer-tonen und südlich der Lärchsteinwand schließlich Affenzer Kalk als stratigraphisch Hangendes des Wettersteindolomites. Die auflagernden, stratigraphisch etwas älteren und faziell andersartigen Obertriaskalke der Lanauwand müssen somit als tektonische Deckschollen verstanden werden.

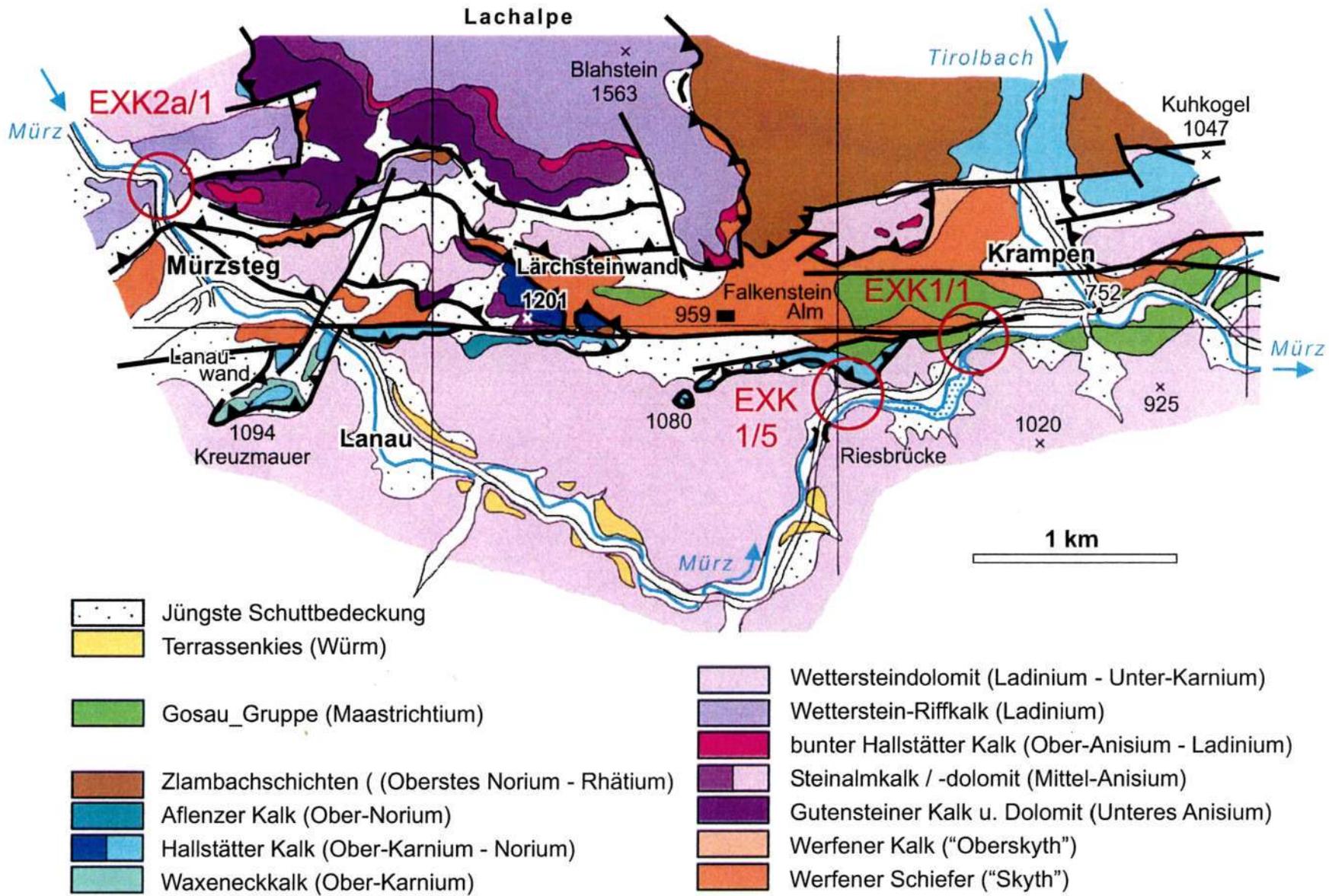


Abb. 3: Geologische Kartenskizze, Bereich: Mürzsteg - Krampfen (ÖK 103 Kindberg)

Die erwähnte **Lärchsteinwand** zeigt ebenfalls eine Abfolge von Algen führendem Seichtwasserkalk und auflagernden Hallstätter Kalk. Algenflora und Conodontenfauna belegen jedoch die Zugehörigkeit zu einem anderen Ablagerungsraum: *Physoporella pauciforata pauciforata*, *Physoporella pauciforata undulata* und *Teutloporella peniculiformis* weisen dem Seichtwasserkalk anisisches Alter zu (Steinalmkalk). Darüber folgt, mit großer Schichtlücke, grauer Hallstätter Kalk mit einem Altersumfang vom mittleren Unternor (*Norigondolella navicula*, *Epigondolella triangularis*) bis zum Obenor (*Norigondolella steinbergensis*, *Misikella hernsteini* und *Misikella posthernsteini*). Die Abfolge weist auf eine Herkunft aus dem Randbereich der Salzberg-Fazies und somit auf den Deckschollencharakter dieser Serie.

**Nordwestlich Krampen** liegen weitere kleine Vorkommen von, hier rötlichem, Hallstätter Kalk auf einem Sockel aus hellem Dolomit. Eine unterladinische Conodontenfauna mit *Gladigondolella tethydis* und Fragmenten der *constricta*-Gruppe belegt, dass es sich hierbei um Steinalmdolomit und Hallstätter Kalk eines Ausläufers der Lachalpendeckscholle handeln muß.

**Südöstlich der Falkensteinalm** ruhen erneut obertriadische Hallstätter Kalke dem Dolomit des Veitschmassives auf. Das östlichste und zugleich größte Vorkommen zieht als Wandstufe bis nahe an die Straße ins Mürztal herab. Die grauen bis hell bunt gefärbten Kalke besitzen nahe dem Kontakt zum Dolomit oberkarnisches (*Metapolygnathus polygnathiformis*, *Metapolygnathus nodosus*, *Epigondolella cf. primitia*) bis unternorisches Alter (*Norigondolella navicula*, *Epigondolella primitia*, *Epigondolella abneptis* 1). Der Kontaktbereich ist stellenweise aufgeschlossen und zeigt, zwischen Kalk und Dolomit eingeschichtete, zerscherte Schiefer von schwarzer, grünlicher, violetter und rostig brauner Färbung. Die bunten Typen führen Helglimmer und dürften zerquetschte Reste von Werfener Schichten darstellen. Weiter gegen Westen sind im Kontaktbereich auch tatsächlich wieder obernorische Aflenzer Kalke zu finden, welche das normale stratigraphisch Hangende des Dolomitsockels darstellen und den Deckschollencharakter der Buntkalke unterstreichen.

Das Beispiel dieser Deckschollen lehrt, dass in den Mürztaler Alpen, infolge des weitgehenden Fehlens zwischengeschalteter jurassisch-kretazischer Gesteine, der tektonische Bauplan durch eine rein lithologisch ausgerichtete Kartierung der Triaskarbonate nicht befriedigend erfasst werden kann. Erst der gezielte Einsatz der Mikropaläontologie und die Berücksichtigung der Fazies verspricht Erfolg.

**Literatur** siehe MANDL (2001, dieser Band).





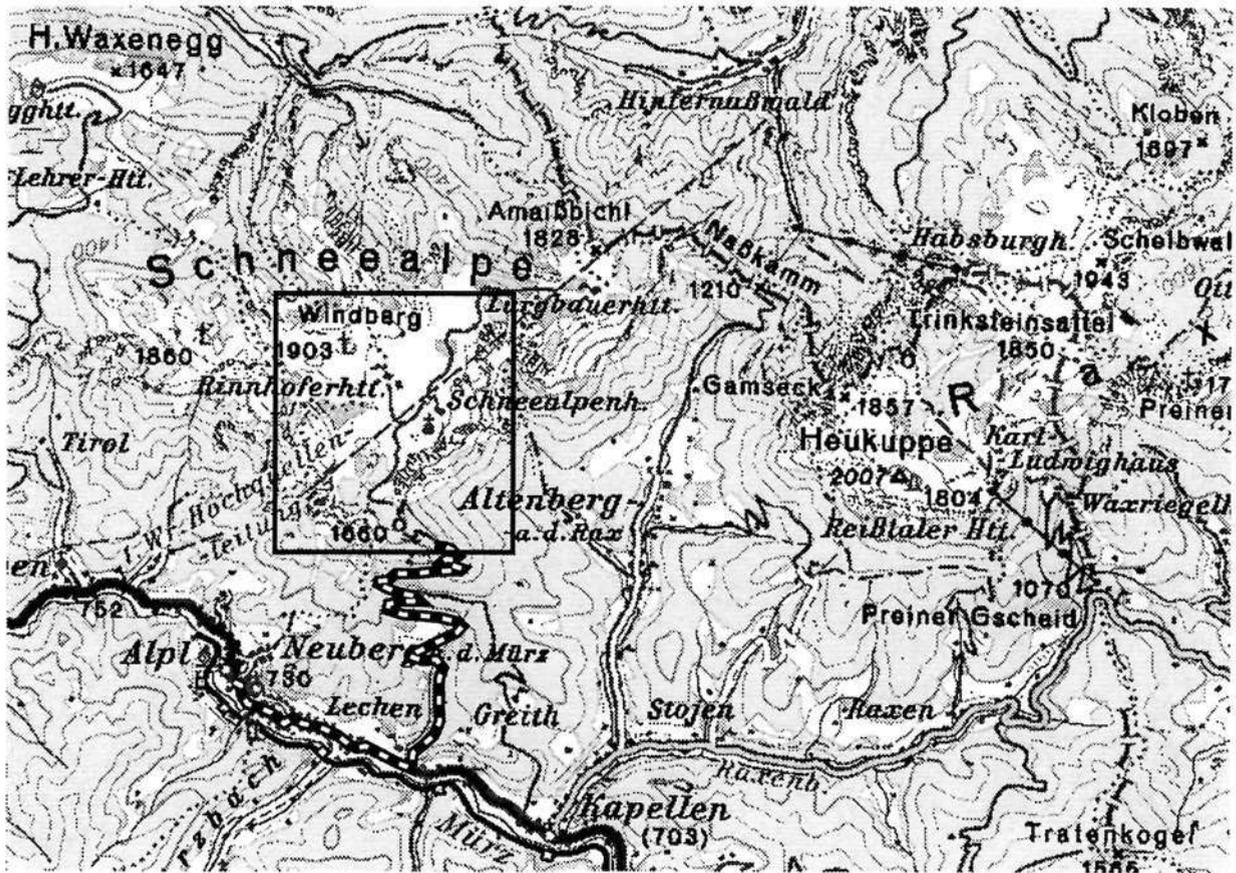
## EXKURSION 2 - MITTWOCH, 5. 9. 2001

Exkursionsleitung: Gerhard W. MANDL, Jan MELLO & Gerhard BRYDA

Thema: Kalkalpine Schichtfolgen der Rauhenstein-Deckscholle und der Mürzalpendecke im Bereich des Schneesalpen-Plateaus  
Aussichtspunkte zu Lohmstein, Schneeberg, Hoher Gupf, Rax und Semmering

Anreise mit Bus über die Schneesalpen-Mautstraße; dann ganztägige, hochalpine Wanderung.

Abb.1: Exkursionsroute / Übersicht



Am geologischen Bau der Schneesalpe sind die **Rauhenstein-Deckscholle** (Äquivalent der Schneebergdecke) und die darunter liegende **Mürzalpendecke** beteiligt. Am Südfuß ist auch noch ein Teil der **Grauwackenzone** mit transgressiv auflagernden **Permoskythserien** (Tirolikum) vertreten. Mit dem Bus durchqueren wir zuerst den obersten Teil der Grauwackenzone, die Prebichl- und Werfener Schichten.

Die Wanderoute der Exkursion (Abb. 2) verläuft durch die Schichtfolge der Rauhenstein-Deckscholle (Werfener und Gutensteiner Schichten, Reiflinger Kalk, Nádaska- bzw. Kutatschkalk, Wettersteinkalk) und endet im stratigraphisch höheren Abschnitt der Mürzalpendecke (Wettersteindolomit, Waxeneckkalk und Hallstätter Kalk).

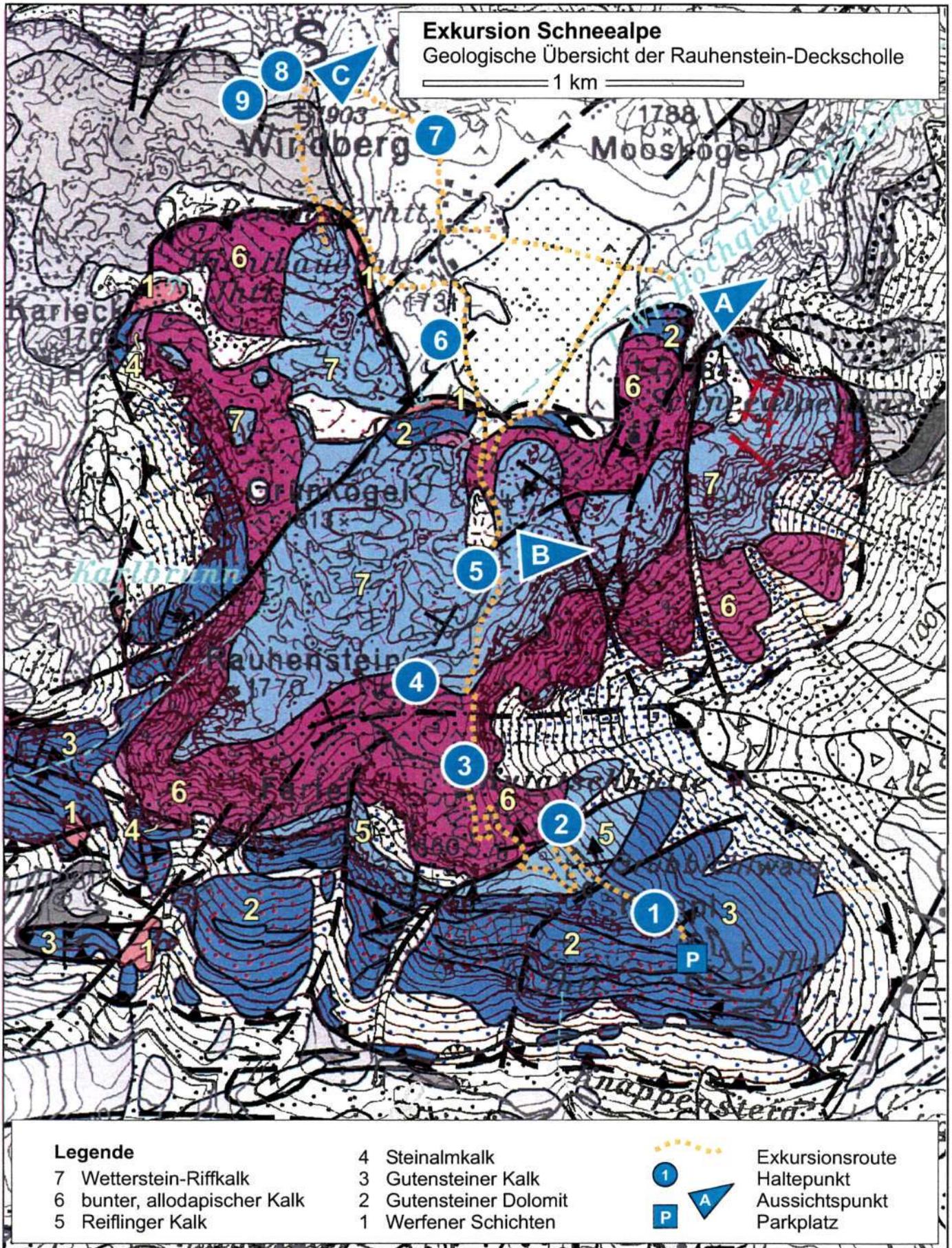


Abb. 2: Geologische Karte der Schneealpe mit Route der Exkursion 2 vom Schneealpen-Parkplatz auf den Windberg ; Haltepunkte 1 – 9 und Aussichtspunkte A - C.

		SCHNEEALPE					RAXALPE					
		SCHNEEBERG-DECKE (Raun-Schale)	MÜRZALPEN-DECKE	HOHER GUPF	RAUHEWAND	SCHNEEBERG-DECKE						
		Werfener Schichtfolge	Zlambach-Schichten Hallstätter Kalk Waxeneck-Kalk Wetterstein-Dolomit Wetterst. Vorriff-Kalk Grafensteinkalk Reiflinger Kalk	Leckkogel-Sch. Reiflinger Nadaska-Kalk Steinalmkalk Gutensteiner Kalk	Reiflinger Kalk Nadaska-Kalk Steinalm Dolo. Gutensteiner Dolomit	Werfener Schichtfolge	Werfener Schichtfolge					
								Kutatsch Sch. Wetterst. Vorriff-Kalk Nadaska-Kalk Reiflinger Kalk	Wetterst. Vorriff-Kalk Grafensteinkalk Reiflinger Kalk	Reiflinger Kalk Nadaska-Kalk Steinalmkalk Gutensteiner Dolomit	Werfener Schichtfolge	Werfener Schichtfolge
		LANGOB. KARN TUVAL JUL	SEVAT ALAUN LAC	RHAET SEVAT ALAUN LAC	SPATH NAMAL GRIESEB.	WERFENER SCHICHTFOLGE						
							OBERE	NOR	RHAET	SPATH NAMAL GRIESEB.	WERFENER SCHICHTFOLGE	
		MITTLERE	LADIN	ANIS	SPATH NAMAL GRIESEB.	WERFENER SCHICHTFOLGE						
		UNTERE (SKYTH)	LADIN	ANIS			SPATH NAMAL GRIESEB.	WERFENER SCHICHTFOLGE				
		T R I A S			SPATH NAMAL GRIESEB.	WERFENER SCHICHTFOLGE						

Abb. 3: Trasschichtfolgen der Rax und der Schneealpe (J. MELLO).

### Haltepunkt 1

Der Parkplatz in 1420 m Höhe liegt inmitten anisischer, dunkelgrauer, dickbankiger Kalke der Gutensteiner Schichten, die bis zur Höhe von etwa 1500 m reichen. Die gesamte Mächtigkeit der Gutensteiner Schichtfolge (Dolomite und Kalke, letztere überwiegen) beträgt hier 250-300 m.

### Haltepunkt 2

Es folgt ein 30-50 m mächtiger Abschnitt von grauen, plattigen, hornsteinführenden, manchmal knolligen **Reiflinger Kalken**. Stellenweise können Mergelschiefer eingeschaltet sein.

Heller, massiger Steinalm-Algenkalk, welcher in der östlichen Flanke der ein bis 80 m hohes Felsband bildet, ist hier im Bereich der Exkursionsroute über den Gutensteiner Kalken nicht vertreten. Lokal können Linsen solcher Kalke ausgebildet sein.

Als Altersumfang der Reiflinger Kalke kann auf Grund von Conodontenfaunen mit *Gondolella constricta*, *G. inclinata* und *G. cf. excentrica* aus mehreren Lokalitäten der Bereich Ober-Illyrium bis Fassanum angegeben werden – vgl. MELLO (1992 b, S. 780).

### Haltepunkt 3

Besonders interessant ist der Hangendabschnitt der Schichtfolge (Oberstes Fassanum bis Langobardium), welcher die Kutatsch-Anhöhe aufbaut. Er besteht aus hellen und rosafarbenen, gebankten Kalken (5-50 cm), die oft Wechsellagerung von mikritischen (einige cm mächtig) und allodapischen Lagen mit Riffdetritus (Abb. 4) zeigen. Es handelt sich um Kalke eines Übergangsbereiches zwischen den Reiflinger Beckenkalken und dem hangend folgenden Wettersteinriffkalk. Lithologisch entsprechen sie weitgehend Raminger Kalken, besitzen jedoch die für die Hallstätter Fazies typische bunte Färbung. Diese Serie wurde ursprünglich mit dem vorläufigen Arbeitsbegriff "**Kutatschkalk**" bezeichnet (MELLO, 1992 b, S. 780), im weiterem Sinne entspricht sie jedoch der **Nadaska-Schichtfolge** (im Sinne von KOVÁCS et al., 1989).

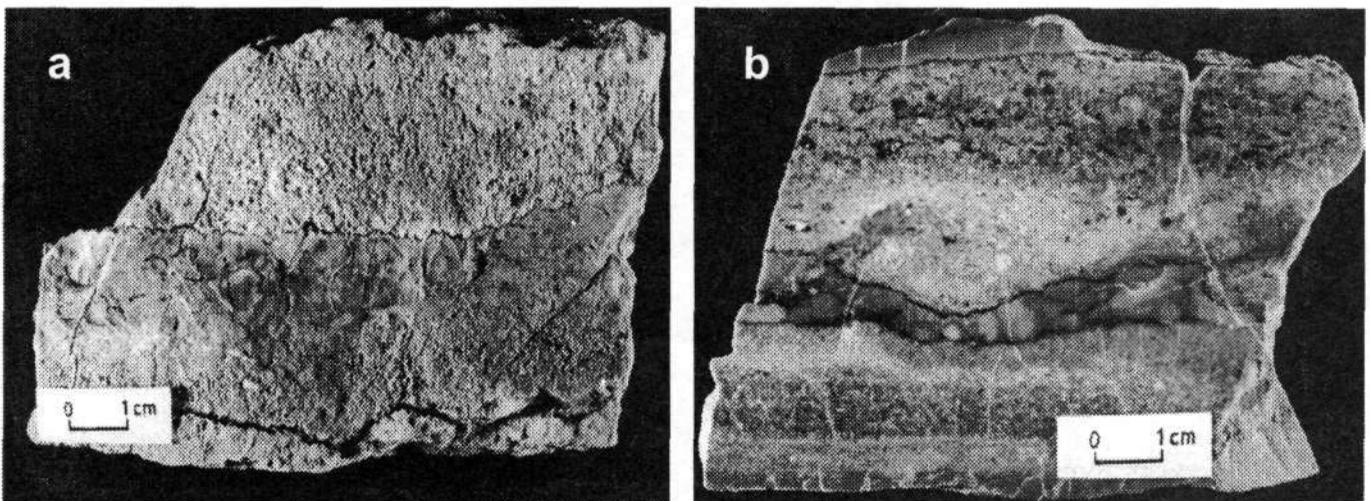


Abb. 4: Allodapischer "Kutatsch-Kalk"(=Nadaska-Kalk) oberfassanischen Alters: 0,5 -1 cm Lagen von rosa Mikrit wechsellagern mit 2-4 cm hellrosa allodapische Lagen. **a** - Probe SCH-27/B, Einschnitt der Forststraße unterhalb der Kutatschhöhe, SH 1600 m, **b** - Probe SCH-28, Einschnitt der Forststraße, 100 m nördlich des Antennenmastes auf der Kutatschhöhe, SH 1660 m.

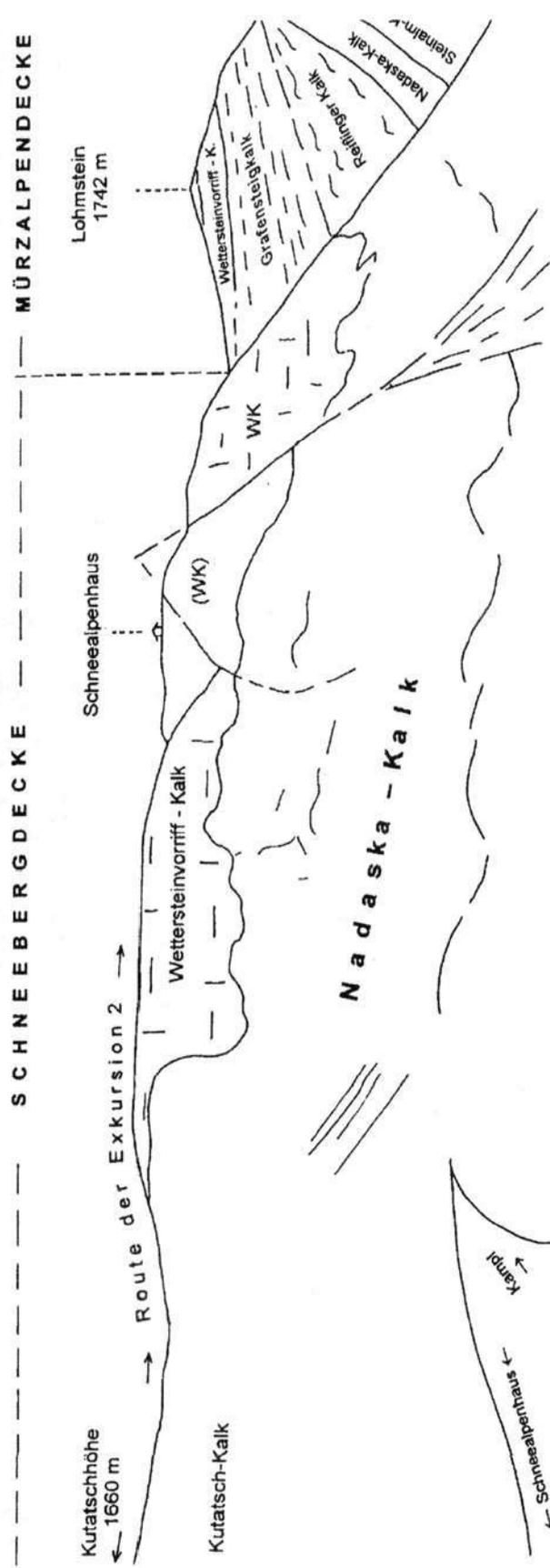


Abb. 5: Blick auf die Oberfläche (Exkursionsroute) und die Südosthänge der Schneealpe südlich des Schneepenhäuser.

Auf oben erwähntes Alter weisen die Conodontentaxa *Gladigondolella tethydis* + *tethydis* Multielement, *Gondolella trammeri*, *G. excelsa*, *G. inclinata*, *G. cf. excentrica* und *Neocavitella tatriva* hin (MELLO, 1992 b, S. 780).

Die Kalke sind sehr gut im Strasseneinschnitt unter der Kutatsch-Hütte aufgeschlossen. Direkt unter der Kutatsch-Hütte befindet sich in ihnen eine der seltenen Lagen von grünem Tuffit. Der Nadaska- (Kutatsch) - Kalk erreicht hier eine Mächtigkeit von 60 - 80 m. In westlicher Richtung zieht er zum Rauhenstein (K. 1770), wo er auf etwa 150 m anschwillt. In nördlicher Richtung setzt sich dieser geschichtete Kalk auch auf die westlichen und östlichen Hänge der Schneealpe fort, wo er ein schwer zugängliches Felsgelände bildet (Abb. 5).

#### Haltepunkt 4

Grober Organodetritus vom Wetterstein-Riff überwiegt schon völlig an diesem Haltepunkt im Straßeneinschnitt östlich des Rauhenstein (Abb.6).



Abb. 6: Grober Riffdetritus im obersten Teil des Nadaska-Kalkes (Grobbankige rosa Kalke). Einschnitt der Strasse zum Schneealpenhaus N´ der Karstsenke (K. 1629).

#### Haltepunkt 5

Die Oberfläche des Plateaus südlich des Schneealpenhauses wird schon von massigen Vorriff - und Riffbreccien des Wettersteinkalkes aufgebaut (Abb. 7). Am Bau der Riffe beteiligten sich Kalkschwämme, *Codiacea*, *Tubiphytes obscurus*, *Ladinella porata* und andere Mikroproblematika und diverser, nicht näher identifizierbarer Riff-Detritus (Abb. 8).

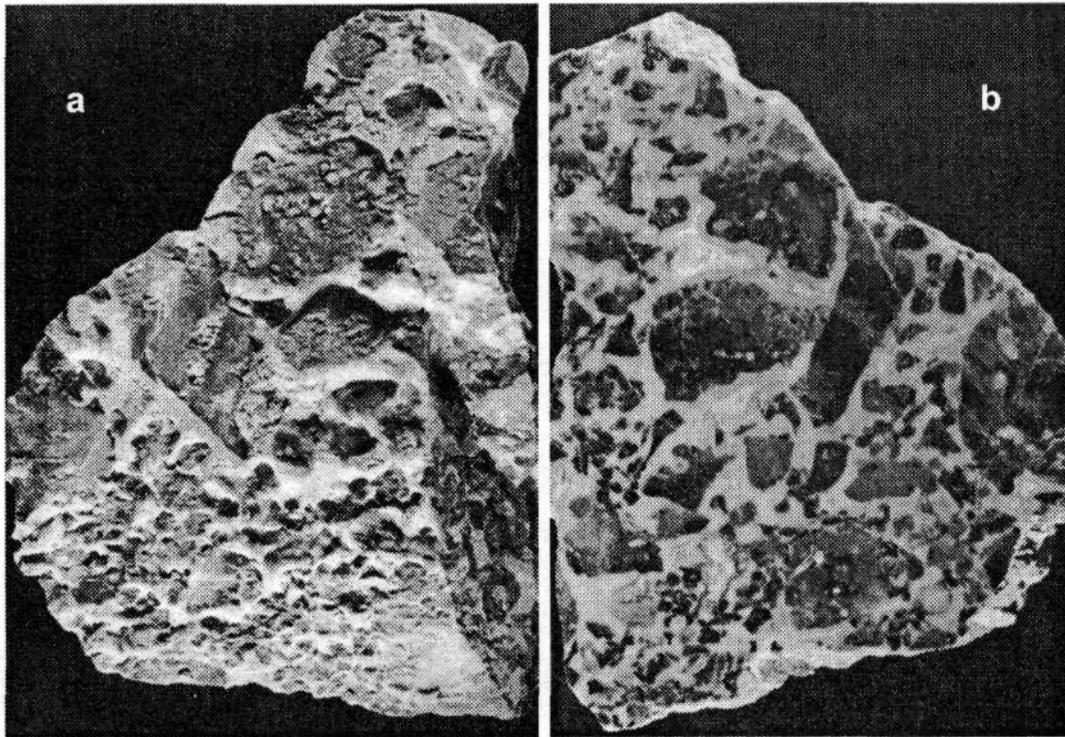


Abb. 7: Vorriffbreccien des Wettersteinkalkes. Probe SCH-101/A Schneealpe-Plateau, 600m S des Schneealpenhauses. **a** - angewitterte Oberfläche, **b** - Anschliff.

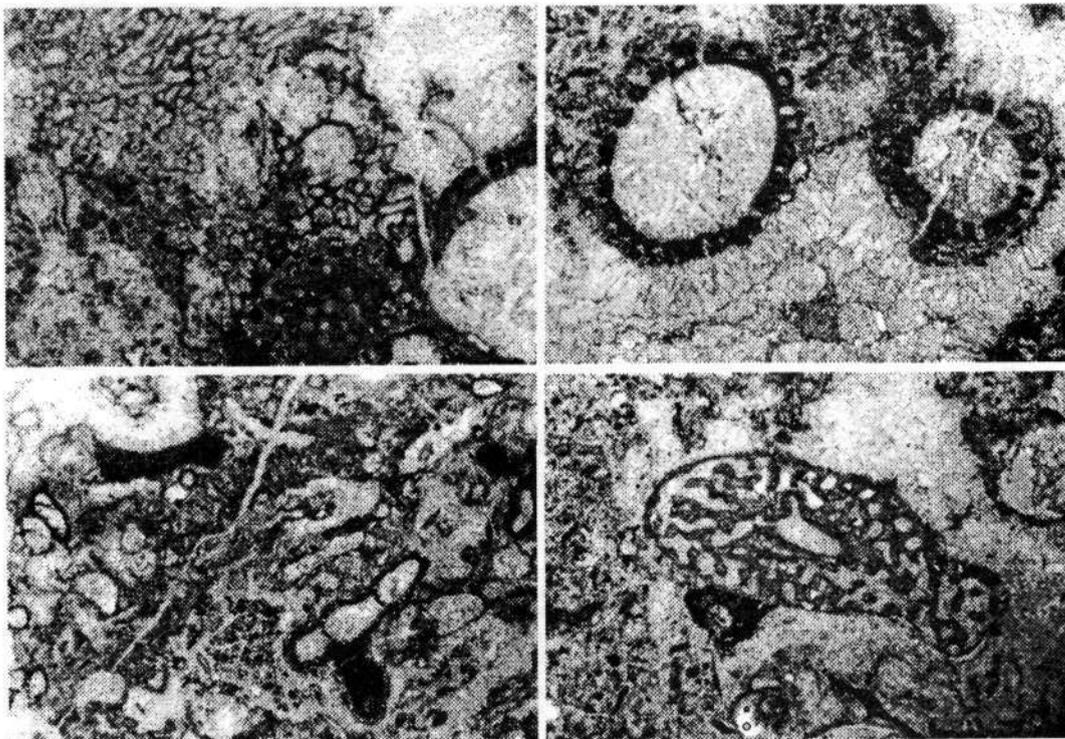


Abb. 8: Mikrofazies der Riff- und Vorriff-Fazies des Wettersteinkalkes mit porostromaten Algen, Kalkschwämmen (*Colospongia catenulata*), *Tubiphytes obscurus*, *Ladinella porata* und Riff-Detritus.

Der Ostteil des Schneetal-Plateaus zeigt ausgeprägte Massenbewegungsphänomene, ähnlich jenen, welche LEITHNER (1990) von der Veitschalpe beschrieben hat. Die stellenweise Unterlagerung der Karbonatgesteine der Rauhenstein-Deckscholle durch Werfener Schichten sowie die randliche Lage zum Altenberger Tal begünstigt das Absinken von Großschollen unter Ausbildung neuer Trennflächen und/oder Reaktivierung alter, tektonischer Bewegungsflächen (siehe Abb. 9 und 10).

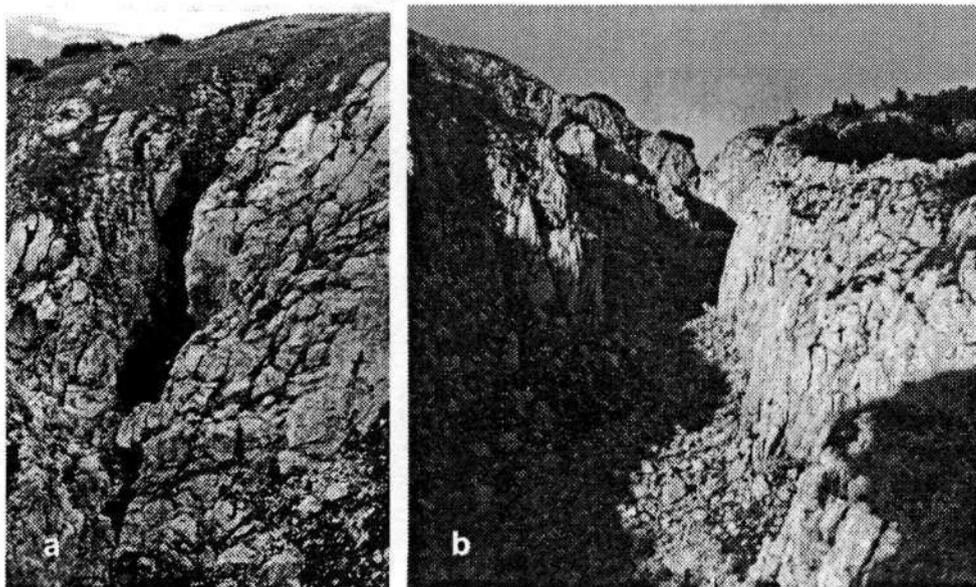


Abb. 9: **a** – Südlich und östlich des Schneetalhauses öffnen sich am Rande des Plateaus zahlreiche Zerrspalten im zerklüfteten, verkarsteten Riffkalk. **b** - Detail einer Bergzerreißung, 600m südlich des Schneetalhauses.



Abb. 10: Massenbewegungen am Ostrand der Schneetalalpe: abgesetzter Großblock von km-Dimension 150m E vom Schneetalalpehaus, Blick von Süden.

### **Aussichtspunkt A: Lohmstein - Blick**

An den S und SW - Hängen des Lohmsteins (K. 1742) über dem Lohmgraben (Abb. 11, 12) ist in der Zäunlwand die Progradation des Wetterstein-Riffes über das Grafensteig-Becken aufgeschlossen: Steinalm-, Nádaska-, Reiflinger Kalk, Grafensteigkalk und Wetterstein Vorriffschutt und Riffkalk. An den Hängen und unter dem Gipfelbereich des Lohmsteins ist in den dicker werdenden Bänken ein "coarsening upward" des Riffschutttes sichtbar, der gegen Norden mit dem autochthonen, mikritischen Sediment verzahnt.

Das Alter (MELLO, 1992: 717) dieses Teiles der Sequenz ist Langobarium bis Julium 1/1. Tiefer in der Schichtfolge und direkt am Talboden des Lohmgrabens tritt Reiflinger Kalk auf, in dem noch keine Turbiditlagen erkennbar sind. Das Alter der Reiflinger Kalke wurde hier aus mehreren Lokalitäten mit Hilfe von Conodonten als Langobardium 2-3 bestimmt.

Der unter dem Reiflinger Kalk liegenden Nadaska-Kalk und Steinalmkalk bildet mit einer auffälligen Felsstufe ein markantes, morphologisches Element.

Der Altersumfang des mikritischen Nadaska-Kalkes ist hier mit Hilfe von Conodonten vom mittleren Fassanium bis Langobardium belegt - siehe MELLO (1992 a: 717).

Im hellen, massigen Steinalmkalk (anisische Karbonatplattform) wurden anisische Dasycladaceen gefunden.



Abb. 11: Gesamtansicht des Lohmsteins (K. 1742 m) und seiner SW-Wand (Zäunlwand) oberhalb des Lohmgrabens; Blick von den Hängen unter dem Schneetalhaus. Ausgezeichnet aufgeschlossener Übergang des Reiflinger Kalkes (rechts unten) über allodapischen Grafensteigkalk (Hangmitte) bis in die Vorriff-Wettersteinkalke (Gipfel der Wand).

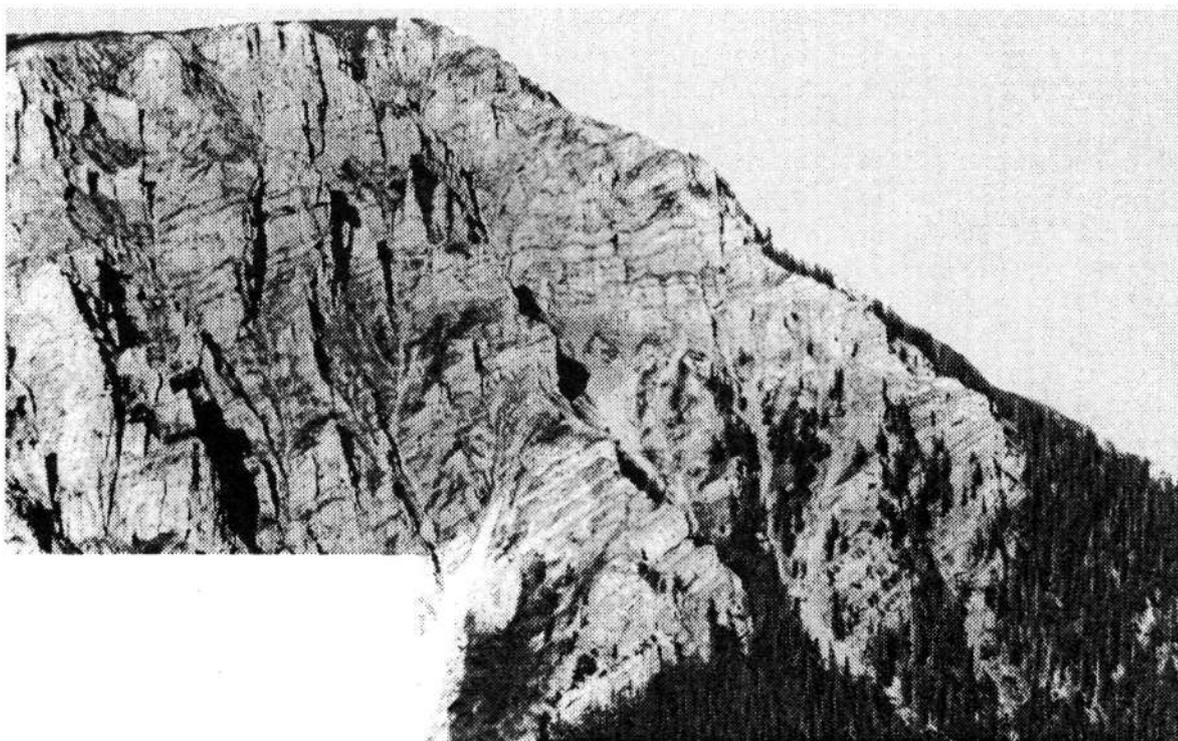


Abb. 12: Detailansicht eines Teiles der Zäunlwand (SW-Hang des Lohmsteins).  
Deutlich geschichtete Grafensteigkalk und Übergang in die massigere Vorriffbreccie des  
Wettersteinkalkes in der Gipfelpartie.

Während der Exkursion ist es leider nicht möglich, alle interessanten Lokalitäten zu besichtigen.  
Dabei ist die Fortsetzung der beschriebenen Schichtfolgen von den Südhängen des Lohmsteins  
auf die Osthänge (oberhalb des Altenbergtals) eine geologische Besonderheit. Nirgendwo sonst  
sieht man so anschaulich das Progradieren eines Wetterstein-Riffes über ein benachbartes  
Becken (Abb. 14) und dessen Auffüllung.



Abb. 13: Fingerartiges  
Eingreifen (von links nach  
rechts) der Riffdetritus-  
Schüttungen in den Graf-  
ensteigkalk.  
Osthänge des Lohmstein  
und der Schauerwand.

Diese mitteltriadische Abfolge des Lohmgrabens und der Osthänge der Schneecalpe wurde von MELLO (1992 a und b) eingehender beschrieben.

### **Aussichtspunkt B: Rax/Heukuppe und Hoher Gupf**

**Rand des Wettersteinkalk-Riffes der Heukuppe** mit Übergang ins ehemals angrenzende Becken (Abb. 14).

Zwischen den Gutensteiner Kalken (tiefste Felskulisse rechts) und dem Wettersteinriff der Heukuppe (massive Gipfelkuppel) ist der Übergang Plattform - Becken (Nadaska-Kalk, Reiflinger Kalk) aufgeschlossen. Im Gebiete vom Fuchsloch - auf Abb. 14 ganz rechts - bildet die Abfolge eine eher eine massige Felskulisse, in Richtung zum Westen ("Am hohen Stein") ist sie in mehrere Felsstufen gegliedert, in welchen auch Mergelsteine, Schiefer- und Tuffitlagen auftreten.

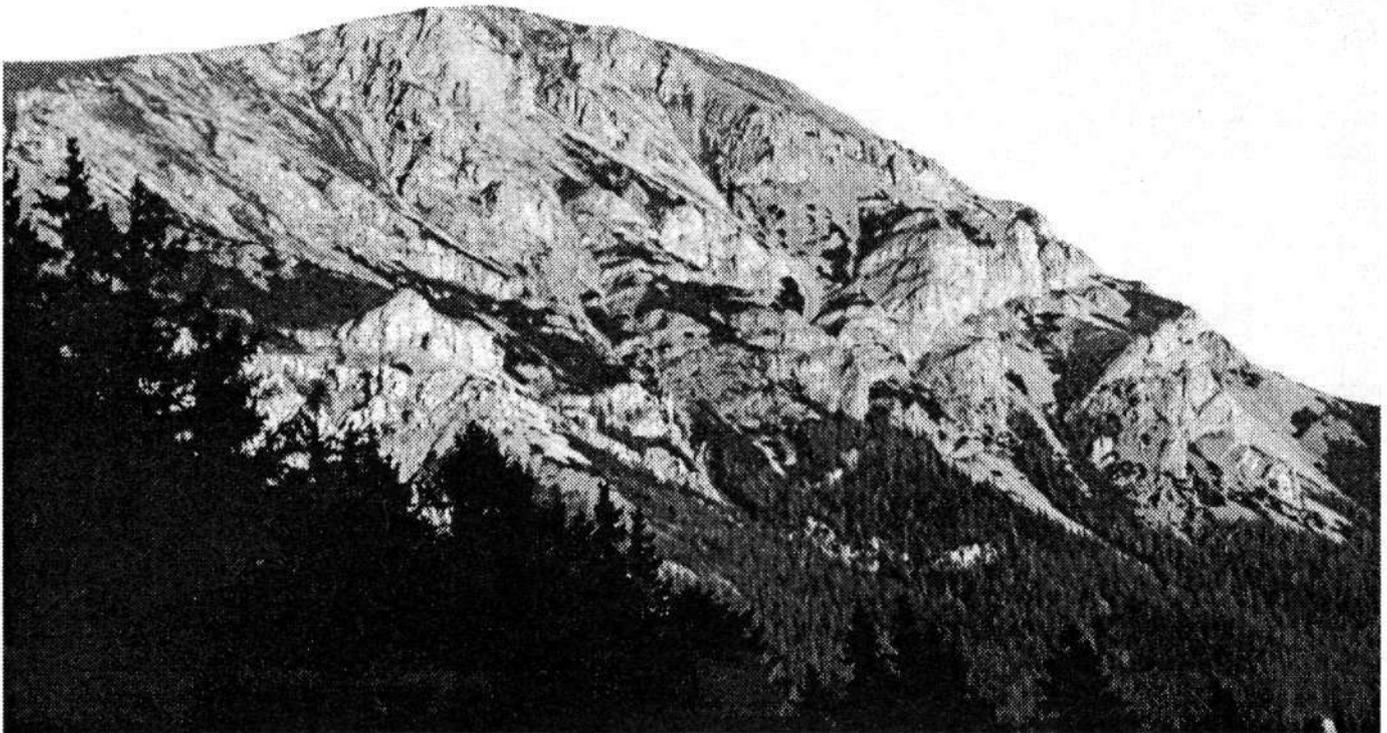


Abb. 14: SW-Rand des Wetterstein-Riffes der Heukuppe.

Verhältnismäßig genau hat die Schichtfolgen an den Süd - und Osthängen der Heukuppe CORNELIUS (1936) kartographisch dargestellt. Die Profile aus diesem Bereich der Rax beschrieb MELLO (1990, S. 446-447; 1993, 1992b, 1995), die Fazies der Heukuppe studierte LOBITZER (1986). Dieser Themenkreis wird auch bei MELLO (2001, dieser Band) weiter ausgeführt.

### **Hoher Gupf**

Er weist eine besondere, entlang von Brüchen eingesunkene, Synklinal-Struktur auf, welche weder strukturell noch faziell gut zur Schneebergdecke oder zur Mürzalpendecke passt. TOLLMANN (1976: Taf.5) bezeichnete den Hohen Gupf als "Ultradeckscholle", also als ein Element, welches über der hangendsten juvavischen Decke, der Schneebergdecke, liegt.

Von der Ferne sind zwei Felsstreifen auffällig (Abb. 15), von welchen der untere nach MELLO (1990: 447) von Steinalmkalk gebildet wird. Der obere besteht aus Wettersteinkalk langobardischen Alters. Zwischen den beiden Felsstreifen tritt Reiflinger Kalk (Ober-Anisium – Langobardium) auf. Über der oberen Felskulisse treten ebenfalls Kalke vom Becken - bis Hangtyp auf. Die Conodonten aus ihnen weisen erneut auf langobardisches Alter hin (MELLO, op. cit. ). Dies heißt, daß die Schichtfolge hier zusätzlich tektonisch verdoppelt ist. Die Schichten sind hier generell etwas metamorph überprägt (teilweise duktil deformiert) und re-kristallisiert.

Über dem Schuppenbau des Hohen Gupf liegt die Scholle der Rauhen Wand (Abb.16), bestehend aus basalen Schürflingen von Werfener Schichten, Gutensteiner- und Steinalmdolomit, sowie geringen Resten von auflagerndem Nadaskakalk und Grafensteigkalk. Diese "Rauhe Wand"-Scholle entspricht TOLLMANN's "Ultradeckscholle".

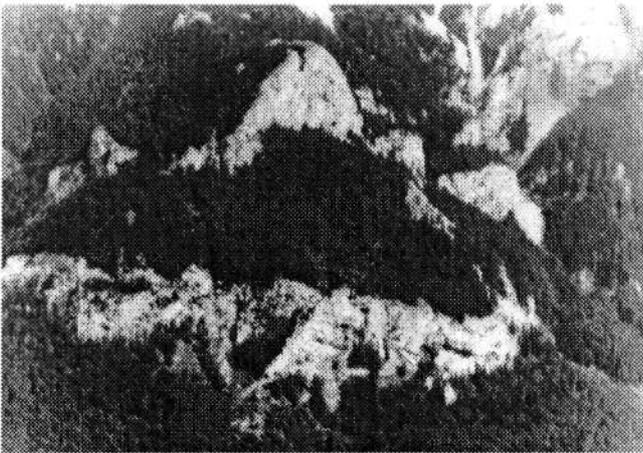


Abb. 15: Blick von der Schneealpe auf Rax und Hohen Gupf (im Vordergrund).

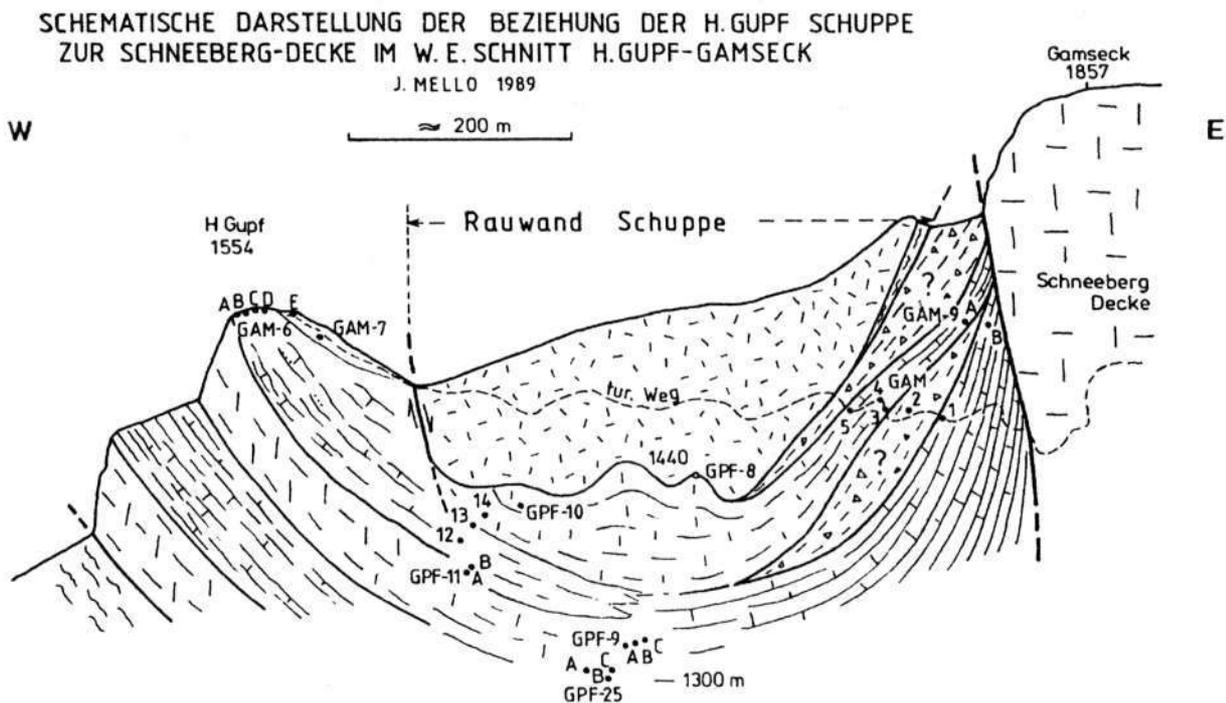


Abb. 16: Schematische Darstellung der Beziehung des Hohen Gupf und der Rauhen Wand zur Schneeberg-Decke im W-E-Schnitt (nach MELLO, 1989, unpubl.).

### Haltepunkt 6

Die folgenden Aufschlüsse zeigen den Kontakt der Rauhensteindeckscholle zur Mürzalpendecke im Raume Schneetal - Michlbauer - Windberg (siehe dazu auch Geolog. Karte Abb. 2). Die Deckengrenze ist bei Zwischenschaltung von Werfener Schichten gut verfolgbar. Stellenweise (Windberg Südflanke) grenzt jedoch bunter, mitteltriadischer Nadaskakalk der Deckscholle unmittelbar an gleich aussehenden, obertriadischen Hallstätter Kalk oder auch an den Wettersteindolomit der Mürzalpendecke, was die Grenzziehung im Gelände erschwert. Die getroffene Grenzziehung wurde aber durch Conodontentests bestätigt.

### Haltepunkt 7

Die 3 letzten Exkursionspunkte gelten Gesteinen der Mürzalpendecke, welche den NW - Teil der Schneealpe aufbauen, und zwar Wetterstein-Dolomit, Waxeneck- und Hallstätter Kalk. Weiter im Nordwesten treten zusätzlich noch Zlambach-Schichten im Hangenden der Hallstätter Kalke und karnische Kalke und Tonsteine als linsenförmige Einschaltungen an der Basis des Waxeneckkalkes auf. Diese Vorkommen liegen aber schon außerhalb der Exkursionsroute.

Der Wetterstein-Dolomit bildet den mitteltriadischen, mehrere 100 Meter mächtigen "Sockel" der obertriadischen Kalke. Die Dolomite sind hellgrau, körnig, bankig, auch massig. Sie sind überwiegend lagunär, untergeordnet findet man auch Riff-Varietäten.

### Haltepunkt 8:

Die hangend folgenden Waxeneck-, resp. Hallstätter Kalke bilden morphologisch auffällige Felsstufen oder morphologische Klippen im NW-Teil der Schneealpe. Der Waxeneckkalk an der Basis der kalkigen Abfolge im Umfeld des Windberges fehlt oftmals oder tritt nur in Form linsenförmiger Körper auf. Gegen Nordwesten und am Nachbarblatt Kindberg erreicht er aber Mächtigkeiten bis zu 200 m. Ihre Strukturen sind sehr bunt, überwiegend sind Faziell handelt es sich dabei um organodetritische Algenkalke (Abb. 17) oder mikritische Kalke mit Megalodontiden. Sehr selten sind Riff-Varietäten (östlich Mooskogel). Das Alter kann durch die Grünalge *Poikiloporella duplicata* und lokal unterlagernde, unterkarnische Schiefer und Kalke auf Ober-Karnium eingegrenzt werden.

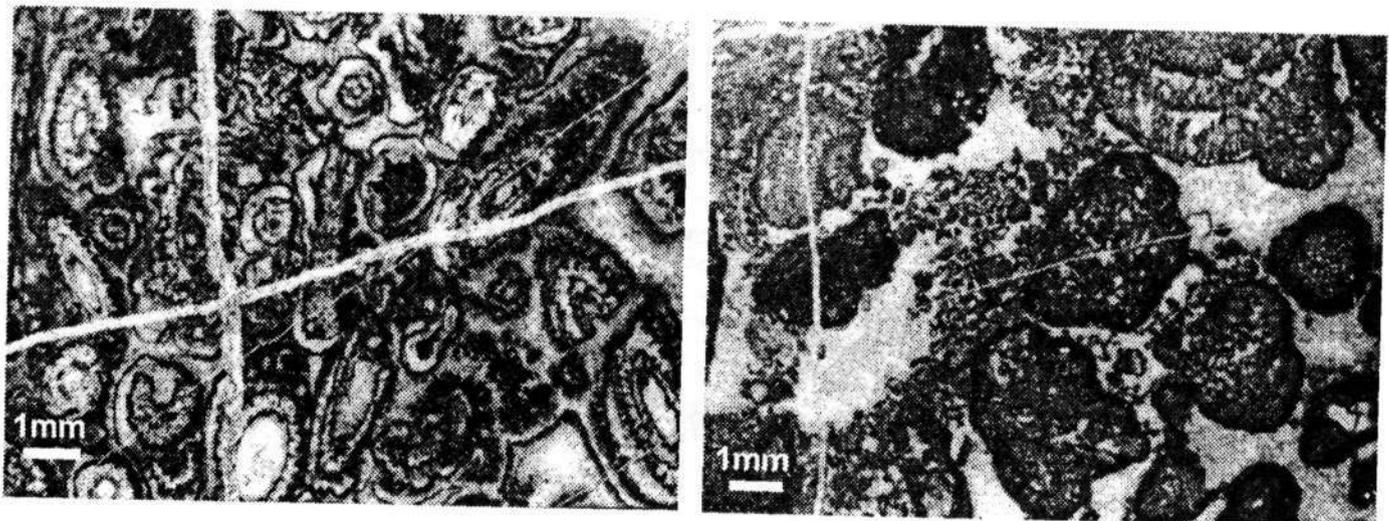


Abb. 17: Mikrofazies des Waxeneck-Kalkes; es überwiegen organodetritische Algenkalke, links Massenvorkommen von *Poikiloporella duplicata*.

## Haltepunkt 9

### Windberg Umgebung

Hallstätter Kalke norischen Alters erreichen im mittleren Teil der Schneealpe eine Mächtigkeit bis zu 200 m. Im Einklang mit den Beobachtungen von LEIN (1982: 217) können sie in einen unteren Abschnitt mit massigen, hellen, einen mittleren mit rosafarbenen und einen oberen mit (dunkel-) grauen Kalken untergliedert werden. Ihr norisches Alter (Lac-Sevat) ist mit Conodonten an zahlreichen Lokalitäten belegt (MELLO, 1994: 489). Die Mikrofazies zeigt das bekannte Bild von "Filament"-Mikriten.

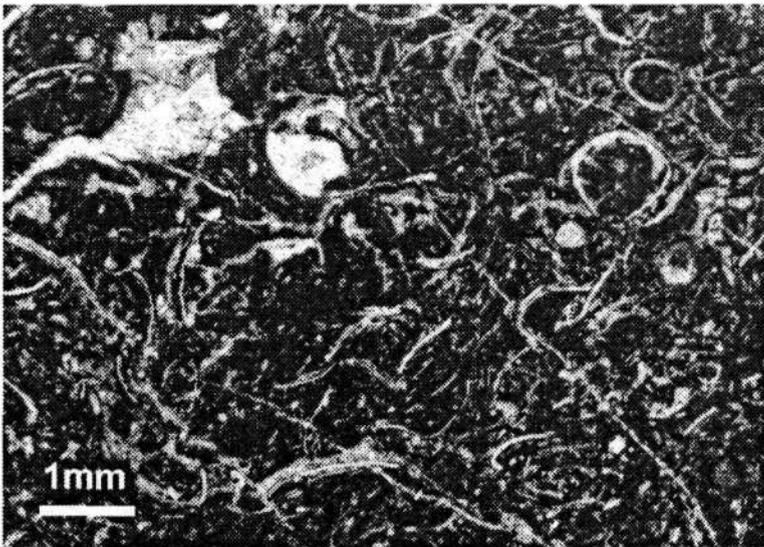


Abb. 18: Dünnschliff-Bild eines Hallstätter Kalkes der Mürztaler Fazies  
Probe SCH 201, 750 m westl. Windberg Gipfel.

### Aussichtspunkt C: Schneeberg-Blick

Panoramablick vom höchsten Punkt der Schneealpe - vom Windberg (1907 m) – zum höchsten Berg Niederösterreichs - den Schneeberg 2076m.

## LITERATUR

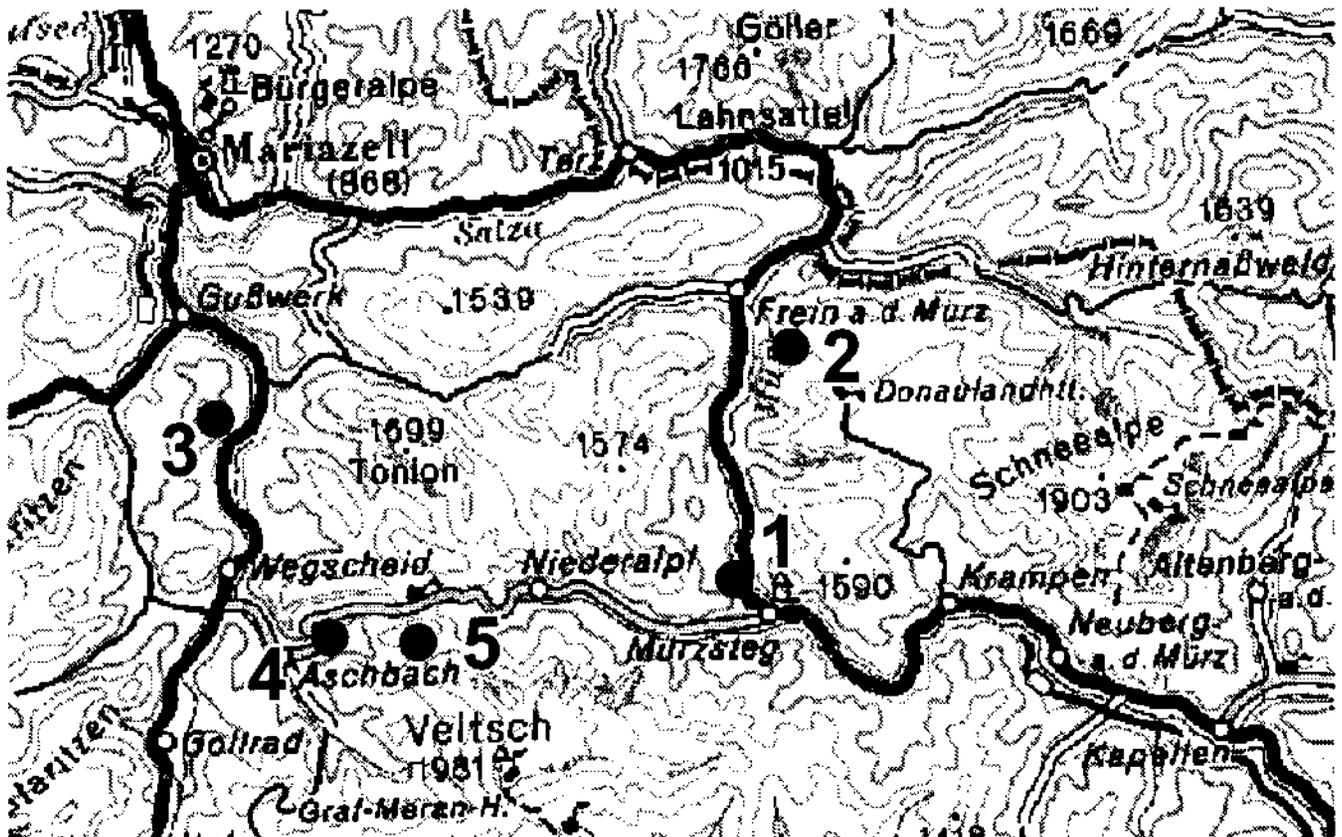
- CORNELIUS, H. P., 1936: Geologische Karte des Raxgebietes. Geologisches Bundesanstalt, Wien.
- KOVÁCS, S., LESS, GY., PIROS, O., RÉTI, ZS. A RÓTH, L., 1989: Triassic Formations of the Aggtelek – Rudabánya Mountains (Northeastern Hungary). Acta Geol. Hung. (Budapest), 32/1–2, 31–63.
- LOBITZER, H., 1986: Bericht 1984/85 über fazielle Untersuchungen im Wettersteinkalk des Raxplateaus auf Blatt 104 Mürzzuschlag. Jb. Geol. B. -A., 129, 2, 411-413.
- MELLO, J., 1990: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 104 Mürzzuschlag. Jb. Geol. B. -A., 133, 3, 445-448.
- MELLO, J., 1992a: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 104 Mürzzuschlag. Jb. Geol. B. -A., 135, 3, 716-718.
- MELLO, J., 1992b: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 104 Mürzzuschlag. Jb. Geol. B. -A., 135, 3, 779-783.
- MELLO, J., 1993: Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 104 Mürzzuschlag. Jb. Geol. B. -A., 136, 3, 598-601.
- MELLO, J., 1995: Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 104 Mürzzuschlag. Jb. Geol. B. -A., 138, 3, 512-515.

## EXKURSION 2 A - Schlechtwetter-Variante

Exkursionsleitung: Gerhard W. MANDL & Gerhard BRYDA

Thema: Kalkalpine Schichtfolgen der Mürztaler Alpen

Abb. 19: Exkursionsroute / Übersicht



### Haltepunkt 1: Mürzsteg Nord, Straßenböschung

Lage: an der Bundesstraße Mürzsteg - Frein, Felsböschung nördlich des Ortesendes von Mürzsteg

Thema: Wettersteinkalk, Rifffschuttfazies mit "großoolithischen" Zementen

Lithostratigraphie: Wettersteinkalk

Alter: Ober-Ladinium

Tektonische Einheit: Mürzalpendecke

Details zum Wetterstein-Rifffkalk siehe MELLO (dieser Band) und Exkursion 2 / Stop 5.  
Geologische Karte siehe Exkursion 1 / Stop 5.

## Haltepunkt 2: Frein, Forststraße Plotschgraben

Lage: Südöstliche Umgebung von Frein, Wanderung zu Aufschlüssen entlang der Plotschgraben-Forststraße

Thema: Karnisch-norische Schichtfolge der Prolesdecke

Lithostratigraphie: Wettersteindolomit, Nordalpine Raibler Schichten, Hallstätter Kalk (Graufazies)

Alter: Karnium, Norium

Tektonische Einheit: Prolesdecke

Anmerkungen zur Proles-Einheit siehe Exkursion 1 / Stop 3, 4, sowie MANDL (S. 71 ff., dieser Band).

## Haltepunkt 3: Fallenstein Süd, Steinbruch

Lage: Entlang der Straße Gußwerk – Wegscheid, aufgelassener Steinbruch und Forststraßenböschung

Thema: Aflenzer Kalk, Zlambachschichten

Lithostratigraphie: Aflenzer Kalk, Zlambachschichten

Alter: Norium – Rhaetium

Tektonische Einheit: Mürzalpendecke

Zur Stratigraphie und Fazies der Gesteine siehe bei MANDL (S. 71 ff., dieser Band).

## Haltepunkt 4: Aschbach

Lage: Ortsgebiet Aschbach

Thema: Historischer Hochofen

Zur Bergbaugeschichte siehe A. WEISS (S. 164 ff., dieser Band).

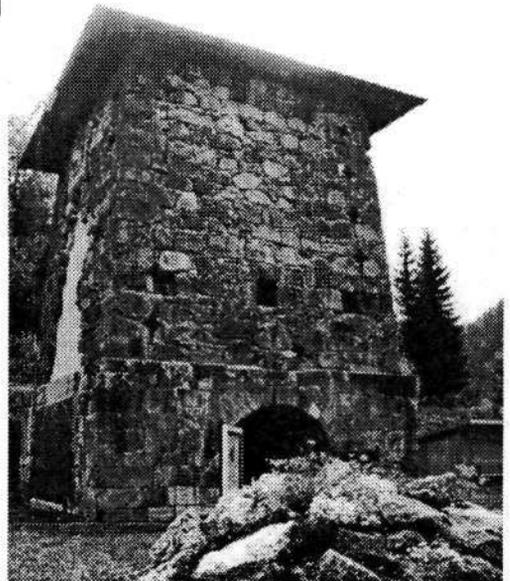


Abb. 20: Restaurierter Hochofen der 1891 stillgelegten Marien-Hütte.

## Haltepunkt 5: Nideralpl-Paßhöhe,

Lage: Forststraße südlich der Paßhöhe Richtung Radlboden

Thema: Kalkalpine Basis

Lithostratigraphie: Werfener Schichten, Prebichlschichten, Blasseneckporphyroid, Wettersteinkalk des Sohlenkogels

Alter: Permoskyth, Altpaläozoikum, Mitteltrias,

Tektonische Einheiten: Norische Decke – Tirolikum, Mürzalpendecke

Zum Blasseneckporphyroid siehe vorne bei NOWOTNY & ROCKENSCHAUB bzw. SCHÖNLAUB, zur Permotrias bei MANDL (alle dieser Band).





## EXKURSION 3 - Donnerstag, 6. 9. 2001

Exkursionsleitung: Axel NOWOTNY & Manfred ROCKENSCHAUB

Thema: Grauwackenzone, Permtrias-Metasedimente und Kristallin des Semmeringgebietes

Abb. 1: Exkursionsroute / Übersicht, Detailrouten (rotweiße Linien) siehe Abb.2 - 5



### Haltepunkt 1: Gebiet Neuberg - Lechen

Das Profil führt von Neuberg nach SE Richtung Lechen. Nördlich von Neuberg an der Mürz treten mit Erzführenden Kalken die hangendsten Anteile der Norischen Decke der Grauwackenzone auf. Die Erzwand des Rabensteins ist eine typische Vertretung dieser meist erzführenden Kalke.

Letzterer Begriff ist eine Sammelbezeichnung für die vorwiegend devonischen, zu einem geringen Anteil auch obersilurischen, Kalke der Grauwackenzone. Es sind verschiedene Ausbildungen bekannt: Massige Kalke von weißer bis grauer Farbe, Bänder- und Flaserkalke, schwarzgrauer dünnschichtiger bis schiefriger Kalk, teilweise im Verband mit Lydit.

Die Vererzung schafft grobspätige Massen, welche auch bei niedrigem Eisengehalt im Gelände durch rotbraune Anwitterung auffallen.

Im Bereich der Arzsteinwand ist der Bergbau bereits 1494 erwähnt. Um 1860 wurde der Bergbaubetrieb eingestellt

Liegend folgen Radschiefer. Es handelt sich dabei um feinsandige bis siltige, fein geschieferte Tonschiefer beziehungsweise Phyllite. Teilweise, vor allem im Bereich der Exkursionsroute, sind die Radschiefer quarzitisch ausgebildet. Es folgt darunter der Blasseneckporphyroid.

Das Schichtpaket wird gegen E durch ein Störungssystem begrenzt. Die Störungen verlaufen NNE – SSW und sind im Arzbachgraben als Einengungszone von Arzbach und Massing (G. GAAL 1965) weiter verfolgbar.

Gegen E schließen Gesteine der Veitscher Decke, dunkle Sandsteine und Schiefer des Karbons mit Einschaltungen von Konglomeratlagen, an.

NE des Lichtenbachs sind Gesteine des mittelostalpinen Permomesozoikums aufgeschlossen. Im Hangenden des Mittelostalpins finden sich Karbonate und Quarzite und darunter folgen Tattermannschiefer.

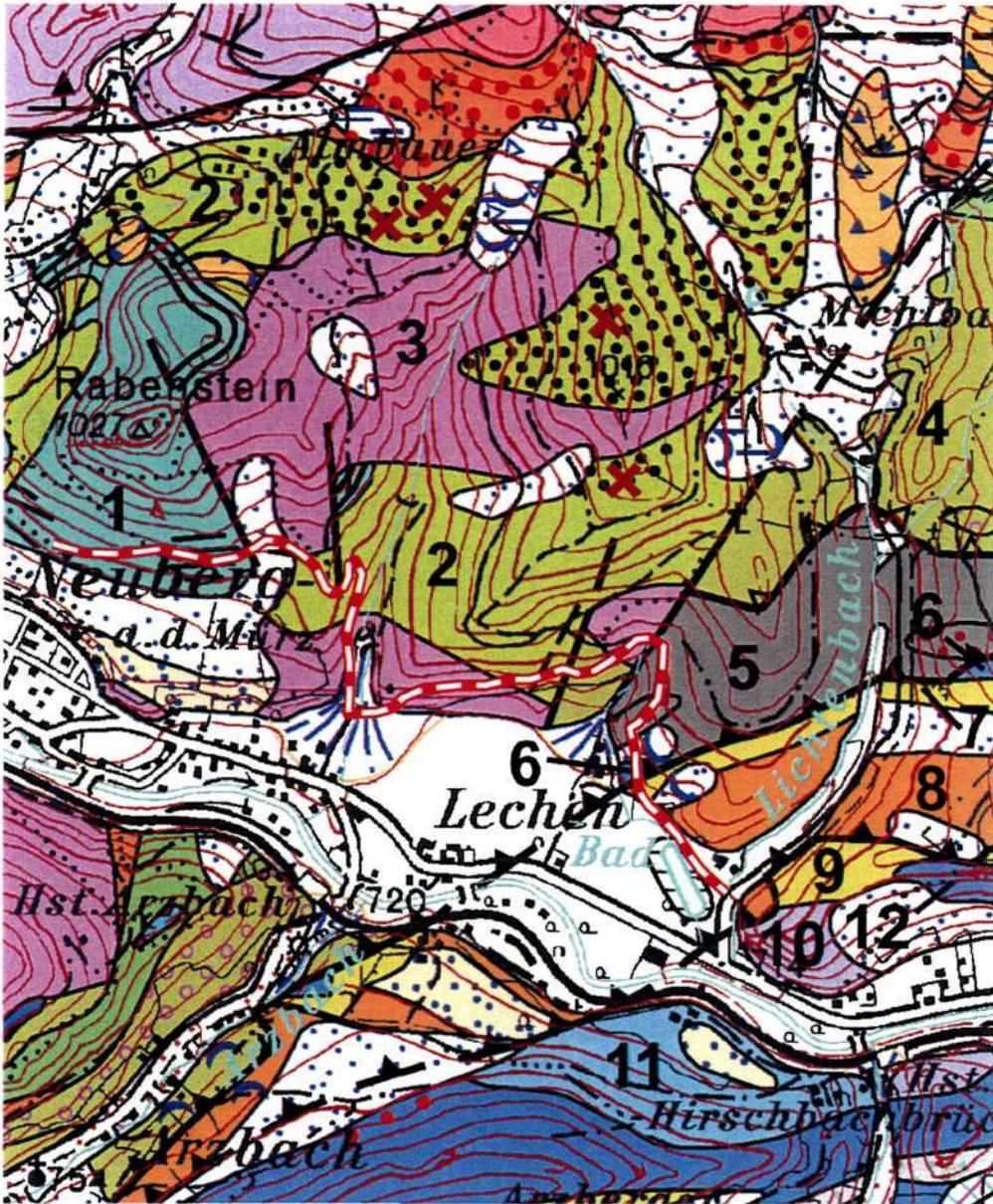


Abb.2: Geologische Karte ÖK 104/Mürzzuschlag, Ausschnitt: Umgebung Neuberg Ost  
1 Erzführender Kalk; 2 Radschiefer/Quarzit; 3 Blasseneckporphyroid; 4 Silbersbergschiefer/  
Silbersberkonglomerat; 5 Karbonsanstein und Schiefer/Karbonkonglomerat; 6 Dolomit; 7 Quarzit;  
8 Tattermannschiefer; (6 – 8 = Mittelostalpin); 9 Quarzit, 10 Dolomit; 11 schwarzgrauer  
geschichteter Dolomitmarmor; 12 Kalk, Bänderkalk, Kalkmarmor; ( 9 – 12 = Semmering Permo-  
mesozoikum, Unterostalpin)

## Haltepunkt 2: Kapellen Bahnhof

Der Haltepunkt 2 befindet sich südlich von Kapellen nahe der Bahnstation. Das Gebiet wird von permomesozoischen Gesteinen des Semmeringsystems aufgebaut.. Es handelt sich um Einschaltungen von Kapellener Schiefer innerhalb der Karbonate.

Die Kapellener Schiefer zeigen unterschiedlichste Ausbildung. Großteils handelt es sich um dunkle teils graphitische feinkörnige Schiefer und Phyllite. Daneben treten Kapellener Schiefer als silbergraue bis gelbliche, meist rostig anwitternde, kalkfreie, dunkelgraue bis graue, feste Quarzite und quarzreiche Arkosen auf..

Das Alter lässt sich auf Grund des Fehlens von Fossilien nicht exakt belegen. Daher werden Vergleiche mit ähnlichen Gesteinen bekannter stratigraphischer Stellung herangezogen.

Aufgrund der Ähnlichkeiten mit den karnischen Lunzer Sandsteinen wird für die Kapellener Schiefer ebenfalls karnisches Alter vermutet.

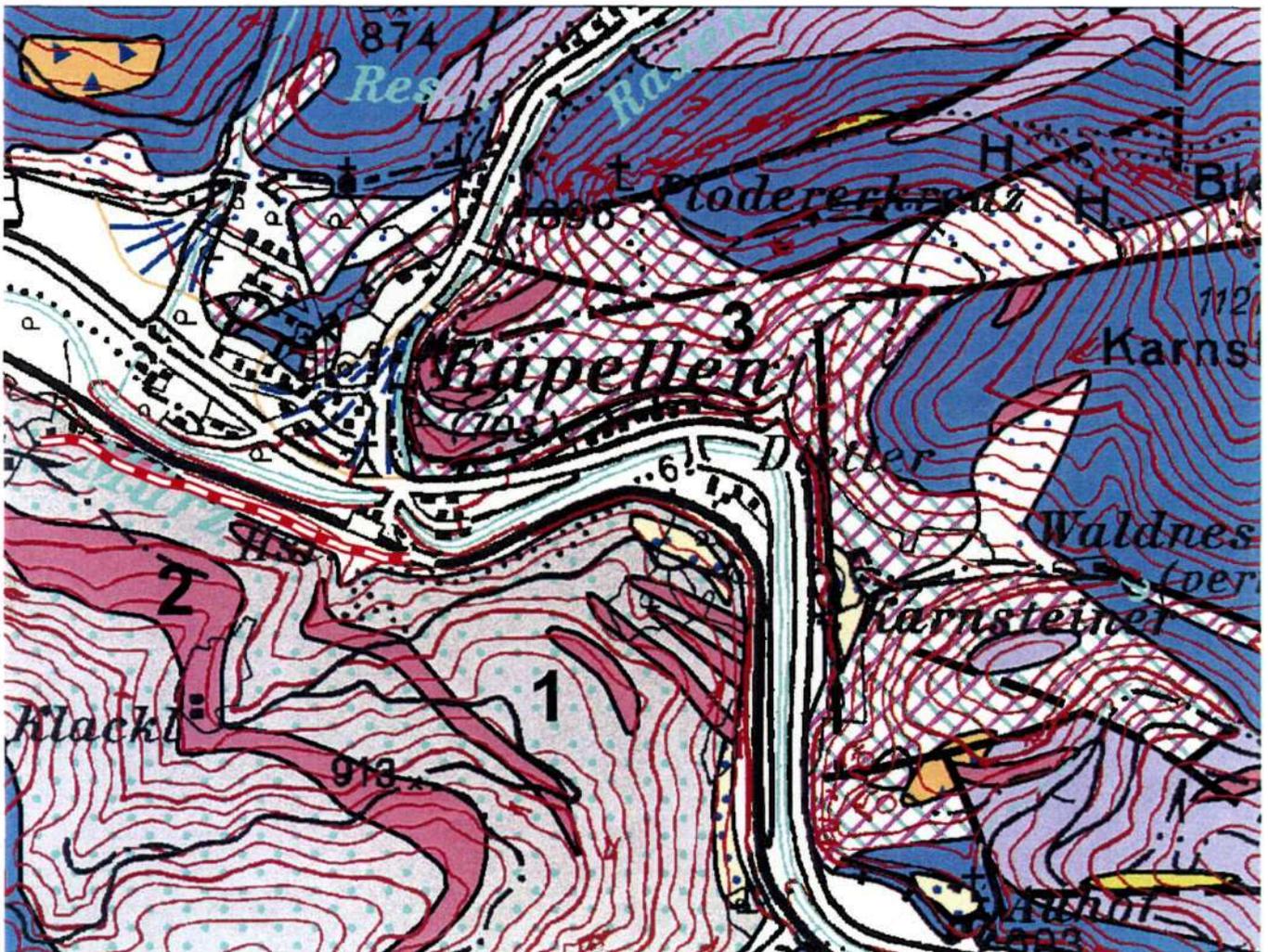


Abb. 3: Geologische Karte ÖK 104/Mürzzuschlag, Ausschnitt: Umgebung Kapellen

- 1 Heller Kalk und Dolomit, teilweise Rauhwaacke
- 2 Dunkler Phyllit und Schiefer, Sandstein, Arkose
- 3 Rauhwaacke

### Haltepunkt 3: Tonibauer - Waldbach

Der Haltepunkt befinden sich S des Raxengrabens beim „Tonibauer“. Es handelt sich dabei um einen Quarzitsteinbruch. Das Gesteinsmaterial ist durch E-W verlaufende Störungen grusig zerlegt. Die Karbonate im N, die dem unterostalpinen Semmering-Permomesozoikum zugerechnet werden, sind entlang den zuvor beschriebenen Störungen vom Quarzit (Mittelostalpinen Permomesozoikum) getrennt. Die Quarzite und Serizitphyllite von weißer bis hellgrünlicher Farbe zeigen Einschaltungen von Konglomeratlagen mit typischen rosa gefärbten Quarzgeröllen. Nach Ansicht der Autoren lagern diese Gesteine direkt dem Kristallin der Tratenkogeldeckscholle auf. Nach einem kurzen Weg entlang der Forststraße sind beim Gehöft Waldbach Glimmerschiefer, Paragneise und Amphibolite aufgeschlossen. Auf Grund der vergleichbaren Metamorphose der Gesteine des Troiseckkristallins und der Tratenkogeldeckscholle wird letztere dem Mittelostalpinen Kristallin zugerechnet.



Abb. 4: Geologische Karte ÖK 104/Mürzzuschlag, Ausschnitt: Umgebung Waldbach

1 Kalk, Bänderkalk bis Kalkmarmor; 2 heller Dolomit; ( 1 – 2 = Semmering Permomesozoikum, Unterostalpin); 3 Quarzit; 4 Metakonglomerat; 6 Phyllitischer bis phyllonitischer Glimmerschiefer; 7 Gneisiger teilweise quarzitischer Glimmerschiefer; 8 Amphibolit; 9 Pegmatit; Aplit; ( 3 – 9 = Mittelostalpin)

#### Haltepunkt 4: Preiner Gscheid

Der Haltepunkt liegt am Preiner Gscheid. An der südlichen Straßenböschung sind Silbersbergschiefer aufgeschlossen. Innerhalb der verschiedenen Schiefer und Phyllite finden sich Einschaltungen von Konglomeratlagen, Grüngesteinen, Aplitgneisen und stellenweise von Riebekitgneisen. Hangend, am N-Abhang der Rax, tritt Blasseneckporphyroid mit Einschaltung von feinkörnigen Metasedimenten (Radschiefer) auf. Die Variationsbreite der Radschiefer ist sehr groß. Weitesten Verbreitung haben graue bis grünliche Phyllite. Daneben treten aber auch schwarzgraue bis violette Varietäten auf. Tuffite beziehungsweise umgelagerte Tuffe finden sich als Einschaltung innerhalb des Porphyroids im Bereich des Taubenbründls südlich der Preiner Wand.

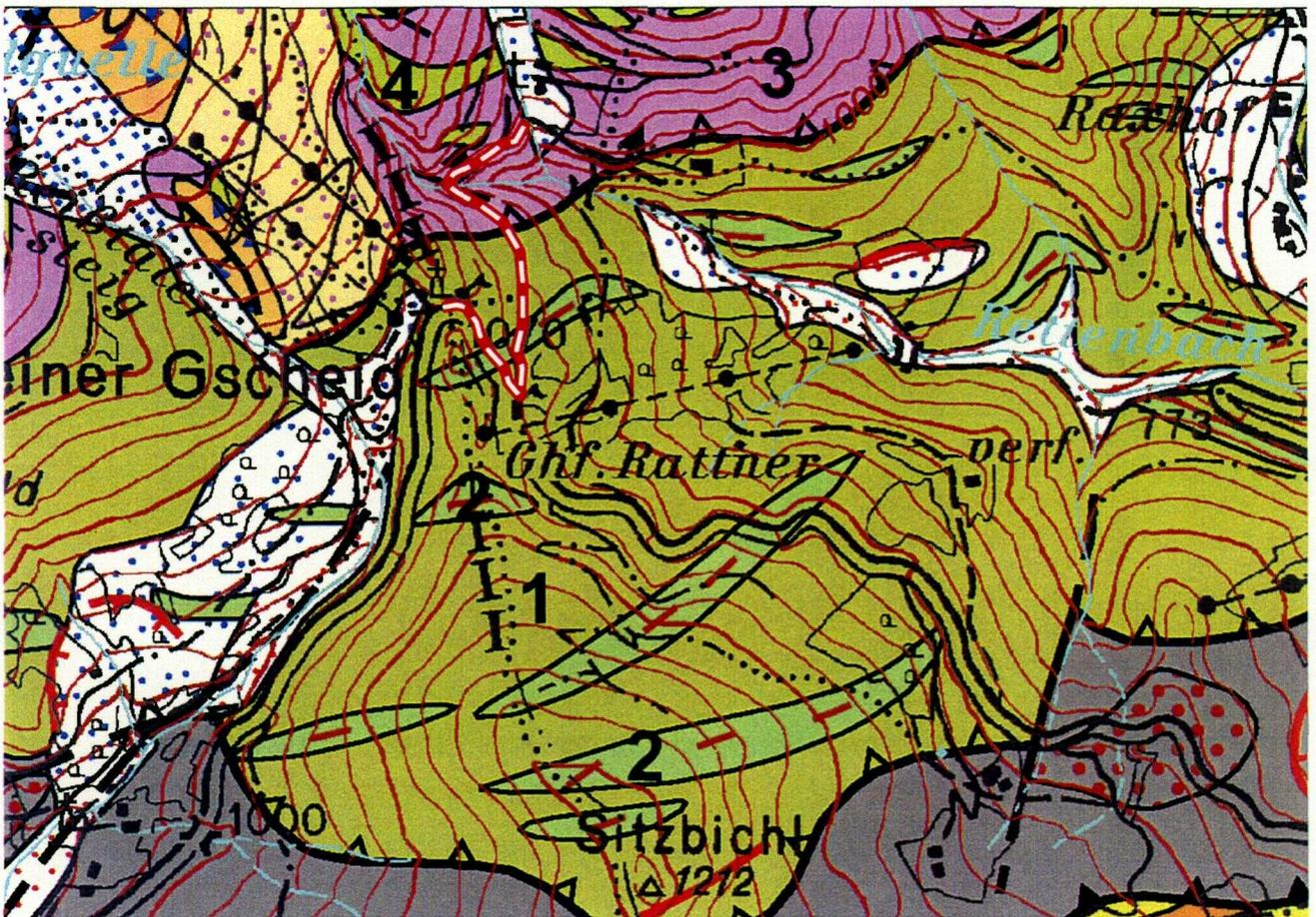


Abb. 5: Geologische Karte OK 104/Mürzzuschlag, Ausschnitt: Umgebung Preiner Gscheid

- 1 Silbersbergschiefer
- 2 Grünschiefer
- 3 Blasseneckporphyroid
- 4 Radschiefer







## EXKURSION 4 - FREITAG, 7. 9. 2001

Exkursionsleitung: Gerhard W. MANDL & Gerhard KUSCHNIG

Thema: Kalkalpine Schichtfolgen Schwarzatal zwischen Hirschwand und Naßwald;  
Einzugsgebiete der I. Wiener Hochquellenleitung

Abb. 1: Exkursionsroute / Übersicht



### Aussichtspunkt 1 (während Busfahrt): Südrand der Schneebergdecke

Eine geologische Problemstellung des Kalkalpen-Südrandes ist die Frage nach der Beziehung der Triaskarbonate der großen Karstmasse zu ihrem Sockel aus permischen bis untertriadischen, siliziklastischen Gesteinen. Sehr häufig scheinen normale, d.h. vollständige Schichtfolgen vorzuliegen, während die deckentektonischen Konzepte das Durchstreichen von Schubflächen erster Ordnung fordern.

Am Südrand des Gahns-Massives (Ostteil der Schneebergdecke) konnte im Zuge der Neuaufnahme des Kartenblattes 105 Neunkirchen der deckentektonische Charakter dieses Grenzgebietes belegt werden – vgl. dazu Abb.2 und geologische Karte (HERRMANN et al., 1991).

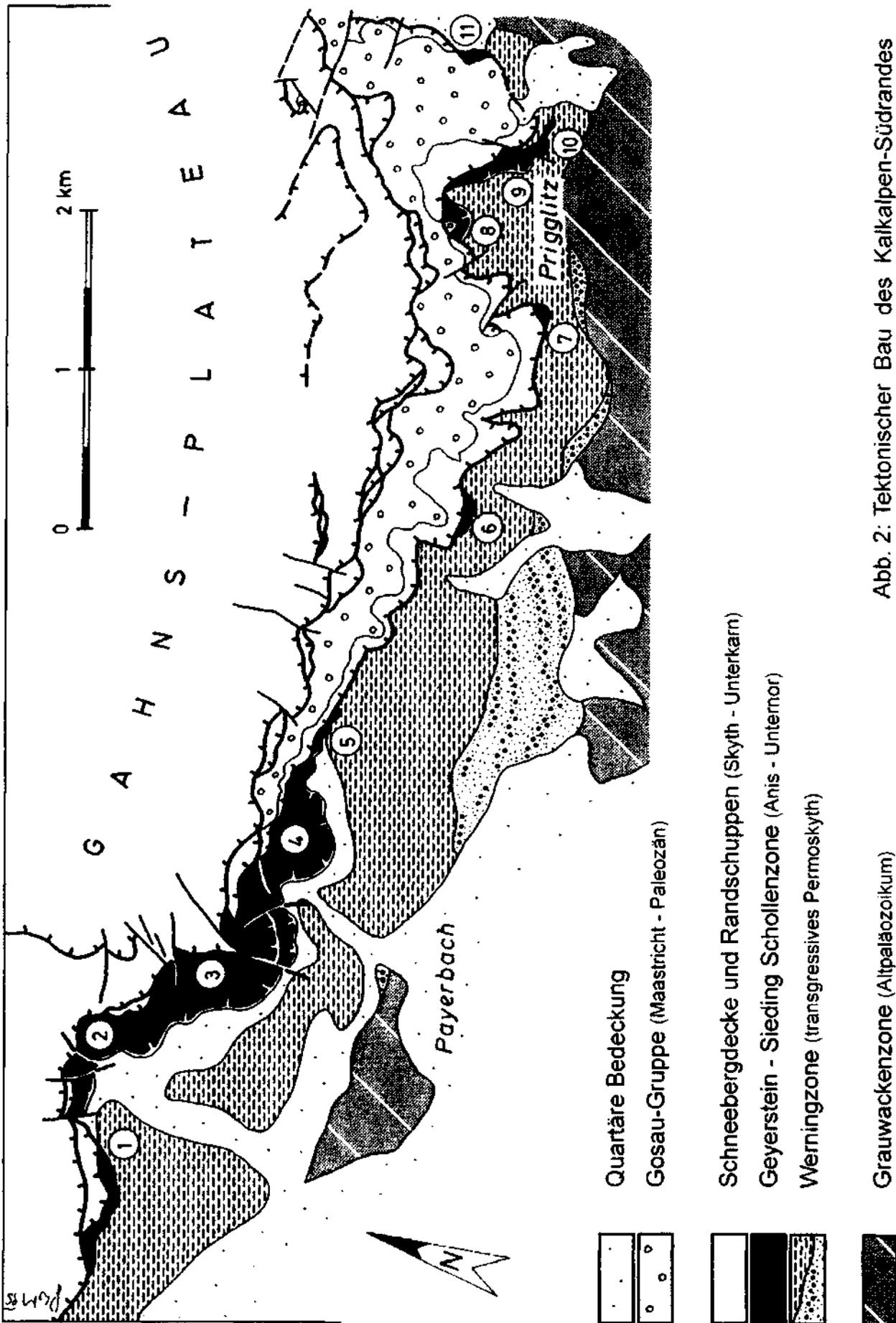


Abb. 2: Tektonischer Bau des Kalkalpen-Südrandes  
zwischen Payerbach-Reichenau und Prigglitz

Zwischen das transgressiv der Grauwackenzone aufsitzende Permoskyth (Werning-Zone) und die Mitteltriaskarbonate der Schneebergdecke schaltet sich eine ganze Reihe von unterschiedlichen Gesteinsabfolgen in Form von linsenförmigen Schürflingen ein und markiert so deutlich den Verlauf dieser tektonischen Trennfuge.

Unmittelbar an der Basis des Hauptkörpers der Schneebergdecke liegen zwischen Payerbach und Priggwitz vorerst mehrere Schuppen aus Werfener Schichten, Gutensteiner Schichten, Wettersteinkalk und Gosauschichten der Gahnleiten. Der Gesteinsbestand (Seichtwasserkarbonate) kennzeichnet diese Schuppen als sekundär (nachgosauisch) abgetrennte Randelemente der Schneebergdecke selbst.

Die nächsten, im Liegenden folgenden, linsenförmigen Schollen, im Größenbereich von einigen 100er Metern, wurden unter dem Begriff Geyerstein-Sieding-Schollenzone zusammengefaßt. Sie beinhalten eine Schichtfolge von anisischen Kalken und Dolomiten der Gutensteiner und Steinalm-Schichten und bunten Hallstätter Kalken des Oberanis bis Unterkarn, die im Ostabschnitt gegen das Handgende zu durch graue, allodapische, hornsteinführende Bankkalken ersetzt werden. Darüber folgt ein relativ mächtiges Karn mit Reingrabener Schiefen und schwarzen Bankkalken. In einigen wenigen Schollen ist auch noch der norische Anteil der Schichtfolge in Form von hellen, teilweise knolligen, örtlich hornstein-führenden Bankkalken erhalten. Die gesamte Abfolge repräsentiert eine Hallstätter Beckenfazies, die vom Oberanis bis ins Nor anhält.

Östlich von Priggwitz, knapp außerhalb der Kartendarstellung auf Abb. 2, liegt die „exotische“ Schürflingsklippe des Florianikogels mit ihrer kalkalpenfremden Tiefwasserfazies von Trias-radiolariten (MANDL & ONDREJICKOVA 1991, 1993, KOZUR & MOSTLER 1992). Diese, dem Meliatikum der Westkarpaten vergleichbaren Gesteine liegen in der gleichen tektonischen Position, wie die zuvor genannte Hallstätter Abfolge.

Mit einer bloß lokalen Komplikation durch sekundäre Verschuppung einer ehemals zusammenhängenden Schichtfolge, wie dies beispielsweise CORNELIUS 1951 propagierte, kann dieses Gesteinsvergesellschaftung keinesfalls erklärt werden. Hier sind bedeutende tektonische Horizontaltransporte nötig, um die Gesteine so unterschiedlicher Ablagerungsräume übereinander zu stapeln.

## **Haltepunkt 2: Parkplatz Talstation Raxseilbahn**

Thema: Beispiel für die kalkig-dolomitische Ausbildung des basalen Anisium

Lithostratigraphie: Gutensteiner Schichten

Alter: Anisium

Tektonische Einheit: Schneebergdecke

Kleine Felsaufschlüsse am Rande des Parkplatzes zeigen kurze Profilstrecken in den Gutensteiner Schichten.

Entlang der Straße gegen Norden folgt im Hangenden Steinalmkalk. Eine starke Rekristallisierung hat die primären Sedimentgefüge völlig verwischt. Die Zuordnung zum Steinalmkalk kann nur aus der Position im Schichtstapel und nach dem lithologischen Habitus (massiger, heller Kalk) erfolgen.

### Haltepunkt 3 (optional; Schlechtwettervariante): Kaiserbrunn

Wasserleitungsmuseum der 1. Wiener Hochquellenleitung und Quellfassung der Kaiserbrunnquelle. Siehe dazu Museumsprospekt.

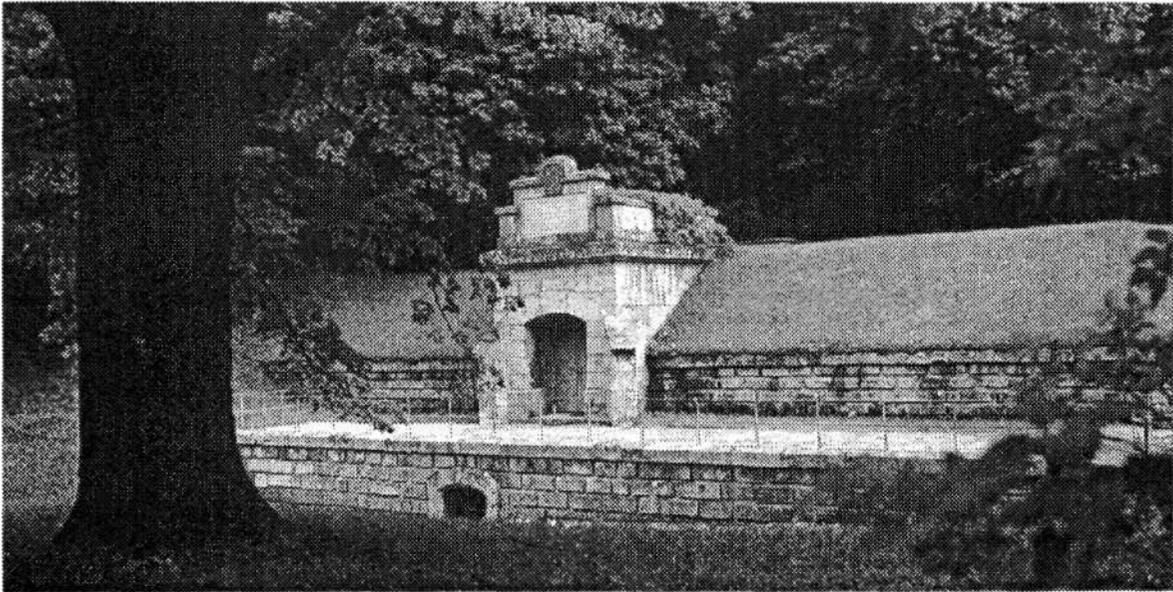


Abb. 3: Die Quellfassung in Kaiserbrunn; erste gefasste Quelle der I. Wiener Hochquellenleitung.

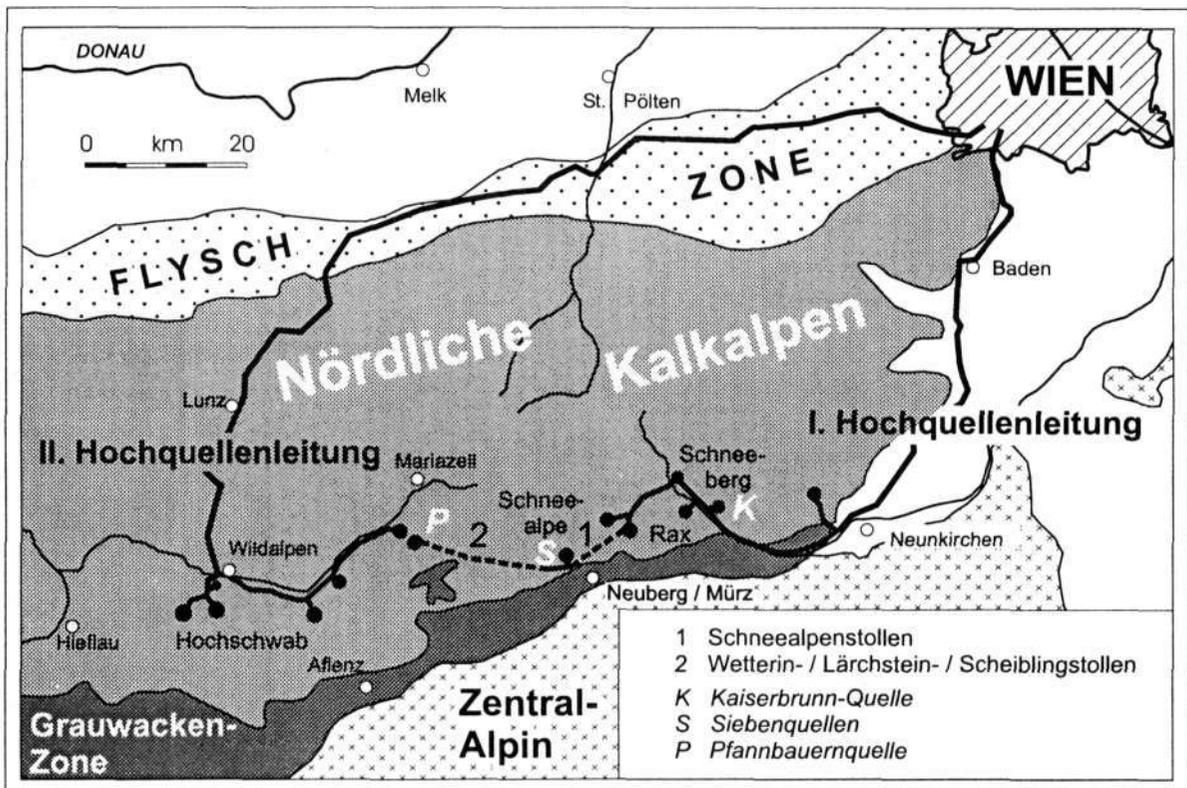


Abb. 4: Lageplan der Quellgebiete und des Leitungsnetzes der Wiener Hochquellenleitungen.

Die Quelle entspringt einer Störungszone im Wetterstein-Riffkalk, der hier im weiteren Umfeld häufig Dolomitisierung aufweist.

Die deutlichen Wandstufen in den oberen Hangbereichen werden vom lagunärem Wettersteinkalk gebildet. Sein hangendster Abschnitt, im Bereich der Nordabdachung des Raxplateaus in Richtung Schwarzatal, reicht geringfügig noch aus dem Ober-Ladinium in das Karnium hinauf, wie Dasycladaceenfloren mit *Poikiloporella duplicata* belegen – vgl. PIROS et al. (1994).

Im nördlich angrenzenden Schneebergmassiv ist die Wettersteinkalkplatte angehoben, sodass auch noch der Gipfelbereich vom Riffkalk gebildet wird. Die ehemals auflagernde Lagune ist hier bereits der Erosion zum Opfer gefallen.

#### **Haltepunkt 4: Parkplatz beim Gasthof Singerin**

Thema: Mitteltriadische Beckenfazies im Nordteil der Schneebergdecke

Lithostratigraphie: Grafensteigkalk

Alter: (Mittel-) Anisium bis Unter-Karnium

Tektonische Einheit: Schneebergdecke

Böschungsaufschlüssen entlang der Straße Singerin – Naßwald zeigen Grafensteigkalk in seiner charakteristischen Ausbildung. Er repräsentiert mit seinen karbonatturbiditischen Einschaltungen distale Schüttungen von der Wetterstein-Seichtwasserplattform in ein schlecht durchlüftetes, zeitweilig stagnierendes Becken. Der Begriff wurde von HOHENEGGER & LEIN (1977) geprägt. Diese gaben auch eine erste mikrofauistische Charakterisierung und eine Typusprofil auf der Nordostseite des Schneeberges (Nördlicher Grafensteig).

Lithologie: dunkelgrauer bis schwarzer, gut gebankter Kalk, meist mit ebenen bis leicht welligen Schichtflächen, wechselnder Gehalt an Hornsteinknollen oder -lagen, cm- bis dm-mächtige Einschaltungen von Karbonatdetritus, häufig gradiert, in größeren Anteilen als Riffdetritus identifizierbar.

Das Einsetzen dieser Fazies ist an der Basis ist durch Conodonten als pelsonisch (Mittelanis) belegt. Die Oberkante reicht infolge des Progradierens der Wettersteinriffe unterschiedlich weit empor. Im distalen Bereich – etwa östlich des Ortes Puchberg - reicht der Grafensteigkalk ohne Zwischenschaltung von Wettersteinkalk bis an die Reingrabener Schiefer ins Unter-Karnium.

#### **Haltepunkt 5: „Hanfbrücke“**

Aufschluss in einer kleine Halbhöhle, nördlich oberhalb der Straße.

Thema: vulkanogene Einschaltungen in mitteltriadischen Beckensedimenten

Lithostratigraphie: "Tuffit"-Lagen im Grafensteigkalk

Alter: bisher nur vermutungsweise als Ladin eingestuft.

Tektonische Einheit: Schneebergdecke

Lithologie: „grüne Lagen“ innerhalb der Abfolge des Grafensteigkalkes, ohne bisherigen geochemischen Nachweis schon bei CORNELIUS (1937, 1951) als fraglicher Tuffit bezeichnet. Aufgrund der Feinkörnigkeit zeigen Dünnschliffe meist keinen identifizierbaren Mineralbestand. Vereinzelt sind dunkle Glimmerminerale erkennbar, sowie zersetzter Feldspat.

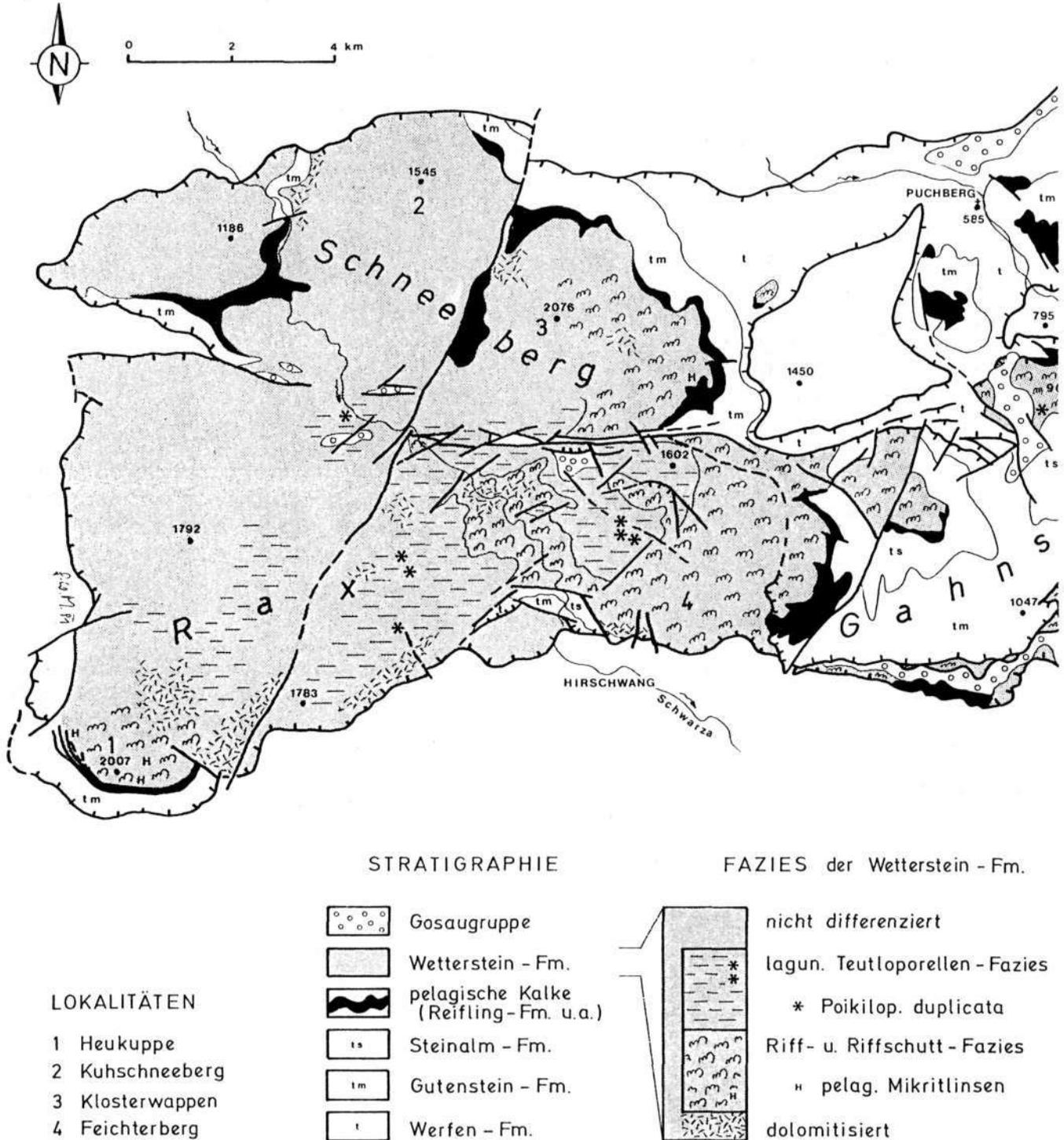


Abb. 5: Schichtfolge und Fazies im Westteil der Schneebergdecke, nach PIROS et al 1994.

### **Haltepunkt 6: Nördliches Ortsende von Naßwald.**

Felsaufschlüsse entlang der Straßenböschung.

Thema: Beginn der mitteltriadischen Beckensedimentation

Lithostratigraphie: Steinalmkalk, Hallstätter Kalk

Alter: (Mittel-) Anisium bis Ladinium

Tektonische Einheit: Schneebergdecke

Lithologie: grauer, undeutlich gebankter bis massiger, rekristallisierter Kalk, aufgrund der Stellung im Schichtstapel als Steinalmkalk angesprochen. Er wird von etwas bunter gefärbten, gebankten Kalken überlagert, die nach ihrer Mikrofazies (Filamentmikrite bis -pelsparite) und ihrer Conodontenfauna der Hallstätter Fazies zuzuordnen sind. Die Kalke entsprechen völlig jenen in der Schichtfolge der Schneealpen-Ostseite, zwischen Lohmgraben und Naßkamm. MELLO (dieser Band) bezeichnet sie dort nach ungarisch-slowakischer Nomenklatur als Nadaska-Kalk. Die Buntkalke gehen gegen das Hangende in Grafensteigkalk über.

Ganz generell gesehen entspricht die Schichtfolge der (nord-)östlichen Schneealpe jener der Schneebergdecken-Nordseite. Beide zeigen ein +/- nordgerichtetes Progradieren einer Wetterstein-Karbonatplattform über ein stagnierendes Becken (Grafensteigkalk). Daraus ableitbare, paläogeographische Überlegungen siehe bei MANDL („Zur Tektonik...“; dieser Band).

**Literatur:** siehe MANDL, in diesem Band.



BERKA Rudolf, Mag.  
Institut für Geologie  
Universität Wien  
Althanstraße 14  
A-1090 Wien  
Tel.: (+43 1)427753401  
Fax: (+43 1)4277 9534

BLÖSCHL Günter,  
Ao.Univ.Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn.  
Inst. f. Hydraulik, Gewässerkunde  
und Wasserwirtschaft:  
Technische Universität Wien  
Karlsplatz 13  
A-1040 Wien  
Tel.: (+431)58801 22315  
Fax: (+431)58801 22399  
email: bloeschl@hydro.tuwien.ac.at

BRYDA Gerhard, Mag.  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23  
A-1031 Wien  
Tel.: (+431)7125674-234  
email: bryger@cc.geolba.ac.at

DECKER Kurt, Dr.  
Institut für Geologie  
Universität Wien  
Althanstraße 14  
A-1090 Wien  
Tel.: (+43 1) 427753415  
Fax: (+431) 42779534  
email: kurt.decker@univie.ac.at

DIRNBÖCK Andreas, Mag. Dr.  
Institut für Ökologie und Naturschutz  
Universität Wien  
Althanstraße 14  
A-1090 Wien  
Tel.: (+43 1)4277-54379  
email: dirn@pflphy.pph.univie.ac.at

DOMBERGER Gunnar, DI  
Joanneum Research  
Inst. f. Hydrogeologie und Geothermie  
Elisabethstraße 16/11  
8010 Graz  
email:  
gunnar.domberger@joanneum.ac.at

DRAGANITS Erich, Mag. Dr.  
Institut für Geologie  
Universität Wien  
Althanstraße 14  
A-1090 Wien  
Tel.: (01)427753441  
FAX.: (01)42779534

DRAXLER Ilse, Dr.  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23  
A-1031 Wien  
Tel.: (+43 1)712 56 74-251  
email: drails@cc.geolba.ac.at

DRESCHER-SCHNEIDER Ruth, Dr.  
Schulingsdorfer Straße 27  
A-8010 Kainbach b.Graz  
email: ruthdrescher@hotmail.com

DUNKL Istvan, Dr.  
Universität Tübingen  
Sigwartstraße 10  
D-72076 Tübingen  
Tel.: 0049707129

EGGER Hans, Dr.  
Rasumofskygasse 23  
Geologische Bundesanstalt  
A-1031 Wien  
Tel.: (+43 1)712 56 74-257  
email: eggjoh@cc.geolba.ac.at

FRANK Wolfgang, Univ. Prof. Dr.  
Institut für Geologie  
Universität Wien  
Althanstraße 14  
A-1090 Wien  
Tel.: (+43 1)4277 53453  
FAX.: (+43 1)42779534  
email: wolfgang.frank@univie.ac.at

FRISCH Wolfgang, Univ. Prof. Dr.  
Institut für Geologie  
Univ. Tübingen  
Sigwartstraße 10  
D-72076 Tübingen  
Tel.: 0049 707129  
email: wolfgang.frisch@uni-  
tuebingen.de

GAWLICK Hans-Jürgen, Ass. Prof.  
Dipl.Geol. Dr.  
Institut für Geowissenschaften  
Peter-Tunner-Straße 5  
A-8700 Leoben  
Tel.: 03842402748  
email: gawlick@unileoben.ac.at

GOLDBRUNNER Johann, Univ.-Doz.  
Dr.  
Geoteam GesmbH  
Weizerstraße 19  
A-8200 Gleisdorf  
Tel.: 03112 6515

GRABHERR Georg, o.Univ. Prof. Dr.  
Institut für Ökologie und Naturschutz  
Universität Wien  
Althanstraße 14  
A-1090 Wien  
Tel.: (+43 1)4277 54371  
email: grab@pflphy.pph.univie.ac.at

GRATZER Reinhard, Ass. Prof. Dr.  
Inst. f. Geowissenschaften  
Montanuniversität Leoben  
Peter Tunner Straße 5  
A-8700 Leoben  
Tel. +43 (0) 3842 - 402 - 243  
email: gratzer@unileoben.ac.at

GRÖSEL Klemens, Mag.  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23  
A-1031 Wien  
Tel.: (+431)7125674-377  
email: grocle@cc.geolba.ac.at

GUTKNECHT Dieter,  
O.Univ.Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn.  
Inst. f. Hydraulik, Gewässerkunde  
und Wasserwirtschaft:  
Technische Universität Wien  
Karlsplatz 13  
A-1040 Wien  
Tel.: +43-1-58801-22300  
Fax +43-1-58801-22399  
email: gutknecht@hydro.tuwien.ac.at

HEISS Hans-Peter, Mag.  
Geoteam Ges.m.b.H.  
Weizerstraße 19  
8200 Gleisdorf  
Tel.: 03112 651523  
email: heiss@geoteam.at

HRADECKA Lenka, Dr.  
Tschechischer Geol. Dienst (CGU)  
Klarov3/131,  
11821 Praha  
Tschechische Republik.  
Tel.: 004202-24002 681  
e-mail: hradecka@cgu.cz

HÜBL Gerald, Mag.  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23  
A-1031 Wien  
Tel.: (+43 1)712 56 74-371  
email: hubger@cc.geolba.ac.at

JANSA Josef, Ao.Univ.Prof. DI Dr.  
Inst. f. Photogrammetrie u.  
Fernerkundung  
Technische Universität Wien  
Gußhausstr. 25-29  
A-1040 Wien  
Tel +43-1-58801x12236  
email: jj@ipf.tuwien.ac.at

KIRNBAUER Robert,  
Ass.Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn.  
Inst. f. Hydraulik, Gewässerkunde  
und Wasserwirtschaft:  
Technische Universität Wien  
Karlsplatz 13  
A-1040 Wien  
Tel. +43-1-58801x22320  
Fax +43-1-58801x22399  
email: kimbauer@hydro.tuwien.ac.at

KRAUS Karl,  
O.Univ.Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn.  
Inst. f. Photogrammetrie u.  
Fernerkundung:  
Technische Universität Wien  
Gußhausstr. 25-29  
A-1040 Wien  
Tel. +43-1-58801x12219  
Fax +43-1-58801-12299  
email: kk@ipf.tuwien.ac.at

KRIEGL Christian, Mag.  
Geoteam Ges.m.b.H.  
Weizerstrasse 19  
A-8200 Gleisdorf  
tel. 0043-(0)3112-6515  
fax. 0043-(0)3112-6830  
email: geoteam@aon.at

KUHLEMANN Joachim, Dr.  
Institut f. Geologie u. Paläontologie  
Universität Tübingen  
Sigwartstraße 10  
D-72076 Tübingen  
email: kuhlemann@uni-tuebingen.de

KUSCHNIG Gerhard, Dr.  
MA 31 / Wasserwerke  
Grabnergasse 4-6  
1060 Wien  
Tel.: (+ 43 1) 59959 31706  
email: kug@M31.magwien.gv.at

LEIN Richard, Univ.-Doz. Prof. Dr.  
Institut für Geologie  
Althanstraße 14  
A-1090 Wien  
Tel.: (01) 4277 53441  
FAX.: (01) 4277 9534  
e-mail: richard.lein@univie.ac.at

LELKES-FELVARI Gyoengyi, Dr.  
Naturhistorisches Museum  
Ludovika ter 2  
H-1083 Budapest  
Tel.: 00361 313 0842  
email: felvari@zoo.zoo.nhmus.hu

LENHARDT Wolfgang A.,  
Univ.-Doz. Dr.  
Zentralanst. f. Meteorologie u.  
Geodynamik  
Hohe Warte 38  
A-1190 Wien  
Tel.: (+ 43 1) 36026-0

LOBITZER Harald, Dr.  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23  
A-1031 Wien  
Tel.: (+ 43 1) 712 56 74-150  
email: lobhar@cc.geolba.ac.at

LUKENEDER Alexander, Mag.  
Inst.f. Paläontologie  
Universität Wien  
Althanstraße 14  
A-1090 Wien  
Tel.: (+43 1) 4277-53501

MAGIERA Janusz, Dr.  
ul. Retoryka 18/6A  
PL-31-107 Krakow  
email: magiera@geol.agh.edu.pl

MANDL Gerhard, Dr.  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23  
A-1031 Wien  
Tel.: (+ 43 1) 712 56 74-233  
email: manger@cc.geolba.ac.at

MELLO Jan, Dr.  
Geolog. Staatsdienst der Slowakei  
Mlynska dolina 1  
81704 Bratislava  
Tel. 004217-59375-358  
email: mello@gssr.sk

MOSER Michael, Mag.  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23  
A-1031 Wien  
Tel.: (+ 43 1) 712 56 74-205  
email: mosmic@cc.geolba.ac.at

MOSHAMMER Beatrix, Dr.  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23  
A-1031 Wien  
Tel.: (+ 43 1) 712 56 74-316  
email: mosbea@cc.geolba.ac.at

NOWOTNY Axel, Dr.  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23  
A-1031 Wien  
Tel.: (+ 43 1) 712 56 74-214  
email: nowaxe@cc.geolba.ac.at

OBERLERCHER Gernot, DI  
Inst. f. Meteorol. u. Geophysik  
Universität Wien  
A-1090 Wien  
Tel.: (+ 43 1) 4277 51975  
email: obeger@cc.geolba.ac.at

OTTNER Franz, Dr.  
Institut für angewandte Geologie,  
Universität für Bodenkultur  
Peter Jordan Straße 70  
A-1190 Wien  
Tel.: (+ 43 1) 476545407  
email: ottner@edv1.boku.ac.at

PAVLIK Wolfgang, Dr.  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23  
A-1031 Wien  
Tel.: (+ 43 1) 712 56 74-236  
email: pavwol@cc.geolba.ac.at

PAVUZA Rudolf, Ing. Dr.  
Naturhistorisches Museum  
Museumsplatz 1/10/I  
A-1070 Wien  
Tel.: (+ 43 1) 5230418 20  
email: speleo.austria@netway.at

PIROS Olga, Dr.  
Ungarisches Geol. Institut (MAFI)  
Stefania ut 14  
H-1143 Budapest  
Ungarn  
Tel.: 00361-251-0999  
email: piros@mafi-2.mafi.hu

PISTOTNIK Julian, HR Dr.  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23  
A-1031 Wien  
Tel.: (+ 43 1) 712 56 74-230  
email: pisjul@cc.geolba.ac.at

RIEDMÜLLER Gerd, Univ.-Prof. Dr.  
Technische Universität, Inst.f.  
Mineralogie und techn. Geologie  
Rechbauerstraße 12  
A-8010 Graz  
Tel.: 03168736370  
email: g.riedmüller@tugraz.at

REICHL Peter, Mag.  
Joanneum Research Forsch.Ges.m.b.H  
Inst. f. Hydrogeologie und Geothermie  
Elisabethstraße 16/II  
A-8010 Graz  
email: peter.reichl@joanneum.ac.at

REISCHENBACHER Doris  
Institut für Geowissenschaften  
Montanuniversität  
Peter-Tunner-Straße 5  
A-8700 Leoben

ROCKENSCHAUB Manfred, Dr.  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23  
A-1031 Wien  
Tel.: (+43 1)7125674-214  
email: rocman@cc.geolba.ac.at

RÖMER Alexander, Mag.  
Inst. f. Meteorol. u. Geophysik  
Universität Wien  
A-1090 Wien  
Tel.: (+43 1)4277 51975  
email: romale@cc.geolba.ac.at

SACHSENHOFER Reinhard F., Dr.  
Institut für Geowissenschaften  
Montanuniversität  
Peter-Tunner-Straße 5  
8700 Leoben  
email: sachsenh@unileoben.ac.at

SAUER Roman, Dr.  
OMV LAP  
Gerasdorferstraße 151  
1210 Wien

SCHMID Christian, DI Dr.  
Joanneum Research  
Institut für angewandte Geophysik  
Roseggerstraße 17  
A-8700 Leoben

SCHNABEL Wolfgang, HR Dr.  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23  
A-1031 Wien  
Tel.: (+43 1)712 56 74-200  
email: schwol@cc.geolba.ac.at

SCHNEIDER Martin  
Institut für Geologie  
Althanstraße 14  
A-1090 Wien  
Tel.: (01) 4277 53401  
FAX.: (01)42779534

SCHOLGER Robert, Dr.  
Institut für Geophysik  
Montanuniversität Leoben  
Palaeomagnetik-Labor  
Garns 45,  
A-8130 Frohnleiten  
Tel.: ++43/3126/5041 DW 5  
Fax. ++43/3126/5041 DW 4  
e-mail: scholger@unileoben.ac.at

SCHÖN Jürgen, Prof. Dr.  
Joanneum Research,  
Institut für angewandte Geophysik  
Roseggerstraße 17  
A-8700 Leoben

SCHONLAUB Hans-Peter, HR Prof.  
Dr.  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23  
A-1031 Wien  
Tel.: (+43 1)7125674-100  
email: hpschoenlaub@cc.geolba.ac.at

SCHUSTER Karin, Mag.  
Institut für Geologie  
Universität Wien  
Althanstraße 14  
A-1090 Wien  
Tel.: (01)427753401  
FAX.: (01)42779534

SCHUSTER Ralph, Mag. Dr.  
Institut für Geologie  
Universität Wien  
Althanstraße 14  
A-1090 Wien  
Tel.: (01)427753441  
FAX.: (01) 4277 9534  
email: ralf.schuster@univie.ac.at

SEIBERL Wolfgang, Univ. Prof. Dr.  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23  
A-1031 Wien  
Tel.: (+43 1)7125674-370  
email: seiwol@cc.geolba.ac.at

SIEGL-FARKAS Agnes, Dr.  
Ungarisches Geol. Institut (MAFI)  
Stefania ut 14  
H-1143 Budapest  
Ungarn  
Tel.:00361-251-0999.  
email: siegla@mafi.hu

STADLER Hermann, Dr.  
Inst. f. Hydrogeologie und Geothermie  
Joanneum Research Forsch.-  
G.m.b.H.  
Elisabethstrasse 16/11  
A-8010Graz  
Tel.:++43 316-876/377  
Fax:++43 316-876/321

STROBL Elmar, Dr.  
Inst. f. Hydrogeologie und Geothermie  
Joanneum Research Forsch.-  
G.m.b.H.  
Elisabethstrasse 16/11, 8010 Graz  
Tel.:++43 316-876/377  
Fax:++43 316-876/321

SUMMESBERGER Herbert, Dr.  
Naturhistorisches Museum  
Burgring 7, Pf. 417  
1014 Wien  
Tel.: (+43 1)52177251  
email: herbert.summesberger@nhm-wien.ac.at

SVABENICKA Lilian, Dr.  
Tschechischer Geol. Dienst (CGU),  
Klarov3/131  
11821 Praha,  
Tschechische Republik.  
Tel.: 004202-24002 251  
e-mail: svab@cgu.cz

SVOBODOVA Marcela, Dr.  
Tschechische Akad. d. Wissenschaften  
Rozvojova 135  
16500 Praha  
Tschechische Republik.  
Tel.: 00420233087/218  
email: msvobodova@gli.cas.cz

SZEKELY Balasz, Dr.  
Universität Tübingen  
Sigwartstraße 10  
D-72076 Tübingen

TAUBALD Heinrich  
Universität Tübingen  
Sigwartstraße 10  
D-72076 Tübingen

WAGREICH Michael, Ass. Prof. Dr.  
Universität Wien  
Althanstraße 14  
A-1090 Wien  
Tel.: (01)4277-53465  
email: michael.wagreich@univie.ac.at

WEBER Leopold, MR Univ.-Doz. Dr.  
BuMin. f. Wirtschaftl. Angelegenheiten  
Denisgasse 31  
A-1200 Wien  
Tel.: (01)37463828520

WEISS Alfred, MR Mag. DI  
Rustenschacher Allee 28  
1020 Wien

WESSELY Godfrid, Dr.  
Siebenbrunnengasse 29/1  
1050 Wien  
Tel.: (01)5457730

WINKLER Gerfried, Mag.  
Joanneum Research Forsch.G.m.b.H.  
Elisabethstraße 16/11  
8010 Graz  
Tel.: (01)3168761492  
email:gerfried.winkler@joanneum.ac.at