

**Arbeitstagung 2009 der
Geologischen Bundesanstalt
Blatt 101 Eisenerz**

**Leoben
31. 08. – 04. 09. 2009**

Titelbild *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA - verfremdet

ISBN-13: 978-3-85316-052-7

Impressum

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt im Rahmen der Teilrechtsfähigkeit

Für die Redaktion verantwortlich: Mag. GERHARD BRYDA

Layout: Mag. GERHARD BRYDA, DIDO MASSIMO

Umschlag: MONIKA BRÜGGEMANN-LEDOLTER

Verlagsort: Wien

Herstellungsort: Wien

Satz: Geologische Bundesanstalt

Alle Neulinggasse 38, A 1030 Wien

Kartentopographie: Copyright BEV – 2009

Druck: Offsetschnelldruck Riegelnik, Piaristengasse 19, A 1080 Wien

Inhalt

Anschriften der Autoren	5
Tagungs-Programm	7
Vorwort	9
BEITRÄGE	
GEOLOGIE DES KARTENBLATTES 101 EISENERZ	
▪ Die Geologie des Kartenblattes Eisenerz im Überblick (G. BRYDA)	11
▪ Fazies und Lithostratigraphie ausgewählter Einheiten auf Blatt Eisenerz (G. BRYDA, M. MOSER, O. KREUSS, W. PAVLIK & H.P. SCHÖNLAUB)	18
▪ Der Dachsteinkalk im Großraum Hochkar – Hochschwab und seine Stellung in der kalkalpinen Karbonatplattform-Entwicklung (G. BRYDA, G.W. MANDL & W. PAVLIK)	70
▪ Stratigraphie der Gosau-Gruppe von Gams (M. WAGREICH, H. KOLLMANN, H. SUMMESBERGER, J. EGGER & D. SANDERS)	81
▪ Zusammenfassender Überblick über die quartäre Entwicklung um das westliche Hochschwab-Massiv (Blatt 101 Eisenerz) (D. VAN HUSEN)	106
▪ Das Mitteltrias-Profil des Scheibenberges zwischen Lassing (NÖ) und Palfau (Stmk.) (M. MOSER, F. VELLEDDITS & G. BRYDA)	118
HYDROGEOLOGIE	
▪ Die Hydrogeologie des Hochschwabgebietes – Forschungsergebnisse im Überblick (H. STADLER & R. BENISCHKE)	122
▪ Hydrogeologische Untersuchungen im südlichen Hochschwab (E. STROBL)	143
LAGERSTÄTTENKUNDE UND BERGBAUGESCHICHTE	
▪ Genese der Siderit-Vererzungen der östlichen Grauwackenzone – aktueller Stand der Forschung (W. PROCHASKA & F. HENJES-KUNST)	153
▪ Bergbaugeschichte der Eisenerzer Alpen – Raum Eisenerz, Radmer und Johnsbach (H. WEINEK)	170

FREIE THEMEN

- Deformationsprozesse und hydrogeologische Eigenschaften von Störungszonen in Karbonatgesteinen
(H. BAUER) 177
- Das Bohrkernlager in Eisenerz
(S. CORIC, W. GESSELBAUER, H. HEGER, H.G. KRENMAYR & J. REISCHER) 182
- Zur Kinematik der Bergzerreißung NW Griesmauer auf Blatt 101 Eisenerz
(A. KOIU) 184
- GeoLine – geotouristisches Projekt einer Region
(H. KOLLMANN) 187
- Strategie und Stand der geologischen Landesaufnahme in Österreich
(H.-G. KRENMAYR) 189
- Forschungsansätze zur Bewältigung kommender Herausforderungen bei der Wasserversorgung von Großstädten
(G. KUSCHNIG) 199
- Die Obersee-Brekzie bei Lunz (Niederösterreich): Revision der Stratigraphie und des Komponentenbestandes
(R. LEIN, H. SUZUKI & H.-J. GAWLICK) 204

POSTER

- Speläologisch-hydrogeologische Forschungen im westlichen Hochschwabgebiet
(R. Benischke & E. Strobl) 211
- Mineralogie und Geochemie einiger Eisen-Manganknollen und -Krusten aus Rotkalken des Mitteljura der Kalkalpen
(G. Bryda, G. Hobiger, G.W. Mandl & I. Wimmer-Frey) 212
- Das Steirische Bohrkernarchiv „neu“
(I. Fritz) 218
- Decline and Recovery of Foraminifera at the Northern Tethyan Margin During the Cenomanian–Turonian OAE-2.
(H. Gebhardt, O. Friedrich, B. Schenk & M. Wagreich) 220
- Hochwertige Karbonatrohstoffe auf K-Blatt 101 Eisenerz
(B. Moshammer) 221

EXKURSIONEN

- Mittwoch 02. 09. 09: Exkursion auf den Polster, Quartär und Hydrogeologie im Raum Eisenerz
(G. BRYDA, D. VAN HUSEN, H.-P. SCHÖNLAUB & E. STROBL).....225
- Donnerstag 03. 09. 09: Exkursion auf das Sonnschien-Plateau (Häuselalm, Sackwiesensee)
(G. BRYDA, D. VAN HUSEN & H. STADLER).....240
- Freitag 04. 09. 09: Exkursion nach Wildalpen
(K. DECKER, D. VAN HUSEN, W. PAVLIK & H. STADLER).....246

Anhang

Anschriften der Autoren

HELENE BAUER: Department für Geodynamik und Sedimentologie, Erdwissenschaftliches Zentrum, Universität Wien, Althanstraße 14, A 1090 Wien.

Helene.Bauer@gmx.at

RALF BENISCHKE: Inst. f. WasserRessourcenManagement, Hydrogeologie und Geophysik, Joanneum Research, Elisabethstraße 16/II, A 8010 Graz.

ralf.benischke@joanneum.at

GERHARD BRYDA: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien.

gerhard.bryda@geologie.ac.at

STJEPAN ČORIĆ: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien.

stjepan.coric@geologie.ac.at

JOHANN EGGER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien.

johann.egger@geologie.ac.at

OLIVER FRIEDRICH: National Oceanography Centre, School of Ocean and Earth Sciences, European Way, Southampton, SO143ZH, UK.

INGOMAR FRITZ: Geologie & Paläontologie, Landesmuseum Joanneum, Raubergasse 10, A-8010 Graz.

ingomar.fritz@museum-joanneum.at

HANS-JÜRGEN GAWLICK: Montanuniversität Leoben, Department für Angewandte Geowissenschaften und Geophysik: Lehrstuhl Prospektion und Angewandte Sedimentologie, Peter-Tunner-Straße 5, A 8700 Leoben.

hans-juergen.gawlick@mu-leoben.at

HOLGER GEBHARDT: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien, Austria.

holger.gebhardt@geologie.ac.at

WERNER GESSELBAUER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien.

werner.gesselbauer@geologie.ac.at

HORST HEGER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien.

horst.heger@geologie.ac.at

FRIEDHELM-HENJES-KUNST: Bundesanstalt f. Geowissenschaften u. Rohstoffe (BGR), D 30655 Hannover
Friedhelm.Henjes-Kunst.bgr.de

GERHARD HOBIGER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien.

gerhard.hobiger@geologie.ac.at

DIRK VAN HUSEN: SIMETSTR.18, A-4813 ALTMÜNSTER

dirk.van-husen@aon.at

HEINZ A. KOLLMANN: Naturhistorisches Museum, Burgring 7, A 1010 Wien, und Natur- und Geopark Steirische Eisenwurzen.

heinz.kollmann@nhm-wien.ac.at

HANS GEORG KRENMAYR: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien.

hg.krenmayr@geologie.ac.at@geologie.ac.at

GERHARD KUSCHNIG: Magistrat der Stadt Wien, MA 31 Wasserwerke, Grabnergasse 6, A 1061 Wien.

kug@m31.magwien.gv.at

RICHARD LEIN: Department für Geodynamik und Sedimentologie, Erdwissenschaftliches Zentrum, Universität Wien, Althanstraße 14, A-1090 Wien.

richard.lein@univie.ac.at

GERHARD W. MANDL: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien.

gerhard.mandl@geologie.ac.at

MICHAEL MOSER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien

michael.moser@geologie.ac.at

BEATRIX MOSHAMMER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien.

beatrice.moshhammer@geologie.ac.at

OMAR MOHAMED: Institut f. Erdwissenschaften, Universität Graz, Heinrichstrasse 26, A-8010 Graz

omar.mohamed@uni-graz.at

- WOLFGANG PAVLIK: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien.
wolfgang.pavlik@geologie.ac.at
- HELGA PRIEWALDER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien.
helga.priewalder@geologie.ac.at
- WALTER PROCHASKA: Department Angewandte Geowissenschaften und Geophysik, Montanuniversität
Leoben, Peter-Tunner-Straße 5, A-8700 Leoben.
walter.prochaska@unileoben.ac.at
- JOHANNES REISCHER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien.
johannes.reischer@geologie.ac.at
- DIETHARD SANDERS: Institut f. Geologie u. Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020
Innsbruck.
Diethard.G.Sanders@uibk.ac.at
- BETTINA SCHENK: Universität Wien, Althanstraße 14, A-1090 Wien, Austria.
bettina.schenk@univie.ac.at
- HANS-PETER SCHÖNLAUB: Kötschach 350, A-9640 Kötschach-Mauthen
hp.schoenlaub@aon.at
- PETER SEIFERT: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien.
peter.seifert@geologie.ac.at
- HERMANN STADLER: Inst. f. WasserRessourcenManagement, Hydrogeologie und Geophysik, Joanneum
Research, Elisabethstraße 16/II, A 8010 Graz.
hermann.stadler@joanneum.at
- ELMAR STROBL: Techn. Büro – Ingenieurbüro, Technische Geologie – Hydrogeologie, Untere Mölten 37,
A-8045 Weinitzen.
geologie.strobl@gmx.at
- HERBERT SUMMESBERGER: Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, A-1010 Wien.
herbert.summesberger@nhm-wien.ac.at
- HISASHI SUZUKI: Otani University, Koyama-Kamifusa-cho, Kita-ku, Kyoto 603-8143, Japan.
hsuzuki@res.otani.ac.jp
- FELICITASZ VELLEDEITS: Földtan tanszek, Pazmany setany 1/C, H-1117 Budapest
fvelledits@freemail.hu
- MICHAEL WAGREICH: Department für Geodynamik und Sedimentologie, Erdwissenschaftliches Zentrum,
Universität Wien, Althanstraße 14, A-1090 Wien.
michael.wagreich@univie.ac.at
- HORST WEINEK: Dorffeld 4, A-8790 Eisenerz
horst.weinek@twin.at
- INGEBORG WIMMER-FREY: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 37, A-1030 Wien.
Ingeborg.wimmer-frey@geologie.ac.at

Tagungs-Programm

Montag 31. 08. 2009

Moderation G. BRYDA

- 13:30–13:45 Uhr Begrüßung durch den Rektor der Montanuniversität, Univ. Prof. Dr. Dipl.-Ing. W. WEGSCHEIDER
Eröffnung der Tagung durch den Direktor der Geol.-B.-A., Dr. P. SEIFERT
- 13:45–14:30 Uhr G. BRYDA & H.-P. SCHÖNLAUB: Die Geologie des Kartenblattes Eisenerz im Überblick
- 14:30–15:10 Uhr K. DECKER: Die oligozäne und miozäne Tektonik des Hochschwab-Massivs
- 15:10–15:50 Uhr L. PLAN: Speläologie des Hochschwab-Massivs
- 15:50–16:20 Uhr Kaffeepause, Posterpräsentation (Gang vor der Aula)
- 16:20–17:00 Uhr G. BRYDA, G.W. MANDL & W. PAVLIK: Der Dachsteinkalk im Großraum Hochkar – Hochschwab und seine Stellung in der kalkalpinen Karbonatplattform-Entwicklung
- 17:00–17:40 Uhr M. WAGREICH, H. KOLLMANN, H. SUMMESBERGER, J. EGGER & D. SANDERS: Stratigraphie der Gosau-Gruppe von Gams

Dienstag 01. 09. 2009

Moderation W. PAVLIK

- 09:00–09:40 Uhr D. VAN HUSEN: Der Hochschwab im Quartär (Gletscher, Bergstürze)
- 09:40–10:20 Uhr G. KUSCHNIG: Forschungsansätze zur Bewältigung kommender Herausforderungen bei der Wasserversorgung von Großstädten
- 10:20–10:40 Uhr Kaffeepause, Posterpräsentation (Gang vor der Aula)
- 10:40–11:20 Uhr H. STADLER & R. BENISCHKE: Die Hydrogeologie des Hochschwabgebietes – Forschungsergebnisse im Überblick
- 11:20–12:00 Uhr E. STROBL: Hydrogeologische Untersuchungen im südlichen Hochschwab
- 12:00–13:30 Uhr Mittagspause
- Moderation H.G. KRENMAYR:
- 13:30–14:10 Uhr H. BAUER: Deformationsprozesse und hydrogeologische Eigenschaften von Störungszonen in Karbonatgesteinen
- 14:10–14:50 Uhr W. PROCHASKA & F. HENJES-KUNST: Genese der Siderit-Vererzungen der östlichen Grauwackenzone – aktueller Stand der Forschung
- 14:50–15:30 Uhr H. WEINECK: Bergbaugeschichte der Eisenerzer Alpen – Raum Eisenerz, Radmer und Johnsbach
- 15:30–16:00 Uhr Kaffeepause
- 16:00–16:40 Uhr H. KOLLMANN: GeoLine – geotouristisches Projekt einer Region
- 16:40–17:00 Uhr S. CORIC, W. GESSELBAUER: Das Bohrkernlager in Eisenerz
- 17:00–17:20 Uhr H.-G. KRENMAYR: Strategie und Stand der geologischen Landesaufnahme in Österreich
- 19:30–20:10 Uhr Öffentlicher Vortrag – G. BRYDA: Eisenerzer Alpen und Hochschwab – erwanderbare Erdgeschichte

Mittwoch 02. 09. 2009

08:30–18:30 Uhr Exkursion Polster – Hirscheegg-Sattel – Leobnerhütte – Handlalm: Das Paläozoikum der Norisch-Tirolischen-Decke, Mitteltrias-Plattform- und Beckensedimente der Mürzalpendecke, Übersicht über die Quartär-Entwicklung im Raum Eisenerz, Felsgleitung südwestlich TAC-Spitze

Exkursion Galleiten-Klamm – Schwarze Lacke: Fossiler Blockgletscher unterhalb Galleiten, Hydrogeologie der Karstquelle „Schwarze Lacke“

Führung: G. BRYDA, D. VAN HUSEN, H.-P. SCHÖNLAUB, E. STROBL

Donnerstag 03. 09. 2009

08:30–19:00 Uhr Exkursion Moarhaus: Tiefbrunnen des ZWHS (Zentraler Wasserverband Hochschwab Süd)

Exkursion Ghf. Bodenbauer – Häuselalm – Sackwiesensee: Schichtfolge und Tektonik der Mürzalpendecke im Bereich der Hochschwab-Südflanke und des Sonnshien-Plateaus

Führung: G. BRYDA, D. VAN HUSEN, H. STADLER

Freitag 04. 09. 2009

08:30–15:20 Uhr Exkursion Wildalpen – Brunntal: Bergsturz von Wildalpen; Schichtfolge, Tektonik und Hydrogeologie der Hochschwab-Nordflanke

Führung: D. VAN HUSEN, W. PAVLIK, H. STADLER

Vorwort

G. BRYDA

Themenschwerpunkt der diesjährigen Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt ist die Vorstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich – Blatt 101 Eisenerz.

Die Geländearbeiten zu diesem Kartenblatt konnten im Frühjahr dieses Jahres abgeschlossen werden. Auch die Arbeiten zur Digitalisierung des Kartenmanuskriptes sind bereits weit fortgeschritten, sodass im Rahmen der Tagung ein erster Plot der Karte präsentiert werden kann.

Die letzte zusammenfassende Darstellung der Geologie dieses Gebietes ist bereits 1926, also vor dreiundachtzig Jahren, erschienen. Damals repräsentierte das Kartenblatt von E. SPENGLER und J. STINY 1926a: „Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Nr. 4954, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz“ (Geol. B.-A. Wien), den aktuellen Stand der Forschung.

Seither haben die Geowissenschaften in Österreich große Fortschritte gemacht – das betrifft sowohl das Verständnis der geodynamischen Prozesse, die zur Entstehung der Alpen geführt haben, als auch das Wissen über deren zeitlichen Ablauf. Diese Erkenntnisse haben unser Bild über den Tiefbau der Alpen gegenüber den zu Zeiten SPENGLERS und STINYS existierenden Vorstellungen stark verändert.

Ein Teil dieser Fortschritte wurde durch Arbeiten auf Blatt Eisenerz erzielt, das schon alleine aus diesem Grund in seiner bisher vorliegenden Form in keiner Weise mehr dem heutigen Informationsbedürfnis genügen kann.

Neben dem Verständnis des kalkalpinen Deckenbaues scheint vor allem eine Darstellung der nachgosausischen Überprägung desselben und der damit zusammenhängenden Prozesse besonders wichtig. Erst in der hohen Auflösung einer modernen Kartierung wird beispielsweise die bedeutende Salzachtal-Ennstal-Mariazell-Puchberg-(SEMP-)Blattverschiebung nicht als einzelne Störung, sondern als Störungssystem sichtbar und erfassbar.

Auch zur Stratigraphie und Fazies der mitteltriadischen Wettersteinkalk-Plattform-Entwicklungen liegen in diesem Bereich nun zahlreiche biostratigraphisch sehr gut abgesicherte neue Daten vor.

Aufgrund der Kartierung können die Wettersteinkalk-Plattform-Bereiche nun ihren Ablagerungsräumen – Lagune, Riff, Vorriff und oberer Hang – zugeordnet werden. Als weiteres Ergebnis der Aufnahmearbeiten wurden im Hochschwab-Gebiet zwei neue Formationen – die Sonnchien-Formation und die Tremmlgraben-Formation – aufgestellt, die im Rahmen dieser Tagung nun erstmals vorgestellt und diskutiert werden sollen.

In Zusammenarbeit mit Dr. OLGA PIROS (MÁFI, Budapest) konnte anhand des umfangreichen Probenmaterials und der darin enthaltenen Dasycladalen eine wesentlich verbesserte biostratigraphische Gliederung des Wettersteinkalkes erarbeitet und in die Conodontenstratigraphie eingehängt werden. Die Gliederung wurde bereits im Rahmen der Arbeitstagung 2001 der Geologischen Bundesanstalt in Neuberg a.d. Mürz vorgestellt und kann nun in anderen Regionen verwendet und verifiziert werden.

Ein wesentlicher Teil der Kartierungstätigkeit der Geologischen Bundesanstalt auf diesem Kartenblatt wurde im Rahmen eines Bund-Bundesländer-Projektes von den Ländern Steiermark und Wien finanziell unterstützt. Ziel des 2002 abgeschlossenen Projektes war die geologische Neuaufnahme des Einzugsgebietes der 2. Wiener Hochquellen-Wasserleitung und der Quellgebiete des Zentralwasserverbandes Hochschwab Süd. Teile der aus diesem Projekt hervorgegangenen geologischen Karte im Maßstab 1:25.000 wurden in vereinfachter und veränderter Form in Blatt Eisenerz übernommen.

Die regionale Aufnahme stützt sich auf folgende Kollegen: G. BRYDA, O. KREUSS, M. MOSER, W. PAVLIK (alle Geol. B.-A.), D. VAN HUSEN und G. WESSELY (auswärtige Mitarbeiter).

Ein Großteil der Geologie der Grauwackenzone am Südrand des Kartenblattes wurde der bestehenden Gebietskarte von H.-P. SCHÖNLAUB (1981), Geologische Karte der Eisenerzer Alpen (Grauwackenzone) 1:25.000, Geol. B.-A. Wien, entnommen und in Teilbereichen von G. BRYDA überarbeitet.

Das Quartär wurde von D. VAN HUSEN vollständig überarbeitet und teilweise neu aufgenommen, um die Kartierung an den aktuellen Stand der Forschung anzupassen und die Wissenslücke zu den Nachbarblättern zu schließen.

Die Arbeiten von

I. DRAXLER (Pollen, Sporen), H. EGGER (Nannoplankton): Geol. B.-A.,
M. WAGREICH (Gosau von Gams), L. KRYSZYN (Gamsstein, Conodonten- und Ammonitenstratigraphie) und R. LEIN (Exkursionen, Diskussionsbeiträge): Universität Wien,
H. KOLLMANN (Gosau von Gams) und L. PLAN (Speläologie): Naturhistorisches Museum Wien und
O. PIROS (Dasycladalenstratigraphie): MAFI Budapest

waren von entscheidender Bedeutung für die vorliegende Arbeit. Ihnen sei daher für ihren Beitrag und die zahlreichen Diskussionen besonders gedankt.

Dieser Dank gebührt auch allen Kollegen/innen, die mit ihrer Mitarbeit und ihren Beiträgen zum Gelingen dieser Arbeitstagung beigetragen haben.

Projektleitung des Blattes: G. BRYDA, Kartenredaktion: G.W. MANDL

Die Arbeitstagung der GBA auf Kartenblatt 101 – ein Beispiel für „best practice“ in der Geologie

Die von Direktor Heinrich Küpper in den frühen 1950-er Jahren initiierten Arbeitstagungen bilden einen fixen Bestandteil geologischer Arbeit in Österreich. Thema waren und sind bestimmte Regionen, bzw. Kartenblätter, wobei sich Fachexperten aus allen Disziplinen der Geowissenschaften einbringen. Die GBA als Veranstalter bietet eine Plattform des konstruktiven Dialogs und ist Garant, dass diese Ergebnisse – sei es in Form dieses Bandes bzw. als gedruckte Karte mit den dazugehörigen Erläuterungen – als Publikationen an die Öffentlichkeit gelangen.

Zum Wesen der Arbeitstagungen gehören Exkursionen, denen breiter Raum gewidmet wird. Die Gespräche direkt am geologischen Aufschluss, das gemeinsame diskutieren bringt oft wichtige Impulse für den Fortschritt erdwissenschaftlicher Arbeit.

In Leoben, dem Sitz der Montanuniversität zeigt sich die Bedeutung des Dialoges zwischen Forschung und Praxis ganz besonders. Auch 160 Jahre nach der Gründung der k.k. Geologischen Reichsanstalt gilt einmal mehr der Satz des Gründungsdirektors Wilhelm Haidinger: „... *durch Anwendung der Wissenschaft die Praxis zu erleichtern, mit der Kraft der Praxis die Wissenschaft zu fördern.*“

Der Weg des Dialoges zwischen (Grundlagen-)Forschung und der Angewandten Forschung, die sich an den stets ändernden Bedürfnissen der Gesellschaft orientiert, hat sich als „best practice“ erwiesen und gilt auch weiterhin als Grundprinzip für die Arbeit der GBA.

Mein Dank gilt allen, die am Gelingen der Arbeitstagung mitgeholfen haben. Mögen die Ergebnisse unserer gemeinsamen Arbeit der Gesellschaft zum nachhaltigen Nutzen dienen.

Direktor Dr. Peter Seifert

Die Geologie des Kartenblattes Eisenerz im Überblick

G. BRYDA

Inhalt

Geographischer Überblick
Regionalgeologisch- tektonischer Überblick
Literatur

Geographischer Überblick

Der Großteil des Kartenblattes ÖK 101 Eisenerz liegt in der Obersteiermark, nur der nördlichste Teil reicht noch ein Stück in das südwestliche Niederösterreich hinein.

Verwaltungstechnisch ist das Gebiet den Bezirken Bruck an der Mur, Leoben und Liezen in der Steiermark sowie Amstetten und Scheibbs in Niederösterreich zugeordnet.

Geographisch wird das Gebiet durch drei Gebirgsgruppen mit alpinem Charakter dominiert:

Der nördlichste Bereich des Kartenblattes wird durch die Ausläufer des Gamssteinzuges und die Göstlinger Alpen eingenommen. Der Gipfelbereich des Hochkar liegt mit einer Seehöhe von 1808 m ü.A. bereits über der Baumgrenze und zeigt mit seiner ausgeprägten Kar-Landschaft deutliche Spuren der letzten Vereisung.

Im Süden folgen die tief eingeschnittenen Täler der Salza und des Lassingbaches. Das zwischen diesen beiden Gewässern aufgespannte Gebiet erreicht keine so großen Seehöhen, ist stark bewaldet und besitzt eher Mittelgebirgscharakter. Durch seinen Aufbau aus überwiegend Mittel- und Obertriasdolomiten ist es jedoch im Vergleich mit den gut verkarstungsfähigen Karbonaten der nördlichen und südlichen Gebirgsgruppen durch ein viel dichteres Entwässerungsnetz gekennzeichnet. Im Osten wird dieses „Brandstatt“ genannte Gebiet vom markanten Bergstock der Kräuterin mit wieder alpinem Charakter begrenzt.

Das südlich und südöstlich der Salza folgende Hochschwab-Massiv sowie die im Süden vorgelagerten Bergstöcke der Griesmauer, des Trenchtling sowie des Pribitz und der Meßnerin nehmen den überwiegenden Teil des Kartenblattes Eisenerz ein.

Das Hochschwab-Massiv zeigt eine tektonisch vorgegebene, ausgeprägte Gliederung in ein südliches ausgedehntes Karstplateau mit einer mittleren Seehöhe von 1600 m ü.A., einen zentralen Kamm mit Seehöhen über 2000 m ü.A. und in eine steile Flanke zum nördlich gelegenen Salztal im Osten des Kartenblattes sowie in einen größeren Plateaubereich im Westen des Kartenblattes.

Der Hochschwab-Gipfel ist mit 2277 m ü.A. die höchste Erhebung des gleichnamigen Massivs, liegt jedoch bereits auf dem östlich anschließenden Kartenblatt 102 Aflenz.

Griesmauer, Trenchtling und Meßnerin südlich des Hochschwab-Massivs bilden ausgeprägte Bergstöcke mit Seehöhen größer zweitausend Meter und sind von diesem durch die stark glazial geprägten Täler des Gsollbaches, des Jassingtales und Josertales abgetrennt.

Das tief eingeschnittene Tal des Erzbaches trennt das Hochschwab-Massiv vom westlich gelegenen Kaiserschild-Massiv ab. Dieses reicht mit seinem Sockel und seinen Ostwänden noch auf Blatt Eisenerz herüber.

Gehören die bisher besprochenen Gebirgsgruppen mit Ausnahme ihres südlichen und südwestlichen Sockels den Nördlichen Kalkalpen an, so ist das im Südosten des Kartenblattes jenseits von Vordernberger- und Erzbachtal sowie Krumpental und Ramsau gelegene Gebiet Teil der Eisenerzer Alpen.

Diese erreichen mit dem Eisenerzer Reichenstein eine Seehöhe von 2165 m ü.A. und werden überwiegend durch metamorphe paläozoische Kalke aufgebaut. Obwohl während der letzten Eiszeit auch teilweise vergletschert, zeigen sie sich nicht so schroff wie die Kalkalpen und sind morphologisch deutlich unterscheidbar.

Am Steirischen Erzberg, unmittelbar nördlich der Reichenstein-Gruppe, befindet sich die weltweit größte Sideritlagerstätte, die auch heute noch in Form eines riesigen Tagbaues abgebaut wird.

Dieser Bergbau war über Jahrhunderte die wesentliche wirtschaftliche Grundlage großer Teile der Obersteiermark und der Region Eisenwurzen im nördlich anschließenden Nieder- und Oberösterreich, wo er zur Entwicklung einer Stahl verarbeitenden Industrie und zum wirtschaftlichen Aufschwung entscheidend beitrug.

Er wurde daher oft als „Steirischer Brotlaib“ bezeichnet.

Regionalgeologisch-tektonischer Überblick

Das Kartenblatt Eisenerz liegt im kalkhochalpinen Falten- und Überschiebungssystem der tirolischen und juvavischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen sowie in den nördlichsten Einheiten der Grauwackenzone (s. Abb. 1) und damit vollständig innerhalb des ostalpinen Deckenstapels.

Das tektonisch liegende Tirolikum kann in die folgenden drei Decken und Schuppen – Sulzbach-Decke, Kerzenmandl-Schuppe und Göstlinger-Schuppenzone, Unterberg-Decke und „Zone von Rotwald-Gindelstein“ sowie die Göller-Decke – untergliedert werden, die sich an flachen Überschiebungsbahnen überlagern bzw. von Nord nach Süd aufeinander folgen. Das tektonisch hangende Juvavikum wird exklusiv durch die Mürzalpen-Decke vertreten, die intern entlang von Blattverschiebungen und kinematisch gekoppelten Überschiebungen in weitere Schuppen gegliedert werden kann. Schließlich treten am Südrand des Kartenblattes, im Liegenden der Mürzalpen-Decke, die Gesteine des Norisch-Tirolischen-Deckensystems als südlichste tektonische Großeinheit zutage. Diese wird als paläozoischer Sockel des Tirolikums angesehen und kann intern in mehrere Teildecken untergliedert werden (SCHÖNLAUB, 1982, 400-414). So wird im Raum südwestlich Eisenerz die tektonisch liegende Wildfeld-Decke von der hangenden Reiting-Decke überlagert. Im Hangenden der Reiting-Decke vermittelt eine im Detail schwer auflösbare Schuppenzone zur Nordzone, die als tektonisch höchstes Bauelement innerhalb der Norisch-Tirolischen Decke angesehen wird. Die Deckengrenzen innerhalb der altpaläozoischen Schichtfolge verlaufen im Hangenden der Eisenerz-Formation, für die ein Oberkarbon-Alter (SCHÖNLAUB, 1982, 396-397) angenommen wird. Der Teildeckenbau innerhalb der Norisch-Tirolischen-Decke wurde daher bereits im Zuge der variszischen Orogenese angelegt und die am Aufbau beteiligten Gesteine nach intensiver Erosion von den Sedimenten des alpinen Sedimentationszyklus diskordant überlagert. Der Zuschnitt des Deckenstapels zur Norisch-Tirolischen Decke erfolgte erst im Zusammenhang mit der alpidischen Orogenese (s. folgender Text).

Noch vor der frühalpiner Deckenstapelung sind in die Radiolaritbecken des Oberjura, am Rücken der triassischen Karbonatplattformen, Olisthostrome und Großschollen aus kalkalpinen und tiefer jurassischen Gesteinen eingeglitten (TOLLMANN, 1985). Dieses Material stammt einerseits aus dem lokalen, vor oberjurassischen Untergrund, wurde aber andererseits auch aus dem Hallstätter Faziesraum am ehemaligen Südrand der Trias-Karbonatplattformen ferntransportiert. Als Ursache für die Entstehung von Gleitschollen wird die Subduktion des Hallstatt-Meliata-Ozeans angenommen, die zur Ausbildung einer heute nicht mehr erhaltenen Suturzone am Südrand des kalkalpinen Ablagerungsraumes geführt hat. Diese Suturzone liefert im Zuge der folgenden eoalpinen Orogenese ophiolithischen Detritus in die nördlich vorgelagerten Sedimentationsräume (DECKER et al., 1987).

Auf den Blatt Eisenerz benachbarten Kartenblättern konnten zahlreiche Gleitschollen und Olisthostrome in Oberjura Beckensedimenten nachgewiesen werden, die dieser Phase zuzuordnen sind. Als prominente und seit langem bekannte Vorkommen sollen der karnische Hallstätterkalk des Bergstein, Blatt 100 Hiefrau (KOLLMANN, 1964) und neuerdings auch die Oberseebrekzie, Blatt 71 Ybbsitz

und 72 Mariazell genannt werden (LEIN, s. Beitrag in dieser Publikation). Am Kartenblatt selbst ist eine kleine Gleitscholle aus Hallstätterkalk nahe der Hochmauer, östlich Hochschlag 1197 m aufgeschlossen (MOSER, 2003). Auch das Oberalmer Basiskonglomerat am Stangl südlich des Salztales und die Olisthostrome innerhalb der Tauglboden-Formation am Hochkar sind hier einzuordnen.

Die beschriebene Anordnung der kalkalpinen Decken ist das Resultat gebirgsbildender Vorgänge im Zuge der eoalpidischen Phase in der Unter- bis Mittelkreide, bei der die kalkalpinen Decken von ihrem kristallinen Untergrund abgeschert und entlang von Rampen-Flachbahn-Geometrien übereinander gestapelt wurden. Die (W)NW-gerichtete Verkürzung führte zur Ausbildung von (W)NW-vergente Falten- und Überschiebungsstrukturen, die an NW-streichenden, dextralen Blattverschiebungen (Grenzblätter) und lateralen Rampen verbunden sind (LINZER et al., 1995). Abscherhorizonte und Zugschnitt der tektonischen Einheiten sowie ihr späterer Baustil wurden entscheidend von Fazies, Anordnung und Mächtigkeit der triadischen Sedimente beeinflusst und führten zur Entstehung von Faziesdecken. Auf Blatt Eisenerz ist in den nördlichsten Einheiten – Sulzbach-Decke und Unterberg-Decke – noch ein Falten-Schuppenbau nachweisbar. Innerhalb der weiter südlich gelegenen Einheiten – Göller-Decke und Mürzalpen-Decke – ließen die mächtigen, schlecht deformierbaren Trias-Plattformsedimente nur die Entstehung eines Schuppenbaues zu.

Nach dieser ersten Gebirgsbildungsphase ragten Teile des kalkalpinen Deckenstapels über die Meeresoberfläche empor und unterlagen einer intensiven Erosion unter tropischen Klimabedingungen. Die Bildung des Bauxit-Vorkommens im Krimpenbach-Tal westlich Wildalpen sowie des Bauxites östlich der Sonnsteinalm am südlichen Hochschwab-Plateau erfolgte in dieser Zeit. Diese Verwitterungsbildungen werden sodann von den limnisch-fluviatilen bis seichtmarinen Sedimenten der Unteren Gosau-Subgruppe transgrediert.

Diese bilden die Basis des Gosaubeckens von Gams, das am Rücken der Unterberg-Decke abgelagert wurde und lagern auch unmittelbar südlich davon, in einer schmalen Ost–West-streichenden Zone der Göller-Decke auf (KOLLMANN, 1964, WAGREICH, 1992, 1993, 1994, s. Beitrag in diesem Band).

Ab dem Campanium wurden die Sedimente der Unteren Gosau-Subgruppe, nach einer Faltungs- und Erosionsphase, die durch plattentektonische Prozesse im Bereich der nördlich gelegenen Subduktionszone des Penninischen Ozeans ausgelöst worden war, von den Sedimente der Oberen Gosau-Subgruppe überlagert. Diese wurden bei großen Wassertiefen im Bereich eines Submarinen Hanges abgelagert und greifen diskordant auf ältere Schichtglieder über. Da es sich überwiegend um Turbidite handelt, werden diese Ablagerungen auch als Flyschgosau bezeichnet.

Im Bereich des Kartenblattes Eisenerz treten die Gesteine der Oberen Gosau-Subgruppe im Becken von Gams und in Form eines schmalen, Ost–West-streichenden Streifens im Bereich des Fowiestales am südlichen Hochschwab-Plateau auf. Neben Komponenten aus dem unmittelbaren Untergrund enthalten die Turbidite und Olisthostrome auch ferntransportierte Komponenten und Großschollen aus Kambüchel-Formation und ophiolithischen Detritus. Bei der Kambüchel-Formation handelt es sich um Flachwasserkalke (Riff und Lagune), die im Paläozän am weiter südlich gelegenen Kontinentalrand abgelagert wurden. Als Liefergebiet für den ophiolithischen Detritus wird einerseits, wie bereits während der eoalpinen Phase, die Suturzone des Hallstatt-Meliata-Ozeans angenommen, andererseits auch der Akkretionskeil im Bereich der Subduktionszone des Penninischen Ozeans am Nordrand des Ostalpins als Herkunftsgebiet vermutet.

Die Sedimentation der Gosau auf die kalkalpinen Decken wird im Eozän durch die alttertiäre (mesoalpine) Orogenese beendet.

Im Zeitraum zwischen oberstem Eozän und Oligozän wurden im Verlauf der Subduktion des Nordpenninischen Ozeans und der nachfolgenden Überschiebung der ostalpinen Einheiten auf die Europäische Kontinentalplatte ältere Falten und Überschiebungen innerhalb der Kalkalpen überprägt und die Kalkalpinen Decken auf die nördlich liegenden Einheiten des Helvetikums, der Rhenodanubischen Flyschzone und der Molassezone fernüberschoben.

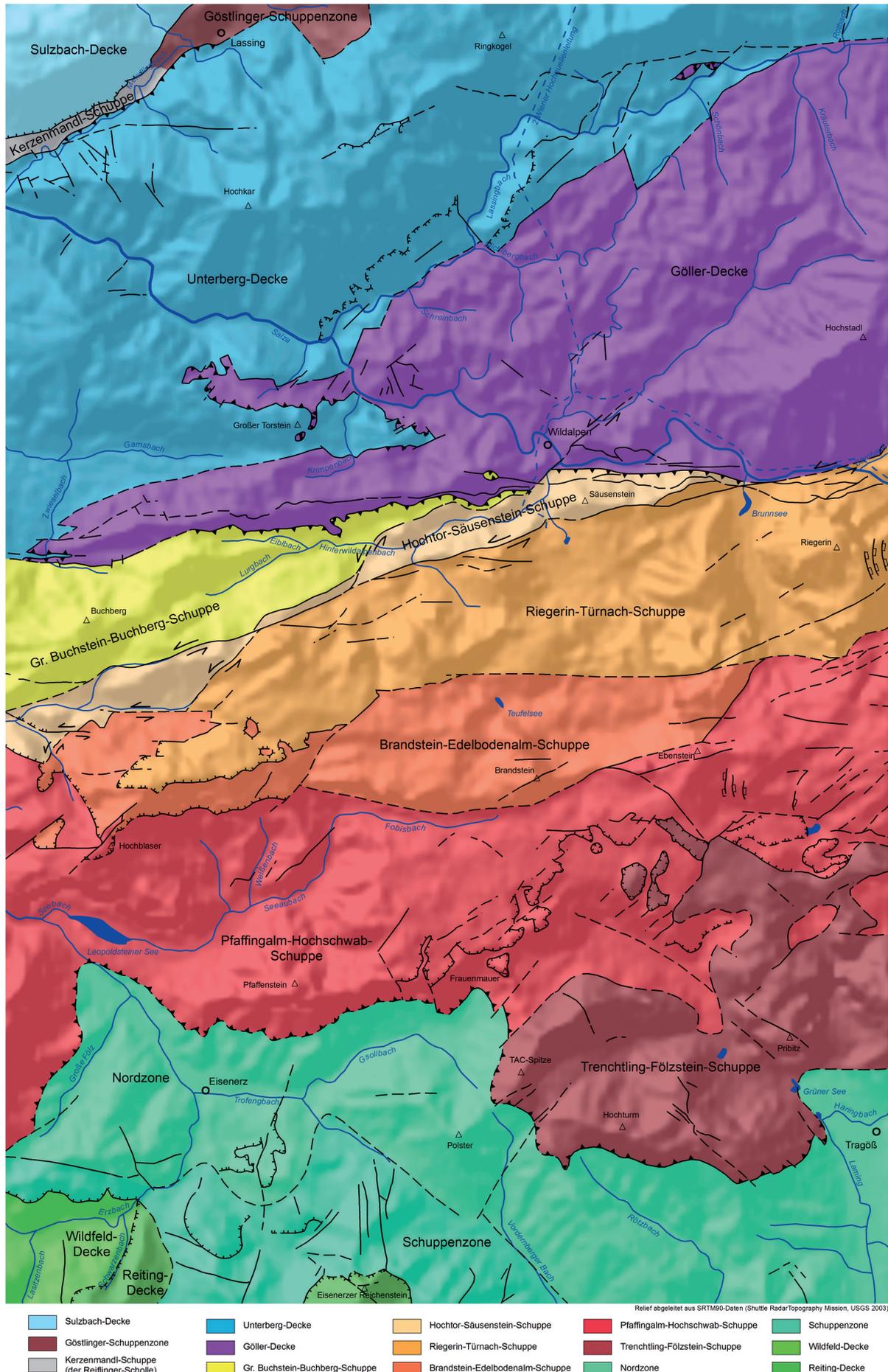


Abb. 1 Tektonische Übersichtskarte - Eisenerz

Auf Blatt Eisenerz wurden jeweils die nördlichen, liegenden Einheiten von den südlichen, hangenden Einheiten geringfügig nordvergent überschoben. Dies zeigt sich in der Überschiebung der Unterberg-Decke mit der auflagernden Gosau von Gams durch die Göller-Decke, für die eine Mindestschubweite von ca. 3,5 bis 4 km angenommen werden kann. Auch die Mürzalpen-Decke wurde über die unterlagernde Göller-Decke entlang der über den Goßgraben im Westen bis in die Einmündung des Brunn-ales in das Salzatal im Osten verlaufenden Goßlinie (SPENGLER, 1922) mit unbekanntem Betrag überschoben. Dabei wurden die der Göller-Decke auflagernden Gosau-Sedimente überfahren.

Vermutlich zur gleichen Zeit wurde die Mürzalpen-Decke bereits in zumindest zwei Teilschuppen zerlegt. Die Hauptmasse der südlichen Trenchtling-Fölzstein-Schuppe umfasst die Bergstöcke Griesmauer, Trenchtling, Meßnerin, Pribitz und Buchbergkogel am Südrand des Hochschwab-Massivs sowie den Wettersteindolomit der Sonnschienalm. Der Kulmstein und der Wettersteinkalk unterhalb des Sonnschien-Bründels bilden nördlich vorgelagerte Schollen, die der liegenden Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe N(NW)-vergent überschoben wurden. Der Nordrand der Trenchtling-Fölzstein-Schuppe folgt einer WNW–OSO-verlaufenden, steilstehenden Störungszone, entlang der zwischen Sackwiesenalm und Murmelboden die Basis der Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe gehoben und südostvergent verschuppt wurde. Am benachbarten Kartenblatt 102 Aflenz wird das Karlhochkogel-Fölzstein- und Mitteralm-Massiv als östliche Fortsetzung der Trenchtling-Fölzstein-Schuppe angesehen. Diese wurde auch entlang des Hochschwab-Südrandes – östlich Buchbergkogel über den Tra-wiessattel bis in das Seetal (ÖK 102 Aflenz) – der nördlichen Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe aufgeschoben. Die Serie aus Wettersteindolomit, geringmächtigem Karn und Dachsteinkalk zwischen Hundsboden und Stangenwand wird als nördlich vorgelagerte Deckscholle der Trenchtling-Fölzstein-Schuppe zugeordnet. Im Zuge der Überschiebung der Trenchtling-Fölzstein-Schuppe auf die Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe wurde der Südrand der liegenden Einheit steilgestellt bis nordvergent überschlagen.

Am Südrand des Trenchtling und der Meßnerin steht der Wettersteinkalk in tektonischem Kontakt mit den unterlagernden Werfener Schichten. Entlang des Kontaktes konnten an mehreren Stellen Gips und Haselgebirge nachgewiesen werden (Pfarrerlacke, Bergbau im Haringgraben auf Blatt ÖK 102 Aflenz), die vermutlich im Bereich der gesamten Kontaktfläche auftreten. Die im Liegenden des Wettersteinkalkes normalerweise auftretenden Schichtglieder – Werfener Kalk, Gutenstein-Formation, Steinalm-Formation und auflagernde Becken- und Hangsedimente – konnten nicht nachgewiesen werden und sind vermutlich aufgrund einer „out of sequence“ erfolgten Rücküberschiebung des Wettersteinkalkes auf die Werfener Schiefer nicht vorhanden.

Im Oligozän wurden die Kalkalpen von einer ausgedehnten Schotterflur bedeckt, die von Flüssen mit zentralalpinem Einzugsgebiet abgelagert wurden. Reste davon sind heute als Lesesteine in Bodenbildungen oder Sandsteine in Karstwannen und Spalten auf den Hochflächen der Kalkalpen erhalten. Die Einzelvorkommen werden als Augensteine, mächtigere Ablagerungen als Augenstein-Formation ausgedehnt.

Am Hochschwab-Plateau sowie auf der nordöstlich vorgelagerten Zeller Staritzen konnten zahlreiche Vorkommen von Augensteinsedimenten kartiert werden. Die auf der Karte von SPENGLER & STINY (1926) im Bereich der alten Talung zwischen Lamingeck und Leobner Mauer eingetragenen Werfener Schichten haben sich als mächtigeres Vorkommen von Augenstein-Sedimenten mit einem hohen Anteil von Werfener Komponenten erwiesen.

Im unteren und mittleren Miozän wechselt der Deformationsstil innerhalb der Kalkalpen von vorlandgerichtetem Falten- und Überschiebungsbau und Rücküberschiebungen zu ostgerichteter lateraler Extrusion (DECKER et al., 1994, LINZER et al., 1995, PERESSON & DECKER, 1997). Im Zuge dieser Phase kam es zur Entwicklung störungsbegrenzter Schollen, die an ONO- und O-streichenden, linksseitigen Blattverschiebungen nach Osten bis ONO ausweichen.

Das Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-(SEMP-)Störungssystem kann als linksseitige Scherzone am Südrand der Kalkalpen in West–Ost-Richtung vom Nordrand der Tauern über das Ennstal bis in das Gesäuse verfolgt werden – verläuft dann in ostnordöstlicher Richtung auf Blatt Eisenerz und Aflenz quer durch den kalkalpinen Deckenbau, schwenkt schließlich im Halltal östlich Mariazell wieder in Ost–West-Richtung ein und kann bis in den Raum Puchberg am Schneeberg verfolgt werden.

Im Verlauf der Entstehung dieses linksseitigen Scherkorridors wurde vor allem die Mürzalpendecke zwischen dem Gesäuse und südlich Mariazell an den bereits beschriebenen ONO- und O-streichenden Störungen in mehrere große Blattverschiebungsduplexe zerlegt. Die gleichzeitige und nachfolgende Ost-gerichtete Extension im mittleren Miozän führte zur Ausbildung E-, SE- und W-gerichteter Abschiebungen (DECKER, 2002).

Mit Hilfe der kartierten Störungen und der teilweise unterschiedlichen Schichtfolge können innerhalb der Mürzalpen-Decke auf Blatt Eisenerz von Norden nach Süden die folgenden Großduplexe unterschieden werden:

Gr. Buchstein-Buchberg-Schuppe und Hochtorn-Säusenstein-Schuppe – diese werden als Fortsetzung der Gesteine der Gesäusegruppe angesehen.

Südlich davon folgen die Riegerin-Türnach-Schuppe, Brandstein-Edelbodenalm-Schuppe und Pfaffing-Hochschwab-Schuppe, die sich mit gleicher Schichtfolge nach Westen zum Kaiserschild fortsetzt.

Die Gesäusestörung bildet einen morphologisch besonders gut sichtbaren Teil des SEMP-Störungssystems und kann als scharfe Linie über das Schwabeltal nach Hinterwildalpen bis in das Salzatal und weiter über den Bärnbachsattel verfolgt werden.

Im Raum Hinterwildalpen zweigt eine Teilstörung des SEMP-Systems nach Nordosten in das Holzapfeltal ab. Dabei wird die West–Ost-streichende Goß-Linie und die darin eingeklemmte Gosau östlich Wildalpen um mindestens einen Kilometer linksseitig versetzt.

Wie den bisherigen Ausführungen entnommen werden kann, wurden die im Verlauf der eoalpinen Orogenese angelegten Deckengrenzen von der jüngeren Tektonik mehrfach überprägt bzw. als vorgegebene Schwächezone benutzt. So folgt die Grenze zwischen der Mürzalpen-Decke und der Göller-Decke vom östlichen Rand des Kartenblattes Eisenerz bis zum Brunntal dem Hauptast der SEMP. Danach verläuft sie entlang der Goß-Linie nach Westen und geht in die Überschiebung des Großkogels auf die Gosau von Gams über. Ihr weiterer Verlauf folgt der Überschiebung des Gesäuses und der Haller Mauern auf die nördlich unterlagernden Einheiten, bis sie schließlich von der kinematisch gekoppelten Phyrn-Störung abgeschnitten wird.

Insgesamt gesehen bildet das Gesäuse mit dem östlich anschließenden Kaiserschild- und Hochschwab-Massiv eine große sigmoidale Struktur, bei der ein Teil des linksseitigen Versatzbetrages an der SEMP in Nordost- und Südwest-gerichtete Überschiebungen abgeleitet wird. Die Gesäusestörung trennt mit ihrer beschriebenen Ostfortsetzung durch das Salzatal als jüngere Struktur die beiden gegensinnig überschiebenden Duplexsysteme.

Literatur

- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous and Paleogene. – In: FLÜGEL H.W. & FAUPL P.: Geodynamics of the Eastern Alps, Deuticke, Wien.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): 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.
- KOLLMANN, H.A (1964): Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams (Steiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 107, S. 71-159, Wien.
- LINZER, H.-G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. – In: Tectonophysics, 242, S. 41-61, Elsevier Science, Amsterdam.
- MOSER, M. (2003): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Gebiet Wildalpen – Hinterwildalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 143/3, S. 413-416, Wien.
- 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, Elsevier Science, Amsterdam.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 124, S. 361-423, 9 Abb., 1 Tab., 2 Taf. (= Beil. 7, 8) Wien.
- SPENGLER, E. (1922): Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. I. – Jb. Geol. B.-A., 72, S. 155-182, 11 Prof., Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Band 2: Außerzentralalpiner Anteil. – 706 S., Deuticke, Wien 1985.
- WAGREICH, M. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in Kreide-Alttertiärablagerungen auf den Blättern 99 Rottenmann, 100 Hieflau und 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 136, S. 586-587, Wien.
- WAGREICH, M. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in Oberkreide- und Tertiärsedimenten der Nördlichen Kalkalpen auf den Blättern 100 Hieflau und 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 137/3, S. 477–478, Wien.
- WAGREICH, M. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in Oberkreide- und Tertiärsedimenten der Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 138/3, S. 503, Wien.

Fazies und Lithostratigraphie ausgewählter Einheiten auf Blatt Eisenerz

G. BRYDA, M. MOSER, O. KREUSS, H.P. SCHÖNLAUB, W. PAVLIK

Eine vollständige Beschreibung der auf Blatt Eisenerz vertretenen lithostratigraphischen Einheiten würde den Umfang dieser Arbeit bei weitem sprengen. Es werden daher im folgenden Text nur jene Schichtglieder der Mürzalpen-Decke und unterlagernden Norisch-Tirolischen Decke sowie die Sturzstrom Ablagerung des Bergsturzes von Wildalpen beschrieben, die im Rahmen der Exkursion besucht bzw. im Text erwähnt werden.

Inhalt

- Der Bergsturz von Wildalpen
- Ausgewählte Schichtglieder der Mürzalpen-Decke
 - Wetterstein-Plattform/Plattformrandentwicklung
 - Steinalm-Wettersteinkalk – lagunäre Fazies
 - Steinalm-Wettersteindolomit – lagunäre Fazies
 - Wettersteinkalk – Rifffazies
 - Wettersteindolomit – Rifffazies
 - Wettersteinkalk – riffnahe Hangfazies
 - Wettersteinkalk – riffferne Hangfazies
 - Tremmlgraben-Formation
 - Grafensteigkalk
 - Sonnschien-Formation
 - Reifling-Formation
 - Steinalm-Formation
 - Gutenstein-Formation
 - Werfener Schichten
- Ausgewählte Schichtglieder der Norisch-Tirolischen Decke
 - Präbichl-Formation
 - Sauberg-Kalk, bunter Flaser-Bänderkalk
 - Orthocerenkalk
 - Cystoideenkalk
 - Polsterquarzit
 - Blasseneckporphyroid
 - Gerichtsgraben-Gruppe

Der Bergsturz von Wildalpen

D. STUR (1871, S. 11) interpretierte das Gebiet des Schafwaldes als Gletscherblockwerk, A. BITTNER & M. VACEK (1887) sahen in diesem Gebiet anstehenden Ramsaudolomit und Dachsteinriffkalk. E. SPENGLER (1926b, S. 59; 1927, S. 72f) beschrieb es als „Blockmeer des Schafwaldes“, das zu den unwegsamsten Gegenden der ganzen Hochschwabgruppe gehört. Obwohl dieses Gebiet auf ihn den Eindruck eines Bergsturzgebietes machte, kamen für ihn nur die randlichen Bereiche als Interpretation eines Bergsturzes in Frage, da die von Trümmern bedeckte Fläche im Verhältnis zur Höhe der umgebenden Berge zu groß wäre. Für das Restliche nimmt er eine „eigenartige Verkarstungserscheinung“ eines stark unterhöhlten gewesenen Dachsteinriffkalkes an, die in sich selbst zusammengebrochen ist. N. LICHTENECKER (1929, S. 252) sprach erstmals von einem Bergsturz. Er begrenzte die Fläche der Sturzmasse auf den heutigen Schafwald. In seiner Arbeit „Bergstürze in den Alpen“ erwähnte G. ABELE (1974, S. 5) diesen „noch nicht näher untersuchten Bergsturz“. Erst jüngst erkannte A. FRITSCH (1993, S. 64ff) das gesamte Ausmaß dieses Bergsturzes.

Das Siebenseegebiet südlich Wildalpen wurde in den frühen Untersuchungen bei allen Autoren A. BOEHM (1885, S. 451), R. MICHAEL (1891, S. 21), E. SPENGLER (1926b, S. 81f; 1927, S. 57f), A. PENCK & E. BRÜCKNER (1909, S.?), F. TRAUTH (1948, S. 14) als Moränenlandschaft gedeutet, wobei darauf hingewiesen wurde, dass die auffallend spitzen Moränenhügel aus feinererriebenem Dolomitgrus bestehen.

Die Terrassen bei Winterhöh und im Salzatal und im Salzatal wurden bei den früheren Untersuchungen (A. BOEHM, 1885, S. 451; R. MICHAEL, 1891, S. 25; F. TRAUTH, 1948, S. 12) als Moränen angesprochen. Erst die Neubearbeitung durch A. FRITSCH (1993, S. 64ff) erbrachte das gesamte Ausmaß eines der größten Bergstürze der Alpen, der das gesamte Siebenseegebiet und große Teile des Salzatales umfasst.

Das Abbruchgebiet

Das Abbruchgebiet dieses Bergsturzes liegt ungefähr 7 km südlich Wildalpen. Die 2012 m hohe Schaufelwand bildet die südliche Abbruchkante, der Brandstein (2003 m) die westliche Begrenzung der Ausbruchsnische sowie der Ebenstein (2123 m) und der Griesstein (2023 m) die Östliche (Abb. VI.5.15-1). Die westliche und östliche Begrenzung wird von großen Bruchlinien, Blattverschiebungen markiert. Die Gleitfläche im Süden wird von einer in mehrere Flächen aufgesplitteten Überschiebungsbahn gebildet. Das Abbruchgebiet hat somit eine W–E-Erstreckung von etwas weniger als 3,5 km und ungefähr 1 km N–S-Erstreckung. Die Höhe des Ausbruchsblockes betrug mehrere hundert Meter, A. FRITSCH nimmt ca. 800 m an. Die Gleitfläche besitzt eine durchschnittliche Neigung von 37° (max. bei 47°, min. bei 28°; A. FRITSCH, 1993, S. 69f).

Der Ablagerungsraum

Dieser reicht vom Schiffwaldboden im Süden bis in das Salzatal, salzaufwärts bis Spannring, salzabwärts bis Fachwerk und in das vordere Hopfgartental und Holzäpfeltal.

Der Schafwald („Blockmeer“ Schafwald)

Der gesamte Schafwald wird von Trümmernmassen des Bergsturzes eingenommen. Das „Blockmeer des Schafwaldes“ nimmt eine Fläche von max. 3,8 km (W–E) und max. 2,4 km (N–S) ein. Die hier liegenden Massen können als im Verband versackte Gesteinskörper charakterisiert werden. Innerhalb dieser Massen ist das Gestein in unterschiedlich große Körper zerbrochen. Einige täuschen aufgrund ihrer Größe und Kompaktheit aus der Entfernung anstehenden Fels mit Schutthalden vor (A. FRITSCH, 1993, S. 77), zum Beispiel Sulzenkögel und Hochleiten. Aus der Nähe ist jedoch ein stark aufgelockertes Kluftsystem erkennbar. Nordöstlich der Jagdhütte Seltenheim ist ein ungefähr 700 m langer bis zu 150 m breiter Streifen Wettersteindolomit erfassbar, der nur randlich von Blockwerk bedeckt ist. Dieser Dolomit wird als Aufragung des Untergrundes interpretiert.

Nördlich des Schafwaldes trennt die Kohlermauer den Schafwald vom Siebenseeessel ab. Die Oberkante der Kohlermauer liegt ungefähr auf derselben Höhe wie der Schiffwaldboden im Süden des Schafwaldes. A. FRITSCH (1993, S. 72) deutet dies als ursprüngliche Karoberfläche. In der Kohlermauer sind an verschiedenen Stellen Felsrippen mit Wettersteinkalken des Untergrundes aufgeschlossen. In der Rippe auf der Nordostseite des Brennach sind im Wald und entlang der Forststraßen größere Felsbereiche aufgeschlossen, die keine offenen Kluftsysteme zeigen und eventuell Aufragungen aus dem Untergrund darstellen.

Feinschutt Siebensee und Salzatal

Die Steilstufe der Kohlermauer führte zu einer starken Zertrümmerung des Bergsturzmateriale. Während im Schafwald noch Massen von mehreren Millionen bis hundert Millionen m³ liegen, erreichen die Blöcke nördlich der Kohlermauer nur einigen Zehntausend m³. Ab dem Siebenseegebiet überwiegt das feine Material, in dem große Bergsturzböcke schwimmen.



Abb. 2: Bergsturz Schafwald mit Abrissfläche Griesstein, Ebenstein, Schaufelwand.

Das abrupte Stehenbleiben des Sturzmaterials führte zu einer sehr kuperten Landschaft, mit Wallformen, Hügeln und teilweise tiefen Mulden. A. FRITSCH (1993, S. 78) interpretiert die großen Erhebungen westlich Körbel als Brandungswälle des Bergsturzes (Schottergrube Siebensee). Das starke Relief und die geringe fluviatile Erosion führte zu Seen- und Moorbildungen. Mit Ausnahme des Hartlsees dienen die ehemaligen Seebecken als Drainagen für die II. Wr. Hochquellenleitung.

Eine neue Forststraße südwestlich Siebensee bei 1000 m SH schneidet grobes Bergsturzblockwerk an. Die Hohlraumwände sind mit Bergmilch überzogen. Die Bergmilch ist eine weißliche bis beige sehr wasserreiche, fast pastöse Bildung, die bei Wasserentzug kreidig mitunter zu trockenem „Kalkstaub“ zerfällt (H. TRIMMEL, 1968, S. 60f). Die Bergmilch bildet mm-dicke Überzüge, die Sinterbildungen sehr ähnlich sind. Es ist eine eindrucksvolle Sägezahnbergmilch, mit aus ungefähr 2-3 cm langen gebogenen bis löffelförmigen Elementen zusammengesetzten Girlanden (H. TRIMMEL, 1968, Abb. 37), ausgebildet (Abb. 3).

In der Poschenhöh und im Salzatal tritt überwiegend sehr fein zerriebenes Bergsturzmateriale, das einem feinen Gesteinsmehl entspricht, auf. Neben Geröllen sind vereinzelt murenähnliche Sedimente im Bergsturzmateriale zwischen Siebensee und Salzatal aufgearbeitet. A. FRITSCH (1993, S. 83ff) interpretiert diese als aufgearbeitete glaziofluviatile Sedimente und Seeablagerungen. Das Bergsturzmateriale schwimmt teilweise in dieser Suspension. Die murenähnlichen Sedimente und die Düsenwirkung der Talenge zwischen Säusenstein und Böse Wand führte zu der großen Transportweite im Salzatal. Salzaufwärts kann das Bergsturzmateriale bis Spannring (3,5 km) nachgewiesen werden (W. PAVLIK, 1995, S. 501; G.W. MANDL et al., 1995, geolog. Karte). Salzaabwärts reicht das Bergsturzmateriale ungefähr 6,5 km bis Fachwerk, wo es auf den Schottern der Niederterrasse zu liegen kam.

Nordöstlich Wildalpen füllen diese Massen noch das vordere Holzäpfeltal und Hopfgartental an (1 km). In der Poschenhöh und im Salzatal bildet der Bergsturz Terrassen. Diese zeigen die für Bergstürze klassische Morphologie mit Toma (Poschenhöh, Holzäpfeltal-Hopfgartental, Fischerau und Dipplbauer, s. Abb. 5). Der Begriff Toma wurde von H. BRUNNER (1962, S. 67ff) nach einer Lokalbezeichnung für Bergsturz Hügel bei Ems aufgestellt und G. ABELE (1974, S. 119) definierte sie folgendermaßen: „Toma sind isolierte, überwiegend aus Bergsturzmateriale bestehende kegel-, pyramiden- oder dachförmige Aufragungen mit mehr oder weniger glattflächigen Böschungen konstanten Gefälles“.



Abb. 3: Sägezahnbergmilch, S' Siebensee, Bildbreite ca. 10 cm.



Abb. 4: Bergsturzmaterial im Salzatal, Mitterberg SW-Fuß.



Abb. 5: Tomalandschaft, Poschenhöh.

An verschiedenen Stellen konnten Baumstümpfe aus dem Bergsturz geborgen werden (Abb. 6). Die Bestimmung der Baumarten ergab: *Pinus silvestris* L. – Rotföhre (A. FRITSCH, 1993, S. 115) & *Picea abies* KARSTEN – Fichte (Poschenhöh), *Abies* – Tanne (unterer Hinterwildalpenbach; A. FRITSCH, 1993, S. 116), *Taxus baccata* L. – Eibe (Kanalaushub Neubau Kain nördlich Wildalpen; P. TRINKAUS & H. STADLER., 2000, S. 10), *Abies alba* MILLER – Weißtanne und *Larix decidua* MILLER – Europäische Lärche (Anriss Bundesstraße Säusenstein östlich Wildalpen; P. TRINKAUS & H. STADLER, 2000, S. 12f).

Der Ort Wildalpen steht auf zwei Terrassen. Die untere mit dem jüngeren Ortsteil steht auf Bergsturzmaterial, während die obere, auf dem sich der alte Ortskern befindet, aus gut geschichteten Sanden und Kiesen der Salza besteht. Somit ist diese obere Terrasse als fluviatile Bildung zu interpretieren, in der das Bergsturzmaterial salzaufwärts schon wieder erodiert wurde.

Seeton

Die bei Wildalpen ungefähr 50–60 m mächtigen Bergsturzmassen riegelten das Salzatal kurzzeitig ab, sodass sich ein Stausee bildete. In diesem See lagerten sich graue bis beige Seetone ab bei Wildalpen. Diese stehen ungefähr 500 m südlich Fischerreith auf der linken Salzaseite oberhalb der Bundesstraße an. Untersuchungen des Seetones ergaben in der Gesamtmineralogie:

ca. 15 % Quarz, < 3 % Alkalifeldspat, < 3 % Albit, 40–50 % Schichtsilikate, 5–10 % Kalzit, ca. 30 % Dolomit.

Die Tonminerale der Fraktion < 2µm lassen sich in ca. 65 % Illit/Hellglimmergruppe, ca. 35 % Chloritgruppe und Spuren von Kaolinitgruppe trennen. Spuren einer Mixed-layer-Phase können nicht ausgeschlossen werden (Analyse: I. WIMMER-FREY-File WP01).

In diesen Seetonen konnten Bivalven (det. P.L. REISCHÜTZ & F. STOJASPAL): *Pisidium lilljeborgii* CLESSIN (Pleistozän – rezent) und Ostracoden (det. P. HERRMANN): *Cyclocypris ovum* (JURINE) (Miozän – rezent) und *Candona candida* (O.E. MUELLER) (Mittelpleistozän – rezent) nachgewiesen werden. *Pisidium* ist eine Stillwasserform und wie *Candona* kälteliebend.

Weiter südlich sind entlang der Bundesstraße graue Schluffe aufgeschlossen, die hier als Auenlehme angesprochen werden. Aus diesen Schluffen konnten Pollen einer anspruchsvolleren Waldvegetation des mittleren bis späteren Holozäns gewonnen werden (Tab. 1; Probe WPA 249/97; det. I. DRAXLER). Weiters konnten Samenkapseln und Blattabdrücke aufgesammelt werden.

	Spätglazial - Präboreal	Präboreal				mittleres Holozän		Subboreal - älteres Atlantikum						Mittleres - jüngeres Holozän				
	Weichselboden	Lurg E		Lurg W		Melkböden		Fischerreith	NE Gwandl					E Sagkogel	E Hinterwildalpen			
	WPA 53/99	WPA 81/00	WPA 82/00	WPA 83/00	WPA 84/00	WPA 85/99	WPA 86/99	WPA 249/97	WPA 41/98	WPA 41/98b	WPA 41/98d	WPA 43/98	WPA 91/00	WPA 51/99	WPA 29/98	WPA 30/98	WPA 31/98	
<i>Picea</i>		1	7	1	4	7	14	8	17	6	7	94	26	9	3	2		
<i>Pinus</i>	46	18	120	13	272	16	29	2	2	4	1		4	2	1	1		
<i>Pinus sylvestris</i>													15					
<i>Pinus cembra</i>					2								2					
<i>Abies</i>							3	1	9	17	16	58	33	2		4		
<i>Fagus</i>						1	1	4	11	10	7	32	22	1		1		
<i>Ulmus</i>										1		3		1			1	
<i>Quercus</i>									2		2	3	4	1				
<i>Alnus</i>		1					15	3	3	3	5	18				8		
<i>Alnus glutinosa</i>						25												
<i>Betula</i>	3	1	6			16	9			4		4				1		
<i>Corylus</i>			2			8	8	3	1			11	3			6		
<i>Acer</i>										3	1	3	2			2		
<i>Carpinus</i>						1			1			2						
<i>Tilia</i>								1		2	1	2					1	
Cyperaceae						1						3		1				
Poaceae		2				1	1			3		1	2					
Cichoriaceae	1			2	35	7	1			1						1		
Apiaceae						2				1								
Urticaceae						1												
Selaginella			2															
<i>Selaginella selaginoides</i>					4	27	13											
Gentianaceae							1					1						
Viscum										1								
Asteraceae																1		
Rosaceae												1						
Ericaceae								1										
Caryophyllaceae			1															
<i>Plantago lanceolata</i>												1						
Varia			2															
Monolete Farnsporen		1			1	1			2	2	2		3	1		2		
Moossporen						1							1					

Tab. 1: Palynologie der Hochschwabnordseite.

Volumen des Bergsturzes

A. FRITSCH (1993, S. 71) gibt für den Bergsturz von Wildalpen ein Volumen von ungefähr 2,5 km³ an. Er wird in den Alpen nur vom Flimser Bergsturz übertroffen (G. ABELE, 1974, S. 21; A. BRANDT, 1981, S. 34).

Alter des Bergsturzes

Das Siebenseemoor wurde von F. KRAL (1987, S. 29f) und A. FRITSCH (1993, S. 112) untersucht. F. KRAL wertete ein 4,65 m tiefes Moorprofil aus und stellte den basalen Horizont in das jüngere Atlantikum (6000–4700a v.h. – Eichenmischwaldzeit). A. FRITSCH ergänzte dieses Profil überlappend mit einer 9,1 m tiefen Bohrung. Die Bildung des basalen Schluffhorizontes auf dem Bergsturz wird mit einem Mindestalter von 5000–5500 Jahren angegeben.

Die ¹⁴C-Datierungen der drei zwischen Poschenhöh und Wildalpen aus dem Bergsturz geborgenen Hölzer ergaben:

- Wildalpen 1: 5110±60a BP kalibriert 3990–3820 BC und
- Wildalpen 2: 4980±60a BP kalibriert 3930–3700 BC.

Das nördlich Wildalpen geborgene Holz ergab:

Wildalpen Holz: 5140±60a BP kalibriert 3990–3820 BC, mit einem wahrscheinlichsten Wert bei cal. BC 3960 (det. E. PAK, VRI-1844 Wildalpen Holz, P. TRINK-AUS & H. STADLER: 2000, S. 3).

Die Seetone südlich Fischerreith können mit Pollen in eine anspruchsvolle Waldvegetation des mittleren bis späteren Holozäns gestellt werden (Tab. VI.5.15-1 / WPA 249/97).

Die Auenlehme südlich Fischerreith können mit Pollen (det. I. DRAXLER) in eine Schattholzphase mit *Carpinus*, wahrscheinlich in das Subboreal bis älteres Atlantikum gestellt werden (Tab. VI.5.15-1 / WPA 41/98, WPA 43/98 & 91/00). Die Analyse ist mit dem unteren Abschnitt (1-2) des Pollendiagramms des Siebenseemoores von F. KRAL (1987) vergleichbar und somit ungefähr 4–5000a v.h. alt.

Auenlehme wurden auch in der Bohrung Kräuterbrunn WA1-95 zwischen 2 m und 12,4 m angetroffen.

Ein Holzrest aus der Bohrung WA3/95 lieferte ein kalibriertes Alter von 3700–3910 BC (det. E. PAK, Probe VRI 1748).

Mit dem vorliegenden Datenmaterial kann somit das Alter des Bergsturzes mit 5700–5990 Jahren vor Heute angegeben werden.



Abb. 6: Baumstamm aus Bergsturzmaterial, E´ Poschenhöhe.

Auslösemechanismus des Bergsturzes

Vorraussetzung für den Bergsturz ist einerseits die sehr intensive tektonische Zerlegung der Gesteine, und andererseits die in der Eiszeit erfolgte Ausformung der Kare, die den Sturzraum schuf. Als wahrscheinlichste Ursache für den Bergsturz bei Wildalpen wird von A. FRITSCH (1993, S. 103ff) ein Erdbeben in der Mur-Mürz-Furche angegeben. Entlang dieser Linie treten in kurzen Abständen Starkbeben auf, ca. alle 49,2a mit einer Intensität $\geq 8^\circ$ MSK. Die Epizentren liegen ca. 26 km (Leoben) und 34 km (Kindberg) entfernt. Weitere Herde in der Umgebung des Hochschwab liegen bei Admont und Scheibbs, jeweils ca. 45 km entfernt. In relativ kurzen zeitlichen Abständen konnten aber auch Erdbeben direkt an der Nordseite des Hochschwab registriert werden:

17. & 21. Mai 1907		Bebenserie Weichselboden	ca. 5 MSK
14. April 1983	16.52 Uhr	2 km W Weichselboden	ca. 6 MSK (4,5–5 Richter)
	19.19 Uhr & 19.29 Uhr	Nachbeben	
10. Juni 1994	20.11 Uhr	Wildalpen	3,1 Richter
11. Juni 1994	0.44 Uhr	Wildalpen	2,5 Richter
2. August 1997	1.36 Uhr	Mariazell	2,4 Richter
7. August 1997	22.28 Uhr	Mariazell	2,8 Richter
10. August 1997	4.10 Uhr	Mariazell	2,0 Richter
10. August 1997	15.35 Uhr	Mariazell	2,4 Richter

(Quelle: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik).

Die Erdbeben der Mur-Mürz-Furche sowie jene bei Admont und Scheibbs haben größere Intensitäten, aber auch eine größere Distanz zum Bergsturz. Somit können auch die Beben direkt an der Nordseite des Hochschwab als Auslösemechanismus für den Bergsturz herangezogen werden.

Ausgewählte Schichtglieder der Mürzalpen-Decke

Wetterstein-Plattform/Plattformrandentwicklung

C.W. GÜMBEL (1861, S. 221) prägte für die „weißen Kalksteine und lichten Dolomite, welche in den nordtiroler und bayerischen Alpen unter den Cardita-Schichten und über den Partnachmergeln und Partnachdolomiten liegen“ den Begriff Wettersteinkalk und stellte ihn irrtümlich in die Obertrias.

Heute werden unter der Bezeichnung Wettersteinkalk faziell unterschiedliche Sedimente (Lagune, Riff- und Vorriffbrekzien) des ladinisch bis unterstkarnischen (Jul 1) Anteiles der mitteltriadischen Karbonatplattform zusammengefasst. Der lagunär entwickelte, anisische Anteil der Plattformentwicklung wurde von J. PIA (1930, S. 17) mit Hilfe von Grünalgen (Dasycladalen) auf rein biostratigraphischer Basis vom ansonsten lithologisch gleichartig ausgebildeten lagunären Wettersteinkalk abgetrennt.

Will man die gesamte Schichtfolge der Karbonatplattform zusammenfassen, so kann dafür die Bezeichnung „Steinalm-Wettersteinkalk“ verwendet werden.

Für die spät- und postdiagenetisch in Dolomit umgewandelten Sedimente der Karbonatplattform werden, entsprechend der Fazies des Ausgangsgesteines, die Begriffe Steinalm-Wettersteindolomit in lagunärer Fazies oder Wettersteindolomit in Rifffazies verwendet.

Als Maximalmächtigkeit der Steinalm-Wetterstein-Plattform kann im Hochschwabgebiet ein Wert von bis zu 1500 m (Bereich Unterer Ring – Hochweichsel) vermutet werden (unter Berücksichtigung des nicht aufgeschlossenen Steinalm-Anteiles und möglicher abgetragener Anteile der Schichtfolge).

In der folgenden Abbildung (Abb. 8) ist der lithologisch-fazielle Aufbau der Steinalm-Wettersteinkalk-Plattform des Hochschwab-Gebietes in drei Profilschnitten schematisch dargestellt.

Das Profil Türrnach zeigt die Schichtfolge, wie sie im Bereich der Wettersteinkalk-Lagune über weite Teile des Hochschwab-Gebietes und vermutlich auch im Bereich des westlich anschließenden Kaiserschild-Massivs entwickelt ist.

Die Nordabdachung des Hochschwab-Gebietes ist durch zahlreiche Blattverschiebungen zerlegt. Diese bringen den Wettersteinkalk in Rückriff-Fazies in Kontakt mit den Intraplattform-Beckensedimenten der Tremmlgraben-Formation.

Der Hauptkamm des Hochschwab wird durch Wettersteinkalk in Rückriff- und Rifffazies aufgebaut. Im Bereich der Südflanke ist die Verzahnung des Wettersteinkalkes mit zeitgleichen Beckensedimenten erhalten.

Stratigraphie und Fazies der Wettersteinkalk Plattform im Hochschwabgebiet

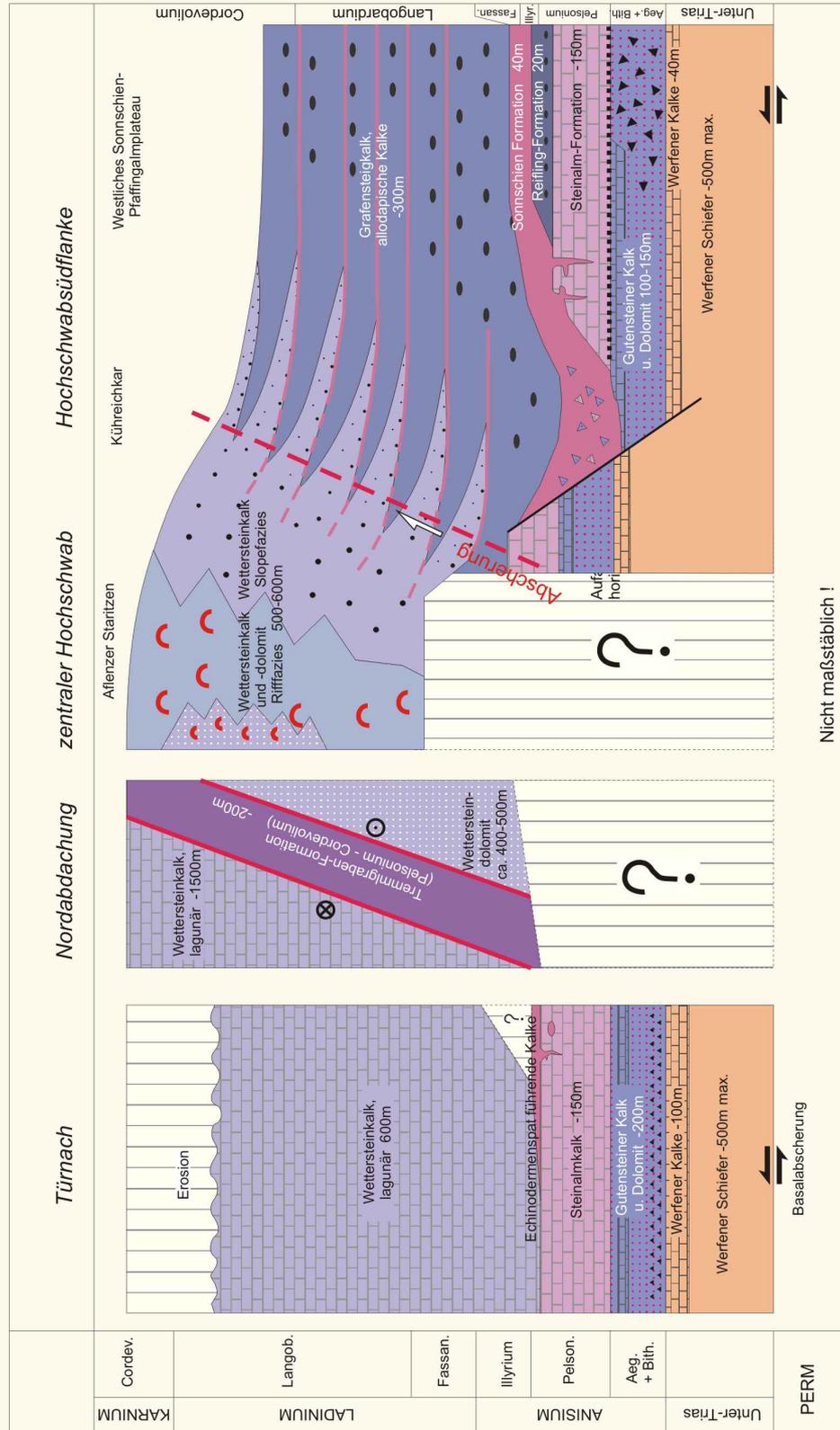


Abb. 8

Steinalm-Wettersteinkalk – lagunäre Fazies

Begriffsfassung: Anisisch bis unterstkarnischer (Jul 1) Anteil der Wetterstein Karbonatplattform in lagunärer Entwicklung.

Lithologie und Ablagerungsraum: Die Schichtfolge des Steinalm-Wettersteinkalkes setzt im Pelson mit typisch entwickeltem basalem Steinalmkalk über den dunklen Kalken und Dolomiten des Anis („Gutensteiner Kalk“) ein. Im Hangenden geht der Steinalmkalk in den lithologisch vollständig gleichartig ausgebildeten lagunären Wettersteinkalk über. Die Grenzziehung zwischen beiden Kalken kann bis jetzt, auch innerhalb des Steinalm-Wettersteinkalkes des Hochschwabgebietes, nur auf rein biostratigraphischer Basis mit Dasycladalen erfolgen. Im Gelände kann der Wettersteinkalk in lagunärer Fazies als zumeist heller, hellbeiger–weißlicher, selten hellgrauer bis grauer Kalk angesprochen werden. Er ist undeutlich im Zehnermeter-Bereich gebankt. Die faziellen Merkmale, Algenlaminite, birds-eyes, Aggregatkörner, Algal lumps, Onkoide und die Biogene mit Dasycladaceen, Gastropoden und selten Megalodonten belegen einen lagunären Ablagerungsraum. Der Steinalm-Wettersteinkalk ist für weite Teile des Hochschwabgebietes (Zeller-Staritzen-Plateau, Nordabdachung und Südwestteil des Hochschwabgebietes) das landschaftsprägende Gestein.

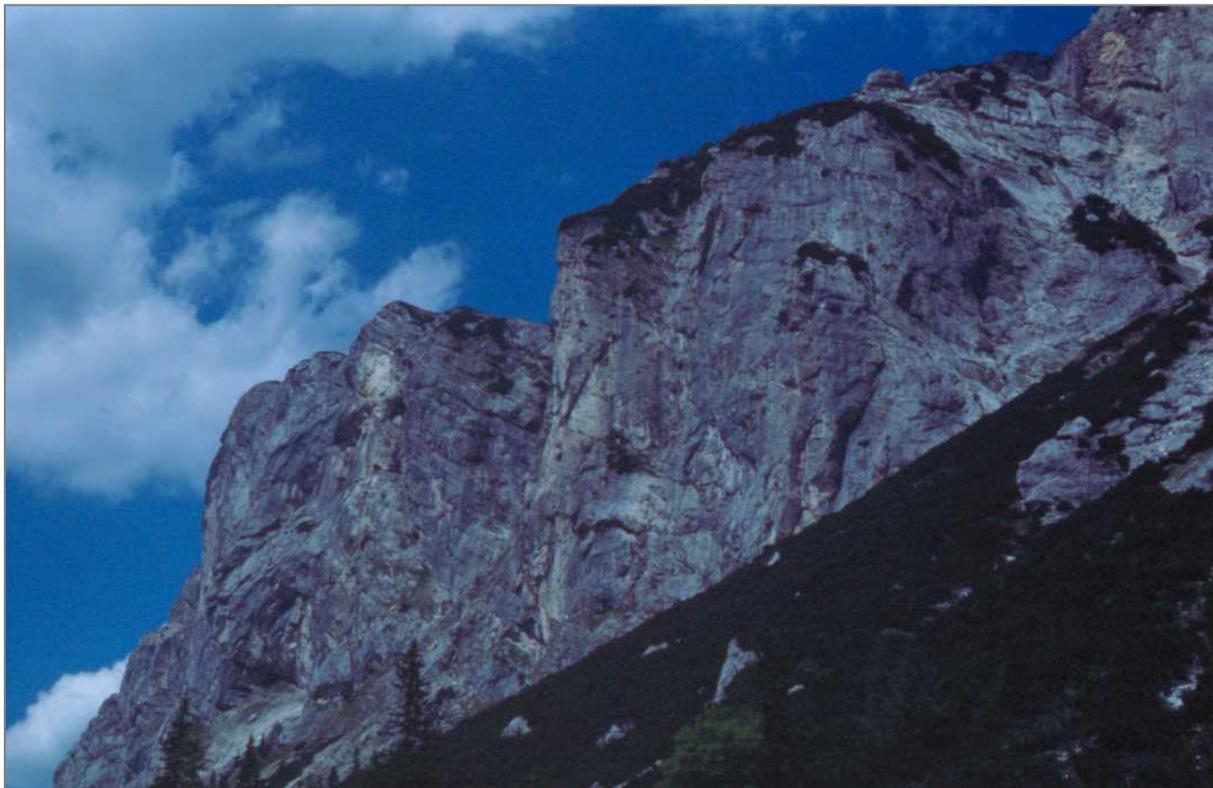


Abb. 7: Gebankter lagunärer Wettersteinkalk mit Algenlaminiten am Kollmannstock.

Fossilinhalt: Im Steinalmkalk-Anteil (Pelson) des Steinalm-Wettersteinkalkes konnte bisher folgende Flora nachgewiesen werden: *Anisoporella anisica* OTT, *Diploporella hexaster* PIA, *Oligoporella pilosa pilosa* PIA, *Physoporella dissita* (GÜMBEL) PIA, *Physoporella intusannulata* HURKA, *Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTRICKY, *Physoporella pauciforata sulcata* BYSTRICKY, *Physoporella pauciforata undulata* PIA und *Teutloporella peniculiformis* OTT.

Weitere Biogene: Foraminiferen, Crinoiden, Cyanophyceen, Gastropoden, Ostracoden, Filamente, *Tubiphytes obscurus* MASLOV, porostromata-Algen, selten Kalkschwämme und *Microtubus communis* E. FLÜGEL. Neben den Dasycladaceen kann auch die häufig vorkommende Foraminifere *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY & PANTIC zur stratigraphischen Abtrennung vom lagunären Wettersteinkalk herangezogen werden.

Komponenten: Pelloide (algal peloids), Aggregatkörner, micritic envelopes und Algenkrusten.

Faziestyp: Biopelsparit – sparrudit, selten Biomikrit – Grainstone, Rudstone, Wackestone

Standard-Mikrofaziestyp: 18, 17, 16, 9

Faziesraum: 7/8 – offene bis geschlossene Plattform

Zement: Faserzement, Blockzement

Der Wettersteinkalk umfasst den Zeitbereich Illyr bis Cordevol. Die Einstufung erfolgt mit Dasycladalen und Foraminiferen.

Von verschiedenen Fundorten konnte bisher folgende Flora bestimmt werden:

Diploporella annulatissima PIA, *Favoporella annulata* SOKAC, *Diploporella annulata annulata* HERAK, *Diploporella annulata philosophi* BYSTRICKY, *Macroporella beneckeii* PIA, *Griphoporella guembeli* (SALOMON) PIA, *Zornia obscura* SENOWBARI-DARYAN, *Teutloporella aequalis* (GÜMBEL) PIA, *Teutloporella nodosa* (SCHAFHÄUTL) PIA, *Diploporella annulata dolomitica* PIA, *Gyroporella ladinica* BYSTRICKY, *Macroporella spectabilis* BYSTRICKY, *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA, *Aciculella bacillum* PIA, *Poikiloporella duplicata* PIA und *Uragiella supratriassica* BYSTRICKY.

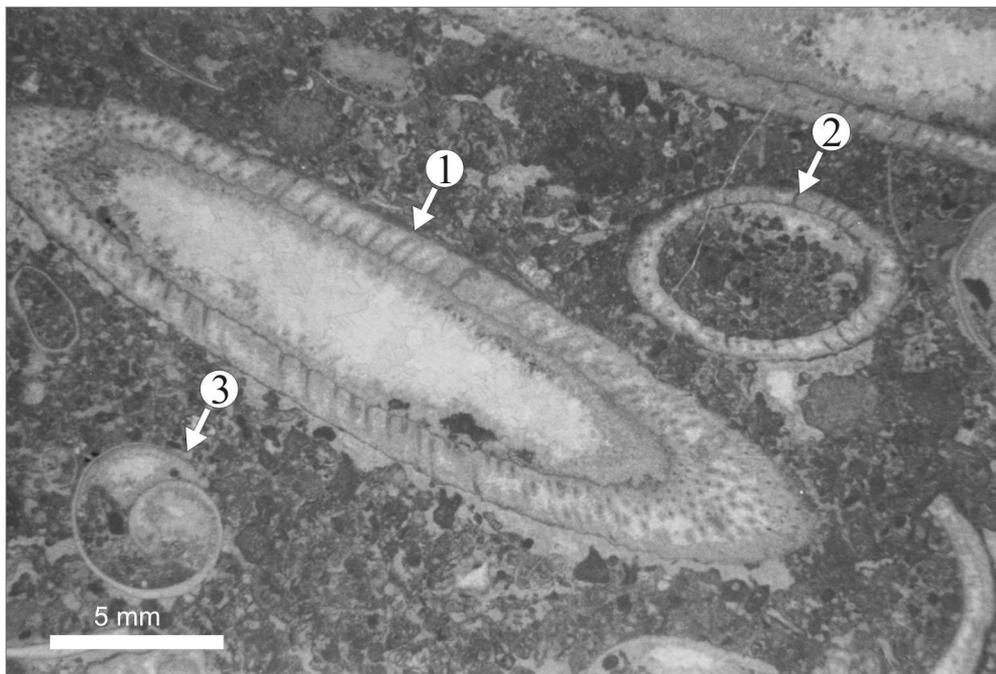


Abb. 9: (WPA 184/94) Wettersteinkalk-Lagune, *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA.

(1 – Längsschnitt, 2 – Querschnitt) und Gastropoden (3) (W' Ringkamp); Balkenlänge 5 mm.

Ablagerungsraum und Faziestypen: Bisher wurden aus dem Steinalm-Wettersteinkalk die folgenden Faziestypen beschrieben: M. SARNTHEIN (1967, S. 120f) gliedert die Lagune in verschiedene Bereiche mit Ooiden: Kornaggregat-Klumpen-Fazies, Kotpillen-Schlamm-Fazies, Biogen-Schlamm-Fazies, reine Mikritfazies, Stromatolithfazies, Onkolithbänke, Doloresediment-Arenit-Fazies, Schollen- und Schrägschichtungsfazies und intraformationelle Brekzien. E. OTT (1967, S. 79) gliedert die Wettersteinlagune in eine Kornaggregat-Klumpen-Fazies, ein Kotpillen-Schlamm-Fazies, eine Kalkschlamm-Fazies sowie Biogen-Schlamm-Fazies. P.H. TOSCHEK (1968, S. 219 f) gliedert den lagunären Wettersteinkalk in mehrere Kalkfaziestypen mit: gray bioarenites, dolomitic calcimicrite und biospararenites, algal stromatolites, calcirudites with sponges, Dasycladacea spararenites, grayish-blue limestones with chert nodules and crinoids. H. WOLFF (1973, S. 260f) unterteilt die Lagune in eine Grapestone-Fazies, in mikritische pelletoidale Kalke, Algen-Schuttkalke, Dasycladaceenkalke, Onkoidkalke und Stromatolithkalke. R. HENRICH (1982, S. 97) gliedert die Lagune in eine grapestone-Fazies, loferite mit fenestral fabrics, bioclastic grainstones und birdseyes mudstones.

Im Hochschwabgebiet konnten innerhalb der Steinalm-Wettersteinkalk-Plattform viele der beschriebenen Faziestypen wiedergefunden werden. Sie wurden zu den folgenden Faziesräumen: patch-reef-Fazies, Algenschlammfazies, Dasycladaceenfazies, Cyanophyceenfazies, Algenlaminifazies zusammengefasst.

patch-reef-Fazies

Der patch-reef-Komplex ist ein hellgrauer bis grauer massiger Kalk, kann im Gelände sehr leicht auf Grund diverser Gerüstbildner auskartiert werden.

Vorkommen: Nördlich des Wettersteinriffkalkes zwischen Oberem Ring und Hochgang.

Biogene: Kalkschwämme (Sphinctozoa, *Solenolmia manon manon* (MÜNSTER), *Colosponia catenulata catenulata* OTT, Stromatoporen), Solenoporaceen, Korallen, Hydrozoen, Chaetetiden, Bryozoen, Tabulozoen, *Uvanella irregularis* OTT, *Tubiphytes obscurus* MASLOV, porostromata-Algen, selten Kalkschwämme und *Microtubus communis* E. FLÜGEL, *Ladinella porata* OTT, *Baccinella ordinata* PANTIC, *Plexoramea cerebriformis* MELLO, Dasycladaceen, Cyanophyceen (Typ *Cayeuxia*), Foraminiferen (*Alpinophragmium perforatum* E. FLÜGEL, Echinodermen, Skleren, Serpuliden, Ostrakoden, Gastropoden, Bivalven, Ammoniten.

Komponenten: Peloiden (algal peloids), Aggregatkörner und Algenkrusten.

Faziestyp: Biolithit – Bafflestone, Framestone

Standard-Mikrofaziestyp: 7

Faziesraum: 7 – offene Plattform

Zement: Faserzement, Blockzement, Mikritzement

Algenschlammfazies

Meist hellgraue bis dunkelgraue feinkörnige Kalke.

Biogene: Cyanophyceen, Ostrakoden, Dasycladaceen, Foraminiferen (*Diplostromina astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMANN, Gastropoden, Bivalven, Filamente, Skleren, Bryozoen, Seeigelstachel, Ammoniten, *Tubiphytes obscurus* MASLOV, porostromata Algen, *Ladinella porata* OTT, *Plexoramea cerebriformis* MELLO, selten Kalkschwämme (Sphinctozoen), Korallen (*Cassianostrea reussi* MONTANARO-GALLITELLI, *Uvanella irregularis* OTT).

Komponenten und Faziesmerkmale: Algenkrusten, Peloiden (algal peloids) vereinzelt fecal pellets, Aggregatkörner, micritic envelopes, birdseyes, Stromatactis.

Faziestyp: poorly washed Pelsparit/Biopelsparit bis -sparrudit, Biomikrit – Grainstone, Rudstone, Wackestone/Packstone

Standard-Mikrofaziestyp: 17, 16, 18, 20

Faziesraum: 8 – geschlossene Plattform

Zement: Mikritzement, Faserzement, Blockzement.

Cyanophyceenfazies

Vereinzelt sind graue bis weißliche Kalke mit büscheligen Algen und Aggregatkörnern ausgebildet.

Biogene: Cyanophyteen (Typ Cayeuxia, Ortonella, Ethelia und Girvanella), Dasycladaceen, Foraminiferen, Gastropoden, Ostracoden, Filamente, Bivalven, Echinodermen, *Tubiphytes obscurus* MASLOV, porostromata Algen, Chaeteteiden, Bryozoen, *Plexoramea cerebriformis* MELLO, *Ladinella porata* OTT, *Uvanella irregularis* OTT, selten Kalkschwämme (Sphinctozoa, Stromatoporen), *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI.

Komponenten: Pelloide (algal peloids), Aggregatkörner, micritic envelopes und Algenkrusten.

Faziestyp: poorly washed Biosparit/-sparrudit – Grainstone, Rudstone

Standard-Mikrofaziestyp: 21, 17, 16, 18

Faziesraum: 7/8 – offene bis geschlossene Plattform

Zement: Faserzement, Blockzement, Mikritzement

Dasycladaceenfazies

Weißliche bis graue Kalke mit einer undeutlichen Bankung im Zehnermeter-Bereich. Eine häufige Fazies in der Lagune.

Biogene: Dasycladaceen (mit Mikritrinden und -krusten), Foraminiferen (*Alpinophragmium perforatum* E. FLÜGEL), Seeigelstachel, Cyanophyteen, Gastropoden, Ostrakoden, Filamente, *Tubiphytes obscurus* MASLOV, porostromata-Algen, vereinzelt Kalkschwämme (Sphinctozoa, *Solenolmia manon manon* (Münster), selten *Microtubus communis* E. FLÜGEL), Korallen (*Cassianastrea reussi* MONTANARO-GALLITELLI), *Plexoramea cerebriformis* MELLO, *Ladinella porata* OTT und Chaeteteiden.

Komponenten: Pelloide (algal peloids), Aggregatkörner und micritic envelopes.

Faziestyp: Biosparit/-sparrudit, vereinzelt poorly washed Biosparit/-sparrudit – Grainstone, Rudstone

Standard-Mikrofaziestyp: 18, 17, 16

Faziesraum: 7/8 – offene bis geschlossene Plattform

Zement: Faserzement, Blockzement

Algenlaminifazies

Die im Nordwesten des Hochschwab (speziell Kollmanstöcke) ausgebildete Algenlaminifazies ist auf Grund der sehr guten Bankung und der intensiven Dolomitisierung leicht flächenhaft erfassbar.

Biogene: Dasycladaceen, Gastropoden.

Komponenten und Faziesmerkmale: Pelloide (algal peloids), Algenkrusten, birdseyes, Sheetcracks.

Faziestyp: Mikrit – Mudstone

Standard-Mikrofaziestyp: 19, 20

Faziesraum: 8 – geschlossene Plattform

Zement: Mikritzement, Blockzement

Im Hangschutt E Riegerin, W Türnach und W Weichselbodener Mieskogel unter Steinalm-Wettersteinkalk konnten in Lesesteinen bunte meist rötlich gefärbte, crinoidenreiche Kalke aufgefunden werden.

Fazies: Biogene: Sphaeren, Crinoiden, Seeigelstachel, Ostrakoden, Filamente, Gastropoden, Foraminiferen, Brachiopoden, Cyanophyceen, Wurmröhren, ? *Uvanella irregularis* OTT.

Komponenten: Intraklasten, Onkoide, Peloide, Aggregatkörner.

Faziestyp: Mikrit, poorly washed Biopelsparit/-sparrudit – Mudstone, Grainstone/Rudstone

Standard-Mikrofaziestypen: 3, 12

Faziesraum: 1/3 Becken – 6 Plattformrandsande

Zement: Mikritzement, Blockzement.

Mit Hilfe der folgenden Conodontenfaunen: *Neogondolella bulgarica* BUD. & STEF., *Nicorella kockeli* TATGE und *Neogondolella bifurcata* BUD. & STEF. konnten diese Kalke in das Pelson 2 gestellt werden.

Stratigraphischer Umfang: Für den Steinalm-Wettersteinkalk kann mit Hilfe der Dasycladalen- und Conodonten-Biostratigraphie eine zeitliche Reichweite vom Pelson–Jul 1/I (Cordevol) angegeben werden.

Mächtigkeit: Als Maximalmächtigkeit der Steinalm-Wetterstein-Plattform kann im Hochschwabgebiet ein Wert von bis zu 1500 (Bereich Unterer Ring – Hochweichsel) Metern vermutet werden (unter Berücksichtigung des nicht aufgeschlossenen Steinalm-Anteiles und möglicher abgetragener Anteile der Schichtfolge).

Steinalm-Wettersteindolomit – lagunäre Fazies

Der Steinalm-Wettersteindolomit in lagunärer Fazies ist ein meist weißlicher bis hellgrauer, selten dunkelgrauer, birdseyes führender, fein- bis zuckerkörniger Dolomit. Er ist schlecht im Zehnermeter-Bereich gebankt. Verkieselungen treten vereinzelt in den Algenlaminiten auf. Onkoide und Dasycladaceen sind häufig nur noch schemenhaft erkennbar. In der dem Hochschwab nördlich vorgelagerten Göller-Decke ist der Wettersteindolomit hingegen durchwegs gut gebankt, meist durchgehend laminiert und sehr arm an Dasycladaceen.

Mit Ausnahme der Algenlaminit-Fazies, für die eine teilweise frühdiagenetische Dolomitisierung angenommen werden kann, ist der Wettersteindolomit in lagunärer Fazies durch spätdiagenetische Dolomitisierung aus lagunärem Wettersteinkalk hervorgegangen. Diese erfolgte quergreifend über alle Faziestypen und führte zu einer starken Sammelkristallisation und Überprägung primärer Sedimentstrukturen. Für den lagunären Wettersteindolomit kann eine dem lagunären Wettersteinkalk vergleichbare stratigraphische Reichweite angenommen werden.

Vorkommen: tritt in allen beschriebenen tektonischen Einheiten auf und kann den Wettersteinkalk vollständig vertreten.

Wettersteinkalk – Rifffazies

Begriffsfassung: Ladinisch-karnischer (Cordevol-) Anteil der Wetterstein-Plattformentwicklung in Rifffazies.

Lithologie und Vorkommen: Der Wettersteinkalk in Rifffazies ist ein vorwiegend mittel- bis hellgrauer, zumeist massiger Biogen- bis Biogenschuttkalk. Als riffbildende Organismen sind Kalkschwämme von besonderer, Korallen nur untergeordnet von Bedeutung. Weiters sind Solenoporaceenstöcke

charakteristisch, die entweder umgelagert oder in Lebensstellung, häufig gemeinsam mit anderen Algen – Cyanophyceen, Codiaceen in dunkelgrau gef. feinkörnigen Kalktypen auftreten. Diese gehen in dunkelgrau bis schwarz gefärbte Birdseyes-Kalke über, die selten Dasycladaceen führen. Weitere wichtige Organismengruppen sind Crinoiden, Foraminiferen und diverse Mikroproblematika. Die Rifforganismen sind zumeist stark rekristallisiert und im Handstück nur noch als helle fingerförmige Schemen erkennbar.

Offene Hohlräume zwischen den Rifforganismen und im umgebenden Schutt werden durch charakteristische großoolithische Zemente verbunden.

Wettersteinkalk in Rifffazies baut den Hochschwabhauptkamm zwischen Polster (W) und Graualm (O) sowie Teile der östlichen Zeller Staritzen auf.



Abb. 10: Wettersteinkalk in Rifffazies der Aflenz Staritzen mit großen gegliederten Kalkschwämmen und großoolithischen Zementen; beginnende Dolomitisierung spürbar.

Ablagerungsraum und Faziestypen:

Biogene: Kalkschwämme (Sphinctozoa: *Solenolmia manon manon* (MÜNSTER), *Vesicocaulis reticuliformis* JABLONSKY, *Uvanella* sp. und Stomatoporen), Korallen, Bryozoen, Hydrozoen, Cyanophyceen, Solenoporaceen, Bivalven, Gastropoden, Foraminiferen (teilweise inkrustierend), Ostracoden, Crinoiden, *Microtubus communis* E. FLÜGEL, *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Ladinella porata* OTT, ?*Bacinella* und *Plexoramea cerebriformis* MELLO.

Komponenten und Faziesmerkmale: Peloiden, Aggregatkörner, große Hohlraumgefüge.

Faziestyp: Biolithit – Bindstone, Bafflestone, Framestone

Standard-Mikrofaziestyp: 7

Faziesraum: 5 – Riff oder Plattformrand

Zement: Faserzement, Blockzement, Mikritzement.

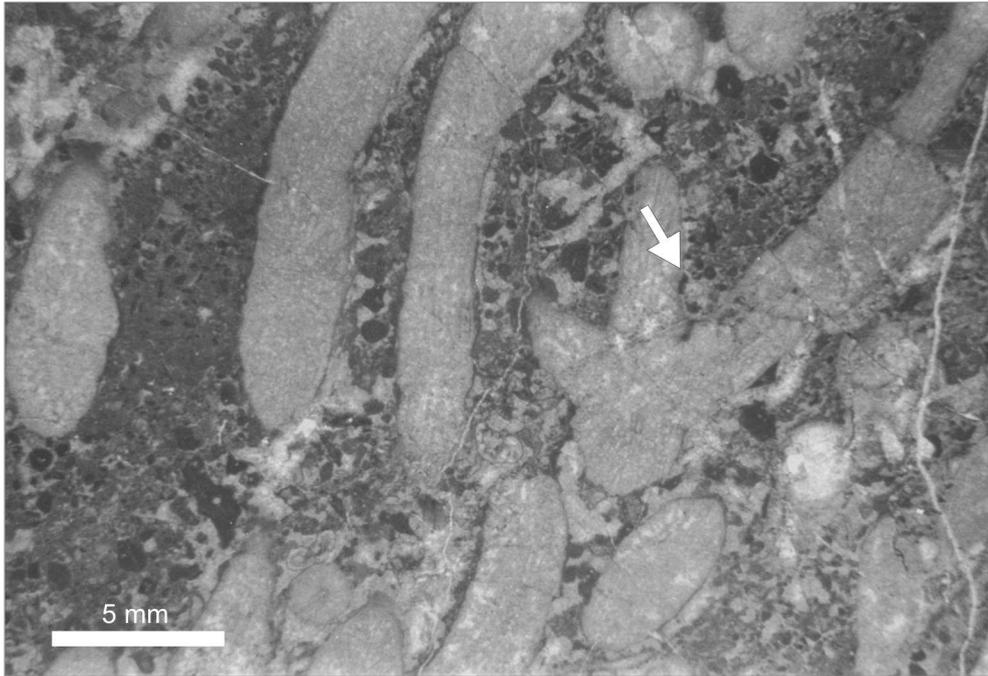


Abb. 11: (WPA 68/92) Wettersteinkalk S' Griesstein – Riff mit Korallen (Pfeil); Balkenlänge 5 mm.

Stratigraphische Reichweite: Die Einstufung erfolgt mit Dasycladaceen und Foraminiferen. Der Wettersteinkalk in Rifffazies umfasst den Zeitbereich vom Illyr (*Diplopora annulatissima* PIA) bis Cordevol (*Poikiloporella duplicata* PIA & *Physoporella heraki* BYSTR.).

Mächtigkeit: Für die ursprüngliche maximale Mächtigkeit des Wettersteinkalkes in Rifffazies kann ein dem lagunären Wettersteinkalk vergleichbarer Wert von bis zu 1300 Meter angenommen werden. Im Hochschwabgebiet sind jedoch nur Abschnitte von mehreren hundert Metern aufgeschlossen, die zudem biostratigraphisch nur teilweise eingestuft werden können.

Wettersteindolomit – Rifffazies

Begriffsfassung: Weißlichgraue bis graue, massige Dolomite. Rifforganismen sind zumeist nur noch schemenhaft erkennbar, am besten lassen sich noch große charakteristische große zementgefüllte Hohlräume identifizieren. Durch spätdiagenetische Dolomitisierung umgewandelter Wettersteinkalk. Fazial und stratigraphisch mit dem Wettersteinkalk ident.

Vorkommen: Hochschwabkamm und südlicher Hochschwab (z.B. Karlgraben, Fözl).

Stratigraphischer Umfang: Ladin bis Cordevol.

Mächtigkeit: mehrere Hundert Meter.

Wettersteinkalk – riffnahe Hangfazies

Lithologie und Vorkommen: Dieser kann im Gelände als im Zehnermeter-Bereich undeutlich gebankter, überwiegend hellgrau gefärbter und anwitternder, gerüstbildnerführender Schuttalk angesprochen werden. Die für den hangenden Wettersteinkalk typischen großoolithischen Zemente treten jedoch weitgehend in den Hintergrund und verbinden meist hellgrau bis beige gefärbte Komponenten. Wie im Wettersteinkalk treten dunkelgrau bis schwarz gefärbte Birdseyes-Kalke mit seltenen Dasycladalen auf. Weiters sind Einschaltungen bunter, gelblichgrau–graurosa gefärbter Mikrite und Silte charakteristisch, die Ammoniten und Conodonten führen.

So beispielsweise aus einem Vorkommen östlich Weichselriegel: *Paragondolella inclinata* KOVACS – Langobard bis Jul 2

Biogene: Ammoniten, Skleren, Filamente, Foraminiferen, Ostrakoden, Bivalven, *Microtubus communis* E. FLÜGEL.

Faziestyp: Biomikrit, Biosparrudit – Wackestone, Rudstone

Standard-Mikrofaziestyp: 12, 9

Faziesraum: 6 – Plattformrand/Plattformrandsande, 2/7 – offen mariner Schelf/offene Plattform-Bereiche

Eine weitere Probe am Weg von den Eisgruben auf den Trawiessattel erbrachte *Gladigondolella Tethydis* + Multielement HUCKRIEDE – Illyr bis Jul 2.

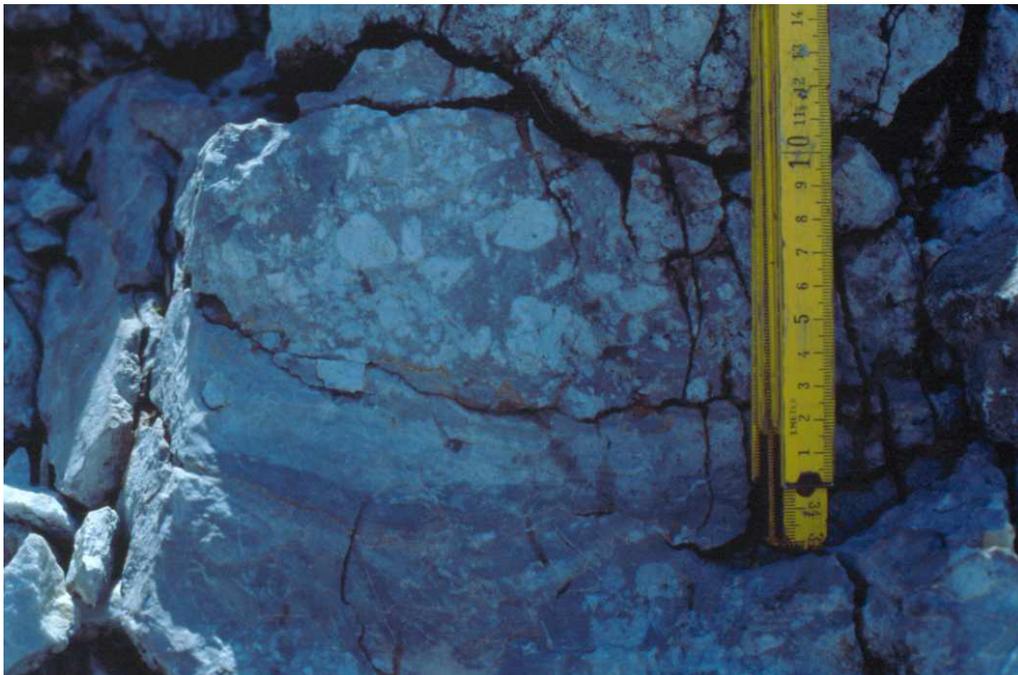


Abb. 12: Bunte Einschaltungen in den Wettersteinkalken der proximalen Hangfazies am Trawiessattel.

Neben gerüstbildenden Organismen treten häufig Crinoidenstielglieder mit teilweise beträchtlichem Durchmesser auf. Der Faziesumschlag von Wettersteinkalk in Rifffazies zur riffnahen Hangfazies erfolgt schleichend – eine exakte Grenze zwischen den beiden Schichtgliedern ist daher nur bei tektonischem Kontakt kartierungstechnisch erfassbar.

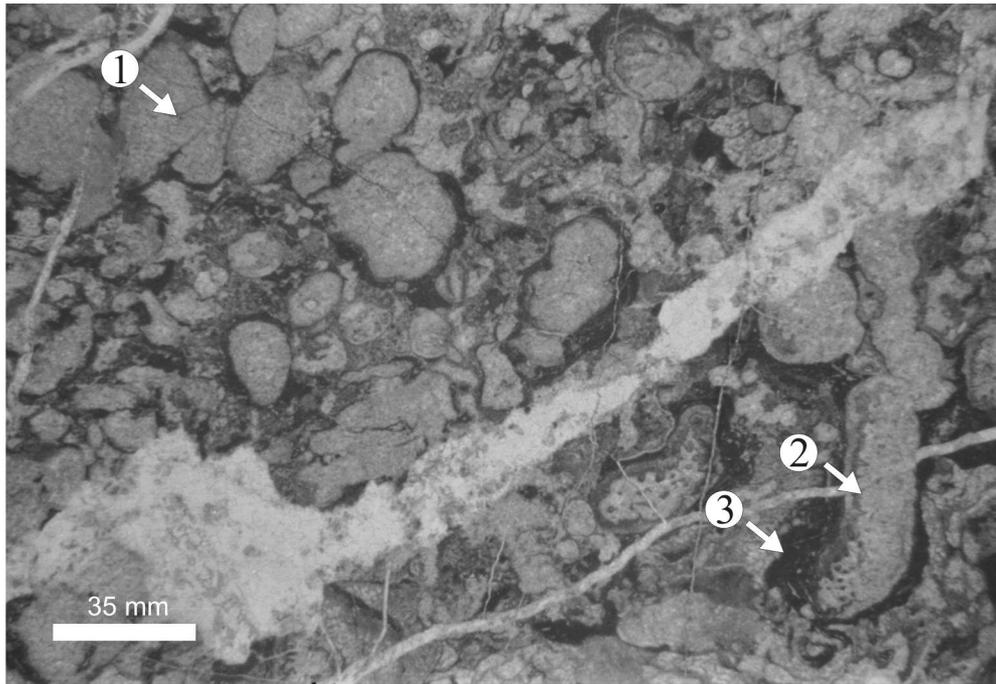


Abb. 13: (B01/99) Wettersteinkalk in riffnaher Hangfazies nordwestlich Murrelboden; großteils rekristallisierte Gerüstbildner (1, 2) werden meist von *Tubiphytes obscurus* MASLOV (3) inkrustiert und verbunden.

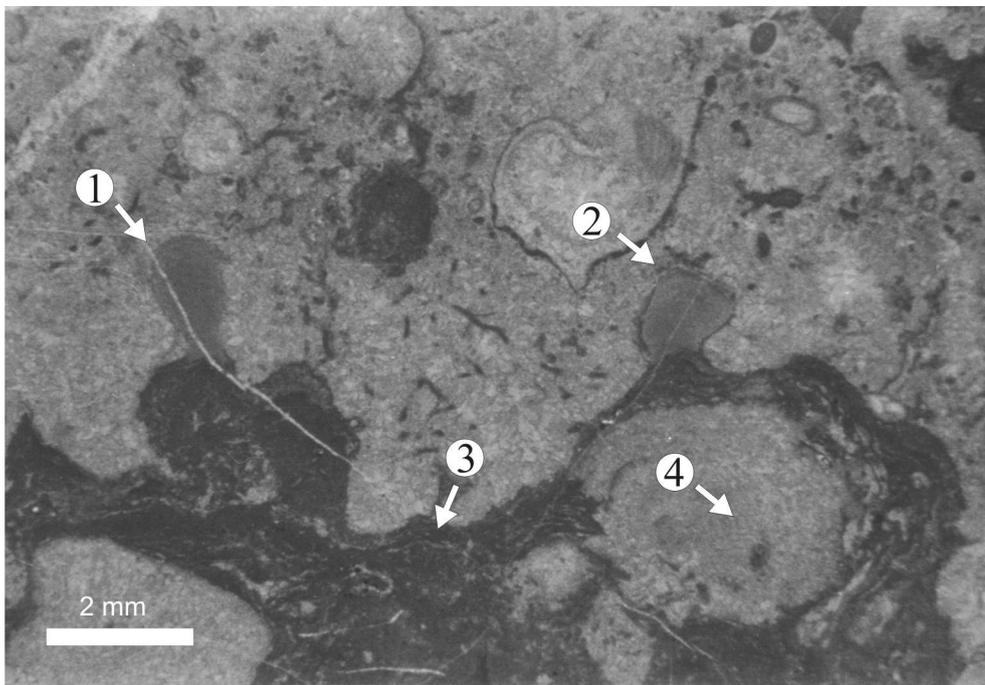


Abb. 14: (B01/99) Detail zu voriger Abbildung. Die Gerüstbildner (4) und der daraus entstandene Biogenschutt werden meist durch *Tubiphytes obscurus* MASLOV (3) umwachsen und verbunden. Die verbleibenden Resthohlräume werden durch eine charakteristische Fauna – darunter häufig *Ladinella porata* OTT (1, 2), spezielle kleinwüchsige Kalkschwämme und Foraminiferen besiedelt. Dieser Prozess ist im Riff und am proximalen Hang wesentlich für die Sedimentstabilisierung und Lithifizierung verantwortlich; Balkenlänge 2 mm.

Ablagerungsraum und Faziestypen: Die Einschaltungen bunter Kalke mit pelagischer Fauna sowie die häufig auftretenden Crinoidenstielglieder sprechen für eine Plattformrandposition / Ablagerung im oberen Hangbereich zwischen reef flat und tieferem Slope. Fazieszone 4, 5 – Riff-Flankenfazies.

Standard-Mikrofaziestyp 5, 6.

Stratigraphische Reichweite: Faziesbedingt wenig verwertbares Probenmaterial, mit hoher Wahrscheinlichkeit Langobard bis Cordevol.

Mächtigkeit: Diese ist wohl schon aufgrund des ursprünglich sehr variabel ausgebildeten Randes der Wettersteinplattform schwer anzugeben und im Hochschwabgebiet tektonisch zugeschnitten – im Bereich des Häuseltroges werden mehrere hundert Meter erreicht.

Wettersteinkalk – rifferne Hangfazies

Lithologie und Vorkommen: Im Aufschluss können diese Kalke als dünn- meist mittelbankige, hellgrau, manchmal graurosa gefärbte, ebenflächige Schuttkalke angesprochen werden. Sie verzahnen mit der Grafensteig Formation im Liegenden und den Wettersteinkalken in proximaler Hangfazies im Hangenden. Im Aufschluss wechseln gradierte Bänke mit grobem Gerüstbildnerschutt und weißen Lithoklasten aus dem oberen Hangbereich (teilweise finden sich auch größere Klasten mit dunklen Birdseyes-Kalken, in denen *Teutloporella herculea* STOPPANI nachgewiesen werden konnte) mit feinkörnigeren, stärker pelagisch beeinflussten Lagen. Teilweise ist eine beginnende Verkieselung mit seltenen Hornsteinknollen und Lagen erkennbar.

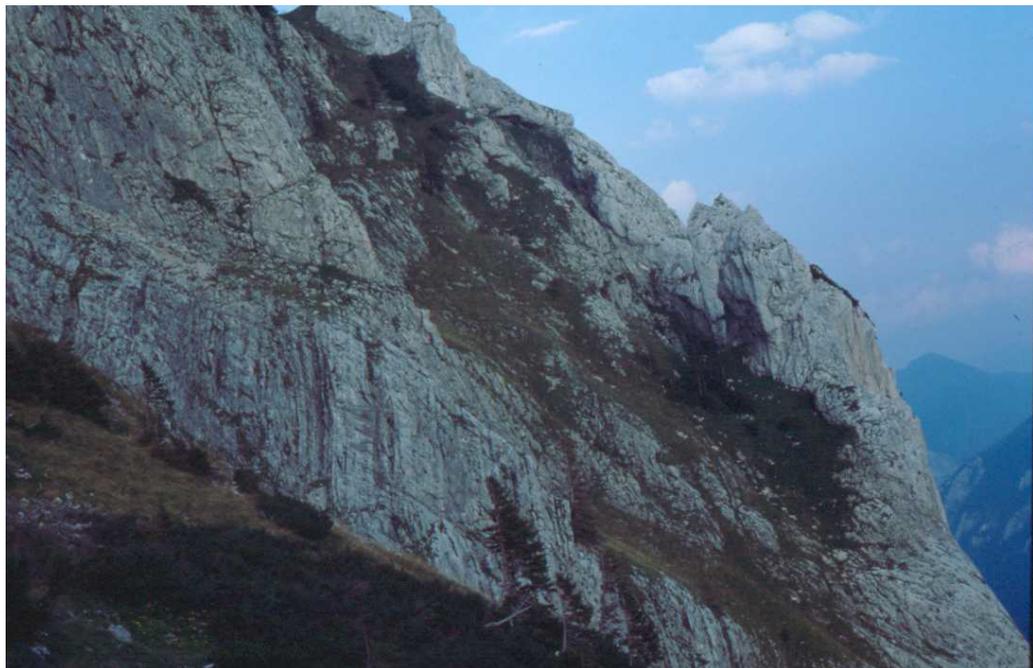


Abb. 15: Wettersteinkalk in distaler Hangfazies westlich unterhalb des Hochstein. Steilstehende, gut gebankte, ebenflächige Kalke im Vordergrund. Die Schichtfolge wird von einer diagonal, vom linken oberen Bildrand nach rechts unten verlaufenden Überschiebung gekappt und von Steinalmkalk, Reifling-Formation und Sonnschien-Formation überlagert.

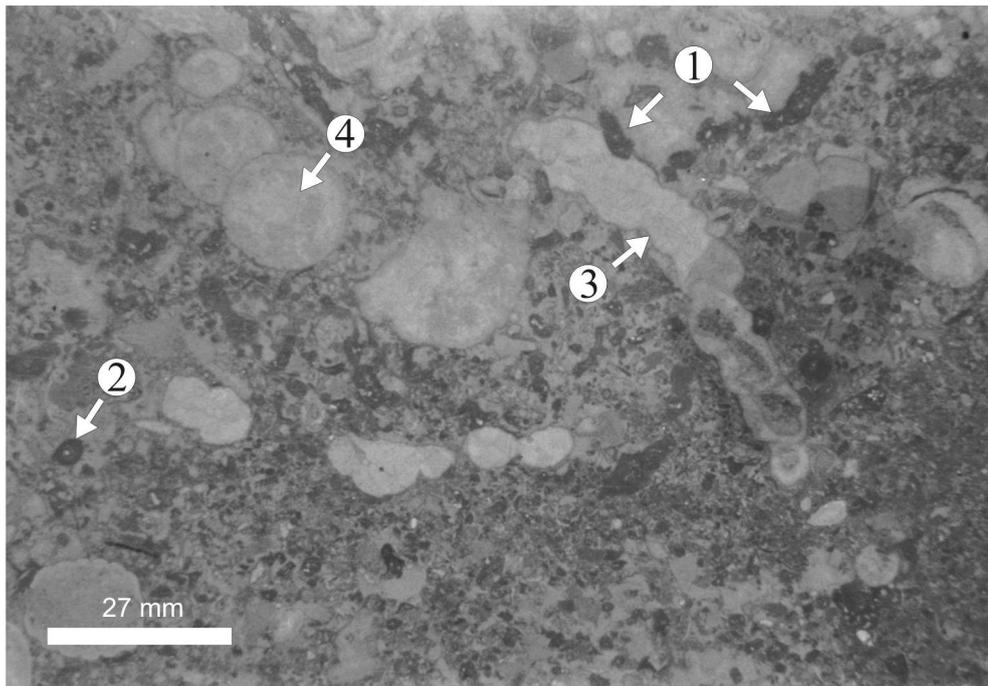


Abb. 16: (B107/98) Dünnschliff aus den Wettersteinkalken in distaler Hangfazies. Bruchstücke aus *Tubiphytes obscurus* MASLOV (1, 2) und gegliederten Kalkschwämmen (3, 4) stellen den bedeutendsten Teil des Biogenschuttetes. Biointrasparit – Grainstone-Rudstone, teilweise Packstone bis Floatstone.

Stratigraphischer Umfang: Conodonten u. Dasycladalen belegen bisher ein Ladin (Langobard?) bis unterkarnisches – Cordevol-Alter.

Mächtigkeit: Aufgrund des tektonischen Zuschnittes geschätzt bis 400 Meter.

Tremmlgraben-Formation nov. nom.

Begriffsprägung: W. PAVLIK & M. MOSER, 2009

Begriffsfassung: graue bis schwarze, selten hellgraue, meist im cm-dm-Bereich gebankte, ebenflächige bis wellig schichtige detritusreiche Kalke und Dolomite, z.T. mit gradierten Lagen und Brekzien der Hochschwab-Nordseite zwischen Hinterwildalpen und Greith.

Frühere Untersuchungen stellten diese Formation teilweise zu den Gutensteiner Schichten oder als „dunkle Plattenkalke“ (E. SPENGLER, 1926, S. 45f) schon zeitgleich zu den Wettersteinkalken.

Das stratigraphisch Hangende und Liegende kann aufgrund der tektonisch isolierten Vorkommen nicht eindeutig bestimmt werden.

Die stratigraphische Reichweite kann mit Conodonten und Dasycladaceen mit Pelson bis Cordevol angegeben werden.

Typlokalität: Tremmlgraben östlich der Kläfferbrücke im Salzatal zwischen Salza und Edelbodenalm.

Lithologie: Die Tremmlgraben-Formation nov. nom. besteht aus grauen bis schwarzen, meist im cm-dm Bereich gebankten, ebenflächigen bis wellig-schichtigen detritusreichen Kalken, Dolomiten und Brekzien. Vereinzelt sind hellgraue bis weißliche im Meter-Bereich gebankte Kalke zwischengeschaltet. Diese zeichnen sich durch eine reiche Dasycladaceenführung aus, weisen eine geringe Dolomitisierung auf und weisen auf intensive Schüttung aus der Lagune hin. Rifforganismen konnten nur sehr vereinzelt nachgewiesen werden. Die Biogene und die Komponenten spiegeln den Modalbe-

stand der Wetterstein-Lagune wider. Somit wird diese Formation als Intraplattformbecken eingestuft, wobei synsedimentäre Brüche entlang der Beckenränder mit einer relativ konstanten Absenkung zu fordern sind, um ein Offenhalten des Beckens über längere Zeiträume hinweg zu gewähren.

Fossilinhalt: Conodonten, Dasycladaceen, Cyanophyceen, Ostracoden, Echinodermen, Bivalven, Gastropoden, Foraminiferen und Tubiphytes. Selten Bioklasten aus dem Riff.

Conodontenproben (det L. KRYSZYN, Univ. Wien) ergaben folgende Faunen:

Brunntal:

WPA 52/01 *Budurovignathus hungaricus* (KOZUR & VEGH)
Paragondolella trammeri KOZUR Fassanium – unteres Longobardium 2

Lang-Eibel-Schlucht:

WPA 174/93 *Neogondolella pseudolonga* KOVACS, KOZUR & MIETTO Oberes Illyrium 2 – Illyrium 3
WPA 175/93 *Neogondolella pseudolonga* KOVACS, KOZUR & MIETTO Oberes Illyrium 2 – Illyrium 3
WPA 17/99 *Neogondolella bifurcate* BUD. & STEF. Pelsonium 2 – unterstes Illyrium 1

Säusenstein:

WPA 16/92 *Metapolygnathus polygnathiformis* (BUD. & STEF.) Cordevolium
WPA 34/00 *Paragondolella inclinata* (KOVACS) Longobardium – Cordevolium

Bohrung Kräuterbrunn:

WA 1/95/55,3 *Neogondolella praehungarica* (KOVACS) Fassanium – unteres Longobardium 2

Riegerin:

M 92/101/07 *Paragondolella trammeri* KOZUR Illyrium 2 – Longobardium 2
WPA 55/97 *Neohindeodella triassica* (MÜLLER) Ladinium – Cordevolium

Bärnbachgraben:

WPA 7/01 *Metapolygnathus polygnathiformis* (BUD. & STEF.) Cordevolium

Guckkogel:

93/102799 *Paragondolella cf. liebermanni* KOVACS & KRYSZYN Oberes Illyrium 1 – Illyrium 2
WPA 27/97 *Paragondolella exelsa* MOSHER Oberes Illyrium 1 – Fassanium
WPA 72/95 *Paragondolella trammeri* KOZUR Illyrium 3 – Longobardium 2

Brunnriegel:

WPA 22/97 *Neogondolella bifurcata* BUD. & STEF. Pelsonium 2 – unterstes Illyrium 1
WPA 23/97 *Paragondolella exelsa* MOSHER Oberes Illyrium 1 – Fassanium

Ameiskogel:

93/102/08-08b *Paragondolella trammeri* KOZUR Illyrium 3 – Longobardium 2
93/102/68 *Paragondolella inclinata* (KOVACS) Longobardium – Cordevolium

Edelbodenalm:

WPA 94/97 *Gladigondolella malayensis* NOGAMI (oberes Longobardium 1 –) Cordevolium
93/102/41-43 *Gladigondolella inclinata* (KOVACS) Longobardium – Cordevolium
WPA 177/94 *Paragondolella trammeri* KOZUR
tethydis Multielement Illyrium 2 – Longobardium 2
WPA 179/94 *Gladigondolella malayensis* NOGAMI (oberes Longobardium 1 –) Cordevolium
WPA 160/94 *Neohindeodella triassica* (MÜLLER) Ladinium – Cordevolium
WPA 141/94 *Paragondolella inclinata* (KOVACS)
tethydis Multielement Longobardium – Cordevolium
WPA 138/94 *Paragondolella inclinata* (KOVACS)
Budurovignathus mungoensis (DIEBEL)
Gladigondolella tethydis HUCKRIEDE Longobardium – Cordevolium
WPA 94/96 *Gladigondolella trammeri* KOZUR Illyrium 2 – Longobardium 2
WPA 34/97 *Paragondolella inclinata* (KOVACS) Longobardium – Cordevolium
WPA 48/97 *Metapolygnathus polygnathiformis* (BUD. & STEF.) Cordevolium

Almundumkogel:

WPA 88/97	<i>Budurovignathus mungoensis</i> (DIEBEL)	Oberstes Fassanium – Cordevolium
WPA 87/97	<i>Metapolygnathus polygnathiformis</i> (BUD. & STEF.)	Cordevolium

Hals:

WPA 44/97	<i>Neogondolella constricta</i> MOSHER & CLARK	Oberes Illyrium 1 – Fassanium
WPA 91/97	<i>Metapolygnathus polygnathiformis</i> (BUD. & STEF.)	Cordevolium

Gutenbrand:

L 98/101	<i>Neogondolella cf. pseudolonga</i> KOVACS, KOZUR & MIETTO	Oberes Illyrium 2 – Illyrium 3
WPA 46/95	? <i>Neogondolella pseudolonga</i> KOVACS, KOZUR & MIETTO	Oberes Illyrium 2 – Illyrium 3
WPA 15/97	<i>Neogondolella praeungarica</i> (KOVACS)	
	<i>Paragondolella trammeri</i> KOZUR	Fassanium – unteres Longobardium 2
WPA 17/97	<i>Paragondolella trammeri</i> KOZUR	
	<i>Neogondolella transita</i> KOZUR & MOSTLER	Oberes Illyrium 2 – Fassanium

Seesteinsattel:

WPA 116/96	? <i>Paragondolella inclinata</i> (KOVACS)	Longobardium – Cordevolium
WPA 119/96	<i>Budurovignathus mungoensis</i> (DIEBEL)	
	<i>Budurovignathus truempyi</i> (DIEBEL)	
	<i>Gladigondolella tethydis</i> HUCKRIEDE	oberes Longobard 1 – unteres Longobard 2
WPA 45/97	<i>Paragondolella inclinata</i> (KOVACS)	Longobardium – Cordevolium

Greith:

B 81/96	<i>Budurovignathus mungoensis</i> (DIEBEL)	
	<i>Budurovignathus truempyi</i> (DIEBEL)	oberes Longobard 1 – unteres Longobard 2
B 3/97	<i>Paragondolella trammeri</i> KOZUR	Illyrium 2 – Longobardium 2

Proles:

WPA 61/97	<i>Budurovignathus diebeli</i> (KOZUR & MOSTLER)	Cordevolium
WPA 60/97	<i>Metapolygnathus polygnathiformis</i> (BUD. & STEF.)	Cordevolium

Dasycladaccenproben (det. O. PIROS, MAFI – Budapest) ergaben folgende Floren:

Brunntal:

WPA 49/01	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	
	<i>Teutloporella peniculiformis</i> OTT	Fassanium

Lang-Eibel-Schlucht:

WPA 173/93	<i>Gyroporella ladinica</i> BYSTR.	? Fassanium
------------	------------------------------------	-------------

Guckkogel:

WPA 72/95	<i>Kantia monregalensis</i> BARETTI	
	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	
	<i>Favoporella annulata</i> SOKAC	oberes Illyrium 2 – Illyrium 3
93/102/99	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	Fassanium

Brunnriegel:

WPA 263/97	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	Fassanium
------------	------------------------------------------	-----------

Türnsee:

WPA 251/97b	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	Fassanium
WPA 253/97	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	Fassanium

Ameiskogel:

93/102/08	? <i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2-3
93/102/65	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	Fassanium

Edelbodenalm:

WPA 148/94	? <i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2-3
------------	------------------------------------------------	------------------

WPA 160/94	<i>Teutloporella aequalis</i> (GÜMBEL) PIA	Ladinium
WPA 193/94	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	Fassanium
WPA 248/94a	<i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2-3
WPA 248/94b	<i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2-3
WPA 3/96	<i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2-3
WPA 77/97	<i>Teutloporella aequalis</i> (GÜMBEL) PIA	Ladinium
	<i>Diplopora nodosa</i> (SCHAFHÄUTL) PIA	Ladinium
WPA 77/97a	<i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	
	<i>Teutloporella aequalis</i> (GÜMBEL) PIA	Longobardium 2-3
WPA 112/97	<i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2-3
WPA 113/97	? <i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2-3
93/102/62	<i>Kantia dolomitica</i> (PIA) GÜVENC	?Fassanium
Gutenbrand:		
WPA 45/95b	<i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2-3
WPA 48/95	<i>Favoporella annulata</i> SOKAC	Pelsonium – Illyrium
WPA 53/95	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	
	<i>Teutloporella peniculiformis</i> OTT	
	<i>Diplopora nodosa</i> (SCHAFHÄUTL) PIA	Fassanium
WPA 55/95	<i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	
	<i>Diplopora nodosa</i> (SCHAFHÄUTL) PIA	Longobardium 2-3
Seesteinsattel:		
WPA 116/96	? <i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	
	? <i>Poikiloporella duplicate</i> (PIA)	
	<i>Aciculella</i> sp.	(?unteres) Cordevolium
Proles:		
WPA 96/95	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	Fassanium
WPA 74/98	? <i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2-3
B 99b/96	<i>Diplopora annulata annulata</i> HERAK	
	<i>Teutloporella herculea</i> (STOPPANI) PIA	Longobardium 2

Stratigraphische Reichweite: Pelson 3 – Cordevol

Einige Proben aus der Tremmelgraben-Formation enthielten Conodonten und Dasycladaceen im selben Handstück und somit ermöglichen diese Proben eine Eichung der Dasycladaceenstratigraphie an der Conodontenstratigraphie.

Paragondolella trammeri KOZUR tritt in der Probe WPA 72/95 zusammen mit *Kantia monregalensis* BARETTI, *Diplopora annulata annulata* HERAK und *Favoporella annulata* SOKAC auf. Somit reicht *Kantia monregalensis* BARETTI zumindest bis in das Illyrium 3.

In der Probe 93/102/99 kommen *Paragondolella liebermanni* KOVACS & KRZYSTYN neben *Diplopora annulata annulata* HERAK vor. Somit reicht *Diplopora annulata annulata* HERAK mindestens bis in das Illyr 2 hinab.

Teutloporella herculea (STOPPANI) PIA tritt in der Probe 93/102/08-08b zusammen mit *Neogondolella praeungarica* (KOVACS) auf. Damit reicht *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA mindestens bis in das untere Langobard 2 hinab.

In der Probe WPA 116/96 kommt *Paragondolella inclinata* (KOVACS) neben ?*Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA und ?*Poikiloporella duplicata* (PIA) vor.

Faziestypen & Ablagerungsraum:

Biogene: Filamente, Ostracoden, Sphaeren, Foraminiferen, Skleren, Dasycladaceen, Brachiopoden, Gastropoden, Cyanophyceen, Echinodermen, Seeigelstachel, Korallen, Sphinctozoa, Kalkschwämme

Komponenten: Pelloide, Aggregatkörner, Intraklasten, Rindenkörner, Extraklasten

Faziestypen: Nach der Nomenklatur von FOLK (1959) dominieren poorly washed (Bio-)Pelsparit, häufig treten poorly washed Intrabiopelsparite, poorly washed Biosparite, poorly washed Biopelsparrudite, Mikrite und Biomikrite auf, selten konnten Biosparrudite, poorly washed Intrabiopelsparrudite, Intrasparrudite, Biopelmikrite und Pelmikrite erfasst werden.

Entsprechend der Nomenklatur von DUNHAM (1962) sind viele Proben als Grainstone einzustufen, Packstone, Rudstone treten ungefähr gleich häufig auf, Wackestone und Mudstone sind seltener anzutreffen, und Floatstone sind selten.

SMF-TYP: Es dominiert der Typ 2, weiters konnten folgende Typen bestimmt werden: 10, 9, 3, 1 und 4. Weiters konnten die Typen 16, 17, 18 bestimmt werden. Diese Typen sind normalerweise der offenen Plattform zuzurechnen, können aber auch in der Fazieszone 2 auftreten, siehe E. FLÜGEL 2004 S. 712f.

Fazieszone: Hieraus ergibt sich eine eindeutige Zuweisung zu Becken bis Beckenrandsedimenten. Die Fazieszone 2 / offen mariner Schelf ist am häufigsten vertreten, es folgen Zone 3 / Beckenrand und 1 / Becken, sowie untergeordnet Zone 4 / Plattformhang. Bei den dem Faziestyp 7 / offene Plattform zugewiesenen Typen handelt es sich um massive Materialschüttungen aus der Wetterstein-Lagune.

Ein weiterer Beleg für eine Beckenlage dieser Formation sind die vereinzelt im Schriffmaterial erkennbaren gradierten Lagen und Brekzien.

Somit ist die Tremmlgraben-Formation als Bildung eines Intraplattformbeckens anzusprechen.

Mächtigkeit: Die genaue Mächtigkeit kann aufgrund der tektonisch isolierten Vorkommen und dem fehlenden Hangenden und Liegenden nicht eindeutig bestimmt werden. Im Extremfall kann die Mächtigkeit wenige hundert Meter betragen.

Grafensteigkalk

Begriffsprägung: J. HOHENEGGER & R. LEIN, 1977, S. 212.

Typlokalität: Nördlicher Grafensteig, Schneeberg-Massiv.

Begriffsfassung: Der Grafensteigkalk stellt einen lithostratigraphischen Unterbegriff der Reifling-Formation dar. Er ist charakterisiert durch ebenflächige, hornsteinführende Bankkalk mit fallweiser Einschaltung von allodapischen Lagen. Gegenüber dem Reiflinger Kalk s. str. unterscheidet er sich durch seine Ebenflächigkeit, gegenüber dem Göstlinger Kalk durch seine Fauna und seine allodapischen Schüttungen und gegenüber den Reiflinger Bankkalken der westlichen Nordkalkalpen durch seine Hornsteinführung (J. HOHENEGGER & R. LEIN, 1977, S. 212). Als theoretischer stratigraphischer Umfang wurde in der Literatur bisher der Zeitraum zwischen Reiflinger und Reingrabener Wende angenommen.

Lithologie und Vorkommen: Der Grafensteigkalk kann im Gelände als überwiegend variabel (wenige Zentimeter bis Dezimeter) gebankter, ebenflächig bis knollig-welligschichtiger, meist mittel- bis dunkelgrau gefärbter, z.T. hornsteinknollen- und -lagenführender, allodapischer Kalk angesprochen werden.

Gesteinsfarbe und Bankungsdicke sowie auch die Hornsteinführung schwanken mit dem Biogenschuttgehalt. Hellgrau gefärbte Typen weisen bereits im Handstück deutlich erkennbare, oft gradierte Biogenschuttlagen auf und zeichnen sich meist durch größere Bankmächtigkeiten und geringere Verkieselung aus. Dunkelgrau gefärbte Typen sind bei stärkerer Verkieselung meist knollig-welligschichtig ausgebildet. Als Endglied dieser Entwicklung sind schwarze Filamentmikrite oder auch gelblichgrau bis rosa gefärbte, selten ammonitenführende Kalke anzutreffen. Praktisch innerhalb der gesamten Schichtfolge des Grafensteigkalkes finden sich Spuren von tuffitischem Material entweder als gelblich-grünlich gefärbtes Bankzwischenmittel oder in selteneren Fällen als mächtigere Einschaltung von grün-weiß gebänderten Tuffiten (Details im folgenden Text).

Teile der nunmehr als Grafensteigkalk auskartierten Areale wurden bei E. SPENGLER & J. STINY (1926a) zum Wettersteinkalk gestellt. Der hornsteinführende Grafensteigkalk der Sonnsteinalm wurde als Reiflinger Kalk ausgeschieden. Die Vorkommen im Kühreichkar und im G´hackten wurden von H. LOBITZER (1971) ebenfalls als Reiflinger Kalk angesprochen. Diese beiden Vorkommen sind in der Skizze der paläogeographischen Abwicklung bei J. HOHENEGGER & R. LEIN (1977, S. 213) bereits als Grafensteigkalk eingetragen.

Fossilinhalt: selten Cephalopoden, Filamente, Radiolarien, Conodonten, Biogenschutt der Karbonatplattform und des oberen Hangbereiches.

Lösproben aus dem Grafensteigkalk erbrachten folgende Faunen (det. L. KRSTYN):

- B 37/97 *Gladigondolella tethydis* + Multielelement HUCKRIEDE
Paragondolella cf. inclinata KOVACS
- B 41/97 *Gladigondolella tethydis* + Multielelement HUCKRIEDE
Metapolygnathus polygnathiformis BUDUROV & STEFANOV
Gladigondolella tadpole HAYASHI
- B 50a/97 *Gladigondolella tethydis* + Multielelement HUCKRIEDE
Paragondolella inclinata KOVACS
Budorovignathus mungoensis DIEBEL
- B 55a/97 *Paragondolella cf. inclinata* KOVACS
- B 56a/97 *Gladigondolella tethydis* + Multielelement HUCKRIEDE
Paragondolella inclinata KOVACS
- A 97/35 *Gladigondolella tethydis* + Multielelement HUCKRIEDE
Paragondolella inclinata KOVACS
Neocarvidella tatica ZAWIDZKA



Abb. 17: Grafensteigkalke in der Stube, W' Androthalm – ebenflächige, variabel gebankte Kalke mit zwischengeschalteten Hornsteinlagen und Knollen.

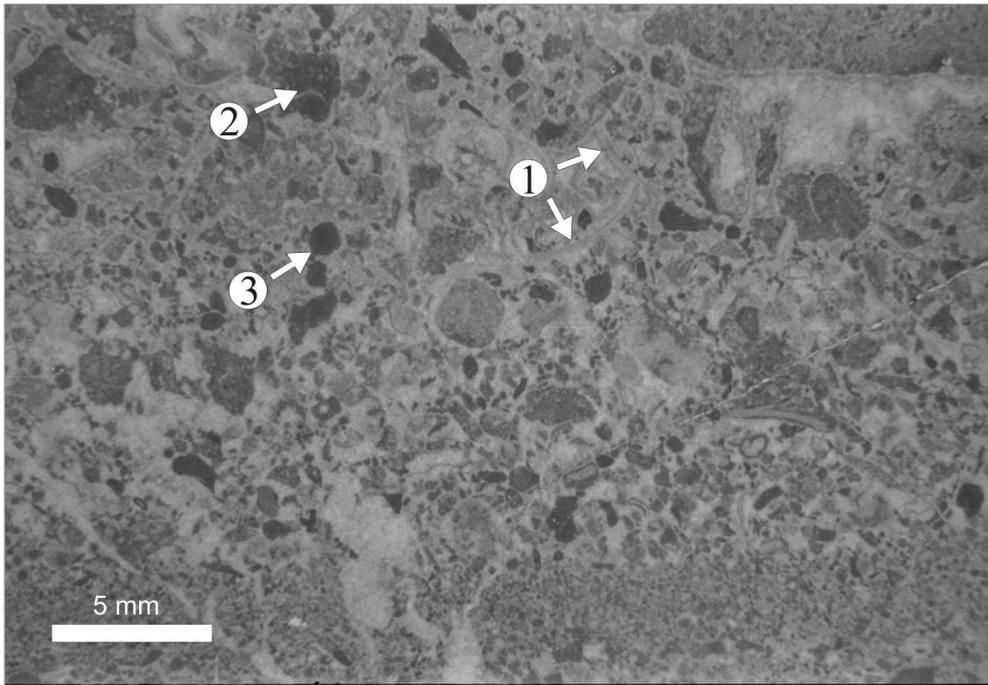


Abb. 18: (B102/98) – Dünnschliff aus hellgrau-graurosa gefärbtem Grafensteigkalk mit einem Hohen Schuttanteil von der Plattform und dem oberen Hang – Packstone/Grainstone mit Schalenbruchstücken/Filamenten (1), Intraklasten (2) und Tubiphytenbruchstücken (3); Balkenlänge 5 mm.

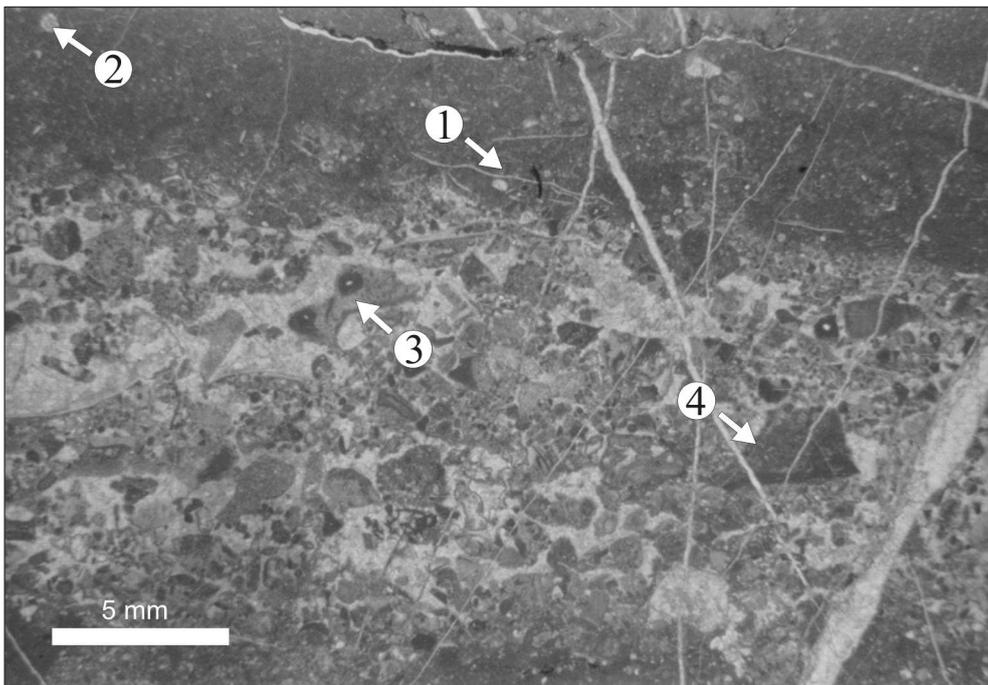


Abb. 19: (B67/97) Typ einer hemipelagisch-pelagischen Lage aus Mud-Wackestones im Grafensteigkalk mit Filamenten (1) und Radiolarien (2) – darunter eine Schuttlage mit umgelagerten Tubiphyten (3) und Intraklasten (4); Balkenlänge 5 mm.

Ablagerungsraum und Faziestypen: Als Ablagerungsraum des Grafensteigkalkes kann der tiefere Hangbereich unterhalb der Wettersteinkalkplattform angegeben werden. Die zahlreichen gradierten Schuttlagen innerhalb des Grafensteigkalkes können als Teilsequenzen von Karbonatunbiditen aufgefasst werden. In den Schuttlagen finden sich neben umgelagerten Biogenen aus dem oberen Hang- und Plattformbereich auch zahlreiche Intraklasten aus bereits wieder aufgearbeiteten Hangsedimenten. Während Phasen ruhigerer, stärker pelagisch beeinflusster Sedimentation kommen Radiolarien und filamentführende Mikrite und Wackestones zur Ablagerung. Manche dieser stärker pelagisch beeinflussten Sedimente sind intensiver graurosa-rosa gefärbt.

Stratigraphische Reichweite: Grenzbereich Fassan/Langobard bis unterstes Jul.

Mächtigkeit: Meist tektonisch zugeschnitten oder angeschopt; ca. 300 Meter.

Tuffite im Grafensteigkalk

Lithologie und Vorkommen: Innerhalb der gesamten Schichtfolge des Grafensteigkalkes sind im Bereich der Bankungsfugen 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.

Sonnschien-Formation nov. nom.

Begriffsprägung: G. BRYDA, 2002.

Begriffsfassung: Variabel gefärbte (hellgrau-weiß, dunkelgrau, gelblichgrau bis intensiv rosa), meist massig wirkende, selten mittelbankige Kalke aus überwiegend umgelagerten pelagischen und hemipelagischen Sedimenten und Lithoklasten mit teilweise großen Komponenten (bis in den Meter-Bereich). Anzeichen von Gleitvorgängen sind im Sediment häufig festzustellen. Sheetcracks und Hohlräume zwischen den Komponenten sind durch mehrere Generationen von Faserzementen oder durch Resedimente verfüllt. Tuffite umgelagert oder als Zwickelfüllungen im Sediment.

Das stratigraphisch Liegende wird entweder durch ein bereits vor der Ablagerung entstandenes Relief aus Steinalm- und Gutenstein-Formation oder durch knollige Kalke der Reifling-Formation gebildet. Im Hangenden verzahnt die Sonnschien-Formation mit den allodapischen Kalken der Grafensteig Formation. Als stratigraphische Reichweite kann aufgrund von Conodontendaten ein Zeitraum vom obersten Pelson bis in das oberste Fassan angegeben werden. Durch die Umlagerungsprozesse wurden jedoch vermutlich ältere Sedimente amalgamiert und die darin enthaltenen Conodonten umgelagert.

Typlokalität: Sonnschienplateau zwischen Bärnsbodenalm (W) und Hocheck (O) auf ÖK 101 Eisenerz.

Lithologie: Bei den Gesteinen der Sonnschien-Formation nov. nom. handelt sich um variabel weiß-hellgrau bis gelblichgrau und teilweise intensiv rosa gefärbte, mikritische, selten mittelbankige und knollig-welligschichtige meist dickbankig-massig wirkende Kalke. Die dickbankigen und massigen Typen innerhalb der Sonnschienformation zeigen für Resedimente (Intraformationelle Brekzien) und darin abgelaufene Gleitvorgänge (z.B. simple shear deformierte sheetcracks, soft sediment deformation) typische Sedimentstrukturen. Überwiegend hemipelagische bis pelagische Komponenten (bunte bis hellgraue Mikrite, teilweise filament- und radiolarienführend) bilden entweder ein korngestütztes Gerüst, dessen Hohlräume durch mehrere Generationen aus dunklen Faserzementen oder Resedimenten verfüllt ist, oder die Komponenten sind in vergleichbare Mikrite oder eine Grundmasse aus bräunlichgelb gefärbtem, stark kieseligem, tuffitverdächtigem Material eingebettet. Häufig sind zerbrochene, umgelagerte Zementkrusten anzutreffen. Neben Intraformationellen Brekzien = Intraklasten aus teilweise oder vollständig lithifizierten Kalkschlämmen und Tuffiten, sind auch Lithoklasten aus dem liegenden Gutensteiner Dolomit (bis metergroße Komponenten) und möglicher-

weise Steinalmkalk zu erkennen. Der Slump- und Debrisflow-Charakter des Sedimentes sowie der Schutt aus den stratigraphisch tieferen Gesteinen lässt auf ein ausgeprägtes Relief innerhalb des Ablagerungsraumes der Sonnschien-Formation schließen. Dieses Relief ist mit großer Wahrscheinlichkeit durch unterschiedliche Absenkungsbeträge an Störungen im Zusammenhang mit der Ausbildung des passiven Kontinentalrandes des Hallstatt-Meliata-Ozeans angelegt worden. Auch die Ausbildung von großen Salzdiapiren aus dem permischen Haselgebirge könnte lokal dazu beigetragen haben.

Fossilinhalt: selten schlecht erhaltene Cephalopoden, Filamente, Radiolarien, Conodonten.

Conodontenproben (det. L. KRYSZYN, Univ. Wien) ergaben die folgenden Faunen:

- H/Pr31 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
Gondolella cf. *constricta* MOSHER & CLARK
- A 96/50 *Nicorella kockeli* TATGE
Paragondolella cf. *bulgarica* BUDUROV & STEFANOV
- B 53/97 *Paragondolella* cf. *bifurcata* BUDUROV & STEFANOV
- B 64/97 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
- B 80/97 *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE
- A 98/04 *Neogondolella pseudolonga* KOVACS, KOZUR & MIETTO
Gladigondolella tethydis + Multielement HUCKRIEDE
Neogondolella cf. *excentrica* BUDUROV & STEFANOV
- B 16/98 *Paragondolella excelsa* MOSHER
Paragondolella trammeri KOZUR
- B 46/98 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
Neogondolella pseudolonga KOVACS, KOZUR & MIETTO
- B 83/98 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
Neogondolella transita KOZUR & MOSTLER
- B 96/98 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
Neogondolella pseudolonga KOVACS, KOZUR & MIETTO
- B 47/99 *Neogondolella* cf. *pseudolonga* KOVACS, KOZUR & MIETTO
- B 30/01 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
Paragondolella excelsa MOSHER
Paragondolella trammeri KOZUR
Paragondolella libermannii KOVACS & KRYSZYN
- B 31/01 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
Paragondolella cf. *excelsa* MOSHER
- B 32/01 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
Neogondolella cf. *pseudolonga* KOVACS, KOZUR & MIETTO
- B 33/01 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
Metapolygnathus polygnathiformis BUDUROV & STEFANOV
- B 34/01 *Gladigondolella tethydis* + Multielement HUCKRIEDE
Paragondolella excelsa MOSHER

Stratigraphische Reichweite: Pelson – Fassan

Ablagerungsraum und Faziestypen: Alle beschriebenen lithofaziellen Merkmale kennzeichnen die Sonnschien-Formation als Slump-Debrisflow-Sediment. Hemipelagische und pelagische Kalkschlämme des Kontinentalabhangs werden in Schlammströmen, Muren und sich daraus entwickelnden Turbiditen in tiefere Beckenbereiche verfrachtet. Fazieszone 3 – SMF-Typ 2 u.3: Mikrobioklastische Kalksiltite und pelagische Mudstones mit eingestreuten Tiefwasser-Mikroorganismenresten.

Mächtigkeit: bis zu 40 m.



Abb. 20: Sonnschien-Formation am Marmelboden – hellgrau-weiße, graurosa und rosa gefärbte Intraklasten aus pelagischem und hemipelagischem Material schwimmen in einer gelblichen, kieseligen Matrix. Hohlräume zwischen den Komponenten sind durch mehrere Generationen dunkler Faserzemente verfüllt.

Reifling-Formation (Knollenkalk Member)

Lithologie und Vorkommen: Im Hangenden des Steinalmkalkes im Bereich südlich Hochstein, Sackwaldboden, Hocheck und Plotschboden treten intensiv hornsteinführende, im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich gebankte schwarze, knollig-welligschichtige mikritische Kalke bis Hornsteinflaserkalke auf, die dem liegenden Anteil der Reifling-Formation entsprechen. Im Hangenden werden die Kalke entweder von der Grafensteig-Formation (Hocheck) oder von der Sonnschien-Formation (Hochstein, nördlich Plotschboden) überlagert.

Fossilinhalt: nördlich Sackwaldboden konnten aus Proben am Kontakt der Serie zum liegenden Steinalmkalk und hangenden Grafensteigkalk folgende Conodontenfaunen gewonnen werden (det. L. KRYSŤYN, Univ. Wien):

- B 86/97 *Neogondolella cf. pseudolonga* (KOVACS, KOZUR & MIETTO)
- B 85/97 *Neogondolella bifurcata* (BUDUROV & STEFANOV)

Im Dünnschliff können die Kalke als radiolarien- und filamenteführende Mikrite bis Wackestones angesprochen werden.

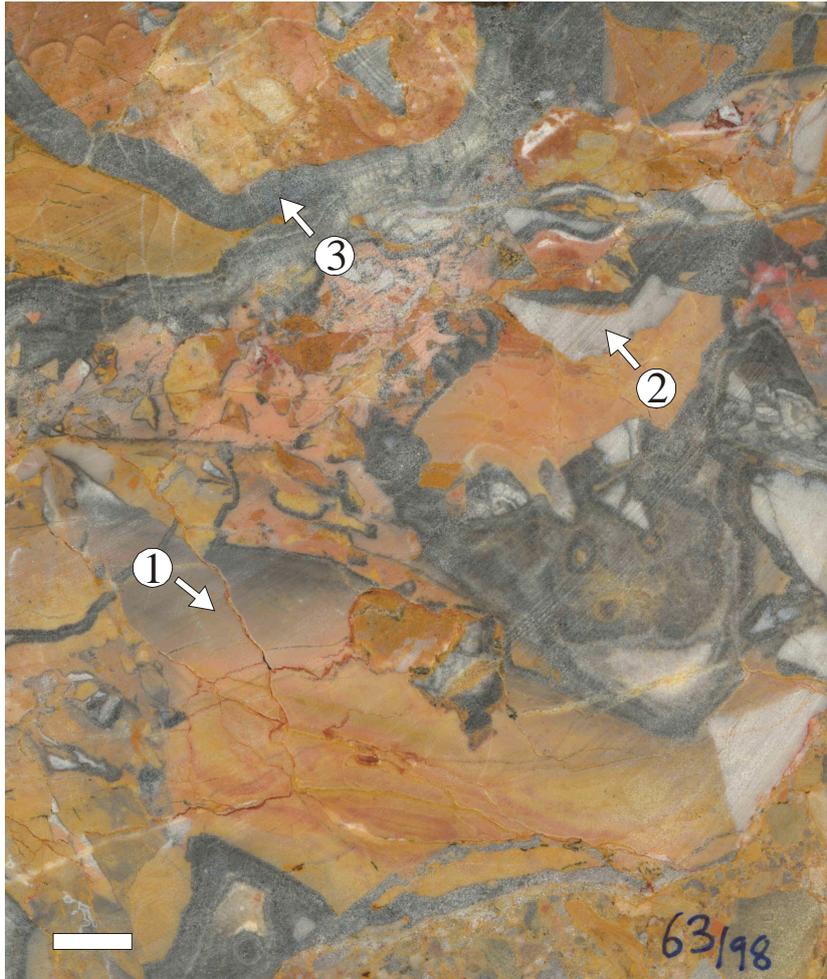


Abb. 21: gesägte Platte aus der Sonnschien-Formation am Weg zur Sonnschienhütte westlich Hocheck; graurosa (1) und hellgrau (2) gefärbte Intraklasten schwimmen in einer gelblichgrau-rosa gefärbten Matrix; deutlich sind Hohlräumfüllungen aus mehrphasigen Faserzementen und zerbrochene Zementkrusten erkennbar; Maßstabsbalken 1 cm.

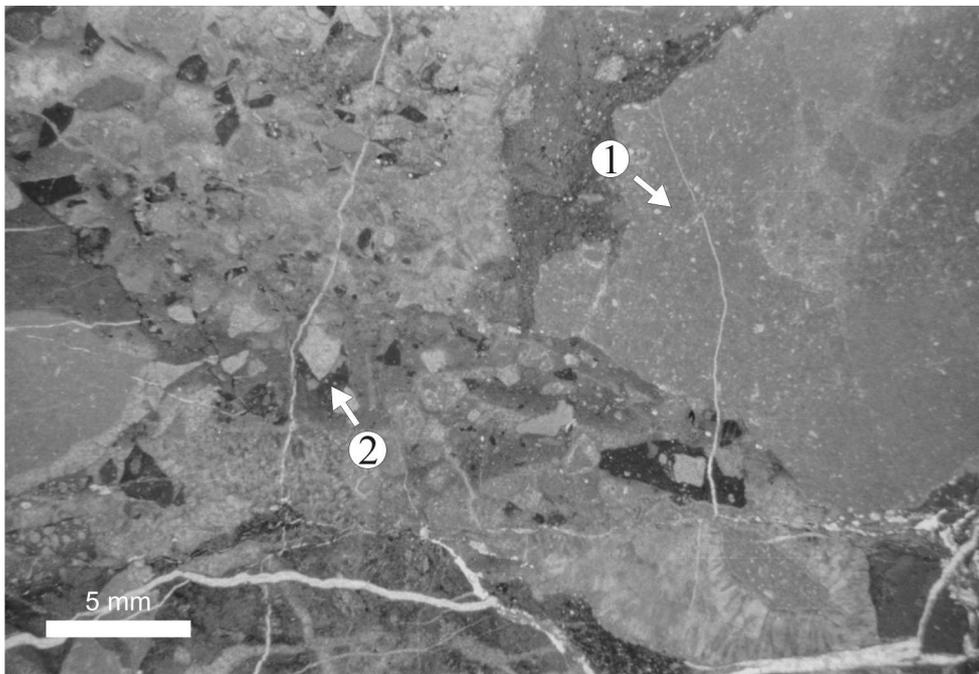


Abb. 22: (B63/98) Sonnschien-Formation im Dünnschliff – deutlich sind Bereiche mit filamentführenden Mud-Wackestones (1) und Intraformationellen Brekzien (2) vergleichbarer Fazies sowie Faserzemente erkennbar; Balkenlänge 5 mm.



Abb. 23: Intensiv hornsteinknollen- und -lagenführende, schwarze mikritische Kalke am Hochstein; Maßstab ca. 12 cm.

Ablagerungsraum und Faziestypen: Bildung innerhalb eines tieferen Beckens mit ruhigen, pelagischen Sedimentationsbedingungen. Im Dünnschliff überwiegend Wackestones mit pelagischen Organismen.

Stratigraphische Reichweite: Pelson – Fassan 1/2.

Mächtigkeit: ca. 20–30 m.

Steinalm-Formation

Begriffsprägung und Erstbeschreibung: J. PIA, 1930, S. 17: „anisischer Diploporenkalk“

Typlokalität: deutliche Wandstufe 2,7 km NNE' Saalfelden im Gebiet Steinalm – Clessinsperre.

Begriffsfassung: Der Steinalmkalk ist ein dickbankig bis massig ausgebildeter, an Dasycladaceen reicher, dunkel- bis hellgrau gefärbter Kalk, der häufig kleine Felsstufen und Felswände bildet (A. TOLLMANN, 1976, S. 81). J. PIA (1930, S. 17) hat aufgrund der unterschiedlichen Flora als erster den Steinalmkalk auf biostratigraphischer Grundlage als mittelanischen Dasycladaceenkalk vom lagunären Wettersteinkalk abgetrennt.

Am Südrand des Hochschwabgebietes wird der Steinalmkalk von Beckensedimenten überlagert – Lithotyp, Mächtigkeit und stratigraphische Reichweite (auf das Anis beschränkt) sind daher gut fassbar und definieren die Steinalm-Formation.

Im Bereich der mächtigen Karbonatplattformen (z.B. nördliches Hochschwabgebiet) besteht jedoch ein Übergang von anischem Steinalmkalk in den hangenden lagunären, ladinisch bis unterst karnischen Wettersteinkalk. Eine Trennung der beiden lithologisch ähnlich ausgebildeten lagunären Kalke ist daher nur auf biostratigraphischem Weg mit einer engen Probendichte ansatzweise möglich. Die Abtrennung des Steinalmkalkes als Formation ist jedoch nicht gerechtfertigt. Von J. PIA (1930, S. 16)

wurde daher für solche anisoladinischen Diploporenkalke der Begriff Steinalm-Wettersteinkalk eingeführt.

Lithologie und Vorkommen: Der Steinalmkalk kann im überwiegenden Teil seiner Schichtfolge als mittel-hellgrau gefärbter, dickbankiger, ebenflächiger Kalk angesprochen werden. Bereits im Handstück sind die charakteristischen Faziestypen – gut ausgewaschene Biosparite (Grainstone – Rudstone) mit Dasycladalen und Onkoiden als dominanten Bestandteilen sowie mikritische – mikrosparitische peloide- und foraminiferenführende Kalke unterscheidbar. Die liegenden Anteile des Steinalmkalkes unmittelbar über den älteren dunklen Kalken und Dolomiten zeichnen sich, bei meist gleicher fazieller Ausbildung, durch eine dunkel-mittelgraue Färbung aus, diese schlägt jedoch gegen das Hangende auf kurzer Distanz (meist im Bereich mehrerer Meter) zur üblichen hellgrauen Gesteinsfarbe um.

Im basalen Steinalmkalk des Hochschwab-Südrandes zwischen Sackwaldboden und Häuselalm treten dunkelgrau bis schwarz gefärbte, angulare Kalk und Dolomitbrekzien in „Gutensteiner Fazies“ auf. Bereichsweise dürfte es sich daher beim Kontakt des Steinalmkalkes zu seiner Unterlage nicht um eine konkordante Auflagerung, sondern um einen Erosionskontakt handeln. Ein Teil der „Dunkelfärbung“ des stratigraphisch tiefen Anteiles des Steinalmkalkes könnte auf fein verteilte Sedimentpartikel des aufgearbeiteten Untergrundes zurückzuführen sein.

Im Bereich Pfaffenstein und Bretterraumauer im Südwesten des Hochschwabgebietes sind Teile des stratigraphisch liegenden Steinalmkalkes als Spatkalke (Biosparite/Grainstone mit überwiegend Echinodermenspat – teilweise Stachel erkennbar) oder vielfältig zusammengesetzte Biogenschuttkalke (Biosparite – Biointrasparrudite mit Gerüstbildnern) ausgebildet. In beiden Faziestypen ist ein geringer Anteil an teilweise gut gerundeten, nicht karbonatischen Mineralkörnern in Sand- und Siltgröße nachweisbar.

Als Besonderheit konnten an verschiedenen Stellen im Norden des Hochschwabgebietes (Wandfuß südlich Bärnstein, Türnach-Südflanke, Wandfuß der Riegerin und des Mieskogels/Weichselboden) sowie im Süden des Arbeitsgebietes (Leopoldsteinersee) im Hangschutt unter dem Steinalmkalk blassrosa bis gelblichgrau gefärbte crinoidenspatführende Kalke aufgesammelt werden. Vergleichbare Kalktypen sind am Jagdsteig von der Hinteren Seeau in die Gerstbrein in 920 m ü.A. und am Kaiserschild unterhalb der Sandgrube innerhalb des basalen Steinalmkalkes aufgeschlossen. Sie treten dort entweder als bankparallele Einschaltungen oder als Spalten- und Hohlraumfüllungen in den untersten Bänken des noch dunkelgrau gefärbten Steinalmkalkes gemeinsam mit aufgearbeiteten Dolomitklasten („Gutensteiner Dolomit“) auf. Sowohl aus den crinoidenspatführenden Kalken der Gerstbrein und unterhalb der Sandgrube als auch aus dem Material aus dem Hangschutt konnten Conodonten des Pelson gewonnen werden.

Fossilinhalt: Dasycladalen, Foraminiferen und Crinoidenbruchstücke sind die am häufigsten im Steinalmkalk anzutreffenden Organismenreste. Von verschiedenen Fundorten konnten bestimmt werden:

Dasycladalen (det. O. PIROS, MAFI Budapest):

- Physoporella pauciforata* (GÜMB.) STEINMANN
- Physoporella pauciforata undulata* PIA
- Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTRICKY
- Physoporella pauciforata sulcata* BYSTRICKY
- Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA
- Physoporella praealpina* PIA
- Oligoporella prisca* PIA
- Oligoporella pilosa pilosa* PIA
- Diplopora annulatissima* PIA
- Diplopora hexaster* PIA
- Macroporella alpina* PIA
- Teutloporella peniculiformis* OTT

Foraminiferen:

Meandrospira dinarica KOCHANSKY & PANTIC
Pilamina densa PANTIC
Glomospirella semiplana (KOCHANSKY & PANTIC)
Glomospirella grandis (SALAI)

Ablagerungsraum und Faziestypen: Im Dünnschliff können innerhalb des Steinalmkalkes zumeist zwei Mikrofaziestypen unterschieden werden: 1. Biopelsparite bis -rudite mit häufig zahlreichen Grünalgen, Algenpeloiden, Foraminiferen, Crinoiden, vereinzelt Gastropoden und Ostracodenfilamenten (grainstone-rudstone). 2. matrixreiche, mikritisch- mikrosparitisch entwickelte Typen die teilweise auf dicht gepackte Peloiden zurückzuführen sind und meist zahlreich Foraminiferen (zb. *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY & PANTIĆ) enthalten. Auf die im Text bereits beschriebenen Echinodermenspatkalk und bunten crinoidenspatführenden Kalke sei nochmals verwiesen.

SMF-Typ (nach J.L. WILSON, 1975 und E. FLÜGEL, 1972): Fazieszone 7-8: Plattformbereiche; Grain- bis Mudstones, Dolomite und dolomitische Kalke; Algenmatten, Fenster-Gefüge, mm-Lamination; Lagunärer Faziesraum.

SMF 17-18: Foraminiferen-Dasycladaceen – Grainstone mit gehäuft auftretenden Biogenen; Grainstone mit isolierten Peloiden, agglutinierten Peloiden, umrindeten Partikeln und Lumps.

Stratigraphische Reichweite: Pelsonium.

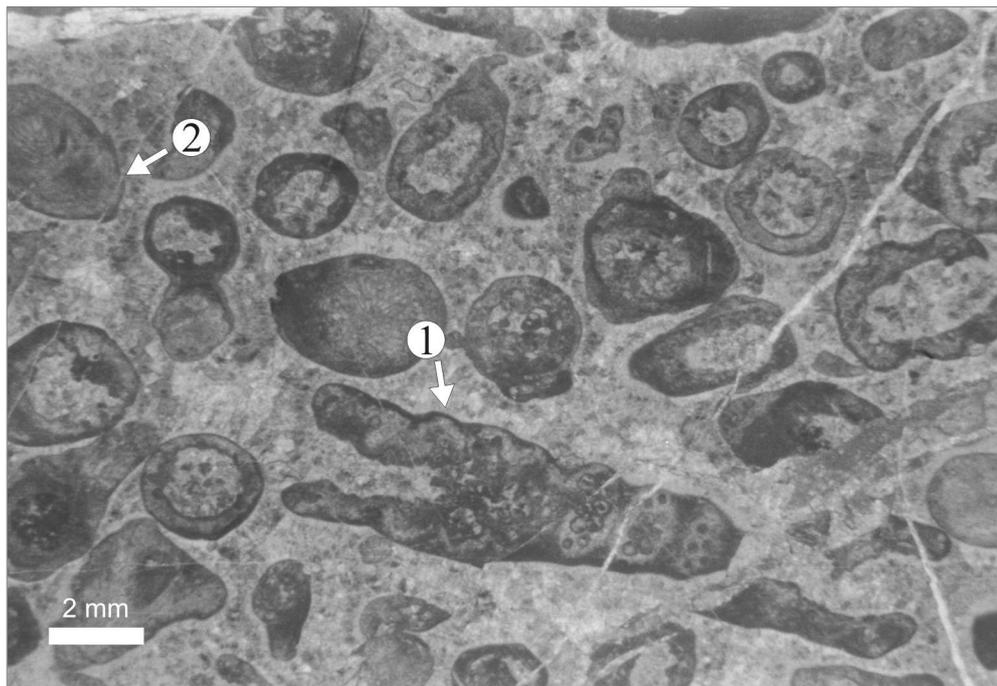


Abb. 24: (B27b/01) Steinalmkalk im Dünnschliff – gut ausgewaschener Dasycladaceen Biosparudit mit *Physoporella* (1) und (2) *Teutloporella peniculiformis*; Balkenlänge 2 mm.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Steinalmkalkes an der Südseite des Hochschwab-Massivs dürfte maximal 80–100 m betragen (Bereich Frauenmauer – Gsollmauer) bzw. teilweise nicht viel mehr als 60 m (S' Bürgeralm). Aufgrund der tektonischen Verhältnisse kann diese jedoch stark zunehmen (150–200 m nördlich Trawiestal). Im Bereich der dem Hochschwab im Norden vorgelagerten Bergstöcke Riegerin, Hochtürnach und Mieskogel kann die Mächtigkeit des Steinalmkalkes nur abgeschätzt werden, dürfte aber ebenso nicht mehr als 200 m betragen.

Gutenstein-Formation

Begriffsprägung: „Gutensteiner Schichten“, F.v. HAUER, 1853, S. 716 u.722

Typlokalität: Mitteltriasprofil von Gutenstein: Kroisberg, Steinbruch „Passbrücke“, Edelstein und Trafelberg (H. SUMMESBERGER & L. WAGNER, 1971).

Zum Begriff Gutenstein-Formation: Da unter dem gängigen Begriff Gutensteiner Kalk in der Literatur häufig lithologisch ähnliche jedoch faziell unterschiedliche Gesteine zusammengefasst wurden und der Stratotypus in Gutenstein, NÖ (H. SUMMESBERGER & L. WAGNER, 1972) offenbar teilweise Beckensedimente umfasst, die in der Hochschwabregion in dieser Fazies nicht auftreten, wird der Begriff Gutenstein-Formation nur im weiteren Sinne verwendet.

Lithologie und Vorkommen im Arbeitsgebiet: Im Hochschwabgebiet können zwei voneinander abweichende Entwicklungen des „Gutensteiner Niveaus“ unterschieden werden.

Im Norden des Arbeitsgebietes – Mieskogel, Hochtürnach, Riegerin – geht die Werfen-Formation in bis zu 100 Meter mächtige Flaserkalke und darauf folgend ca. 90 Meter mächtige dunkle Kalke über.

Im Süden des Arbeitsgebietes – Aflenz, Trawiestal, Josertal, Jassing-Sonnenschienplateau, Pfaffenstein, Hochblaser – wird die Werfen-Formation von bis zu gesamt ca. 150 Meter mächtigen dunklen Dolomiten (tw. Algenlaminite) und Brekzien sowie auflagernden dunklen Kalken variabler Mächtigkeit (wenige– max. 30 Meter) überlagert. (Beschreibung s. folgender Text)

Nördliche Entwicklung:

a. Flaserkalke und dunkle Kalke

Flaserkalke:

Im Hangenden der Werfen-Formation nordöstlich Gschöder bzw. südwestlich Weichselboden folgt ein geringmächtiger, ockergelb gefärbter, siltig-feinsandiger, z.T. dolomitisch entwickelter Schieferhorizont. Gelegentlich auftretende Rauwacken bilden die Basis der nun darüberfolgenden karbonatischen Anisserie. Diese besteht zunächst aus etwa 100 Meter mächtigen dünn-schichtig-flaserigen, mittelgrau gefärbten, oft brekziösen, etwas feinsandigen, dolomitischen Kalken mit Einschaltungen von mittel- bis dunkelgrauen Dolomiten und Dolomitbrekzien. Die Fossilführung dieser flaserig-brekziösen Kalke ist sehr gering und auf etwas Crinoidenspreu und kleine Bivalvenschälchen beschränkt. Die häufig zu beobachtende Flaserschichtung, das Vorhandensein von Gips pseudomorphosen, die ausgesprochene Fossilarmut (lebensfeindliches salinares Milieu) und die sterilen (Pel)mikrite bis Dismikrite sowie das Auftreten dolomitisch-kalkiger Brekzien, seltener auch Rauwacken lassen an eine Zuordnung der Flaserkalke in Richtung Reichenhall-Formation denken (vgl. J. FRISCH, 1975, S. 100; R. HENRICH & I. MIRSAL, 1982, S. 97; CHR. SPÖTL, 1988, S. 153ff).

Im Hangenden gehen die Flaserkalke in dunkle Kalke „Gutensteiner Kalk“ über.

Fossilinhalt: Crinoiden, Bivalven (selten)

Ablagerungsraum und Faziestypen: Bei den Flaserkalken handelt es sich um feinschichtige Pelmikrite mit Wühlgefügen und mikroparitischen Hohlraumzementen. Auffällig sind der gelegentlich auftretende terrigene Feindetritus aus einem kristallinen Hinterland, die ausgesprochene Fossilarmut des Sedimentes und das Auftreten kleiner Gips pseudomorphosen. Daraus resultiert ein hypersaliner Ablagerungsraum des Inter- bis Supratidal und ein sehr lebensfeindliches Environment. SMF-Typ (nach J.L. WILSON, 1975 und E. FLÜGEL, 1972): Fazieszone 8 und 9: Geschlossene Plattformbereiche und Plattform-Evaporite (Sabkha): Dolomit und dolomitische Kalke. Mudstone mit Peloiden, lithoklastische Wackestones. Klastische Einschaltungen. Abgeschlossene Lagunen und Küstentümpel. Gips- und Anhydritbildung durch Verdunstung von nur sporadisch überfluteten, supratidalen Bereichen. SMF-Typ 23: Nichtlaminiertes, homogener, fossilfreier Mikrit, z.T. mit Gips-Kristallen.

Mächtigkeit: bis zu 100 Meter.

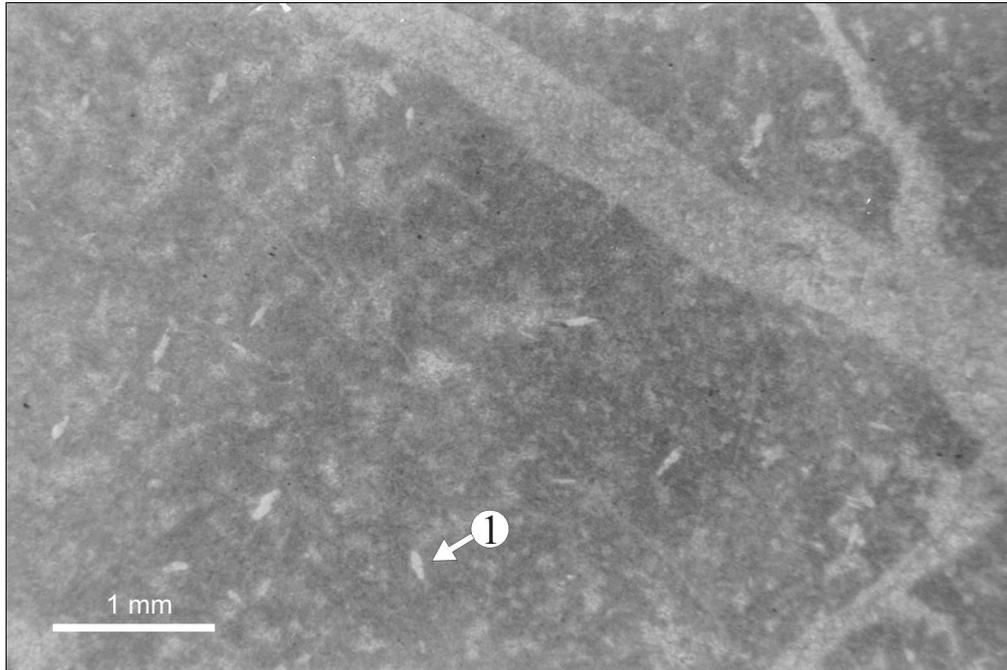


Abb. 25: (M 93/102/15) Anisischer Flaserkalk (Brunnlahn, Hochtürnach): Pelmikt (Dismikt) mit kleinen Gipsseudomorphosen (1). Interpretation: hypersaliner Ablagerungsraum, inter- bis supratidal; sehr fossilarmes, lebensfeindliches Environment. Hohlräume können auf Trockenrisse oder Wühlgefüge zurückgeführt werden; Balkenlänge: 1 mm.

b. dunkle Kalke

Lithologie und Vorkommen: Die etwa 90 Meter mächtige Wechselfolge gut dm-gebankter, dunkelgrauer Dolomite und Kalke ist am Wandfuß der Riegerin-Ostflanke (Hochleiten-Riegerinschütt), des Türnachstockes (Süd- und Ostflanke im Salzatal), des Weichselbodener Mieskogels (Saatstatt – Bromerleiten) und des Gschöderer Mieskogels (Schwaigerwald) entwickelt. Die Kalke führen dort häufig Crinoiden und Bivalven, gelegentlich sind auch Feinschichtungsgefüge zu beobachten.

Fossilinhalt: typisch für die Gutensteiner Schichten sind nach H. SUMMESBERGER & L. WAGNER (1971, S. 353) Crinoiden, Spongienreste, Ostrakoden, Bivalven, Brachiopoden, Gastropoden und Foraminiferen. Nähere Angaben zur Fauna der Gutensteiner Schichten bei A. BITTNER (1882, S. 32; 1890, S. 36ff; 1892, S. 1f; 1897, S. 202: „Reichenhaller Fauna“), O. AMPFERER (1899, S. 305f), G. ARTHABER (1906, S. 271f), F. BROILI (1927), R. SCHNETZER (1934), E. GASCHE (1938, S. 209; 1939, S. 87), M. KIRCHMAYER (1956, S. 16), E. FLÜGEL & M. KIRCHMAYER (1963, S. 108), D. GESSNER (1966, S. 701f), L. WAGNER (1970, S. 18, 21f, 134ff), R. ASSERETO (1971, S. 24), H. SUMMESBERGER & L. WAGNER (1972, S. 526).

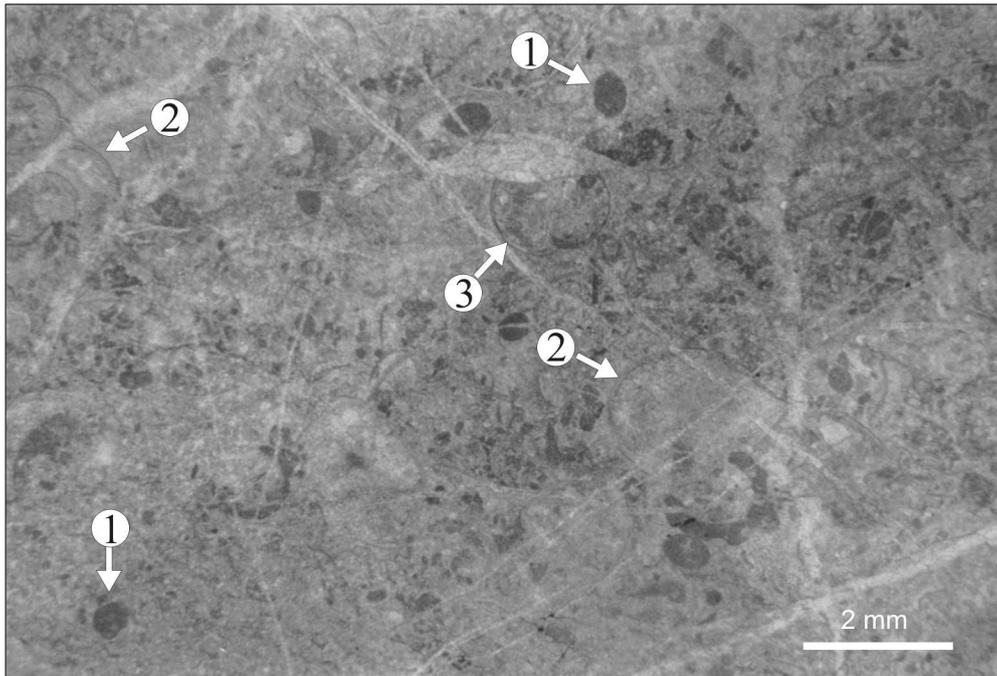


Abb. 26: (M 92/102/05) Gutensteiner Formation i.w.S. (Fuß der Riegerin): Biopelsparit (Grainstone) mit Peloiden (1), Bivalvenschalen (2), etwas Echinodermenspat und kleinen Gastropoden (3); Balkenlänge 2 mm.

Ablagerungsraum und Faziestypen: Bei den dunkelgrauen, gut dezimetergebankten Kalken des Unteranis handelt es sich um feingeschichtete Biopelsparite bis -mikrite mit Bivalvenschalen, Echinodermenspat, kleinen Gastropoden und spärlich auch Foraminiferen. Gelegentlich konnte auch Bioturbation beobachtet werden. Die dunkle Sedimentfarbe und das feinkörnige Sediment sprechen für ein ruhiges, sauerstoffarmes, eingeschränkt reduzierendes Milieu des Sedimentationsraumes. SMF-Typ (nach J.L. WILSON, 1975 und E. FLÜGEL, 1972): Fazieszone 8: Geschlossene Plattformbereiche: Dolomit und dolomitische Kalke. Mudstone mit Peloiden, Algenmatten. Feinschichtung. Abgeschlossene Lagunen und Küstentümpel mit eingeschränkter Wasserzirkulation.

SMF-Typ 16: Grain- bis Mudstones mit Pellets. Wahrscheinlich fecal pellets, z.T. mit angehäuften Ostracoden oder Foraminiferenschalen.

Alter: Aegeum? – unteres Pelsonium

Mächtigkeit: bis 90 Meter.

Position: In der nördlichen Hochschwabregion (Riegerin – Hochtürnach – Mieskogel) ist die „Gutenstein-Formation“ (im weiteren Sinn) nur im Mittelabschnitt der gesamten Anis-Abfolge entwickelt. Über einer bis zu 100 Meter mächtigen Flaserkalkserie mit dolomitischen Brekzien des tiefen Anis (?Reichenhaller Niveau) folgen bis zu 90 Meter mächtige Gutensteiner Kalke und Dolomite. Diese gehen rasch in dickbankigen Steinalmkalk des Mittelanis über.

Südliche Entwicklung:

a. dunkle Dolomite und Brekzien

Lithologie und Vorkommen: Im Gegensatz zu den im vorangegangenen Text bereits beschriebenen Verhältnissen im Norden des Hochschwabgebietes sind am Südrand (Eisenerz, Jassing, Josertal, Trawiestal, Aflenz) im Gutensteiner Niveau überwiegend dunkle Dolomite anzutreffen.

Im Gelände können sie als überwiegend dunkelgrau gefärbte, bläulichgrau anwitternde, kompakt wirkende, teilweise kalkige Dolomite angesprochen werden. Bei guten Aufschlussverhältnissen ist eine Bankung im Dezimeter-Bereich und eine interne Feinschichtung bis Lamination erkennbar. Besonders im stratigraphisch hangenden Abschnitt der Dolomite fallen hellgrau gefärbte Algen-Laminite mit birdseyes und laminoiden Fenstergefügen auf. Ausgeprägte Algen-Laminite sind am Forstweg auf die Häuselalm in unmittelbarer Umgebung der Hütte aufgeschlossen.

Neben den laminierten Dolomiten und Dolomit-Loferiten treten zwei unterschiedliche Brekzientypen auf, die anhand ihrer Matrix unterschieden werden können:

Brekzientyp 1 tritt als intraformationelle Brekzie in Lagen variabler Mächtigkeit innerhalb der Dolomite auf. Matrixgestützte, angulare Dolomitkomponenten und gelblich gefärbte Rauwacken? schwimmen in einer stärker kalkigen, dunkelgrau gef., mikritischen Grundmasse. Unregelmäßig begrenzte, durch Blockzement verfüllte Hohlräume sind charakteristisch und möglicherweise auf gelöste Evaporite zurückzuführen. Besonders gute Aufschlussverhältnisse innerhalb dieses Brekzientyps sind am nördlichen Wandfuß des Pfaffensteins zwischen Bösschüttgraben und Seeau anzutreffen.

Brekzientyp 2 tritt in, aufgrund der Aufschlussituation nicht klar abgrenzbaren, größeren Körpern und Zügen innerhalb der dunklen Dolomite auf. Angulare, schlecht sortierte Komponenten bestehend aus dunklen und hellen Dolomiten sowie aus grünen und rot-violetten Schiefern (Werfen-Fm.?), bilden ein überwiegend korngestütztes Gerüst mit einer gelblich-grünlich gef., sandigen Matrix.

Da dieser Brekzientyp sowohl aufgearbeitete Dolomit- als auch Werfener-Schiefer-Komponenten enthält, ist er das Produkt eines jüngeren Erosionsereignisses nach Ablagerung, zumindest eines Teiles der Dolomite.

Fossilinhalt: Die Dolomitloferite zeigen sich praktisch fossilfrei, selten sind im Dünnschliff stark mikritisierte Foraminiferen anzutreffen.

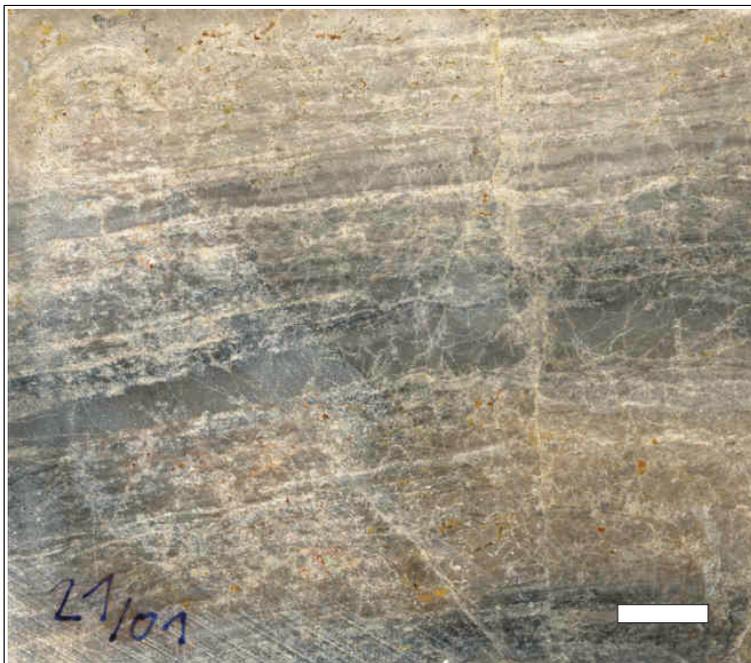


Abb 27: (B21/01) gesägte Platte aus laminierten dunklen Dolomiten nahe der Häuselalm; Balkenlänge 1 cm.

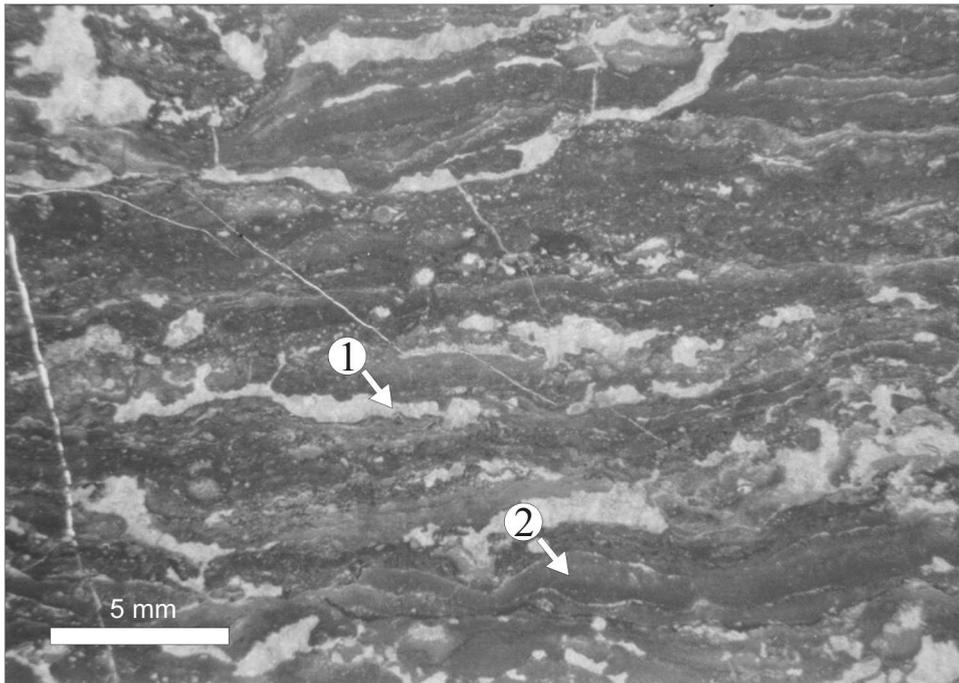


Abb. 28: (B63/97) Algen-Laminit mit laminoiden Fenstergefügen (1); mikritische und pelmikritische, feinlaminierte dolomitische Lagen, in denen noch Blau-Grünalgen-Filamente erkennbar sind (2); Balkenlänge 5 mm.

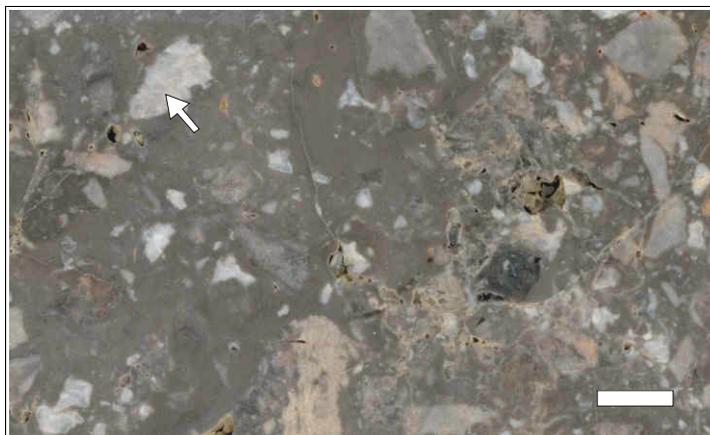


Abb. 29: (B25/00) Brekzientyp 1 innerhalb der dunklen Dolomite – nördlicher Wandfuß des Pfaffensteins; Dolomitkomponenten „schwimmen“ in einer dunkelgrauen mikritischen, stärker kalkigen Matrix. Durch Blockzement verfüllte Hohlräume (Pfeil) sind möglicherweise auf gelöste Evaporitminerale zurückzuführen. Balkenlänge 1 cm.

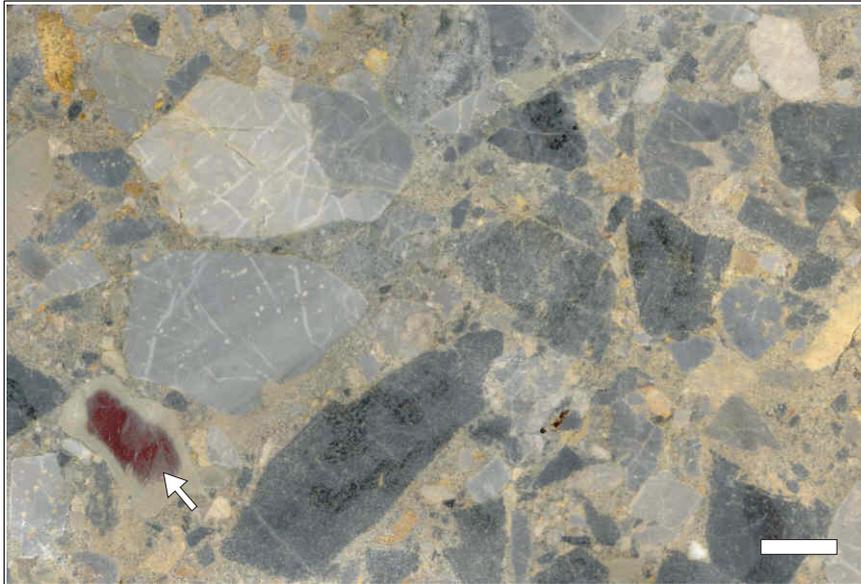


Abb. 30: (B68/01) Komponentengestützter Brekzientyp 2 aus dunklen und hellen Dolomiten sowie Werfener Schiefen (Pfeil) in einer sandigen Matrix – südliche Flanke des Trawiestales. Balkenlänge 1 cm.

Ablagerungsraum und Faziestypen: Fazieszone 8–9: Abgeschlossene Lagune und Küstentümpel mit eingeschränkter Wasserzirkulation – supratidaler Bereich mit Loferiten – Fossilarmut spricht für eingeschränkte, möglicherweise hypersalinare Sedimentationsbedingungen SMF-Typ 18-19.

Mächtigkeit: maximal 150 Meter; die außergewöhnlich großen Mächtigkeiten im Sockelbereich des Sonnschienplateaus (bis 300 m, Kulmsteig) sind mit größter Wahrscheinlichkeit tektonisch bedingt. An vielen Orten liegt die Mächtigkeit weit unter dem angegebenen Maximalwert – entweder bereits primär sedimentär infolge einer bereits in der Mitteltrias erfolgten Abtragung oder die Schichtfolge ist tektonisch reduziert (z.B. im Josertal).

b. dunkle Kalke:

Lithologie und Vorkommen: Im Bereich der Südflanke des Hochschwab-Massivs werden die dunklen Dolomite von geringmächtigen, sehr variabel ausgebildeten Kalken („Gutensteiner Kalk“) überlagert.

Zum überwiegenden Teil sind sie als dünn- bis mittelbankige, ebenflächig-welligschichtige, dunkelgraue – schwarze, blaugrau anwitternde Kalke anzusprechen. Sandige, mehrere cm mächtige Dolomitlagen und Schmitzen sind charakteristisch; teilweise ist ein Maschenwerk aus Dolomitstyolithen entwickelt, das zu Flaserkalken überleitet. Bereits im Handstück sind zahlreiche Echinodermenreste erkennbar.

Obwohl diese Kalke große Ähnlichkeit mit den dunklen, bioturbirten Kalken des Gutensteiner Niveaus haben, ist fraglich, ob sie nicht bereits besser als basaler Teil der im stratigraphisch hangenden folgenden Steinalm-Formation angesehen werden sollen.



Abb. 31: dunkelgraue „Gutensteiner Kalke“ mit Dolomitbändern und Lagen, teilweise nur Schmitzen.
– Forstweg auf die Häuselalm, ca. 200 m westlich der Hütte.

Im Dünnschliff zeigen die Mud- bis Wackestones meist Bioturbationsspuren und enthalten zahlreiche Kotpillen. Echinodermenreste, Ostracoden, feiner und nicht näher bestimmbarer, mikritisierter Biodekritus und charakteristische Foraminiferen – *Pilamina Densa* PANTIĆ sind häufige weitere Bestandteile.

Zusätzlich zu den bereits beschriebenen dunklen Kalken kommen jedoch auch hellgraue, mittelbankig bis massig wirkende Kalke vor, die dem Steinalmkalk bereits sehr ähnlich sind. Diese enthalten meist nur mehr geringmächtige, dunkelgraue Dolomitschmitzen (≤ 1 cm) und Stylolithen; häufig sind große Hornsteinknollen zu beobachten, die sich durch dicke Dolomitsäume auszeichnen oder teilweise in Dolomit umgewandelt zu sein scheinen. Unter dem Mikroskop sind die hellgrau gefärbten, hornsteinknollenführenden Kalktypen ähnlich der dunkelgrau gefärbten Variante als bioturbirte, überwiegend kotpillenführende Mud-Wackestones anzusprechen. Zusätzlich sind jedoch immer wieder schlecht erhaltene, meist mikritisierte Dasycladalenreste anzutreffen.

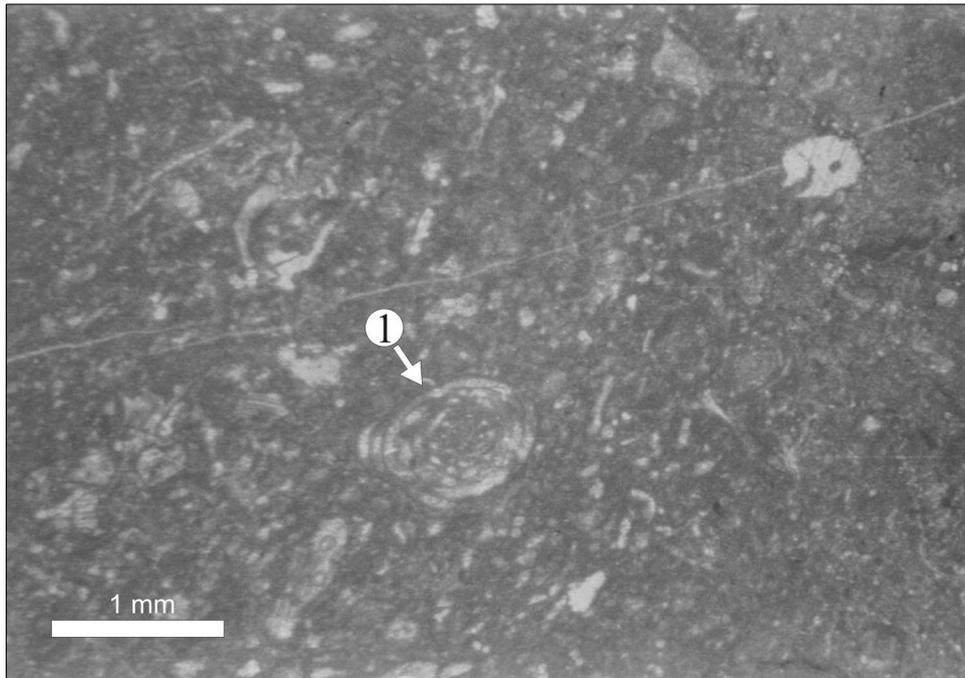


Abb. 32: (B30a/00); dunkle Kalke – „Gutensteiner Kalke“ am Jagdsteig Gerstbreinstein/nordöstlich Pfaffenstein mit zahlreichen Foraminiferen – *Pilammina Densa* PANTIĆ; Balkenlänge 1 mm.

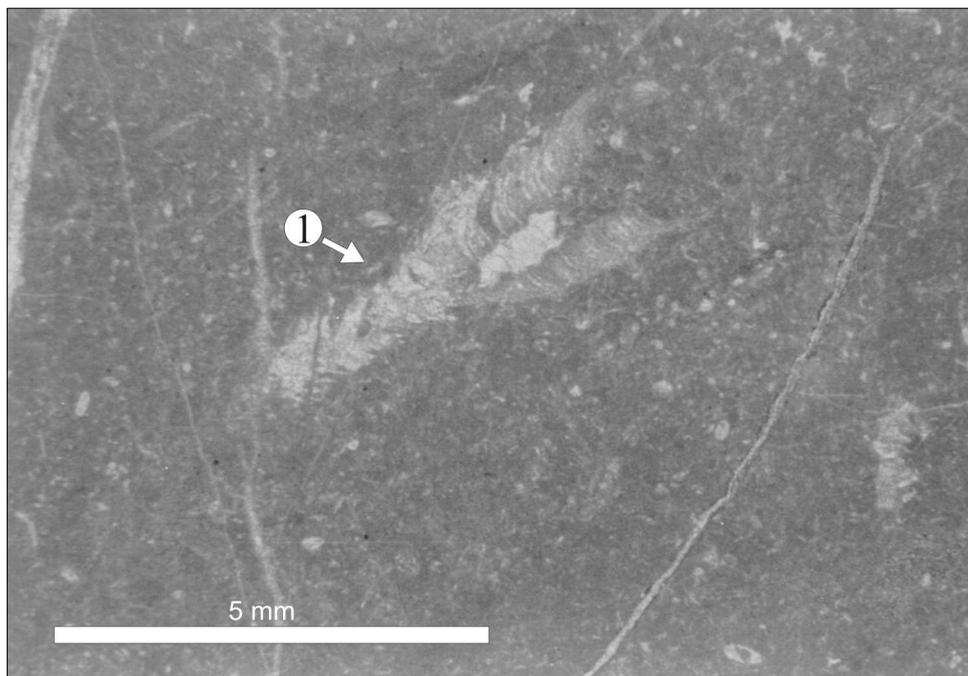


Abb. 33: (B129/98) Dünnschliff aus den hornsteinführenden, mittelbankigen Kalken – Bioklastischer Wackestone mit seltenen Dasycladalen; Balkenlänge 5 mm.

Ablagerungsraum und Faziestypen: Dieser ist mit den dunklen Kalken dieses Zeitabschnittes im Norden des Hochschwabgebietes vergleichbar. Die dunkle Sedimentfarbe und das feinkörnige Sediment sprechen für ein ruhiges, sauerstoffarmes, eingeschränkt reduzierendes Mileu des Sedimentations-

raumes. SMF-Typ (nach J.L. WILSON, 1975 und E. FLÜGEL, 1972): Fazieszone 8: Geschlossene Plattformbereiche: Dolomit und dolomitische Kalke. Mudstone mit Peloiden, Feinschichtung. Abgeschlossene Lagunen und Küstentümpel mit eingeschränkter Wasserzirkulation.

SMF-Typ 16: Grain- bis Mudstones mit Pellets. Wahrscheinlich fecal pellets, z.T. mit angehäuften Ostracoden oder Foraminiferenschalen.

Mächtigkeit: maximal 20 m; möglicherweise in Folge erosiver Prozesse an der Basis des Steinalmkalkes auf wenige Meter reduziert.

Werfener Schichten

Begriffsprägung: A. LILL v. LILIENBACH, 1830, S. 157: „Schiefer von Werfen“

Typlokalität: Werfen, 40 km S' Salzburg

Lithologie und Vorkommen:

a. Werfener Schiefer, Sandsteine, quarzitische Sandsteine:

Im Liegenden Teil der Werfener Schichten sind rötliche, violette, grüne, grau-bräunlich verwitternde, glimmerreiche Sandsteine, Silt-Tonsteine und Tonschiefer mit reichlich Hellglimmer ausgebildet. Die Sandsteinlagen können gelegentlich quarzitisches Habitus annehmen („Werfener Quarzite“), sind im Dezimeterbereich gebankt und zeigen interne Feinschichtung (Rippelschichtung).

b. Werfener Kalke:

Die Werfener Kalke entwickeln sich unter Wechsellagerung aus den liegenden Werfener Schiefen. Die im Dezimeter-Bereich gebankten, ebenflächig bis welligschichtigen Kalke zeigen frisch meist scheckig blaugraue und violette, in verwittertem Zustand braune Farbtöne.

Die Kalke zeigen zusätzlich wechselnde Anteile an nicht karbonatischem Detritus mit Korngrößen im Silt-Sandbereich. Organismenanhäufungen (Crinoiden, Bivalven und Gastropoden) und Oosparite treten häufig auf.

Fossilinhalt: Vor allem in den fossilreichen Werfener Kalken treten folgende Biogene auf: Bivalven, Gastropoden, Brachiopoden, Echinodermen, Foraminiferen (*Meandrospira* sp.), Skleren, Fischzähne.

Ablagerungsraum und Faziestypen: Die Werfener Kalke erweisen sich im Schriff als biogenreiche Sparite (Oobiosparite, Biosparrudite, untergeordnet Mikrite-Dismikrite) mit Bivalven, die oft in Luma-chellen angereichert sind (floatstones), sowie mit Echinodermenspat, Echinodermenstachel, Foraminiferen, Gastropoden, Brachiopoden, div. Bioklasten, Rindenkörnern, pellets und Ooiden (Grainstones-Rudstones). An terrigenen Komponenten treten gehäuft Quarz, Hellglimmer und Glaukonit auf. Die sparitischen Kalke enthalten verschiedene Zementtypen (Mikritzement, Faserzement, Blockzement). Faziestypen (nach J.L. WILSON, 1975, und E. FLÜGEL, 1972) Fazieszone 6: Plattformrandsande: Kalkarenite (gut sortierte grainstones) mit Ooiden, Bioklasten etc.; Quarzsandbeimengungen, Kreuzschichtung, Anhäufung von abgerollten Schalen von Benthos; wenig autochthone Elemente (Gastropoden, Foraminiferen).

SMF-Typ 12: Bioklastischer Grain-Rudstone mit Organismenanhäufungen, wobei bestimmte Organismen-typen (z.B. Molluskenschalen) dominieren.

SMF-Typ 15: Oolith aus gut sortierten, vollständig ausgebildeten Ooiden.

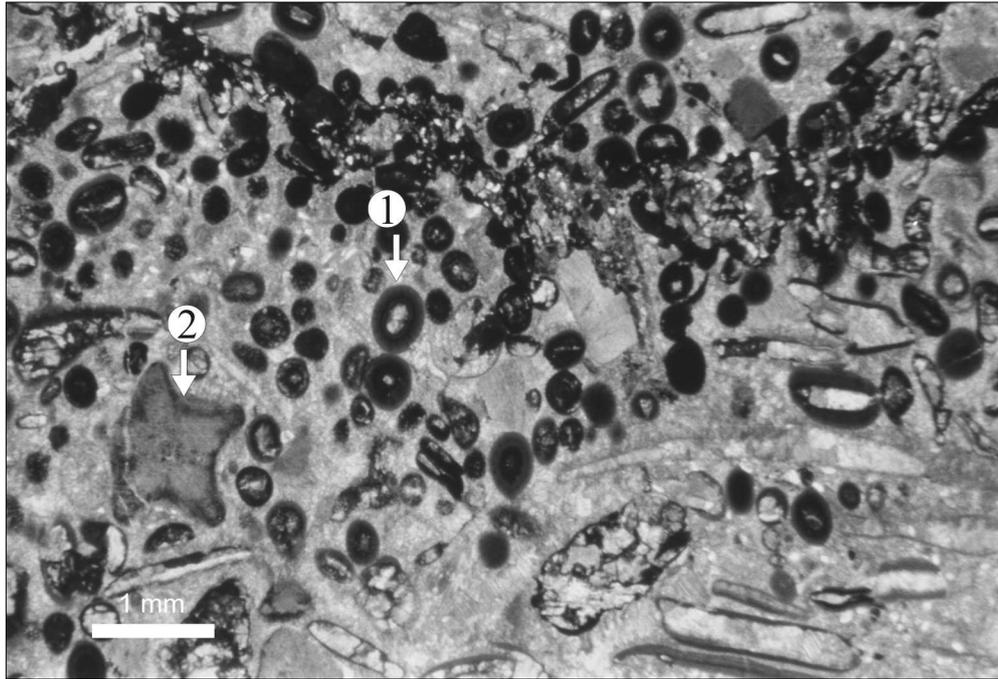


Abb. 34: (WPA 153/97a) Werfener Kalk, Ooide (1) und Crinoiden –*Pentacrinus?* (2) östlich Mühlgraben; Balkenlänge: 1 mm.

Vorkommen im Arbeitsgebiet: Die Werfener Schichten treten auf Kartenblatt Eisenerz am gesamten Kalkalpen-Südrand sowie innerhalb der Kalkalpen im Gebiet um Gschöder, beiderseits des Salzatales nördlich der Prescenyklausen und im Norden beiderseits des Mendlingtales auf.

Weitere wichtige Vorkommen befinden sich entlang interner Schuppenbahnen wie nördlich und nordwestlich Sackwiesensee, im Bereich der Hörndalm, westlich, nördlich und südlich Schwaigtal und entlang tiefgreifender Störungszonen wie der SEMP-Linie nordwestlich Brunnriegel, nördlich Säusenstein (K. 1282) und im Bereich Jägersattel-Winteralm sowie an der Goß-Linie östlich Leitenschuster, südöstlich Hegenstein (K. 1172), nördlich der Linie Schneekogel – Häuslbauer – Hinterwildalpen – Samml, östlich Goßsattel, bei der Salzabauernhütte und im Goßgraben.

Am Kalkalpen-Südrand und in der sogenannten Gollrader Bucht wird die Werfen-Formation durch die postvariszische Prebichl-Formation unterlagert. Hier besteht ein stratigraphischer Verband von Teilen der Werfen-Formation mit der Grauwackenzone (Norisch-Tirolische Decke). Die Werfen-Formation der Mürzalpendecke geht vielerorts ungestört in die anisische „Gutensteiner“ Abfolge von Kalcken, Dolomiten und Brekzien über.

Alter: Unter-Trias

Mächtigkeit: E. SPENGLER (1926b, S. 37) gibt für die Werfener Schichten am Südrand der Kalkalpen eine Mächtigkeit von etwa 500 Meter an. Im Raum von Gschöder ist eine Mindestmächtigkeit von 300 Metern aufgeschlossen.

Die Werfener Kalke hingegen bilden nur geringmächtige Lagen (10–20 m) in den hangenden Werfener Schieferen von Gschöder bzw. erreichen an der Südseite des Hochschwab (Goll, Pressenbach) bis zu 50 m und unterhalb des Kaiserschild ihre größte Mächtigkeit von bis zu 100 Metern.

Haselgebirge, Gips

Begriffsprägung: Seit alters her gebräuchlicher verballhornter bergmännischer Ausdruck für „Hallgebirge“ (= Salzgebirge; aus dem keltischen Wort „hall“ für Salz). In der geologischen Literatur bei L. v. BUCH (1802, S. 157) wahrscheinlich erstmals verwendet.

Typlokalität: Salzkammergut (Bad Ischl, Hallstatt, Hallein).

Alter: Oberperm.

Lithologie und Vorkommen:

Als Haselgebirge bezeichnet man ein Mischgestein aus (vorwiegend) oberpermischen Evaporiten (diverse meist leicht lösliche Salze sowie grauer, weißlicher und rötlicher Gips) und Peliten (graue, grünliche bis rötliche Tonsteine und Mergel). W. MEDWENITSCH (1968, S. 129f) beschrieb das Haselgebirge als eine „Brekzie, die in der Grundmasse Steinsalz („Kerngebirge“) mit fein zertrümmertem Ton, Anhydrit und Gips, in den Einschlüssen vor allem Salztou oder auch untergeordnet Gips-Anhydrit-Komponenten zeigt.“ Oberflächennah sind die leicht löslichen Salze und der Gips bereits ausgelaugt („Lebergebirge“) und durch Lösungstrichter (Erdfälle) erkennbar.

Das permische Haselgebirge bildet die Basis der kalkalpinen Schichtfolge im juvavischen Faziesraum. Der Kontakt zu den darüberfolgenden, jüngeren Werfener Schieferen ist meist tektonisch überprägt, sodass in Anrissen nicht selten beide Schichtglieder gemeinsam beobachtet werden können. In geringem Umfang ist das Haselgebirge entlang der tektonischen Hauptbewegungsflächen im gesamten Juvavischen Faziesraum immer wieder anzutreffen.

Lithologisch ist das Haselgebirge leicht an den bunten, blaugrün-grau gefärbten Tonen, die natürlicherweise stark zur Ausbildung von Rutschgelände neigen, und an den Brekzien, in die vielerorts rötlich-weiße Gips- und Anhydritkörper eingelagert sind, zu erkennen. Gelegentlich kann auch gut aufgeschlossener Fasergips beobachtet werden (z.B. Erdfall am südlichen Hangfuß des Almundumkogel N' Rotmoos). Im Bärnbachgraben ist im Bachbett (740 m SH) ein schöner Aufschluss von rot-weiß gebänderten und verfalteten Gipsen zu beobachten.

Das Haselgebirge stellt einen wichtigen Gleithorizont an der Basis der kalkhochalpinen Decken, wie z.B. der Mürzalpen-Decke, dar. Gipsführendes Haselgebirge beschreibt E. SPENGLER (1926b, S. 42) vom Plangut nördlich Eisenerz, in der Jassing, im Haringgraben bei Tragöß, im Klachlergraben, südlich vom Ilgner Apel und aus der Gollrader Bucht. Kleinere Vorkommen von bunten Haselgebirgstonen z.T. mit Gips befinden sich eingeschuppt in tiefgreifenden Störungszonen wie der SEMP (z.B. Gips-Aufschlüsse im Bärnbachgraben), der Goß-Linie (kleine Anrisse N' und E' Häuslbauer) bei Hinterwildalpen und entlang der Störungslinie Jägersattel – Winteralm.

Mächtigkeit: Das Haselgebirge tritt meistens nur in kleinen Anrissen, Linsen, Erdfällen oder Rutschnissen und ist kaum mehr als 20-30 Meter mächtig. Vom Gips im Steinbruch östlich Haringbauer gibt E. SPENGLER (1926b, S. 42) eine Mindestmächtigkeit von 50 Metern an. Größere Mächtigkeiten von mehr als 100 m gibt E. SPENGLER (1926b) lediglich vom Gipslager Dürradmer an.

Ausgewählte Schichtglieder der Norisch-Tirolischen Decke

Präbichl-Formation

Begriffsprägung: R. SCHWINNER, 1929, S. 216 (Präbichelkonglomerat), H.P. CORNELIUS, 1936 (Prebichl-Schichten).

Typlokalität: Polster östlich Eisenerz; oberhalb (nordöstlich) der Präbichl-Passhöhe, nahe der Leobner Hütte.

Lithologie und Vorkommen: Nach A. TOLLMANN (1976, S. 40) repräsentieren die permischen Prebichlschichten den basalen Transgressionshorizont des alpidischen Sedimentationszyklus der Kalkalpen im Liegenden der Werfener Schichten über den Gesteinen der Grauwackenzone. Tektonisch gehören sie

der höchsten Einheit der östlichen Grauwackenzone, der Norischen Decke bzw. Norisch-Tirolischen Decke an (F. NEUBAUER et al., 1994), der neben Altpaläozoikum noch basale Anteile der Nördlichen Kalkalpen angehören.

Das Verbreitungsgebiet der Präbichl-Formation ist auf den Südrand der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen beschränkt. Im bearbeiteten Gebiet kann sie, bei nach Osten zunehmender Mächtigkeit, praktisch überall an der Basis der Werfener Schichten nachgewiesen werden. D. SOMMER (1972, S. 119f) untergliedert die Präbichlschichten im Bereich des Polster lithologisch in Kalkkonglomerate bzw. Kalkbrekzien an der Basis über verkarsteten Silur-Devon Kalken, das den Abtragungsschutt des unmittelbaren Untergrundes darstellt, gefolgt von einem Quarzkonglomerat („Präbichelkonglomerat“ R. SCHWINNERS), deren zumeist ausgewalzten Gerölle aus gebleichten Kieselschiefern bestehen. Der Quarzkonglomerathorizont geht gegen Hangend allmählich in rötlich-violette Sandsteine und Tonschiefer über, die am Hirscheeggsattel in die nur schwer abzutrennenden Werfener Schiefer überleiten.



Abb. 35: Präbichl-Formation am Polster / Eisenerz, Objektivdeckel Durchmesser ca. 6 cm.

Fazies: Ob es sich bei den Gesteinen der Präbichl-Formation um terrestrisch-fluviatile oder marine Ablagerungen handelt, war lange Zeit ungewiss. Detaillierte sedimentologische und fazielle Untersuchungen durch K. KRÄINER & V. STINGL (1986) an der Typlokalität haben gezeigt, dass die Präbichlschichten aus mehreren Fining-upward-Megasequenzen von übereinander lagernden alluvialen Schuttfächern mit proximaler Schuttfächerfazies (Basiskonglomerat), einer dem Midfan-Bereich zuzurechnenden Abfolge eines verzweigten Rinnensystems und distalen Schichtflutfaziesbereichen aufgebaut werden. Im Gegensatz zu den lithologisch schwer abtrennbaren seichtmarinen Werfener Schichten handelt es sich bei den Präbichlschichten durchwegs um fluviatile Sedimente und keineswegs um marine Transgressionsprodukte einer marinen Abrasion, wie E. SPENGLER (1926c, S. 136) meinte.

Stratigraphischer Umfang: Als Alter wurde lange Zeit von den meisten Autoren untertriadisch bzw. untere Grenze der Trias (R. SCHWINNER, 1929, S. 216) angegeben, da ein allmählicher Übergang in die Werfener Schichten vorliegt. H.P. CORNELIUS, der zunächst neben Perm ebenfalls noch tiefste Trias für möglich hält (1936, S. 15), spricht sich später (1952b, S. 9) aufgrund der großen Ähnlichkeit zum süd-alpinen permischen Grödner Sandstein für permisches Alter aus.

Mächtigkeiten: unterschiedlich; an der Typlokalität (Polster). ca. 160 m.

Sauberg-Kalk, Bunter Flaser-Bänderkalk

Begriffsprägung: Der Name Bunter Flaser-Bänderkalk wurde der Karte von H.P. SCHÖNLAUB (1982, Beil. 7) entnommen.

Am nahegelegenen Erzberg werden für die vererzten Partien in diesen Kalken die Namen „erzführender Kalk“ und „Sauberg Kalk“ verwendet. Der Begriff „Sauberg Kalk“ geht auf D. STUR (1866, S. 138) zurück.

Am Polster können im Hangenden des Orthocerenkalkes zwei Schichtglieder abgetrennt werden, die durch einen markanten Crinoiden-Stromatoporen-Horizont voneinander getrennt werden. Sie wurden von SCHÖNLAUB (1982) als Untere- und Obere Polsterkalke bezeichnet.

Die unteren Polsterkalke entwickeln sich als hellgraue bis rosa geflammte, ± gut gebankte Kalke aus dem liegenden Orthocerenkalk und sind von diesem im Liegenden schwer abzutrennen.

Danach folgt der auffallende Crinoiden-Stromatoporen-Horizont, der aus hellen, schwach gebänderten, ca. zehn Meter mächtigen Kalken aufgebaut wird. Er enthält zahlreiche rekristallisierte und ausgewalzte Stromatoporen-Bruchstücke mit Größen bis zu 30 cm in einer grobspätigen Grundmasse aus Crinoidenbruchstücken.

Die Oberen Polsterkalke bauen an der Südseite oberhalb der Bergstation des Sesselliftes den Gipfelbereich des Polster auf. Sie folgen im Hangenden des Crinoiden-Stromatoporen-Horizontes und sind als helle und rosa-violette Flaser bis Bänderkalke anzusprechen. Im liegenden Abschnitt treten einzelne, bis 60 cm dicke Lagen aus Crinoiden und Stromatoporen-Schutt auf. Der oberste, ca. vier Meter mächtige Abschnitt am Weg unter der Leobner Hütte wird dagegen aus grauen spätigen Kalken aufgebaut.

Lithologie und Vorkommen: Der Kalkzug an der Nordwestflanke des unteren Gsollgrabens (über dem Gsollhof und unter dem Glanzberg) besteht aus Kalkschiefern und bunten Sauberg Kalken des Unterdevon. Von der Südwestecke dieses Kalkzuges beschrieb H.P. SCHÖNLAUB (1980, A73) kompaktere crinoidenführende Bänke sowie fleischfarbene grobgebankte Kalke.

Alter: Aufgrund conodontenstratigraphischer Daten konnten die Unteren Polsterkalke innerhalb des Profiles am Polster in das Lochkovium eingestuft werden. Der darüber folgende Stromatoporen-Crinoiden-Horizont und der Obere Polsterkalk gehören vermutlich bereits dem Pragian an (H.P. SCHÖNLAUB, 1980, S. 380). Die gesamte Serie ist also zeitlich in das Unter-Devon zu stellen.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Unteren Polsterkalke am Polster liegt bei ca. 50 Metern, die des Stromatoporen-Horizontes kann mit zehn Metern abgeschätzt werden. Der Obere Polsterkalk erreicht eine Schichtmächtigkeit von ca. 60 Metern (SCHÖNLAUB, 1982, S. 282).

Orthocerenkalk

Lithologie: Die Orthocerenkalke können im Gelände als dunkelgraue, einzelne rosa Lagen führende, grob gebankte, spätige Kalke angesprochen werden. Vereinzelt sind Anschnitte von Orthoceren erkennbar.

In Dünnschliffen sind im oberen Teil der Serie von Styloolithen durchsetzte, wechselnd dicht gelagerte und rekristallisierte Echinodermenschuttkalke mit örtlichen dolomitischen Nestern erkennbar. Die Matrix besteht aus Pseudosparit und ist lokal in Dolosparit umgewandelt. Als Detritus tritt neben Crinoidenfragmenten Schalenbruch von Trilobiten und Cephalopoden auf. Proben aus dem tieferen Abschnitt der Serie können hingegen als crinoidenführende Spatkalke charakterisiert werden, da der bioklastische Anteil hier wesentlich geringer ist (SCHÖNLAUB, 1982).

Alter: Aufgrund von Conodontendaten kann der Orthocerenkalk der siluricus-Zone im Silur zugeordnet werden.

Vorkommen und Mächtigkeit:

Cystoideenkalk

Begriffsprägung: FLAJS, G., 1974, A35 & SCHÖNLAUB, H.-P., 1974, A106

Typlokalität: Polsterkar östlich Eisenerz, Profil oberhalb des Knappensteiges im südlichen bis nordwestlichen Polsterkar.

Lithologie: Die Cystoideenkalken können als hellgrau-rosa gesprenkelte, undeutlich gebankte bis schwach geflaserte, sehr reine Spatkalke angesprochen werden. Sie enthalten meist reichlich Fossilenschutt von Cystoideen bzw. Querschnitte von vollständigen Cystoideentheken. Sie folgen entweder über dem liegenden Polsterquarzit oder setzen direkt über dem Blasseneckporphyr ein.

Aus Lösproben konnten zahlreiche, gut erhaltene Conodonten gewonnen werden.

Alter: Aufgrund einer gut erhaltenen, individuenreichen Conodontenfauna können die Cystoideenkalken in das Oberordoviz (Asghill) eingestuft werden (SCHÖNLAUB, 1982).

Vorkommen und Mächtigkeit: Die Cystoideenkalken wurden an folgenden Stellen nachgewiesen: Rotschütt, Pflégalm, östlicher Seitengraben des Handlgrabens, Polsterkar, Niederpolster – Krempelgraben – Winterengraben, Erzberg, Plattenalm, Kotalm, Geissalm und am Kamm südlich des Präbichl. Die Kalken erreichen bis zu 15 Meter Mächtigkeit.

Polsterquarzit

Typlokalität: Südliches Polsterkar östlich Eisenerz, im Bereich des Knappensteiges.

Lithologie: Der Polsterquarzit ist ein grau bis bräunlichgrau gefärbter, meist sehr kompakter, grob oder undeutlich gebankter Sandstein mit einem hohen Anteil an überwiegend monokristallinen undulösen Quarzkörnern. Im Kontaktbereich zum unterlagernden Porphyr dominieren Arenite mit Korngrößen bis zu 2 mm, der hangende Abschnitt wird hingegen von feinkörnigen Quarzwacken mit Korngrößen unter 0,5 mm aufgebaut. Im obersten Abschnitt geht er unter Zunahme des Kohlenstoffgehaltes im Bindemittel innerhalb einiger Meter in den hangenden Cystoideenkalk über.

Die Faziesanalyse charakterisiert den Polsterquarzit als typische Transgressionssequenz über dem liegenden Blasseneckporphyr. Die sedimentologischen Merkmale der basalen Quarzarenite sprechen für hochenergetische Strandsande, die feinkörnigen Quarzwacken und Schiefer für ein flachmarines, energieärmeres Milieu nahe dem Gezeitenbereich. Die Kalksandsteine beenden die klastische Entwicklung und leiten zur Karbonatsedimentation der Cystoideenkalken über.

Stratigraphischer Umfang: Aus den Polsterquarziten liegen nur wenige, schlecht erhaltene und daher nicht stratigraphisch verwertbare Fossilfunde vor. Ihre Untergrenze ist daher schlecht bestimmt. Aus den normal darüber folgenden Cystoideenkalken konnte eine Conodontenfauna des Oberordoviz (Asghill) gewonnen werden (SCHÖNLAUB, 1982).

Vorkommen und Mächtigkeit: Im Kar unterhalb des Polster werden ca. 60 bis 80 Meter Mächtigkeit erreicht. Weitere, allerdings geringmächtigere Vorkommen befinden sich nahe der Rotschütt und des Himmelkogels. Die über dem Blasseneckporphyr am Größenberg auftretenden, Streuglimmer führenden Sandsteine stellt SCHÖNLAUB 1982 nur mit Vorbehalt zu den Polsterquarziten.

Blasseneckporphyroid

Begriffsprägung: F. HERITSCH, 1908, S. 401.

Typlokalität: Blasseneck 3,5 km NE Treglwang.

Lithologie: Der Blasseneckporphyroid stellt das Produkt eines kurz andauernden sauren Vulkanismus im tieferen Ashgill dar. H. MOSTLER (1970, S. 517) hat diesen in der gesamten Grauwackenzone verbreiteten Metavulkanit aufgrund verschiedener Merkmale wie weitreichender horizontbeständiger Verbreitung, Reliefauffüllung und Petrographie als Ignimbrit gedeutet. Dieser Ignimbrit ist als sub-aerische Glutwolken-Suspension mit einer enormen Verbreitung über die gesamte Grauwackenzone (und darüber hinaus) abgesetzt worden.

Im Aufschluss kann der Blasseneckporphyroid als grauer, seltener grünlicher, überwiegend massiger, gelegentlich aber auch stark verschieferter saurer Metavulkanit angesprochen werden. Massig ausgebildete Varianten neigen zu grobblockigem Zerfall entlang eines weitständigen Kluftsystems, während stark verschieferte Partien schlecht aufgeschlossene Areale mit Tendenz zu stauender Nässe und zu kleineren Rutschungen bilden können.

Der Mineralbestand umfasst eine feinkörnige Matrix aus Hellglimmern, Quarz und Chlorit, in der für Vulkanite typische mm-große Einsprenglinge aus Porphyrquarzen enthalten sind.

Stratigraphischer Umfang: Aus fossilführenden Metasedimenten sowohl im Hangenden als auch im Liegenden ist Oberordovic (älteres Ashgill) belegt (H.P. SCHÖNLAUB, 1982, S. 380).

Vorkommen und Mächtigkeit: Der Blasseneckporphyr ist als das Leitgestein der Grauwackenzone anzusehen. Im Raum Eisenerz tritt er besonders innerhalb der Nordzone massiv in Erscheinung. Im Rötzgraben erreicht er über tausend Meter Mächtigkeit (SCHÖNLAUB, 1982, S. 378). Innerhalb der Schuppenzone tritt er in Form bis zu mehrerer hundert Meter mächtiger Züge auf.

Gerichtsgraben-Gruppe

Begriffsprägung: G. FLAJS & H.P. SCHÖNLAUB (1976, S. 262).

Begriffsfassung: Die Gesteine im Liegenden des Blasseneck-Porphyr im Eisenerzer Raum werden als „Gerichtsgraben-Gruppe“ zusammengefasst. Es handelt sich um klastische Serien mit Einschaltungen mehrerer Karbonatkörper. Entlang der Straße vom Präbichl nach Eisenerz können folgende lithologische Typen unterschieden werden: 1. graue, phyllitische, häufig feingefaltete Siltschiefer (früher als „feinschichtige Grauwackenschiefer“ bezeichnet), 2. streuglimmerführende, plattige Sandsteine mit Übergängen in sandige Schiefer, 3. Grauwacken mit teilweiser Gradierung und 4. dunkelgraue bis schwarze, z.T. quarzitisches Schiefer und Glanzschiefer in Lagen von max. 10 m innerhalb der phyllitischen Schiefer (G. FLAJS & H.P. SCHÖNLAUB, 1976, S. 262).

Typlokalität: Beide Talflanken des Gerichtsgrabens nordwestlich des Prebichlpasses am Ostfuß des steirischen Erzberges.

Stratigraphischer Umfang: Das oberordovicische (bis vor-oberordovicische) Alter wurde ausschließlich durch Conodonten aus der obersten karbonatischen Einschaltung, wenige Meter unter der Liegendgrenze des Porphyroids an der Typlokalität, ermittelt. Die höchsten Anteile der Gerichtsgraben-Gruppe sind demnach in den ältesten Abschnitt der *Amorphognathus-ordovicicus*-Zone zu stellen (G. FLAJS & H.P. SCHÖNLAUB, 1976, S. 262).

Vorkommen und Mächtigkeit: Außer im Gerichtsgraben, wo sie eine Mächtigkeit von bis zu 300 m erreichen, sind die Gesteine der Gerichtsgraben-Gruppe auch noch innerhalb der Schuppenzone im Bereich der Plattenalm und im Tullgraben südwestlich Eisenerz sowie an zwei Punkten im Krumpental westlich des Ramsaubaches aufgeschlossen. Im Tullgraben treten neben schwarzen, grafitischen Kiesel-schiefern auch Sandsteine und geringmächtige Kalklinsen auf, die vom Blasseneckporphyr überlagert werden.

Literatur

- ABELE, G.: Kinematik und Morphologie spät- und postglazialer Bergstürze in den Alpen. – Zeitschr. f. Geomorph., suppl. Bd. 14, S. 138-149, Wien 1972.
- ABELE, G.: Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. – Wiss. Alpenvereins., 25, 230 S., 4 Tab., 73. Abb., 59 Bilder im Bildteil, 3 Karten + Erläuterungen, München 1974.
- ARTHABER, G.: Die alpine Trias des Mediterrangebietes. – Frechs Letaea geognost., 2 Tl., 1. Bd., 3. Lief., S. 223-472, Taf. 34-60, Stuttgart 1906.
- ASSERETO, R.: Die Binodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss. math.-natwiss. Kl., Abt. I, 178 (1970), S. 1-29, 5 Abb., Wien 1971.
- BITTNER, A.: I. Die geologischen Verhältnisse. 1-174, Abbn., 1 geol.Kt. + Profiltaf., Wien 1882 – In: BECKER, M.A. (Hrsg.): Hernstein in Niederösterreich etc., 1. Bd., 711 S., 37 Abb., 5 Kt., 11 Taf., Wien (Hölder) 1886a.
- BITTNER, A.: Neue Petrefaktenfunde im Werfener Schiefer der Nordostalpen. – Verh. Geol. R.-A., 1886, S. 387-390, Wien 1886b.
- BITTNER, A.: Über die weitere Verbreitung der Reichenhaller Kalke in den nordöstlichen Kalkalpen. – Verh. Geol. R.-A., 1886, S. 445-448, Wien 1886c.
- BITTNER, A.: Aus dem Gebiet der Ennsthaler Kalkalpen und des Hochschwab. – Verh. Geol. R.-A., 1887, S. 89-98, 1 Abb., Wien 1887a.
- BITTNER, A.: Aus der Umgebung von Wildalpen. – Verh. Geol. R.-A., 1888, S. 71-80, 3 Fig., Wien 1888a.
- BITTNER, A.: Die Brachiopoden der alpinen Trias. – Abh. Geol. R.-A., 14, S. 1-325, zahlr. Abb., 41 Taf., Wien 1890a.
- BITTNER, A.: Aus dem Gebiete des Hochschwab und der nördlich angrenzenden Gebirgsketten. – Verh. Geol. R.-A., 1890, 16, S. 299-309, Wien 1890b.
- BITTNER, A.: Über die Auffindung der Fauna des Reichenhaller Kalkes im Gutensteiner Kalke bei Gutenstein. – Verh. Geol. R.-A., 1897, S. 201-202, Wien 1897.
- BITTNER, A. & VACEK, M.: Geologische Spezialkarte Österr.-Ungarn 1:75.000, Blatt 4954 Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – Geol. R.-A., Wien 1889.
- BOEHM, A.: Die alten Gletscher der Enns und Steyr. – Jb. Geol. R.-A., 35, S. 429-612, 6 Fig., 1 Profiltaf., 1 Übersichtsk., Wien 1885.
- BÖSE, E.: Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. II. Die Faciesbezirke der Trias in den Nordalpen. – Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 50, S. 695-761, 1 Abb., 3 Tab., Berlin 1898.
- BRANDNER R. & RESCH, W.: Reef development in the middle triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. – In: DONALD FRANCIS TOOMEY (Ed.): SEPM Special Publication No. 30, S. 203–231, Tulsa 1981.
- BRANDT, A.: Die Bergstürze der Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten / Österreich, Untersuchungen zur Ursache und Mechanik der Bergstürze. – Dissertation Universität Hamburg, 1981.
- BRUNNER, H.: Die Churer Toma. – Bündner Jahrbuch, S. 67-75, 1962.
- BUCH, L. v.: Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien. – Bd. 1, 320 S., 3 Taf., Haude und Spener, Berlin 1802.
- CORNELIUS, H.P.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Raxgebietes. – 54 S., Geol. B.-A., Wien 1936.
- DUNHAM, R.J.: Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. – In: W.E. HAM (ED.): Classification of Carbonate Rocks, p. 108-121, Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 1, Tulsa 1962.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H.P.: Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich).– Verh. Geol. B.-A., 1976, S. 257-303, Wien 1976.
- FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungen in der Alpinen Trias. Methoden und Probleme. – Mitt. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, S. 9-64, 9 Taf., Innsbruck 1972.
- FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., 33 Taf., 68 Abb. (Springer), Berlin 1978.

- FLÜGEL, E.: *Microfacies Analysis of Limestones*. – 633 S., 78 Abb., 53 Taf., 58 Tab., (Springer), Berlin 1982.
- FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M.: *Typlokalität und Mikrofazies des Gutensteiner Kalkes (Anis) der nordalpinen Trias*. – Mitt. Natwiss. Ver. Steiermark, 93, S. 106-136, 7 Abb., 4 Tab., Taf. 8-13, Graz 1963.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: *Steiermark*. – Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1:200.000, 127 S., 28 Abb., 5 Tab., Geol. B.-A., Wien 1984.
- FOLK, R.L.: *Spectral Subdivision of Limestone Types*. – In: W.E. HAM (Ed.): *Classification of Carbonate Rocks*, p. 62-84, 7 fig., 1 plate, 2 tables, Am. Ass. Petrol. Geol., Memoir 1, Tulsa 1962.
- FRITSCH, A.: *Das Quartär der westlichen Hochschwab-Nordabdachung unter Berücksichtigung des Bergsturzes von Wildalpen*. – Unveröffentl. Diplomarbeit, Geol. Inst. Univ. Wien, 122 S., 74 Abb., 3 Tab., 3 Beil., Wien 1993.
- GÜMBEL, C.W.: *Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes*. – XX + 950 S., 25 Abb., 42 Profiltaf., 5 Geol.Kt., 1 Taf., Gotha (Perthes) 1861.
- HAUER, F. v.: *Über die Gliederung der Trias-, Lias-, und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen*. – Jb. Geol. R.-A., 4, S. 715-784, 8 Abb., 8 Tab., Wien 1853.
- HENRICH, R.: *Middle Triassic carbonate platform margin development: Hochstaufen-Zwiesel massif, Northern Calcareous Alps, Germany*. – *Fazies*, 6, S. 85-106, Erlangen 1982.
- HENRICH, R. & MIRSAI, I.: *A comparative study of the supratidal and basin dolomites in the anisian and ladinian carbonates of the „Hochstaufen Massif“ (Northern Limestone Alps)*. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 28, p. 95-108, 3 Tab., 2 Taf., Wien 1982.
- HERITSCH, F.: *Zur Genesis des Spateisenlagers des Erzberges bei Eisenerz in Obersteiermark*. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 1, S. 396-401, Wien 1908.
- HOHENEGGER, J. & LEIN, R.: *Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. Teil 1: Geologie, Stratigraphie und Systematik (exklusive Lagenina)*. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 24, S. 203-261, Wien 1977.
- KIRCHMAYER, M.: *Einige geologische Untersuchungen im Grünauer Becken und in der Kasberggruppe in Oberösterreich*. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. in Wien, 4, S. 3-28, 2 Abb., Wien 1956.
- KRAINER, K. & STINGL, V.: *Alluviale Schuttfächersedimente im Ostalpinen Perm am Beispiel der Präbichlschichten an der Typlokalität bei Eisenerz/Steiermark*. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 78 (1985), S. 231-249, 4 Abb., 2 Taf., Wien 1986.
- KRAL, F.: *Zur natürlichen Bewaldung und anthropogenen Waldentwicklung des Hochschwabgebietes*. – *Österreichische Forstzeitung*, 12/1987, S. 29-30, Wien 1987.
- LICHTENECKER, N.: *Bergsturz und Bimssteingang von Köfels im Ötztal (Tirol)*. – *Geographischer Jahresbericht aus Österreich* 14/15, S. 228-254, Leipzig, Wien 1929
- LILL VON LILIENBACH, A.: *Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutungen auf die Karpathen*. – *Leonhard Jb. Mineral., Geognosie etc.*, 1, 153-220, Heidelberg 1830.
- MANDL, G.W. (Projektleiter), MOSER, M., PAVLIK, W., STRELE, K & PIROS, O.: *Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Einzugsgebiet der Wiener Hochquellenleitung zwischen Hochschwab und Schneeberg. Folgeprojekt: Hochschwab – Zeller Staritzen. Forschungsprojekt WA-4A/F1994 der MA 31/Wiener Wasserwerke*. – Unveröffentl. Zwischenbericht, 39 S., 1 geolog. Karte, Wien 1995.
- MEDWENITSCH, W.: *Salz und Gips im Steirischen Salzkammergut*. – *Der Bergmann. Der Hüttenmann (Katalog)*, S. 125-133, Abb. 22, Taf. 1-2, Graz 1968.
- MICHAEL, R.: *Die Vergletscherung der Lassingalpen*. – 16. Jahresber. d. Vereines d. Geographen i. Wien – wissensch. Theil, S. 20-43, 4 Tab., Wien 1891.
- PAVLIK, W.: *Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 101 – Eisenerz*. – Jb. Geol. B.-A., 138/3, S. 501-502, Wien 1995.
- PIA, J.: *Grundbegriffe der Stratigraphie*. – 252 S., 3 Abb., Leipzig-Wien (Deutike) 1930.
- SARNTHEIN, M.: *Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich*. – *Geol. Rdsch.*, 56 (1967), S. 116-127, 4 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1967.
- SCHÖNLAUB, H.P.: *Bericht 1979 über geologische Aufnahmen und Revisionen im Paläozoikum auf Blatt 101 Eisenerz*. – *Verh. Geol.B.-A.*, 1980, A72-A75, Wien 1980.

- SCHÖNLAUB, H.P.: Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 124, S. 361-423, 9 Abb., 1 Tab., 2 Taf. (= Beil. 7, 8) Wien 1982.
- SCHWINNER, R.: Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. – Geol. Rdsch., 20, S. 211-244 und S. 343-370, Berlin 1929.
- SOMMER, D.: Die Prebichl-Schichten als permotriadische Basis der Nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). – Verh. Geol.B.-A., 1982, 2, S. 119-122, 3 Abb., Wien 1972.
- SPENGLER, E.: (in:) SPENGLER, E. & STINY, J.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Nr. 4954, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – Geol. B.-A., Wien 1926a.
- SPENGLER, E.: (In:) SPENGLER, E. & STINY, J.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – 100 S., 1 Taf., Geol. B.-A., Wien 1926b.
- SPENGLER, E.: Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe. – Verh. Geol. B.-A., 6, 7, S. 127-143, 6 Abb., Wien 1926c.
- STUR, D.: Geologie der Steiermark. – XXXI, 654 S., 29 Tab. 11 Abb., 1 Taf., 1 geol. Übersichtsk., Geogn.-mont. Verein für Steiermark, Graz 1871.
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L.: Der Lithostratotypus des Gutensteiner Kalkes (Gutensteiner, Niederösterreich; Mitteltrias). – Annalen Naturhist. Mus. Wien, 75, S. 343-356, 2 Abb., 3 Phototaf., 1 Profiltaf., Wien 1971.
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L.: Der Stratotypus des Anis (Trias). – Annalen Naturhist. Mus. Wien, 76, S. 515-538, 4 Abb., 2 Taf., Wien 1972.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 2. – XVI + 580 S., 256 Abb., 3 Taf.; Wien (Deutike) 1976.
- TOSCHEK, P.H.: Sedimentological Investigation of the Ladinian "Wettersteinkalk" of the "Kaiser-Gebirge" (Austria). – In: G. MÜLLER & G.M. FRIEDMANN (Eds.): Carbonate Sedimentology in Central Europe, S. 219-227, 11 Abb., Berlin (Springer) 1968.
- TRAUTH, F.: Geologie des Kalkalpenbereiches der Zweiten Wiener Hochquellenleitung. – Abh. Geol. B.-A. Wien, 26/1, 98 S., 5 Fig., 12 Taf., Wien 1948.
- TRIMMEL, H.: Höhlenkunde. – 300 S., 88 Abb., Braunschweig (Vieweg) 1968.
- TRINKAUS, P. & STADLER, H.: Ergänzende Arbeiten Hochschwab Nord – Alter- und Artenbestimmung von Holzfunden aus dem Salzatal. – Unveröffentl. Bericht Joanneum Research, 16 S.+ Anhang, 8 Abb., Graz 2000.
- WAGNER, L.: Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvoralpen im Raum zwischen Enns und Wiener Becken. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Wien, 202 S., 11 + 164 Abb., 25 Taf., Wien 1970.
- WOLFF, H.: Fazies-Gliederung und Paläogeographie des Ladins in den bayerischen Kalkalpen zwischen Wendelstein und Kampenwand. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 143, S. 246-274, 7 Abb., Stuttgart 1973.

Der Dachsteinkalk im Großraum Hochkar – Hochschwab und seine Stellung in der kalkalpinen Karbonatplattform-Entwicklung

(G.W. MANDL, G. BRYDA & W. PAVLIK)

Inhalt

Zusammenfassung

Einleitung

1. Das (bio-)stratigraphische Grundgerüst der obertriassischen Karbonatplattform
 - 1.1. Hauptdolomit, Seefeld-Formation
 - 1.2. Plattenkalk
 - 1.3. Kössen-Formation
 - 1.4. „Oberrhätalk“
 - 1.5. Dachsteinkalk
2. Beispiele aus dem Großraum Hochkar – Hochschwab
 - 2.1. Neuhaus – Kössen-Formation
 - 2.2. Hochkar – Der „Hochalm-Spitz“ in der Dachsteinkalkplattform
 - 2.3. Kräuterin – Hauptdolomit/Dachsteinkalk
 - 2.4. Karlhochkogel und Stangenwand – basale Dachstein-Riffentwicklung
 - 2.5. Die Plattform-Beckenverzahnung Dachsteinkalk/Aflenzer Kalk

Literatur

Zusammenfassung

Die lithostratigraphische Gliederung der obertriassischen Flachwasserkarbonate wird überblicksmäßig besprochen und ihre Einordnung in die geologische Zeitskala anhand derzeit verfügbarer biostratigraphischer Daten graphisch dargestellt. Dabei wird erstmals eine Korrelation der sedimentären Abfolgen im Plattform-Inneren und am Plattformrand diskutiert.

Im Zuge der Neuaufnahme des geologischen Kartenblattes 101 Eisenerz wurden auch Abfolgen obertriassischer Plattformkarbonate kartiert. Im Einzelnen sind dies die Schichtfolgen des Hochkar, der Kräuterin, des Karlhochkogels und des Aflenzer Gebietes. Das Profil Neuhaus vom angrenzenden Kartenblatt 72 Mariazell wurde anhand von Literaturdaten erstellt, da zu diesem Kartenblatt bislang keine Erläuterungen existieren. Die Profile, die unterschiedlichen tektonischen Einheiten angehören, werden im Folgenden kurz charakterisiert und einer Position im generellen Schema der Obertrias-Plattform zugeordnet.

Einleitung

Biostratigraphische Daten für eine genauere zeitliche Einordnung der obertriassischen Karbonatplattformsedimente werden in der Literatur relativ selten angegeben. Dies liegt vor allem darin begründet, dass die stratigraphisch aussagekräftigen Organismengruppen (Ammoniten, Conodonten) im Wesentlichen eine pelagische Lebensweise besaßen und daher in den Seichtwasserkarbonaten ausgesprochen selten zu finden sind. Bessere Chancen bieten da (hemi-)pelagische Sedimente, die mit den Plattformsedimenten beckenwärts verzahnen und gelegentlich auch relativ weit auf die Plattform vordringen können. Anhand solcher Conodonten führender, mikritischer Kalke konnte jüngst die zeitliche Entwicklung der **Dachstein-Plattform** im Gosaukammgebiet erstmals genauer erfasst werden (KRYSTYN, MANDL & SCHAUER, 2009).

Abb. 1 versucht zur Darstellung des heutigen Kenntnisstandes eine Kombination dieser Plattformrand-Daten mit solchen aus dem „Inneren“ der Plattform – den **Seefelder Schichten** im Hauptdolomit (DONOFRIO, BRANDNER & POLESCHINSKI, 2003) und den **Kössener Schichten** (GOLEBIEWSKI, 1989, 1990).

Dabei wurde auch die neue Nor-Rhät-Grenzziehung, wie sie derzeit von der Trias-Subkommission der Internationalen Stratigraphischen Kommission vorbereitet wird, sowie die aktualisierte Conodontenstratigraphie des Norium und Rhätium berücksichtigt – vgl. KRYSZYN et al. (2007), KRYSZYN (2008), KRYSZYN et al. (2009).

Anhand dieser generellen Darstellung werden fünf faziell unterschiedliche Obertriasschichtfolgen des Ötscher-Hochkar-Hochschwab-Gebietes als Beispiele vorgestellt.

1. Das (bio-)stratigraphische Grundgerüst der obertriassischen Karbonatplattform

1.1. Hauptdolomit, Seefeld-Formation

Der gut gebankte, graue bis braune **Hauptdolomit** ist das karbonatische Sediment der riffernen Lagune und daher im Bajuvarischen und im Nordteil des Tirolischen Deckensystems *das* landschaftsprägende Gestein der Obertrias. Gegen Süden hin wird er lateral zunehmend durch Dachsteinkalk ersetzt.

Es können mehrere Gesteinstypen unterschieden werden, wobei die rhythmisch laminierten Dolomite besonders auffallend sind. Sie gehen auf Cyanobakterien- und Algen-Stromatolith-Rasen zurück, deren Bildung an den Gezeitenbereich (Intra- bis Supratidal) gebunden ist. Von eher untergeordneter Bedeutung sind feinkörnige gebankte Dolomite sowie diagenetisch kornvergrößerte „sandig-zucker-körnige“ Dolomite – weitere lithologische Details siehe FRUTH & SCHERREIKS (1984). Der schon primär geringe Fossilgehalt wurde durch den Dolomitierungsprozess noch weiter reduziert, das Alter des Hauptdolomites kann daher nur nach seiner Position im Schichtstapel als fraglich oberkarnisch bis norisch angegeben werden.

Im Westabschnitt der Kalkalpen lässt sich der Hauptdolomit anhand der Gruppierung von Fazies-Assoziationen in drei Abschnitte untergliedern, denen DONOFRIO et al. (2003: 93) sogar Formationsstatus innerhalb einer Hauptdolomit-Gruppe zuerkennen wollen.

Der „**Untere**“ **Hauptdolomit** = Schlossbach-Formation (300–500 m mächtig) ist nach MÜLLER-JUNGBLUTH (1968: 233) infolge eines erhöhten Bitumengehaltes eher dunkel gefärbt. Eine Feinschichtung durch enge Wechselfolge von feinkörnigem Dolomit und schlecht sortiertem Pellet-Mikrit wird durch den Bitumengehalt oft farbig nachgezeichnet. Schrumpfsstrukturen verweisen auf zeitweiliges Trockenfallen.

Der „**Mittlere**“ **Hauptdolomit** = Freiong-Formation (800–1300 m mächtig) zeigt generell hellere Graufärbung, die monotonen mm-Rhythmite weichen bioklastischen Dolomikriten bis -spariten mit Kleingastropoden, Mollusken, Ostrakoden und Foraminiferen. Charakteristisch sind auch „birdseyes“ und laminoide Fenstergefüge. Die Bankung wechselt im Bereich 25–45 cm, Bankfugen sind häufig stylolithisch überprägt.

Die **Seefeld-Formation** (120–560 m an der Typlokalität, als „bituminöser Hauptdolomit“ im Durchschnitt nur 30 m mächtig) stellt die Ablagerung eines schlecht durchlüfteten Beckens innerhalb der Hauptdolomit-Plattform dar. Die Beckenbildung wird von DONOFRIO et al. (2003) auf mehrphasige tektonische Subsidenz zurückgeführt, die zu Halbgrabenbildung mit Rutschfalten und -brekzien an den Rändern führte. Im Becken wechsellagern bitumenreiche Feinstlaminite mit Kalken des tieferen Subtidal und mit Dolospariten des flachen Subtidal, z.T. mit Megalodonten und Dasycladaceen. In plattigen Kalken der Beckenrandfazies konnten aus drei Niveaus Conodontenfaunen mit massenhaft *Epigondolella slovakensis*, seltener *Epigondolella postera* und *Epigondolella carinata* gewonnen werden. Aus dem Überschneidungsbereich von *E. slovakensis* und *E. postera* ergibt sich aus der aktuellen Tabelle der obertriassischen Conodonten (KRYSZYN et al., 2009) eine Einstufung der Seefeld-Formation in das untere Alaunium 3. Die seltene *E. carinata* ist wenig aussagekräftig, sie reicht vom Alaunium bis nahe an die Basis des Rhätium heran – vgl. ORCHARD et al. (2007: Fig. 3).

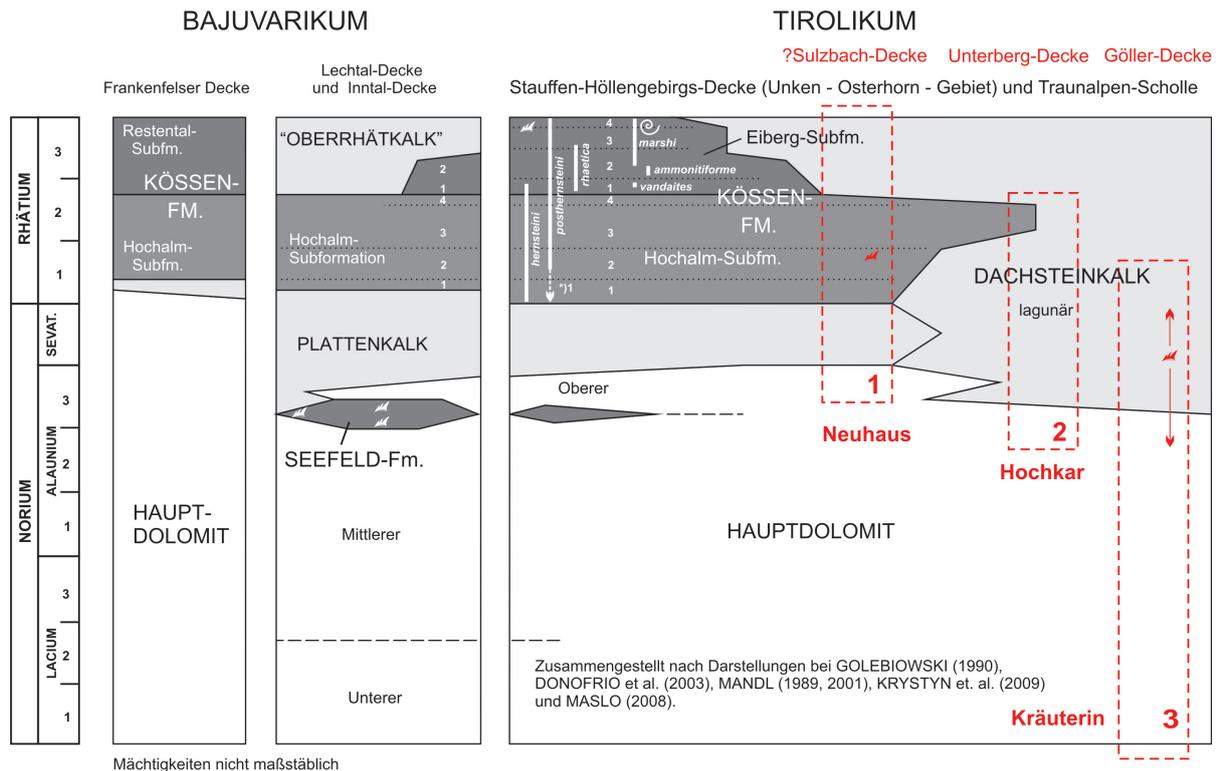


Abb.1. Ausgewählte Obertrias-Schichtfolgen des Großraumes Ötscher - Hochkar - Hochschwab und

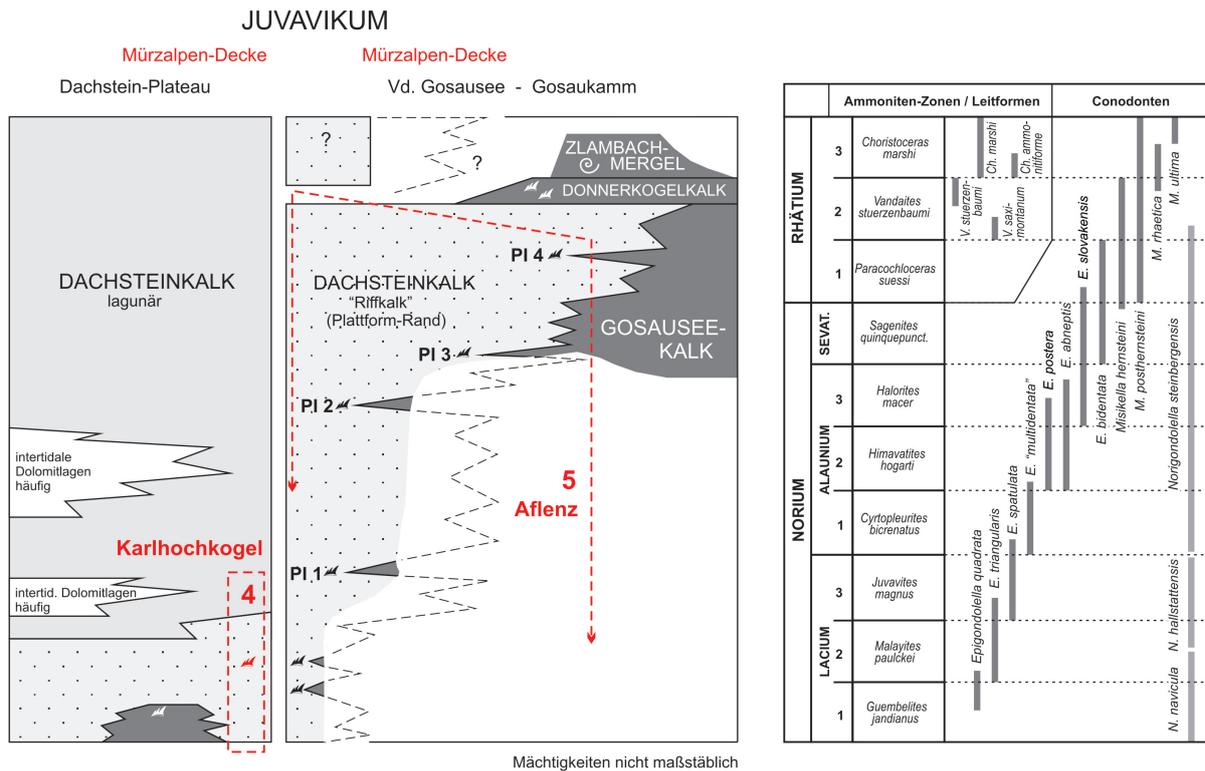
Für den „Oberen“ Hauptdolomit (>300 m) schlagen DONOFRIO et al. (2003) die Bezeichnung Dachsteindolomit vor, da er, abgesehen von der völligen Dolomitisierung, große Ähnlichkeit zur Loferer Zyklik (FISCHER, 1964) des Dachsteinkalkes aufweist. Deutlich entwickelt sind die bunten Residualtone der Auftauchphasen (Einheit A), Stromatolithe und laminoide Fenstergefüge des Peritidalbereiches (Einheit B) und Dasycladaceen und Megalodonten des Subtidal (Einheit C).

1.2. Plattenkalk

Der Plattenkalk besteht aus mittel- bis dunkelgrauen oder bräunlichgrauen, dezimeter- bis metermächtigen, ebenflächigen Kalkbänken, denen Dolomitlegen vom Typus des Hauptdolomites zwischengeschaltet sein können. Genetisch stellt er einen lateralen Übergangsbereich zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk dar und lässt auch eine ähnliche, wassertiefenabhängige Zyklik wie Letzterer erkennen (CZURDA, 1970). Die Kalk/Dolomit-Wechselfolgen repräsentieren nach KERN & HÜSSNER (1999: Abb. 2) Shallowing-upward-Zyklen, die vom tieferen Subtidal mit feingeschichteten mudstones über das flache Subtidal und tiefere Intertidal (bioklastische pack- und grainstones, Rindenkörner, Ooide, Foraminiferen, Algen) bis ins Supratidal mit dolomitisierten, stromatolithischen Algen/Bakterienmatten reichen.

Plattenkalk vertritt den jüngeren Anteil des Hauptdolomites vor allem in jenen Bereichen der Bajuvarischen und Tirolischen Decken, die im Rhätium durch die Kössen-Formation charakterisiert sind.

Von der Basis des Plattenkalkes am Grubigstein bei Lermoos beschreiben DONOFRIO et al. (2003) eine Conodontenfauna mit *E. slovakensis* und *E. postera*, die somit dort in das untere Alaunium 3 zu stellen ist.



deren Position innerhalb der Karbonatplattform-Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen (Österreich)

1.3. Kössen-Formation

Die **Kössen-Formation** markiert wie die Zlambach-Formation den beginnenden terrigenen Sedimenteintrag während der obersten Trias. GOLEBIOWSKI (1990) unterteilt die Tonstein/Mergel/Kalk-Wechselfolge lithostratigraphisch in einen Liegendabschnitt (Hochalm-Member) und einen Hangendabschnitt, der regional unterschiedliche Entwicklungen zeigt (Eiberg- und Restental-Member).

Das **Hochalm-Member** entwickelt sich aus dem Plattenkalk (KERN & HÜSSNER, 1999) und repräsentiert seichtmarine Ablagerungen mit einem zyklischen Wechsel von Tonsteinen, Mergeln und Kalken. Die Abschnitte 1 und 2 werden von Shallowing-upward-Zyklen gebildet, in denen Biodetrituskalke (tempestitische Lumachellen) mit dünnen Tonmergellagen von Seichtwasserkalken überlagert werden, die im Hangenden meist Algenlaminite aufweisen. In Abschnitt 3 dominieren tonreichere Biodetrituskalke und mächtigere Tonmergelabschnitte, Tempestite fehlen. Während dieses Zeitabschnittes erfolgte eine deutliche transgressive Ausweitung dieses Ablagerungsraumes weit nach Süden. Das Hochalm-Member fungiert dort innerhalb des Dachsteinkalkes als markanter lithologischer Leithorizont. Den Abschluss bildet der sogenannte „Hauptlithodendronkalk“ (= Abschnitt 4), der aus feinkörnigem Kalkschlamm mit ausgedehntem Korallenrasen hervorging.

In weiterer Folge bildeten sich zwei, in Ost–West-Richtung langgestreckte Intraplattformbecken heraus, die durch eine Seichtwasser-Plattform (**Oberrhätalk**) getrennt waren. Das nördliche Becken mit fossilärmer, monoton mergeliger Sedimentation wird als **Restental-Member** bezeichnet und beschränkt sich heute auf die nördlichen Decken des Bajuvarikums. Das **Eiberg-Member** (= südliches Becken) ist insbesondere im Unken-Loferer Raum und im Osterhornggebiet verbreitet und besteht aus fossilreichen bioklastischen Kalken, Mergeln und Tonschiefern. Gegenüber dem Hochalm-Member dominiert hier eine diverse Brachiopodenfauna über die Muscheln. Aufgrund der größeren Wassertiefe treten hier vermehrt Ammoniten und Conodonten auf und ermöglichen eine relativ gute zeitliche Einstufung.

Eine Auswahl der biostratigraphisch bedeutsamen Faunenelemente bei GOLEBIOWSKI (1990: Fig. 1) sind hier in Abb. 1 aufgenommen. Ergänzend dazu ist noch anzumerken, dass die Basis der Kössen-Formation bei GOLEBIOWSKI in das höhere Sevatium (Einsetzen von *M. hernsteini*) gestellt wurde, da die für die Rhätbasis kennzeichnende *M. posthernsteini* erst im Abschnitt 2 des Hochalm-Members einsetzen soll. Neueren Untersuchungen zufolge (KOZUR 1996) konnte *M. posthernsteini* bereits an der Basis des Hochalm-Members nachgewiesen werden - siehe *)¹ in Abb. 1. Der Beginn der Kössen-Formation wurde daher hier mit der Rhätbasis korreliert.

1.4. „Oberrhätkalk“

Dabei handelt es sich um helle, dickbankige bis massige Flachwasserkalke vom Typus des Dachsteinkalkes, mit Riffen, Riffschuttkalken und lagunären Kalken mit Megalodonten und Oolithen (FABRICIUS, 1966; TOLLMANN, 1976 a). Sie überlagern laut GOLEBIOWSKI (1989, 1990) das Hochalm-Member der Kössen-Formation und bilden eine trennende Karbonatplattform zwischen deren jüngeren Teilbecken (Eiberg- und Restental-Member). Mit Aussetzen der trennenden Kössener Schichten gegen Süden kann der „Oberrhätkalk“ vom Dachsteinkalk nicht mehr unterschieden werden.

1.5. Dachsteinkalk

Gegen Süden schließt an die extrem seichte Hauptdolomit-Lagune der überwiegend subtidal gebildete Dachsteinkalk an. Meeresspiegelschwankungen verursachen hier nur noch geringmächtige Einschaltungen inter- bis supratidaler Ablagerungsbedingungen und sind Ursache für das Bankungsmuster der Loferer Zyklik sensu FISCHER (1964) mit ihrer zyklischen Abfolge charakteristischer Lithofaziestypen (Einheit A, B und C):

Einheit A wird von geringmächtigen, roten oder grünen, kalkig/tonigen Residualsedimenten mit eingestreuten Kalkbrekzien gebildet. Dieser Horizont ist meist nur wenige cm mächtig und greift oft in Form von Lösungshohlräumen in die unterlagernde Bank hinein. Er repräsentiert das oftmalige Trockenfallen des seichtmarinen lagunären Ablagerungsraumes. Aufgrund der leichteren Verwitterbarkeit gegenüber reinen Kalken ist die Einheit A hauptverantwortlich für die Ausbildung der charakteristischen Bankung.

Einheit B als karbonatisches Gezeitensediment wird von häufig dolomitierten, mm-geschichteten Algen/Cyanobakterienmatten aufgebaut, die Bankdicken bis einige Dezimeter erreichen können.

Einheit C entspricht den meterdicken, reinen hellgrauen Kalkbänken der tieferen Lagune unterhalb des Gezeitenbereiches und führt gelegentlich gehäuft Megalodonten-Schalen und Schnecken.

Neuere Arbeiten dazu siehe SATTERLEY (1996), ENOS & SAMANKASSOU (1998), SCHWARZACHER (2005) und HAAS et al. (2007).

Feinstratigraphisch verwertbare Fossilien fehlen in der Lagune. Da die Dachsteinkalk-Sedimentation mit ersten Riffen im untersten Norium beginnt (RONIEWICZ et al., 2007) sollte der lagunäre Dachsteinkalk im Plattform-Inneren schon bald danach einsetzen. Während dieses initialen Plattform-Stadiums drangen pelagische Ablagerungen lokal und kurzzeitig bis weit auf die Plattform vor, siehe dazu auch MANDL (1989, 2000: Fig. 5). Conodontenfaunen mit *Metapolygnathus polygnathiformis* und *M. nodosus* des obersten Karnium sowie *Norigondolella navicula* und *Epigondolella primita* des untersten Norium belegen diese transgressive Phase. Jedoch schon im mittleren Laciun dürften sich die anfangs verteilten Fleckenriffe zu einem ± zusammenhängenden Riffkörper vereinigt und an den Plattformrand verlagert haben. Dahinter entstand die Dachsteinkalk-Lagune, deren Sedimente die initialen Fleckenriffe rasch überdeckten. Im lagunären Dachsteinkalk sind zwei Abschnitte mit gehäuftem Auftreten mächtigerer intertidaler Dolomitlaminiten erkennbar, die insbesondere am östlichen Dachsteinplateau bis weit nach Süden reichen – siehe MANDL (2001, Karte und Profilschnitte). Ihre stratigraphische Position wird in Fig. 1 einerseits unter dem pelagischen Intervall PI 1 und andererseits zwischen PI 1 und PI 2 als wahrscheinlich erachtet.

Ein (ober-)rhätischer Anteil des lagunären Dachsteinkalkes ist auf den Karstplateaus wahrscheinlich, da dort anstelle der Kössen-Formation die reine Kalkbildung weiter lief und dann von Jura-Rotkalken überdeckt wurde. Die immer wieder als Leitform für das Rhätium genannte Foraminifere *Triasina hantkeni* dürfte allerdings nach neueren Beobachtungen nicht auf diesen Zeitabschnitt beschränkt sein, sondern auch deutlich in das Norium hinunter reichen (PILLER, pers. Mitt.).

Am Plattformrand wurde die Dachsteinkalk-Lagune durch einen mehr oder minder deutlichen Riffgürtel gegen das offene Meer hin begrenzt. Über das Gosaukamm-Riff gibt WURM (1982) eine detaillierte fazielle und paläontologische Darstellung, zu den Hang- und Beckensedimenten und ihrer Zyklik informieren REIJMER et al. (1991, 1994). Die besten biostratigraphischen Daten zur Plattformentwicklung liefern diese Randbereiche mit ihrer Verzahnung mit Beckensedimenten.

Im Dachstein-Gosaukamm-Gebiet konnte die zeitlich/räumliche Entwicklung des Plattformrandes mit Hilfe von Conodontenfaunen genauer erfasst werden, siehe dazu KRISTYN et al. (2009). Das Riffwachstum begann auch hier im untersten Norium und erreicht ein Maximum im frühen Rhätium. Dabei wird ein Schichtstapel von nahezu 1000 m Mächtigkeit abgelagert. Dünne pelagische Einschaltungen zeigen mehrere Flutungsereignisse an und ermöglichen die Unterscheidung eines mächtigen (300 m) unternorischen, eines geringer mächtigen (100–200 m) mittelnorischen und eines wiederum dickeren (500 m) obernorisch bis rhätischen Anteiles des Riffkörpers. Phasen von verstärktem Riffwachstum sind also im Unternorium und im Rhätium zu erkennen, bevor das Riff ertrinkt und im mittleren Rhätium vom pelagischen „Donnerkogelkalk“ überdeckt wird. Das Riffwachstum am Plattformrand des Dachsteingebietes endet damit deutlich unter der Trias/Jura-Grenze.

Die Zlambachmergel sind nach Funden von *Choristoceras* in das Rhätium 3 zu stellen. Ein Beispiel für die Verzahnung von Zlambachmergeln mit einem oberst-rhätischen Dachsteinkalk ist bislang nicht bekannt, muss aber in irgendeiner Form bestanden haben.

Was die zeitliche Korrelation von Ereignissen innerhalb der Plattform mit jenen am Plattformrand anbelangt, sticht insbesondere die räumliche Einschränkung der Dachsteinkalkproduktion ins Auge, die mit der Ausweitung der Hochalm-Subformation gegen Süden und der Überdeckung des Plattformrandes durch den Donnerkogelkalk einher geht. Soweit die derzeit verfügbaren biostratigraphischen Anhaltspunkte erkennen lassen, sind diese beiden Ereignisse nicht zeitgleich. Eher zeichnet sich eine Gleichzeitigkeit der Transgression des Donnerkogelkalkes mit der Eintiefung des Eiberg-Beckens der oberen Kössen-Subformation ab: Der Donnerkogelkalk lieferte bisher Conodontenfaunen mit *M. hernsteini* und *M. posthernsteini*, zu denen sich manchmal noch *M. rhaetica* gesellt, denen aber stets *Norigondolella* fehlt. Daraus ergibt sich ein theoretisch möglicher Zeitumfang von einem „mittleren“ bis obersten Rhätium 2. Der Abschnitt 1 der Eiberg-Subformation beinhaltet nach GOLEBIEWSKI (1990: Fig. 1) nahe der Basis das Erstauftreten von *M. rhaetica* und nahe dem Top das letzte Vorkommen von *M. hernsteini*. Innerhalb des Abschnittes 1 ist ferner ein Fund von *Vandaites* verzeichnet, während *Choristoceren* erst knapp über der Grenze zu Abschnitt 2 erscheinen. Abschnitt 1 der Eiberg-Subformation umfasst somit das oberste Rhätium 2, überschneidet sich also mit dem Donnerkogelkalk. Es wäre zu prüfen, ob das Fehlen von *M. rhaetica* im basalen Donnerkogelkalk nicht nur eine Kenntnislücke darstellt (zu geringe Probenmenge?). Das Einsetzen der Eiberg-Subformation und des Donnerkogelkalkes wären dann genau zeitgleich.

Eine weitere Korrelation könnte zwischen der tektonischen Anlage des Seefelder Intraplattformsbeckens (DONOFRIO et al., 2003) und dem transgressiven Puls PI 2 am Dachstein-Plattformrand bestehen. Die reiche *E. slovakensis*-Fauna zusammen mit *E. postera* ermöglicht eine Einstufung der Seefeld-Formation in das untere Alaunium 3. Weniger exakt gestaltet sich die Beurteilung der zeitlichen Stellung des PI 2 am Plattformrand: die Vergesellschaftung von *E. postera* mit *E. abneptis* umfasst neben dem unteren Alaunium 3 auch das gesamte Alaunium 2. *E. slovakensis* ist in offener Sedimenten leider ausgesprochen selten, wenngleich aber nicht unmöglich (z.B. im sevatischen PI 3 zusammen mit *E. bidentata*). Bis zu einem Nachweis von *E. slovakensis* in Faunen des PI 2 bleibt diese Korrelation Spekulation.

2. Beispiele aus dem Großraum Hochkar – Hochschwab

2.1. Neuhaus – Kössen-Formation

Das Profil Neuhaus wurde von RUTTNER und BAUER aufgenommen und bei BAUER et al. (1979: 75) dargestellt; der Abschnitt der Kössen-Formation ist bei GOLEBIOWSKI (1989) im Detail bearbeitet.

Ab der Profilbasis sind etwa 85 m Hauptdolomit aufgeschlossen. Er zeigt dunkel- bis hellgraue, z.T. auch bräunliche Färbung und feinschichtig stromatholithische Lagen bei Bankdicken von 1–4 dm. Im darüber folgenden, etwa 120 m mächtigen Abschnitt, sind den Dolomitbänken cm-mächtige, grüne Mergellagen zwischengeschaltet.

Mit dem Auftreten erster Kalkbänke wird ein als „Übergangsfazies“ bezeichneter Profilabschnitt erreicht, der in der Legende des Kartenblattes Mariazell als Plattenkalk aufscheint. Es handelt sich dabei um eine Wechselfolge von 5 cm bis 1 m dicken Bänken grauer Kalke und dolomitischer Kalke. Letztere enthalten lagige bis halbkugelförmige Stromatholithe. Bunte mergelige Kalke und rote/grüne, bis 10 cm dicke Mergellagen mit brekziösen Aufarbeitungshorizonten ergänzen das Bild. Biogene beschränken sich auf Muschelschälchen und Kleingastropoden.

Mit einem etwa 1 m mächtigen Paket dünnbankiger dunkler Kalke und Mergel beginnt die Kössen-Formation, die etwa 145 m Mächtigkeit erreichen soll. In der Detaildarstellung bei GOLEBIOWSKI (1989: Profil 3 Neuhaus) sind davon die obersten 90 m bis zum „Hauptlithodendronkalk“ erfasst, der zum oberrhätischen Seichtwasserkalk vermittelt. Nach GOLEBIOWSKI sind hier alle 4 Teilabschnitte des Hochalm-Members vertreten. Aus dem Abschnitt 2 konnte auch eine Conodontenfauna mit *Misikella hernsteini* und *M. posthernsteini* nachgewiesen werden.

Dickbankige graue Kalke mit ästigen Korallen werden als Äquivalent des Hauptlithodendronkalkes angesehen und beschließen die Hochalm-Subformation.

Der „oberrhätische“ Anteil des Profils entspricht der oolithreichen Varietät des „Königsbergkalkes“ (BAUER et al., 1979: 53). Es handelt sich dabei um einen grob im m-Bereich gebankten, gelblichen Kalkarenit mit oolithischen Zwischenlagen. Er enthält Fragmente großer Bivalven (?Megalodonten) und zeigt Querschnitte großer Korallenkolonien. Wenige Meter unterhalb der Jura-Rotkalke treten nach SIEBER (1976: A 106) nochmals die Bivalven *Modiola minuta*, *Rhaetavicula contorta* und *Gervillia inflata* auf. Unter den Mikrofossilien dominieren die Foraminiferen *Glomospira*, *Glomospirella* und *Triasina*. Die Mächtigkeit des Königsbergkalkes erreicht im Profil Neuhaus etwa 80 m, an der Typlokalität Königsberg 30–50 m.

Nahe der Hangendgrenze durchädern Jurarotkalke den Flachwasserkalk. Eine bis zu 1 m mächtige Rotkalkbank mit Crinoidenspat-Lagen, Ammoniten (?*Psiloceras* sp.) und Belemniten und eine darüber folgende, bis 30 cm mächtige Fe/Mn-Kruste leiten zur Juraschichtfolge über.

2.2. Hochkar – Der „Hochalm-Spitz“ in der Dachsteinkalkplattform

Über die tatsächliche Mächtigkeit des Hauptdolomites im Bereich des Hochkar kann keine Angabe gemacht werden, da Bereiche mit der Liegendgrenze zum karnischen Schieferband vom zentralen Teil des Hochkar durch Brüche getrennt sind. Auch die Mächtigkeit des Dachsteinkalkes ist infolge bruchtektonischer Zerlegung sowie starker Faltung auf der Hochkar-SE-Flanke schwer abschätzbar. In der nördlichen Fortsetzung auf Blatt Ybbsitz erreicht der Dachsteinkalk 400–500 m Mächtigkeit.

Nördlich und östlich des Hochkar-Schutzhauses (Hochkar-Kamm bis Schmalzmauer und Bereich Scheiterkogel – Heuwies) sind in den Seichtwasserkalken mehrere, 1–2 m mächtige Einschaltungen fossilreicher dunkler mergeliger Kalke zu beobachten. Das ganze Schichtpaket ist etwa 40 m mächtig und dürfte die Ausweitung des Kössener Ablagerungsraumes in die Dachsteinkalk-Plattform darstellen und damit der Teileinheit 3 des Hochalm-Members entsprechen. In der älteren Literatur (SPENGLER & STINY, 1926: 62) wird von hier *Gervilleia inflata* erwähnt.

Der über den Seichtwasserkalken mit Kössener Einschaltungen zu erwartende, „oberrhätische“ Anteil der Dachsteinkalk-Plattform dürfte bereits primär verloren gegangen sein, da unmittelbar darüber auf einer Korrosionsfläche eine Fe/Mn-Kruste liegt. Rotkalke und Fe/Mn-Füllungen treten auch in Spalten und Hohlräumen darunter auf. Über der Kruste folgen Klaus-Schichten und Radiolarit.

2.3. Kräuterin – Hauptdolomit/Dachsteinkalk

Die Obertrias-Schichtfolge der Kräuterin setzt über einem dünnen Band schwarzer Tonsteine und Mergel (karnische Reingrabener Schichten) mit einem etwa 40–60 m mächtigen Dolomit ein, der in der Kartendarstellung als Opponitzer Dolomit bezeichnet wird. Die grobe Bankung reicht von mehreren Dezimetern zu Metern, die Färbung reicht von hellgrau auf der Westseite der Kräuterin (PAVLIK, 2005: 328) bis zu dunkelbraun in den Gräben der Nordwestseite (BRYDA, 2005: 323). Während die letztgenannten Lokalitäten Algenlaminite mit birdseyes und tepees zeigen, sind in den hellen „zuckerförmigen“ Varietäten Dasycladaceen zu finden, die mit *Poikiloporella duplicata* noch oberkarnisches Alter anzeigen (PAVLIK, 2005, 2007).

Darüber folgt etwa 800 m mächtiger, grauer Hauptdolomit mit ausgeprägter dm-Bankung; charakteristisches Gefüge bilden wiederum Algenlaminite. Der Übergang zum auflagernden Dachsteinkalk erfolgt allmählich innerhalb eines Bereiches von etwa 50–60 m und beginnt mit einer auffälligen Wandstufe einer mehrere Meter mächtigen Kalkbank. In der Folge wechseln Kalk- und Dolomitbänke in stark schwankender Mächtigkeit, bis sich schließlich die typische Loferer Zyklis des lagunären Dachsteinkalkes einstellt. Rote und grüne, tonreichere Zwischenlagen („Einheit A“) der Auftauchphasen sind mäßig häufig ausgebildet, es wechseln einander hauptsächlich die intertidalen, dolomitischen Algenlaminite und die subtidalen Kalkbänke ab. Letztere enthalten Kalkarenite mit Onkoiden und Ooiden; Megalodonten sind örtlich zu beobachten und können vereinzelt Größen bis 75 cm erreichen (PAVLIK, 2007: 652).

Eine ob ihrer Existenz bemerkenswerte, in ihrer biostratigraphischen Aussage aber wenig hilfreiche Conodontenfauna aus einer bräunlichen Crinoidenkalklinse im lagunären Dachsteinkalk südöstlich Tannstein (Kräuterin-Ostgrat) enthielt *Norigondolella steinbergensis* (PAVLIK in MANDL et al., 2002: 137). Die Art hat leider eine große zeitliche Reichweite vom basalen Mittelnor bis in das untere Rhätium.

Der lagunäre Dachsteinkalk der Kräuterin besitzt eine geschätzte Mächtigkeit von 300–350 m, die Hangendgrenze wird infolge des tektonischen Zuschnittes allerdings nirgends erreicht. Im Bereich Dürradmer bekannte Kössener Schichten (SPENGLER 1926) gehören nicht der Schichtfolge der Kräuterin an.

2.4. Karlhochkogel und Stangenwand – basale Dachstein-Riffentwicklung

Beide Lokalitäten zeigen Dachstein-Riffkalk, der gegen das Hangende hin von gebanktem, lagunärem Dachsteinkalk abgelöst wird. Während die Stangenwand eine isolierte Deckscholle mit tektonischem Zuschnitt darstellt, sitzt der Riffkalk des Karlhochkogels einem bis zu 150 m mächtigen Dolomitsockel auf. Da dieser Dolomit lokal durch ein dünnes Band karnischer Schiefer und Kalke vom Wettersteindolomit getrennt ist, muss er oberkarnisches Alter besitzen. Aus dem Riffkalk an der Ostseite des Karlhochkogels ist neben einer reichen Brachiopodenfauna auch eine Conodontenfauna mit *Epi-gondolella triangularis* bekannt – SIBLIK & BRYDA (2005). Das Riffwachstum beginnt hier also mindestens im Lacium 2.

Der Riffkalk erreicht an der Stangenwand eine Mächtigkeit von etwa 100 m, am Karlhochkogel zwischen 200–300 m. Von der überlagernden Lagune sind auf der Stangenwand ca. 200 m, am Karlhochkogel lediglich ca. 50 m erhalten, die Hauptmasse ist überall bereits der Erosion zum Opfer gefallen.

Der Dachstein-Riffkalk des Karlhochkogels findet gegen Osten hin über den Fölkkogel seine Fortsetzung auf der Mitteralm, wo der Plattformrand zur Aflenzer Beckenfazies anschließt.

2.5. Die Plattform-Beckenverzahnung Dachsteinkalk/Aflenzer Kalk

Dieser laterale Faziesübergang im Raum Mitteralpe – Aflenzer Bürgeralm ist zwar schon lange bekannt (SPENGLER, 1919; CORNELIUS, 1939; LOBITZER, 1975; NICOL, 1986, 1987), die Kenntnis biostratigraphischer Details ist hingegen noch recht dürftig:

Aus dem Riffkalk sind Einschaltungen rötlicher Kalke bzw. Dolomite bekannt, die mit *Stenarcestes subumbilicatus* BRONN (SPENGLER & STINY, 1926: 59) einerseits sevatische Anteile in der Karlmauer belegen, während eine stark korrodierte Conodontenfauna an der Basis des Riffkalkes nach L. KRYSZYN vermutlich ins untere Norium zu stellen ist (LOBITZER, 1975: 78).

NICOL (1986) erwähnt aus dem „Zwischendolomit“ im Liegenden des Aflenzer Kalkes u.a. „*Gondolella*“ *polygnathiformis* und *Metapolygnathus communisti*, was auf oberstes Karnium bzw. den Karn/Nor-Grenzbereich hinweist. Aus dem Aflenzer Kalk selbst beschreibt er Faunen, die schwer zu interpretieren sind, da sich die Reichweiten mancher Arten innerhalb einer Probe z.T. gegenseitig ausschließen (Fehlbestimmungen?). Vermutlich sind darin sowohl unteres Norium („*G.*“ *navicula*) als auch oberes Norium („*M.*“ *bidentatus*“) vertreten.

Einige wenige Proben (SATTLER, 2001, unpubliziert) aus dem Bereich der Aflenzer Bürgeralm ergaben mit *E. triangularis* unteres Norium (Lacium 2). Einige nicht näher bestimmbare *Epigondolellen* könnten nach Mitteilung von L. KRYSZYN mittleres Norium (Alaunium) anzeigen.

Im Bereich des Kartenblattes 103 Kindberg konnten aus dem Aflenzer Kalk verschiedener Lokalitäten mit Assoziationen von *E. bidentata* und *N. steinbergensis*, fallweise auch gemeinsam mit *M. hirsteini*, bislang nur Conodonten des obersten Norium bzw. des untersten Rhätium gewonnen werden.

Der Dachstein-Riffkalk der Mitteralm dürfte über die Beckensedimente des Aflenzer Kalkes rasch progradieren, wie die Entdeckung von Aflenzer Kalk unter dem Riffkalk auf der Südost- bis Nordost-Seite des Feistringsteins nahelegt. Die dunklen Hornsteinbankkalke sind hier streckenweise dolomitisiert.

Unter der Berücksichtigung der unternorischen Fauna bei SIBLIK & BRYDA (2005) vom Karlhochkogel ist mit einem Altersumfang der Karbonatplattform und ihrer Verzahnung mit dem Aflenzer Kalk vom Lacium 2 bis zum Rhätium 1 zu rechnen, was nahezu dem Altersumfang der Plattformentwicklung im Dachsteingebiet entspricht.

Deutlich geringer ist hingegen die Mächtigkeit des Plattformrandes der Mitteralm mit etwa 200–300 m gegenüber den 800–1000 m des Gosaukammes im Dachsteingebiet. Dies dürfte wohl auf eine geringere synsedimentäre Subsidenz zurückzuführen sein. Diese erfasste hier im Ostabschnitt der Kalkalpen im (?)oberen Karnium Teile der Wetterstein-Plattform, sodass sowohl Riff- als auch Beckensedimente auf (meist lagunärem) Wettersteindolomit auflagern. Im Dachstein-Gebiet hingegen ist die Lage des obertriassischen Plattformrandes weitgehend ident mit jener des Randes der Wettersteinkalk-Plattform, die Beckensedimente (Gosauseekalk, Pötschenkalk) folgen über karnischen Reingrabener Schichten und Hornsteinkalk der Mitteltrias – vgl. MANDL (2000: Fig. 4/A+B, Fig. 5).

Literatur

- BAUER, F.K., RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1979): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Thema: Blatt 71 Ybbsitz. – 82 S., Wien (Geol. B.-A.).
- BRYDA, G. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Lassingbachtal auf den Blättern 101 Eisenerz und 102 Aflenz. – Jahrb. Geol. B.-A., 145/3+4, 322-323, Wien.
- CORNELIUS, H.-P. (1939): Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. – Jahrb. Geol. B.-A., 89, 27-175, Wien 1939.
- CZURDA, K. (1970): Sedimentationszyklen aus dem Nor der Klostertaler Alpen (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). – Ber. Nat.-Med. Verein Innsbruck, 58, 465-482, Innsbruck.
- DONOFRIO, D.A., BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: Ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 26, 91-107, 7 Abb., 4 Taf., Innsbruck.
- ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. (1998): Lofer Cyclothems Revisited (Late Triassic, Northern Calcareous Alps). – Facies, 38, 207-228, Erlangen.
- FABRICIUS, F.H. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – International Sed. Petrograph., Ser. 9, 1-143, Leiden (Brill).
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. – Bull. geol. Surv. Kansas, 169, 107-149, Lawrence.
- FRUTH, I. & SCHERREIKS, R. (1984): Hauptdolomit – Sedimentary and Paleogeographic Models (Norian, Northern Calcareous Alps). – Geologische Rundschau, 73, 305-319, Stuttgart.
- GOLEBIEWSKI, R. (1989): Stratigraphie und Biofazies der Kössener Formation (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). – Diss. Formal- u. Naturwiss. Fakultät, Universität Wien, 253 S., Wien.
- GOLEBIEWSKI, R. (1990): The Alpine Kössen-Formation, a key for European Topmost Triassic Correlations. – Albertiana, 8, 25-35.
- GOLEBIEWSKI, R. (1991): Becken und Riffe der alpinen Obertrias. – In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (Red.): Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs, Exkursionsführer Österr. Paläont. Gesellschaft, 79-119, Wien.
- HAAS, J., LOBITZER, H. & MONOSTORI, M. (2007): Characteristics of the Lofer cyclicity in the type locality of the Dachstein Limestone (Dachsteinplateau, Austria). – Facies, 53, 113-126.
- KERN, A. & HÜSSNER, H. (1999): Der Übergang Plattenkalk/Kössener Schichten: Sedimentäre Analyse der Entstehung eines Intraplattform-Beckens (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1997/7-9, 1117-1136, Stuttgart.
- KOZUR, H. (1996): The position of the Norian-Rhaetian boundary. – Ber. Rep. Geol.-Paläont. Uni Kiel, 76, 27-35, Kiel.
- KRYSTYN, L., RICHOSZ, S., GALLET, Y., BOUQUEREL, H., KÜRSCHNER, W.M. & SPÖTL, CH. (2007): Updated bio- and magnetostratigraphy from Steinbergkogel (Austria), candidate GSSP from the base of the Rhaetian stage. – Albertiana, 36, 164-172, 6 Figs.
- KRYSTYN, L. (2008): An ammonoid-calibrated Tethyan conodont time scale of the late Upper Triassic. – In: KRYSTYN, L. & MANDL, G.W. (Eds.): Upper Triassic Subdivisions, Zonations and Events. Meeting of the late IGCP 467 and STS – Abstracts and Excursion Guide September, 28th – October, 2nd, 2008 Bad Goisern (Upper Austria), Berichte Geol. B.-A., 76, 9-11, Wien – Bad Goisern.
- KRYSTYN, L., MANDL, G.W. & SCHAUER, M. (2009): Growth and termination of the Upper Triassic platform margin of the Dachstein area (Northern Calcareous Alps, Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, 102, 23-33.
- LOBITZER, H. (1975): Fazielle Untersuchungen an norischen Karbonatplattform-Beckengesteinen (Dachsteinkalk – Aflenzer Kalk) im südöstlichen Hochschwabgebiet, Nördliche Kalkalpen, Steiermark. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 66-67 (1973-1974), 75-100, Wien.
- MANDL, G.W. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf dem Dachsteinplateau auf Blatt 127 Schladming. – Jahrb. Geol. B.-A., 132/3, 572-573, Wien.
- MANDL, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf – Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 92 (1999), 61-78, Wien.

- MANDL, G.W. (2001): Geologie der Dachsteinregion. – Arch. f. Lagerst.forsch., 21, 13-37, 2 Beilagen (geol. Kt., Profilschnitte), Wien (Geol. B.-A.).
- MANDL, G.W., BRYDA, G., KREUSS, O., MOSER, M. & PAVLIK, W. (2002): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet. – Unpubl. BBK-Kooperation-Forschungsprojekt WA 4a & StA 028n, Endbericht 2002, 219 S., Wien (Archiv der Geol. B.-A.).
- MASLO, M. (2008): Taxonomy and Stratigraphy of the Upper Triassic Heteromorphic Ammonoids: Preliminary Results from Austria. – In: KRYSZYN, L. & MANDL, G.W. (Eds.): Upper Triassic Subdivisions, Zonations and Events. Meeting of the late IGCP 467 and STS – Abstracts and Excursion Guide September, 28th – October, 2nd, 2008 Bad Goisern (Upper Austria), Berichte Geol. B.-A., 76, 15-16, Wien - Bad Goisern.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U. (1968): Sedimentary Petrologic Investigation of the Upper Triassic „Hauptdolomit“ of the Lechtaler Alps, Tyrol, Austria. – Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe, 228-239, Berlin (Springer).
- NICOL, S.A. (1986): Karbonatgeologische Untersuchungen des Aflenzler Kalkes (Nor, Obertrias) im Bereich der Aflenzler Bürgeralm (Hochschwabgebiet, Obersteiermark). – Mitt. naturwiss. Verein Steiermark, 116, 109-125, Graz.
- NICOL, S.A. (1987): A Down-slope Upper Triassic Reef Mound: Aflenz Limestone, Hochschwab Mountains, Northern Calcareous Alps. – Facies, 16, 23-36, Erlangen.
- ORCHARD, M.J., WHALEN, P.A., CARTER, E.S. & TAYLOR H.J. (2007): Latest Triassic Conodonts and Radiolarian-bearing Successions in Baja California Sur. – In: LUCAS, S.G. & SPIELMANN, J.A. (Eds.): The Global Triassic, New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin, 41, 355-365.
- PAVLIK, W. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jahrb. Geol. B.-A., 145/3+4, S. 328, Wien.
- PAVLIK, W. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jahrb. Geol. B.-A., 147/3+4, 651-652, Wien.
- REIJMER, J.J.G. & EVERAARS, J.S.L. (1991): Carbonate platform facies reflected in carbonate basin facies (Triassic, Northern Calcareous Alps, Austria). – Facies, 25, 253-278, Erlangen.
- REIJMER, J.J.G., SPRENGER, A., TEN KATE, W.G.H.Z., SCHLAGER, W. & KRYSZYN, L. (1994): Periodicities in composition of Late Triassic calciturbidites (Eastern Alps, Austria). – Special Publications International Association Sedimentologists, 19 (1994), 323-343.
- RONIEWICZ, E., MANDL G.W., EBLI, O. & LOBITZER, H. (2007): Early Norian Scleractinian Corals of the Dachstein Limestone of Feisterscharte, Southern Dachstein Plateau (Northern Calcareous Alps, Austria). – Jahrbuch Geol. B.-A., 147, 577-594, Wien.
- SATTERLEY, A.K. (1994): Sedimentology of the Upper Triassic Reef Complex at the Hochkönig Massif. – Facies, 30, 119-150, Erlangen.
- SCHWARZACHER, W. (2005): The stratification and cyclicity of the Dachstein Limestone in Lofer, Leogang and Steinernes Meer (Northern Calcareous Alps, Austria). – Sedimentary Geology, 181, 93-106.
- SIBLIK, M. & BRYDA, G. (2005): Brachiopods from the Upper Triassic Reef Habitats of the Northern Calcareous Alps (Dachstein Limestone, Hochschwab, Austria). – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 111/3, 413-437, 4 pls., Wien.
- SIEBER, R. (1976): Bericht 1975 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen in Obertrias und Jura auf Blatt 72, Mariazell. – Verh. Geol. B.-A., 1976, A 105–A 106, Wien.
- SPENGLER, E. (1919): Das Aflenzler Triasgebiet. – Jahrb. Geol. Reichsanstalt, 69 (1919), 221-254, Wien.
- SPENGLER, E. & STINY, J. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – 100 S., Wien (Geol. B.-A.).
- TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II: Analyse des klassischen Nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 580 S., Wien (Deuticke).
- WURM, D. (1982): Mikrofazies, Paläontologie und Palökologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukammes, Österreich. – Facies, 6, 203-296, Erlangen.

Stratigraphie der Gosau-Gruppe von Gams bei Hieflau (Oberkreide–Paläogen, Österreich)

M. WAGREICH, H.A. KOLLMANN, H. SUMMESBERGER, H. EGGER, D. SANDERS,
G. HOBIGER, O. MOHAMED & H. PRIEWALDER

Inhalt

Kurzfassung

Abstract

Einleitung

Geologischer Rahmen

Lithostratigraphie, Fazies und Biostratigraphie der Gosau-Gruppe von Gams

Kreuzgraben-Formation

Schönleiten-Formation

Die ältesten Fossilien aus Gams – das Tethys-Meer transgrediert (H. KOLLMANN)

Noth-Formation

Trochactaeon lamarcki – ein Fossil aus Gams (H. KOLLMANN)

Die Serpentinitsandsteine von Gams – Zeugen des verschwundenen Tethys-Ozeans (M. WAGREICH)

Rudisten-Biostrome – subtropische „Riffe“ in Gams (D. SANDERS)

Grabenbach-Formation

Die ältesten Ammoniten von Gams – Spätes Turonium (H. SUMMESBERGER)

Krimpenbach-Formation

Nierental-Formation

Die jüngsten Ammoniten in der Gosau-Gruppe von Gams (H. SUMMESBERGER & M. WAGREICH)

Die Kreide/Paläogen-Grenze – Spuren einer weltweiten Katastrophe (M. WAGREICH, H.A. KOLLMANN & H. EGGER)

Zwieselalm-Formation

Die Paleozän/Eozän-Grenze in Gams (H. EGGER, M. WAGREICH, G. HOBIGER, O. MOHAMED, H. PRIEWALDER)

Die jüngsten Sedimente in der Gosau-Gruppe von Gams – ein geologisches Fenster ins Eozän (M. WAGREICH & H. EGGER)

Schlussfolgerungen zur Beckenentwicklung, Paläobathymetrie und Paläogeographie

Dank

Literatur

Appendix 1: Lithostratigraphische Definition der Noth-Formation

Kurzfassung

Die Gosau-Gruppe von Gams bei Hieflau (Stmk.) umfasst Oberkreide und Paläogen im Gebiet Mooslandl – Gams – Gamsforst – Krimpenbach. Biostratigraphische Einstufungen beruhen auf Ammoniten, Inoceramen, Foraminiferen und kalkigem Nannoplankton. Die lithostratigraphische Gliederung unterscheidet sieben Formationen.

Rötliche bis bräunliche, wenige Zehnermeter mächtige Konglomerate der Kreuzgraben-Formation treten an die Basis der Gosau-Gruppe (Untere Gosau-Subgruppe) auf. Es handelt sich um weitgehend fossilfreie Ablagerungen alluvialer Schwemmfächer mit einem Alter von Spät-Turonium bis Campanium. Darüber folgt die bis zu 200 m mächtige Schönleiten-Formation mit kohleführenden Mergeln mit wenigen Sandsteinbänken und Mollusken-Lumachellen. Gastropoden und Austern sind häufig, selten Planktonforaminiferen, Nannoplankton und Pollen. Das Alter lässt sich auf Spät-Turonium einengen (Nannofossilzone CC 13). Die ca. 150 m mächtige Noth-Formation setzt sich aus Sandsteinen mit Rudistenbiohermen und Kohlevorkommen zusammen; charakteristisch sind Serpentinitsandsteine. Ober-Turonium ist mit Nannofossilien nachweisbar. Die bis 500 m mächtige überlagernde Grabenbach-Formation setzt sich aus dunkelgrauen Tonmergeln mit Sandsteinlagen und einem Intervall von Serpentinitsandsteinen mit exotischen Geröllen (Quarzporphyre, Serpentine) zusammen. Charakteristische Faunenelemente im unteren Abschnitt an der Turonium-Coniacium-Grenze sind *Didymotis*,

Inoceramen und Ammoniten (*Barroisiceras*) sowie Planktonforaminiferen und Nannoplankton. Das Alter reicht vom Spät-Turonium bis ins Santonium (Nannofossilzonen CC 13–CC 15). Die diskordant folgenden, ober-santonen bis unter-campanen Konglomerate, Sandsteine und Mergel der wenige zehnermetermächtigen Krimpenbach-Formation führen Rudistenbruchstücke und Kohle. Diese Schelffazies vertritt die pelagische Nierental-Formation am Südrand des Beckens. Der Fauneninhalt setzt sich aus Inoceramen, Ammoniten (Pachydiscidae), Echinodermen, Planktonforaminiferen und Nannoplankton zusammen. Oberstes Santonium bis Campanium ist nachweisbar (Nannofossilzonen CC 17–CC 22).

Die bis 400 m mächtigen roten und grauen Mergel und Mergelkalke der Nierental-Formation (Obere Gosau-Subgruppe) stellen Tiefwasserablagerungen dar. Sie führen Planktonforaminiferen und Nannoplankton, die einen Altersumfang von Campanium bis Paleozän belegen. Diachron darüber folgt die maximal 350 m mächtige Zwieselalm-Formation mit turbiditischen Sandsteinen und Feinbrekzien mit untergeordneten hemipelagischen Kalkmergeln. Der Zeitbereich Maastrichtium bis Ypresium ist nachgewiesen (CC 24–NP 12).

Abstract

The Gosau Group of Gams near Hieflau (Styria, Austria) comprises Upper Cretaceous and Palaeogene strata in the area of Mooslandl – Gams – Gamsforst – Krimpenbach. The biostratigraphic subdivision of the Gosau Group is based on ammonites, inoceramids, foraminifera and calcareous nannoplankton. The lithostratigraphic subdivision distinguishes seven formations.

Red to brownish, several tens of meters thick conglomerate of the Kreuzgraben Formation occur at the base of the Gosau-Group (Lower Gosau Subgroup). These alluvial fan deposits of late Turonian to Campanian age are largely fossil-free and are overlain by the up to 200 m thick Schönleiten Formation, a succession of fossiliferous marls including rare sandstone beds and mollusc layers. Gastropods and oysters are common, whereas planktic foraminifera, nannofossils and pollen are rare. The age is Late Turonian (nannofossils zone CC 13). The Noth Formation comprises mainly sandstones, typically rich in serpentinitic grains, rudist bioherms and coal layers. The Late Turonian age (CC 13) is based on nannofossils. The overlying, up to 500 m thick Grabenbach Formation comprises dark grey marls and sandstone layers, including an interval of serpentinitic sandstones with exotic pebbles such as quartz porphyres and serpentinites. The lower part of the formation includes a Turonian/Coniacian boundary section with *Didymotis*, inoceramids and ammonites (*Barroisiceras*) as well as planktic foraminifera and nannofossils. A Late Turonian to Santonian age is proven by nannofossils (CC 13–CC 15). The unformably overlying, conglomerates, sandstones and marls of the upper Santonian to lower Campanian Krimpenbach Formation are of late Santonian to early Campanian age. Rudist shells and coal seams are present. This shelf facies at the southern margin of the basin represents a shallower facies than the pelagic basinal Nierental Formation. Inoceramids, ammonites (Pachydiscidae), echinoderms, planktic foraminifera and nannofossils prove a late Santonian to Campanian age (CC 17–CC 22).

Up to 400 m thick red and grey marls and marly limestones of the Nierental Formation (Upper Gosau Subgroup) mark the onset of the deep-water depositional phase. Planktic foraminifera and nannofossils prove a Campanian to Paleocene age. Diachronously overlying turbiditic sandstones and fine-grained breccias with subordinate hemipelagic marls comprise the Zwieselalm Formation of Maastrichtian to Ypresian age (CC 24–NP 12).

Einleitung

Die Oberkreide-Paläogen-Ablagerungen der Gosau-Gruppe von Gams bei Hieflau bilden einen E–W-streichenden Aufschlusszug zwischen Mooslandl – Gams – Krautgraben – Gamsforst – Torsattel bis in das Gebiet des Krimpenbachs NW Wildalpen (Abb. 1). Erste Beschreibungen von Kreidesedimenten im Gebiet von Gams bei Hieflau stammen von MORLOT (1850), PETERS (1852) und REUSS (1854). WICHER (1956) erkannte später auf Grund von mikropaläontologischen Untersuchungen ein paläogenes Alter von Teilen der Schichtfolge. Aufbauend auf der Dissertation von KOLLMANN (1964) konnte in jüngster Zeit eine Folge neuer Erkenntnisse zur Stratigraphie gewonnen werden, die von Untersuchungen zur Kreide/Paläogen-(Kreide/Tertiär-)Grenze (STRADNER & RÖGL, 1988; LAHODYNSKY, 1988a,b; EGGER et al., 2004, 2009) über die Definition von z.T. neuen lithostratigraphischen Einheiten (u.a. SIEGL-FARKAS & WAGREICH, 1997; KOLLMANN & SACHSENHOFER, 1998; WAGREICH, 2004), präzisen biostratigraphischen Daten (KOLLMANN & SUMMESBERGER, 1982; SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996, SUMMESBERGER et al., 1999, EGGER & WAGREICH, 2001, EGGER et al., 2004) und zur Sedimentologie der Tiefwassersedimente (EGGER et al., 2004) bis zu geochemisch-mineralogischen Arbeiten im Mikro- und Nanobereich (GRACHEV et al., 2005, 2008; GRACHEV, 2009) reicht. Im Rahmen der geologischen Neuaufnahme der Blätter 101 Eisenerz und 100 Hieflau wurde die Gosau-Gruppe von Gams von R. LAHODYNSKY (1988c, 1989, 1990), M. WAGREICH (1993a, 1994, 1996), M. MOSER (2002, 2003, 2006) und H.A. KOLLMANN (2002) aufbauend auf KOLLMANN (1964) aufgenommen und revidiert.

Geologischer Rahmen

Die Gosau-Gruppe von Gams liegt diskordant auf Perm bis Oberjura des Tirolikums, speziell der Unterberg- und Göller-Decke auf. Tektonische Schuppen der Göller-Decke, z.T. mit auflagernder Gosau-Gruppe, sowie Mittel- bis Obertrias des Bergstein-Säusenstein-Gebietes und der Mürzalpen-Decke überschieben die Gosau-„Becken“-Abfolge am Südrand des (heutigen morphologischen) Gamser Beckens (KOLLMANN, 1964). Dieser südliche Nahbereich zur miozänen Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störung (SEMP, NEMES et al., 1995; LINZER et al., 1997) wurde tektonisch durch sinistrale Seitenverschiebungsstrukturen geprägt.

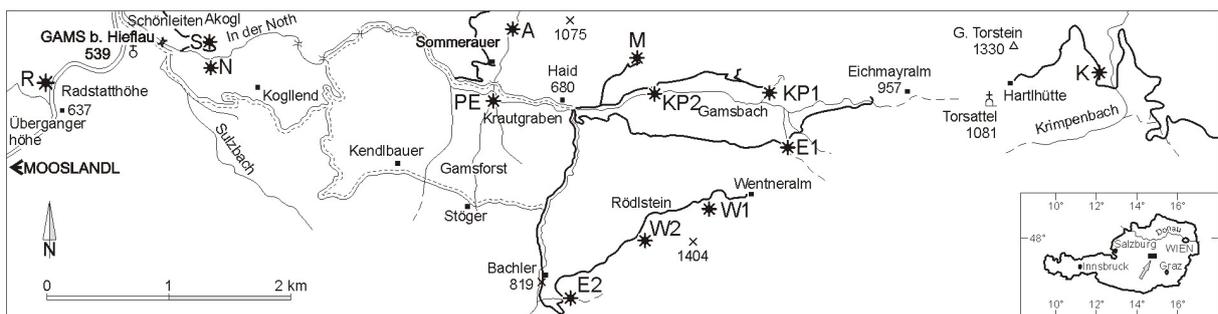


Abb. 1: Übersichtskarte wichtiger im Text genannter Lokalitäten im Gebiet von Gams, inklusive Ammonitenfundpunkte.

S – Schönleiten – Akogl-Forststraße, N – Straßenaufschluss westlich Noth-Klamm inklusive Pitzengraben, R – Radstatt; A – Schweinbach NE Sommerauer; M – Maastrichtium-Ammoniten E Haid, W – Wentneralm 1, 2; K – Krimpenbach, KP1 – Kreide/Paläogen-Grenzprofil im Knappengraben (STRADNER & RÖGL, 1988); KP2 – Kreide/Paläogen-Grenzprofil im Gamsbach (GRACHEV, 2008; WAGREICH et al., 2009); PE – Paleozän-Eozän-Grenzintervall W Haid; E1 – Untereozän (NP 12) SE Eichmayralm; E2 – Untereozän SE Bachler.

Die Gosau-Gruppe liegt auf einer diversen Schichtfolge des Perms, der Trias und des Jura auf (KOLLMANN, 1964; MOSER, 2002, 2003, 2006). Kennzeichnend sind Werfener Schichten und Gutensteiner Kalke (Aufbruchzone im Sinne von KOLLMANN, 1964), Dachsteinkalke (Akoglggebiet), Hauptdolomit (Südrand) sowie Plassenkalk und Oberalmer Schichten im Bereich des Akogls sowie im Gebiet N Krautgraben und Krimpenbach.

Lithostratigraphie, Fazies und Biostratigraphie der Gosau-Gruppe von Gams

Die Schichtfolge der Gosau-Gruppe von Gams umfasst eine Gesamtmächtigkeit von an die 2000 m (Abb. 2). Detailliert kartenmäßig erfasst wurde die Schichtfolge von KOLLMANN (1964). Der tiefere Teil der Abfolge mit überwiegend terrestrischen und flachmarinen Ablagerungen wird zur Unteren Gosau-Subgruppe (Kreuzgraben-Formation, Schönleiten-Formation, Noth-Formation, Grabenbach-Formation, Krimpenbach-Formation) gerechnet, der höhere Teil der Abfolge mit Tiefwassersedimenten wird zur Oberen Gosau-Subgruppe gestellt (Nierental-Formation, Zwieselalm-Formation). Die Formationsgliederung selbst geht einerseits auf Vergleiche mit der Gosau-Typlokalität bzw. der Gosau von Salzburg/Lattengebirge zurück (Kreuzgraben-Formation, Grabenbach-Formation, Nierental-Formation, Zwieselalm-Formation, siehe WEIGEL, 1937; KOLLMANN, 1982; WAGREICH, 1988; KRENMAYR, 1999), andererseits handelt es sich bei Schönleiten-Formation, Noth-Formation und Krimpenbach-Formation um in den letzten Jahren definierte Formationen (SIEGL-FARKAS & WAGREICH, 1997; KOLLMANN & SACHSENHOFER, 1998; SUMMESBERGER et al., 1999; WAGREICH, 2004), die nur im Bereich von Gams charakteristisch auftreten.

Biostratigraphische Einstufungen beruhen auf Ammoniten, Inoceramen, Foraminiferen und kalkigem Nannoplankton, mit denen ein Altersumfang von Spät-Turonium (ca. 90 Mio. J.) bis Frühem Eozän (Ypresium, ca. 54 Mio.J.) belegt ist.

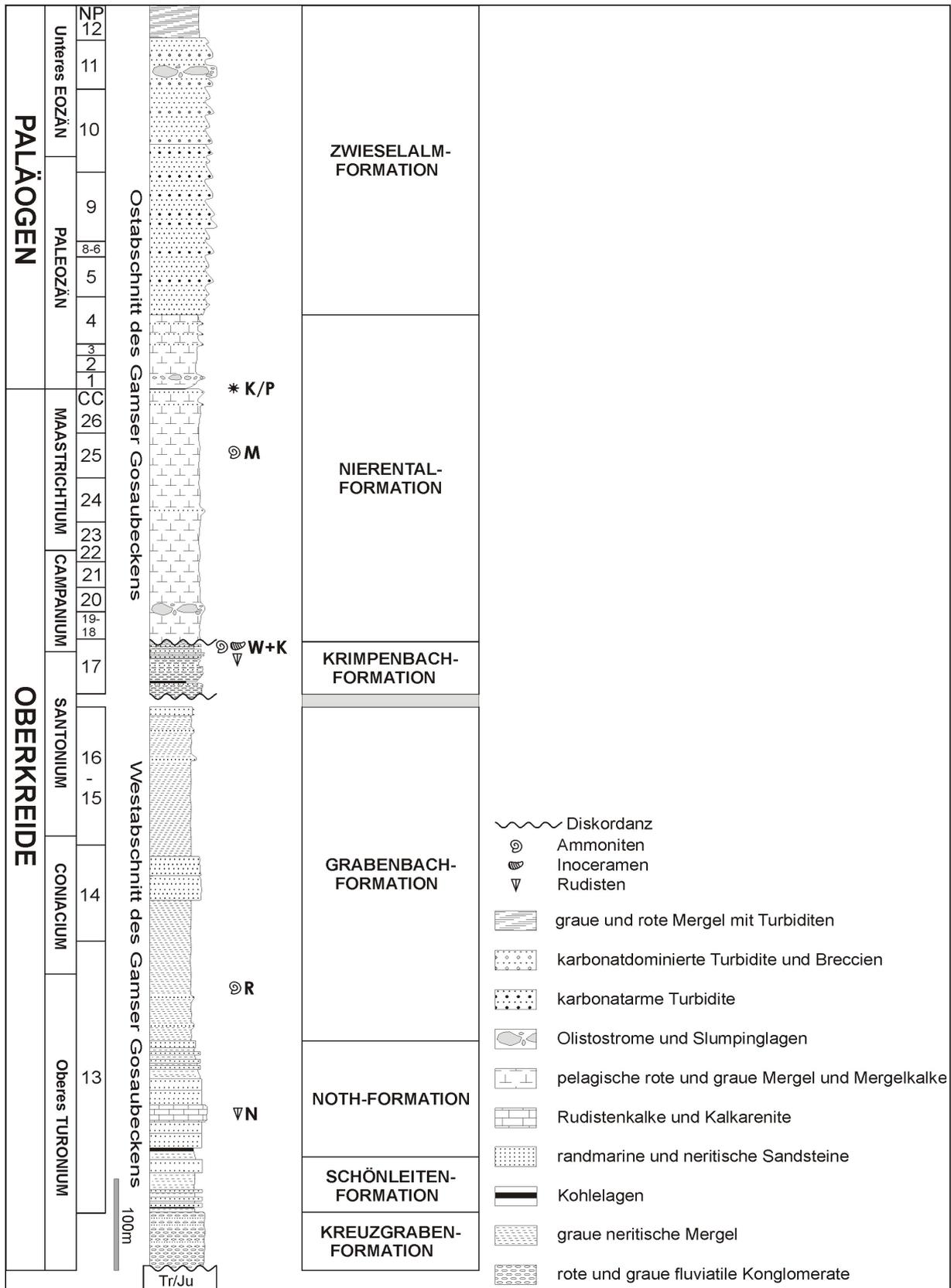


Abb. 2: Übersichtsprofil der Gosau-Gruppe von Gams mit biostratigraphischer und lithostratigraphischer Gliederung (verändert nach SUMMESBERGER et al., 2009).

An der Basis der Gosau-Gruppe ist eine deutliche Winkeldiskordanz (Alter: prä-Spät-Turonium) zu den älteren Trias–Jura-Gesteinen ausgebildet. Eine zweite Diskordanz mit Schichtverstellungen und Erosion ist zwischen der Grabenbach-Formation im Gebiet westlich Radstatt und den Konglomeraten der Krimpenbach-Formation ausgebildet (Alter: Spätes Santonium, STEUBER, mündl. Mitt.). Im frühen Campanium kam es zu einer Ausweitung des Sedimentationsraumes und einer Absenkung des Beckens in Tiefwasserbereiche (Nierental-Formation), während am Südrand gleichzeitig weiterhin Schelfsedimente (Krimpenbach-Formation) abgelagert wurden. Zwischen Kreuzgraben-Formation und Nierental-Formation ist eine untercampane Diskordanz mit einer eisenführenden Kruste im Bereich Schweinbach („Saugraben“ bei Gehöft Sommerauer, KOLLMANN, 1964; Abb. 1: Punkt A) aufgeschlossen. Die Tiefwasserschichtfolge setzt sich kontinuierlich von der Kreide ins Paläogen fort und reicht bis in das untere Eozän (EGGER & WAGREICH, 2001).

Kreuzgraben-Formation

Die Kreuzgraben-Formation, definiert von WEIGEL (1937) im Gebiet von Gosau und später an der Typlokalität präzisiert von KOLLMANN (1982) und WAGREICH (1988, 1998), umfasst im Gebiet von Gams rötliche bis bräunliche „Basiskonglomerate“ mit ausschließlich Lokalmaterial. Die Mächtigkeit erreicht maximal 80 m. Aufschlüsse finden sich im Bereich der Forststraße auf den Akogl (1. Kehre), bei Kogllend sowie im Ostteil der Gosau-Gruppe, am basalen Nordrand der Abfolge und an der Forststraße zur Wentneralm. Auch die schlecht aufgeschlossenen roten brekziösen Konglomerate, die von Süden auf die nördlicheren Kreidesedimente aufgeschoben wurden (KOLLMANN, 1964), können dazu gezählt werden. Deutlich unterschiedlich zur Kreuzgraben-Formation sind die bräunlichen, aber auch rötlichen Konglomerate mit signifikanten Anteilen von Quarzporphyrgeröllen und Gosausandsteinen der Krimpenbach-Formation, die diskordant über der Grabenbach-Formation westlich der Radstatthöhe auftreten.

Das Alter der Kreuzgraben-Formation ist auf Grund des Fehlens mariner Fossilien nur sehr eingeschränkt bestimmbar. Durch die Überlagerung mariner Sedimente des Ober-Turoniums ergibt sich ein mittel- bis (frühes?) Spät-Turonium-Alter. Allerdings ist das Auftreten dieser Lithofazies sicher diachron, in den östlichen Abschnitten werden die Konglomerate von santonen–untercampanen Schichten überlagert, womit ein Santonium–Campanium-Alter hier wahrscheinlich ist.

Faziell handelt es sich um weitgehend fossilfreie Ablagerungen kleinräumiger alluvialer Schwemmfächer, die wahrscheinlich an Beckenrandstörungen (WAGREICH, 1988, 1998) gebildet wurden. Sie belegen terrestrische Basisbildungen nach einer Auftauchphase der Kalkalpen (vergleiche auch die Bauxitbildungen in der nahen Gosau im Gebiet Unterlaussa, FAUPL, 1983).

Schönleiten-Formation

Der Begriff der Schönleiten-Formation wurde von KOLLMANN & SACHSENHOFER (1998) für eine kohleführende Mergelabfolge mit wenigen Sandsteinbänken und Lumachellen im Hangenden der basalen Konglomerate der Kreuzgraben-Formation geprägt. In dieser Formation treten altbekannte Gagatvorkommen auf (FREH, 1956; KLEMM, 2001). Die Mächtigkeit erreicht bis zu 200 m.

Das Typusgebiet der Schönleiten-Formation ist nördlich des Gamsbaches (Schönleiten SE Akogl, UTM-Kartenblatt 4209 Hieflau). Das Typusprofil wurde von KOLLMANN & SACHSENHOFER (1998) entlang der Forststraße von Gams zum Akogl beschrieben, ergänzt durch einen künstlichen Aufschluss (geographische Koordinaten WGS 84, E 014° 47' 53" / N 47°40' 07"). Die Schönleiten-Formation entspricht den „Kohleführenden Mergeln“ von KOLLMANN (1964).

Die Fauna wird durch Mollusken, v.a. verschiedene Gastropoden und Bivalven (siehe ZEKELI, 1852; REUSS, 1854; ZITTEL, 1864-65; KOLLMANN & SACHSENHOFER, 1998) und daneben auch seltenen Einzelkorallen gebildet. Fischreste wurden von SCHULTZ & PAUNOVIC (1996) beschrieben. Mikrofaunen sind

oft von geringer Diversität, mit wenigen seichtmarinen Benthosforaminiferen (Miliolide) und Ostrakoden, nur selten treten Planktonforaminiferen in den Schlammproben auf. Nannoplankton und Pollen sowie Pflanzenreste sind vorhanden (SIEGL-FARKAS & WAGREICH, 1997).

Das Alter lässt sich auf Spät-Turonium einengen (Nannofossil-Standardzone CC 13 nach der Zonierung von SISSINGH, 1977, und PERCH-NIELSEN, 1985; gekennzeichnet durch das Auftreten von *Marthasterites furcatus*; Nannofossil-Zone UC 9 nach BURNETT, 1998; *Marginotruncana schneegansi* Planktonforaminiferen-Zone). Auf Grund des Auftretens von turonen Ammoniten in der hangenden Grabenbach-Formation (SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996) ist ein Hinaufreichen in das Coniacium nicht möglich.

Die Fazies der Schönleiten-Formation ist zunächst brackisch-lagunär im tieferen Teil und entwickelt sich zu einer vollmarinen neritischen Fazies des inneren Schelfs. In den bisher bekannten Aufschlüssen sind einzelne Baumstämme und Äste zu Gagat umgewandelt und werden als Driftholz interpretiert (KOLLMANN & SACHSENHOFER, 1998). Das Vorkommen kleiner Ostreen im Bereich der Stämme lässt einen ursprünglichen Aufwuchs vermuten. Daneben treten geringmächtige Kohletone auf. Fossile Zapfen belegen Koniferen als Ursprung. Auf diese Pflanzengruppe weisen auch von EDER-KOVAR begutachtete Proben hin (mündl. Mitt. in KOLLMANN & SACHSENHOFER, 1998).

Die ältesten Fossilien aus Gams – das Tethys-Meer transgrediert

H. A. KOLLMANN

Basale Abschnitte der Schönleiten-Formation sind oberhalb des Gamser Schwimmbades in Straßenanrissen aufgeschlossen (Abb. 1, Punkt S). Die dort nachgewiesene Molluskenfauna ist individuenreich und umfasst Vertreter der Neritopsidae (*Neritoptyx*), Cassiopidae (*Cassioppe*), Cerithiidae (*Echinobathra*), Melanopsidae (*Megalonoda*), Potamididae (*Pirenella*, *Potamides*) und der Ampullinidae (*Ampullina*). Das Vorkommen der Ampullinidae weist auf voll marines Milieu hin. Der Nachweis der Fischgattung *Coelodus plethodon* bestätigt dies (SCHULTZ & PAUNOVIC, 1996). Die unregelmäßige Lagerung der Molluskenschalen weist auf stärkere Wasserbewegung und daher ein Milieu innerhalb des Wellenbereichs hin. Insgesamt belegen diese Fossilien eine Überschwemmung (Transgression) des Tethysmeeres auf die damals erstmals herausgehobenen Kalkalpen.

In stratigraphisch höheren Anteilen der Schönleiten-Formation treten häufig Turritellidae und die dünnchaligen Muscheln der Gattungen *Phelopteria* und *Pseudamussium* auf. Sie belegen Ablagerungstiefen unterhalb der Schönwetter-Wellenbasis, wie sie im Übergangsbereich zum Äußeren Schelf vorkommen. Schille mit dissoziierten Muschelklappen weisen auf Episoden höherer Wasserenergie, wahrscheinlich bei Sturmereignissen, hin.

Noth-Formation

Der lithostratigraphische Begriff „Noth-Formation“ wurde erstmals in der Überblicksarbeit von SIEGL-FARKAS & WAGREICH (1997) für eine sandsteindominierte Abfolge mit Rudistenbiohermen und Kohlevorkommen zwischen Kreuzgraben-Formation und Grabenbach-Formation eingeführt. Später trennten KOLLMANN & SACHSENHOFER (1998) den tieferen, mergeligen Teil am Akoglhang N des Gamsbaches als Schönleiten-Formation ab. Die Noth-Formation (siehe auch Appendix) im modifizierten Sinne erreicht eine maximale Mächtigkeit von etwa 150 m. Das Typusprofil wurde schon von KOLLMANN (1964, Taf. 3) entlang der Straße zur Nothklamm (Abb. 1, Punkt N) und im nach Süden abzweigenden Pitzengraben aufgenommen (geographische Koordinaten WGS 84, E 014° 47' 54'' / N 47° 40' 01'') und ist heute als Naturdenkmal geschützt (siehe auch Abb. 3).

Die Noth-Formation bildet den wohl makrofossilreichsten Abschnitt der Abfolge von Gams. Die Makrofauna der Noth-Formation setzt sich aus diversen Mollusken (Rudisten, *Trochactaeon*, Nerineen)

zusammen. In den Mikrofaunen dominieren flachmarine Assoziationen mit milioliden Foraminiferen und Ostrakoden und geringen oder fehlenden Planktonforaminiferen.

Biostratigraphisch kann das Alter auf spätes Spät-Turonium (Nannofossilzone CC 13) eingengt werden. Generell belegen die Fossilien einen randlichmarinen bis flachmarinen tropisch-subtropischen Ablagerungsraum mit zeitweisem Süßwassereinfluss mit Kohleablagerungen.

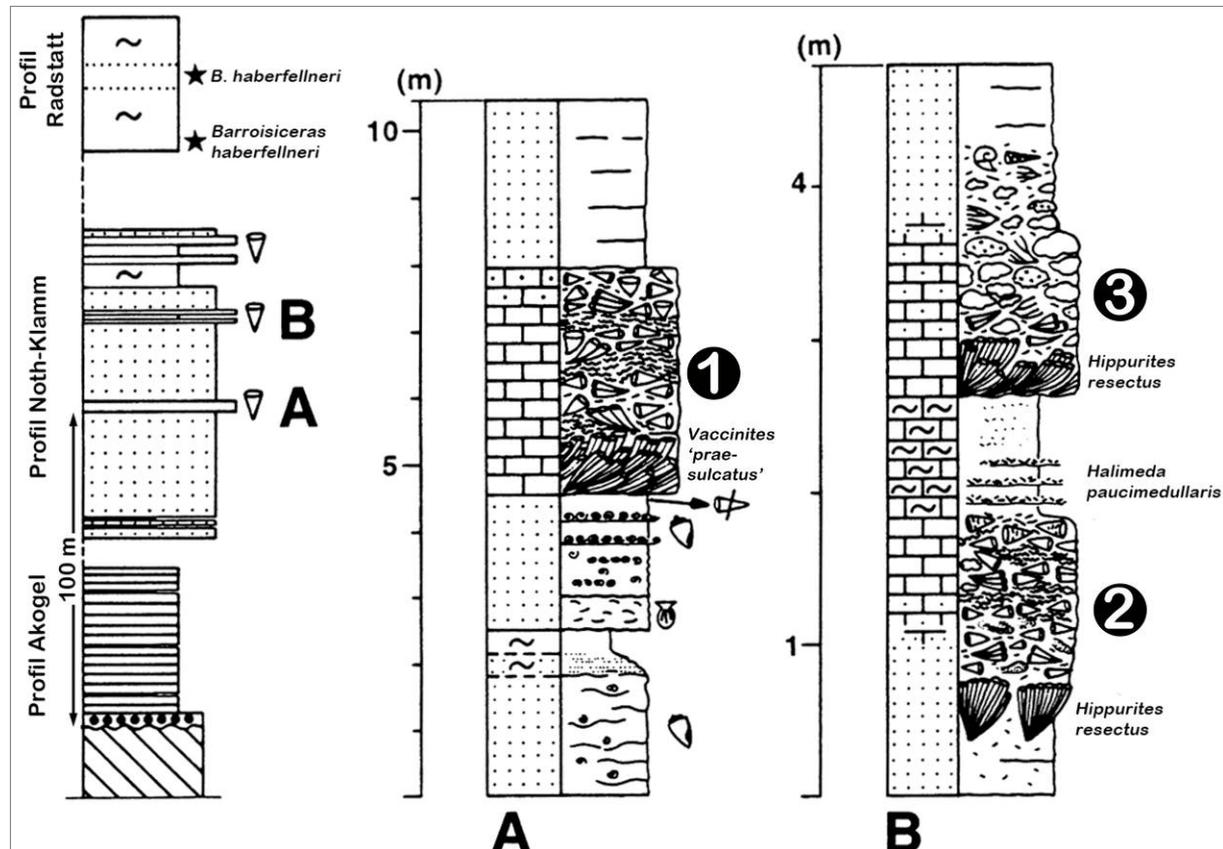


Abb. 3: Rudistenbiostrome im Profil Noth-Klamm (verändert nach SANDERS & PONS, 1999).
 Links: Übersichtsprofil mit Teilprofilen (verändert nach SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996).
 Detailprofile A und B, Nummern 1–3: Biostrome, wie im Text beschrieben.

Trochactaeon lamarcki – ein Fossil aus Gams

H. A. KOLLMANN

Der Straßenanriss im Profil am Noth-Ausgang (Abb. 1, Punkt N) ist die Typuslokalität der zur Familie der Actaeonellidae gehörenden Schneckenart *Trochactaeon lamarcki* (J. de C. SOWERBY). Die Gehäuse treten gehäuft in „Nestern“ auf. Viele sind beschädigt und von Bohrschwammkanälen durchzogen. Die Anhäufung der Gehäuse spricht für eine Konzentration durch Ausschwemmen des Feinanteils (Winnowing) bei Sturmereignissen.

Erwähnenswert ist der historische Hintergrund bei der Beschreibung dieser Art, die immerhin nach Jean-Baptiste LAMARCK, einem der Pioniere der Evolutionstheorie, benannt ist. Aufgesammelt wurde das Material in Gams von Ami BOUÉ. Er gab einige Stücke an Adam SEDGWICK und Roderick IMPEY MURCHISON anlässlich deren Ostalpen-Expedition im Jahr 1829. In dem Bericht über diese Reise (SEDGWICK & MURCHISON, 1832) bildete James DE CARLY SOWERBY, wohl der bekannteste Naturwissenschaftler seiner Zeit, die Fossilien, unter ihnen die Schnecke aus Gams, ab. Sie werden heute noch im Museum of Natural History, London, aufbewahrt.

Die Serpentinitsandsteine von Gams – Zeugen des verschwundenen Tethys-Ozeans

M. WAGREICH

Im Bereich des Straßenaufschlusses westlich der Noth-Klamm (Abb. 1, Punkt N) sind z.T. schlecht verfestigte grünlich-schwarze Sandsteinlagen aufgeschlossen. Nach mikroskopischen Untersuchungen sind diese Sandsteinlagen reich an Serpentinatkörnern, die einen Anteil von bis zu 40 % an den Sandkörnern erreichen (WAGREICH, 1993c). Daneben treten im Modalbestand Kalk- und Dolomitkomponenten, mono- und polykristalliner Quarz, Quarzite, Serizit- und Chlorit-Serizit-Schiefer sowie Feldspäte auf. Akzessorisch sind immer wieder Chromspinellkörner zu beobachten. Bei den serpentinatreichen Sandsteinen handelt es sich meist um mittel- bis grobkörnige Sandsteine. In begleitenden Feinsandsteinen ist das Serpentinmaterial durch Quarz, Karbonate und wechselnde Biogehalte stärker verdünnt. Röntgenographische Untersuchungen der Sandsteine zeigen das Auftreten sowohl von Lizardit als auch von Chrysotil. Daneben sind Minerale der Chloritgruppe als sekundäre bzw. Verwitterungsprodukte vorhanden. Innerhalb der Serpentinfragmente treten oft kleine Erzeinschlüsse, z.T. Magnetit sowie Chromspinelle als Begleitminerale auf.

Innerhalb der Abfolge von Gams konnten Serpentinitsandsteine in drei Horizonten festgestellt werden: Im Oberturonium innerhalb der küstennahe abgelagerten Sandsteine und Rudistenkalke der Noth-Formation, im mittleren Coniacium innerhalb einer Schelfmergel-Abfolge mit Sturmsandsteinlagen der Grabenbach-Formation (südwestliche Seitengraben des Sulzbaches) sowie im tiefen Untercompanionium einer Fan-Delta-Fazies der Kendlbauer-Formation (südlich Gamsforst). Sie sind dort mit Konglomeraten vergesellschaftet, die reich an kalkalpenfremden „exotischen“ Komponenten, (v.a. Quarzporphyre und Quarzite) sind.

Rekonstruiert man die Verteilung dieser Serpentinfragmente innerhalb der Oberkreide der Kalkalpen, so zeigt sich eine deutliche Abnahme der Gehalte und der Größe gegen Norden, wo zeitgleich mit den Serpentinitsandsteinen von Gams nur mehr chromspinellreiche Schwermineralspektren das Auftreten ultrabasischen Materials anzeigen (WAGREICH, 1993c). Damit weisen die Serpentinitsandsteine von Gams auf Abtragung einer südlich der Kalkalpen gelegenen ophiolithischen Suturzone („Tethyssutur“) hin (POBER & FAUPL, 1988; FAUPL & WAGREICH, 2000). Die hohen Gehalte könnten aus deckenartigen Serpentinikörpern in der Oberkreide am Südrand der Kalkalpen stammen (WAGREICH, 1993c).

Rudisten-Biostrome – subtropische „Riffe“ in Gams

D. SANDERS

In den Aufschlüssen westlich der Noth-Klamm befinden sich mehrere Rudisten-Biostrome. Eines wurde durch ein Hochwasser im Jahr 2001 im Bett des Gamsbaches freigelegt und enthält ausschließlich Radiolitidae. Inzwischen wurde es durch den Bach wieder zugeschottert. Ein weiteres mit Büscheln von *Hippurites* und kolonialen Korallen ist durch eine Wegverbreiterung hinter dem letzten Haus in Richtung Noth aufgeschlossen. Drei darüber liegende Biostrome sind genauer untersucht (siehe Abb. 3).

1. Über einer Folge von Sandstein mit zahlreichen Schneckenschalen (Typlokalität von *Trochactaeon lamarcki*) und einer Lage mit zahlreichen Gehäusen der Nerineenspecies *Parasimplyptyxis pailletteana* (D'ORBIGNY) beginnt mit scharfem Übergang in eine Lage aus dichtgepackten, geneigt eingebetteten Büscheln von *Vaccinites „praesulcatus“* das unterste dieser Biostrome. Der obere, dickere Teil des Biostromes besteht aus lose eingebetteten, liegenden Büscheln und einzelnen liegenden Schalen von Radiolitiden und Hippuritiden. Im obersten Teil ist das Biostrom von sandsteingefüllten Wühlgängen durchsetzt.

2. Das mittlere Biostrom beginnt mit einem Rasen aus aufrecht stehenden Büscheln von *Hippurites resectus* (PONS & SANDERS, 2000; in SANDERS & PONS, 1999, Figur 14, als *H. requieni* geführt). Darüber, über einer Lage aus liegend eingebetteten *H. resectus* und *Radiolites*, folgt ein Intervall aus liegend eingebetteten Radiolitiden. Dieses Biostrom wird von einem mergeligen, braunen Wackestone über-

lagert, in dem sich neben benthischen Kleinforaminiferen (z.B. Milioliden, *Cuneolina*) auch Fragmente der Codiaceae *Halimeda paucimedullaris* finden (cf. SCHLAGINTWEIT & EBELI, 1998). Über dem Wackestone-Intervall folgt schließlich

3. erneut scharf einsetzend ein Rasen aus *H. resectus*. Dieser Rasen wird von einem bioklastischen Rudstone und, höher, einem Sandstein überlagert, der neben zahlreichen stromatoporoiden Schwämmen auch koloniale Korallen, *Plagioptychus* und Nerineiden führt. Dieses Intervall ist das bisher einzige bekannte in der Oberen Kreide Österreichs, das Stromatoporoiden in dieser Häufigkeit führt. Die beschriebenen Biostrome zeigen gut einige ökologische Eigenschaften der Rudisten auf, als (a) effiziente Kolonisierer (= unterster Teil der Biostrome mit Rudistenrasen in Lebensstellung), doch (b) schlechte Stabilisierer und Gerüstbildner (= oberer, dickerer Teil der Biostrome mit verkippten und liegend eingebetteten Rudisten). Biostratigraphisch legt die kosmopolitische Spezies *H. resectus* Turonium-Alter nahe (PONS & SANDERS, 2000); ältere Nennungen von *Hippurites sulcatus* und *H. gosaviensis* im Profil der Noth-Klamm sind fraglich, da es sich bei diesen um Formen des Santoniums handelt. Auch die Nerineenspezies *Parasimploptyxis pailletteana* (D'ORBIGNY) ist aus dem Oberturon von Südfrankreich bekannt. Das Turonium-Alter des Nothklamm-Profiles ist auch aufgrund des Vorkommens von *Barroisiceras haberfellneri* im überliegenden Teilprofil Radstatt gesichert (cf. SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996; siehe Abb. 3).

Grabenbach-Formation

Unter dem Begriff Grabenbach-Formation werden vorwiegend dunkelgraue Tonmergel und Mergel mit wechselnden Anteilen von Sandsteinlagen und einem Intervall von Serpentinitsandsteinen mit wenigen exotischen Geröllen verstanden, die hauptsächlich im Gebiet beiderseits der Radstatthöhe bis zum Sulzbach anstehen. Die Mächtigkeit dieser schlecht aufgeschlossenen Abfolge beträgt aus der Kartierung bis zu 500 m. Definiert wurde die Grabenbach-Formation im Gebiet von Gosau (WEIGEL, 1937; KOLLMANN, 1982; KOLLMANN & SUMMESBERGER, 1982; WAGREICH, 1988).

In basalen Abschnitten sind Gastropoden häufig, unter ihnen *Actaeonella styriaca* KOLLMANN und die sehr große Nerineenspezies *Simploptyxis nobilis* (MÜNSTER). In höheren Abschnitten treten vereinzelt Einzelkorallen (kleine Form von *Cunulites*), selten Inoceramen und andere Bivalven, zumeist in doppelklappiger Erhaltung, sowie vereinzelt Ammoniten und Gastropoden auf. Die Mikrofaunen sind durch Planktonforaminiferen charakterisiert.

Biostratigraphisch lässt sich das Alter der Grabenbach-Formation auf Spät-Turonium, Coniacium bis (Früh-)Santonium eingrenzen (*Dicarinella-concavata*-Foraminiferenzonen, Nannofossilzonen CC 13–CC 15). Im unteren Teil der Formation treten Ammoniten des Spät-Turoniums sowie charakteristische Bivalven (*Didymotis*) des Turonium-Coniacium-Grenzbereichs auf (KOLLMANN & SUMMESBERGER, 1982; SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996).

Die ältesten Ammoniten von Gams – Spätes Turonium

H. SUMMESBERGER

HAUER beschrieb 1866 neue Ammoniten aus der „Gosau“ von Gams, darunter – gestützt auf eine weitere Kollektion aus Strobl/Weißenbach (Salzburg) – den *Ammonites Haberfellneri* HAUER 1866. Die Art benannte er zu Ehren des Finders, der Gattungsname *Barroisiceras* wurde von GROSSOUVRE 1894 aufgestellt. SOLGER (1904) legte *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER, 1866) als Typusart der Gattung *Barroisiceras* fest. Erst REYMENT (1957) legte das Stück aus Gams (Abb. 4) als Lectotypus der Typusart fest. Diese hatte BRINKMANN (1937) mit seiner „Fauna von Gams“ fälschlicherweise ins Oberconiac eingestuft. Durch weitere irrtümliche Einbeziehung von *Ammonites petrocoriensis* COQUAND, getarnt als „*B. haberfellneri*“, wurde *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER, 1866) zum Zonenleitfossil des Unterconiaciums (WRIGHT in: ARKELL, KUMMEL & WRIGHT, 1957, L128). KENNEDY (1984) rehabilitierte *Forresteria (Harleites) petrocoriensis* im Sinne ARNAUDS (1877) als Zonenfossil für die tiefste Zone des Coniaciums (Assize K). Die stratigraphische Position von *Barroisiceras haberfellneri* blieb unklar.

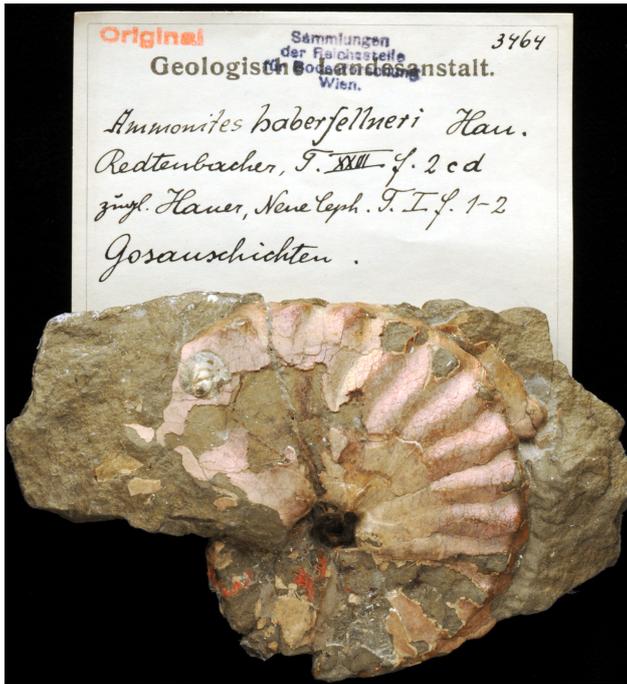


Abb. 4: *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER, 1866), der Lectotypus der Typusart, GBA 3464, ca. 3/5 der nat. Größe, aus der (hier) oberturonen Grabenbach-Formation von der Radstatt bei Gams.

Erst durch das gemeinsame Auftreten mit der Bivalve *Didymotis* (C. WOOD, pers. Mitt. 1982) und mit *Barroisiceras minimus* HAYASAKA & FUKADA 1951 im Gebiet der Radstatthöhe (Abb. 1, Punkt R) wurde das Alter geklärt (SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996): *Didymotis* definiert in Deutschland die Turonium/Coniacium-Grenze, *B. minimus* ist Zonenleitfossil im obersten Turonium von Japan. *B. haberfellneri* kommt mit wenigstens einer der beiden Arten gemeinsam in Gams/Radstatt, St. Wolfgang, Strobl/Weißbach („Ofenwand“) und im Brennetgraben bei Bad Ischl vor. Durch seine kurze Lebensdauer hat *B. haberfellneri* wieder einen Leitwert für die oberturone *Germari*-Zone in der nordalpinen Gosau-Gruppe erlangt.

Abgesehen vom weltweit bedeutendsten Fossil wurde aus Gams eine Reihe weiterer Ammoniten beschrieben. SUMMESBERGER & KENNEDY (1996) lieferten eine, hier abermals revidierte, Liste der Ammoniten des Oberturoniums von Gams:

- Gaudryceras* sp. indet. Group of mite (HAUER 1866)
- Pseudophyllites postremus* (REDTENBACHER 1873)
- Tetragonitidae gen. et sp. indet.
- Lewesiceras* cf. *mantelli* WRIGHT & WRIGHT, 1951
- Barroisiceras haberfellneri* (HAUER 1866)
- Barroisiceras minimus* HAYASAKA & FUKADA 1957
- Tridenticeras binodosum* (HAUER 1866)
- Neocrioceras* (*Schlueterella*) sp.
- Nostoceratidae gen. et sp. indet.
- Baculites* cf. *undulatus* D'ORBIGNY
- Baculites* sp. indet.
- Scaphites* sp. indet.

Krimpenbach-Formation

Die Krimpenbach-Formation (WAGREICH, 2004) stellt einen eigenständigen Sedimentationszyklus dar, der während der Umstellung von terrestrisch-seichtmarinen zu tiefmarinen Sedimentationsbedingungen im Gebiet von Gams abgelagert wurde. Typusgebiet und Typuslokalität sind auf ÖK 50, UTM Kartenblatt 4209 Hieflau (101 Eisenerz) im Gebiet des Krimpenbachs entlang der Forststraße E Krimpenbach (geographische Koordinaten WGS 84, E 014° 55' 53" / N 47°40' 00", Abb. 1, Punkt K). Synonym sind große Teile des „Tieferen Mergelkomplex“ und die „Kalke des Campans“ von KOLLMANN (1964).

Folgende lithologische Einheiten können unterschieden werden (WAGREICH, 2004):

1. ein basaler Abschnitt von grauen, seltener rötlichen Konglomeraten, zumeist mit hohen Anteilen an „exotischen“ Komponenten, etwa Quarzporphyre, und wenigen Kohlelagen und tonig-siltigen Lagen;
2. Kalkarenite mit Bruchstücken von Rudisten, Austern, Rotalgen und benthischen Foraminiferen;
3. feinkörnige Sandsteine und Siltsteine übergehend in graue und rötliche siltige Kalkmergel bis Mergel mit Inoceramen, Seeigeln und seltenen Ammoniten.

Die Mächtigkeit beträgt maximal 80 bis 100 m, wobei eine starke Faziesdifferenzierung vom Westen (Gebiet westlich Radstatthöhe N Mooslandl) über den mittleren Aufschlussbereich (N Kendlbauer) bis zum Gebiet Bachler-Wentneralm und Thorsattel-Krimpenbach im Osten festzustellen ist. Schwermineraluntersuchungen zeigen vorherrschend stabile Minerale, Epidot, Granat und unterschiedliche Gehalte an Chromspinell (WAGREICH, 2004).

Die Krimpenbach-Formation liegt z.T. auf Kreuzgraben-Formation (Krautgraben) oder diskordant auf Grabenbach-Formation (W Radstatthöhe, Abb. 5A) oder direkt auf älteren Gesteinen auf. Überlagert wird die Krimpenbach-Formation im Krimpenbachgebiet von Nierental-Formation, im Gebiet Wentneralm wird die Hangendgrenze durch eine Überschiebung von Triasdolomiten gebildet.

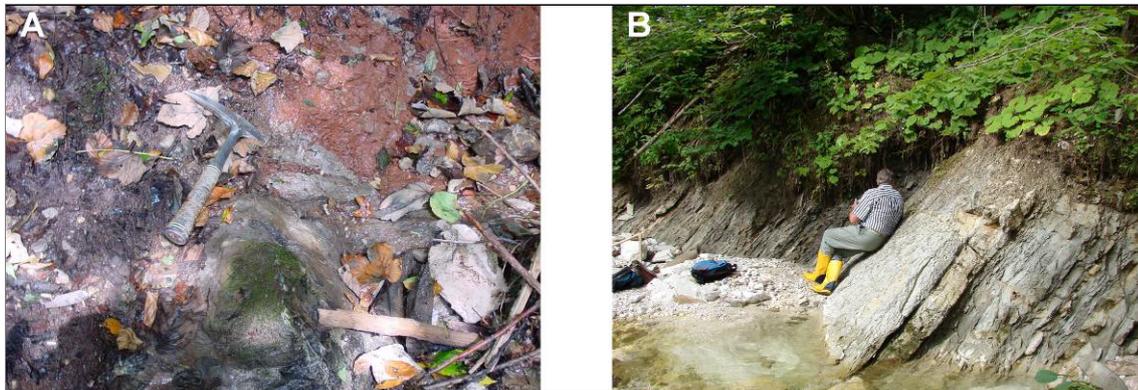


Abb. 5: A) Diskordante Auflagerung von roten Konglomeraten der Krimpenbach-Formation auf grauen Mergeln mit Sandsteinlagen der Grabenbach-Formation, Graben SE Radstatthöhe.
B) Kreide/Paläogen-Grenze im Gamsbach/Krautgraben (rechts Mergelkalke des obersten Maastrichtiums, links Mergel des untersten Paleozäns).

Biostratigraphische Daten beruhend auf Inoceramen und Ammoniten sowie planktonischen Foraminiferen (u.a. *Dicarinella asymetrica*, *Globotruncanita elevata*) und Nannofossilien belegen ein Alter von Spätem Santonium bis Spätem Campanium (*asymetrica-elevata*-Zone, *elevata*-Zone und *ventricosa*-Zone, Nannofossilstandardzonen CC 17 bis CC 21/22ab). An Inoceramen treten u.a. *Seleno-*

ceramus inflexus, *Inoceramus planus*, an Ammoniten *Hauericeras* cf. *pseudogardeni*, *Pachydiscus* (*P.*) *tweenianus* und *Pachydiscus* (*P.*) *haldemisis* auf (SUMMESBERGER et al., 1999).

Das Verhältnis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Rudistenschalen basaler Ablagerungen der Krimpenbach-Formation westlich der Radstatthöhe ergibt ein Alter von 85,5 Ma, das dem frühen Santonium entspricht (Th. STEUBER, mündl. Mitt., KOLLMANN in GRACHEV, 2009).

Die Abfolge der Krimpenbach-Formation belegt subaerische Exposition während des Santoniums, gefolgt von einem kurzen Intervall von Sedimentation alluvialer Schwemmfächer und Fan-Deltas während der Transgression im Spät-Santonium bis Früh-Campanium. Im Campanium folgt eine Entwicklung von seichtmarinen, küstennahen zu pelagischen Ablagerungsbedingungen von wenigen zehner- bis hunderten Metern Wassertiefe. Diese Schelffazies vertritt die gleichzeitige pelagische Nierental-Formation am Südrand des Beckens (Bachler-Wentneralm, Abb. 1, Punkte W1, W2). Eine mineralogische Besonderheit ist hier das Auftreten von hydrothermale Chaledon an einer schichtparallelen Kluft zwischen dem basalen Kalkmergel mit aufgearbeitetem Dolomit und dem darüber liegenden Mergel. Das Vorkommen wurde im 18. Jahrhundert als „Flintenstein“ abgebaut (KLEMM & KOLLMANN, 2002).

Nierental-Formation

Die Nierental-Formation in Gams setzt sich vorwiegend aus roten und grauen Kalkmergeln, Mergeln und Mergelkalken zusammen. Turbidite und andere Mass-Flow-Ablagerungen sowie Olisthostrome und Slumplagen sind in wechselnden Anteilen vorhanden und zeigen einen graduellen, diachronen Übergang in die Zwieselalm-Formation. Mit KRENMAYR (1999) ist die Nierental-Formation definiert als Abfolge mit weniger als 50 % Turbiditanteilen. Die Mächtigkeit beträgt bis zu 400 m.

Der Fauneninhalt ist im Wesentlichen auf Bruchstücke von Inoceramneschalen sowie Mikro- und Nannofossilien beschränkt. Spurenfossilien wie *Chondrites* und *Zoophycus* sowie Stopfgefüge von Seeigeln treten auf (SUMMESBERGER et al., 2009; WAGREICH et al., 2009).

Das Alter der Sedimente wurde mit planktonischen Foraminiferen (KOLLMANN, 1963, 1964; KRISTANTOLLMANN & TOLLMANN, 1978) und kalkigem Nannoplankton auf Campanium bis Paleozän (Nannofossilzonen CC 18–NP 4) bestimmt (EGGER et al., 2004).

Bei der Nierental-Formation handelt es sich um vorwiegend hemipelagische Sedimente. Ablagerungsraum ist ein Tiefwasserbecken bzw. Kontinentalhang mit Wassertiefen >500–1000 m (WAGREICH, 2001). Die Schwermineralspektren sind in der Oberkreide epidotdominiert (bis 70 %), im Paleozän nimmt Granat deutlich zu und wird, gemeinsam mit Staurolith, zum dominierenden Schwermineral.

Die jüngsten Ammoniten in der Gosau-Gruppe von Gams

H. SUMMESBERGER & M. WAGREICH

Ein kurzer Profilabschnitt in der Nierental-Formation von Gams im Gebiet 600 m NE Haid, N Gamsbach (680 m SH; geographische Koordinaten WGS84: 14° 51' 35" E, 47° 40' 00" N; Abb. 1, Punkt M) hat eine Cephalopodenfauna des oberen Maastrichtiums geliefert (SUMMESBERGER et al., 2009), die jüngste Ammonitenfauna in diesem Gebiet. Neben *Angulithes* (*Angulithes*) sp. indet., *Hauericeras* sp. indet. juv. treten *Pachydiscus* (*Pachydiscus*) *gollevillensis* (D'ORBIGNY 1850), *Glyptoxoceras* cf. *rugatum* (FORBES, 1846) und *Neancyloceras bipunctatum* (SCHLÜTER 1872) auf. Der Ammonit *Pachydiscus* (*Pachydiscus*) *gollevillensis* (D'ORBIGNY 1850) ist ein kennzeichnendes Taxon für das späte Maastrichtium. Nannofossilien (*Lithraphidites quadratus*, Nannofossil-Standardzone CC 25b/UC20aTP) und planktonische Foraminiferen (oberer Teil der *Gansserina-gansseri*-Zone) geben einen präziseren stratigraphischen Rahmen für die Cephalopodenfauna und erlauben eine Korrelation mit der borealen Belemnitenzonierung des Oberen Maastrichtiums, speziell mit der *Spyridoceras-tegulatus*-/*Belemnitella junior*-Subzone bis zum tieferen Teil der *Tenuipteria-argentea*-/*Belemnitella junior*-Subzone.

Die Kreide/Paläogen-Grenze – Spuren einer weltweiten Katastrophe

M. WAGREICH, H.A. KOLLMANN & H. EGGER

Innerhalb der Gosau-Gruppe von Gams wurde schon früh ein vollständiges Kreide/Paläogen-Grenzprofil gefunden, zu dem im Laufe der Untersuchungen weitere Profile dazukamen. Nach den klassischen Arbeiten von WICHER (1956) und KOLLMANN (1964) fanden PREISINGER und Mitarbeiter das erste Grenzprofil im Knappengraben E Haid (STRADNER & RÖGL, 1988; LAHODYNSKY, 1988a,b). Später befassten sich EGGER et al. (2004) mit der generellen stratigraphischen Abfolge sowie GRACHEV et al. (2005, 2008) und GRACHEV (2009) mit speziellen mineralogischen und geochemischen Untersuchungen. Mehrere weitere Grenzprofile wurden gefunden und jüngst bearbeitet, etwa im Bereich des Krautgrabens E Haid (E 14°51'50" N 47°39'51", GRACHEV et al., 2008; WAGREICH, 2009; EGGER et al., 2009, in press; siehe Abb. 1, Punkt KP2 und Abb. 5B).

Die Kreide/Paläogen-Grenze in Gams ist innerhalb einer Tiefwasserfazies aufgeschlossen. Es findet sich eine kennzeichnende, ca. 2 cm dicke Tonschicht mit rostbrauner Färbung an der Basis sowie ein markanter Wechsel von bioturbaten Mergelkalken in der Kreide zu Mergeln im Paleozän. Ein markanter Wechsel ist auch in den stabilen Isotopenverhältnissen festzustellen. Innerhalb der Tonschicht sind erhöhte Iridiumwerte kennzeichnend, die auf den Impact eines Asteroiden hinweisen (EGGER et al., in press). Nach GRACHEV et al. (2005, 2008) finden sich aber auch Hinweise auf vulkanische Partikel in den Grenzschichten.

Insgesamt lassen die Untersuchungen der Kreide/Paläogen-Grenze in Gams Rückschlüsse auf ein einschneidendes Ereignis der Erdgeschichte zu, an dem es zu Massensterben und weltweiten Katastrophen kam. Starker Vulkanismus der Deccan-Trapp-Basalte in Indien und ein Einschlag eines Asteroiden im Bereich von Yucatan (Chicxulub) haben diese Katastrophe ausgelöst, deren Spuren in Gams zu finden sind.

Zwieselalm-Formation

Die Zwieselalm-Formation in Gams ist, analog der Typlokalität im Gebiet von Gosau-Abtenau (KOLLMANN, 1982), aus turbiditischen Sandsteinen, Feinbrekzien und Tonsteinen mit untergeordneten hemipelagischen Kalkmergeln und Tonmergeln aufgebaut.

Die Mächtigkeit beträgt bis 350 m. Das Einsetzen der Formation ist allerdings diachron und graduell aus der Nierental-Formation. Die Abfolge im Gebiet des Gamsbachs setzt sich aus

1. einem Abschnitt mit kalkhaltigen Turbiditen,
2. einem kalkfreien Abschnitt mit hochfrequenten Turbiditen,
3. einem hangenden kalkführenden turbiditreichen Abschnitt und
4. einem mergelreichen hangenden Intervall zusammen (KOLLMANN, 1964; EGGER & WAGREICH, 2001; EGGER et al., 2001).

Zusätzlich finden sich auch Mass-flow-Ablagerungen und Olisthostrome, z.T. mit Komponenten aus paleozänen Flachwasserkarbonaten (NOWESKI et al., 2000).

Biostratigraphisch mit Planktonforaminiferen und Nannoplankton ist der Zeitbereich Maastrichtium bis Frühes Eozän nachweisbar (Nannofossil Standardzonen CC 24–NP 12).

Die Paleozän/Eozän-Grenze in Gams

H. EGGER, M. WAGREICH, G. HOBIGER, O. MOHAMED, H. PRIEWALDER

Die P/E-Grenze konnte im Gebiet von Gams in einem südlichen Seitengraben (14°50'24"E; 47°39'42"N; Abb. 1, Punkt PE) des Gamsbachs gefunden werden (EGGER et al., 2009). Sie liegt innerhalb des karbonatarmen Abschnitts der Zwieselalm-Formation. Für die stratigraphische Einstufung entscheidend ist die sehr lösungsresistente Nannoplanktonart *Rhombaster cuspis*, deren Erstauftreten in etwa mit der P/E-Grenze zusammenfällt, und vor allem die Dinoflagellatenart *Apectodinium augustum* (Abb. 6). Die stratigraphische Reichweite der letztgenannten Art ist auf die ersten 200.000 Jahre des Eozäns beschränkt. Gleichzeitig konnte in vielen Profilen weltweit ein Häufigkeitsmaximum der Gattung *Apectodinium* festgestellt werden, das mit stark negativen Kohlenstoffisotopenwerten ($\delta^{13}\text{C}$) korreliert (CROUCH et al., 2001). Auch im Gebiet von Gams zeigen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte an der P/E-Grenze einen Rückgang um etwa 2 ‰. Allerdings konnten keine hochauflösenden Untersuchungen durchgeführt werden, da die Karbonatgehalte der meisten Proben unter 4 Gew.% liegen und somit für Kohlenstoffisotopenuntersuchungen nicht geeignet sind.

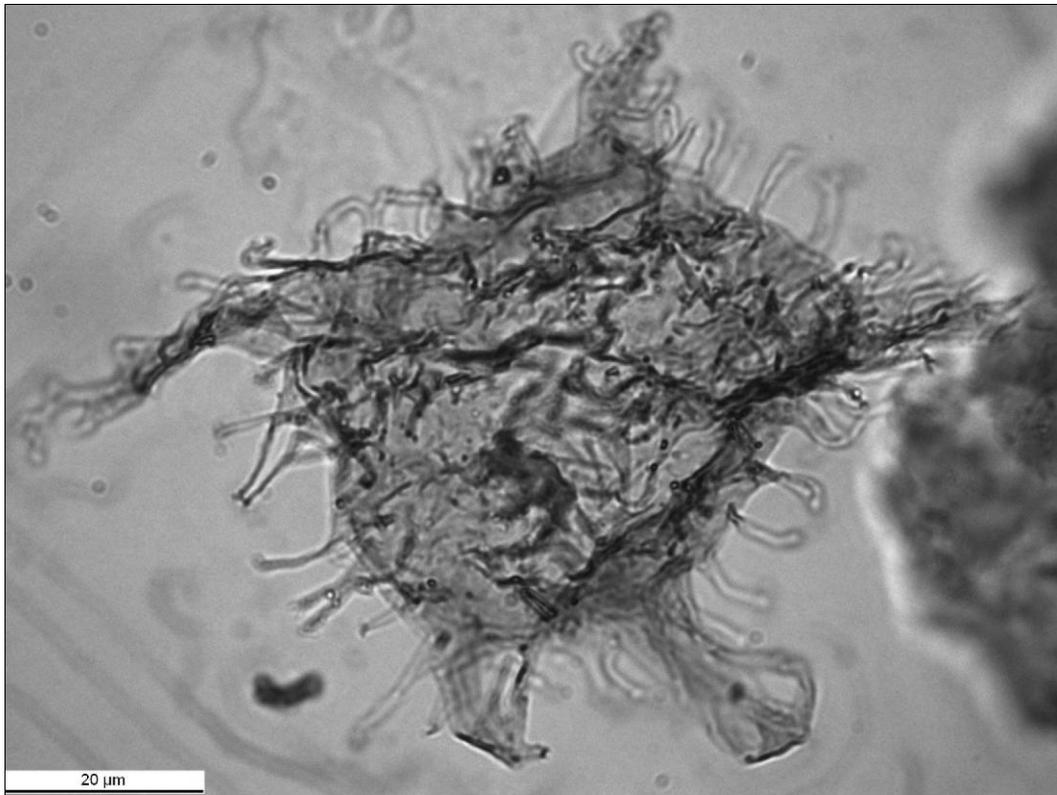


Abb. 6: Lichtmikroskopische Aufnahme von *Apectodinium augustum* von der P/E-Grenze bei Gams.

Im Gegensatz zu den anderen bisher untersuchten P/E-Grenzprofilen in Österreich (EGGER et al., 2003 und 2005) konnte in Gams keine Abnahme der Korngrößen und kein Rückgang der Turbiditsedimentation beobachtet werden. Die Grenze liegt mitten in einer dünnbankigen Turbiditabfolge. Trübeströme gelangten offenbar in relativ kurzen Abständen ins Becken, da hemipelagische nicht-turbiditische mergelige Tonsteine nur sehr untergeordnet vorhanden sind. Eine weitere Besonderheit des Gams-Profiles sind Konkretionen im basalen Eozän, die Durchmesser bis zu 30 cm erreichen können. Die Konkretionen bestehen im Wesentlichen aus einem karbonatischen Eisenerz (Abb. 7), Schrumpfrisse sind mit Baryt verheilt. Die Ergebnisse der geochemischen Untersuchung sind in Tabelle 1 angeführt.

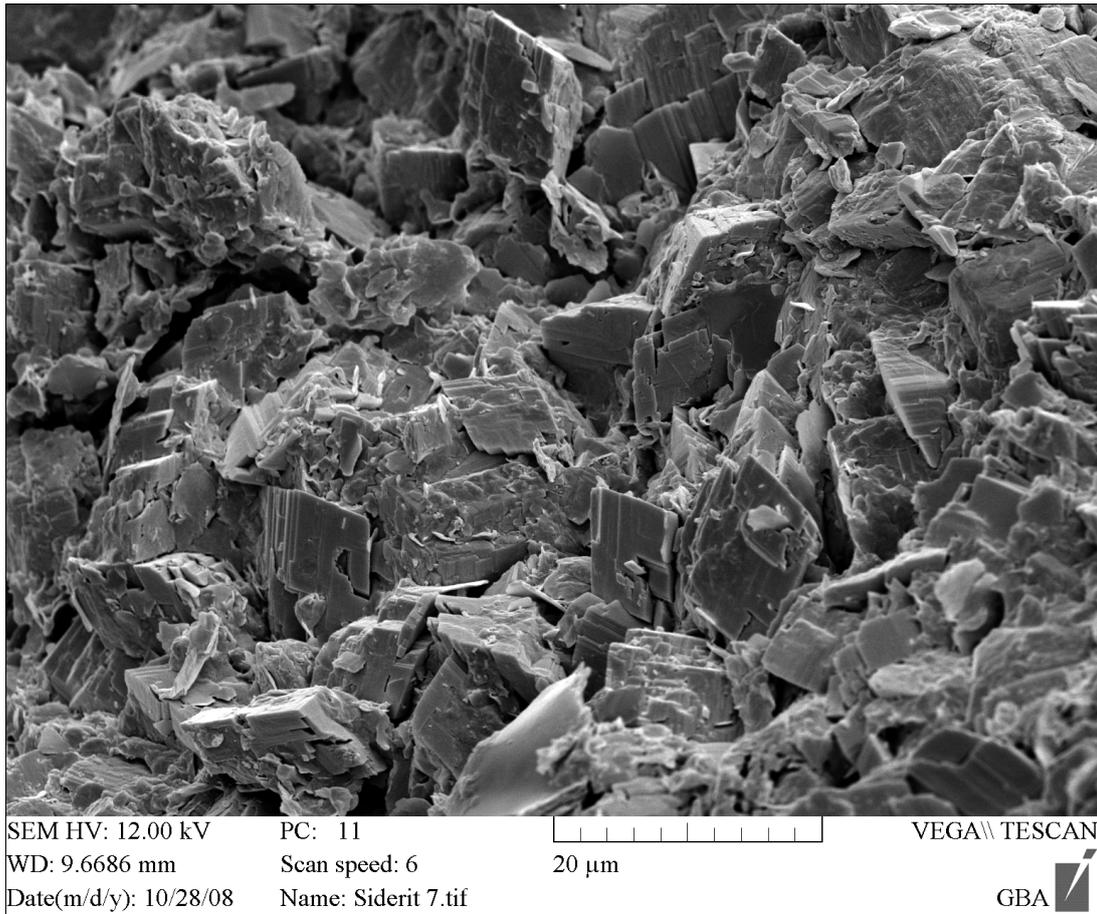


Abb. 7: Elektronenmikroskopische Aufnahme des Gesteins einer Konkretion aus dem untersten Eozän.

Hauptkomponente

Parameter	%
SiO ₂	14,7
TiO ₂	0,2
Al ₂ O ₃	5,2
FeO	34,1
MnO	1,9
MgO	3,4
CaO	6,9
Na ₂ O	<0,2
K ₂ O	0,6
H ₂ O ^{110° C}	0,9
H ₂ O+	0,1
P ₂ O ₅	2,6
CO ₂	29,2
SO ₃	0,2
Summe	99,9

Spurenanteil

Parameter	ppm
As	4,0
Ba	1639
Co	< 5
Cr	< 5
Cs	< 1,5
Cu	35,6
Ni	23,6
Pb	< 8
Rb	30,7
Sr	218,4
Th	< 2
U	8,5
V	56,7
W	< 7
Y	61,4
Zn	47,8
Zr	37,9
Summe	2163,9

Die jüngsten Sedimente in der Gosau-Gruppe von Gams – ein geologisches Fenster ins Eozän

M. WAGREICH & H. EGGER

Die jüngsten nachgewiesenen Sedimente im Gebiet von Gams weisen ein untereozänes Alter auf. Es handelt sich um tonige Mergel und Tone ohne oder mit nur geringmächtigen Sandsteinlagen im hangendsten Abschnitt der Zwieselalm-Formation („Tonmergelserie des Paleozän“, nach KOLLMANN, 1964). Mit Hilfe kalkiger Nannofossilien (*Discoaster lodoensis* und *Tribrachiatulus orthostylus* Typ B) kann die Zone NP 12 nachgewiesen werden (EGGER & WAGREICH, 2001). Diese Sedimente sind nicht nur am Südrand im hangendsten Abschnitt der Abfolge des Gamser Beckens aufgeschlossen (Forststraße zur Eichmayralm, 700 m E Pretschuhalm bzw. Seitengraben des Gamsbachs 300 m SSW Grafenalm; Abb. 1, Punkt E1), sondern auch in einem tektonischen Fenster innerhalb der überschiebenden Schuppen, 350 m SE Bauernhaus Bachler. Hier findet sich in einem Seitengraben, direkt oberhalb der Forststraße zur Wentneralm (Abb. 1, Punkt E2), innerhalb der Konglomerate der Kreuzgraben-Formation und der Krimpenbach-Formation fensterartig pelitische Sedimente der tektonisch darunterliegenden Einheit. Die dunkelgrauen Mergel können in das Untereozän (NP 12) mit *Discoaster lodoensis* und *Tribrachiatulus orthostylus* eingestuft werden (WAGREICH, 1994; EGGER & WAGREICH, 2001).

Schlussfolgerungen zur Beckenentwicklung, Paläobathymetrie und Paläogeographie

Die Gosau-Gruppe von Gams zeigt eine typische Entwicklung für die Oberkreide und das Paläogen der Kalkalpen (vgl. WAGREICH & FAUPL, 1994; WAGREICH, 2001). Über einem Relief mit Bauxiten werden im Späten Turonium terrestrische alluviale Konglomerate (Kreuzgraben-Formation) abgelagert, die im Wesentlichen eine lokale, durch die umgebenden kalkalpinen Gesteine dominierte Zusammensetzung der Gerölle aufweisen. Diese alluvialen Fächer entstehen an Störungen, die wahrscheinlich Seitenverschiebungscharakter haben, wie im Gebiet von Gosau nachzuweisen war (WAGREICH & DECKER, 2001).

Über diesem kontinentalen Ablagerungsbereich erfolgt im Späten Turonium eine relativ schnelle Transgression eines Meeresbereichs, wohl fortschreitend von Norden nach Süden, wie die spätere Transgression im Santonium am Südrand des Beckens belegt (SUMMESBERGER et al., 1999; WAGREICH, 2004). Brackwasserablagerungen, Kohlebildungen und randlich-marine, fossilreiche Sedimente der Schönleiten-Formation belegen dieses fortschreitende Transgressionsstadium bis zu vollmarinen, planktonforaminiferenführenden neritischen Mergeln. Marine Driftholzansammlungen führten zu Gagatbildungen innerhalb der Kohleabschnitte.

Randlichmarine Ablagerungen, teils mit Brackwassereinfluss, teils vollmarin setzen sich in der Noth-Formation fort, wobei der klastische Einfluss überwiegt. Rudistenbioherme bilden sich in Bereichen bzw. Zeiten geringen Klastikaeintrags. Zusammenschwemmungen von Fossilien belegen Sturmereignisse in einem tropisch-subtropischen Flachwassergebiet.

Folgend führt verstärkte Beckenabsenkung zur Ausbildung einer typischen vollmarinen, einheitlichen, küstenferneren Schelfmergelfazies (Grabenbach-Formation) mit deutlichen Planktonanteilen in den Mikrofaunen. Wassertiefen von einigen Zehnermetern dürften kennzeichnend sein. Sandsteinlagen werden als küstenferne Sturmsandsteinlagen (Tempestite als Folge von Hurrikanereignissen) interpretiert. Zeitweise, im Mittel-Coniacum und Ober-Santonium, verstärkt sich der klastische Einfluss, die Sandsteinlagen nehmen zu, und es werden sandsteinreiche Abschnitte, z.T. mit vereinzelt Konglomeratlagen im Vorfeld von Deltaloben abgelagert.

Ab den ersten marinen Ablagerungen ist auch eine deutliche Umstellung im Material hin zu hohen Anteilen an ultrabasischen Gesteinen im Liefergebiet festzustellen, die sich in hohen Chromspinellgehalten in den Schwermineralspektren und dem Auftreten grünlicher Serpentinitsandsteine manifestieren.

Im Santonium (wahrscheinlich Grenzbereich Unter- zu Ober-Santonium) kommt es zu einer markanten Umstellung mit einer Anhebung des Beckenbereichs und subaerischer Erosion von Teilen zumindest der Grabenbach-Formation. Über einer markanten Diskordanz werden wieder terrestrische Konglomerate mit Gosau-Sandsteinkomponenten, Sandsteine mit typisch chromspinellreichen Schwermineralspektren und rötlichen, siltig-sandigen Mergeln abgelagert (Krimpenbach-Formation, Bereich W Radstatthöhe). Im mittleren Bereich des Gosaubeckens entsprechen die Quarzporphyr-reichen Konglomerate mit Kohlelagen, die direkt dem Untergrund (Werfener Schichten) aufliegen, diesem Sedimentationsabschnitt. Darüber folgt eine neuerliche Transgression, die schrittweise von Spät-Santonium bis frühem Früh-Campanium den gesamten Bereich einschließlich des Südrandes (Wentneralm-Gebiet, Goß) und des Ostrand (Torsattel-Krimpenbach-Gebiet) neuerlich unter flachmariner Meeresbedeckung bringt. Randmarine Karbonatsandsteine mit Rudisten werden von siltig-sandigen Mergeln mit Inoceramen und Ammoniten überlagert und zeigen fortschreitende Abtiefung in pelagische Bereiche. Auch hier sind chromspinellreiche Schwermineralspektren immer noch vorhanden, allerdings sind auch Epidotminerale typisch.

Im Becken kommt es im mittleren Früh-Campanium (CC 18a/b) zu einer weiteren Abtiefung und zur Ausbildung einer pelagischen, bathyalen Mergelkalkfazies, der Nierental-Formation (vgl. KRENMAYR, 1999). Zeitgleich bleibt allerdings der Südrand und der Ostteil (Torsattel-Krimpenbach-Gebiet) mit grauen und roten mergeligen Siltsteinen der Krimpenbach-Formation mit Ammoniten und Inoceramen bis ins Späte Campanium noch im tieferen Neritikum bis oberen Bathyal (SUMMESBERGER et al., 1999).

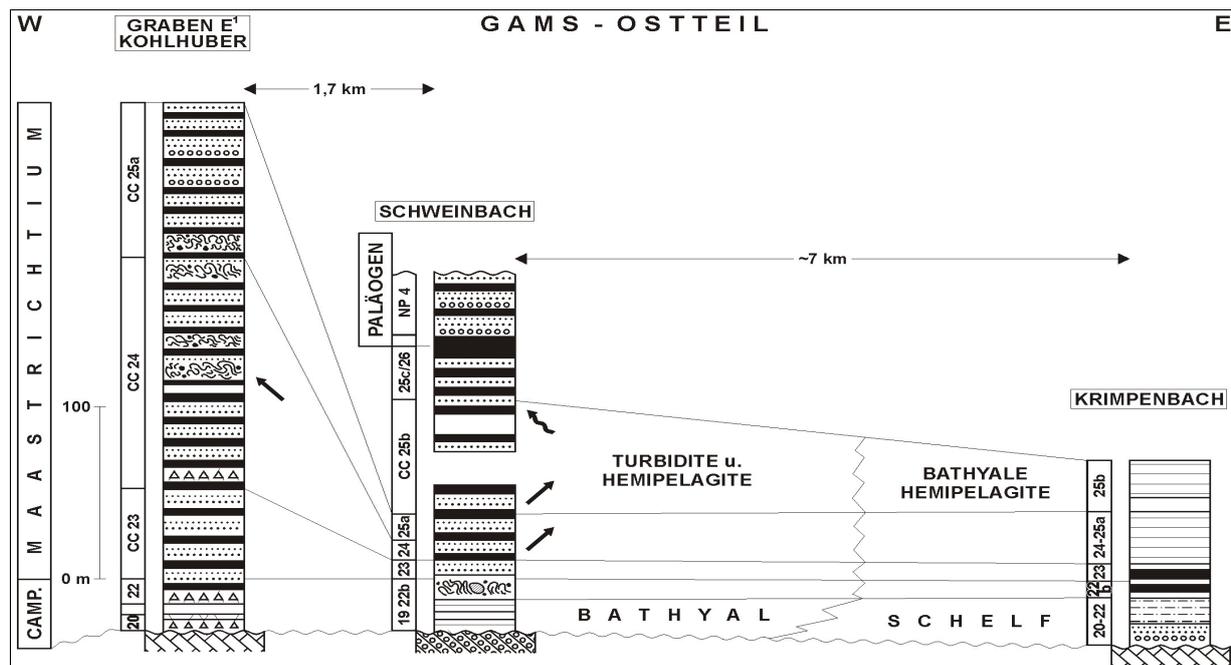


Abb. 8: Diachrones Einsetzen der Turbiditfazies (Zwieselalm-Formation) im Becken von Gams, fortschreitend von W nach E.

Innerhalb der pelagischen/hemipelagischen Mergelkalke und Kalkmergel der Nierental-Formation von Gams sind unterschiedliche Anteile von gravitativen Mass-Flow-Ablagerungen zu finden. Olistostrome und Brekzienlagen sind häufig, etwa im Bereich Kohlhuber–Schweinbach (KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, 1978). Als Olistolithe mit Durchmesser bis zu 10 m treten oft Plassenkalk oder Sandsteine der tieferen Gosau auf und zeigen damit anhaltende tektonische Vorgänge mit Heraushebung und Erosion älterer Gosauablagerungen. Im östlichsten Teil des Beckens setzt die Nierental-Formation erst im Spät-Campanium (CC 22b) ein. Im Graben E Kohlhuber tritt schon im Mittel-Maas-

trichtium (CC 25b) ein sandsteinreicher Abschnitt ähnlich der Zwieselalm-Formation auf. Damit wird ein diachroner Beginn der turbiditdominierten Fazies mit einem Jünger-Werden gegen E angezeigt (Abb. 8). Diese diachrone Faziesentwicklung wird als lokale, durch die Beckentopographie und Zufuhrinnen dominierte Entwicklung eines Hangbeckens interpretiert. Liefergebiete im Süden werden dominant, wobei zunächst im Ober-Campanium bis Maastrichtium Minerale der Epidotgruppe dominieren, die Granatvormacht beginnt im Paleozän (KRENMAYR, 1999).

Im Maastrichtium ist der Bereich von Gams einheitlich in einen bathyalen Ablagerungsbereich, aber noch deutlich über der Calcitkompensationstiefe (CCD) abgesunken (Abb. 9a). In einem paläobathymetrischen Kalkalpenschnitt für diese Zeit (Abb. 9b) ist deutlich ein Abtauchen der Kalkalpen gegen NW festzustellen. Während zu dieser Zeit in den Weyerer Bögen (Großraming–Unterlaussa, FAUPL, 1983) eine Sedimentation unterhalb der CCD vorherrscht, ist in Gams ein bathyaler Tiefwasserbereich, ein Hangbecken, über der CCD überliefert. Gegen Süden, im Schwabeltal und weiter im Hochschwabgebiet, sind Sandsteine, Kalke oder Mergel vorhanden, die Seichtwasser bis Schelfablagerungstiefen anzeigen, oder diese Gebiete sind durch subaerische Erosion gekennzeichnet.

In der Folge, über die Kreide/Paläogen-Grenze hinaus, hält die Absenkung des Gebietes an, sodass im Frühen Paleozän (ab NP 4) Ablagerungstiefen unter der CCD sehr wahrscheinlich sind (EGGER et al., 2004).

Die im Zentralteil des Beckens im Frühen Paleozän, ab etwa NP 4 einsetzenden turbiditdominierten Abfolgen der Zwieselalm-Formation zeigen unterschiedliche Karbonatgehalte und Schwermineralspektren, die zumeist granatreich sind. Eine kalkarme Turbiditfolge des mittleren bis späten Paleozäns bis über die Paleozän/Eozän-Grenze hinaus wird überlagert durch karbonatreiche Turbidite (NP 10–NP 11), offenbar bedingt durch unterschiedliche Liefergebiete. Weiterhin sind immer wieder Slumplagen und grobe Brekzien mit Olistolithen eingeschaltet.

Im frühen Eozän (NP 12) schließlich dominiert eine feinkörnige Turbiditfazies mit nur dünnen Sandsteinlagen, die auf ein Ausklingen des grobklastischen Inputs in das Hangbecken hinweist, bevor das Gosaubecken von Gams durch die mesoalpinen Überschiebungen als Sedimentationsraum ausgeschaltet wird.

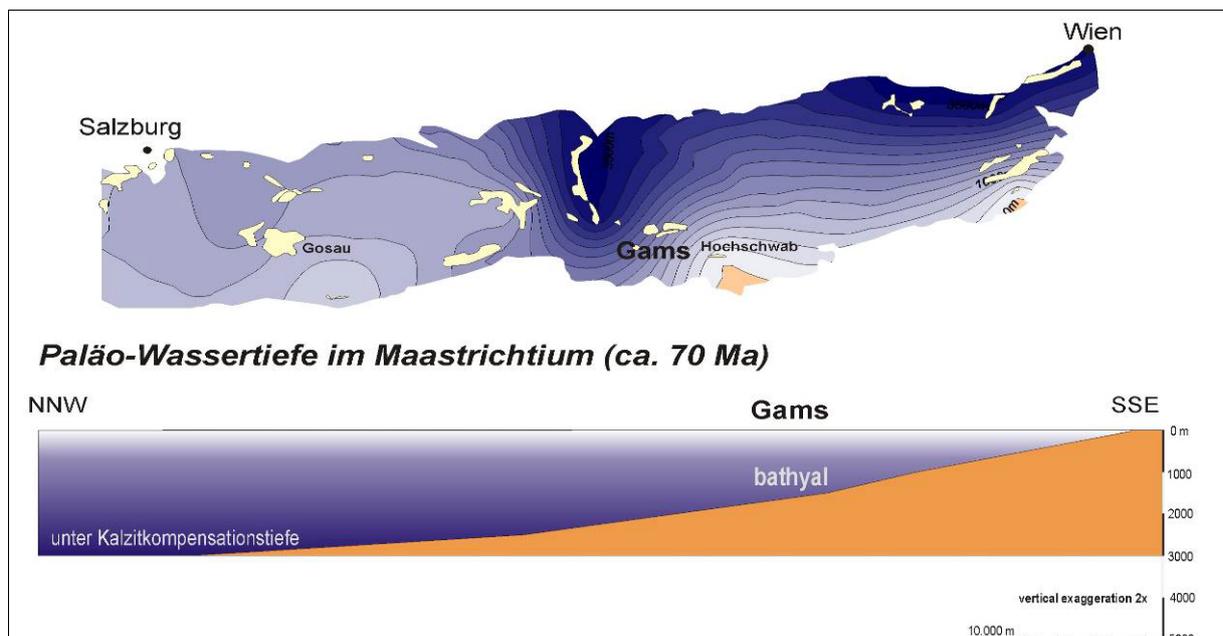


Abb. 9: A) Paläowassertiefe der Gosau-Gruppe im Maastrichtium (A. Karte konturiert auf Grund von Bathymetrie-Abschätzungen, modifiziert von WAGREICH, 2001.
B) Paläowassertiefenprofil vom Hochschwab im Süden über Gams bis in die Gosau der Weyerer Bögen).

Dank

Wir danken allen Kollegen, Personen und Körperschaften, die über viele Jahre bis Jahrzehnte hindurch die Arbeiten der Autoren im Gebiet um Gams unterstützt haben. Finanzielle Unterstützung der Geländearbeiten wurde im Rahmen diverser Forschungsprojekte geleistet, u.a. GBA, ÖAW und IGCP.

Literatur

- ARNAUD, H. (1877): Profils géologiques des chemins de fer d'Orléans, région crétacée. Etudes pratiques sur la craie du Sud-Ouest. 3^e partie. – Acta Societate Linnéenne Bordeaux, 31, 251-286.
- BRINKMANN, R. (1935): Die Ammoniten der Gosau und des Flysch in den nördlichen Ostalpen. – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 15, 1-14.
- BURNETT, J.A. (1998): Upper Cretaceous. – In: BOWN, P.R. (Ed.): *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*, 132-199, Cambridge (Chapman & Hall).
- COQUAND, H. (1859): Synopsis des animaux et des végétaux fossiles observés dans la formation crétacée du Sud-Ouest de la France. – Bull. Societate Géol. France (2), 16, 945-1023.
- CROUCH, E.M., HEILMANN-CLAUSEN, C., BRINKHUIS, H., MORGANS, H.E.G., ROGERS, K.M., EGGER, H. & SCHMITZ, B. (2001): Global dinoflagellate event associated with the Late Paleocene Thermal Maximum. – *Geology*, 29, 315-318.
- EGGER, H., FENNER, J., HEILMANN-CLAUSEN, C., RÖGL, F., SACHSENHOFER, R.F. & SCHMITZ, B. (2003): Paleoproductivity of the northwestern Tethyan margin (Anthering Section, Austria) across the Paleocene–Eocene transition. – In: WING, S.L., GINGERICH, P., SCHMITZ, B. & THOMAS, E. (Eds.): *Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene*, Geological Society of America Special Paper, 369, 133-146.
- EGGER, H., HOMAYOUN, M., HUBER, H., RÖGL, F. & SCHMITZ, B. (2005): Early Eocene climatic, volcanic, and biotic events in the northwestern Tethyan Untersberg section, Austria. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 217, 243–264.
- EGGER, H., KOEBERL, C., SPÖTL, C. & WAGREICH, M. (2009): Paleogene deep-water deposits at Gams (Austria): From the K/Pg-boundary to the P/E-boundary in a Tethyan setting. – In: STRONG, P., CROUCH, E. & HOLLIS, C. (Eds.): *Climatic and Biotic Events of the Paleogene – Conference Programme and Abstracts*, GNS Science Miscellaneous Series, 16, p. 105, Wellington.
- EGGER, H., RÖGL, F. & WAGREICH, M. (2004): Biostratigraphy and facies of Paleogene deep-water deposits at Gams (Gosau Group, Austria). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien, A* 106, 281-307.
- EGGER, H. & WAGREICH, M. (2001): Upper Paleocene – Lower Eocene nannofossils from the Gosau Group of Gams/Styria (Austria). – In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W. (Eds.): *Paleogene of the Eastern Alps*. – *Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm.*, 14, 465-472.
- FAUPL, P. (1983): Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 126, 219-244.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene palaeogeography and geodynamic evolution of the Eastern Alps. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92, 79-94.
- FREH, W. (1956): Alte Gagatbergbaue in den nördlichen Ostalpen. – *Mineralogisches Mitteilungsblatt*, 1, 1 – 14.
- GRACHEV, A.F., KORCHAGIN, O.A., KOLLMANN, H.A., PECHERSKY, D.M. & TSEL'MOVICH, A. (2005): A new look at the nature of the transitional layer at the K/T boundary near Gams, Eastern Alps, Austria, and the problem of the mass extinction of the biota. – *Russian Journal of Earth Sciences*, 7, 1-45, doi:10.2205/2005ES000189.
- GRACHEV, A.F., KORCHAGIN, O.A., TSELMOVICH, V.A. & KOLLMANN, H.A. (2008): Cosmic dust and micro-meteorites in the transitional clay layer at the Cretaceous-Paleogene boundary in the Gams Section. – *Physics of the Solid Earth*, 44, 555-569.
- GRACHEV, A.F. (Ed.) (2009): The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass extinction. – *Abh. Geol. B.-A.*, 63, 1-199.

- GROSSOUVRE, A. DE (1894): Recherches sur la craie supérieure, 2. Paléontologie. Les ammonites de la craie supérieure. – Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, 1- 264. Paris, Imprimerie Nationale.
- HAUER, F.V. (1866): Neue Cephalopoden aus den Gosaugebilden der Alpen. – Sitzungsber. Kaiserl. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., 53, 1-9.
- HAYASAKA, I. & FUKADA, A. (1951): On the ontogeny of *Barroisiceras minimum* YABE from the upper Ammonite bed in Hokkaido (Palaeontological Study of Cretaceous Ammonites from Hokkaido I). – Journal of the Faculty of Science of the Hokkaido University, Series IV, 7/4, 324-330, Fukuoka.
- KENNEDY, W.J. (1984): Systematic palaeontology and stratigraphic distribution of the ammonite faunas of the French Coniacian. – Special Papers in Palaeontology, 31, 1-160.
- KLEMM, S. (2001): Gams bei Hieflau: Gagatbergbau aus dem späten Mittelalter und der frühen Neuzeit. Eine archäologische Spurensuche. – Da schau her, 4/2001, 7-10.
- KLEMM, S. & KOLLMANN, H. (2002): Auf dem Wickl in Gamsforst: Ein „Flintensteinbruch“. – Da schau her, 2002/3, 22-24.
- KOLLMANN, H.A. (1963): Zur stratigraphischen Gliederung der Gosauschichten von Gams. – Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., 13, 189-212.
- KOLLMANN, H.A. (1964): Stratigraphie und Tektonik des Gosabeckens von Gams (Steiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 107, 71-159.
- KOLLMANN, H.A. (1982): Gosauablagerungen im Becken von Gosau. – In: PLÖCHINGER, B. (Ed.): Erläuterungen zu Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut. Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 30-34 (Geol. B.-A.).
- KOLLMANN, H.A. (2002): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Gosabecken von Gams auf den Blättern 100 Hieflau und 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 143, 412.
- KOLLMANN, H.A. & SACHSENHOFER, R. (1998): Zur Genese des Gagats von Gams bei Hieflau (Oberkreide, Steiermark). – Mitt. Ref. Geol. Paläont. Landesmuseum Joanneum, SH2, 223-238.
- KOLLMANN, H.A. & SUMMESBERGER, H. (1982): Excursions to Coniacian-Maastrichtian in the Austrian Alps. – Field trip Guide, Work Group Cretaceous Stage Boundaries, 4th Meeting Vienna 1982, 1-104.
- KRENMAYR, H.G. (1999): Die Nierental-Formation der Oberen Gosau-Gruppe (Oberkreide-Paleozän, Nördliche Kalkalpen) in Berchtesgaden: Definition, Fazies und Environment. – Jb. Geol. B.-A., 141, 409-447.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. (1978): Neue Neoflabellinen (Foraminifera) aus dem Senon der Gamser Gosau, Österreich. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 185 (1976), 307-321.
- LAHODYNSKY, R. (1988a): Lithostratigraphy and sedimentology across the Cretaceous/Tertiary boundary in the Flyschgosau (Eastern Alps, Austria). – Rev. Espanola Paleont. Extraord., 1988, 73-82.
- LAHODYNSKY, R. (1988b): Geology of the K/T boundary site at Knappengraben creek (Gams, Styria). – IGCP Project 199 „Rare events in geology“, Abstracts. – Ber. Geol. B.-A., 15, 33-36.
- LAHODYNSKY, R. (1988c): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in den Gosauschichten auf Blatt 100 Hieflau. – Jb. Geol. B.-A., 131, 430-431.
- LAHODYNSKY, R. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in Oberkreide und Tertiär auf den Blättern 100 Hieflau und 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 132, 557-558.
- LAHODYNSKY, R. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Gosauschichten der Vorderen Gams auf Blatt 100 Hieflau. – Jb. Geol. B.-A., 133, 437-438.
- LINZER, H.-G., MOSER, F., NEMES, K., RATSCHBACHER, L. & SPERNER, B. (1997): Build-up and dismembering of a classical fold-thrust belt: from non-cylindrical stacking to lateral extrusion in the eastern Northern Calcareous Alps. – Tectonophysics, 272, 97-124.
- MOSER, M. (2002): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Gebiet Wildalpen – Hinterwildalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 143, 413-416.
- MOSER, M. (2003): Bericht 2002 über geologische Aufnahmen im Gebiet zwischen Salztal und Gamsforst auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 143, 471-475.
- MOSER, M. (2006): Bericht 2004 über geologische Ergänzungsaufnahmen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 146, 136-138.

- NEMES, F., PAVLIK, W. & MOSER, M. (1995): Geologie und Tektonik im Salzatal (Steiermark): Kinematik und Paläospannungen entlang des Ennstal-Mariazell-Blattverschiebungssystems in den Nördlichen Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., 138, 349-367.
- NOWESKI, C., HARTENFELS, S., RICHTER, A., ROHDE, A. & TRAGELEHN, H. (2000): Die Flachwasserkarbonate der Gosau von Gams (Steiermark, Österreich) – Ergebnisse einer faziellen Neukartierung. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 43, 100-101.
- PAVLISHINA, P., VERREUSSEL, R., LEEREVELD, H., SUMMESBERGER, H. & WAGREICH, M. (2004): Palynological Study of Gosau Group Deposits (Upper Cretaceous) of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, A 106 [Kollmann-Festschrift], 67-90.
- PERCH-NIELSEN, K. (1985): Mesozoic calcareous nannofossils. – In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): Plankton Stratigraphy, 329-426, Cambridge (Cambridge Univ. Press).
- PETERS, C. (1852): Beiträge zur Kenntnis der Lagerungsverhältnisse der oberen Kreideschichten in den Alpen. – Abh. Geol. R.-A., 1/2, 1-20.
- PLÖCHINGER, B. (1955): Eine neue Subspecies des *Barroisiceras haberfellneri* V.HAUER aus dem Oberco- niac der Gosau Salzburgs. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. Abt. I, 164/4,5, 203-206.
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromium spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – Geol. Rundsch., 77, 641-670.
- PONS, J.M. & SANDERS, D. (2000): Late Cretaceous rudist faunas from the Eastern Alps, Austria. – Sixth Internat. Cretaceous Symp., Vienna, Abstracts, p. 106.
- REDTENBACHER, A. (1874): Über die Lagerungsverhältnisse der Gosaugebilde in der Gams bei Hieflau. – Jb. Geol. R.-A. Wien, 24, 1-6.
- REUSS, A.E. (1854): Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosauthale und am Wolfgangsee. – Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 7, 156 p.
- REYMENT, R. (1958): Neubeschreibung der Redtenbacherschen Ammonitenoriginalen aus den Gosau- schichten. – Stockholm Contributions Geology, 2/3, 31-49, 12 pls.
- SANDERS, D. & PONS, J.M. (1999): Rudist formations in mixed siliciclastic-carbonate depositional envi- ronments, Upper Cretaceous, Austria: Stratigraphy, sedimentology, and models of development. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 148, 249-284.
- SCHLAGINTWEIT, F. & EBEL, O. (1998): *Halimeda paucimedullaris* n. sp. and *Oroseina pletzschensis* n. sp., two new calcareous algae from the Upper Cretaceous of the Northern Calcareous Alps (Gosau Formation, Branderfleck Formation). – Rev. Paléobiol., 11, 1-12.
- SCHULTZ, O. & PAUNOVIC, M. (1997): Der Nachweis von *Coelodus* (Osteichthyes, Pycnodontidae) im Turonien (Oberkreide) von Gams bei Hieflau, Steiermark, Österreich, und aus der Oberkreide von Kroatien und Italien. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, A 98, 73-141.
- SEDGWICK, A. & MURCHISON, R.I. (1832): A Sketch of the Structure of the Eastern Alps. Sections through the Newer Formations on the Northern Flanks of the Chain, and through the Tertiary Deposits of Styria. – Transactions of the Geological Society of London, Ser. 2, 3/2, 301-420.
- SIEGL-FARKAS, A. & WAGREICH, M. (1997): Correlation of palyno- (spores, pollen, dinoflagellates) and calcareous nannofossil zones in the Late Cretaceous of the Northern Calcareous Alps (Austria) and Transdanubian Central Range (Hungary). – Advances in Austrian-Hungarian Joint Geological Re- search, 127-135.
- SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous nannoplankton. – Geologie en Mijnbouw, 57, 433- 440.
- SOLGER, F. (1904): Die Fossilien der Mungokreide in Kamerun und ihre geologische Bedeutung, mit besonderer Berücksichtigung der Ammoniten. – In: ESCH, E., SOLGER, F., OPPENHEIM, O. & JAEKEL, O.: Beiträge zur Geologie von Kamerun, 2, 85-242.
- STRADNER, H. & RÖGL, F. (1988): Microfauna and nannoflora of the Knappengraben section (Austria) across the Cretaceous/Tertiary boundary. IGCP Proj. 199 „Rare events in geology“, Abstracts. – Ber. Geol. B.-A., 15, 25-26.

- SUMMESBERGER, H. & KENNEDY, W.J. (1996): Turonian ammonites from the Gosau Group (Upper Cretaceous; Northern Calcareous Alps, Austria), with a revision of *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER, 1866). – Beitr. Paläont. Österr., 21, 105-177.
- SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & BRYDA, G. (2009): Upper Maastrichtian cephalopods and the correlation to calcareous nannoplankton and planktic foraminifera zones in the Gams Basin (Gosau Group; Styria, Austria). – Ann. Naturhist. Mus. Wien A 111, 159–182.
- SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M., TRÖGER, K.-A. & JAGT, J.W.M. (1999): Integrated biostratigraphy of the Santonian/Campanian Gosau Group of the Gams area (Late Cretaceous, Styria, Austria). – Beitr. Paläont. Österr., 24, 155-205.
- WAGREICH, M. (1988): Sedimentologie und Beckenentwicklung des tieferen Abschnittes (Santon–Untercampan) der Gosauschichtgruppe von Gosau und Rußbach (Oberösterreich – Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., 131, 663-685.
- WAGREICH, M. (1992): Correlation of Late Cretaceous calcareous nannofossil zones with ammonite zones and planktonic foraminifera: the Austrian Gosau sections. – Cret. Research., 13, 505-516.
- WAGREICH, M. (1993a): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in Kreide-Alttertiärlagerungen auf den Blättern 99 Rottenmann, 100 Hieflau und 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 136, 586-587.
- WAGREICH, M. (1993b): Subcrustal tectonic erosion in orogenic belts – A model for the Late Cretaceous subsidence of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Geology, 21, 941-944.
- WAGREICH, M. (1993c): Serpentinreiche Sandsteine als Anzeiger verschwundener Suturzonen am Beispiel der Oberkreide der Nördlichen Kalkalpen (Gosau Gruppe, Österreich). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1992, 663-673.
- WAGREICH, M. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in Oberkreide- und Tertiärsedimenten der Nördlichen Kalkalpen auf den Blättern 100 Hieflau und 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 137, 477-478.
- WAGREICH, M. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen in Oberkreidesedimenten der Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 139, 318-319.
- WAGREICH, M. (1998): Lithostratigraphie, Fazies und Sequenzstratigraphie der Gosau Gruppe von Bad Ischl und Strobl am Wolfgangsee (Oberturon–Maastricht, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 141, 209-234.
- WAGREICH, M. (2001): Paleocene – Eocene paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Gosau Group, Austria). – In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W. (Eds.): Paleogene of the Eastern Alps, Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., 14, 57-75.
- WAGREICH, M. (2004): Biostratigraphy and lithostratigraphy of the Krimpenbach Formation (Upper Santonian – Campanian), Gosau Group of Gams (Austria). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, A 106, 123-138.
- WAGREICH, M. (Ed.) (2009): Rapid Environmental/Climate Changes and Catastrophic Events in Late Cretaceous and Early Paleogene. RECCCE Workshop Abstracts and Excursion Guide. – Ber. Geol. B.-A., 78, 74 pp.
- WAGREICH, M. & DECKER, K. (2001): Sedimentary tectonics and subsidence modelling of the type Upper Cretaceous Gosau basin (Northern Calcareous Alps, Austria). – Int. J. Earth Sci., 90, 714-726.
- WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994): Palaeogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 110, 235-254.
- WAGREICH, M. & KRENMAYR, H.-G. (1993): Nannofossil biostratigraphy of the Late Cretaceous Nierental Formation, Northern Calcareous Alps (Bavaria, Austria). – Zitteliana, 20, 67-77.
- WAGREICH, M., SUMMESBERGER & KOLLMANN, H.A. (2000): Zur Lithostratigraphie der Gosau-Gruppe von Gams. – Ber. Inst. Geol. Paläont. Karl-Franzens Univ. Graz, 2, 24-25. Austrostrat 2000.
- WICHER, C.A. (1956): Die Gosau-Schichten im Becken von Gams (Österreich) und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Tethys. – Paläont. Zeitschr., 30, 87-136.
- ZEKELI, F. (1852): Die Gastropoden der Gosaugebilde. – Abh. Geol. R.-A., 1/2, 124p.
- ZITTEL, K.A. (1864 und 66): Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen. – Denkschr. Kaiserl. Akad. Wiss., Math-Naturwiss. Kl., 2. Abt., 24, 105-177, 25, 77-198.

Appendix 1: Lithostratigraphische Definition der Noth-Formation

Der Begriff Noth-Formation wurde von SIEGL-FARKAS & WAGREICH (1997) eingeführt, ohne allerdings eine Definition und ein Typusprofil zu geben. In diesem Appendix wird die Definition dieser lithostratigraphischen Einheit nachgeholt.

Typusgebiet

Das Typusgebiet der Noth-Formation liegt in Gams bei Hieflau auf ÖK Blatt 100 Hieflau (entspricht dem neuen UTM-Blatt 4209 Hieflau).

Typusprofil

Das Typusprofil der Noth-Formation liegt an der Zufahrt zur Klamm In der Noth östlich der Ortschaft Gams und beinhaltet die Lokalität Pitzengraben (Naturdenkmal) (Geographische Koordinaten UTM WGS 84, E 014° 47' 54" / N 47°40' 01"). Das Profil wurde detailliert von KOLLMANN (1964:86 und Tafel 3, Aufschluss 6) aufgenommen. Teilbereiche wurden von SANDERS & PONS (1999) aufgenommen (siehe Abb. 3).

Referenzprofil(e)

Sulzbachgraben bzw. Haspelgraben (KOLLMANN, 1964:86)

Namensgebung

Der Namen leitet sich von der Klamm In der Noth ab, an deren Zufahrtsstraße die Noth-Formation aufgeschlossen ist.

Synonyme

„Sande und Sandsteine im Hangenden der kohleführenden Mergel“ nach KOLLMANN (1964), Nach KOLLMANN & SACHSENHOFER (1998) umfasst die später definierte Schönleiten-Formation den unteren, feinkörnigen Teil der Noth-Formation in der ursprünglichen Fassung von SIEGL-FARKAS & WAGREICH (1997). Diese Neufassung im Sinne von KOLLMANN & SACHSENHOFER (1998) wird hier übernommen.

Lithologie

Sandstein-dominierte Abfolge mit Rudistenbiohermen, siltig-sandigen Mergeln und Kohlevorkommen. Typisch sind graue und grünliche, z.T. schwach verfestigte Sandsteine mit Molluskenlagen. Die Sandsteine sind serpentinitführend und reich an Chromspinell (WAGREICH, 1989).

Fossilien

Marine Mollusken, speziell Gastropoden, sind typisch für die Noth-Formation und treten teilweise gesteinsbildend auf. *Trochactaeon lamarcki*, hat seine Typlokalität am Eingang des Pitzengrabens, daneben treten *Nerinea* und Rudisten auf. Rudistenriffe werden durch *Vaccinites*, *Hippurites*, *Radiolites*, und *Plagioptychus* gebildet (SANDERS & PONS, 1999). Daneben treten Korallen (v.a. Einzelkorallen) auf. An Mikrofossilien sind miliolide Foraminiferen und andere benthonische Foraminiferen und glattschalige Ostracoden häufig, Planktonforaminiferen sind selten bis sehr selten, meist zur Gattung *Marginotruncana* gehörend. Pflanzenfragmente sind häufig bis zum Auftreten von Kohleschiefern, Kohlelagen und Gagat.

Fazies und Genese

Generell handelt es sich um einen randlichmarinen bis flachmarinen tropisch-subtropischen Ablagerungsraum mit zeitweisem Süßwassereinfluss, der zu brackischen Ablagerungen mit Kohle führte. Sandsteinlagen weisen auf Vorstrandbildungen oder marine Sandbänke hin, Fossilagen sind auf Sturmeinfluss zurückzuführen.

Chronostratigraphisches Alter

Spät-Turonium (bis Früh-Coniacium) wird durch Nannoplankton und seltene Planktonforaminiferen angezeigt. Die Überlagerung durch die oberturone Grabenbach-Formation (z.B. Radstatthöhe mit Ammoniten, KOLLMANN & SUMMESBERGER, 1982; SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996) engt das Alter auf mittleres bis spätes Spät-Turonium ein.

Biostratigraphie

Mit Hilfe der Planktonforaminiferenstratigraphie kann die Noth-Formation in die *Dicarinella concavata* Zone eingestuft werden (Oberturonium bis Coniacium). Kalkiges Nannoplankton spricht mit dem Auftreten von *Marthasterites furcatus*, *Eiffellithus eximius*, *Lucianorhabdus maleformis* und *Lithastrinus septenarius* bei Fehlen von *Micula decussata* für die Nannofossil Standard Zone CC 13 (nach SISSINGH, 1977; PERCH-NIELSEN, 1985) bzw. der Zone UC 9 (BURNETT, 1998), die für ein Alter von spätem Turonium bis frühem Coniacium sprechen.

Mächtigkeit

Bis zu 150 m.

Lithostratigraphischer Überbegriff und Untergliederung

Die Noth-Formation gehört zur Gosau-Gruppe, und zwar zur Unteren Gosau-Subgruppe. Eine Untergliederung wurde bisher nicht definiert.

Unterlagernde und überlagernde Einheiten

Die Noth-Formation wird von der Schöngraben-Formation unterlagert (Kollmann & Sachsenhofer, 1998). Die Liegendgrenze wird durch den lithologischen Wechsel von Mergeln und Tonen zu massiven, dm-dicken Sandsteinbänken markiert, wie sie am Ostrand der Noth-Straße am Beginn des Parkplatzes der Kraushöhle aufgeschlossen sind. Überlagert wird die Noth-Formation durch die Grabenbach-Formation. Auch hier wird die Grenze durch den Wechsel von einer sandsteinreichen zu einer mergeligen Abfolge mit nur dünnen Sandsteinbänken definiert. Aufgeschlossen ist dieser Übergang im Bereich der Gräben E Sulzbach (Abb. 1). Ein lateraler Faziesübergang in eine andere Formation ist nicht beobachtbar; allerdings könnte der Übergang in die Grabenbach-Formation diachron verlaufen.

Geographische Verbreitung

Die Noth-Formation ist nur im Gebiet der Gamser Gosau, zwischen Mooslandl im Westen und der Klamm In der Noth im Osten verbreitet; im Ostteil der Gamser Gosau-Gruppe fehlt dieser Abschnitt ebenso wie in benachbarten Gosauvorkommen.

Zusammenfassender Überblick über die quartäre Entwicklung um das westliche Hochschwabmassiv (Blatt 101 Eisenerz)

D. VAN HUSEN

Inhalt

Riß

Würm

Laming-Tal

Leopoldsteiner See

Rötzgraben – Vordernberger Bach (Präbichl)

Große u. Kleine Fölz (Kaiserschild)

Ramsaubach

Gamsbach

Hinterwildalpen

Salzatal

Lassingtal – Göstlinger Alpen (Hochkar)

Bergstürze

Krautgraben (Gams)

Tragöß – Grüner See

Wildalpen

Abgesehen von wenigen kleinen Kies- und Brekzienvorkommen, die wahrscheinlich älteren Eiszeiten entstammen, sind im Bereich des Kartenblattes 101 Eisenerz nur Spuren der beiden jüngsten Eiszeiten zu finden gewesen.

Riß

Zum klimatischen Maximum der vorletzten Eiszeit waren im Hochschwabmassiv und in den nördlich vorgelagerten Bergen (Kräuterin, Göstlinger Alpen) mächtige Gletscher entwickelt, die das Salzatal und seine Nebentäler mit mächtigen Eisströmen erfüllten (KOLMER, 1993) und mit dem Ennsgletscher in Kontakt standen (PENCK & BRÜCKNER, 1909). Diese überproportional entwickelte Vergletscherung, die das Ennstal nach Norden bis Großraming erfasste, entstand – aus topographischen Gegebenheiten bedingt – durch die stauende Wirkung der Gesäuseberge und ihrer Gletscher auf den Ennsgletscher. Dieser beeinflusste auch die Eisbildung der Täler in seiner Umgebung in starkem Ausmaß (VAN HUSEN, 2000). Diese Entwicklung führte im Gegensatz zur nachfolgenden Würmeiszeit zu einer Vollvergletscherung aller Täler im Raum nördlich und westlich des Hochschwabmassivs. Von dieser umfassenden Eisbedeckung sind aber erstaunlich wenige Spuren erhalten geblieben.

Zu diesen sind die weit verbreiteten erratischen Kalkblöcke in dem Dolomitgebiet westlich der Kräuterin (BRYDA, 2005) sowie auch die Moränenreste im Gamsforst zu rechnen, die anzeigen, dass die Tallandschaften damals völlig mit Eis erfüllt gewesen sein mussten. Zwischen den Eismassen im Einzugsgebiet des Gamsbaches und denen des Ennsgletschers ist ja dann in den ersten Abschmelzphasen die Eisrandterrasse bei GANSER-HENNERMOSER (Gorzer Nagelfluh bei PENCK & BRÜCKNER, 1909) auf dem Rücken zwischen Gams und Landl gebildet worden, die früher als Ältere Deckenschotter (PENCK & BRÜCKNER, 1909) angesehen oder dem Mindel-Glazial (SEIFERT, 1994) zugeordnet wurden.

Aus den Abschmelzphasen dieser Vollvergletscherung stammt auch die bis 60 m mächtige Eisrandterrasse bei Eisenerz (SPENGLER & STINY, 1926), als das Tal des Erzbaches wieder eisfrei wurde.

An der Südabdachung des Hochschwab finden sich an der orographisch rechten Flanke des Laming-Tales oberhalb Rahner gut konglomerierte Schotter mit viel erratischem Material. Sie stellen einen

Staukörper dar, der hier ca. 50–60 m über einem ähnlichen Körper der Würmeiszeit erhalten geblieben ist. Er wurde offensichtlich am Rand einer Gletscherzunge sedimentiert, die hier im Zungenbereich um knapp 100 m mächtiger war als die gut dokumentierte der letzten Eiszeit. Demnach wiesen offensichtlich die Eisströme der letzten beiden Eiszeiten an der Südseite des Hochschwab die gleichen, im Gegensatz zum Ennsgletscher, nur klimatisch bedingten Unterschiede in ihrer Mächtigkeit und Ausdehnung auf, wie sie die Gletscher (Alm, Traun und Salzach) westlich des Enns- und Steyrtales zeigen (VAN HUSEN, 2000).

Würm (Abb. 1)

Zum klimatischen Höhepunkt der Würmeiszeit entwickelten sich im Bereich des Kartenblattes Eisenerz nur noch größere und kleinere Lokalgletscher in den Tälern und Karen des Hochschwab und der angrenzenden Gebirgsstöcke. Sie sind durch vielfältige glaziale und glazigene Ablagerungen dokumentiert und gut in ihrer Ausdehnung und Dynamik zu rekonstruieren. Dabei tritt eine sehr deutliche Differenzierung in der Entwicklung der einzelnen Gletscherzungen in Abhängigkeit von der Lage ihrer Nährgebiete auf. Es zeigte sich neben der Exposition nach Norden oder Osten auch eine sehr starke Beeinflussung durch die Schneeverfrachtung. So waren Gletscher mit an sich ungünstig nach Süden bis Südost orientierten Einzugsgebieten durch die Leelage zu den Schnee bringenden, vorherrschenden W bis NW-Winden (z.B. der SW–NE-ziehende Kamm der Göstlinger Alpen) stark begünstigt, wohingegen im Luv oder parallel zu dieser Windrichtung gelegene Hänge gleicher Höhe kaum von Gletschern bedeckt waren (Griesmauerplan, Trenchtling/Rötzgraben).

Von der Plateauvergletscherung des Hochschwabmassivs gingen nach Süden 4 mächtige Eisströme aus. Neben denen des Seetales und Ilgner Tales (Bodenbauer) im Osten sind es auf Blatt Eisenerz die des Laming-Tales (Tragöß) und des Leopoldsteiner Sees.

Laming-Tal

Der Gletscher des Laming-Tales (Tragöß) entwickelte sich hauptsächlich aus dem Talkessel des Jassinggrabens mit seinen südlichen Einzugsgebieten zwischen Trenchtling und der Griesmauer (Lamingalm) und des Langsteins (Neuwaldalm) und der Sonnschienalm im Norden. Von der floss auch ein Eisstrom über den Klammboden direkt nach Süden ab. Zu diesen beiden kam noch der Eisstrom, der sich hauptsächlich aus dem Karraum des Stiegentaltes östlich der Mesnerin entwickelte und den Haringgraben erfüllte. Der aus diesen 3 Eisströmen gebildete Gletscher erfüllte dann, nach Süden abfließend, das breite Tal von Tragöß bis über Großdorf hinaus.

Als älteste würmzeitliche Ablagerung sind die am Talrand verkitteten Kiese anzusprechen, die von Tragöß über Lindenhof, Galgenwald und südlich Großdorfs zu verfolgen sind. Diese von Moränen bedeckten, bis ca. 10 m über den Talboden reichenden Kiesablagerungen stellen die Vorstoßschotter dar, die den Talgrund erfüllten und dann vom Gletscher noch überfahren wurden. Sie setzen sich dann entlang der Laming über Unterort – Oberndorf – St. Kathrein als Niederterrasse fort.

Die würmzeitliche Gletscherzunge erreichte in ihrer maximalen Ausdehnung gerade den Blattrand südlich von Großdorf. Hier hinterließ sie auf den terrassenartig erhaltenen Vorstoßschottern zu beiden Seiten der Laming deutliche Endmoränenwälle. Der Rand dieser größten Eiszunge wird durch den Moränenwall mit Staukörper bei Krug in 860 m und Stausedimente und Wälle am Ausgang von Rahner- und Strilergraben in 940 und 950 m Höhe nachgezeichnet. Die Endmoränenwälle bei Großdorf hingegen markieren einen etwas kürzeren Eisstrom, der der Mächtigkeit der Wälle entsprechend ebenso über längere Zeit stabil gewesen sein musste. Zu diesem gehören noch der Wall bei Rahner in 920 m Höhe. Der Gletscherstand bei Großdorf entspricht wahrscheinlich dem Hochstand der würmzeitlichen Gletscher in den Ostalpen (VAN HUSEN, 1977).

Die Moränenwälle des Galgenwaldes und beim Lindenhof stellen die jüngsten Reste aktiver Gletscherzungen im Laming-Tal dar. Wie die deutlich ausgeprägten Moränenwälle beim Kampelsteig und westlich des Grünen Sees in 980 m anzeigen, dürften diese aktiven Gletscherzungen den Talkessel von Tragöß bis in rund 1000 m Höhe erfüllt haben.



Abb. 1: Rekonstruktion der Vergletscherung zur Würmeiszeit auf Blatt 101 Eisenerz.

Eine auffällige Erscheinung auf den Moränenwällen westlich der Laming sind die vielen Dachsteinkalkblöcke. Die bis hausgroßen Blöcke (Großdorf) treten als Einzelblöcke oder in Gruppen auf. Sie stammen aus den bis heute aktiven Bergzerreibungsbereichen des Trenchtlings und der Heuschlagmauer (BRYDA, 2005). Die große Gruppe riesiger Blöcke am orographisch linken Hangfuß südlich von Lindenhof hingegen dürfte ein Liefergebiet im Bereich der Klamm oder östlich davon haben. Die auf dem Gletscher des Hochstandes geschlossen transportierte kleine Bergsturzmasse wurde am Eisrand in rund 800 m Höhe abgelagert und zergleitet heute auf der weichen Unterlage der Porphyroid-Schiefer.

Durch die zahlreichen Bohrungen im Zuge der Erkundung der Grundwasserhöflichkeit im Tragöß-Tal ist über die Übertiefung des Beckens und seine Füllung ein guter Kenntnisstand vorhanden (FABIANI, 1980). Demnach liegt die Felssohle im Bereich der Jassing in mindestens 150 m Tiefe (Felssohle wurde nicht erreicht) und beim Kreuzteich auf 560 m Höhe, 180 m unter der heutigen Talsohle. Dabei muss offen bleiben, ob zwischen Pfarrerlacke und Grünem See/Kreuzteich eine Felsschwelle vorhanden ist. Diese Tiefenlage der Felssohle bleibt dann talauswärts bis in den Raum Großdorf bestehen. Dann steigt sie bis Unterort auf ca. 670 m Höhe, bis auf knapp 70 m unter dem Talboden an. Die Ausdehnung der übertieften Wanne ist somit auf die Gletscherzungen der Riß- und Mindeleiszeit zurückzuführen, da sie über die maximale Ausdehnung des Würmgletschers hinausreicht.

Die Füllung der Wanne zeigt einen sehr heterogenen Aufbau, der, über weite Strecken von kiesfreien Seetonen unterbrochen, von geringmächtigen Sand- und Kieslagen geprägt wird. Daneben sind aber in geringerem Abstand überraschend wieder mächtige sandige Kiese bis zur Felssohle erbohrt worden, was auf eine ungleichmäßige, auch zeitlich unterschiedliche Füllung, wahrscheinlich in Zusammenhang mit Toteiskörpern hinweisen kann (FABIANI, 1980).

Spuren des Eisrückzuges im Talbecken von Tragöß sind auf ausgedehnte Kame-Ablagerungen beim Lindenhof und oberhalb des Pfarrerteichs sowie jene westlich des Grünen Sees beschränkt.

Schon früh musste eine Trennung der Eismassen in den Becken von Tragöß und Jassing erfolgt sein. Die Kame Ablagerungen und die Eisrandterrassen, vermengt mit Bergsturzblockwerk bei Grünanger stellen eine mächtige Verfüllung des Tales dar, die zwischen den Eiskörpern abgelagert wurde. Durch sie erfolgte ja der Abfluss der Oberflächenwässer (Pfarrerlacke) als Grundwasserstrom zum Grünen See. Auf die letzten Reste des Toteises bei Tragöß erfolgte der Bergsturz aus der Kampelmauer, wodurch das Becken des Grünen Sees erhalten geblieben ist.

Nach dem Abschmelzen des Eiskörpers im Jassinggraben bestanden nur noch kleine Gletscher in den Karen unter der Grießmauer (Lamingalm) und dem Lahnstein (Neuwaldalm). Sie konnten sich dank ihrer günstigen Exposition nach Osten und der Leelage noch längere Zeit im beginnenden Spätglazial als aktive Eiszungen halten. Die auffälligsten Formen sind die mächtigen, geschlossenen Wälle unter der Frauenmauer und das Blockfeld des Groppenwaldes. Hier sind offensichtlich in rascher Folge größere Felsstürze auf die Eiszunge niedergegangen, wodurch sich eine sehr grobblockige Oberflächenmoräne bildete, die mit wechselnder Mächtigkeit die gesamte Eiszunge bedeckte.

Nach dem Abschmelzen des Eiskörpers im Becken des Jassinggrabens lösten sich auch z.T. hausgroße Blöcke aus dem Bergzerreibungsgebiet der Heuschlagmauer, die sich als Wanderblöcke auf dem duktilen Untergrund aus Werfener Schiefer aktiv talwärts bewegen.

Ebenso entwickelten sich aus diesen stark aufgelockerten Felsbereichen mächtige Schuttanhäufungen. Aus diesen haben sich, so lange im Bereich des Schatthanges Permafrostbedingungen herrschten, die Schuttzungen entwickelt, die heute weit hangabwärts reichen.

Leopoldsteiner See

Der Gletscherstrom, der sich aus der Plateauvergletscherung westlich des Androthtörls entwickelte, erfüllte das Tal des oberen Fobisbaches und den Hinterseeaugraben. Nach dem Zusammenfluss mit den Eismassen aus dem weit gespannten Kar unterhalb Kaltmauer – Hochbläser erfüllte der Gletscher das breite Tal des Seeaubaches und des Leopoldsteiner Sees.

Der mächtige Gletscher erfüllte das Tal der Seeau mit einem gut 300-400 m mächtigen Eisstrom, der auf Höhe des Urlauberkreuzes noch ca. 820-840 m Höhe erreicht haben muss. Der scharf modellierte

Moränenwall mit vielen Kalkgeschieben sowie die großen Kalkblöcke südlich des Kreuzes belegen, dass eine kleine Eiszunge von dem Eiskörper ausgehend den Sattel überwand und in den Graben zum Erzbach hin abfloss.

Im weiteren Verlauf nach Westen senkte sich die Oberfläche auf ca. 700 m am Ende des Seeriedels ab. Am Austritt ins Tal des Erzbaches bildete sich eine hammerförmige Zunge, die sich bis knapp südlich des Schlosses Leopoldstein ausdehnte. Die hier eng gestaffelten Moränenwälle markieren die maximale Ausdehnung der Eiszunge. Äquivalente dieser Moränen sind orographisch links des Erzbaches nicht zu finden und wohl auch nicht ausgebildet worden, da der Erzbach die Ausdehnung der Eiszunge bis zum Gegenhang verhinderte.

Die Wälle beim Schloss sowie die weiter nördlich liegen auf dem Schotterkörper der sich aus dem Talboden entwickelnden autochthonen Niederterrasse des Erzbaches, die sich, ab Münichtal einsetzend, orographisch rechts des Erzbaches verfolgen lässt. Der Gletscher der Seeau hat somit erst spät gegen Ende der Akkumulation der Terrassenschotter hier seine maximale Ausdehnung erreicht.

Der mächtige Eisstrom hat wie der im Tragößtal ein signifikant übertieftes Zungenbecken geschaffen, das heute wieder bis auf den Restsee verfüllt ist. Zwei Bohrungen in der Seeau haben mit 172 m respektive 153 m Teufe den praequartären Untergrund erreicht und zeigen ein Becken mit annähernd 200 m Tiefe an (FABIANI, 1984).

Anschließend an die Moränenwälle setzt sich entlang des Erzbaches die Niederterrasse mit zunehmender Mächtigkeit fort und ist nahezu ununterbrochen bis Hiefrau zu verfolgen, wo sie in der Waaghochfläche mit der vom Ennsgletscher ausgehenden korrespondiert (SPAUN, 1965).

Rötzgraben – Vordernberger Bach (Präbichl)

An den Südhängen des Trenchtlings sind keine Karformen oder andere Spuren von Gletschern zu finden. Der mächtige Staukörper im Plötzgraben in 1280 m Höhe zeigt aber an, dass das Tal offensichtlich durch den durch Lawinen ernährten Eiskörper unterhalb der Großwand blockiert war. Der Staukörper wird vornehmlich aus Schutt der Werfener Schiefer aufgebaut, der aber besonders oberflächennah viel Kalkschutt enthält, der auch auf eine rege Lawinenernährung hinweist.

Wesentlich günstiger für die Eisbildung war die Situation um den Präbichl am Polster im Norden und Rössel – Eisenerzer Reichenstein im Süden. Durch die Leelage entwickelte sich aus diesem südlichen Karraum ein Gletscher, der den Talkessel SE des Passes mit einem mächtigen Eisstrom erfüllte. Sein Rand wird von einem Moränenwall bei der Lannerhütte und dem deutlichen terrassenartigen Wall nördlich des Bahnhofs markiert. Er vereinigte sich bei der Handlalm mit dem Eisstrom aus dem Polsterkar und reichte bis St. Laurenti, wo sein Ende durch eine deutliche Endmoräne markiert wird. Der Moränenwall bei Wegscheid wurde von einer bereits etwas kleineren Gletscherzunge akkumuliert. Die jüngsten aktiven Eisränder sind durch den lang hinziehenden Wall südlich der Handlalm für die Eiszunge aus dem Polsterkar und den mächtigen Moränenwall an der Bahn südlich Weidau und nördlich der Straße nachgezeichnet. Die hügelige Moränenlandschaft mit den scharf und tief eingeschnittenen Trockentälern stellt eine mächtige Verfüllung des Talbodens während der Trennung der Eiszungen dar und dokumentiert die damals rasch wechselnden Abflussverhältnisse der Schmelzwässer.

Nach dieser, dem ausgehenden Würm-Hochglazial zuzuordnenden Phase verschwanden die Eiszungen aus dem Talbereich. Im beginnenden Spätglazial waren noch kleine Eiskörper im nordorientierten Kar des Eisenerzer Reichensteins zwischen Gröblzinken und Rössel erhalten, die sich wahrscheinlich dank der günstigen Exposition noch einige Zeit halten konnten. Dieselbe Entwicklung ist für das Polsterkar anzunehmen, obwohl keine Moränenwälle erhalten geblieben sind.

Große u. Kleine Fölz (Kaiserschild)

Im Lee des Kaiserschild-Kaiserwart-Kammes kam es unter den Felswänden zur Ausbildung eines Gletschers, der den Urwirtsgraben und den Raum südlich bis Lahngang und Schirmbacheralm erfüllte. Seine Zunge reicht im Graben der Großen Fölz bis knapp unter 800 m Höhe (Wasserreservoir), wo der äußerste Moränenwall am Talboden endet. Der orographisch rechte Rand der Gletscherzunge wird von den großen Erratika bei Unterer Lagerstatt und den 3 deutlich ausgebildeten, eng gestaffel-

ten Endmoränen östlich Reichl, genau nachgezeichnet. Sie markieren die Ausdehnung der Gletscherzunge zum Würm-Hochglazial. Südlich des Urwirtsgrabens finden sich noch drei grobblockige Moränenwälle, die, mehr oder weniger in der Falllinie verlaufend, den moränenbedeckten Hang gliedern. Sie zeichnen den ersten Zerfall des Gletschers in individuelle Eiskörper nach, die sich nach dem Hochglazial unterhalb der gegliederten Felsflanke entwickelten.

Im Gegensatz zur Großen Fölz sind im Einzugsgebiet der Kleinen Fölz keinerlei Spuren einer Vergletscherung erhalten geblieben, obwohl hier sicher ebenso ein Gletscher entwickelt war. Der Quelltrichter ist nur von einem mächtigen Schuttkörper erfüllt, der allfällige Moränenablagerungen verdecken dürfte.

Ramsaubach

Weiter im Süden entwickelte sich in der Quellmulde des Weißenbaches im Lee des Rückens Donnerstalpe – Hohlsteinmauer im Hochglazial ein Eisfeld, das die karartige Mulde bis unter 1200 m Höhe herab erfüllte und den niedrigen Moränenwall an der Nordseite des Almbodens hinterließ.

Der isolierte, grobblockige Schuttkörper am Ausgang des Grabens im Talboden des Ramsaubaches steht offensichtlich in ursächlichem Zusammenhang mit dieser Eiszunge. Und zwar wurde deren Schutt in der steilen Rinne rasch abtransportiert und an ihrem Ausgang angehäuft. Hier breitete er sich noch über eine kurze Distanz unter den Dauerfrostbodenbedingungen weiter aus, wodurch kein steiler Murenkegel geformt wurde. Im Stirnbereich wurde die Masse durch den Ramsaubach erodiert, wodurch die terrassenartige Erstreckung am nördlichen Talrand entstand.

Der Talboden des Ramsaubaches wird von zwei sehr auffälligen Erscheinungen geprägt: Der riesige, sich über 200 Höhenmeter erstreckende Schwemmkegel des Laritzenbaches, der mit seinen noch erkennbaren alten Bachläufen die Morphologie des Tales beherrscht und die mächtige, grobblockige Schuttmasse, die zwischen Peres und Blumau das Tal blockiert und eine ca. 60 m hohe Steilstufe bedingt, die der Ramsaubach in einer Klamm am Nordrand des Tales überwindet.

Die grobe, matrixreiche Schuttmasse weist eine girlandenartige, wellige Oberfläche und eine steile wulstartige Stirn bei Peres auf, die den Talboden mehrere Meter überragt. Dieser zeigt hier im Vorfeld des riesigen Schwemmkegels ab Kote 865 m ein auffällig geringes Gefälle, das auf den Rückstau durch die Schuttmasse zurückgeht. Der Ramsaubach wird durch sie dann an den nördlichen Rand abgedrängt, wo er die epigenetische Klammstrecke in den schwarzen Kieselschiefern erodierte. Nach NE verfließt die Schuttmasse in einer lang ausstreichenden Fläche bis Franzosenschanze und Blumau.

Der Schuttkörper stellt einen Blockgletscher dar, der zum Würm-Hochglazial in den Talboden des Ramsaubaches von Süden her eindrang und zu der starken Umgestaltung des Tales führte. Die Blockgletscherablagerungen entwickeln sich auf Höhe der Häuser Galleiten aus einer Moränenlandschaft, die den gesamten Talboden einnimmt und sehr stark mit grobem Blockwerk bedeckt ist. Beidseitig wird diese von deutlich ausgeprägten, scharf modellierten Endmoränenwällen gegen die Hänge hin begrenzt. Auch auf diesen finden sich viele riesige Blöcke.

Diese Ablagerungen belegen einen kräftigen Eisstrom, der aus dem weit ausladenden, ideal Nordorientierten Kar der Eisenerzer Alpen zwischen Stadelstein und Hohe Lins bis in den Bereich Galleiten gereicht hat. Die Gletscherzunge war offensichtlich sehr stark mit grobem, blockreichem Schutt der Devonkalke (SCHÖNLAUB, 1982) bedeckt. Aus dieser grobblockigen Oberflächenmoräne vermischt mit den eher feinkörnigen Anteilen aus den Schiefen der übrigen Moränenmaterialien entwickelte sich der Blockgletscher, der den Ramsaubach erreichte. Dieser war bis zur Auflösung des Permafrostes nach dem Hochglazial noch aktiv in Bewegung.

Nach diesem, dem Maximalstand des Hochglazials zuzuordnenden Gletscherstand sind im Süden noch durch sehr mächtige Endmoränen zwei bereits getrennte Eiszungen bei der Schaffer- und Tullinger Alm markiert, die sich aus dem östlichen bzw. westlichen Teil des durch den vorspringenden Zwölferkogel untergliederten Karraum entwickelten. Dabei ist die Endmoräne bei der Tullinger Alm mit auffällig vielen riesigen Blöcken aus dem Bereich Hohe Lins bedeckt. Diese Zungen sind wahrscheinlich einem länger stabilen Gletscherstand gegen Ende des Hochglazials zuzuordnen. Innerhalb dieser Endmoränen findet sich in den Zungenbecken nur noch Schwemm- und Murenschutt.

Gamsbach

Am West-Ende des Hochschwabmassivs auf Blatt 101 Eisenerz prägten in der letzten Eiszeit kleine Lokalglotcher nur das Einzugsgebiet des Gamsbaches. So entwickelte sich im Zwieselbach im ideal Nord-exponierten, weit ausholenden Karraum „Unterm Buchberg“ ein Gletscher, der die Talenge zwischen Luckenbauer und Bachler noch überwinden konnte. Seine schmale Zunge endete in ca. 700 m Höhe, wo z.T. riesige Blöcke der Gosaugesteine die Endlage markieren. Sie erfüllte das eng eingeschnittene Tal im Gamsforst und kleidete es mit Grundmoräne aus, die besonders an der orographisch linken Flanke noch erhalten ist. An der rechten ist sie durch die großflächigen Rutschungen abgetragen. Hier markiert ein kurzer Moränenwall bei Wickl den Gletscherrand.

An der Nordflanke des Rückens des Lärchkogels haben sich nur unterhalb des Rödlssteins und der Aichmauer Gletscherkörper ausbilden können. So wird die Mulde um das Gehöft Huber von sehr grobblockigen Moränenwällen umschlossen, die die Ausdehnung der kurzen Eiszunge nördlich des Rödlssteins umreißen. Weiter östlich entwickelte sich noch eine Eiszunge aus dem weiten Quelltrichter bei der Wentneralm, die bis auf die Höhe der Grafenalm gereicht hat. Sie wird an ihrer linken Flanke von den stark zerglittenen Moränenmaterialien oberhalb der Alm an der rechten von den Wällen östlich des Baches nachgezeichnet. Diese beiden Wälle sind einer Masse von Dolomitschutt aufgesetzt, der ab hier nach Osten zu am Fuß der Aichmauer mächtig entwickelt ist.

Dieser Schutt bildet einen terrassenähnlichen mächtigen Körper mit leicht nach Norden abfallender Oberfläche und einem bis zu 30 m hohen Steilabfall zum Gamsbach und den scharf in die Schuttmasse eingeschnitten Gräben südlich davon.

Diese auffällige mächtige Schuttanhäufung ist das Produkt der Permafrostbedingungen, die hier am Nordfuß der Wand zu der ungewöhnlichen Akkumulation führten. Die Schuttmassen haben sich, wenn auch nur über eine geringe Distanz, wie ein Blockgletscher bewegt, wodurch die hohe steile Böschung zum Gamsbach entstanden ist. Erst nach Auflösung des Permafrosts wurden wohl dann auch die scharfen Einschnitte der Gräben endgültig ausgeformt.

Ebenso eine sehr auffällige Erscheinung ist die weit nach Norden ausgreifende Bedeckung mit Karbonatschutt im Gamsforst um die Gehöfte Fluch und Pretschuh. Es ist eine Solifluktionsschuttdecke, die sich aus den weitläufigen Massenbewegungen am Fuß des Hanges entwickelt hat. Hier zergleiten die Karbonate der Nordflanke des Großkogels bis zum Sulzbach im Westen in großem Stil über den weichen Mergeln der Gosau.

Reste einer ähnlichen Entwicklung am Ausgang der Riß-Eiszeit könnte das erratische Material im Graben beim Gehöft Pichler und auf dem Rücken nordöstlich davon sowie beim Gehöft Fluch sein.

Hinterwildalpen

Im Bereich des Kartenblattes Eisenerz waren in der letzten Eiszeit an der Nordabdachung des Hochschwabmassivs in zwei Talbereichen eigenständige Gletscher entwickelt.

Der Talkessel von Hinterwildalpen wurde von zwei Eisströmen erfüllt. Von Süden erstreckte sich der Eisstrom aus dem Plateaubereich nördlich Kl. Geiger – Sauriegel – Eisenerzer Höhe – Häuslkogel, vereinigt mit jenem aus dem Brunntal bis an den Hangfuß der Ameismauer nördlich des Ortes. Im Westen war im Tal des Lurgbaches ein Gletscher entwickelt, der sein Einzugsgebiet in dem weiten Talkessel zwischen Lurgmauer im Norden, Heimmoseralm im Westen und Wassermäuern im Süden hatte.

Der Gletscher von Süden erfüllte das Becken von Hinterwildalpen mit einer mächtigen Zunge, deren linksseitige Endmoräne am Grangenriedel in 940 m ansetzt und nach Norden zieht. Die Gletscherzunge reichte sicher bis an den Gegenhang, hinterließ hier aber bis auf Grundmoräne keine Spuren. Wie weit die Eismassen in dem Sattel beim Häuslbauer oder in die Schreiereng vordrangen, ist nicht klar, da jegliche Hinweise fehlen. Die Zunge blockierte das Lurgtal und stand mit dessen Gletscher in Kontakt. Dieser dürfte das Tal im Bereich des Brunngrabens bis ca. 900 m Höhe erfüllt haben, wie die Grundmoränendecke und Erratika anzeigen.

Die ersten Rückzugsphasen des östlichen Eisstromes werden im ausgehenden Hochglazial durch eng gestaffelte, deutliche Endmoränenwälle unterm Grangenriedel markiert, die eine rasch an Mächtigkeit und Ausdehnung schrumpfende Gletscherzunge belegen. Im Lurgtal bestand zu dieser Zeit noch eine schmale Eiszunge, die beim Ausgang des Brunngrabens endete. Ein noch etwas kleinerer Stand endete später knapp vor der Mündung des Grabens und dürfte auch der Grund für die kurze epigenetische Talstrecke des Lurgbaches (Kote 841) sein.

Spuren dieser Eiszungen aus dem beginnenden Spätglazial fehlen, was darauf hinweist, dass die Gletscher in den doch recht niedrig gelegenen Einzugsgebieten, trotz der günstigen Leelage und Exposition, sehr bald gänzlich verschwunden sein dürften.

Salzatal

Im Bereich des Kartenblattes sind im Tal der Salza keine glazialen Sedimente erhalten geblieben, da sie durch den holozänen Bergsturz verdeckt oder zerstört wurden. Auf die Ausdehnung des würmzeitlichen Gletschers kann somit nur indirekt geschlossen werden. Der Eisstrom des Salzatales, aus dem Osten kommend, hatte aus dem breiten trogförmigen Brunntal mit seinem weiträumigen und hoch gelegenen Einzugsgebiet noch einen kräftigen Zufluss (KOLMER, 1993). Wahrscheinlich erreichte auch aus dem heute durch den Bergsturz völlig umgestalteten Siebenseebachtal ein Gletscher noch das Haupttal. Der Eisstrom im Salzatal reichte dann bis in die Talweitung der Fischerau und füllte diese wohl noch aus. An deren Westende treten entlang der Salza die ersten groben Kiese auf, die rasch an Mächtigkeit gewinnen und ab Steinbruch-Glimitzer in den Körper der Niederterrasse übergehen. Von hier an sind sie dann nahezu ununterbrochen über das Kartenblatt hinaus über Palfau bis zur Mündung in die Enns zu verfolgen.

Der Terrassenkörper wird von groben, durchwegs schlecht sortierten, sandigen Schottern aufgebaut, die stellenweise eine undeutliche Bankung zeigen. Im Einschnitt der Salza weisen die Schotter eine gut ausgebildete Talrandverkittung auf, die im engen Einschnitt der Salza zu senkrechten Wänden, Halbhöhlen und großen Konglomeratblöcken im Flussbett führt. Im Mündungsbereich des Lassingbaches treten einige Meter mächtige, flussabwärts gerichtete Deltaschüttungen auf, die auf einen zeitweisen Rückstau hinweisen (FRITSCH, 1993). Im Zusammenhang mit grobem Blockwerk (bis 1 m³ und größer) und schluffreichen Kiesen können diese Erscheinungen als kurzfristige Beeinflussung des Terrassenkörpers, wahrscheinlich durch Gletschereis aus dem Unsinniggraben zur Zeit der maximalen Vergletscherung, gedeutet werden. Damals erfüllten diese Eismassen auch das Tal des Schreinbaches bis gegen 700 m Höhe.

Lassingtal – Göstlinger Alpen (Hochkar)

In den orographisch linken Seitengraben des Lassingbaches, vom Schreinbach im Westen bis über die Blattgrenze im Osten, finden sich glaziale und glazigene Ablagerungen, die die Täler bis zu mehreren 10er Metern Mächtigkeit erfüllen (BRYDA, 2005). Es ist dies oft Matrix reicher Dolomitschutt, der häufig gerundete und teilweise gekritzte Kalkgerölle führt. Diese Ablagerungen sind immer wieder von bis zu mehrere Meter mächtigen Schlufflagen unterbrochen, die massig oder als Bänderschlufluffe auftreten (z.B. Kräuterbach).

Im Schönbach sind an der Talsohle mächtige Bänderschlufluffe aufgeschlossen, die an der Mündung des Sperrgrabens von sehr feinstoffreicher Grundmoräne abgelöst werden. Überlagert werden diese feinkörnigen Ablagerungen von mächtigen Kiesen, die eine nach Süden gerichtete Deltaschüttung aufweisen. Im Sperrgraben hingegen ist nur sehr mächtiger Dolomitschutt aufgeschlossen, der kaum Kantenrundung zeigt.

Die Kalkgerölle in allen Gräben sind verschiedene Trias- und Jurakalke, die hier als erratisches Material von Norden quer über das Lassingtal transportiert worden sein müssen. Besonders deutlich treten diese bunten Kalke bis ca. 700 m Höhe im südlichen Seitengraben des Schreinbaches zum Jäger-sattel auf. Sie erreichen hier oft beachtliche Blockgrößen bis zu 1 m Durchmesser.

Diese Sedimente in den Seitengraben des Lassingbach-Tales zeigen, dass das Tal von Gletschern erfüllt wurde, die über das Tal hinweg in die Bäche eindringen. Durch die dabei auftretenden Stauphasen mit Seebildung kam es zur Ablagerung der verbreiteten Bänderschlufluffe. Das Gletschereis drang

dabei ca. 1–1,5 km weit nach Süden vor und lagerte durchwegs feinkornreiche Grundmoräne ab, die stark mit Dolomitschutt vermischt, mit den erratischen Kalken geprägt ist. Sie kleidet die Täler aus. In den eisfrei gebliebenen Talschlüssen wurden gleichzeitig gegen die Front der Eiszungen die mächtigen Dolomitschutt-Anhäufungen akkumuliert.

Die Eisströme aus den einzelnen Karen wuchsen im Talboden des Lassingbaches offensichtlich zu einer mehr oder weniger geschlossenen Eismasse zusammen, da Hinweise auf dazwischen gelegene Staubereiche fehlen. Ein Gletscherstrom, der dem Lassingtal folgend nach SW zur Salza hin abfloss, hat sich aber nicht ausgebildet. Zu einer dazu doch notwendigen stärkeren Eisbildung kam es unter den Bedingungen der Rißeiszeit.

Die mächtigen Deltakiesablagerungen des Schönbaches wurden während der Abschmelzphase in einen kurzfristigen See geschüttet. Zu dieser Zeit kam es auch kurzfristig zu einem Abfluss der Schmelzwässer über den Sattel südlich des Beerwieskogels über die Abbrenn in den Schneckengraben, als das Lassingbach-Tal unterhalb Klaus offensichtlich noch durch die Eiskörper blockiert war. Ebenso aus der Abschmelzphase der Eismassen stammt die mächtige Eisrandterrasse an der Mündung des Im- und Hebensstreitbaches in den Lassingbach.

Diese erstaunlich mächtige Verfüllung des Lassingbach-Tales mit Gletscherkörpern war sicher die Folge davon, dass bedingt durch die Leelage zu den vorherrschenden Westwinden des Kammes Hochkar – Ringkogel – Hochkirch in den SE-exponierten Karräumen überproportional viel Schnee (Wächtenbildung) zur Ablagerung kam. Dadurch haben die Kargletscher in den steilen Rinnen den Talboden in 500–600 m Höhe erreichen können. Wahrscheinlich auch durch Schnee und Eislawinen verstärkt sind dann am Talboden auf Art regenerierter Gletscher ca. 200 m mächtige Eiskörper entstanden, die sich bis in die südlichen Seitengräben ausdehnten.

Wesentlich schwächer waren die Gletscher an der NW-Flanke des Hochkars entwickelt. Hier erreichten nur die steilen Eiszungen aus dem Graben nördlich des Falken sowie im Dürrengraben den Talboden der Mendling. Die hinterließen grobblockige Endmoränen beim Grabenbauer und südlich Hartel, die die steilen Eiszungen nachzeichnen. In ihrem Vorfeld entwickelte sich – ohne aber von den Moränen auszugehen – der Terrassenkörper entlang des Mendlingbaches, immer mächtiger werdend, in Art einer autochthonen Terrassenbildung ab knapp westlich Hartel und korrespondiert beim Zusammenfluss mit der Salza mit der dort rund 50 m mächtigen Niederterrasse.

Der weit gespannte Karraum des Hochkars (Skigebiet) sowie der kleinere der Schmalzmauer waren mit einem Eiskörper erfüllt, von dem einige steile Eiszungen nach Norden abflossen. Sie hinterließen mächtige Moränenwälle am Ausgang des Königsgrabens (MOSER, 2007) südlich des Ortes Lassing (Straßenkehre), des Wasser- und Klammgrabens bei der Hochkar-Alpenstraße. Aber auch die Eiszunge aus dem Karraum Schmalzmauer-Ringkogel erreichte den Talboden unterhalb der Sandmauer und vereinigte sich in ihrer größten Ausdehnung noch mit dem Gletscher des Klammgrabens, wie die mit groben Blöcken bedeckte Eisrandterrasse unterhalb der Straße auf das Hochkar zeigt. Die deutlichen Endmoränen in den drei Gräben markieren einen etwas kleineren Gletscherstand des Hochglazials, als die Trennung der Eiszungen bereits erfolgt war.

Bergstürze

Im Bereich des Kartenblattes Eisenerz sind Ablagerungen von 3 bedeutenderen Bergsturzereignissen erhalten geblieben.

Krautgraben (Gams)

Am Rücken westlich des Zusammenflusses von Zwieselbach und Gamsbach bei Haid finden sich über den Mergeln der Zwieselalm-Formation vereinzelt Dolomitbrocken in der tonigen Verwitterungsschicht. Sie entstammen den den Rücken krönenden Sedimenten, die in der Materialentnahme am West-Ende des Rückens aufgeschlossen sind. Die bis zu 10 m hohe Abbauwand wird von sehr locker gelagerten Dolomitblöcken und Brocken aufgebaut, die in sich stark zerbrochen und aufgelockert sind und keinerlei Kantenrundung zeigen. Die zwischen den Brocken vorhandenen Hohlräume sind teilweise mit Dolomitbruchstücken in Kies- und Sandgröße erfüllt. In den hangenden Anteilen finden

sich öfter rötlichbraune, sandige Lehme, die offensichtlich auch in tiefer gelegene, größere Hohlräume eingeschwemmt sind. Überlagert wird der Dolomitschutt von sandig-schluffigen grauen Tonen, die Brocken von Dolomiten und Sandsteinen der Gosauschichten führen. Diese ca. 1,5 m mächtige Schicht zeigt eine schwache hangparallele Schichtung und eine ca. 50 cm mächtige Verwitterungsschicht. Bei dem Dolomitschutt handelt es sich um einen Blockstrom eines Bergsturzes, der wahrscheinlich aus dem Bereich der Nordflanke des Buchbergs bis hierher vorgedrungen ist. Die Größe der Sturzmasse hat aber offensichtlich nicht ausgereicht einen Sturzstrom mit weitgehend zerriebenen Material wie bei den großen Bergstürzen zu formen. Überlagert wird der dann bereits verwitterte Blockstrom von einer Solifluktionsschuttdecke, die entsprechend ihrer Verwitterung der letzten Dauerfrostperiode im Würm entstammt. Demnach ist der Blockstrom mindestens in die ausgehende Riß-Eiszeit einzuordnen. Ob er einen Erosionsrest einer ehemals weiter ausgedehnten Bergsturzaablagerung darstellt, könnte nur vermutet werden.

Tragöß – Grüner See

Im Tal südlich der Klamm bis zum Kreuz- und Pfarrerteich hinunter erstreckt sich eine mächtige, grobblockige Schuttmasse, die einem größeren Bergsturz entstammt (SPENGLER & STINY, 1926; FABIANI, 1980) Die abgestürzte Felsmasse stammt von der Kampelmauer, wohl aus der nach Osten zurückspringenden Nische nördlich Reiterberg. Aus dieser stürzte die Masse in westliche Richtung ab und brandete am Gegenhang an. Hier reicht die geschlossene Sturzmasse noch bis auf 1030 m Höhe, gut 60 m über der Klammhöhe, die heute einen deutlichen Sattel im N–S-laufenden Tal bildet.

Es ist anzunehmen, dass die Sturzmasse selbst den mächtig hier nach Osten vorspringenden Wulst am Hangfuß des Gegenhangs (Buchriegel) bildet. Dass aber eine derartige Form des Untergrundes überdeckt wird, ist nicht auszuschließen.

Von diesem Wulst ausgehend breitete sich die Masse einerseits nach Norden bis „In der Klamm“ knapp vor den Ausgang der Klamm aus. Heute hat der Bach aus der Klamm einen flachen Schwemmkegel gegen die Sturzmasse geschüttet, der in einem flachen Staubereich endet, wo das Wasser meist einen kleinen flachen Teich bildet, bevor es in der Bergsturzmasse versickert.

Andererseits breitet sich die Sturzmasse von der Klammhöhe nach Süden in einem langen Sturzstrom bis zum Gegenhang unterhalb der Kohlerleiten aus. Ist sie anfänglich noch im engen Tal bis auf 880 m Höhe kanalisiert, so breitet sie sich dann aus und dürfte rasch an Mächtigkeit verlieren. Im Talboden bei den Teichen und um den Grünen See weist sie nur noch einige Meter Mächtigkeit auf. Hier treten über den dichtenden Sedimenten der Zungenbeckenfüllung die Grundwässer aus dem Klammtal sowie dem Jassinggraben in den beiden Teichen und Quellen wieder zu Tage (FABIANI, 1980). Diese geringe Mächtigkeit wird auch dadurch belegt, dass der Rundhöcker beim Julenheim nur noch randlich mit Blöcken der Sturzmasse bedeckt wurde, auf seinem Scheitel aber frei davon geblieben ist. Im Bereich des Grünen Sees hat die Sturzmasse offensichtlich noch einen Toteiskörper innerhalb der Sedimente des Zungenbeckens bedeckt. Erst nach seinem Abschmelzen entstand dann die flache Depression des Seebeckens.

Dieser Kontakt zu Toteismassen im Talgrund von Tragöß legt auch ein Alter des Bergsturzes mit Ende des Hochglazials im Übergang zum Spätglazial um ca. 19.000–18.000 Jahre vor heute nahe.

Wildalpen

Die mächtigen Lockersedimentmassen von Wildalpen im Tal der Salza und des Siebenseebaches (PENCK & BRÜCKNER, 1909; SPENGLER, 1922) sind das Produkt eines riesigen Bergsturzes (FRITSCH, 1993). Da eine umfassende, reich illustrierte Beschreibung des Bergsturzes (geologische Gegebenheiten, Auslösung, Verlauf, Ausbreitung und Datierung) jüngst im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt erschienen ist (VAN HUSEN & FRITSCH, 2007), scheint eine kurze Zusammenfassung in diesem Rahmen ausreichend.

Im Bereich des Hauptkammes des Hochschwabmassivs liegt zwischen Eben- und Brandstein eine tiefe rechteckige Depression, die von auffällig geradlinigen Wänden begrenzt ist. Es ist die Ausbruchsnische der komplexen Massenbewegung, deren Sturzstrom das Becken bei Siebensee erfüll-

lend bis ins Salzatal und dort bis Fischerreith flussaufwärts und flussabwärts über Fachwerk hinaus abfloss.

Die Massenbewegung entwickelte sich in den mächtigen Steinalm/Wettersteinkalken, die durch eine Duplexstruktur und dazu parallele Störungen im Bereich des Hauptkammes des Hochschwab zerlegt sind (MANDL et al., 2002). Entlang einer mehr oder weniger vertikal verlaufenden Störung (Griesgassl) dürften sich primär max. 500 Mio. m³ aus einem Karraum am Nordrand der Plateaufläche im Bereich der heutigen Kohlermauer gelöst haben. Diese Bergsturzmassen bildeten einen mächtigen Sturzstrom, der das Becken um und östlich Siebensee auffüllte. Von hier flossen große Massen des Sturzstromes durch das steile Tal über Winterhöh und Säusenbach ins Salzatal ab, wo die Ablagerungen noch eine Mächtigkeit von rund 100 m aufweisen. Dann teilte sich der Sturzstrom in einen Ast, der sich flussaufwärts, mit langsam auf ca. 40 m abnehmender Mächtigkeit bis Fischerreith ausbreitete. Dabei hat der Sturzstrom auch Gerölle aus den Flussablagerungen der Salza aufgenommen, die sich zunehmend in den sonst feinkörnig zerriebenen Sturzstromsedimenten finden. Die Sturzstromablagerungen stauten die Salza auf, wodurch temporär ein See entstand, in dem Bänder Tone abgelagert wurden, die unter den rezenten Flusskiesen erbohrt werden konnten.

Der zweite Ast breitete sich salzaabwärts aus, drang nach Norden in Hopfgarten bis zum Zusammenfluss mit dem Holzäpfeltal vor, wo seine Ablagerungen eine typische Tomalandschaft bilden.

Der Sturzstrom folgte weiter der Salza über die Fischerau bis Fachwerk, wo knapp westlich davon die letzten Ablagerungen zu finden sind. Ab Steinbruch/Glimnitzer überdeckt das Sturzstrommaterial randlich die Niederterrasse mit einer nur 2–3 m mächtigen Lage. Der Sturzstrom musste ab hier nur das enge Erosionstal der Salza ausfüllen und uferte nur noch randlich über die Terrassenfläche aus. Durch diese Einengung des Akkumulationsraumes ist möglicherweise die ungewöhnlich große Ausdehnung des Sturzstromes (Fahrbahnlänge) über 12 km und einen Fahrböschungswinkel von 7° (HEIM, 1932; ABELE, 1974) zu erklären.

Wahrscheinlich unmittelbar nach dem Abbrechen der Bergsturzmassen wurde südlich davon eine große Masse der Wettersteinkalke instabil. Sehr wahrscheinlich wurde das durch den Verlust des Widerlagers ausgelöst. Die Felsmassen (rund 900 Mio. m³) lösten sich entlang der Störungsflächen der Duplexstruktur, die heute noch durch die entblößten großflächigen Harnische (Schaufelwand) dokumentiert werden. Durch diese Gleitbewegung entstanden die auffällige Abrissnische und die auch als „Blockmeer des Schafwaldes“ bezeichnete Wildnis zwischen Kohlermauer und Schafhalsattel sowie Zumach und Hirschwald. Dieser Bereich ist durch riesige Kalkschollen, die im Zuge der Gleitbewegung im Verband völlig zerrüttelt und teilweise in Blöcke aufgelöst wurden, charakterisiert.

Darüber, was der letztlich auslösende Anlass für die Massenbewegung war, dass eine wahrscheinlich durch die vorhergegangene Vergletscherung übersteilte Felswand entlang einer markanten Störungsline zusammenbrach, sich der Sturzstrom ausbildete und die folgende Großgleitung entstand, können nur Vermutungen angestellt werden. Neben den immer möglichen Erdbeben lässt das Alter von knapp 6000 Jahren vor heute die Vermutung zu, dass in der niederschlagsreichen Zeit des Atlantikums (8000–5000 vor heute) auch ein kurzfristig übermäßig hoher Bergwasserspiegel durch die verminderte Reibung auf den großflächigen Harnischen der Schlüssel für die Auslösung gewesen sein kann.

Das gesamte Ereignis ist sehr gut durch viele ¹⁴C-Daten an Holzsplittern und Stammstücken aus der Sturzstrommasse in dem Zeitraum zwischen 5900–5700 Kalenderjahren vor heute datiert. Diese Werte wurden auch durch Datierungen an etwas älteren Hölzern im Liegenden des Sturzstromes und durch palynologische Ergebnisse im Hangenden untermauert (FRITSCH, 1993). Dendrochronologische Untersuchungen (NICOLUSSI, Univ. Innsbruck) an im Sturzstrom gefundenen kompletten Stücken (mit Rinde) von Baumstämmen zeigten, dass Bäume offensichtlich in der Phase der Bildung des Spätholzes durch das Ereignis abgestorben sind, was eine Festlegung auf einen der Spätsommer innerhalb dieser 200 Jahre erlaubt.

Literatur

- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen. – Wiss. AV Hefte, 230 S., München.
- BRYDA, G. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Lassingbach-Tal auf den Blättern 101 Eisenerz und 102 Aflenz. – Jb. Geol. B.-A., 145, 322-324, Wien.
- FABIANI, E. (1980): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet Teil IV Die Untersuchungen im Tragößtal. – 152 S., Amt d. Steierm. Landesreg. Graz.
- FABIANI, E. (1984): Hydrogeologische und quartärmorphologische Untersuchungen im Hochschwabmassiv. – 5. Jahrestagg. d. Österr. Geol. Ges., Exkursionsführer, S. 2-6, Wien.
- FRITSCH, A. (1993): Das Quartär der westlichen Hochschwab-Nordabdachung unter Berücksichtigung des Bergsturzes von Wildalpen. – Dipl.-Arb. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 122 S.
- HEIM, A. (1932): Bergsturz und Menschenleben. – Vjschr. Naturf. Ges. Zürich, 218 S.
- HUSEN VAN, D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – Jb. Geol. B.-A., 120, 1-130, Wien.
- HUSEN VAN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – In: Aspects of Geology in Austria, Mitt. Österr. Geol. Ges., 92, 135-156, Wien.
- HUSEN VAN, D. & FRITSCH, A. (2007): Der Bergsturz von Wildalpen (Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., 147, 201-213, Wien.
- KOLMER, Ch. (1993): Die quartäre Landschaftsentwicklung der östlichen Hochschwab-Nordabdachung. – Dipl.-Arb. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 111 S.
- MANDL, G. et al. (2002): Geologische Karte des Hochschwabgebietes – West 1:25.000. – Geol. B.-A., Wien.
- MOSER, M. (2007): Bericht 2003–2006 über geologische Aufnahmen im Gebiet Scheibenberg – Schwölleck – Lassing – Mendingtal auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 147, 644-650, Wien.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. 1, Die Eiszeit in den nördlichen Ostalpen. – 1199 S., Leipzig.
- SEIFERT, M.F. (1994): Quartärgeologische Kartierung des Ennstales zwischen Hieflau und Altenmarkt. – Dipl.-Arb. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 104 S., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen. – Jb. Geol. B.-A., 124, 361-423, Wien.
- SPAUN, G. (1964): Das Quartär im Ennstal zwischen Hieflau und Altenmarkt. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14, 149-184, Wien.
- SPENGLER, E. (1922): Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und Lassingalpen. – Jb. Geol. B.-A., 72, Wien.
- SPENGLER, E. & STINY J. (1926): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte 1:75.000 der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpen, Aflenz. – 100 S., Geol. B.-A., Wien.

Das Mitteltrias-Profil des Scheibenberges zwischen Lassing (NÖ) und Palfau (Stmk.)

M. MOSER, F. VELLEDEITS & G. BRYDA

Inhalt

Geographische Lage und Geologischer Überblick
Das Profil
Literatur

Geographische Lage und Geologischer Überblick

Der Scheibenberg stellt einen niedrigen Bergrücken mit plateauartigem Charakter (Name!) dar, der nördlich des Mendlingtales gelegen, ganz am nordwestlichen Eck des Kartenblattes Eisenerz situiert ist. Im Westen ist der Scheibenberg mit dem Gamssteinzug (ÖK 100) und im Osten mit dem Schwölleck-Berg (ÖK 71) geologisch verbunden. Tektonisch gesehen ist der Scheibenberg Teil des bajuvarischen Deckensystems (Sulzbach-Decke), in dem eine weiträumige Verzahnung einer Wettersteinkalk-Karbonatplattform mit den zugehörigen Beckensedimenten erkennbar ist.

An der Südostseite des Scheibenberges ist eine gut aufgeschlossene Mitteltrias-Schichtfolge anzutreffen, die in etwa 800 m SH beginnt und mit Gutensteiner Kalk, Steinalmkalk, Reiflinger Kalk, Raminger Kalk und Wetterstein-Riffkalk die Südostflanke des Berges aufbaut.

Durch den Bau einer neuen Forststraße, die dem Herrn Buder in der Mendling (vulgo „Mendlingbauer“) gehört, kann das Profil auch im Detail besichtigt werden.

Das Profil

Im Gegensatz zu den dünnbankigen Gutensteiner Kalken des „Mendlinger Spornes“ ist der **Gutensteiner Kalk (Unteres Anis)** des Scheibenberges dünn bis dm-gebant, von mittel- bis dunkelgrauer Gesteinsfarbe und mit meist ebenen Schichtflächen ausgebildet. Die Biogenführung ist eher gering. Meistens können neben feiner Crinoidenspreu kleine Bivalvenschälchen, Foraminiferen (v.a. Glomospiren) und Ostracoden als Biogene im Sediment beobachtet werden. Mikrofaziell handelt es sich um fossilarme und stark bituminöse, dys- bis anaerobe mud- bis wackestones, die ohne scharfe Grenze mit matrixreichen grain- oder packstones in Wechsellagerung stehen. Im bituminösen Kalkschlamm kann man stellenweise zahlreich Wühlgefüge (sog. „Wurstelkalke“) beobachten (Dismikrite mit Crinoidenspreu und Bivalven). Diese treten in wenigen Bänken an bestimmten Horizonten auf und gehen lateral in feinkörnige mudstones ohne Bioturbation über. Im Bereich der Wühlgänge ist eine Auflösung des noch schwach verfestigten Sedimentes zu Pseudointraklasten erkennbar. Bei den grainstones handelt es sich um feingeschichtete Biopelsparite (mit Crinoidenspreu) oder, seltener, um ooidführende „Sturmflutlagen“ mit zahlreichen, wirr gelagerten Bivalvenschalen, umgelagerten Ooiden und gut zugerundeten Schlammpeleiden (Oobiopelsparit). Die Gesamtmächtigkeit des Gutensteiner Kalkes im Profil beträgt mindestens 150 Meter.

Im Hangenden Abschnitt ist der Gutensteiner Kalk durch einen **breiten Übergang in den Steinalmkalk** charakterisiert. Das bedeutet, dass im Profil Fazieselemente sowohl des Gutensteiner Kalkes (z.B. dunkelgrauer, bioturbater wackestone) als auch des Steinalmkalkes (z.B. lichtgraue Dasycladaceenkalke) übereinander auftreten können. In dieser Wechselfolge kennzeichnen Dolomitintra-klasten, Rindenkörner, Onkoide und Dasycladaceen einen besser durchbewegten und stärker durchströmten Ablagerungsraum als im Gutensteiner Kalk. Dunkelgraue und bituminöse Bänke („Wurstelkalke“) hingegen zeigen wieder einen Rückfall in die Fazies der Gutensteiner Kalke an. Auch ist die Einschaltung von dünnbankigen dolomitischen Lagen für diesen Abschnitt typisch. Die Mächtigkeit des Übergangsbereiches im Profil beträgt etwa 100 Meter.

Die Hauptmasse des **Steinalmkalkes (Mittleres Anis)** ist als ein lichtgrauer, ebenflächiger, gut gebankter Kalk, der lagenweise reich an Dasycladaceen sein kann, zu beschreiben. Im Gegensatz zum Gutensteiner Kalk zeigt der Steinalmkalk ein durchgehend offenmarines – oxisches Environment mit größerer Faunendiversität. Im Dünnschliff wie auch im Gelände können verschiedenartige Ausbildungen des Steinalmkalkes beobachtet werden. Typisch sind fossilreiche intraklasten- und/oder onkoidführende Bio(pel)sparite (grain- bis rudstones) mit Dasycladaceen, kleinen Gastropoden, Bivalven, Echinodermen, Foraminiferen und Ostracoden. Intraklasten sowie Dasycladaceen sind durch Mikrobohrer und Algenkrusten oft randlich mikritisiert. Die Onkoide können mehrere Zentimeter Größe erreichen. Die Pelioide treten in der Matrix auf und bilden schlecht ausgewaschene, feinkörnige Karbonatsande aus pellets und Bahamitpeloiden. Als weiterer Faziestyp des Steinalmkalkes sind fossilarme, lichtgraue Bio(pel)mikrite (wacke- bis packstones) zu beobachten. Diese führen lediglich reichlich Crinoidenspreu sowie vereinzelt Ostracoden, Foraminiferen und kleine Bivalven. Die Gesamtmächtigkeit des Steinalmkalkes liegt zwischen 150 und 250 Metern.

Mit scharfer Grenze folgt über dem Steinalmkalk der **Reiflinger Kalk (oberes Mittelanis – oberes Ladin)**. Dieser lässt sich grob in einen unteren, dunkelgrauen Reiflinger Kalk des Anis und in einen oberen, mittelgrauen Reiflinger Kalk des Ladin unterteilen. Der basale anisische Reiflinger Kalk setzt bereits im obersten Pelson (Mittelanis) ein, was mit Conodonten belegt ist (*Paragondolella bifurcata* det. KRYSZYN). Typisch für diesen Zeitabschnitt sind ein dunkelgrauer, wellig-schichtiger, hornsteinreicher Kalk mit grauen Mergellagen sowie ein dunkelgrauer hornsteinreicher Crinoidenschuttkalk. Im Dünnschliff ist ein bituminöser biogenführender Kalkmikrit (mudstone-wackestone) mit Radiolarien und Schwammnadeln erkennbar. Das Illyr (Oberanis) ist durch zwei markant fossilreiche Bänke, die eine reiche (wenn auch umgelagerte) Ammonitenfauna enthalten, charakterisiert. Im Lösrückstand dieser Kalke fanden sich neben den Molluskenschalen (Ammoniten, Kleingastropoden, Bivalven-Filament, Brachiopoden) auch Foraminiferen, Echinodermen, Ostracoden, Holothurien, Schwammnadeln, Radiolarien, Fischzähne und Conodonten. Die Ammonitenfauna ist in einem Parallelprofil am Gamsstein von WALKNER (2003) bearbeitet worden. Noch im oberstanisischen Reiflinger Kalk (mit *Gondolella eotrammeri*) gelegen ist ein erster, markanter Tuffithorizont, der eine SiO₂-reiche, primär dacitische Zusammensetzung zeigt. Im Unterladin (Fassan, belegt mit *Paragondolella excelsa*) beginnt eine Wechselfolge dicker und dünner knolliger Kalkbänke mit hellerer, mittelgrauer Farbe. Diese enthält die für den Reiflinger Kalk recht typischen feinkörnigen, grauen Filamentmikrite mit dichtem, schaligem Bruch. Etwa an der Wende Unter-/Oberladin folgt ein weiterer Tuffithorizont und an der Wende Langobard 1/2 der „Haupttuffit“. Letzterer ist sehr deutlich ausgebildet und enthält SiO₂-reiches vulkanoklastisches Material. Der oberste Abschnitt des Reiflinger Kalkes ist ein ebenflächiger bis wellig-schichtiger, plattig dickbankiger und dm-gebankter, hellgrauer Kalk mit nur wenig Hornstein. Mit *Budurovignathus longobardicus* und *Budurovignathus cf. mostleri* ist hier bereits höheres Oberladin erreicht. Ab nun setzt die allodapische Schuttkalksedimentation des **Raminger Kalkes** ein. Nach LEIN (1989) sind unter dem Begriff „Raminger Kalk“ alle gravitativen Slopesedimente („allodapische Kalke“) zu verstehen, deren allochthoner Sedimentanteil während des obersten Ladin und Cordevol von einer benachbarten Karbonatplattform (= Wetterstein-Riffkalk) in das Reiflinger Becken geschüttet worden ist. Hier sind es vorwiegend mittelgraue, unregelmäßig dm-gebankte, ebenflächige oder leicht wellig-schichtige, hornsteinarme, z.T. debritische, schlecht sortierte Schuttkalke (Kalkarenite, Kalkrudite) mit z.T. mehrfach gradierter Schichtung proximaler sowie distaler Turbidite. Mit *Gondolella foliata*, *Gondolella inclinata*, *Budurovignathus diebeli* und *Budurovignathus mostleri* fällt die stratigraphische Einstufung des Raminger Kalkes in das oberste Ladin bis Cordevol. Im Dünnschliff ist der Raminger Kalk als ein Intrabiopelsparit (packstone) mit zahlreichen kantigen – kantengerundeten Intraklasten von aufgearbeiteten, deutlich lithifizierten Beckensedimenten sowie von umgelagerten Flachwasserkomponenten (häufig Tubiphyten, div. Algen, Schwammbruchstücke, Echinodermen und Onkoide) und z.T. autochthonen Biogenen (Filamente u.a.) zu beschreiben. Der feinkörnige autochthone Sedimentanteil ist reich an Radiolarien, Ostracoden, pelagischen Bivalven sowie feiner Crinoidenspreu. Im Gelände tritt der Raminger Kalk meist als kompakte Felsstufe auf. Bei guten Aufschlussverhältnissen können im obersten Reiflinger Kalk und dem Raminger Kalk auch bis zu metermächtige Einlagerungen von dunkelgrünen Partnachmergeln beobachtet werden. Die Gesamtmäch-

tigkeit des Reifflinger Kalkes im Profil liegt bei 100 Metern, die des Raminger Kalkes bei 150 Metern. Anzumerken ist, dass im Straßenprofil eine tektonische Vervielfältigung des anisichen Anteils des Reifflinger Kalkes festzustellen ist, wodurch eine erkennbare Mächtigkeitzunahme von mehreren Zehnermetern mit zu berücksichtigen wäre.

Den oberen Teil des Profiles bildet mächtiger und massiger **Wettersteinkalk** in **Riffazies**. Es handelt sich dabei um einen matrixreichen, hellgrauen, kleinklüftig-porös verwitternden Riffschuttkalk, in dem umgelagerte Rifforganismen (kleine Schwämme wie Sphinctozoen, kleine Korallen, Solenoporaecen, Tubiphyten, Crinoiden, Bivalven, Gastropoden, Brachiopoden und Foraminiferen) auftreten (floatstone, wackestone). Mit grobspätigem Calcit zementierte Internbrekzien bestehen aus kantigen Intraklasten, Riffschutt sowie synsedimentären Hohlraumverfüllungen. Gewachsene Riffstrukturen wie die eines zentralen Riffbereiches (z.B. Holocoelien- oder Korallenstöcke) sind nur ansatzweise zu beobachten, dominant dürften die Riffschuttkalke sein. Hohlräume sind oft mit weißem oder braunem Calcitcement verfüllt. Aufgrund seiner Kleinklüftigkeit und partiellen Dolomitisierung neigt der Riffschuttkalk zu kleinstückigem Zerfall und zur Ausbildung eines flacheren, stark hangschuttbedeckten, anschrofigen Geländes. Der Wetterstein-Riffkalk baut große Teile der plateauartigen Hochfläche des Scheibenberges auf.

Überschreitet man den Scheibenberg weiter nach Norden, so kann im Hangenden des bis zu 900 m mächtigen Riffkalkes noch 200 m mächtiger **lagunärer Wettersteinkalk** angetroffen werden. Im Gegensatz zu den Riffkalcken ist der lagunäre Wettersteinkalk deutlicher gebankt, oft feinschichtig entwickelt und führt neben kräuseligen Algenmatten häufig Onkoide (Mikroide und Mesonkoide), Intraklasten, Bivalven, Gastropoden, Crinoiden, porostromate Algen und Dasycladaceen (Intrabiopelsparit bis -mikrit). Die Peloide (Bahamite, Pellets) sind nest- oder lagenförmig angereichert, die Biogene und Intraklasten sind oft randlich mikritisiert. Mit den Dasycladaceen (u.a. *Poikiloporella duplicata*) und den Foraminiferen (u.a. *Aulotortus sinuosus*) weist der lagunäre Wettersteinkalk bereits unterkarnisches Alter auf und bildet den Abschluss des Profiles durch den Scheibenberg.

Literatur

- HENRICH, R.: Der Wettersteinkalk am Nordwestrand des tirolischen Bogens in den Nördlichen Kalkalpen: der jüngste Vorstoß einer Flachwasserplattform am Beginn der Obertrias. – *Geologica et Palaeontologica*, 17, 137-177, Marburg, 1983.
- LEIN, R.: Neufassung des Begriffes Raminger Kalk (Oberladin–Unterkarn) auf mikrofazialer Grundlage. – 4. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen, Innsbruck, 1989.
- WALKNER, St.: Die oberanisische Ammonitenfauna des Gamssteins (Nördl. Kalkalpen, Stmk.). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Wien, Wien, 2003.

Säulenprofil durch die Mitteltrias des Scheibenberges

M. 1 : 2.000

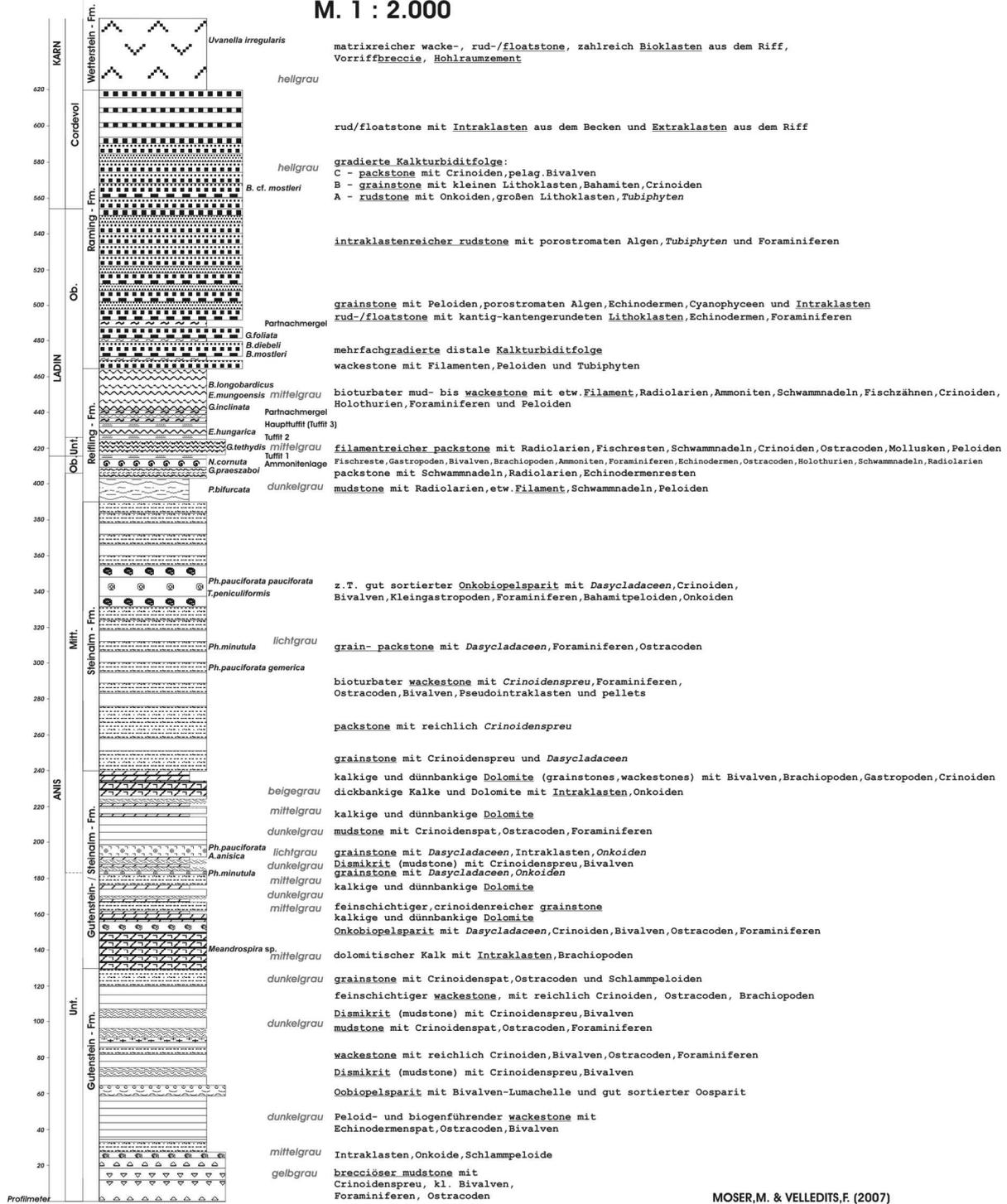


Abb. 1: Säulenprofil durch die Mitteltrias des Scheibenberges (MOSER, M. & VELLEDDITS, F., 2007).

Die Hydrogeologie des Hochschwabgebietes – Forschungsergebnisse im Überblick

H. STADLER & R. BENISCHKE

Inhalt

Einleitung

Ältere hydrogeologische Untersuchungen im Hochschwabgebiet

- Frühe Erfassung karsthydrographischer Phänomene
- Hydrogeologische Untersuchungen
- Bohrungen und geophysikalische Untersuchungen
- Markierungsversuche

Neuere hydrogeologische Untersuchungen im Hochschwabgebiet

Allgemeines

Projektziele

Zeller Staritzen

Hochschwab

Fallbeispiele hydrogeologischer Untersuchungen

Die Entwicklung des Abflussspenden-Höhenmodells für die Zeller Staritzen

Ausgangslage und Problemstellung

Methodische Grundlagen des Modells, Anwendung und Adaptierung für das Arbeitsgebiet

Modellaufbau

Niederschlagsverhältnisse, Stationen

Diskussion der Abflussspendendifferenzen

Isotopenhydrologische Untersuchungen

Berechnungen zur mittleren Seehöhe von Quelleinzugsgebieten

Isotopische Signaturen in einem glazial übertieften Tal (Trawies/Buchberg)

Zusammenfassung

Literatur und Unterlagen

Einleitung

Die Erkundung und Erforschung des Hochschwabgebietes im Sinne heutiger Vorstellungen zur Hydrogeologie kann mit dem Ende des 19. bzw. mit dem Beginn des 20. Jahrhunderts angesetzt werden. Einzelaspekte, die in verschiedene Fachdisziplinen reichen, waren jedoch schon viel früher Gegenstand fachbezogener Arbeiten zur Geographie, Geologie, Karstmorphologie, Speläologie, Limnologie und Hydrologie. Die Wahrnehmung besonderer Naturphänomene und Naturbildungen als solche begann natürlich mit Einzelbeobachtungen durch die lokale Bevölkerung und fand schon im 16. Jahrhundert Eingang in die Literatur. Im Zuge militärstrategischer, fiskalpolitischer und später naturkundlicher Erhebungen im Auftrage des jeweiligen Landesfürsten bzw. des Kaiserhauses wurden auch deren Erhebungsorgane darauf aufmerksam. Aufzeichnungen darüber sind uns zum Teil in entsprechenden Archiven erhalten.

Einen besonderen Impetus erfuhr die naturkundliche Erforschung des kalkalpinen Gebietes insbesondere im Bereich der Geologie durch die Aufnahmen der früheren k.k. Geologischen Reichsanstalt ab Mitte des 19. Jahrhunderts und im Bereich der Hydro(geo)logie durch die Aktivitäten im Rahmen der Vorarbeiten und der Errichtung der Zweiten Wiener Hochquellenleitung.

Umfassendere Untersuchungen zur Hydrogeologie des gesamten Gebirgsstockes folgten erst viel später ab den 1960er Jahren, wobei damit eine Methodenverfeinerung vor allem im Bereich des hydrographischen Messwesens einherging.

Hydrogeologische Forschung steht hierbei als Fachdisziplin im Schnittfeld der geologischen und der hydrologischen Wissenschaften nicht allein für sich, sondern hat weitere Spezialdisziplinen mit zu

berücksichtigen, um zu einem umfassenden Verständnis der Interaktion zwischen geologischem Substrat und dem gesamten Wasserkreislauf zu gelangen. Dazu gehören unter anderem klimatologisch-meteorologische, geomorphologische, im Hochschwab insbesondere karstmorphologische und speleologische sowie bodenkundliche, hydrochemische, hydrobiologische und vegetationskundliche Aspekte.

Im Rahmen der folgenden Ausführungen wird der Schwerpunkt auf den hydro(geo)logischen Aspekt gelegt und es wird versucht, zunächst die historische Entwicklung bis etwa zur Mitte der 1990er Jahre zu beleuchten und dann die danach folgenden neueren Arbeiten zur Hydrogeologie in Fallbeispielen darzustellen.

Ältere hydrogeologische Untersuchungen im Hochschwabgebiet

Frühe Erfassung karsthydrographischer Phänomene

Dass Karst- bzw. karsthydrographische Phänomene schon früh wahrgenommen worden sind, vornehmlich als „Naturmerkwürdigkeiten“, sollen die folgenden Beispiele belegen. Im Zuge der ersten kartographischen Aufnahme Innerösterreichs im Auftrag des späteren Kaisers Ferdinand II. durch den Augustinermönch Johannes CLOBUCCHIARICH etwa 1601–1605 (POPELKA, 1924) wurde z.B. schon die Karstquelle „Schwarze Lacken“ bzw. das „Wassermannsloch“ (Österr. Höhlenverz. Nr. 1741/6) aufgenommen, allerdings unter dem völlig unspektakulären Namen „Pruhn“ (= Brunn)¹. Diese kartographische Aufnahme ist insofern bemerkenswert, weil damit dokumentiert wird, dass einzelne Karstphänomene schon relativ früh die Aufmerksamkeit Vorbeireisender auf sich zogen. Die nächste Erwähnung des selben Phänomens erfolgte um 1747 fast 150 Jahre später, durch den kaiserlichen Hofmathematiker Joseph Anton NAGL, der dies immerhin schon so interessant fand, dass er seinen ihn begleitenden Zeichner eine Frontalansicht des Austrittes skizzieren ließ.

Da die Verbindung zwischen Leoben, Eisenerz und Hieflau aufgrund der Wichtigkeit der dort ansässigen Eisen gewinnenden und verarbeitenden Industrie offensichtlich relativ stark frequentiert war, wurde in alten Reiseberichten immer wieder über diesen landschaftlich reizvollen Teil der Steiermark berichtet. Unter anderem war der Leopoldsteiner See Ziel diverser Reiseschriftsteller, die sich über Einzelphänomene Gedanken machten. So wurde lange Zeit vermutet, dass der Leopoldsteiner See nicht nur über den Seebach in den Erzbach entwässert, sondern auch unterirdisch in die „Schwarze Lacken“; darüber hinaus wurden zur Zeit der Schneeschmelze oder nach heftigen Regenfällen an bestimmten in der Literatur nicht näher bezeichneten Stellen manchmal heftig aufsprudelnde Wallerquellen beobachtet, deren Wasser man aus „unterirdischen Behältern“ herleitete. Auch auf der Nordseite des Hochschwab war der Kläfferbrunnen längst bekannt (SARTORI, 1807, 1811; MACHER, 1860).

Hydrogeologische Untersuchungen

Im Rahmen der Vorarbeiten zur Zweiten Wiener Hochquellenleitung wurden zahlreiche Quellgebiete nicht nur an der Nordseite des Hochschwabgebiets, sondern bis in das Ennstal bzw. an die Nordseite des Toten Gebirges untersucht und schließlich wurde der Fassung der Kläfferquellen bzw. den zahlreichen anderen Bereichen der Umgebung (Siebenbrunn, Brunngraben, etc.) der Vorzug gegeben (BERGER, 1901; N.N., 1910). Erwähnenswert ist in diesem Zusammenhang, dass sogar bis in das Grimminggebiet auf steirischer Seite bzw. bis zum Piessling-Ursprung auf der Nordseite des Warscheneckgebietes erkundet wurde. Letzterer wurde aufgrund seiner beeindruckenden Ausbildung und Wassermenge sogar in die engere Wahl gezogen. In einer 7-jährigen Periode wurden etwa 50 Quellen im Hochschwabgebiet sowie auch außerhalb davon Gelegene beobachtet und z.T. ihre Schüttung und Temperatur gemessen und die Auswahl zur Fassung auf Basis der gewonnenen Daten getroffen.

¹ Für den Literaturhinweis sei an dieser Stelle Herrn Mag. V. Weißensteiner, Landesverein f. Höhlenkunde i. d.Stmk., gedankt.

Mehr kompilatorischen Charakter hat die Arbeit von HOFFER (1906) über „Unterirdisch entwässerte Gebiete der nördlichen Kalkalpen“, in der er die damals bestehende Literatur zum Teil ausführlich exzerpiert, zum Teil auch starke Anleihe an vorliegenden Gutachten (KITTL, 1902, 1904) zum Bau der Zweiten Wiener Hochquellenleitung nimmt. Die schon von KITTL (1902) entworfenen Detailskizzen des Sieben-See-Gebietes wurden später durch TRAUTH (1948) reproduziert und mit weiteren Details ergänzt. Die durch Wasserspiegelabsenkungen zu Tage tretenden zusätzlichen Quellaustritte in den Uferbereichen der einzelnen Seen führten schon zu einer detaillierten Vorstellung über die hydrographischen Zusammenhänge dieses Bereiches.

Untersuchungen in anderem Zusammenhang (Geschiebeherdkartierungen) führten auch zwangsläufig zur Kenntnisnahme von Karstwasseraustritten, wie die Arbeit der ENNS-STUDIENKOMMISSION (1953), die wiederum die „Schwarze Lacken“ bei Eisenerz als „Neustücklquelle“ für die lokale Wasserversorgung als bemerkenswert fand. Auch in STINY (1925, 1933) wurde diese Quelle als lokaler Wasserspender erwähnt.

Im Sommer 1960 erfolgte dann erstmals eine systematische Quellenaufnahme im Gesamtgebiet des Hochschwabmassivs (ZÖTL, 1961 a, b). Aufgenommen wurden insgesamt 380 Quellaustritte, von diesen die Schüttung entweder geschätzt oder gemessen, die Wassertemperatur gemessen und von 235 Austritten die elektrische Leitfähigkeit als Maß der Gesamtmineralisierung sowie von 138 Quellen die Gesamthärte, die Karbonathärte und der Sulfatgehalt bestimmt. Damit war ein Überblick gewonnen und eine Grundlage für weiterführende Untersuchungen geschaffen.

Wegen der Bedeutung der Wasserressourcen des Hochschwabgebiets nicht nur für die Wiener Wasserversorgung, sondern auch für zahlreiche steirische Gemeinden und auch im Hinblick auf eine Versorgung des Großraumes Graz wurde mit 10. 03. 1969 durch den Steiermärkischen Landtag der Beschluss zu einer genauen Aufnahme der steirischen Wasservorräte gefasst (FABIANI, 1980 a). Begonnen wurde im Bereich des Hochschwabgebiets insbesondere auch deswegen, weil durch die Stadt Wien beabsichtigt war, beim Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft eine Rahmenverfügung bzw. Schongebietsverordnung zu beantragen. Entsprechende Vorstellungen dazu wurden in Schutzgebietsentwürfen vorgelegt (GATTINGER, 1970). Um bei allfälligen bevorstehenden Verhandlungen die steirischen Interessen wahren zu können, wurde mit 12. 01. 1971 der Wasserverband Hochschwab-Süd ins Leben gerufen, der damals 27 steirische Gemeinden einschließlich der Stadt Graz umfasste und damit etwa 400.000 Einwohner vertrat. Vom Verband wurde dann ebenfalls eine Rahmenverfügung für den südlichen Teil des Hochschwabs beantragt. Schließlich konnte mit 29. 07. 1973 eine sowohl Wiener als auch steirische Interessen berücksichtigende Verordnung zum Schutze der Wasservorkommen mit vorzugsweiser Widmung zur Trinkwasserversorgung im Bundesgesetzblatt (BGBl. Nr. 345/1973) kundgemacht werden.

In einem 10-jährigen Untersuchungsprogramm wurden die Quellen der Hochschwab-Süd-, Südost- und Nordwestseite völlig neu aufgenommen und ein systematisch aufgebauter Quellenkataster erstellt. An allen wichtigen Fließgewässern, vor allem in den sogenannten Hoffnungsgebieten (Leopoldsteiner See – Seeau, Tragößtal, Ilgner Tal und Seegraben) wurden zum Teil Schreibpegel errichtet. Gleichzeitig damit verbunden war auch ein karstmorphologisch-speläologisches, ein meteorologisches, ein hydrochemisches und isopenhydrologisches Beobachtungsprogramm, geophysikalische Untersuchungen, das Niederbringen von Erkundungsbohrungen sowie Pumpversuche und einzelne geologische Detailaufnahmen (FABIANI et al., 1980; FABIANI, 1980 a, b, c; SCHMID et al., 1980; MEIDL et al., 1980), woraus schließlich das endgültige Konzept der Wasserversorgung aus dem südlichen Hochschwabbereich entstand (BERNHART, 1980). Mit der Erschließung für die Trinkwassernutzung der anliegenden Gemeinden, der Stadt Graz und nach Durchleitung durch den Plabutschunnel mit Anschlussmöglichkeiten an weitere südwärts gelegene Gemeinden bzw. als Reserve für die unter Wassermangel leidende Oststeiermark konnte dieses Konzept weiter entwickelt werden.

Im Nordteil des Hochschwabgebiets wurden ähnlich wie beim Programm der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung durch das Speläologische Institut, Wien, für den Wasserwirtschaftskataster beim Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft an ausgewählten Quellen Dauerbeobachtungen mit

Schüttungen, Wassertemperatur, Gesamthärte, Nichtkarbonathärte und Tritium durchgeführt (BAUER, 1974).

Am Beginn der 1990er Jahre wurde von der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung im Rahmen der Bund-Bundesländer-Kooperation ein Untersuchungsprogramm zur detaillierteren Erkundung von Wasservorräten des Raumes Leopoldsteiner See – Seeau – Pfaffingplateau begonnen (STROBL, 1992; STROBL & ZOJER, 1992, 1993, 1995). Dazu wurden in einer 3-jährigen Untersuchung ausgewählte Quellen zwischen Wasserboden, Fobistal und Erzbach einer hydrologischen, hydrochemischen und isopenhydrologischen Detailbeobachtung unterzogen, wobei einzelne wichtige Beobachtungsstellen schon mit Datensammlern zur Messung von Wasserstand, elektrischer Leitfähigkeit und Wassertemperatur ausgerüstet werden konnten. Erstmals konnte auch eine statistische Verteilung der Ca-Mg-Verhältnisse der Triaskarbonate kartenmäßig dargestellt werden. Auf Basis der gewonnenen hydrogeologischen Daten konnte weiter erhärtet werden, dass die allgemeine Entwässerung des westlichen Hochschwabgebietes überwiegend Richtung Hinterseeau – Leopoldsteiner See erfolgt. Nutzungsmöglichkeiten ergaben sich, wie auch schon nach den Untersuchungen der 1970er Jahre vermutet worden war, vor allem im Bereich des mächtigen Aquifers in der Seeau mit Ergiebigkeiten bei Pumpversuchen von an die 200 l/s.

Bohrungen und geophysikalische Untersuchungen

Im Zuge des Untersuchungsprogramms der 1970er Jahre wurden in den glazial übertieften Tälern der Hochschwab-Süd- und -Westseite zahlreiche Bohrungen zur Erkundung der Talfüllungen auf ihre Grundwasserführung niedergebracht sowie weitere Bohrungen für Pumpversuche abgeteuft. Dabei hat sich gezeigt, dass z.B. im Bereich der Seeau des Leopoldsteiner Sees Taltiefen bis zu 160 m unter GOK (vermutlich auch darüber) auftreten und auch im Tragösser Tal und Ilgner Tal um die 200 m Tiefe erreicht werden. Bohrungen im Seegraben unterhalb von Seewiesen erbrachten Tiefen bis zum Anstehenden von etwa 80–90 m, wobei in allen diesen Bereichen in einzelnen Horizonten Seetoneinschaltungen Stauhohizonte im vorgelagerten Bereich anzeigten (FABIANI, 1980 b, c). Ergänzt wurden diese Untersuchungen auch durch geophysikalische Erkundungen (SCHMID et al., 1980)

Wenig untersucht ist hingegen das Erzbachtal vom Ortsteil Münichtal abwärts. Beispielsweise wurden bei Baugrunderkundungen zum Kleinkraftwerk Erzbach Bohrungen im Lockersediment lediglich auf etwa 15 m abgeteuft. Interessant wäre – auch zur besseren Beurteilung der quartären Eintiefung – der Bereich um die Schwarze Lacken, da der heutige Austritt durch die anlagernden Sedimente um etliche Meter höher liegt als der Ursprüngliche. Man kann davon ausgehen, dass unmittelbar vor dem Austritt eine Taltiefe von mindestens 20 m besteht.

Auf der Nordseite des Hochschwabgebiets bestanden schon zu Zeiten der Untersuchungen SCHINZELS (SCHINZEL, 1958) Bohrungen im Bereich der Kräuterbrunnquellen. Später wurden zusätzliche Bohrungen (u.a. die Bohrung Wildalpen 1 mit einer Tiefe von ca. 70 m) in dem zwischen der Bergflanke der Kräuterin und der Salza liegenden Geländeabschnitt abgeteuft und Bohrlochmessungen durchgeführt. Refraktionsseismische Messungen erbrachten für diesen Bereich Sedimentmächtigkeiten bis zu etwa 60 m (SCHMID, 1995).

Markierungsversuche

Inwieweit Markierungsversuche – als hydrogeologische Spezialmethodik – im Hochschwabgebiet schon vor 1940 durchgeführt wurden, konnte bislang nicht geklärt werden. Mit den unten angeführten Versuchen wird daher keine Vollständigkeit angestrebt, sondern diese beispielhaft für die Lösung bestimmter Fragestellungen angeführt. In den meisten Fällen wird dabei versucht, Detailfragen der unterirdischen Entwässerung zu klären. Darüber hinaus muss auch in Erinnerung gerufen werden, dass die Ergebnisse dieser Versuche streng nur für einen bestimmten Geländeabschnitt unter gegebenen hydrometeorologischen Verhältnissen Gültigkeit haben und Schlussfolgerungen daraus selbstverständlich alle übrigen Beobachtungen und Erkenntnisse der verschiedenen Fachdisziplinen mit-

einschließen müssen. Markierungsversuche wurden überhaupt vielfach als Allheilmittel betrachtet, um unterirdische Karstwasserzusammenhänge zu klären, doch ohne ausreichende hydrogeologische Vorklärung war in manchen Fällen ein Misserfolg schon vorprogrammiert. Im Folgenden werden einzelne Versuche in ihrer chronologischen Abfolge angeführt.

Nicht unmittelbar zum Hochschwabmassiv aber doch im Zusammenhang mit der Klärung der unterirdischen Entwässerung in Randbereichen steht der Markierungsversuch vom 07.–14. 12. 1941 (SCHINZEL, 1958) mittels Uranin im Bereich der Kräuterbrunnquellen, um zu klären, inwieweit diese auch Salzwasser führen. Ein Salzaeinfluss konnte nicht ausgeschlossen werden.

Im Westteil des Hochschwab-Massivs soll Anfang August 1959 anlässlich der höhlenkundlichen Vorstöße im sogenannten Böse-Mauer-Schacht (Österr. Höhlenverz. Nr. 1742/12) ein „Färbungs- und Chlorierungsversuch“ durch eine Gruppe von Eisenerzer, Wiener und französischen Höhlenforschern durchgeführt worden sein, der den Zusammenhang mit den großen Karstquellen der Hinterseeau erbracht haben soll (M.F., 1959). Leider konnten darüber bislang keine Unterlagen und näheren Details dazu ausfindig gemacht werden. Die Hinterseeauquellen werden aufgrund ihrer Position und Dargebotsgröße als Hauptaustritte der Höhengewässer des ausgedehnten Frauenmauer-Langstein-Höhlensystems (Österr. Höhlenverz. Nr. 1742/1) vermutet.

Im Zuge der beginnenden systematischen hydrogeologischen Untersuchungen in den 1960er Jahren im Auftrag des Referates für wasserwirtschaftliche Rahmenplanung des Amtes der steiermärkischen Landesregierung wurde zur Klärung des Zusammenhangs zwischen Pfarrerlacke – Grüner See – Kreuzteiche im Tragößtal auf der Hochschwab-Südseite ein Markierungsversuch durchgeführt (Einspeisung von 5 kg Uranin am 27. 05. 1968), der einen Tracertransport im Grundwasserstrom über die gesamte Talbreite mit Abstandsgeschwindigkeiten bis zu 40 m/h erbrachte (FABIANI, 1980 b).

Einer Anregung Prof. THURNERS (TURNER, 1967) folgend erstellte Prof. ZÖTL im Jahre 1968 ein Programm für einen großangelegten Markierungsversuch zur Klärung der großräumigen Karstwasserzusammenhänge im Hochschwab (ZÖTL, 1968). Basis waren die bis dahin verfügbaren geologischen Grundlagen, hydrogeologische Quellenaufnahmen und hydrochemische Übersichtsbeprobungen durch ZÖTL (1961 a, b). ZÖTL regte auch umfangreiche isotonenphysikalische Untersuchungen der Quellwässer zur besseren Abschätzung der Lage ihres jeweiligen Einzugsgebietes an. Sämtliche damals verfügbaren Tracer (gefärbte Sporen, Fluoreszenzfarben, Salze und aktivierungsanalytische Tracer) sollten an 10 verschiedenen über das Gesamtgebiet verteilten Einspeisestellen zum Einsatz kommen. Mehr als 120 Entnahmestellen waren vorgesehen. Das Programm wurde in diesem Umfang – auch aus Kostengründen – nie realisiert, sondern nur hydrochemische und Isotopen-Untersuchungen beauftragt, und auch diese nur zum Teil und nicht im vorgesehenen Umfang. Eine generelle Klärung mittels Markierungsversuchen hinsichtlich der Einzugsgebiete der größeren Wasserspender ist bis heute ausständig. Dies betrifft insbesondere eine bessere Abgrenzung des Einzugsgebietes der Kläfferquelle und die unterirdische Wasserscheide zum Entwässerungssystem des westlichen Hochschwabgebiets.

Im Zuge eines geplanten Doppel-Sesselliftprojektes von Seewiesen in den Bereich des Ostgipfels der Aflenzler Staritzen wurden Gutachten (TURNER, 1971 a, b) eingeholt, vor allem hinsichtlich eines dadurch entstehenden Kontaminationsrisikos der Zweiten Wiener Hochquellenleitung. Im Zuge dieser Planungen wurde schließlich durch Prof. TURNER am 07. 08. 1971 ein Markierungsversuch mit Einspeisung von Uranin (Menge unbekannt) in eine Schwinde westlich der geplanten Bergstation durchgeführt. Beobachtet wurden nur Quellen im Raum Seewiesen und Gollrad, da aufgrund geologischer Argumente laut TURNER eine Verbindung zu anderen Austritten, z.B. in das Salztal, nicht möglich sei. Da das Ergebnis dieses unzureichend dokumentierten Versuches angezweifelt wurde, wurde auf Anregung und Gutachten von ZÖTL (1971) das damalige Speläologische Institut unter F. BAUER (BAUER, 1971 a, b) beauftragt, einen weiteren Versuch fachgemäß durchzuführen. Insgesamt wurden in zwei Schwinden je 5 kg Uranin bzw. Sulforhodamin G eingebracht und die wesentlichen Quellen und Oberflächengerinne des östlichen Hochschwabgebiets beobachtet. Schon in den Blindproben an der Kläfferquelle konnte im September 1971 Uranin nachgewiesen werden, was von BAUER dem Versuch

von THURNER zugeordnet wurde. Die Eingabe durch Bauer erfolgte erst am 27. 11. 1971. Tracernachweise erfolgten nur an der Kläfferquelle (BAUER, 1972). Damit konnte erstmals ein weiträumiger Ost-West-Transport entsprechend den strukturgeologischen Gegebenheiten nachgewiesen werden.

Die Arbeiten im Auftrage der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung der Steiermark konzentrierten sich auf den südlichen Bereich des Hochschwab und vornehmliches Ziel war, geeignete Entnahmeorte oder -bereiche zu finden, seien es Quellen oder Grundwasseraufschlüsse. Im Bereich Seewiesen wurde daher vom 17. 08. 1976 – 23. 08. 1976 ein Markierungsversuch zur Klärung der Grundwasserströmungsverhältnisse in der Talfüllung mit Uranin durchgeführt (ZOJER, 1976; FABIANI, 1980 c).

Lange nach Abschluss dieses umfangreichen Untersuchungsprogrammes der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung und längst nach Inbetriebnahme der Förderbrunnen im Ilnertal fanden weitere Markierungsversuche zu Klärung von Detailfragen statt, insbesondere zur Frage des Kontaminationsrisikos der Brunnenanlagen der Zentralwasserversorgung Hochschwab Süd – ZWHS) aus dem Bereich Bodenbauer und aus den angrenzenden Talflanken.

1989 wurde untersucht, welches Gefährdungspotential durch den im Entnahmebereich der Zentralwasserversorgung Hochschwab Süd jedes Frühjahr auftretenden temporären Schmelzwassersee gegeben wäre (HARUM, 1990).

Im März 2001 erfolgte durch Eingabe von Uranin im temporären See mehr oder weniger eine Wiederholung des Versuches von 1989, jedoch unter Einbeziehung parallel dazu durchgeführter mikrobiologischer Untersuchungen, während im April desselben Jahres die Eingabe von Eosin die Klärung der Infiltrationsbedingungen im östlich angelehnten Schwemmfächer zum Ziel hatte. Der in diesem Bereich den Schwemmfächer infiltrierende Ochsengrabenbach fällt sogar zeitweise völlig trocken. Ergebnis war, dass es sich offensichtlich um sehr mächtige Schwemmfächerbildungen mit einer ebenso mächtigen ungesättigten Zone handelt, da seit dem Jahre 2001 in der talauswärts gelegenen Kammerhoferquelle in Aktivkohlen der Tracer nachzuweisen ist, d.h. schon mehr als 8 Jahre (STADLER & BENISCHKE, 2006; STADLER et al., 2006).

Im Zuge neuerer höhlenkundlicher Untersuchungen (SEEBACHER, 2007) an der Schwarzen Lacken (Österr. Höhlenverz. Nr. 1741/6) bei Eisenerz konnten im Rahmen des höhlenkundlichen Forschungsprojekts „Aquarius“ Siphone durchtaucht und unterirdisches Neuland erkundet werden. Ein kleiner Markierungsversuch mit Eingabe von Uranin (25. 06. 2001) im Bereich der Auftauchstelle des 1. Siphons zeigte wegen weitgehender Stagnation im Siphonbereich nur eine sehr langsame Wiederausbringung. Weitere Nebenquellen den Erzbach aufwärts blieben während der gesamten Versuchszeit negativ.

Neuere hydrogeologische Untersuchungen im Hochschwabgebiet

Allgemeines

Neben den größeren Projekten des Instituts für WasserRessourcenManagement (vormals Institut für Hydrogeologie und Geothermie) der Joanneum Research Forschungsgesellschaft

- Hydrogeologie Zeller Staritzen 1992–1997
- Hydrogeologie Hochschwab 1995–2006

wurden im Bereich Hochschwab Süd noch weitere regionale Untersuchungen im Auftrag der ZWHS (Zentralwasserversorgung Hochschwab Süd) durchgeführt, wobei hier aus den isotopehydrologischen Untersuchungen zitiert wird.

Bei den großräumigen Untersuchungen am Hochschwab kommt dem Projekt „Zeller Staritzen“ eine Schlüsselstellung zu. Es stellt den Einstieg der Stadt Wien in die neueren systematischen Untersuchungen der Wasserressourcen des Hochschwabgebiets dar und formulierte auch die methodischen Grundlagen der hydrogeologischen Untersuchungen, auch für das Anschlussprojekt „Hydrogeologie Hochschwab“. Es wurde von der Stadt Wien unter Federführung von Senatsrat Dipl.-Ing. Franz Laaha initiiert und im Gesamtumfang von der Stadt Wien finanziert.

Das Anschlussprojekt wurde, mit ähnlichen Projektzielen, nunmehr jedoch über die so genannte Bund-Bundesländer-Kooperation abgewickelt. Die Länder Steiermark und Wien sowie das Wissenschaftsministerium teilten sich die Finanzierung.

Die oben angeführte Projektdauer darf nicht darüber hinwegtäuschen, dass die geplante Projektdauer nur 5 Jahre betrug, sich im Laufe der Jahre längere Finanzierungslücken ergaben und in der Finalisierungsphase die Finanzierung durch den Bund vollständig ausblieb.

Projektziele

Zeller Staritzen

Ziel dieses mehrjährigen Projekts war die Erfassung des Wasserhaushaltes der Zeller Staritzen für eine Optimierung der Bewirtschaftung unter Erhaltung des ökologischen Gleichgewichtes.

Dies erforderte

- die Untersuchung der Einzugsgebiete der drei gefassten Quellen (Pfannbauerquelle, Höllgrabenquelle, Brunngrabenquellen) im Arbeitsgebiet und Festlegung der Einzugsgebietsgrenzen,
- Berechnungen der Speichervolumina,
- Berechnung der mittleren Leerlaufzeiten einzelner Speicher,
- Auswertung von Isotopenuntersuchungen zur Berechnung der mittleren Einzugsgebietshöhen und Verweilzeiten,
- sowie die Ermittlung der Auslaufkoeffizienten.

Darauf aufbauend kann in Zusammenschau mit den Ergebnissen der karstmorphologischen Kartierung eine erste Ausweisung von besonders schützenswerten Gebieten innerhalb der einzelnen Einzugsgebiete erfolgen.

Dieses umfassende Projektziel soll durch Realisierung einzelner Projektphasen erreicht werden. Die einzelnen Projektphasen sind innerhalb der drei Teilbereiche

- Geologie
- Morphometrie/Morphogenese
- Hydrologie

miteinander verknüpft.

Im Arbeitsprogramm Geologie musste noch auf die Kompilation vorhandener, älterer Unterlagen gesetzt werden (SPENGLER, 1926), da zu diesem Zeitpunkt leider noch keine Koordination zwischen den hydrogeologischen Arbeiten und den neuen Kartierungen der Geologischen Bundesanstalt erfolgen konnte. Bei der Berichtslegung im Jahre 1997 standen jedoch bereits moderne geologische Karten in Teilbereichen zur Verfügung (MANDL et al., 1994, 1995) und konnten somit eingearbeitet werden.

Im Bereich Morphometrie/Morphogenese wurde vor allem die Analyse eines Digitalen Geländemodells (DTM) zur Erstellung eines Abflussspenden-Höhenmodells in den Vordergrund gestellt. Karstmorphologische Kartierungen, besonders auf den Hochflächen der Zeller Staritzen, überschritten sich zeitlich mit der Erstellung der Karstverbreitungs- und Karstgefährdungskarte Hochschwab (PAVUZA, Dez. 1995). Mittlerweile liegt eine entsprechende Übersichtsarbeit zur Karstgefährdungsthematik im Hochschwab (FINK et al., 2005) und weiterführende karstmorphologische Auswertungen (PLAN & DECKER, 2006) vor.

Den Schwerpunkt der Arbeiten stellte naturgemäß die hydrologische und hydrogeologische Arbeit dar. Diese seien hier schlagwortartig, ohne Anspruch auf Vollständigkeit, angeführt: Aufbau von hydrologischen Messstationen, Auswahl eines Beprobungsnetzes für chemische und isotopehydrologische Untersuchungen, Abflussmessungen, Erstellung von Schlüsselkurven, Ereignisbeprobungen, Erstellung eines Abflussspenden-Höhenmodells, Erstellung von hydrologischen Zeitreihen.

Es war der Aufbau eines hierarchischen Messstellennetzes (mehrere Ausbauphasen, unterschiedliche Ausstattung und Parameterumfang) geplant, die möglicherweise notwendige Durchführung eines

Markierungsversuchs in besonders wichtigen Teilgebieten nach Ausschöpfung aller anderen zur Verfügung stehenden hydrologischen Methoden wurde bereits im Antrag ins Auge gefasst.

Hochschwab

Im Rahmenantrag zum Projekt aus der Bund-Bundesländer-Kooperation aus dem Jahr 1994 wurden die Projektziele bereits in quantitative und qualitative Aspekte unterteilt, um dem Schutzgedanken breiteren Raum zu lassen.

Die wichtigsten Ziele beider Aspekte im Überblick:

Quantitative Aspekte

- Erfassung der Wasserreserven des gesamten Hochschwabmassivs zur Optimierung der Nutzung dieser Ressourcen unter Berücksichtigung ökologischer Aspekte.
- Abgrenzung von Quelleinzugsgebieten bei verschiedenen hydrologischen Bedingungen.
- Erfassung der Wasserzirkulation in den jungen Talfüllungen, Untersuchung der Karstwasserdynamik.

Qualitative Aspekte

- Ausweisung von Bereichen besonderer Verletzbarkeit der Karstwasservorräte.
- Erarbeitung von Schutzzonen unterschiedlicher Priorität aufgrund vorhandener Gefährdungspotentiale
- Empfehlungen für Nutzungsarten und -beschränkungen.
- Erarbeitung von einzugsgebietsrepräsentativen Parametern hinsichtlich Trübung und Schwebstoffführung an ausgewählten Quellen mit unterschiedlichen Nutzungsarten in den jeweiligen Einzugsgebieten.

Die geologischen Grundlagen stellten sich für dieses Projekt wesentlich verbessert dar, wobei mit der Geologischen Bundesanstalt eine sehr gute Koordination und Kooperation der beiden nun parallel laufenden Projekte, nämlich der geologischen Kartierung und der hydrogeologischen Arbeiten, entstand.

Weitere geologische (DECKER & REITER, 2001) und speläologische Arbeiten (PLAN, 2002) wurden ebenfalls im Rahmen der Karstforschung der Stadt Wien durchgeführt und standen für die hydrogeologischen Arbeiten zur Verfügung.

Es ist mir in diesem Zusammenhang ein besonders Bedürfnis, die Möglichkeiten zur interdisziplinären Zusammenarbeit, die innerhalb des Karstforschungsprogramms der Stadt Wien gegeben waren, nochmals hervorzuheben. Die damit ermöglichten Forschungspartnerschaften können durchaus als zukunftsweisend betrachtet werden.

Fallbeispiele hydrogeologischer Untersuchungen

Beispielhaft seien hier nun zwei Arbeitsmethoden mit ihren Ergebnissen dargestellt, jeweils aus einem der beiden erwähnten Projekte.

Die Erstellung eines Abflussspenden-Höhenmodells wurde im Projekt „Zeller Staritzen“ durchgeführt. Es soll vor allem deshalb hier dargestellt werden, da es sehr gut den damaligen methodischen Ansatz repräsentiert und somit auch deutlich die methodischen Entwicklungen im Bereich der hydrogeologischen Arbeiten auf dem Gebiet der Regionalisierung und Modellentwicklung darstellt.

Das zweite Fallbeispiel stammt aus dem Gebiet der Isotopenhydrologie und wird hier vor allem dargestellt, da es gebietsspezifische Besonderheiten zeigt, die zu diskutieren sind.

Die Entwicklung des Abflussspenden-Höhenmodells für die Zeller Staritzen

Ausgangslage und Problemstellung

Die Erfassung der Speicher- und Abflussdynamik des Arbeitsgebietes Zeller Staritzen und Gutenbrand wurde in den Arbeitsprogrammen als wichtiger Schritt zur Abgrenzung von Einzugsgebieten der Quellen der Wiener Hochquellenleitung bzw. von Zonen unterschiedlicher Verletzbarkeit und/oder Schutzwürdigkeit dargestellt.

Als Methode zur Erstellung eines einzugsgebietsspezifischen Modells, in dem sowohl morphometrische, morphogenetische, hydrogeologische und meteorologische Basisdaten Einfluss finden können, wurde das Abflussspenden Höhenmodell gewählt. Dieses am Institut entwickelte Modell ermöglicht durch entsprechende Weiterentwicklungen auch die jeweils beste Anpassung an die im Arbeitsgebiet angetroffenen Bedingungen und die Einbeziehung neuester infrastruktureller Einrichtungen, wie sie der Einsatz von Online-Messsystemen darstellt.

Bei der Erstellung des Arbeitskonzepts war davon ausgegangen worden, dass die Erarbeitung eines entsprechenden Modells innerhalb des Arbeitsgebietes möglich ist. Nach den ersten Auswertungen hydrologischer und hydrogeologischer Daten zeigte sich jedoch, dass sich dies innerhalb des engeren Arbeitsgebietes (Zeller Staritzen, Gutenbrand) nicht mit der gewünschten Genauigkeit und Fehlerbreite bewerkstelligen lässt. Das Bezugsgebiet für das Abflussspenden-Höhenmodell wurde daher erweitert. Einbezogen wurden alle Teileinzugsgebiete des Aschbachs bis Gußwerk, das Einzugsgebiet der Salza bis Gußwerk, Teileinzugsgebiete und nördliche Zubringer der Salza zwischen Gußwerk und Weichselboden sowie das Einzugsgebiet des Radmerbachs bis Weichselboden (siehe Abb. 1).

Methodische Grundlagen des Modells, Anwendung und Adaptierung für das Arbeitsgebiet

Die Höhenabhängigkeit des Niederschlags bildet den Ausgangspunkt zur Entwicklung des Abflussspenden-Höhenmodells. Aus dieser Abhängigkeit ergibt sich auch eine Höhenabhängigkeit des Abflusses. Diese Abhängigkeit des Abflusses ist jedoch kein direktes Abbild der Niederschlagsverteilung und dessen Höhenabhängigkeit, sondern inkludiert bereits viele naturräumliche Gegebenheiten wie Exposition, Vegetation, Speicherkenngrößen und vieles mehr. Es werden daher im Abflussspenden-Höhenmodell die Abflüsse in Beziehung zur mittleren Seehöhe und der Fläche der orographischen Einzugsgebiete gesetzt. Durch die Auswahl von „Eichgebieten“ und den Vergleich mit den gemessenen bzw. errechneten Daten aller einbezogenen Gebiete lassen sich zum einen gebietsübergreifende Entwässerungen feststellen, zum anderen aber auch Einzugsgebietsflächen berechnen. In Verbindung mit den errechneten mittleren Seehöhen der Einzugsgebiete einzelner Quellen (Isotopendaten), kann auch eine Höhenkorrektur dieser so berechneten Flächen durchgeführt werden.

Im vorliegenden Fall wurde in dieses Modell auch eine Niederschlagskorrektur entsprechend der Lage der Einzugsgebiete bezüglich der Nordstau-Exposition eingefügt.

Innerhalb des engeren Arbeitsgebietes sind die wichtigsten Quellaustritte mit entsprechenden Datensammlern und die das engere Arbeitsgebiet begrenzenden Oberflächengerinne (Aschbach, Radmerbach und Salza) mit Pegelschreibern ausgerüstet. Diese Messungen wurden ebenfalls bei der Modellerstellung berücksichtigt.

An den in Abb. 1 dargestellten Messstellen (sowohl jenen der Dauerbeobachtung als auch jenen der Niedrigwasserabflussmessungen) wurden 1992 bis 1994 Niedrigwasserabflussmessungen durchgeführt.

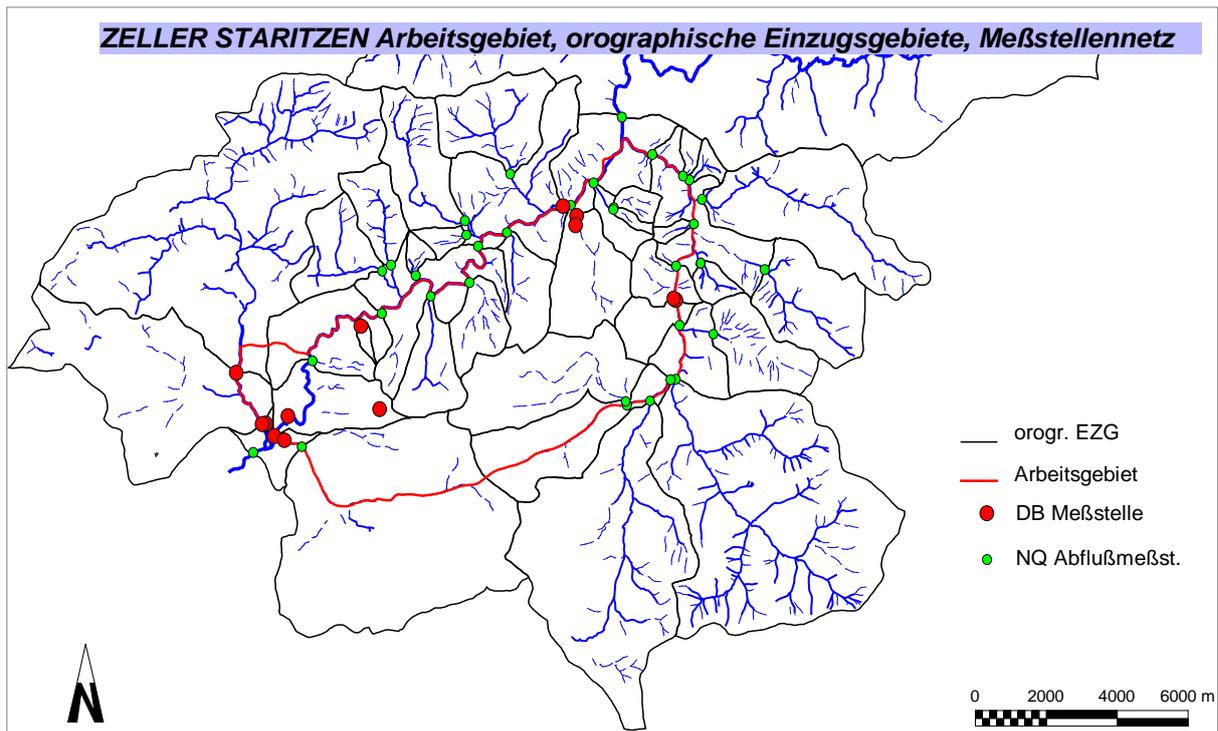


Abb. 1: Arbeitsgebiet Zeller Staritzen, Erweiterungen zur Erstellung des Abflussspenden-Höhenmodells.

NQ-Abflußmeßstelle: Abflussmessstelle zur Niedrigwasserabflussmessung;

DB-Meßstelle: Messstelle im Dauerbeobachtungsprogramm;

orogr. EZG: Grenzen der orographischen Einzugsgebiete.

Modellaufbau

Wie bereits weiter oben erwähnt, konnte das Modell nicht innerhalb des Arbeitsgebiets entwickelt werden. Grund dafür sind im Wesentlichen die starke Verkarstung des Gebiets, die tektonische Zerlegung und der Plateaucharakter der Zeller Staritzen, die eine genügend genaue Ausarbeitung der Abflussspenden-Höhenbeziehung nicht erlaubten.

Nach der ersten Abflussmesstour im Oktober 1993 wurden aufgrund dieser Niedrigwasserwerte die „Kalibrationsgebiete“ ausgewählt (siehe Tab. 1). Eine Verifizierung, ob hier wirklich Einzugsgebiete vorlagen, bei denen das orographische mit dem tatsächlichen Einzugsgebiet übereinstimmt, wurde aufgrund der geologischen Gegebenheiten und mittels Geländebegehung durchgeführt.

Nummer	Hierarchie	Name	Sh mitt	q mitt
34	S.3.1.1.6.1	Halsgraben	890	7.35
32	S.3.1.1.6.3	Oischinggraben	1139	13.65
33	S.3.1.1.6.2	Moosbach	1153	12.73
27	S.4.1.3	Falbersbach	1196	9.55
35	S.3.1.1.5	Gschödringgraben	1356	10.51
37	S.3.1.1.3	Lärchkogelgraben	907	3.27
25	S.4.1.5	Gerstbrenngraben	989	3.98

Tab. 1: Bezugsgebiete des Abflussspenden-Höhenmodells.

Niederschlagsverhältnisse, Stationen

Die Einbeziehung von Niederschlagsdaten zur Interpretation des Abflussgeschehens im Arbeitsgebiet musste vor allem die Abhängigkeit der Niederschlagsverteilung von der Seehöhe und die Abhängigkeit von der Exposition erfassen.

Für das Arbeitsgebiet relevante Stationen sind Wildalpen (610 m), Weichselboden (680 m), Brunngraben (710 m), Mariazell (875 m) und Gollrad (920 m). Es handelt sich dabei ausschließlich um Talstationen.

Es wurde daher versucht, durch Einbeziehen der Station „Schiestlhaus (2153 m)“ die Höhenabhängigkeit der Niederschlagsverteilung erfassen zu können. Die Station „Edelboden“ konnte zum damaligen Zeitpunkt noch nicht einbezogen werden, da keine längeren Datenreihen (wenigstens über den Beobachtungszeitraum) vorliegen.

Für die Station „Schiestlhaus“ konnten jedoch weder durch Korrelation der Tagesniederschläge über das gesamte Jahr noch durch die Korrelation einzelner Jahreszeiten reproduzierbare Beziehungen zu den Talstationen hergestellt werden. Insgesamt war auch die Jahresniederschlagssumme deutlich zu niedrig. Datengrundlage bildeten demnach die Talstationen Wildalpen, Weichselboden und Brunngraben, die von den Wiener Wasserwerken betreut werden und die Stationen Gollrad und Mariazell, deren Bewertung hier diskutiert wird.

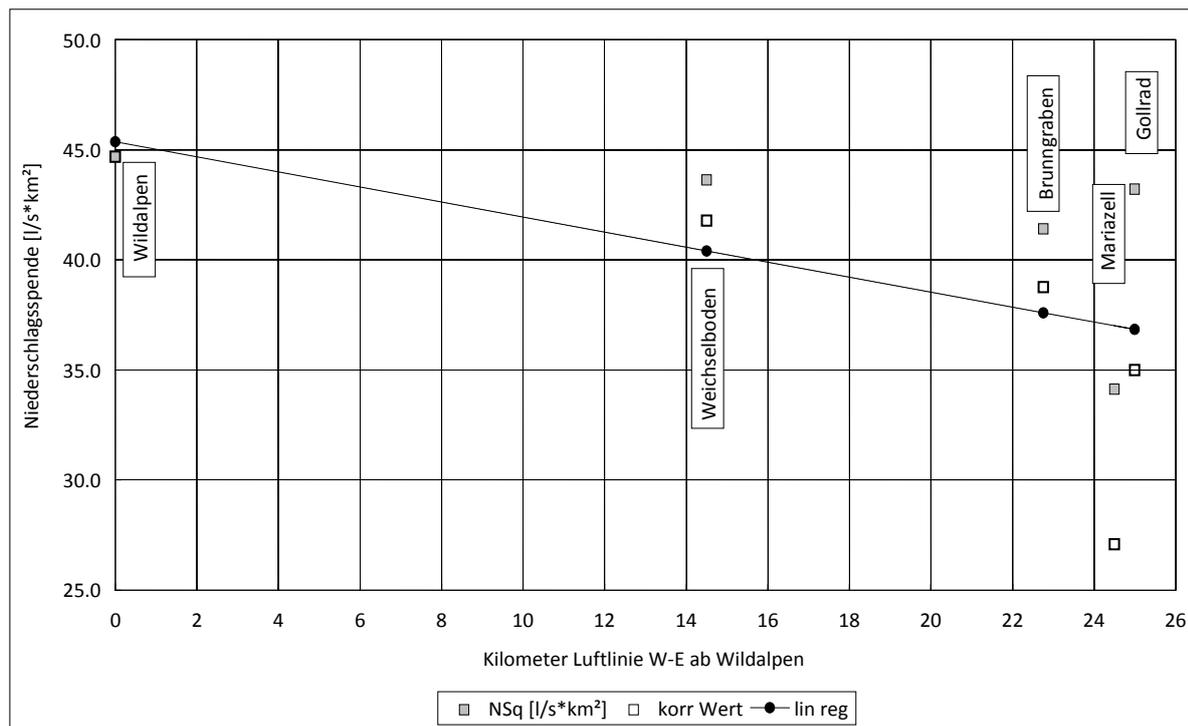


Abb. 2: Niederschlagsspenden in Abhängigkeit der W–E-Entfernung (Luftlinie) ab Wildalpen und korrigierte Werte.

Im Abb. 2 sind nun die Niederschlagssummenspenden der erwähnten Stationen entlang eines W–E-Profiles aufgetragen.

Es lässt sich klar erkennen, dass die Beziehung zwischen den Stationen sehr stark von der Nordstau-lage geprägt ist und somit die Niederschlagsspendensummen nach Osten abnehmen, obwohl der Höhenunterschied zwischen Wildalpen und Gollrad mehr als 300 m beträgt.

Um dies auch in das Abflussspenden-Höhenmodell einfließen lassen zu können, wurden die Werte in einem iterativen Verfahren um die aus dem Modell errechnete Höhenabhängigkeit korrigiert und daraus eine W–E-Abnahme der Niederschlagsspenden errechnet. Die dadurch erhaltenen Werte sind inklusive der Regressionsgeraden ebenfalls in Abb. 2 dargestellt. Diese Korrektur schaltet die Höhenbeziehung der Niederschlagsstationen nicht gänzlich aus, sondern reduziert sie nur sehr deutlich, da in der berechneten Höhenbeziehung zwischen Abflussspende und mittlerer Seehöhe auch andere Faktoren enthalten sind.

Durch diese Korrektur wird das W–E-Gefälle der Niederschlagssummen noch deutlicher dargestellt. Für die Station Gollrad zeigt sich, dass sie demselben Niederschlagsregime wie die Stationen Wildalpen, Weichselboden und Brunngraben angehört, nämlich dem Regime, das deutlich von dem nach Osten hin abnehmenden Nordstau geprägt ist. Die Station Mariazell gehört einem anderen Niederschlagsregime an. Dieses ist deutlich geringer durch Nordstau-Niederschläge geprägt als die Stationen im Salztal.

Im Bereich der im Nordstau liegenden Stationen ergibt sich zwischen Wildalpen und Gollrad folgende lineare Beziehung:

$$y = -0.34091 * x + 45.35655 \quad \text{mit } r^2 = 0.86342$$

y ... korrigierte Niederschlagsspende

x ... W–E-Entfernung ab Wildalpen in km.

Die Abnahme der Niederschlagsspende von Westen (Wildalpen) nach Osten (bis Gollrad) beträgt demnach 0.34091 l/s*km² pro Kilometer (Luftlinie).

Ein wesentlicher Schritt der Modellanpassung war die Bewertung der Niedrigwasserabflussmessungen hinsichtlich ihrer Stellung bezüglich wichtiger gewässerkundlicher Hauptzahlen, die an unterschiedlichen Messstellen durch kontinuierliche Messwertaufzeichnungen ermittelt wurden. Der Einsatz von Datensammlern konnte in diesem Projekt erstmals in größerem Umfang erfolgen. Damit war es möglich, sehr genaue Werte zu ermitteln. Bezogen wurde das gesamte Modell auf jenen Wert, der laut WUNDT (1953) der mittleren Grundwasserneubildungsrate bzw. dem mittleren grundwasserbürtigen Abflussanteil entspricht (MoMNQT) und somit ein gutes Maß für die Vergleichbarkeit unterschiedlicher Einzugsgebiete darstellt, wenn dieser Wert auf Abflussspenden bezogen wird.

Nach Durchführung aller Modellanpassungsschritte ergab sich in den ausgewählten Bezugsgebieten folgende Beziehung von mittlerer Abflussspende (Mq) zur mittleren Seehöhe des Einzugsgebietes:

$$y = 0.02545898 * x - 7.06762496 \quad \text{mit } r^2 = 0.9296$$

y ... mittlere Abflussspende (Mq) in [l/s*km²]

x ... mittl. Seehöhe des tatsächlichen Einzugsgebietes in m ü.A.

Die sich daraus ergebende Zunahme der mittleren Abflussspende von etwa 2,5 l/s*km² pro 100 Höhenmeter ist ein für diese Gebiete realistischer Wert.

Diskussion der Abflussspendendifferenzen

Vergleicht man nun die Ergebnisse der Modellberechnungen mit den homogenisierten NQ-Messungen, erhält man ein Bild über die Verteilung der Gebiete mit überwiegender Grundwasserneubildung und von Gebieten mit Abflussüberschüssen. Bezogen auf Abflussspenden ist dies in Abb. 3 dargestellt.

Die breite Streuung zwischen Gebieten mit Abflussspendenüberschuss und -defizit ist als eindeutiges Indiz für die weitreichende Verkarstung anzusehen. Ergebnisse, wie das hier dargestellte Defizit im Einzugsgebiet des Radmerbachs (Rotmoosbach), erklären auch Ergebnisse aus anderen Projekten, hier betreffen sie das Einzugsgebiet der Kräuterbrunnquellen, die nördlich der Salza liegen. Defizite der nördlichen Teileinzugsgebiete des Gollradbachs weisen auf das Einzugsgebiet der Höllbachquellen hin. Dieses Ergebnis zeigt Abb. 4 als kartenmäßige Darstellung.

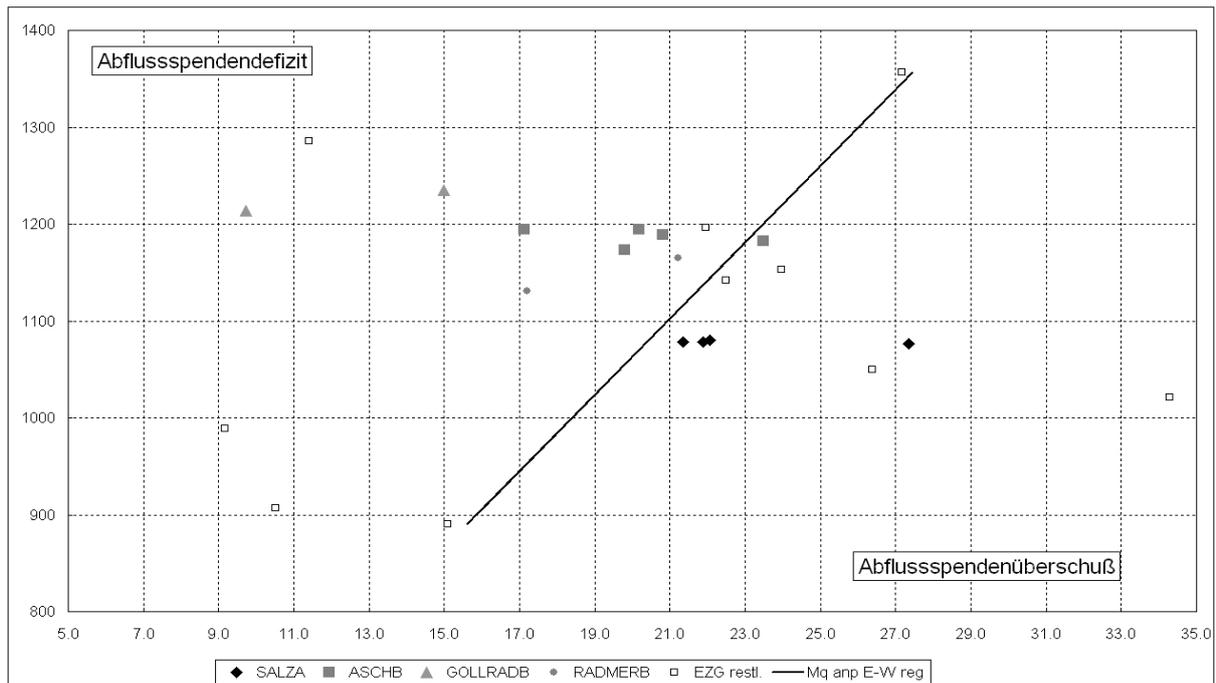


Abb. 3: Abflussspenden-Höhenmodell; Darstellung der Abflussspendensituation.

Mit Hilfe eines Abflussspenden-Höhenmodells ist es also möglich, Auswirkungen der Verkarstung auf Basis orographischer Einzugsgebiete darzustellen und damit wichtige Hinweise auf die Einzugsgebiete einzelner Quellen in verkarsteten Gebieten zu erhalten.

Es sei hier nochmals darauf hingewiesen, dass diese Untersuchungen vor mehr als 15 Jahren beendet wurden und die Darstellung dieser Methoden eine Darstellung des Stands der wissenschaftlichen Untersuchungen dieser Zeit darstellen. Als besonders interessant wäre ein Ergebnisvergleich zwischen diesem „Klassiker“ der hydrogeologischen Methoden und neueren Modellberechnungen besonders dann, wenn die Ergebnisse auch evaluiert werden könnten. Im gegenständlichen Fall wäre dies durchaus möglich, da wichtige Teile des dargestellten Messnetzes von der Stadt Wien im Rahmen ihrer Arbeiten in den Quellgebieten und den verstärkten Bemühungen zur Qualitätssicherung weiter betrieben werden.

Isotopenhydrologische Untersuchungen

Berechnungen zur mittleren Seehöhe von Quelleinzugsgebieten

Die intensiven Untersuchungen zur Berechnung von mittleren Einzugsgebietsseehöhen von Quellen brachten besondere Ergebnisse für jene Quellen, die einen deutlichen Anteil der Hochflächen entwässern. Dies trifft sowohl auf die Zeller Staritzen als auch auf die Aflenzer Staritzen und die zentrale Hochfläche zu.

Es zeigte sich, dass auf der Hochfläche spezielle Anreicherungsmechanismen auftreten, die den Isotopengehalt dieser Quellen so deutlich beeinflussen, dass dies auch in den Mittelwerten des Beobachtungszeitraums deutlich sichtbar ist.

Diese Ergebnisse decken sich mit den von COOPER (1998) durchgeführten Labormessungen zur Isotopenfraktionierung im Schneedeckenaufbau und den Messungen von TAYLOR et al. (2002) während unterschiedlicher Schneeschmelzvorgänge. Problematisch war nur die Quantifizierung dieser Ergebnisse.

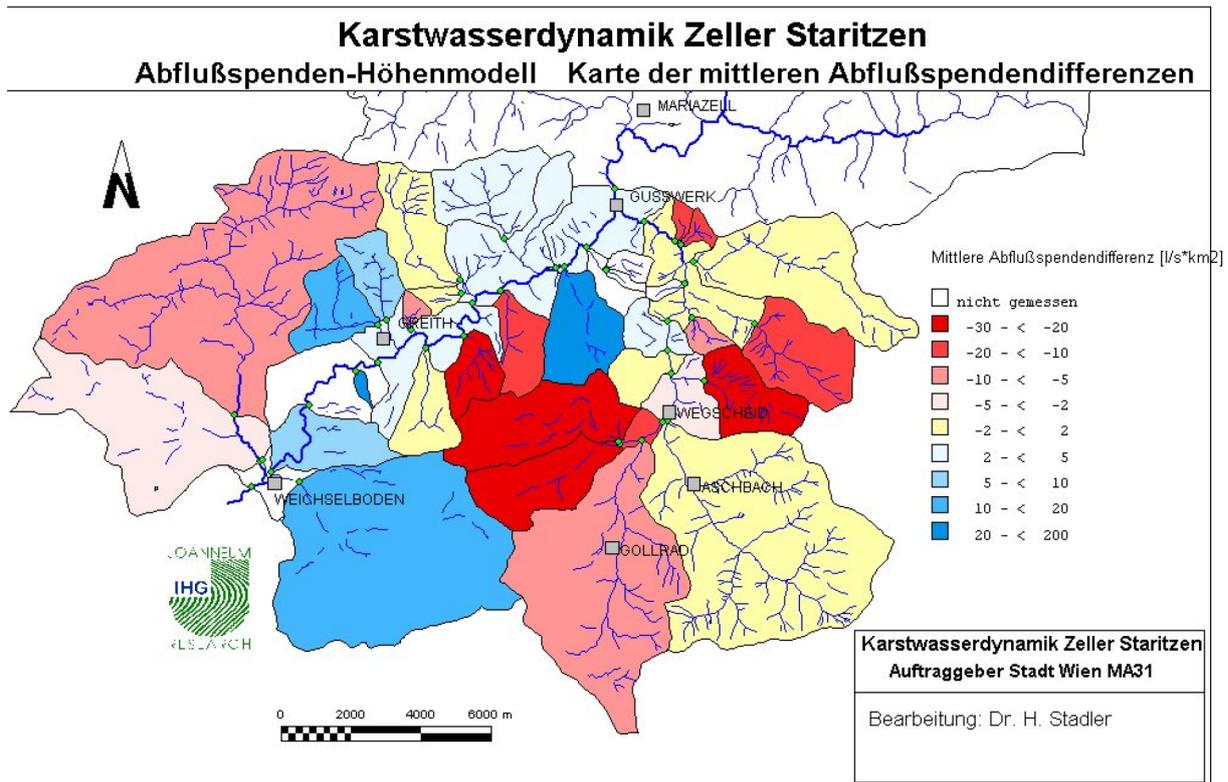


Abb. 4: Abflusspenden-Höhenmodell. Karte der mittleren Differenzen der Abflusspenden.

Im Bereich des Untersuchungsgebietes Zeller Staritzen und Hochschwab ergaben sich jedoch Möglichkeiten dazu, da einige Quellen respektive deren Einzugsgebiete als Referenzgebiete herangezogen werden konnten (STADLER & STROBL, 1997). Es handelt sich dabei um Einzugsgebiete, deren hydrographisches und orographisches Einzugsgebiet auf Grund der besonderen Gegebenheiten und auf Basis der vorhandenen geologischen Untersuchungen als ident eingestuft werden konnte.

Als Bezugsgebiet wurde das Gerinne am Wasserboden gewählt. Um die morphometrisch ermittelte Höhe des orographischen Einzugsgebiets zu erreichen, musste ein Anreicherungseffekt von -1,1 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ aufgetreten sein. Dies deckt sich mit den oben erwähnten Literaturangaben. Auf Basis dieses Anreicherungsbetrags wurden nun weitere Seehöhen ermittelt und soweit möglich mit Ergebnissen der DTM-Daten verglichen. Die Ergebnisse sind in Tab. 2 enthalten und zeigen eine gute Übereinstimmung.

	MITTLERE SEEHÖHEN		Höhendifferenz
	morphometrisch	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	
HSS Wasserboden	1 631	1 631	0
HSS Fobisalm		1 662	
HSN Teufelssee	1 380	1 423	-43
ZS 10 Zeller Staritzen	1 550	1 531	19
Kläfferquellen	1 697	1 718	-21

Tab. 2: Vergleich mittlerer Einzugsgebietshöhen.

Der größte Unterschied tritt mit 43 m beim Teufelssee auf. Hier ist die Annahme der Einzugsgebietsfläche auch mit den größten Unsicherheiten behaftet, da keine Informationen über Zu- und Abfluss vorliegen.

Für die Quellen der Fobisalm konnte kein morphometrisches Einzugsgebiet errechnet werden. Die mit der verbesserten Höhenbeziehung ermittelten Ergebnisse stimmen jedoch mit den natürlichen Gegebenheiten augenscheinlich überein.

An den Kläfferquellen wird die „Isotopenhöhe“ mit der Seehöhe des „geologisch möglichen Einzugsgebiets“ verglichen (STADLER et al., 2001). Auch hier sind die Ergebnisse zufriedenstellend. In Abb. sind die so errechneten mittleren Einzugsgebietsseehöhen dargestellt.

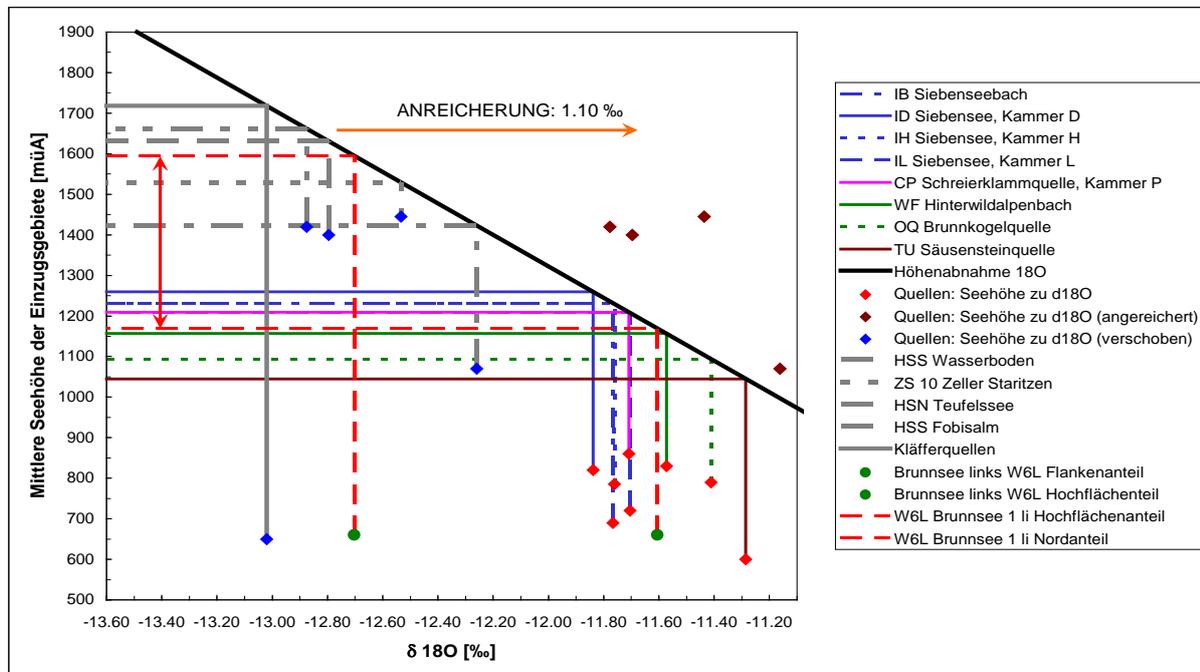


Abb. 5: Höhenberechnungen mittels ^{18}O .

Zur Verdeutlichung der Unterschiede der Berechnungsergebnisse zwischen der Hochflächenentwässerung und der Höhenabnahme des Umweltisotops ^{18}O im Bereich Hochschwab-Nord wurde die linke Brunnsseequelle gewählt. Diese Quelle (wie auch die Brunnsseequelle 2 rechts, W6R) besitzen Anteile an beiden Arten von Einzugsgebieten: der Hochfläche und dem Nordabfall inklusive der zugehörigen Talungen (STADLER & STROBL, 2006). Deutlich ist der große Unterschied sichtbar. Auch COOPER (1998) hat ähnliche Ergebnisse aufgrund der Isotopenfraktionierungen nachgewiesen. Es ergeben sich Höhenunterschiede zwischen diesen beiden Berechnungsmethoden von mehr als 400 Höhenmeter. Dies unterstreicht den großen Einfluss dieser Effekte.

Eine Quantifizierung der einzelnen Abflussanteile konnte nicht durchgeführt werden, da durch die unterschiedliche Dynamik die Abflussanteile an den betroffenen Quellen stark schwanken. Erst eine genauere Kenntnis dieser Vorgänge, der räumlich-zeitliche Verlauf an den Bergflanken, der zeitliche Verlauf während der Schneedeckenbildung und der für weite Teile der zentralen Hochschwab-Hochfläche besonders wichtigen Eisbildung sowie der Vorgänge beim Abschmelzen können hier detailliertere Ergebnisse erwarten lassen. Besonders im Zusammenhang mit den für die Stadt Wien durchgeführten Berechnungen von Schneeschmelzmodellen ergäben sich hier interessante Anknüpfungspunkte bezüglich der Grundwasserneubildung während der Abschmelzvorgänge und somit der aus diesen Vorgängen tatsächlich dem Quellabfluss zur Verfügung stehenden Grundwassermenge in ihrem zeitlichen Verlauf.

Abgesichert werden diese Ergebnisse durch Vergleiche der Input-Daten, der Niederschlagsdaten von Wildalpen und Trawies, die in Abb. dargestellt sind (STADLER, 1998). Wichtig im Zusammenhang mit den Seehöhenberechnungen und den erläuterten Effekten ist, dass offensichtlich zwischen den Nie-

derschlägen an der Südseite (Station Trawies) und an der Nordseite (Station Wildalpen) des Hochschwab keine nennenswerten isotopischen Unterschiede existieren. Dies ist deutlich erkennbar, obwohl die Datenreihe der Station Trawies auf Grund der schlechten Erreichbarkeit im Winter Lücken aufweist. Wichtiges zweites Faktum dieser Darstellung ist, dass keinerlei nennenswerte Trends oder andere außergewöhnliche Inputsignale im Zeitraum 1986 bis 1999 sichtbar sind.

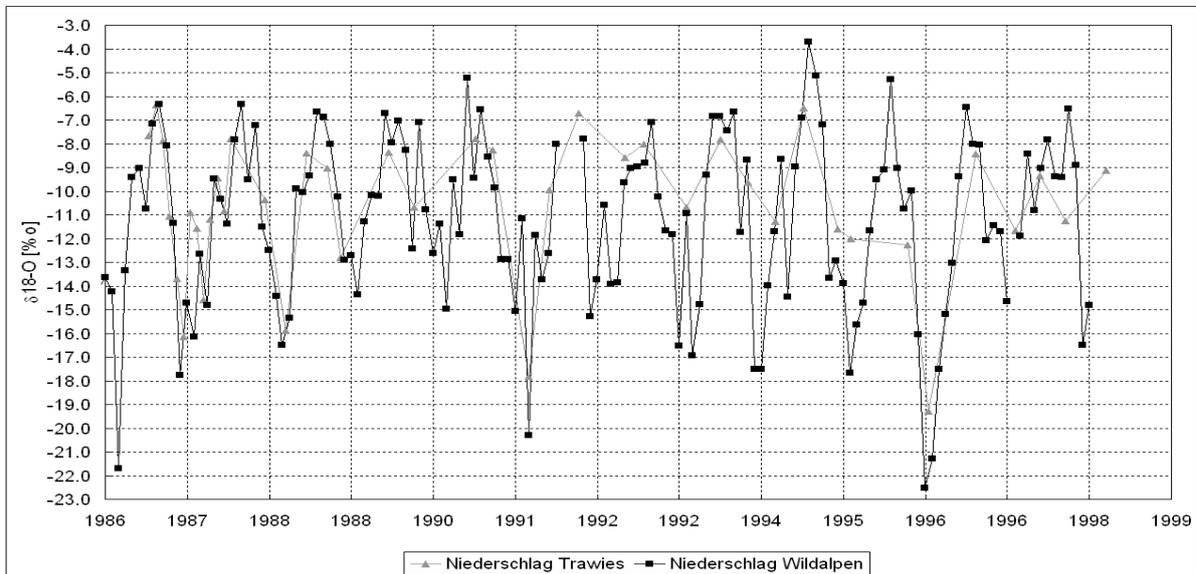


Abb. 6: Sauerstoff-18 im Niederschlag der Stationen Trawies (970 m ü.A.) und Wildalpen (610 m ü.A.)

Isotopische Signaturen in einem glazial übertieften Tal (Trawies/Buchberg)

Mittels der in Abb. dargestellten Isotopensignaturen der Niederschläge im Hochschwabgebiet lässt sich die in Abb. dargestellte Situation nicht erklären.

Es handelt sich um Daten aus dem Gebiet Buchberg/Moarhof, aus dem etwa 30 % des Grazer Trinkwassers stammen, die alternierend aus zwei Vertikalfilterbrunnen gepumpt werden.

Der Trawiesbach ist ein bedeutender Inputfaktor für den Aquifer dieses glazial übertieften Tales. Sein isotopisches Verhalten kann als Markierung für das gesamte Grundwasser dieses Gebietes angesehen werden, zumal der Trawiesbach nicht das einzige versickernde Oberflächengerinne darstellt. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Gerinnen bestehen jedoch hauptsächlich in der unterschiedlichen Verweildauer im Porenquifer (unterschiedliche Wegstrecken). Diese Markierung ist in stark gedämpfter Form und zeitlich verschoben sowohl am Brunnen I als auch an den beiden Quellen bemerkbar. Betrachtet man nun das Minimum im Jänner 1998 am Trawiesbach, so erscheint dieses am Vertikalbrunnen I mit fast einem Jahr Verzögerung.

Etwas anders erscheint die Situation an den beiden Quellen. Dort tritt bereits zeitgleich mit dem Trawiesbach ein erstes Minimum auf. Das zweite Minimum erscheint wie beim Brunnen Ende 1988. Das erste Minimum kann natürlich nicht dem Trawiesbach zugeordnet werden, sondern stammt von lokalen Einflüssen an den Quellen, die beim Brunnen naturgemäß nicht auftreten können, da hier eine mächtige ungesättigte Zone existiert. Das zweite Minimum Ende 1988 ist der Versickerung ähnlicher Wässer wie aus dem Trawiesbach zuzuordnen. Der weitere Verlauf der Ganglinien ergibt ein ähnliches Bild, wie es hier nun dargestellt wurde. Beim Maximum am Trawiesbach Ende 1990 ist die zeitliche Verschiebung zum Brunnen und den Quellen sogar größer als ein Jahr. Diese „Phasenverschiebung“ von mindestens einem Jahr ist nicht mit dem mittleren Wasseralter, das aus den Isotopenmodellberechnungen ermittelt wurde, vergleichbar. Hier handelt es sich um eine tatsächliche Verweilzeit im Untergrund.

Aufgrund der nun dargestellten Situation ist bereits klargelegt, dass diese Dynamik im Aquifer des glazial übertieften Tales von Buchberg nicht durch die Entnahme aus den Brunnen gesteuert wird, sondern von der generellen Inputsituation. Diese wird wesentlich durch die versickernden Karstwässer wie aus dem Trawiesbach und ähnlichen Gerinnen geprägt. Der Anteil der autochthonen Grundwasserneubildung am Talboden ist jedoch derzeit nicht abschätzbar.

Es ist nun abzuklären, wie dieses prägnante Inputsignal am Trawiesbach entstehen kann. Die Verläufe der Ganglinien des Sauerstoff-18-Isotops, wie sie hier dargestellt sind, könnten auch auf Veränderungen von Einzugsgebietsanteilen hinweisen, die, ausgelöst durch die Entnahme, auf verstärkte Karstwasserzutritte in den Porenquifer hinweisen. Signifikante Änderungen der Wasserentnahme oder ihrer zeitlichen Verteilung sind jedoch nicht dokumentiert.

Wie bereits erwähnt, ist an den beiden Niederschlagsstationen keinerlei Hinweis auf derartige natürliche Schwankungen des Inputs (Niederschlag) zu erkennen. Am Trawiesbach, der von der Entnahme aus den Brunnen sicherlich unbeeinflusst ist, zeigt sich diese Inputmarkierung, die über ein Jahr dauert, deutlich. Wodurch kann diese deutliche Markierung ausgelöst werden?

Die Veränderungen der Isotopenanteile im Wasser können nur durch Veränderungen der Temperatur oder Phasenzustandsänderungen des Wassers und damit verbundenen Fraktionierungserscheinungen ausgelöst werden.

Temperaturveränderungen über mehrere Jahre hinweg müssten sich auch auf die Isotopenzusammensetzung des Niederschlags auswirken. Dies ist jedoch nicht der Fall (Abb.).

In Abb. sind die Winterniederschläge (Dezember, Jänner, Februar, März) und Sommerniederschläge (Mai bis November) unterschiedlich dargestellt. Es ist deutlich zu erkennen, dass das Verhältnis der Niederschlagsanteile stark variiert. Zu Beginn des Beobachtungszeitraumes (die ersten drei Winter) sind die Winterniederschläge wesentlich höher als in den darauffolgenden Jahren. Die Verhältniszahl von Sommerniederschlag zu Winterniederschlag ist in Abb. dargestellt. Es ist deutlich zu erkennen, dass massive Winterniederschläge (Verhältniszahl niedrig) als deutliche Markierung im Aquifer erkennbar sind. Daraus ist ebenfalls erkennbar, welche wichtige Rolle die Schneeschmelze für die Grundwasserneubildung darstellt.

Wie die Vorgänge, die zu einer derartigen Verschiebung des Isotopengehaltes gegenüber dem Niederschlag führen, während der Schneeschmelze und der Versickerung ablaufen, kann nur durch detaillierte Untersuchungen der Schneedecke, einzelner Anteile von Schmelzwässern und der Schneeschmelze an Quellen und in den Förderbrunnen festgestellt werden. Weitere Informationen könnten durch gezielte Untersuchungen des Deuteriumexzesses in den lokalen Niederschlägen erhalten werden.

Abschließend kann hier gesagt werden, dass der Grundwasserkörper im Untersuchungsgebiet sehr deutlich von Wässern geprägt wird, die eine ähnliche Herkunft wie die Wässer des Trawiesbachs besitzen. Veränderungen der Speicherdynamik innerhalb des Aquifers durch die Entnahme an den Brunnen Moarhof können mit isotopenhydrologischen Methoden nicht nachgewiesen werden.

Zusammenfassung

Beide Fallbeispiele befassen sich mit demselben Effekt: der isotopischen Anreicherung von Abflussanteilen, die wesentlich durch Winterniederschläge geprägt sind. Die Effekte sind hinlänglich in der Literatur beschrieben. Die Anreicherung tritt verstärkt in jenen Schneeanteilen auf, die auf den Hochflächen im Hochschwabgebiet abgelagert werden. Hier treten diese Effekte durch verstärkte Verdunstung aus der Schneedecke und weiteren Anreicherungen in unterschiedlichen Abflussanteilen, wahrscheinlich gekoppelt mit den Umlagerungsvorgängen und den teilweise starken Eisbildungen auf der Hochfläche, auf.

Der Effekt konnte zum einen die Hochflächenanteile einzelner Quellen ersichtlich machen und diente damit der Seehöhenberechnung von Quelleinzugsgebieten, zum anderen wirkt die Veränderung des Winterniederschlagsanteils als deutliche Signatur in einem von Karstwässern beeinflussten Poren-aquifer und lieferte damit wertvolle Hinweise zur Abfluss- und Speicherdynamik in diesem Gebiet.

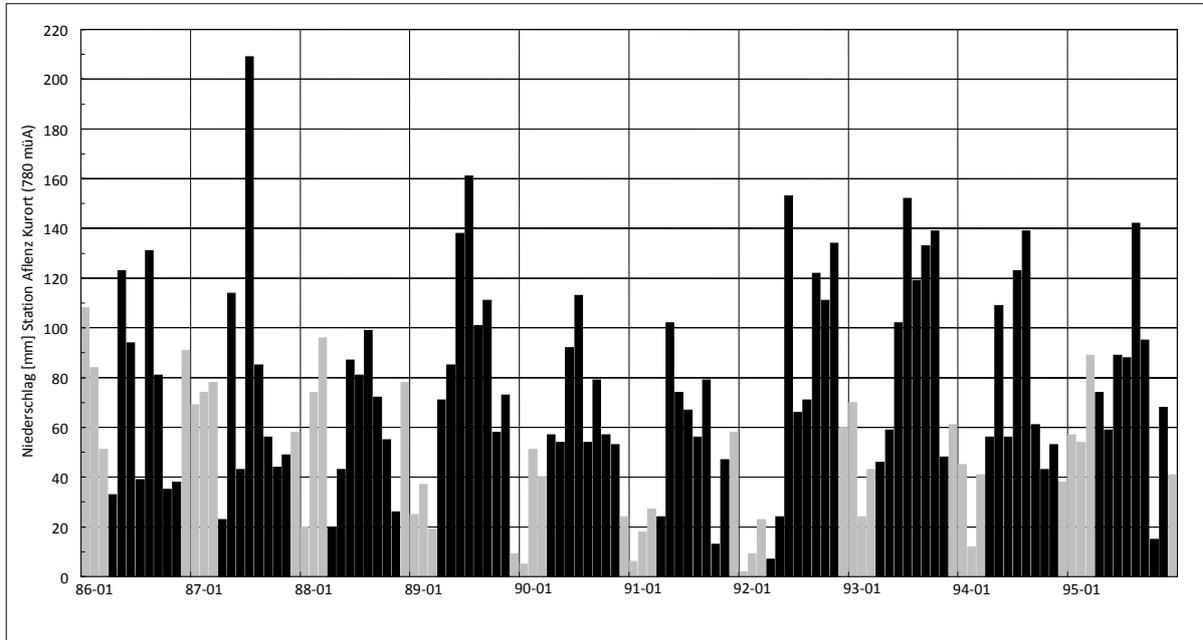


Abb. 7: Niederschlag der Station Aflenz Kurort 1986 bis 1995.

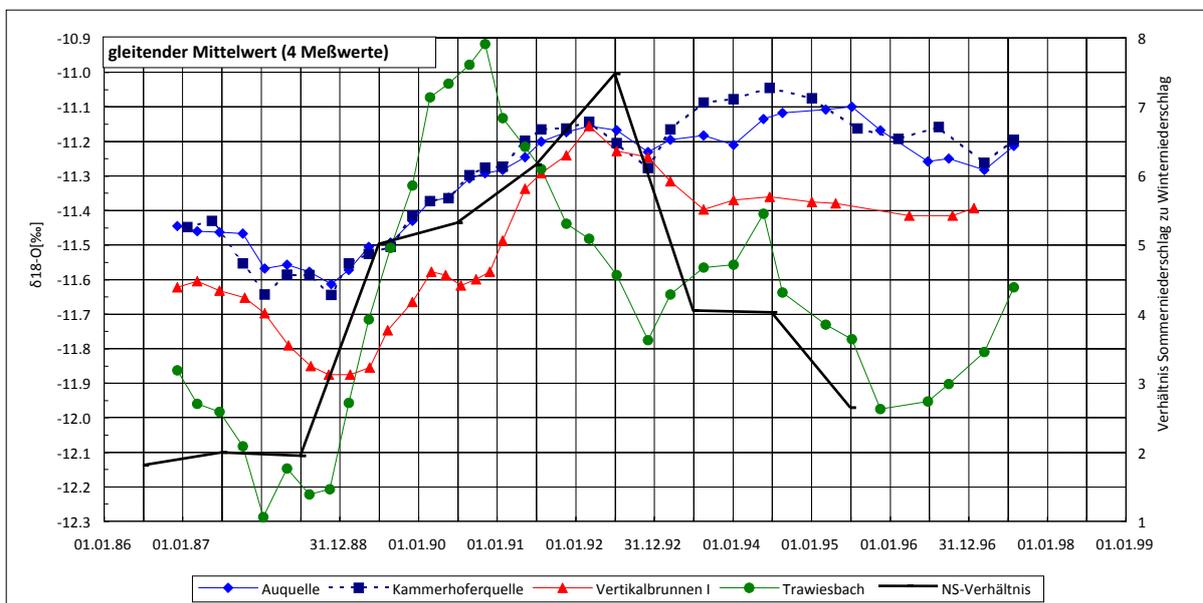


Abb. 8: Gleitende Mittelwerte der Sauerstoff-18-Ganglinien und das Niederschlagsverhältnis an der Station Aflenz/Kurort.

Literatur und Unterlagen

- BAUER, F. (1971 a): Organisationsplan Markierungsversuch Hochschwab. – Unpubl. Ber., Zl. 242-71/55, 6 S., 7 Taf., Wien.
- BAUER, F. (1971 b): Markierungsversuch Hochschwab. Zwischenbericht (Stand 17.12.1971). – Unpubl. Ber., Zl. 361-71/55, 1 S., Wien (18.12.1971).
- BAUER, F. (1972): Bericht über den im Auftrage des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft durchgeführten Markierungsversuch Hochschwab 1971. – Unpubl. Ber., Zl. 216-72/55, 21 S., 7 Taf., Wien (August 1972).
- BAUER, F. (1974): Messergebnisse vom Projekt Hochschwab 1971/72. – Unpubl. Ber. Spel. Inst., Wien.
- BERGER, F. (1901): Ueber die Studien zum Baue der zweiten Kaiser-Franz-Josefs-Hochquellenleitung. – Zeitschr. d. Österr. Ing.- u. Arch.-ver., 53 (3), 33-37, Wien.
- BERNHART, L. (1980): Konzept der Zentralwasserversorgung Hochschwab Süd. – Ber. d. wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, 50, 72 S., Graz.
- COOPER, L.W. (1998): Isotopic Fractionation in Snow Cover. – In: KENDALL, C. & J.J. MCDONNELL (Ed.): Isotope Tracers in Catchment Hydrology, Amsterdam (Elsevier).
- DECKER, K. & REITER, F. (2001): Strukturgeologische Methoden zur Charakterisierung von Karstgrundwasserwegen im Hochschwab. – Tagungsband Arbeitstagung der Geol. B.-A., Neuberg, 206-212, Wien.
- ENNS-STUDIENKOMMISSION (1953): 4. Teilbericht zur Enns-Geschiebeuntersuchung betreffend die im Jahre 1953 von Dr. Willi Scharf durchgeführte Geschiebeherdkartierung in den Seitentälern der mittleren Enns. – S. 66, Graz.
Anm.: Schwarze Lacke auf S. 66 als Neustückquelle.
- FABIANI, E., WEISSENSTEINER, V. & WAKONIGG, H. (1980): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet. Teil I: Naturräumliche Grundlagen, Geologie – Morphologie – Klimatologie. – Ber. d. wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, 44, 146 S., Graz.
- FABIANI, E. (1980 a): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet. Teil II: Die Untersuchungen, Geschichte – Durchführung – Methodik. – Ber. d. wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, 45, 60 S., Graz.
- FABIANI, E. (1980 b): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet. Teil IV: Die Untersuchungen im Tragößtal. – Ber. d. wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, 47, 157 S., Graz.
- FABIANI, E. (1980 c): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet. Teil V: Untersuchungen in den südlichen Hochschwabtälern (Ilgenertal – Seegraben). – Ber. d. wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, 48, 242 S., Graz.
- FINK, M.H., PAVUZA, R. & STUMMER, G. (2005): Daten zur Karstverbreitung und Karstgefährdung in den östlichen Kalkhochalpen. – SPELDOK-16, 62 S., Beil., Wien (Verband österr. Höhlenforscher).
- GATTINGER, T.E. (1970): Hydrogeologische Abgrenzung des Schutzgebietes der II. Wiener Hochquellen. – Unpubl. Gutachten, Geol. B.-A., 15 S., Wien.
- HARUM, T. (1990): Ergebnisse des Markierungsversuches Brunnen Moarhof. – Unpubl. Ber. Joanneum Research, 15 S., Graz.
- HOFFER, M. (1906): Unterirdisch entwässerte Gebiete in den Nördlichen Kalkalpen. I. Teil. – Mitt. Geogr. Ges. Wien, 49, 465-492, Wien.
- KITTL, E. (1902): Gutachten über die Geologischen Verhältnisse längs der projektierten 2. Kaiser-Franz-Josef-Hochquellenleitung der Kommune Wien über Aufforderung des Magistrates der Stadt Wien auf Grundlage von im Sommer und Herbste 1902 ausgeführten Begehungen erstattet. – Unpubl. Gutachten, Wien.
- KITTL, E. (1904): Die „Sieben Brunnen“ und die Sieben Seen“, die Hauptquellen der zweiten Kaiser Franz Josef-Hochquellenleitung der Kommune Wien. – Mitt. Sekt. Naturkunde d. Österr. Touristenklub, 16, 1-7, Wien.
- MACHER, M. (1860): Medizinisch-statistische Topographie des Herzogthumes Steiermark. – 616 S., Graz.

- 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 der MA 31/Wasserwerke. – Unpubl. 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 der MA 31/Wasserwerke. – Unpubl. Ber. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MEIDL, C., NOVAK, J. & WESSIAK, W. (1980): Untersuchung über die Möglichkeit zur Entnahme im Grundwasser im südlichen Hochschwabgebiet und deren Bewirtschaftung. – Ber. d. wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, 49, 66 S., Graz.
- M. F. (1959): Höhlenlabyrinth Eisenerz wird erforscht. – Volksstimme, S. 5, 30. 08. 1959.
Anm.: Zeitungsbericht einliegend im Archiv des LVH-Stmk. Autor des Artikels vermutlich Befahrungsteilnehmer M. Fürst aus Eisenerz.
- N.N. (1910): Die Zweite Kaiser-Franz-Josef-Hochquellenleitung der Stadt Wien. – Eine Gedenkschrift zum 2. Dezember 1910, 257 S., Wien (Komm.-vlg. Gmde. Wien).
- PAVUZA, R. (1995): Karstverbreitungs- und Karstgefährdungskarte Hochschwab. Textteil und Karte. Unpubl. Ber. Fachsektion Karsthydrogeologie, Verband österreichischer Höhlenforscher, Wien.
- PLAN, L. (2002): Speläologisch-tektonische Charakterisierung der Karstwasserdynamik im Einzugsgebiet der bedeutendsten Quelle der Ostalpen (Kläfferquelle, Hochschwab). – SPELDOK-11, 84 S., Wien.
- PLAN, L. & DECKER, K. (2006): Quantitative karst morphology of the Hochschwab plateau, Eastern Alps, Austria. – Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Vol. 147, 29-54, Karten, Berlin – Stuttgart.
- POPELKA, F. (1924): Die Landesaufnahme Innerösterreichs von Johannes Clobucciarich 1601–1605. – 35 S., Graz (Vlg. U. Moser).
- SARTORI, F. (1807): Naturwunder des Oesterreichischen Kaiserthumes. Zweyter Teil. – 254 S., Wien (Anton Doll).
- SARTORI, F. (1811): Neueste Reise durch Oesterreich ob und unter der Ens, Salzburg, Berchtesgaden, Kärnthen und Steyermark, in statistischer, geographischer, naturhistorischer, ökonomischer, geschichtlicher und pittoresker Hinsicht. Erster Band. – 461 S., Wien (Anton Doll).
Anm.: fast wortgleich wie SARTORI, 1807.
- SCHINZEL, A. (1958): Kalkgebirgsquellenstudien (Limnologie). Die Bedeutung limnologischer Untersuchungen. – Archiv f. Hygiene u. Bakteriologie, 142 (7), 540-558, München – Berlin.
- SCHMID, C., ZOJER, H., KRÄINER, H., ERTL, H. & OTT, R. (1980): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet. Teil III: Geophysik – Isotopenuntersuchungen – Hydrochemie. – Ber. d. wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, 46, 126 S., Graz.
- SCHMID, C. (1995): Geophysikalische Untersuchungen im Bereich der Kräuterbrunnen / Brunntal (Hochschwab Nord). – Unpubl. Bericht, 8 S., Beil., Leoben.
- SEEBACHER, R. (2007): Zwischenbericht über die Forschungen in der Schwarzen Lacke (Wassermannsloch) bei Eisenerz (1714/6), Hochschwab, Steiermark. – Mitt. d. Ver. f. Höhlenkunde i. Obersteier, 25/26, 184-188, Bad Mitterndorf.
- SPENGLER, E. (1926): Geologische Spezialkarte 1:75.000 der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpe, Aflenz. – Geol. B.-A., Wien.
- STADLER, H. (1998): Isotopenhydrologische Auswertungen im Bereich Hochschwab Süd (Buchberg/ Moarhof). – Unpubl. Ber. Joanneum Research, 23S., Anh., Graz.
- STADLER, H. & BENISCHKE, R. (2006): Markierungsversuch Moarhof II. Endbericht MV IIb. – Unpubl. Ber. Joanneum Research, 24 S., Graz.
- STADLER, H., NUSSMÜLLER, C. & BENISCHKE, R. (2006): Hydrogeologische Untersuchungen Moarhof – Karlschütt. – Unpubl. Ber. Joanneum Research, 63 S., Graz.
- STADLER, H. & STROBL, E. (1997): Karstwasserdynamik Zeller Staritzen, Endbericht. – Unpubl. Ber. Joanneum Research, 171 S., Graz.

- STADLER, H. & STROBL, E. (2006): Hydrogeologie Hochschwab. Zusammenfassung. – Unpubl. Ber. Joanneum Research, 76S., Anh., Beil., Graz.
- STADLER, H., STROBL, E. & BENISCHKE, R. (2001): Karstwasserdynamik und Karstwasserschutz Hochschwab (STA 28K/00 und WA 04b/00). Arbeitsbericht 4. Projektjahr. – Unpubl. Ber. Joanneum Research, 52 S., Graz.
- STINY, J. (1925): Geologie und Mineralogie. – Heimatkunde der Steiermark, 6, 86 S., Wien – Leipzig – Prag.
Anm.: Schwarze Lacke auf S. 25 als Neustücklquelle.
- STINY, J. (1933): Die Quellen. – 255 S., Wien (Springer).
Anm.: Schwarze Lacke auf S. 8 als Neustücklquelle.
- STROBL, E. (1992): Hydrogeologie des westlichen Hochschwab, nördlich von Eisenerz (Steiermark). – Unpubl. Diss., Karl-Franzens-Universität Graz, 71 S., Graz.
- STROBL, E. & ZOJER, H. (1992): Hydrogeologie des Raumes Eisenerz – Seeau. 1. Arbeitsjahr. – Unpubl. Ber. Joanneum Research, 43 S., Anh., Karten, Graz.
- STROBL, E. & ZOJER, H. (1993): Hydrogeologie des Raumes Eisenerz – Seeau. 2. Arbeitsjahr. – Unpubl. Ber. Joanneum Research, 30 S., Anh., Graz.
- STROBL, E. & ZOJER, H. (1995): Hydrogeologie des Raumes Eisenerz – Seeau. 3. Arbeitsjahr. – Unpubl. Ber. Joanneum Research, 44 S., Anh., Graz.
- TAYLOR, S., FENG, X., WILLIAMS, M. & MCNAMARA, J. (2002): How isotopic fractionation of snowmelt affects hydrograph separation. – Hydrol. Process., 16, 3683-3690, New York.
- TRAUTH, F. (1948): Geologie des Kalkalpenbereichs der Zweiten Wiener Hochquellenleitung (Quellengebiete an und nächst der steirischen Salza und Leitungsstrecke bis Scheibbs). – Abh. Geol. B.-A., 26 (1), 99 S., 12 Taf., Wien.
- TURNER, A. (1967): Wasserhoffungsgebiete am Südabfall des Hochschwabs. – Unpubl. Gutachten, 5 S., 1 Beil., Graz (03. 01. 1967).
- TURNER, A. (1971 a): Hydrogeologisches Gutachten zum Sesselliftprojekt von Seewiesen auf den Ostgipfel der Aflenzer Staritzen und der Schilifte auf die Graualpe. – Unpubl. Gutachten, 13 S., Graz (07. 08. 1971).
- TURNER, A. (1971 b): Nachtrag zum hydrogeologischen Gutachten über die Errichtung des Sesselliftes auf den Ostgipfel der Aflenzer Staritzen und der Schilifte auf die Graualpe. – Unpubl. Gutachten, 2 S., Graz (14. 08. 1971).
Anm.: betr. Markierungsversuch durch Thurner im August 1971
- WUNDT, W. (1953): Gewässerkunde. – 320 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg (Springer Verlag).
- ZÖTL, J. (1961 a): Bericht über die in den Monaten Juli und August 1960 im Auftrage des Speläologischen Institutes durchgeführten hydrogeologischen Aufnahmen im Hochschwab. – Unpubl. Ber., 16 S., 2 Beil., Quellkataster, Graz (15. 02. 1961).
Anm.: Der Bericht wurde fast wortgleich jedoch als Unterkapitel und ohne Erhebungsblätter in ZÖTL (1961) publiziert.
- ZÖTL, J. (1961 b): Die Hydrographie des nordostalpinen Karstes. – Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 1960/61 (2), 183 S., 9 Taf., Graz.
Anm.: Beginn der Quellaufnahmen 1960 im Auftrag d. Speläologischen Institutes.
- ZÖTL, J. (1968): Studie zur Durchführung von Untersuchungen und Markierungsversuchen zwecks Klärung der unterirdischen Entwässerung des Hochschwabmassivs. – Unpubl. Ber., 18 S., 5 Taf., Graz (10. 12. 1968).
- ZÖTL, J. (1971): Gutachtliche Stellungnahme zur Frage der Errichtung einer Doppelsesselbahn von Seewiesen auf den Ostgipfel der Aflenzer Staritzen und deren Auswirkung dieses Objektes auf die unterirdischen Wässer und deren Nutzung. – Unpubl. Gutachten, Zl. 71.919-I/1/71 i. A. d. Bundesministeriums f. Land- u. Forstwirtschaft, 15 S., Graz (06. 09. 1971).
- ZOJER, H. (1976): Auswertung des Uraninversuches Seewiesen.- Unpubl. Ber., 8 S., Graz (25. 10. 1976).
Anm.: i.A. Amt d. Stmk. Landesregierung, Landesbaudirektion, Referat f. Wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, LBD Ho 1/342-1976 v. 08. 09. 1976.

Hydrogeologische Untersuchungen im südlichen Hochschwab, Eisenerzer Seeau – Pfaffingplateau

E. STROBL

Inhalt

1. Geologische Grundlagen
2. Die hydrogeologische Karte Hochschwab (STROBL & STADLER, 2004)
 - 2.1. Die Elemente der hydrogeologischen Karte
3. Die hydrogeologischen Verhältnisse im Bereich Eisenerzer Seeau – Pfaffingplateau – Sonnschianalm

1. Geologische Grundlagen

Zu Beginn des Projektes „Karstwasserdynamik Zeller Staritzen“ (STADLER & STROBL, 1997) im Jahr 1991 lagen für das Untersuchungsgebiet Hochschwab zwei geologische Kartengrundlagen vor. Die „Geologische Spezialkarte, Blatt Eisenerz, Aflenz und Wildalpe“ (SPENGLER, 1926) und die „Geologische Karte der Steiermark“ (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Sowohl der Kartenmaßstab (1:75.000 bzw. 1:200.000) als auch die Kartenqualität (SPENGLER, 1926: Schraffenkarte) war für die Beantwortung von komplexen hydrogeologischen Fragestellungen nicht ausreichend. Mit der geologischen Neuaufnahme des Hochschwabgebietes und der Interpretation der gewonnenen Geländedaten durch die Geologische Bundesanstalt liegt heute eine moderne geologische Kartengrundlage vor. Diese „Geologische Karte Karst“ (MANDL et al., 2008), das Vorliegen eines strukturgeologischen Modells (DECKER & REITER, 2001) und der Einsatz hydrogeologischer Methoden ermöglichen heute eine bessere hydrogeologische Beschreibung und Bewertung des „Wasserreservoirs“ Hochschwab. Bei allen Überlegungen spielen aber die Beobachtungen und Erhebungen im Gelände, sei es durch Geologen, Hydrogeologen oder Hydrologen, eine grundlegende Rolle.

2. Die hydrogeologische Karte Hochschwab (STROBL & STADLER, 2004)

Die hydrogeologische Karte stellt eine Verallgemeinerung der geologischen Verhältnisse und eine Interpretation der hydrogeologischen Gebietseigenschaften dar (Abb. 1). Die hydrogeologische Karte soll als Planungsinstrument für die unterschiedlichen Bewirtschaftungs- und Nutzungsformen im Hochschwabgebiet dienen. Die aus der Karte ablesbaren Eigenschaften und die damit verknüpften, unterschiedlichen Sensibilitäten hinsichtlich umweltrelevanter Eingriffe sind von geologisch-hydrogeologischen Kenngrößen abgeleitet worden. Gemeinsam mit den ebenfalls im Hochschwab durchgeführten boden- und vegetationskundlichen Untersuchungen (z.B. GRABHERR et al., 1999) kann eine weitere Vertiefung der Aussagekraft der hydrogeologischen Karte erreicht werden. Grundsätzlich muss aber betont werden, dass die einzelnen Teilbereiche oft in gegenseitiger Wechselbeziehung stehen und dass Veränderungen in z.B. eher nicht sensiblen Bereichen durchaus nachhaltige und gravierende Auswirkungen auf benachbarte sensible Bereiche haben können. Eine Beurteilung von möglichen Auswirkungen von umweltrelevanten Eingriffen soll und kann nur durch den Fachmann erfolgen, wobei die vorliegenden strukturgeologischen und karstmorphologischen Untersuchungsergebnisse, die geologischen und hydrogeologischen Karten sowie die Vegetations- und Bodenkarten für die Beurteilung herangezogen und eventuell durch weitere Detailarbeiten ergänzt werden müssen.

2.1. Die Elemente der hydrogeologischen Karte

Neben den hydrogeologischen Einheiten wurden die für die Entwässerung wichtigen Lineamente (kartierbare und kartenmaßstabsmäßig darstellbare Störungen und Großklüfte) eingetragen, wobei die Verteilung und Dichte der Lineamente dem Stand der verwendeten Kartengrundlagen entspricht.

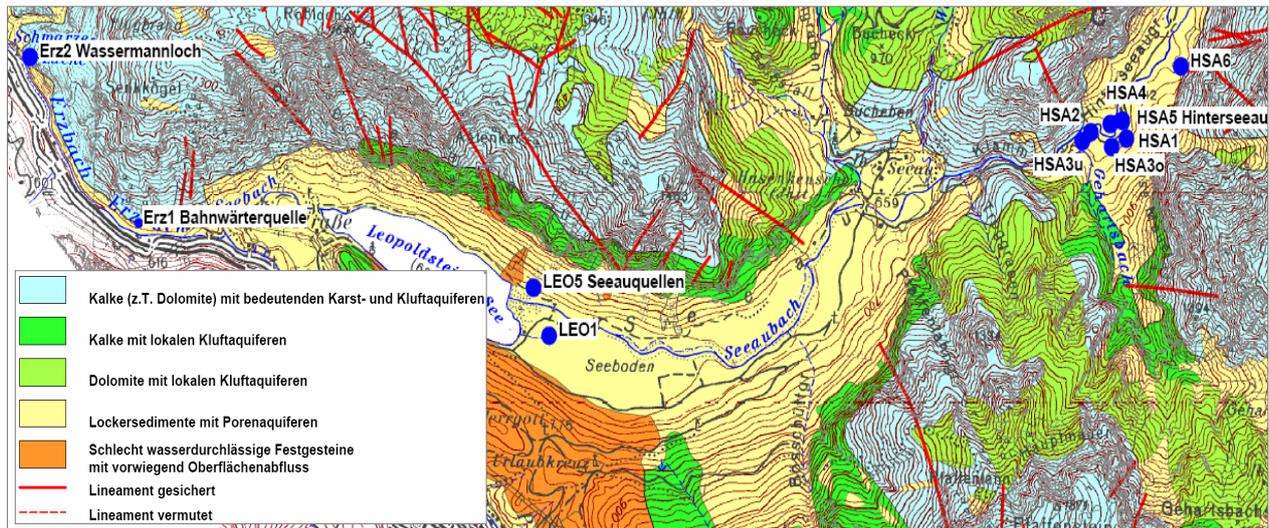
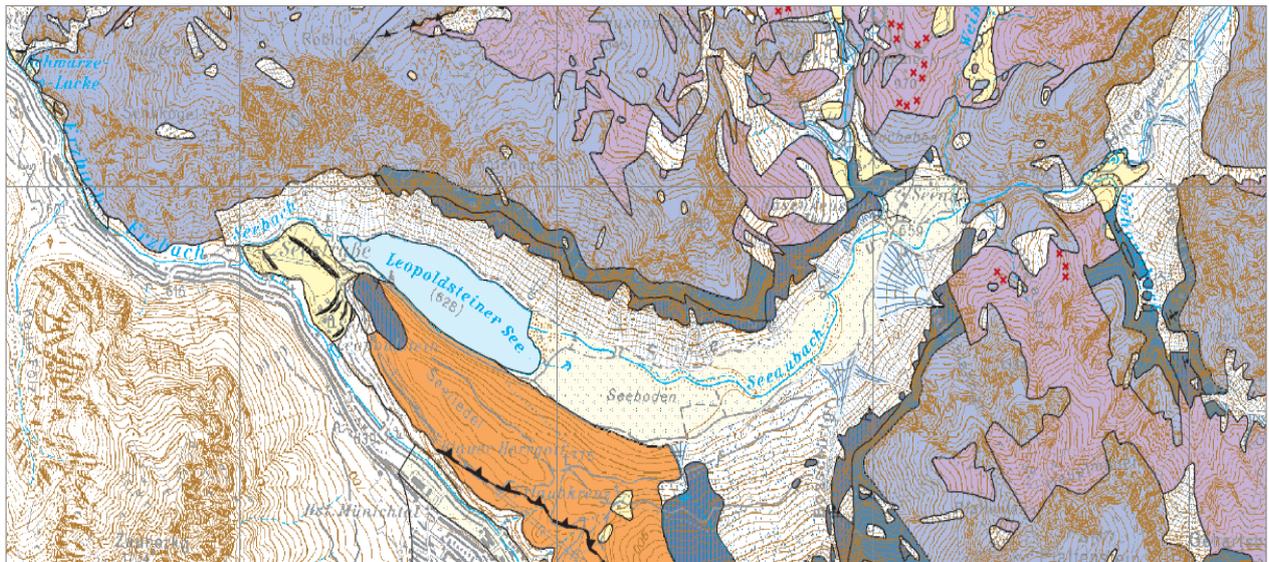


Abb. 1: Ausschnitt aus der geologischen Karte (MANDL et al., 2008) und der hydrogeologischen Karte (STROBL & STADLER, 2004) für den Bereich Schwarze Lacke – Leopoldsteiner See – Seeau.

Weiters wurden die größeren Quellvorkommen (Schüttung größer 3 l/s) in die hydrogeologische Karte aufgenommen. Diese wurden danach unterschieden, ob sie gefasst bzw. nicht gefasst sind, ob zu den einzelnen Quellvorkommen Untersuchungen vorliegen und ob ihre Schüttung größer bzw. kleiner als 20 l/s ist. Bei der Klassifizierung nach der Schüttungsmenge musste auf unterschiedliche Datengrundlagen (Einzelmessungen, Mehrfachmessungen, Dauermessungen) zurückgegriffen werden, weshalb sie nur als grobe Einteilung zu sehen ist. Die Kurzbezeichnungen und lokalen Quellnamen der einzelnen Quellen wurden aus den jeweiligen Kartengrundlagen bzw. den vorliegenden Berichten und Veröffentlichungen übernommen. Folgende hydrogeologische Einheiten wurden ausgeschieden:

Kalke (z.T. Dolomite) mit bedeutenden Karst- und Kluftaquiferen: Diese Einheit fasst die massigen Wettersteinkalke der Riff- und Riffschuttfazies, die gebankten Wettersteinkalke der lagunären Fazies und die massigen, kalkigen Anteile der Wettersteindolomite zusammen. Weiteres wurden Dachsteinkalk und Gutensteinerkalk sowie die verkarsteten gosaischen Kalksandsteine im Bereich Was-

serboden in diese Einheit gestellt. Die Gesteine dieser Einheit sind stark verkarstet, es überwiegt der unterirdische Abfluss.

Hinsichtlich umweltrelevanter Eingriffe und Veränderungen sind die Bereiche dieser hydrogeologischen Einheit als sehr sensibel einzustufen. Die intensive und tiefreichende, zumeist trennflächeninduzierte Verkarstung der Gesteine führt zu einem raschen Abzug der Niederschlagswässer in den Untergrund und hin zu den großen Karstquellen des Hochschwabgebietes. Diese Gesteine haben geringe Filter- und Rückhaltewirkung gegenüber eingebrachten Stoffen.

Kalke mit lokalen Kluftaquiferen: In dieser Einheit wurden die deutlich gebankten, dunklen Kalke der Hochschwab-Sonderfazies (Beckenentwicklung im Bereich der Hochschwab-Nordabdachung) innerhalb der Wettersteinentwicklung und die Aflenzer Kalke im Osten der Zeller Staritzen zusammengefasst. Weiteres wurden in dieser Einheit die Grafensteigkalke, die grauen und bunten pelagischen Kalke, aber auch die Steinalmkalke aufgrund ihrer geringen lokalen Ausbreitung zusammengefasst. In diesen Gesteinen ist Oberflächenabfluss möglich, bei entsprechend steilstehendem Trennflächengefüge sind auch Karsterscheinungen zu beobachten. Einzelne Quellen sind an lokale Kluftaquifere in diesen Gesteinen gebunden.

Die Gesteine dieser hydrogeologischen Einheit sind z.T. lokal eng begrenzt verkarstet und die Niederschlagswässer können rasch unterirdisch abfließen. Lagern sie flach und führen sie tonige Zwischenlagen, haben sie stauende Wirkung. Hinsichtlich umweltrelevanter Eingriffe und Veränderungen sind die Bereiche dieser hydrogeologischen Einheit daher je nach Situation als sehr sensibel bis wenig sensibel einzustufen. Eine endgültige Beurteilung kann nur durch Geländebefund erfolgen. Durch ihre zumeist kleinräumige Verbreitung ist dabei auch die Wechselbeziehung zu den benachbarten hydrogeologischen Einheiten abzuklären.

Dolomite mit lokalen Kluftaquiferen: Die Einheit umfasst die Wettersteindolomite, die zum Teil, ähnlich den dunklen gebankten Kalken in den Wettersteinkalken, dunkelgrau bis schwarz und mit deutlicher Bankung ausgebildet sein können, sowie Dachsteindolomite und Gutensteinerdolomite. Es überwiegt hier der Oberflächenabfluss. Quellen sind hier vor allem an die Schichtgrenze gegen die überlagernden Kalke gebunden, da die Dolomite als „relativer Stauer“ wirken. Einzelne Quellen innerhalb der Dolomite entwässern lokale Kluftaquifere.

Dolomite sind einerseits auf Grund ihrer engscharigen Klüftung „das Speichergestein“, können aber nur gewisse Mengen innerhalb einer Zeitspanne aufnehmen und wirken daher auch als „relativer Stauer“. Diese Gesteine haben hohe Filter- und Rückhaltewirkung gegenüber eingebrachten Stoffen. Hinsichtlich umweltrelevanter Eingriffe und Veränderungen sind die Bereiche dieser hydrogeologischen Einheit als gering sensibel einzustufen, sofern die Infiltrationsbedingungen nicht verändert werden. Lokale Bereiche innerhalb der Dolomite können auch verkarstet sein bzw. störungsbedingt weitständige, offene Trennflächen aufweisen. In solchen Bereichen treffen die genannten hydrogeologischen Bedingungen nicht zu und diese Bereiche sind als sensibel einzustufen. Eine Abgrenzung dieser sensiblen Bereiche kann nur durch Geländebefund erfolgen. Auch hier ist die Wechselbeziehung zu den benachbarten hydrogeologischen Einheiten abzuklären.

Lockersedimente mit Porenaquiferen: In dieser Einheit wurden alle Lockergesteinsablagerungen zusammengefasst. Es sind dies Moränen, Terrassenschotter, Bergsturzablagerungen, Schwemmkegelablagerungen und mächtigere Hangschuttbildungen sowie die Talalluvionen. In diesen Gesteinen überwiegt der unterirdische Abfluss. In Bereichen mit höherem Feinkornanteil kann auch ein permanenter Oberflächenabfluss beobachtet werden.

Da diese Gesteine in enger Wechselbeziehung zu den unterlagernden Festgesteinen stehen, kann eine Beurteilung dieser Gesteine hinsichtlich umweltrelevanter Eingriffe und Veränderungen nur über die umgebenden bzw. unterlagernden Festgesteine erfolgen. Da die tatsächlichen Verhältnisse (Lithologie, Klüftung, Verkarstung etc.) der unterlagernden Festgesteinsbereiche zumeist nicht einsehbar sind, müssen die Lockersedimentbereiche allgemein als sehr sensibel hinsichtlich umweltrelevanter Eingriffe und Veränderungen beurteilt werden.

Schlecht wasserdurchlässige Schichten (vorwiegend Oberflächenabfluss): In dieser Einheit wurden die Werfener Schichten, die karnischen Schiefergesteine und die Zlambachschichten im Osten der Zeller Staritzen zusammengefasst. Quellen sind vor allem an die Grenze zu den überlagernden, durchlässigeren Gesteinen gebunden. Im Bereich von Zerrüttungszonen existieren lokale, sehr eng begrenzte Kluftaquifere. Es überwiegt der Oberflächenabfluss.

Hinsichtlich umweltrelevanter Eingriffe und Veränderungen sind diese Gesteine als gering sensibel einzustufen, wobei auch hier die Wechselwirkung mit den benachbarten hydrogeologischen Einheiten abgeklärt werden muss. Zu beachten ist, dass diese Gesteine geotechnisch oft große Probleme mit sich bringen, was auch Auswirkungen auf die hydrogeologischen Verhältnisse mit sich bringen kann.

3. Die hydrogeologischen Verhältnisse im Bereich Eisenerzer Seeau – Pfaffingplateau – Sonnschienalm

Am Beispiel Eisenerzer Seeau – Pfaffingplateau – Sonnschienalm soll ein Teilbereich der „Hydrogeologischen Karte Hochschwab“ beschrieben werden. Die Abgrenzung des Teilbereiches entspricht nicht Einzugsgebietsgrenzen, sondern dient nur als Rahmen für die Beschreibung.

Dieser Bereich wird hydrogeologisch im Süden durch das Vorkommen von Werfener Schichten, die von Buchberg nach Westen über die Jassing und den Gsollgraben bis zum Leopoldsteiner See fast durchgehend aufgeschlossen sind, begrenzt. Die nördliche Abgrenzung folgt wiederum den Werfener Schichten von Buchberg über den Sackwiesensee bis in den Bereich nördlich der Sonnschienhütte. Weiter nach Westen bildet die Nordgrenze des Wettersteindolomitvorkommens des Spitzkogels die Grenze (Schuppengrenze zwischen Hochschwabschuppe und Türnachschuppe). Bis in den Bereich südlich Spielkogel bildet weiterhin die Schuppengrenze zwischen Hochschwabschuppe und Türnachschuppe die Grenze. Westlich Spielkogel bildet eine SW–NE-streichende Störung die Grenze bis zum Hochblaser. Vom Hochblaser kann die Grenze mit der Grenze Wettersteindolomit (im Norden) und Wettersteinkalk (im Süden) bis zum Ofenbach gelegt werden. Von hier bis zum Leopoldsteiner See bildet der Erzbach als Vorflut die hydrogeologische Grenze.

Der geologische Aufbau zeigt sich im Bereich der Sonnschienalm sehr komplex. Unterschiedliche Kalke und Dolomite prägen hier das mosaikartige geologische Kartenbild. Erst westlich der Androthalm ergibt sich wieder ein klares Bild, wobei die Abfolge Werfener Schichten – Gutensteiner Kalke/Dolomite – Steinalmkalke – Grafensteigkalk von einem Wettersteinkalk und -dolomitplateau überlagert wird. Im Fobistal sind darüber noch Gosauablagerungen enthalten. Weitere Ausführungen zur Geologie und Tektonik geben MANDL et al. (2002) bzw. BRYDA und DECKER in diesem Tagungsband.

Die Entwässerung des Bereiches Sonnschienalm spiegelt den komplexen geologischen Bau wider. Der Bereich Murrenboden und Sackwiesensee entwässert über Schwinden in ein SW–NE-streichendes Störungssystem in Richtung Kläfferquellen (1 in Abb. 2). Der Bereich Sackwiesental – Plotschboden – Buchberg entwässert einerseits Richtung Josersee (2 in Abb. 2, Quelle J12; NUSSMÜLLER, 2002) andererseits in Richtung Klammboden zu den Klammquellen (3 in Abb. 2). Das Wasser der Klammquellen versickert wieder in einer Schwinde „In der Klausen“. Die Dolomitbereiche im Bereich der Sonnschienhütte bis zum Pribitztörl entwässern einerseits nach Osten in den Klammboden zu den Klammquellen (3 in Abb. 2), andererseits nach Westen Richtung Jassing. Hier sind kleinere Quellaustritte an die Hangendgrenze der Werfener Schichten gebunden (4 in Abb. 2). Die hier austretenden Wässer versickern aber bald wieder in den Lockersedimenten. Die Bereiche westlich der Linie Hörndlmauer – Kleiner Ebenstein entwässern in westliche Richtung, wobei die südlichen Gebiete (Kulmalm-Bärenbodenalm) noch Wässer in den Hinteren Jassinggraben liefern (5 in Abb. 2). Die übrigen Bereiche können schon dem Einzugsgebiet der Hinterseeaquellen (6 in Abb. 2) zugeordnet werden. Zum einen fließen Wässer oberflächlich aus dem Spitzboden westlich des Kleinen Ebensteins zum Wasserboden (7 in Abb. 2) und versickern dort in zahlreichen Schwinden, zum anderen fließen die in den zahlreichen Karsthohlformen versickernden Niederschläge direkt dem unterirdischen Entwässerungssystem des Frauenmauer-Langstein-Höhlensystems zu.

Der Wasserboden (Abb. 3) liegt südwestlich vom Schafhallsattel, nahe der orographischen Wasserscheide. Der ganzjährige Abfluss aus dem Bereich Spitzboden, der in den Schwinden des Wasserbodens zur Versickerung gelangt, ermöglicht qualitative und quantitative Aussagen hinsichtlich dieser Wässer. So zeigen z.B. Sauerstoff-18-Werte der Wässer vom Wasserboden, der Hinterseeaquellen und des Wassermannloches große Ähnlichkeiten sowohl im jahreszeitlichen Gang (Abb. 4) als auch im Schwankungsverhalten (Abb. 5). Der Wasserboden liegt im Grenzbereich von Wettersteindolomit im Norden und Gosauablagerungen im Süden. Diese Grenze ist auch gleichzeitig die Schuppengrenze zwischen Hochschwabschuppe im Süden und Türnachschuppe im Norden. Die Schuppengrenze wird von linksseitigen Blattverschiebungen und kinematisch gekoppelten S–SW-gerichteten Überschiebungen gebildet (BRYDA, 2001). Eine Überschiebungsbahn fällt mittelsteil nach Norden ein und bildet auch die Gleitfläche für den Siebenseebergsturz (Bergsturz von Wildalpen). Die Gosauablagerungen im Bereich des Wasserbodens sind karbonatisch ausgebildet. Es handelt sich vor allem um Sandsteine, die wie die unterlagernden Wettersteinkalke, die das Pfaffingplateau aufbauen, stark verkarstet sind. Die Wettersteinkalkhochfläche des Pfaffingplateaus wird im Süden (Jassinggraben – Neuwaldeggstättel – Gsollgraben) von anisichen Karbonaten und Werfener Schichten unterlagert, die gegen N bis NW unter die Wettersteinkalke einfallen.

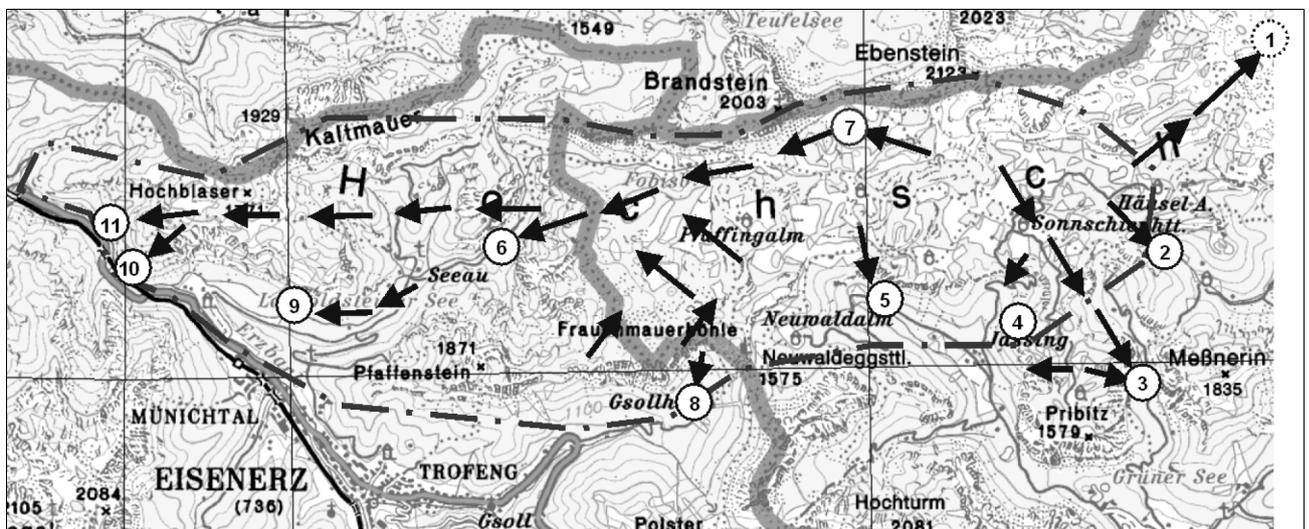


Abb. 2: Übersichtskarte Eisenerzer Seeau – Pfaffingplateau – Sonnschienenalm mit der Lage der größten Quellen und vermuteten unterirdischen Entwässerungsrichtungen. Kartengrundlage: BEV, 2005. Strichpunktierte Linie: Lage des Untersuchungsgebietes. Kreise: Größere Quellen und Schwinden (Lage von „1“ ist außerhalb des Untersuchungsgebietes, Erläuterung zu den Nummerierungen im Text).

Die um die WSW–ENE-Streichrichtung streuenden Störungen bilden aufgrund ihres steilen Einfallens und ihrer Öffnungsweiten bevorzugte Infiltrationsbereiche und damit bevorzugte Bereiche für die Ausbildung von tiefreichenden Karsterscheinungen. Vor allem im Bereich zwischen Kohlerscharte und Rabenkogel-Steinwiese sind die Obertags zu beobachtenden Karstformen entlang dieser Störungsrichtung angeordnet (Abb. 6). Aber auch weiter nach Nordosten bis in den Bereich Wasserboden dominieren die WSW–ENE-streichenden Störungen und auch hier sind zahlreiche Dolinen und Schächte an diese Störungen gebunden. Neben den um die WSW–ENE-Streichrichtung streuenden Störungen sind auch mehr oder weniger N–S-streichende Störungen im Gelände kartierbar. Diese können N–S-streichenden Dehnungsstrukturen im Zuge der lateralen Extrusion zugeordnet werden. Auch an diese Strukturen sind Karsterscheinungen gebunden, die einen Abzug der infiltrierenden Wässer bis in große Tiefen ermöglichen.



Abb. 3: Wasserboden vom Brandstein gesehen. Links oben ist das ganzjährige Gerinne aus dem Spitzboden zu erkennen (Foto STROBL).

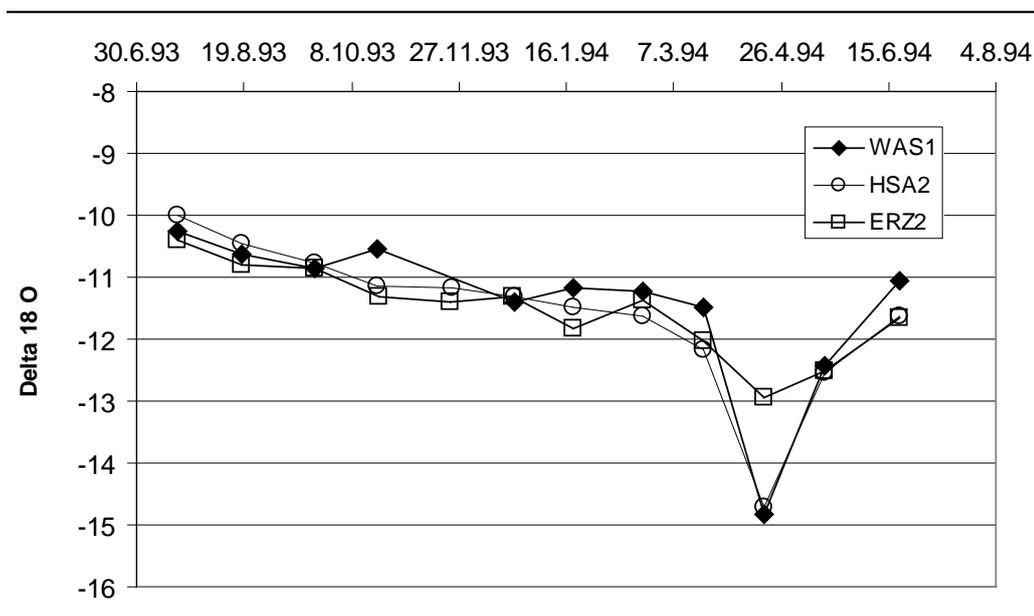


Abb. 4: Sauerstoff-18-Ganglinien der Wässer vom Wasserboden (WAS1), der Hinterseeauquelle (HSA2) und des Wassermannloches (ERZ2).

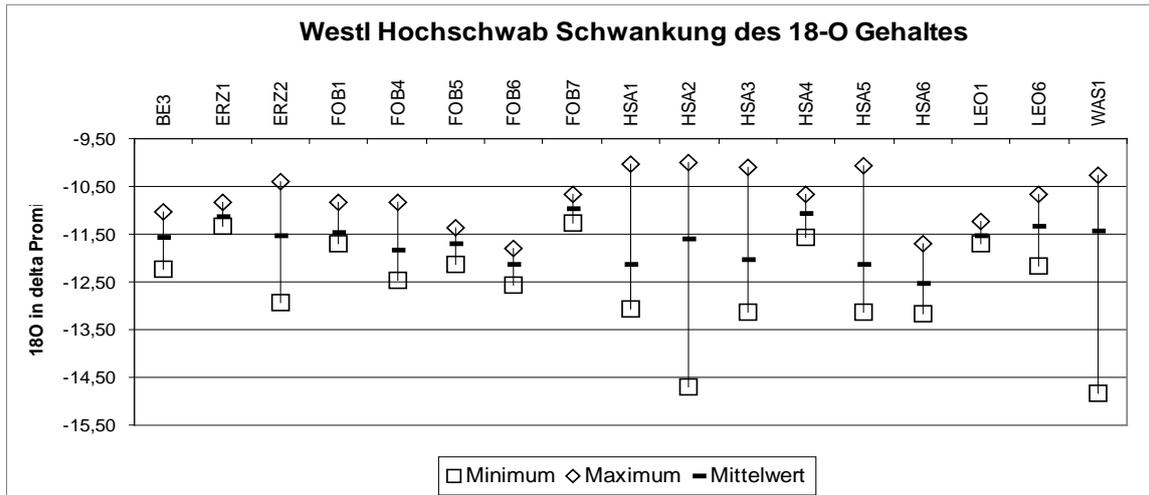


Abb. 5: Sauerstoff-18-Schwankung ausgesuchter Quellen im westlichen Hochschwab.

Das Pfaffingplateau wird vor allem von Störungen, die um die WSW–ENE-Streichrichtung streuen, durchzogen. Diese Störungen gehören dem sinistralen, NNE- bis E-streichenden Blattverschiebungssystem, welches die Grenze zwischen Hochschwabschuppe und Türnachschuppe bildet, an (DECKER, in MANDL et al., 2000). Es ist ein System von tiefreichenden positiven Flower Structures, die DECKER (in MANDL et al., 2000) sowohl für die Türnachschuppe als auch die Hochschwabschuppe beschreibt. Im Bereich des Pfaffingplateaus sind die konvexen, sinistralen Schrägaufschiebungen aufgrund des Kartenbildes (MANDL et al., 2001) nicht ausgeprägt ausgebildet, weshalb eine zwar faziell gegliederte, aber sonst recht homogen wirkende Wettersteinkalk-Grafensteigkalkplattform vorliegt.



Abb. 6: Dolinen und Höhlenportal im Bereich der Sonnstein-Halt (Foto BENISCHKE).

Vergleicht man die Hauptstörungsrichtungen bzw. Hauptkluftrichtungen im Bereich Pfaffingplateau (STROBL, 1992) und die Hauptkluftrichtungen im Frauenmauer-Langstein-Höhlensystem (WEISSENSTEINER, 1980) bzw. auch im Bereich von Höhlen in der Hinterseeau (z.B. Böse-Mauer-Schacht, BENISCHKE & STROBL, 2006), so ist eine gute Übereinstimmung zu erkennen. Vor allem die SW–NE-streichenden Störungen, die obertag kartiert wurden, haben sich bis in die Tiefe der Höhle durchgeprägt. In der ersten Phase der Höhlengenese im phreatischen Bereich wurden vor allem die steilstehenden Klüfte und Störungen erweitert und dienten der Entwässerung, vorerst in SW–NE-Richtung (Abb. 7). In der

späteren vadosen Phase der Raumbildung (durch Tieferlegung der Vorflut, wie auch verschiedene Höhenniveaus von Höhlenausgängen in der Hinterseeau zeigen, STROBL, 1992), kam es zu erosiven Vorgängen durch freie Höhlengerinne, die entsprechend der nach NW einfallenden Schichtung die ursprünglich wirksame Trenflächenrichtung überprägten (WEISSENSTEINER, 1980). So kann heute eine Entwässerung aus dem Bereich Langstein-Sonnstein-Pfaffingalm-Wasserboden hin zu den großen Karstquellen in der Hinterseeau (HSA1 – HSA6; STROBL, 1992) als gesichert angenommen werden.

Die zwei größeren Quellen (8 in Abb. 2, GSO1, GSO10; STROBL, 1992), die südlich des Pfaffingplateaus im Gsollgraben liegen, beziehen ihr Wasser aus lokalen Kluftaquiferen der Südflanken des Pfaffingplateaus bzw. aus den Hangschuttentwicklungen am Fuße der Südwände.

Die aus der Hinterseeau von den großen Karstquellen bzw. von den Quellen des Fobistales über den Seeaubach abfließenden Wasser (Minimum etwa 200 l/s) versickern beim Eintritt in die Talfüllung der Seeau wieder. So erreicht der Seeaubach den Leopoldsteiner See nur zur Zeit der Schneeschmelze bzw. nach extremen Niederschlägen im Sommer. Die Wässer, die in der Talfüllung der Seeau Richtung Leopoldsteiner See strömen, treten knapp östlich des Sees zum Teil als Quellen (9 in Abb. 2, LEO1, LEO6; STROBL, 1992) wieder aus. Der Großteil des Grundwassers tritt aber direkt in den Leopoldsteiner See im Bereich des Ostufers ein.

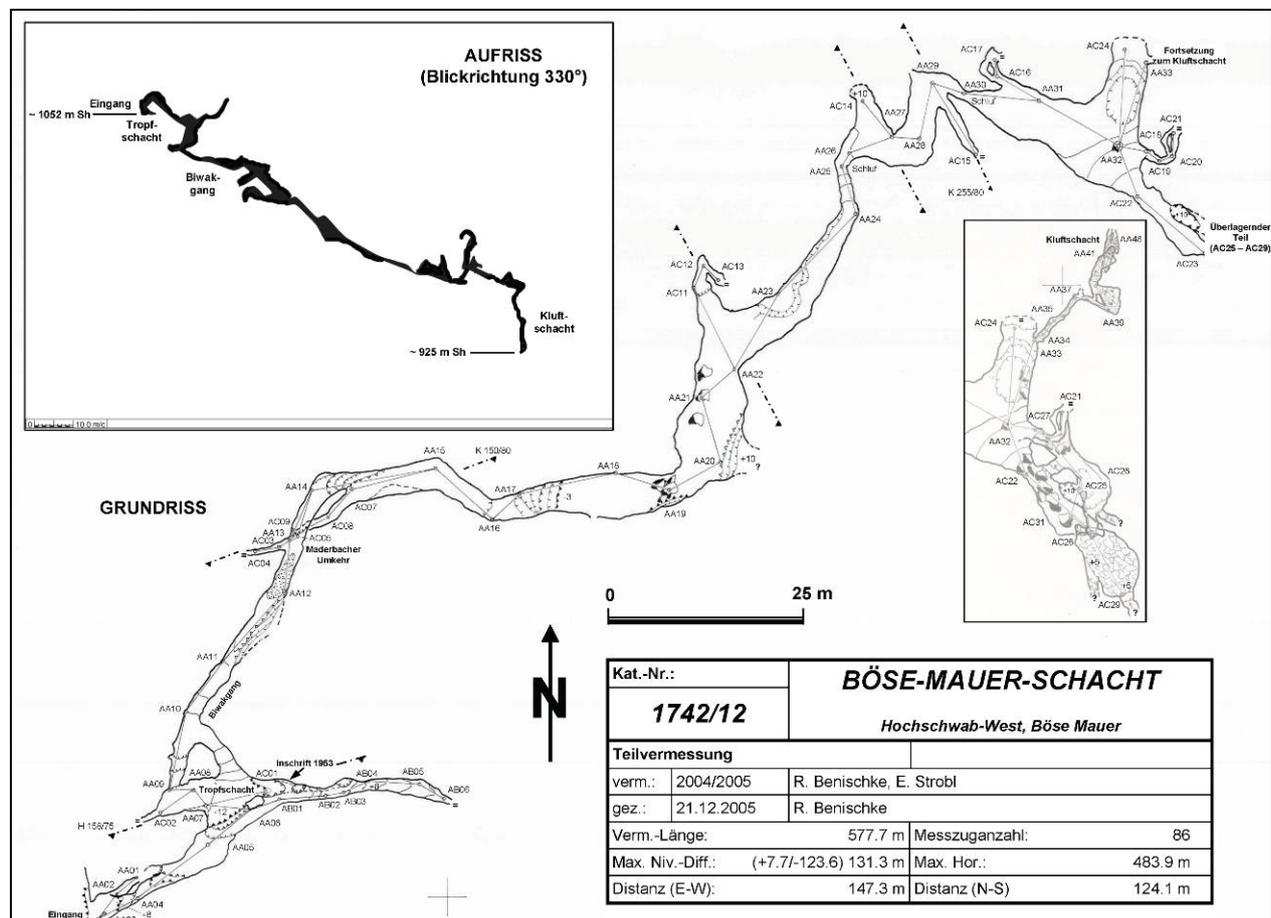


Abb. 7: Höhlenplan des Böse-Mauer-Schachtes aus BENISCHKE & STROBL, 2006. Die Anlage der Höhle erfolgte vor allem im südwestlichen Teil entlang von etwa SW–NE-streichenden Klüften bzw. Störungen.

Die Bereiche westlich des Hinterseeaubaches werden zum Großteil aus Wettersteindolomit aufgebaut. Diese Wässer fließen oberflächlich über den Karlgraben ebenfalls der Seeau zu und reichern dort das Grundwasser an.

Die in den verkarsteten Wettersteinkalken der Seemauer und des Rosslochs versickernden Niederschlagswässer fließen zum einen der Bahnwärterquelle (10 in Abb. 2, Erz1; STROBL, 1992) zum anderen dem Wassermannloch (11 in Abb. 2, Schwarze Lacke, Erz2; STROBL, 1992) zu. Der Großteil der Quellschüttung des Wassermannloches (mittlere Schüttung etwa 480 l/s [Messreihe 1981–1988; STROBL, 1992]) muss aber über Karstwege aus dem Pfaffingplateau hergeleitet werden.

Verknüpft man die geologisch-hydrogeologischen Untersuchungsergebnisse mit den hydrologischen (Abflusswerte an den Pegeln Klamm, Seeau, Seebach und Wassermannloch und Niederschlagsdaten der Station Seeau; Messdaten 1981 bis 1988) aus dem Untersuchungsgebiet Eisenerzer Seeau – Pfaffingplateau in einem Entwässerungsmodell (Abb. 8), so kann Folgendes festgehalten werden:

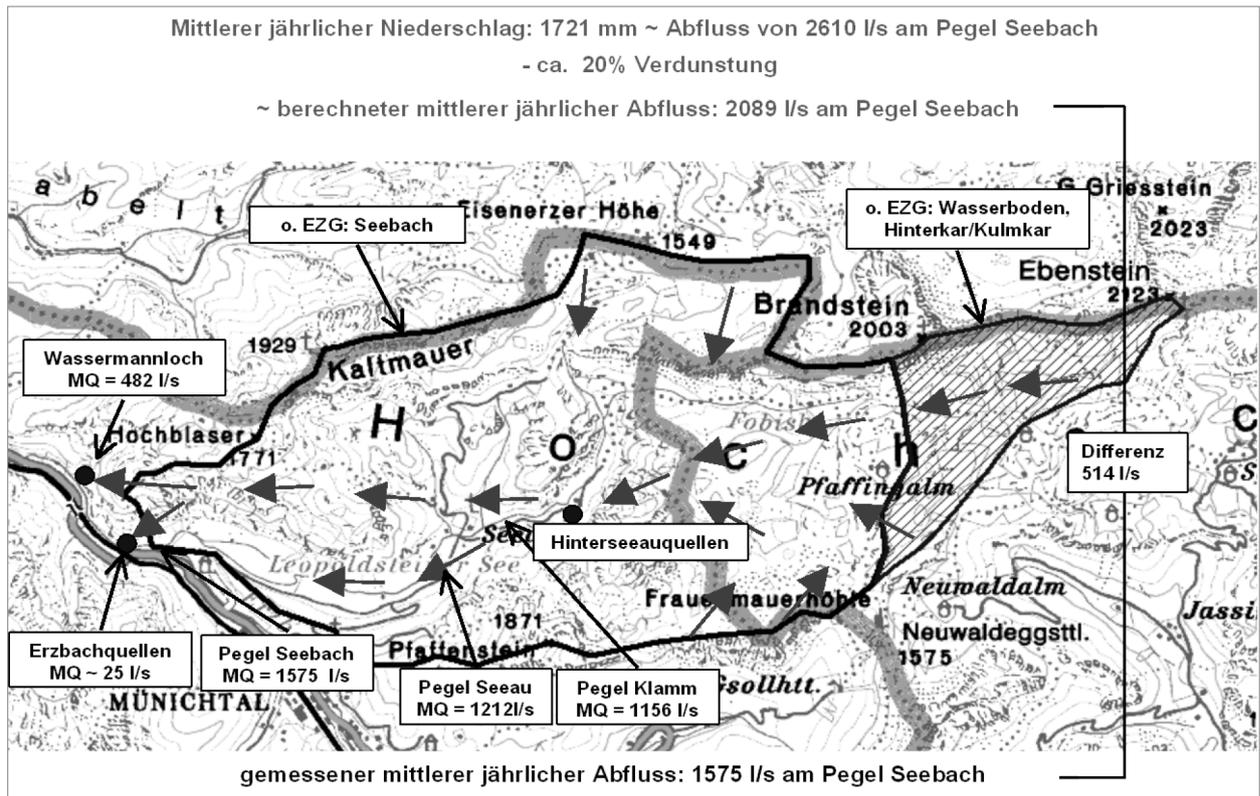


Abb. 8: Entwässerungsmodell für den Westlichen Hochschwab (Eisenerzer Seeau – Pfaffingplateau) mit vermuteten unterirdischen Entwässerungsrichtungen. o. EZG – orographisches Einzugsgebiet. Kartengrundlage: BEV, 2005.

Obwohl das orographische Einzugsgebiet des Pegels Seebach die Bereiche Wasserboden und Hinterkar/Kulmkar nicht einschließt, entwässern diese Gebiete mit großer Wahrscheinlichkeit nach Westen in die Hinterseeau (Hinterseeauquellen). Aus der Hinterseeau fließt ein Teil des Wassers oberflächlich über den Hinterseeaubach ab, ein Teil verbleibt aber im verkarsteten Wettersteinkalk und gelangt so vermutlich zum Wassermannloch (Schwarze Lacke). Das Wasser aus den Teileinzugsgebieten Wilzingkar (zwischen Kaltmauer und Seeau) und Seebach/Leopoldsteiner See fließt hauptsächlich oberflächlich ab (Bereich der Werfener Schiefer und des Wettersteindolomits), nur die verkarsteten Areale tragen zur unterirdischen Entwässerung bei (hauptsächlich zum Wassermannloch). Das oberflächlich abfließende Wasser versickert beim Eintritt in den Talboden der Seeau kontinuierlich und alimentiert dort den Porengrundwasserkörper. Da aus dem Bereich der Seeau kein unterirdischer Abfluss mehr möglich ist, da diese in einer glazial übertieften Wanne aus Werfener Schiefen liegt und auch die das Tal absperrende Moräne als gering wasserdurchlässig klassifiziert werden kann, ist der Abfluss am Pegel Seebach der Gesamtabfluss des Gebietes abzüglich der Wässer, die zum Wasser-

mannloch gelangen. Bezieht man die Schüttungen der Erzbachquellen in die Betrachtungen ein, so bilanziert das betrachtete Gebiet ausgeglichen.

Das nordwestlich des Einzugsgebietes Seebach liegende Schwabltal wurde in die Betrachtungen nicht miteinbezogen. Eine einzugsgebietsüberschreitende Entwässerung hin zum Wassermannloch bzw. aus dem Einzugsgebiet Seebach ins Schwabltal ist durch entsprechende hydrogeologische Untersuchungen noch abzuklären.

Literatur

- BENISCHKE, R. & STROBL, E. (2006): Der Böse-Mauer-Schacht – Speläologisch-hydrogeologische Forschungen zur unterirdischen Entwässerung des westlichen Hochschwabgebietes. – *Joannea – Geologie und Paläontologie*, 8, S. 5-23, Graz
- BUNDESAMT FÜR EICH- UND VERMESSUNGSWESEN (2005): Austrian Map Fly, Version 4.0. – Wien.
- DECKER, K. & REITER, F. (2001): Strukturgeologische Methoden zur Charakterisierung von Karstgrundwasserwegen im Hochschwab. – Tagungsband Arbeitstagung der Geol. B.-A., Neuberg, S. 206-212, Wien.
- BRYDA, G. (2001): Geologische Kartierung im Hochschwabgebiet – Entscheidungshilfe zur Abgrenzung von Quelleinzugsgebieten. – Tagungsband Arbeitstagung der Geol. B.-A., Neuberg, S. 220-231, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Geologische Karte der Steiermark 1:200.000. – Geol. B. A., Wien.
- GRABHERR, G., DIRNBÖCK, T., DULLINGER, ST. & GOTTFRIED, M. (1999): Vegetationskartierung Hochschwab-Aflenzler Staritzen. – Endber. Inst. f. Pflanzenphysiologie, Univ. Wien.
- MANDL, G., BRYDA, G., KREUSS, O., & PAVLIK, W. (2000): Karstwasserdynamik und Karstwasserschutz Hochschwab – Geologische Karte; Folgeprojekt: Hochschwab West und Süd. – Endber. Geol. B. A., 82 S., Wien.
- MANDL, G., BRYDA, G., KREUSS, O., MOSER, M., PAVLIK, W. & SATTLER, U. (2001): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet: Teilprojekt Eisenerz – Schwabeltal; Meßnerin, Mitteralpe. – Zwischenber. Geol. B.-A., 52 S., Wien.
- MANDL, G., BRYDA, G., KREUSS, O., MOSER, M., & PAVLIK, W. (2002): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet: Teilprojekt Eisenerz – Schwabeltal; Meßnerin, Mitteralpe. – Endber. Geol. B. A., 211 S., Wien.
- MANDL, G., BAUER, F.K., BRYDA, G., DECKER, K., HUSEN, D. V., KREUSS, O., MOSER, M., PAVLIK, W., SATTLER, U. & STRELE, K. (2008): Geologische Karte des Hochschwabgebietes: WA4a Teilprojekt: Geologische Karte Karst. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- NUSSMÜLLER, Ch. (2002): Analyse der Grundwasserdynamik im Raum Buchberg – Hinteres Ilgnertal. – Unveröff. Diplomarbeit, 220 S., Univ. Graz.
- SPENGLER, E. & STINY, J. (1926): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Eisenerz, Wildalpen, Aflenz. – Geol. B.-A., Wien.
- STADLER, H. & STROBL, E. (1997): Karstwasserdynamik Zeller Staritzen, Endbericht. – Bericht Joanneum Research, 171 S., Graz.
- STROBL, E. & STADLER, H. (2004): Hydrogeologische Karte Hochschwab, Westteil, Projekt IHG.2002.AF.011-01, Karstwasserdynamik und Karstwasserschutz Hochschwab (StA28k, WA04b). – Joanneum Research, Graz.
- STROBL, E. & STADLER, H. (2004): Hydrogeologische Karte Hochschwab, Ostteil, Projekt IHG.2002.AF.011-01, Karstwasserdynamik und Karstwasserschutz Hochschwab (StA28k, WA04b). – Joanneum Research, Graz.
- STROBL, E. (1992): Hydrogeologie des westlichen Hochschwab, nördlich von Eisenerz (Steiermark). – Unveröff. Diss., 71 S., Univ. Graz.
- WEISSENSTEINER, V. (1980): Karstmorphologische Untersuchungen im südlichen Hochschwab. – Ber. Wasserw. Rahmenplanung, 44, S. 52-94, Graz.

Genese der Sideritvererzungen der Östlichen Grauwackenzone – aktueller Stand der Forschung

W. PROCHASKA & F. HENJES-KUNST

Inhalt

Zusammenfassung

Einleitung und geologischer Überblick

Die verschiedenen Typen der Sideritmineralisationen in der Östlichen Grauwackenzone und ihre strukturellen und mineralogischen Charakteristika

 Sideritgänge im Ordovizischen Quarzporphyr

 Metasomatische Sideritkörper in Altpaläozoischen oder Permischen Karbonatgesteinen

 Gangförmige Sideritvererzungen in Permoskythischen siliziklastischen Nebengesteinen

Die chemischen Charakteristika der mineralisierenden Fluide

Die SEE-Verhältnisse der Sideritmineralisationen am Steirischen Erzberg

Die zeitliche Einstufung der Vererzungen

Das genetische Modell

Literatur

Zusammenfassung

Die Sideritlagerstätten der Östlichen Grauwackenzone sind ausschließlich an Altpaläozoische Serien der Norischen Decke gebunden. Die Form der Erzkörper ist bei den verschiedenen Lagerstätten bzw. Vorkommen unterschiedlich und von der Lithologie der Nebengesteine (Stöcke, Gänge, Lagergänge) abhängig. Bei den Vererzungen in den Altpaläozoischen Karbonaten tritt neben Siderit als Erzmineral auch Ankerit auf und bildet stockartige Erzkörper mit diskordanten Kontakten zu den kalkigen Nebengesteinen. Bei den gangförmigen Lagerstätten im Porphyroid und in siliziklastischen Permischen Sedimenten tritt offensichtlich in höheren Bereichen der Mineralisationen auch Hämatit als das häufigste Erzmineral auf.

Alle untersuchten Vererzungen weisen sehr ähnliche Fluidcharakteristika auf. Die Einschlussfluide in den Sideriten bzw. in den Gangartmineralen sind hochsalinar (20 bis 30 % NaCl_{Aquiv.}) und sind in Bezug auf Halit sehr stark fraktioniert. Dadurch kommt es zu einer starken Bromidanreicherung im Fluid, ein sehr wichtiger Indikator für die evaporitische Herkunft der vererzenden Lösungen. Demzufolge liegen die Fluidzusammensetzungen im Na-Cl-Br-Diagramm auf dem „Evaporationstrend“, wobei die Proben vom Erzberg die stärksten Br-Anreicherungen zeigen.

Die Siderite und Ankerite des Erzbergs weisen eine einheitlich positive Eu-Anomalie auf. Diese SEE-Muster sind Indiz für eine einphasige hydrothermale Bildung unter niedrigtemperierten Bedingungen und ohne durchgreifende spätere Überprägung bzw. Rekristallisation. Unterschiede im Sm/Nd-Verhältnis der Siderite, Ankerite und der tonig-organischen Matrix erlauben eine Datierung nach der Sm-Nd-Isochronenmethode. Aus den bisherigen Untersuchungsergebnissen lässt sich für die Sideritmineralisationen des Steirischen Erzbergs ein Obertriadisches Alter von 208 ± 22 Ma bestimmen.

Auf Grund dieser Beobachtungen kommen für die Sideritbildung in der Östlichen Grauwackenzone Permische bis Untertriadische evaporitische Wässer in Betracht, die bei der Sedimentation dieser Gesteine als Formationswässer in diesen Serien fixiert wurden. Erst bei der Erhöhung des Drucks durch die diagenetische Auflast der Sedimentation der Mesozoischen Plattformkarbonate und der Schließung der Porenräume in der Obertrias wurden diese Fluide während der Diagenese mobilisiert. Diese reduzierenden, hochsalinaren, sauren Lösungen konnten während der Migration durch das Nebengestein Metalle (u.a. Fe) aufnehmen und als Chloridkomplexe transportieren. Je nach Kompetenz und Reaktionsfähigkeit der Gesteine wurden verschiedene Formen von Vererzungen gebildet.

Die Ähnlichkeit der Fluidcharakteristika und die innerhalb des analytischen Fehlers gleichen Bildungszeiten dieser Sideritlagerstätten, der Spatmagnesite der Grauwackenzone und der Bleiberger Pb-Zn-Vererzungen lassen ein einheitliches metallogenetisches Ereignis für die Bildung aller dieser Lagerstätten vermuten.

Einleitung und geologischer Überblick

Es werden hier in der Folge nur jene geologischen Charakteristika diskutiert, die für die Sideritvererzungen der Grauwackenzone von Belang sind. Grundlegende generelle Untersuchungen zur Geologie der Grauwackenzone wurden u.a. von SCHÖNLAUB (1982) und NEUBAUER et al. (1994) durchgeführt.

Die Grauwackenzone bildet die primäre paläozoische Basis der Nördlichen Kalkalpen, wobei der ursprüngliche Verband meist tektonisch mehr oder weniger gestört ist. Besonders die Östliche Grauwackenzone ist durch einen intensiven Alpidischen Schuppenbau gekennzeichnet. Durch SCHÖNLAUB (1982) wurde ein Variszischer Decken- und Schuppenbau nachgewiesen, wobei besonders am Erzberg-Profil gezeigt wurde, dass der Variszische Schuppenbau durch die Präbichlschichten plombiert wurde. Der stratigraphische Umfang der Serien der Norischen Decke reicht vom Ordovizium bis ins Karbon.

Die Sideritvorkommen der Östlichen Grauwackenzone treten ausschließlich in dieser höheren tektonischen Einheit, der Norischen Decke auf. Die gesamte Serie der in der Norischen Decke auftretenden Gesteinsabfolgen (Karbonate, Metapelite, Quarzporphyre etc.) ist in unterschiedlichem Ausmaß von dem mineralisierenden Ereignis erfasst. Im Gegensatz dazu sind die Spatmagnetitvererzungen an die tiefere tektonische Einheit der Veitscher Decke gebunden. Die Form der Erzkörper hängt von der Kompetenz und Reaktionsfähigkeit des Nebengesteins ab. In den karbonatischen Nebengesteinen treten hauptsächlich stockförmige Erzkörper auf, während in den siliziklastischen und magmatischen Nebengesteinen gangartige Erzkörper vorliegen. Im Allgemeinen ist der Grad der Metamorphose gering und die Auswirkungen einer Alpidisch-metamorphen Überprägung der Erzkörper sind an Brüche und Störungen gebunden, wo metamorphe Fluide bevorzugt zirkulieren konnten.

Im Gegensatz zu den Sideritvorkommen sind die Spatmagnetitvererzungen in der Östlichen Grauwackenzone an die tiefere tektonische Einheit der Veitscher Decke gebunden. Aber schon früh (z.B. REDLICH, 1907; PETRASCHECK, 1932) wurde die Möglichkeit einer gemeinsamen Entstehung der Siderit- und Spatmagnetitlagerstätten wegen verschiedener großer Ähnlichkeiten dieser Vererzungen diskutiert.

Die Meinungen zur Genese und zur geodynamischen Stellung der Sideritvererzungen der Östlichen Grauwackenzone und im Besonderen des Steirischen Erzbergs sind seit langem sehr widersprüchlich. Die frühen Bearbeiter in der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts bevorzugten syngenetische Modelle, während danach bis in die 70er Jahre des 20. Jahrhunderts epigenetische Vorstellungen entwickelt wurden. Mit der Entdeckung rezenter Vererzungsvorgänge vom Typ „Black Smoker“ wurden in der Folge auch solche sedimentär exhalative, also syngenetische Erklärungen für die Bildung der gegenständlichen Lagerstätten herangezogen. In den letzten beiden Jahrzehnten wurden wieder verstärkt hydrothermal-metasomatische Modelle publiziert. Von Vertretern syngenetischer Modelle wird zur Erklärung der vorherrschenden epigenetischen Vererzungsstrukturen häufig eine nicht näher definierte „Remobilisation“ angeführt. Dazu gibt es aber keine nachvollziehbaren Beobachtungen. Es wäre auch nicht zu erklären, warum nur die Siderite bzw. Magnesite von einem derartigen Ereignis betroffen wären, während die kalkigen Nebengesteine keine derartigen Überprägungen zeigen. Weiters fehlen in der Obertrias entsprechende thermische Ereignisse, die Eoalpine Metamorphose kann dafür jedenfalls nicht herangezogen werden, da ein sideritbildendes Ereignis nach der Deckenstapelung auch jüngere Mesozoische Serien erfasst hätte.

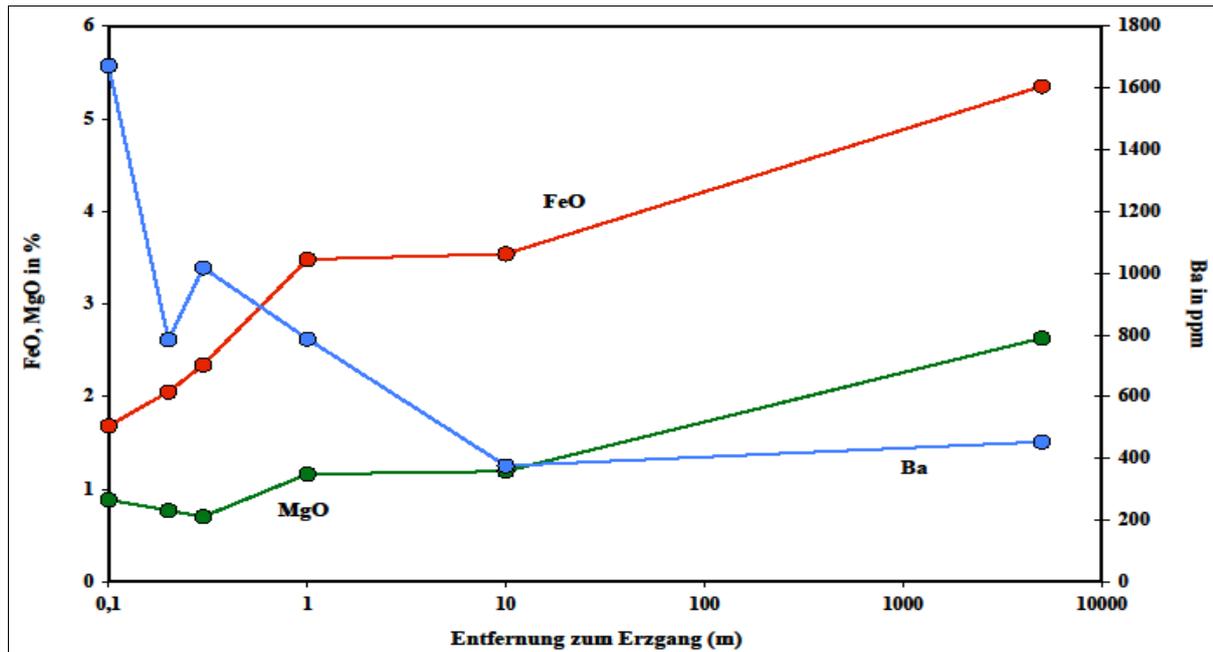


Abb. 2: Alterationsprofil und Übergang vom Erzgang in den nicht alterierten Porphyroid in der ehemaligen Lagerstätte Schendleck.

Metasomatische Sideritkörper in Altpaläozoischen oder Permischen Karbonatgesteinen

Dieser Typ von Sideritlagerstätten ist der bedeutendste in der Östlichen Grauwackenzone und dazu gehört mit dem Steirischen Erzberg auch eine der größten Sideritlagerstätten der Welt. Die mächtigen Sideritkörper sind hier an feinkörnige, praktisch unmetamorphe Kalke Devonischen Alters gebunden oder in geringerem Ausmaß an die von kalkigen Komponenten dominierte Basisbrekzie. Es sind im Bereich des Erzbergs allerdings auch noch alle anderen im Lagerstättenbereich auftretenden Lithologien vererzt (Abb. 3).

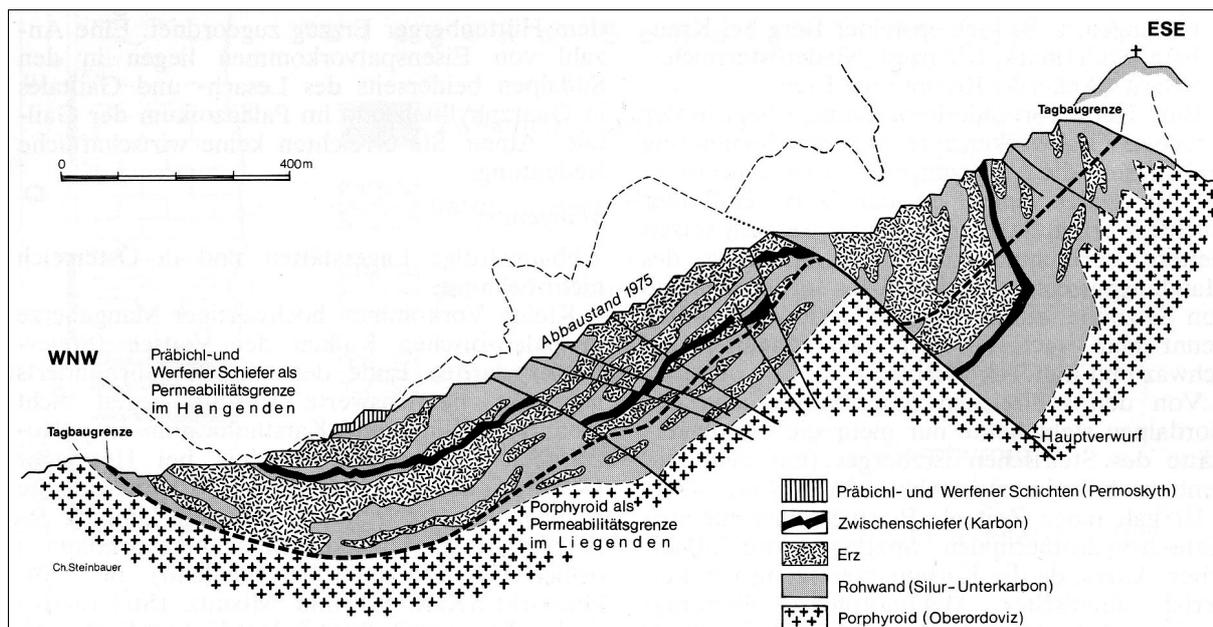


Abb. 3: Erzbergprofil: Schematisches Profil durch die Sideritlagerstätte am Steirischen Erzberg (OBERHAUSER, 1980).

Epigenetisch-metasomatische Strukturen sind vorherrschend. So zeigen die Erzkörper und Erzlinsen üblicherweise diskordante Kontakte zu den kalkigen Nebengesteinen. Entlang der Schichtung und Bankung der Kalke treten Lagergänge auf, es sind aber auch Gangstrukturen in den Karbonaten zu finden.



Abb. 4: Diskordante Kontakte der Sideritkörper zum umgebenden Altpaläozoischen Kalk und Lagergänge in das Nebengestein entlang der Schichtung (Photo: F. EBNER).

Wegen der Dichtigkeit und der hohen Reaktionsfähigkeit der Kalke sind an diesen Kontakten kaum Alterationen zu finden. In der Nähe zu den Kalken treten aber gehäuft ankeritische Beimengungen auf. Grobkörnige, regellose Erztexturen herrschen dort vor, wo Gänge gebildet wurden oder wo hydrothermale Siderite in Lösungshohlräumen abgesetzt wurden (z.B. Zebrastrukturen, siehe Abb. 5), während metasomatische Erze, wie z.B. Silikaterze, in der Regel feinkörnig sind. Dazu gehören auch die feinkörnigen, gebänderten Erze, die von verschiedenen Autoren aus dem ehemaligen Bergbau Radmer beschrieben wurden (BERAN, 1975, 1977, 1979; SCHULZ et al., 1997) und deren ursprüngliche sedimentäre Bänderung bei der Sideritmetasomatose übernommen wurde. Diese Erzstrukturen gaben Anlass zu der Entwicklung syngenetischer Entstehungsmodelle der Vererzungen (Abb. 6). Die von BERAN und THALMANN (1978) untersuchten Originalproben wurden für diese Arbeit zur Verfügung gestellt (siehe Kapitel „Die chemischen Charakteristika der mineralisierenden Fluide“). Im Allgemeinen weisen diese gebänderten, feinkörnigen Erze höhere Anteile an siliziklastischen Beimengungen auf.

Die Vererzungen in der karbonatischen Basisbrekzie bilden ähnlich wie in den Altpaläozoischen Karbonaten wolkig-diffuse 3-dimensionale Erzkörper und Erzlinsen. Bei vollständiger metasomatischer Überprägung werden sowohl die Matrix als auch die Kalkkomponenten vererzt. Die Kalke werden zu Siderit umgewandelt, während die Serizit- bzw. Illitkomponenten der Matrix zu Chlorit umgewandelt werden. Die hydrothermale Natur dieser Vererzungen ist besonders schön dort zu sehen, wo die metasomatische Front zum Stillstand kam und gelegentlich einzelne Komponenten durchschneidet (Abb. 8).

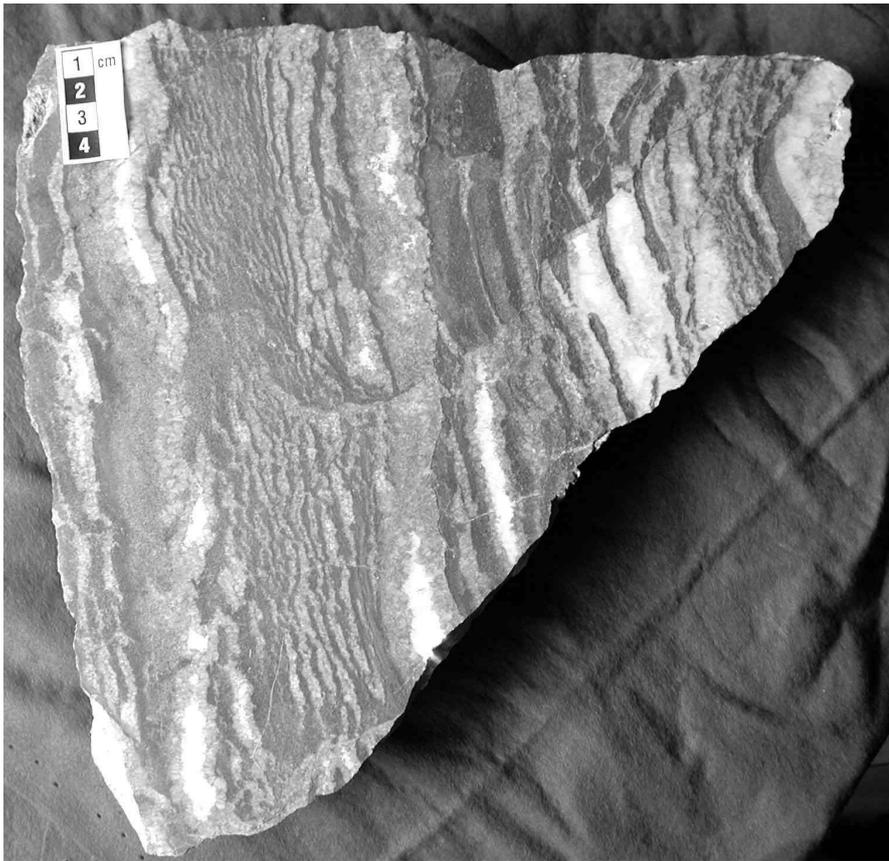


Abb. 5: Hydrothermale Bänderung von fein- und grobkörnigem Siderit und Ankerit, typische „Zebrastruktur“.

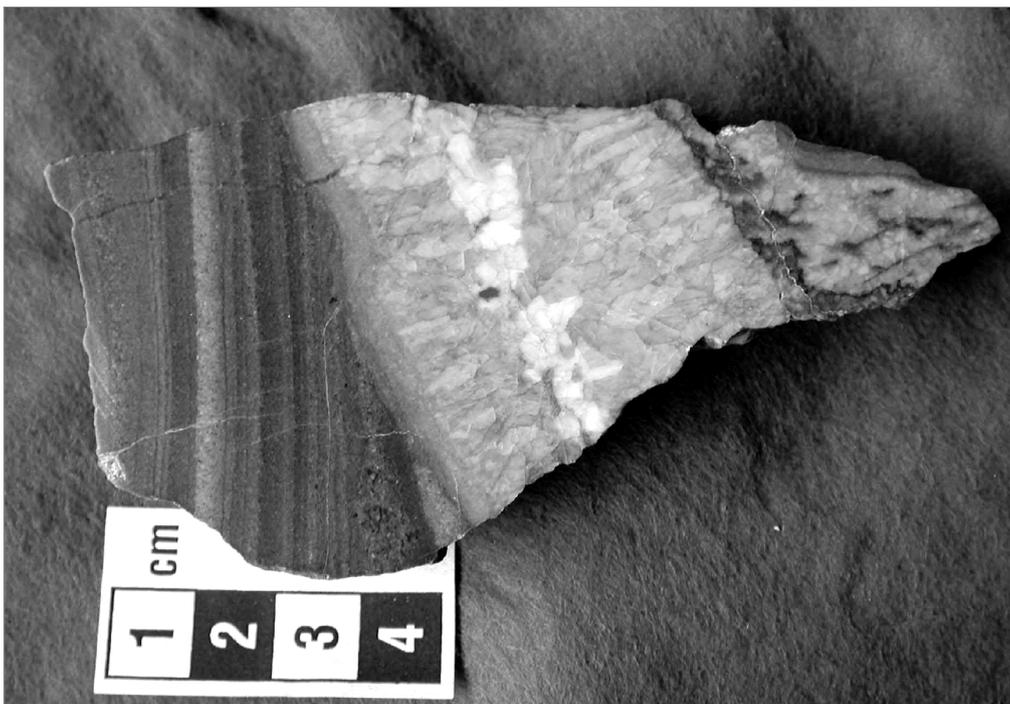


Abb. 6: Feinkörnige, gebänderte Eisenerze der ehemaligen Sideritlagerstätte Radmer.



Abb. 7: Teilweise zu Siderit umgewandelte Basisbrekzie vom Steirischen Erzberg. Die metasomatische Front verläuft mitten durch einzelne Kalkkomponenten.

Allgegenwärtig sind kleine, idiomorphe Quarzkristalle, die entweder übernommene authigene Quarze aus dem Altbestand der Flaserkalke sind (Abb. 6) oder aber Neubildungen im Zuge der hydrothermalen Aktivität. Diese idiomorphen Quarzkristalle beweisen jedenfalls das Fehlen einer nennenswerten durchgreifenden Überprägung der Vererzung. Das einzige Erzmineral von ökonomischer Bedeutung ist Siderit, es treten aber untergeordnet häufig Ankerithöfe um die Vererzungen auf. Untergeordnet sind auch geringe Anteile an Quarz, Hämatit und Schwespat zu finden. Kupferkies, Fahlerze und Zinnober ebenfalls zusammen mit Quarz sind Teil einer späteren, sekundären Paragenese.

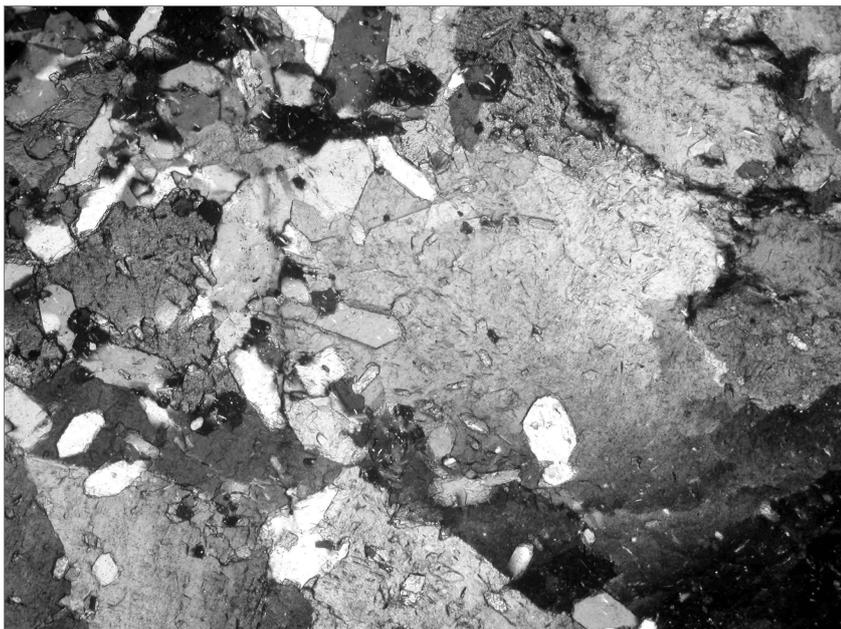


Abb. 8: Idiomorphe Quarze im Schiefererz vom Steirischen Erzberg.

Gangförmige Sideritvererzungen in Permoskythischen siliziklastischen Nebengesteinen

Zahlreiche Fe-Vererzungen treten in der Östlichen Grauwackenzone in Permoskythischen siliziklastischen Nebengesteinen auf. Als typische Vertreter wurden im Zuge der laufenden Arbeiten die ehemaligen Siderit- bzw. Hämatitlagerstätten Grillenberg, Sohlenalm, Gollrad, und Altenberg untersucht. Die Vererzungen treten in Quarzkonglomeraten, Arkosen, Sandsteinen und schieferigen Gesteinen auf. Entsprechend der Kompetenz und der geringen Reaktionsfähigkeit der siliziklastischen Nebengesteine findet man in den Sandsteinen, Quarzkonglomeraten und Schiefern ausschließlich gangförmige Strukturen. Nebengesteinsalterationen sind sehr untergeordnet zu finden und treten nur auf, wenn diese Gänge Arkosen durchschlagen (z.B. Grillenberg).

Im Zusammenhang mit den Permischen Konglomeraten und Brekzien wurde immer wieder die Frage nach dem Auftreten von Siderit- oder Magnesitklasten diskutiert. Es ist die Tatsache erwähnenswert, dass am Steirischen Erzberg keine einzelnen Sideritkomponenten in den Präbichlgesteinen auftreten. Bei den schwarzen, spätigen, Fe-reichen Magnesitkomponenten im Präbichlkonglomerat, wie sie z.B. im Rötzgraben auftreten (G. BRYDA, mündl. Mitteilung), scheint es sich um saline Bildungen aus dem Haselgebirge zu handeln bzw. um ähnliche Magnesitmineralisationen, wie sie im Kaswassergraben auftreten.

Besonders bei diesem Typ von Fe-Lagerstätten tritt neben Siderit auch häufig Hämatit als wichtiges Erzmineral auf, was bis zur Bildung von Hämatitlagerstätten führen kann.

Die chemischen Charakteristika der mineralisierenden Fluide

Um die Natur und die ursprüngliche Charakteristik und Herkunft der vererzenden Lösungen zu untersuchen, wurden Fluideinschlüsse sowohl direkt an den Vererzungen als auch an Gangartmineralen und Nebengesteinen durchgeführt. Zu diesem Zweck wurden die Einschlussfluide durch mechanisches Aufbrechen der Einschlüsse freigesetzt und mit Deionat extrahiert. Die angewandte Methode der Fluidextraktion folgt mit geringen Abweichungen den Angaben von BOTTRELL et al. (1988). Im Anschluss erfolgte die Analyse von signifikanten Kationen und Anionen mittels Ionenchromatographie. Diese Methode wurde in der Vergangenheit sehr erfolgreich bei der Untersuchung von Mississippi-Valley-Type-Lagerstätten eingesetzt (z.B. KESLER et al., 1996) und eignet sich sehr gut, um meteorische Wässer, Meerwasser und evaporitische Wässer zu unterscheiden. Es wird hier in der Folge nur das sehr aussagekräftige Na-Cl-Br-System diskutiert, das sich wegen des konservativen und inkompatiblen Verhaltens von Br sehr gut eignet, Evaporationsprozesse in Paläofluiden zu erkennen. Die chemischen Veränderungen von Meerwasser bei Eindampfungsprozessen wurde besonders von McCAFFEREY et al. (1987) untersucht. Trotz der ähnlichen Ionenradien von Cl und Br ist das Fraktionierungsverhalten dieser beiden Elemente bei Evaporationsprozessen sehr unterschiedlich. Ab einem Evaporationsindex von 10 wird Halit ausgefällt und damit Na und Cl dem residualen Meerwasser entzogen. Bei fortschreitender Evaporation steigen ab diesem Zeitpunkt die Na/Br- und Cl/Br-Verhältnisse stetig an, da das inkompatible Br in der Restlösung bleibt und nicht mit Evaporitmineralen ausgefällt wird.

Im Na/Br-Cl/Br-Diagramm (Abb. 9, 10) wird diese Fraktionierung für die verschiedenen untersuchten Sideritmineralisationen der Östlichen Grauwackenzone einschließlich der Lagerstätte am Steirischen Erzberg wiedergegeben. Alle untersuchten Sideritvorkommen der Östlichen Grauwackenzone weisen gegenüber Meerwasser in unterschiedlichem Ausmaß erhöhte Br-Gehalte auf. Abb. 9 zeigt, dass die Position der analysierten Proben auf dem „Evaporationstrend“ liegt. Die unterschiedlichen Positionen der einzelnen Lokalitäten in diesem Trend lassen sich durch unterschiedliche Evaporationsindizes erklären oder aber durch Interaktion des Fluids mit den Nebengesteinen oder mit Kluftwässern des Nebengesteins.

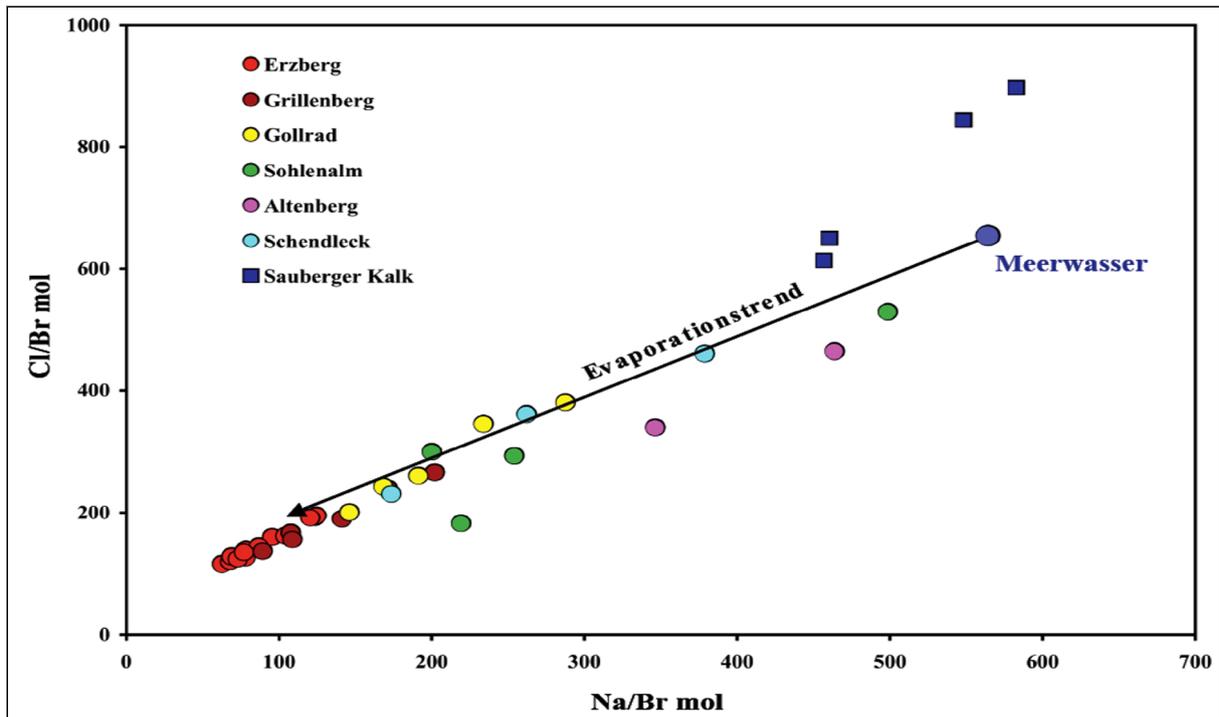


Abb. 9: Na-Cl-Br-Diagramm der untersuchten Sideritmineralisationen der Östlichen Grauwackenzone.

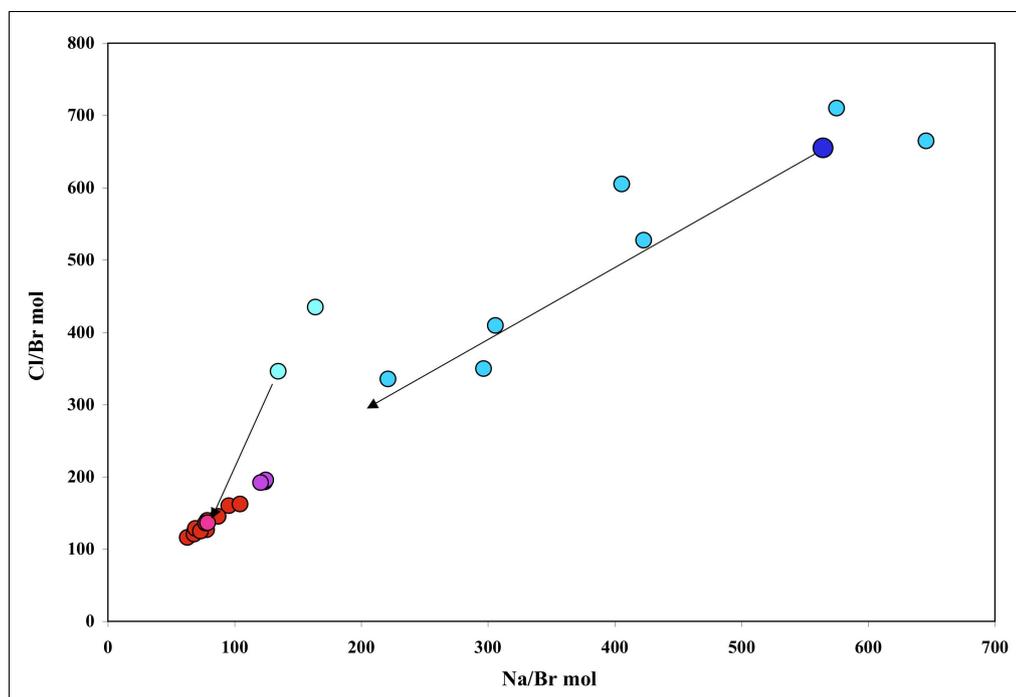


Abb. 10: Na-Cl-Br-Diagramm von Proben aus verschiedenen vererzten und nicht vererzten Lithologien des Steirischen Erzbergs.

In Tab. 1 sind die Na-Cl-Br-Verhältnisse der Proben vom Erzberg wiedergegeben. Die stärksten Fraktionierungen und Br-Anreicherungen von allen untersuchten Sideritmineralisationen zeigen die Proben vom Steirischen Erzberg. Eine Sideritprobe aus vererzter Basisbrekzie unterscheidet sich nicht von den Sideriten aus den Devonischen Karbonaten. Drei untersuchte Ankeritproben liegen so wie

die Siderite am Evaporationstrend, nehmen im Diagramm aber offensichtlich eine Zwischenstellung zu den Kalken ein (Abb. 10).

	Na/Br molar	Cl/Br molar
Kalke aus dem Nebengestein (Saubberger Kalk)	221 – 646	335 – 710
Kalke aus dem Nebengestein (Basisbrekzie)	134 – 164	346 – 435
Ankerit	120 – 124	192 – 196
Siderit	63 – 104	116 – 162
Meerwasser	564	655

Tab. 1: Die molaren Na-Cl-Br-Verhältnisse der untersuchten Proben vom Steirischen Erzberg

Die Proben der unvererzten Kalke des Nebengesteins stammen ebenfalls aus dem Bereich der Lagerstätte aus unterschiedlichen Entfernungen zu den Vererzungen. Ihre Fluidzusammensetzung liegt z.T. im Bereich des Meerwassers, während einige Proben offensichtlich teilweise vom hydrothermalen Ereignis erfasst wurden und einen Trend in die Richtung der Sideritzusammensetzung zeigen. Für die vom generellen Trend abweichende Zusammensetzung von zwei Kalkkomponenten aus der Basisbrekzie gibt es zur Zeit keine Erklärung.

Die SEE-Verhältnisse der Sideritmineralisationen am Steirischen Erzberg

Im Folgenden werden die Ergebnisse von noch laufenden geochemischen Untersuchungen an Kalken, Sideriten und Ankeriten aus dem Bereich des Steirischen Erzbergs vorgestellt. Da die Untersuchungen noch nicht abgeschlossen sind, können hier nur vorläufige Ergebnisse vorgestellt werden.

Die Kalke aus dem Umfeld des Erzbergs zeigen chondritnormierte SEE-Muster mit deutlicher Anreicherung der leichten SEE gegenüber den schweren SEE (Lan/Lun ca. 5–10) und leicht negativen Ce- und Eu-Anomalien (Fig. 11a), wie sie typisch sind für marin unter oxischen Bedingungen gebildete Karbonate (z.B. NOTHDURFT et al., 2004; MADHAVARAJU & RAMASAMY, 1999). Die zwei Kalkklasten aus der Permoskyth-Brekzie weisen gegenüber den anderen Kalkproben (Saubberger Kalk, Flaserkalk, Kalk aus dem Erzkörper) zwar deutlich niedrigere SEE-Gehalte auf, zeigen aber ebenfalls die für marine Kalke typischen SEE-Muster. Variationen in den Absolutgehalten der SEE bei ansonsten vergleichbaren SEE-Mustern werden auch bei Kalken z.B. aus der Veitscher Decke beobachtet. Sie sind ebenfalls von marinen Kalken bekannt (z.B. NOTHDURFT et al., 2004). Siderit (\pm Ankerit) zeigt dagegen von den schweren (Lu, Yb) zu den mittleren (Gd, Sm) SEE flach verlaufende SEE-Muster und dann zu den leichten SEE (La, Ce) abnehmende Werte in der chondritnormierten Darstellung (Fig. 11b). Allen Siderit- und Ankeritproben gemein ist die leicht positive Eu-Anomalie (Fig. 11b, c). Nach BAU und MÖLLER (1992) und MÖLLER (pers. Mitt.) kann die positive Eu-Anomalie nur durch eine hochtemperierte hydrothermale SEE-Mobilisierung und -fraktionierung mit anschließender Ausscheidung der Fe-Karbonate unter relativ niedrigen Temperaturen erklärt werden.

Detailuntersuchungen zeigen, dass der buckelförmige Verlauf der Muster im Bereich der mittleren SEE (chondritnormiert) einschließlich der positiven Eu-Anomalie bei Ankerit ausgeprägter ist als bei Siderit (Fig. 11c). Das Ausmaß der Abreicherung der leichten SEE und die Anreicherung im Eu bei den Sideriten und Ankeriten wird noch deutlicher, wenn ihre SEE-Konzentrationen relativ zu den mittleren SEE-Konzentrationen der Kalke vom Erzberg gerechnet werden (Fig. 11d). Einzig der Siderit aus dem Erzgang im alterierten Porphyroid zeigt ein andersartiges chondritnormiertes SEE-Muster (Abb. 11e) mit einer ausgeprägten Anreicherung der leichten SEE. Ein Vergleich der im Gestein leicht löslichen Anteile der SEE von nicht alteriertem Porphyroid und alteriertem Porphyroid, beide aus dem direkten Umfeld des Steirischen Erzbergs, belegt weiterhin die signifikante Abreicherung dieser Ele-

mente während der Alteration. Interessanterweise entspricht das Verhältnis der SEE von nicht alteriertem Porphyroid zu alteriertem Porphyroid, d.h. der Grad der SEE-Abreicherung, weitgehend dem chondritnormierten SEE-Spektrum (einschließlich der leicht positiven Eu-Anomalie) eines Sideritgangs im alterierten Porphyroid (Abb. 11e). Da es sich hierbei um eine Einzelprobe handelt, kann über die Signifikanz dieser unterschiedlichen SEE-Muster nur spekuliert werden. Die tonig-organische Matrix der Siderite vom Erzberg zeigt eine deutliche Anreicherung der leichten SEE relativ zu den mittleren und schweren SEE (Lan/Lun ca. 10, Fig. 11f).

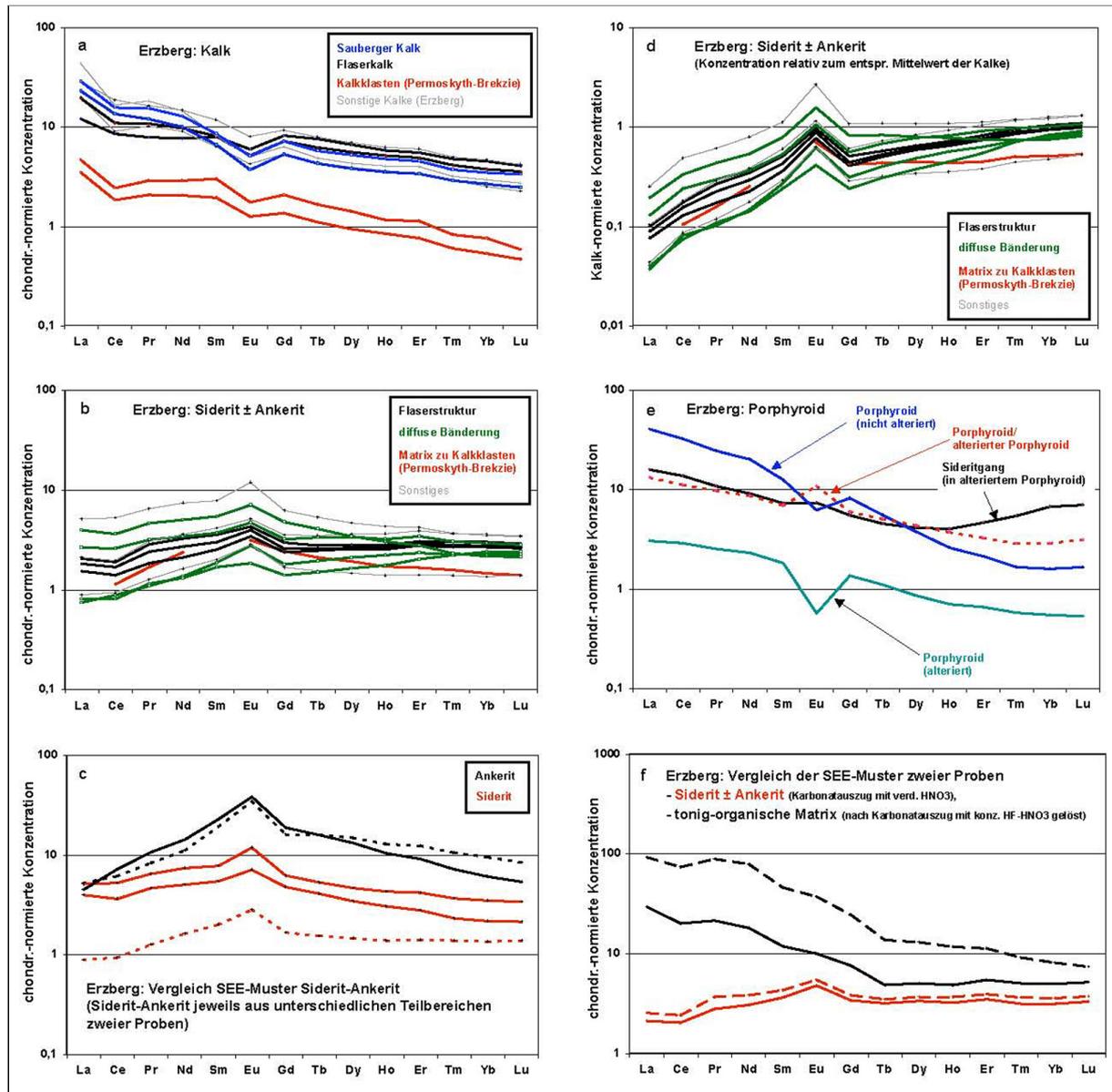


Abb. 11: Chondritnormierte bzw. karbonatnormierte Konzentrationen der Seltenerdelemente (SEE) aus dem Bereich des Steirischen Erzbergs. Die SEE wurden durch Laugen der Gesteinspulver mit verdünnter Essigsäure gewonnen.

Die einheitlich positive Eu-Anomalie und die subparallelen SEE-Muster der Siderite und Ankerite (mit Ausnahme des Sideritgangs im alterierten Porphyroid) sind Indiz für eine einphasige hydrothermale Bildung unter niedrigtemperierten Bedingungen und ohne durchgreifende spätere Überprägung bzw. Rekristallisation. Fe-Karbonat und tonig-organische Matrix weisen signifikant unterschiedliche Verläufe der Muster im Bereich der leichten bis mittleren SEE und damit signifikant unterschiedliche Sm/Nd-Verhältnisse auf. Signifikante, wenn auch geringere Unterschiede im Sm/Nd finden sich ebenfalls bei den Sideriten und Ankeriten. Damit bieten sich gute Voraussetzungen für die Datierung der hydrothermalen Bildung der Siderite/Ankerite mittels der Sm-Nd-Isochronenmethode.

Die zeitliche Einstufung der Vererzungen

Zur Erstellung eines genetischen Modells der Sideritvererzungen der Östlichen Grauwackenzone ist auch die Bestimmung des Alters der Mineralisation erforderlich. Nur mit der Kenntnis einer exakten Alterseinstufung kann das mineralisierende Ereignis in einen geodynamischen Rahmen gestellt werden. Die Tatsache, dass die mineralisierten Strukturen gangförmig in Permischen Gesteinen auftreten, schließt eine syngenetische, Altpaläozoische Erzgenese aus. Eine Obergrenze für die Sideritgenese ist dadurch gegeben, dass z.B. Jurassische oder Kretazische Gesteine von dieser Vererzung nicht betroffen sind. Eine umfangreiche Alpidische Mobilisation von Erzlösungen etwa durch die Eoalpine Metamorphose nach/während der Alpenen Deckenstapelung würde diese jüngeren Abfolgen ebenfalls vererzen.

Um eine absolute Alterseinstufung des hydrothermalen Ereignisses zu ermöglichen, werden zur Zeit umfangreiche Altersbestimmungen nach der Sm-Nd-Isochronenmethode an den Sideritmineralisationen der Östlichen Grauwackenzone am Isotopenlabor der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover (BGR) durchgeführt. Frühere geochemische und isotopenchemische Untersuchungen in der BGR an karbonatischer Gangart der hydrothermalen Co-As-(Au)-Vererzung des Bou Azzer Inliners, AntiAtlas (Marokko), haben gezeigt, dass die Karbonate mit der Sm-Nd-Isochronenmethode datiert werden können, wenn eine signifikante Variation im Sm/Nd-Verhältnis vorliegt (OBERTHÜR et al., 2007). Insbesondere durch den direkten Vergleich dieses Sm-Nd-Isochronenalters mit dem Ergebnis der U-Pb-Datierung an einem kogenetischen U-reichen Mineral (Brannerit; mittels LA-ICP-MS-Methode) kann die geologische Signifikanz der Sm-Nd-Datierung der karbonatischen Gangart belegt werden: beide Methoden haben innerhalb der Fehler identische Alter erbracht, die eine sichere Alterseinstufung der Mineralisation erlauben (OBERTHÜR et al., 2007). Im Abschluss befindliche geochemische und isotopenchemische Untersuchungen der Spatmagnesite und ihrer tonig-organischen Beimengungen der Lagerstätte Breitenau ergaben ebenfalls eine sehr gut definierte Sm-Nd-Isochrone (HENJES-KUNST et al., 2008).

Wie beim Kapitel über die SEE ausgeführt, bieten die Unterschiede im Sm/Nd-Verhältnis der Siderite, Ankerite und der tonig-organischen Matrix gute Voraussetzungen für die Datierung nach der Sm-Nd-Isochronenmethode. Aus den bisherigen Untersuchungsergebnissen lässt sich für die Sideritmineralisationen des Steirischen Erzbergs eine Isochrone mit einem Obertriadischen Alter von 208 ± 22 Ma ableiten (Abb. 12), was gut in das oben erwähnte Zeitfenster passt. Die Isotopenverhältnisse einer bisher untersuchten Probe aus den Devonischen Karbonaten des nicht vererzten Nebengesteins liegen abseits der Ausgleichsgeraden.

Ar-Ar-Datierungen an Seriziten aus der Alterationszone der Lagerstätte Schendleck (PROCHASKA, 1991) ergaben ein Plateau-Alter von $161,4 \pm 0,6$ Ma. Ob dieses Alter für die Lagerstättenbildung relevant ist und mit einem jüngeren Mineralisationsereignis in Zusammenhang steht, werden Sm-Nd-Untersuchungen an Siderit-Ganglagerstätten aus Permischen Nebengesteinen zeigen, die zur Zeit im Gange sind.

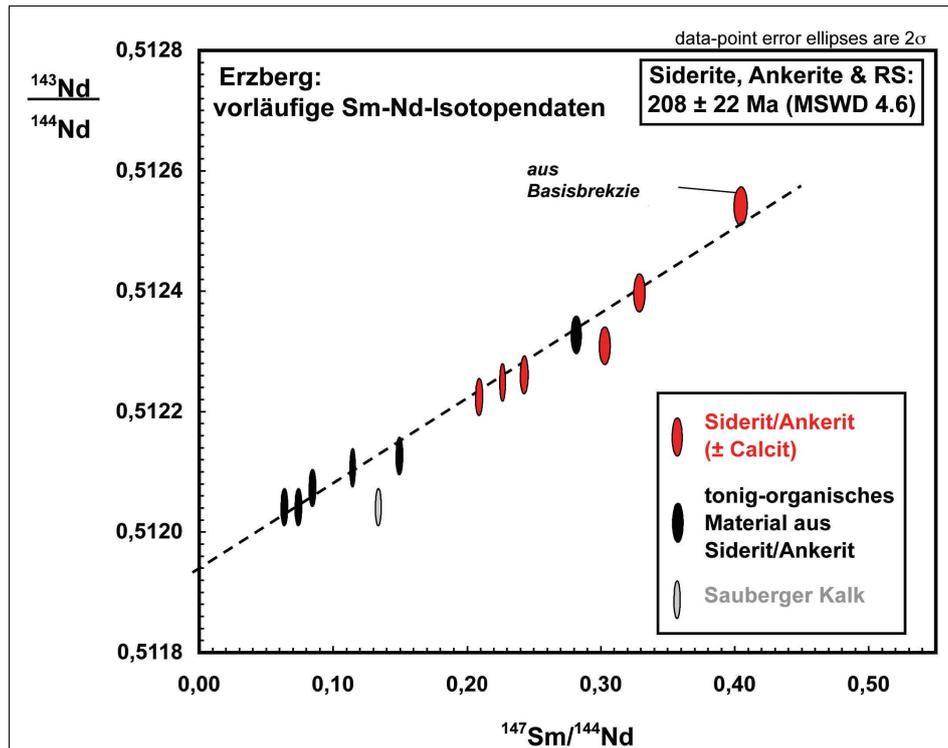


Abb. 12: Sm-Nd-Isochrone der Siderite, Ankerite und der entsprechenden unlöslichen tonigen Rückstände von Proben vom Steirischen Erzberg ergeben ein Alter von 208 ± 22 Ma.

Das genetische Modell

Das hier präsentierte genetische Modell der untersuchten Vererzungen stützt sich auf folgende Beobachtungen bzw. analytische Daten:

- Die Natur der Vererzungen ist hydrothermal-metasomatisch. Es können keine Anzeichen einer primär sedimentären Eisenanreicherung beobachtet werden.
- Entsprechend ihrer ähnlichen Fluidzusammensetzung scheinen die Sideritmineralisationen der Östlichen Grauwackenzone zu einem minerogenetischen Ereignis zu gehören.
- Die mineralisierenden Fluide waren ursprünglich aufgrund ihrer stark halitfraktionierten Zusammensetzung evaporitische, residuale Meerwässer mit hoher Salinität.
- Die zeitliche Einstufung des mineralisierenden Ereignisses wurde mittels Sm-Nd-Datierung auf Obertrias (208 ± 22 Ma) festgelegt.

Führt man diese Beobachtungen zu einem Modell zusammen, ergibt sich folgendes Bild (Abb. 13), das gegenüber früheren Modellen (PROCHASKA, 1991, 1997; PROCHASKA et al., 1996) durch die nun vorliegende zeitliche Fixierung des erzbildenden Ereignisses leicht modifiziert ist:

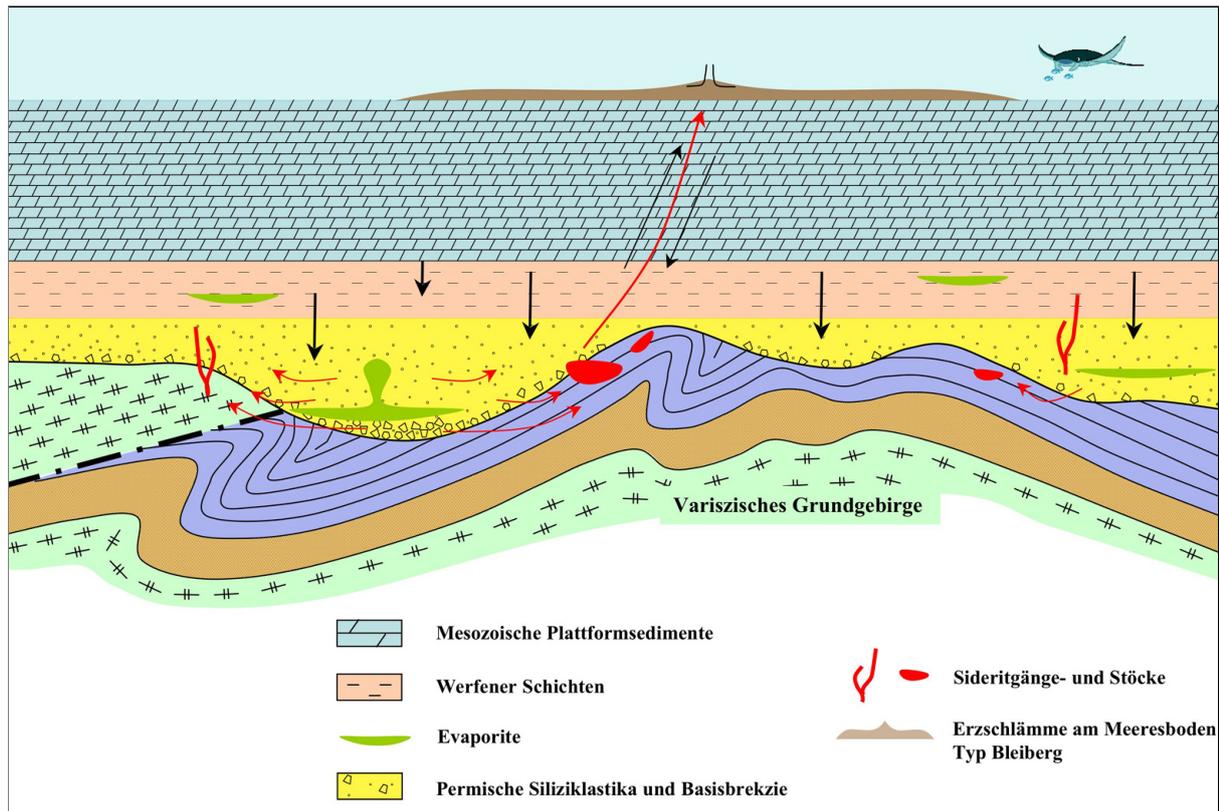


Abb. 13: Modell der Bildung der Sideritmineralisationen in der Östlichen Grauwackenzone durch ursprünglich Permotriadische evaporitische Wässer, die in der Obertrias diagenetisch mobilisiert wurden (nicht maßstäblich).

Über Altpaläozoischem, Variszisch metamorphem Grundgebirge lagern sich während des Perms kontinentale, siliziklastische Sedimente unter ariden Bedingungen ab. Durch evaporitische Ablagerungen wird das residuale Meerwasser zu hochsalinaren und Br-reichen Lösungen fraktioniert. Während der Ablagerung der Werfener Schichten ist das ursprünglich akzentuierte Relief allmählich ausgeglichen, wobei die evaporitischen Bedingungen fort dauern. Durch die Auffüllung der Becken und die andauernde Sedimentation werden die hochsalinaren, evaporitischen Wässer als Formationswässer in diesen Sedimenten fixiert. Fortschreitende Sedimentation der karbonatischen Plattformsedimente und die damit verbundene anwachsende Auflast führen schließlich in der Obertrias zur diagenetischen Mobilisation der begrabenen Formationswässer. Diese reduzierenden, sauren, hochsalinaren Fluide (23 % NaCl_{Äquiv} nach BELOCKY, 1992) haben ein großes Potential, während ihrer Migration Metalle (z.B. Fe, Mg, Ba etc.) aus den Nebengesteinen aufzunehmen. Für die Ausfällung der Erze kommen verschiedene Mechanismen in Frage, wie pH-Änderung beim Eintritt der Lösungen in Karbonatkörper oder Abkühlung beim Aufstieg der hydrothermalen Lösungen. Geothermometrische Untersuchungen von BELOCKY (1992) zeigen, dass die Homogenisierungstemperaturen der Siderite im Bereich von 100–140° C liegen, was bei einem Druck von etwa 1 kbar einer Temperatur von etwa 200° C entsprechen würde. Berücksichtigt man die Überlegungen von BAU & MÖLLER (1992) zur Erklärung von positiven Eu-Anomalien in den SEE-Spektren von Sideriten, so muss für das vererzende Fluid ein Entwicklungsstadium bei erhöhten Temperaturen und möglicherweise größeren Versenkungstiefen gefordert werden (vgl. auch HEIN, 1993 für die Siegerländer Sideritprovinz).

Die erzbildenden Prozesse der untersuchten Sideritlagerstätten weisen große prinzipielle Ähnlichkeiten mit Mississippi-Valley-Type-Lagerstätten auf (Abb. 14). Das hier skizzierte Modell unterscheidet sich auch nur geringfügig von den Modellen zur Bildung der Ostalpinen Spatmagnesite (PROCHASKA, 2000, 2001), für die auf Grund neuerer Untersuchungen ebenfalls ein Obertriadisches Alter angenommen werden kann (Breitenau 221 ± 16 Ma: HENJES-KUNST et al., 2008; Wald 225 ± 42 Ma: PROCHASKA & HENJES-KUNST, 2008). Im Gegensatz zu den Fluiden, die die Sideritbildung verursachten, scheinen die Mg-reichen und Fe-freien „Magnesitfluide“ keinen umfangreichen Austausch mit dem Nebengestein gehabt zu haben, da diese Lösungen in diesem Fall durch die Aufnahme auch nur geringer Mengen von Fe ihr Potential verloren hätten, eisenarme Magnesite zu bilden.

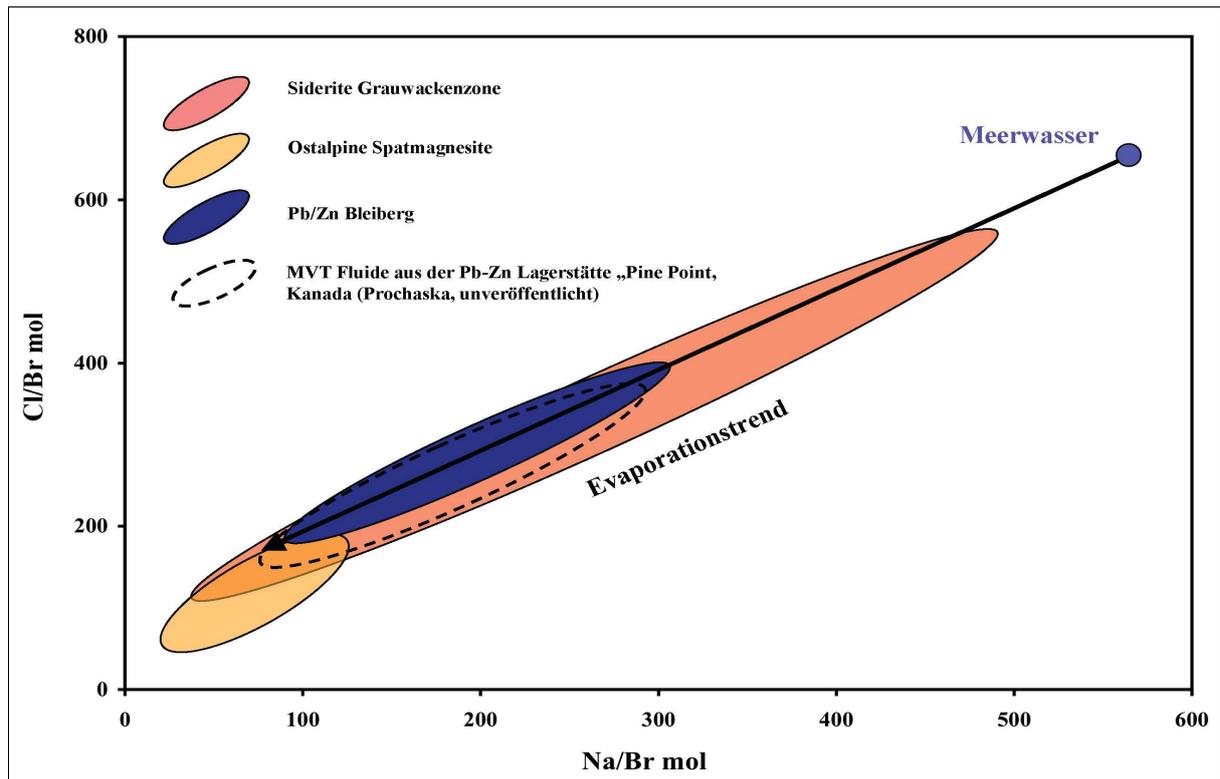


Abb. 14: Vergleich der Na-Cl-Br-Verhältnisse der Siderit- und Magnesitlagerstätten und der Bleiberger Vererzungen mit MVT-Fluiden.

Es ist in diesem Zusammenhang wert zu erwähnen, dass die Pb-Zn-Vererzungen von Bleiberg ebenfalls ein obertriadisches Alter aufweisen (SCHNEIDER et al., 2009: 200.0 ± 1.7 Ma; Rb-Sr-Isochronen-datierung an Zinkblenden) bzw. in Obertriadischen Gesteinen auftreten und ähnliche, stark fraktionierte Fluidverhältnisse aufweisen (Abb. 14). Es besteht damit die Möglichkeit, dass die permotriadischen, ursprünglich evaporitischen Formationswässer, die während der Obertriadischen Diagenese der Permischen Becken die Sideritbildung verursachten, an Klüften und Wegigkeiten in der zerbrechenden Plattform in sehr hohe Niveaus (möglicherweise bis als Thermalquellen am Meeresboden) aufstiegen und dort die Bleiberger Vererzungen verursachten.

Literatur

- BAU, M. & MÖLLER, P. (1992): Rare-earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. – *Mineralogy Petrology*, 45, S. 231-246.
- BAUMGARTNER, W. (1976): Zur Genese der Erzlagerstätten der östlichen Grauwackenzone und der Kalkalpenbasis etc. – *BHM*, 121, S. 51-54.
- BELOCKY, R. (1992): Regional vergleichende Untersuchung lagerstättenbildender Fluide in den Ostalpen als Hinweis auf eine mögliche metamorphe Ableitung. – Unpubl. Thesis, Univ. Braunschweig, 103 S.
- BERAN, A. (1975): Mikrosondenuntersuchungen von Ankeriten und Sideriten des Steirischen Erzberges. – *TMPM*, 22, S. 250-265.
- BERAN, A. (1977): Die Kluftankerite des Steirischen Erzberges und ihre mögliche Verwendung als Geothermometer. – *Mineral. Deposita*, 12, S. 90-95.
- BERAN, A. (1979): Die Stellung der Ankeritgesteine im Rahmen der Genese von Sideritlagerstätten der östlichen Grauwackenzone – *TMPM*, 26, S. 217-233.
- BERAN, A. & THALMAN, F. (1978): Der Bergbau Radmer-Buchegg – ein Beitrag zur Genese Alpiner Sideritlagerstätten. – *TMPM*, 25, S. 287-303.
- BOTTRELL, S.H., YARDLEY, B.W.D. & BUCKLEY, F. (1988): A modified crush-leach method for the analysis of fluid inclusion electrolytes. – *Bull. Mineral.*, 111, S. 279-290.
- HEIN, U.F. (1993): Synmetamorphic Variscan siderite mineralization of the Rhenish massif, Central Europe. – *Mineralogical Magazine*, 57, S. 451-467.
- HENJES-KUNST, F., PROCHASKA W. & SCHRAMM, M. (2008): Application of the Sm-Nd isochron method to dating of evaporitic and hydrothermal carbonates. – *From Sea to Sky – Goldschmidt 2008*, Goldschmidt Conference Abstracts, S. A 368.
- KESLER, S.E., MARTINI, A.M., APPOLD, M.S., WALTER, L.M., HUSTON, T.J. & FURMAN, F.C. (1996): Na-Cl-Br systematics of fluid inclusions from Mississippi valley-type deposits, Appalachian basin: Constraints on solute origin and migration paths. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(2), S. 225-233.
- MADHAVARAJU, J. & RAMASAMY, S. (1999): Rare earth elements in limestones of Kallankurichchi Formation of Ariyalur Group, Tiruchirapalli, Cretaceous, Tamil Nadu. – *Journal Geological Society India*, 54, S. 291-301.
- MCCAFFREY, M.A., LAZAR, B. & HOLLAND, H.D. (1987): The evaporation path of seawater and coprecipitation of Br⁻ and K⁺ with halite. – *J. Sediment. Petrol.*, 57, S. 928-937.
- 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, S. 61-74.
- NOTHDURFT, L.D., WEBB, G.E. & KAMBER, B.S. (2004): Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: Confirmation of a seawater REE Proxy in ancient limestones. – *Geochimica Cosmochimica Acta*, 68, S. 263-283.
- OBERHAUSER, R. (1980): *Der geologische Aufbau Österreichs*. – Springer, Wien.
- OBERTHÜR, T., MELCHER, F., HENJES-KUNST, F., STEIN, H., ZIMMERMAN, A., GERDES, A. & EL GHORFI, M. (2007): Evidence of a Hercynian age of cobalt-arsenide-(gold) mineralisation, Bou Azzer, Anti-Atlas, Morocco, from new U-Pb, Sm-Nd and Re-Os age determinations. – In: ANDREW, C.J. et al. (Eds.): *Digging Deeper*, Proceedings of the Ninth Biennial SGA Meeting, Dublin, S. 357-369.
- PALINKAS, L., STRMIC, S., SPANGENBERG, J. & PROCHASKA, W. (2003): Vares and Veovaca, Triassic, Fe-Pb-Zn-Ba SEDEX deposits, related to the advanced Tethyan rifting, Central Bosnia. – In: ELIOPOULOS, D.G. (Ed.) et al.: *Mineral Exploration and Sustainable Development*, Vol. II, S. 1221-1224, Millpress, Rotterdam.
- PETRASCHECK, W. (1932): Die Magnesite und Siderite der Alpen. Vergleichende Lagerstättenstudien. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl.*, 141, S. 195-242.
- POHL, W., AMOURI, M., KOLLI, O., SCHEFFER, R. & ZACHMANN, D. (1986): A new genetic model for the North African metasomatic siderite deposits. – *Mineral. Deposita*, 21, S. 228-233.
- PROCHASKA, W. (1991): Beispiele für alpidisch-hydrothermale Lagerstättenbildung in den Ostalpen. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 121, S. 129-148.

- PROCHASKA, W. (1997): Formation of different siderite provinces during the Alpine tectono-metamorphic event in the Eastern Alps of Austria. – In: Mineral Deposits Research and Exploration Where do they meet? S. 845-848, Proceedings of the 4th Biennial SGA Meeting Turku 1997, Balkema, Rotterdam, 1997.
- PROCHASKA, W. (2000): Magnesite and talc deposits in Austria. – *Mineralia Slovaca*, 32, S. 543-548.
- PROCHASKA, W. (2001): Magnesite Mineralizations of the Eastern Alps and the Carpathians. – In: PIESTRZYNSKI (Ed.) et al.: *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century*, S. 1017-1019, Swets & Zeitlinger Publishers Lisse.
- PROCHASKA, W., FRANK, W. & BECHTEL, A. (1996): Tertiary Siderite Mineralization in the Greywacke Zone of the Eastern Alps. – *Mineralia Slovaca-Monography*, Bratislava, S. 165-174.
- PROCHASKA, W. & HENJES-KUNST, F. (2008): Inclusion fluid chemistry of sparry magnesite mineralizations in the Eastern Alps. – *From Sea to Sky – Goldschmidt 2008*, Goldschmidt Conference Abstracts, S. A 763.
- PROCHASKA, W., KAISER, C. & KRUPENIN, M. (2003): How inclusion fluid chemistry can help in understanding mineral deposits – Examples from magnesite and siderite deposits in the Southern Urals. – *Int. Conf. of Mineralization in Precambrian Terranes & UNESCO/IUGS IGCP 443 Annual Meeting and Field Correlation*, Abstr. Vol., S. 1-5, Nanjing.
- PROCHASKA, W., SAMI, L., HADDOUCHE, O., KOLLI, O., BOUTALEB, A. & LAOUAR, R. (2007): Investigations on the Chemistry of Mineralizing Fluids of Vein Type Mineralizations Related to the Diapiric Zone in Northern Algeria. – In: ANDREW, C.J. (Ed.) et al.: *Proceedings of the 9th Biennial Meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits*, Dublin, Ireland, 20th–23rd Aug. 2007 Vol. II, S. 1323-1326, IAEG 2007.
- REDLICH, K.A. (1907): Die Genesis der Pinolitmagnesite, Siderite und Ankerite der Ostalpen. – *TMPM*, 26, S. 499-505.
- SCHNEIDER, J., V. QUADT, A., GUTZMER, J., HENJES-KUNST, F., MELCHER, F. & SINDERN, S. (2009): The unique Rb-Sr chronometer in sphalerite and the genesis of sediment-hosted base metal deposits. – *SGA 2009, 10th Biennial Meeting*, Townsville, Australia.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – *Jahrb. Geol.B.-A.*, 124, S. 361-423.
- SCHULZ, O., VAVTAR, F. & DIEBER, K. (1997): Die Siderit-Erzlagerstätte Steirischer Erzberg: Eine geowissenschaftliche Studie, mit wirtschaftlicher und geschichtlicher Betrachtung. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 20, S. 65-178.
- WEBER, L. (1997): Metallogenetische Karte von Österreich (1:500.000) und Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 19, Wien 1997.

Bergbaugeschichte der Eisenerzer Alpen – Raum Eisenerz, Radmer und Johnsbach

H. WEINEK

Der Eisenerzbergbau am Steirischen Erzberg sowie jener ehemalige in der Radmer prägen die Region; viel wurde darüber geschrieben. Ebenso gibt es eine Vielzahl von Literatur über den Kupfererzabbau ab dem ausgehenden Mittelalter im Radmer- und Johnsbachtal. Hier wird vor allem auf die Arbeiten von REDLICH verwiesen (1), der nicht nur die dortigen Eisenerzvorkommen und deren seinerzeitigen Gewinnung, sondern auch den früheren Kupfererzabbau beschrieben hat.

Die Eisenerzer Alpen sind nach jüngsten Forschungsergebnissen durch viele bronzezeitliche Kupfergewinnungsstätten (ca. 4.000 Jahre) in Form von Kupferschlackenhalden (2, 3) ausgezeichnet, so dass man hier auch von einem Kupfererzbezirk sprechen kann. Nachstehendes Bild (Abb. 1) soll die Dichte der vorgefundenen bronzezeitlichen Bodendenkmäler veranschaulichen.



Abb. 1: Vorgefundene Kupferschlackenplätze in den Gemeinden Eisenerz, Radmer und Johnsbach; gez. HANS RESCH.

Da diese größtenteils im sumpfigen Gelände mit vorliegenden Dolinen, in unmittelbarer Nähe von Gipsvorkommen, sumpfigem Gelände und Quellaustritten zu finden sind, und die vorgefundene Kupferschlackenmenge relativ vorliegt (ca. 3 t), gibt es Überlegungen, die Kupfervererzung und deren Gewinnung mit dem Haselgebirge (Gips) in Zusammenhang zu bringen. Es gibt viele Literaturhinweise, die eine geringe Kupferkiesvererzung von Gips und Werfener Schiefer beschreiben (4, 5, 6). Interessant ist auch die Beobachtung, dass keine Hinweise auf Bergehalden existieren. (7).

Nachstehendes Foto (Abb. 2) zeigt einen bronzezeitlichen Kupferschlackenplatz, der unterhalb der Aufschließungsstraße nach dem Radmerer Hals in Richtung Radmer entdeckt worden ist. Oberhalb diesem ist ein Hang mit starker Quellbildung.



Abb. 2: Beispiel eines Kupferschlackenwurfs westlich vom Radmerer Hals; Foto WEINEK, 1999

Im Zuge der Feldforschung nach prähistorischen Kupferschlackenplätzen konnten auch einige Eisenschlackenplätze im Raume Eisenerz/Vordernberg/Radmer gefunden werden, die jedoch bis heute noch nicht auf ihr Alter untersucht worden sind. Sie lassen vermuten, dass es hier bereits eine frühere Eisenerzgewinnung gegeben hat. So wurden zwei solche Schlackenplätze auf der Südseite des Polsters, Gemeinde Eisenerz, einer im so genannten Gerichtsgraben, unterhalb des Präbichl, Gemeinde Eisenerz, ein anderer am Radmerer Hals in Richtung Kohlleiten, Gemeinde Radmer und ein weiterer neben der Präbichlbahn auf Höhe des Wasserreservoirs für die Schischaukel Gemeinde Vordernberg entdeckt (2).

Bevor auf die Vielzahl neuzeitlicher Eisenerz- und Kupfererzgewinnungstätten, so ab dem 16. Jahrhundert, eingegangen wird, soll die Zinnobererzgewinnung Erwähnung finden:

Die derzeit bekanntesten und gut dokumentierten Abbaustätten (8, 9) liegen zwischen der Krumpen und der Zölzalm (Abb.3), wo auch das Zinnobererz zur Gewinnung des Quecksilbers vor Ort „geröstet“ worden ist, wie die in der Zölzalm vorgefundenen Keramikretorten bezeugen (Abb. 4).



Abb. 3: Gebiet des Zinnoberbergbaues Krumpen und Zölz; Kartenausschnitt aus ÖK 25/Blatt 132 Trofaiach; Bundesamt für Eich und Vermessungswesen, 1988.



Abb. 4: Keramikretorte, gefunden auf dem Zölzalmboden; Foto WEINEK, 2005.

Weitere Hinweise auf Zinnobergewinnung findet man im Johnsbachtal bei Redlich (1). Prevenhuber (10) erwähnt in seinem Büchlein „Eisen mit Quecksilber in der Weidgruben bei dem Polstergebirge in Steiermark“.

Betrachtet man die gelöschten Grubenfelder auf Eisenerz der ehemaligen Österreichischen Alpine Montangesellschaft in den Gemeinden Eisenerz (Abb. 5), Radmer (Abb. 6) und Johnsbach (Abb. 7), so kann man davon ausgehen, dass diese seinerzeit einerseits auf Grund von Eisenerzausbissen aber andererseits auch durch Bekanntsein von älteren Bergbauen belegt worden sind.

Wenn man von alten Bergbauen in der Region spricht, so muss man unterscheiden, ob es sich hier um Schurfbaue oder um ehemalige Gewinnungsstätten handelt. Erstere sind sehr häufig vertreten, wobei man auch hier feststellen muss, dass eventuell diese Schurfbaue auf Grund von älteren Bergbauaktivitäten angelegt worden sind. Man findet in der Region viele verfallene Mundlöcher, kleine Halden, Pingen und Röschen, die eben auf solche Aktivitäten hinweisen. Hier überwiegen vor allem jene auf Eisenerz, einige aber auch auf Kupfererz. So hat es Ende des 18. Jahrhunderts eine so genannte Kupferkampagne gegeben, deren Spuren in Form von Halden u.a. in der Eisenerzer Ramsau zu erkennen sind. Am Fuße des Eisenerzer Reichensteins, im so genannten Sauerbrunngraben, hat es einen Kupfererzbergbau gegeben, ebenso am Fuße des Erzberges, unterhalb des so genannten Vogelbichl; beide Bergbauorte waren lange Zeit durch deren Mundloch erkennbar, bis diese verschüttet worden sind. Aufzeichnungen darüber konnten bis heute nicht gefunden werden.

Im Ingedenkbuch von Leopold Ulrich SCHIEDELBERG aus dem Jahre 1709 wird über ein Silberbergwerk am Erzberg (Innerberg) berichtet, was Hans PIRCHEGGER in einem Aufsatz (11) für die Jahre 1478 und 1518 erwähnte. Dieses Silberbergwerk dürfte im Zusammenhang mit dem Fahlerzvorkommen (Tetraedrit) am Fuße des Steirischen Erzberges, am so genannten „Söberhaggen“ gewesen sein.

An dieser Stelle soll auch der Kupferbergbau in der Teichen bei Kalwang genannt werden, der von CANAVAL (12) gut beschrieben wird.

Neben der Eisenerzgewinnung am Steirischen Erzberg gab es an der westlichen Krumpentallehne gegenüber vom Erzberg einen Eisenerzbergbau, den so genannten Marienbau (1) und ebenso einen am Tulleck der Donnersalpe (1); sie hinterließen Spuren in Form von Etagen, Bremsbergen und Einbauten.

Am Glanzberg, an der Südseite des Pfaffensteins, existieren neben einer Halde eine riesige Pinge und Stolleneinbauten, die ebenfalls auf ehemalige Eisenerzgewinnung hinweisen (Abb. 8).

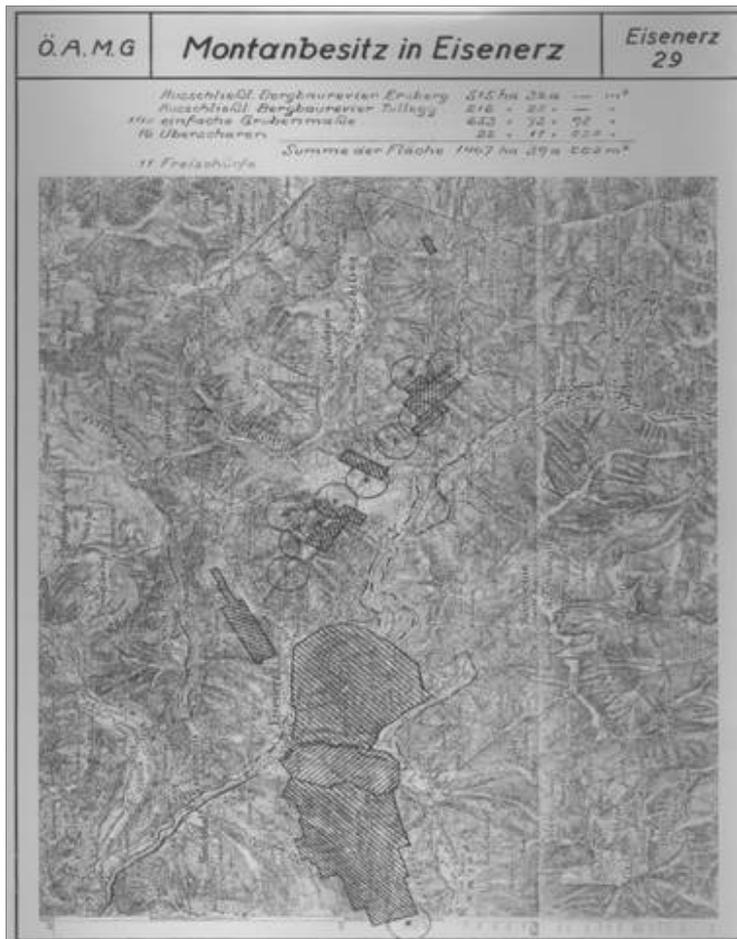


Abb. 5: Gelöschte Grubenfelder in der Gemeinde Eisenerz; Alpinebuch I, 1–250.

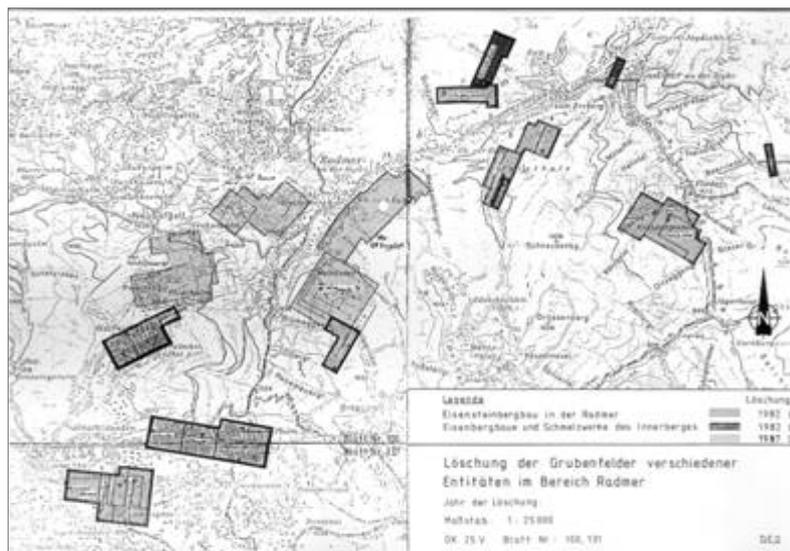


Abb. 6: Gelöschte Grubenfelder in der Gemeinde Radmer; Alpinebuch I, 1–250.

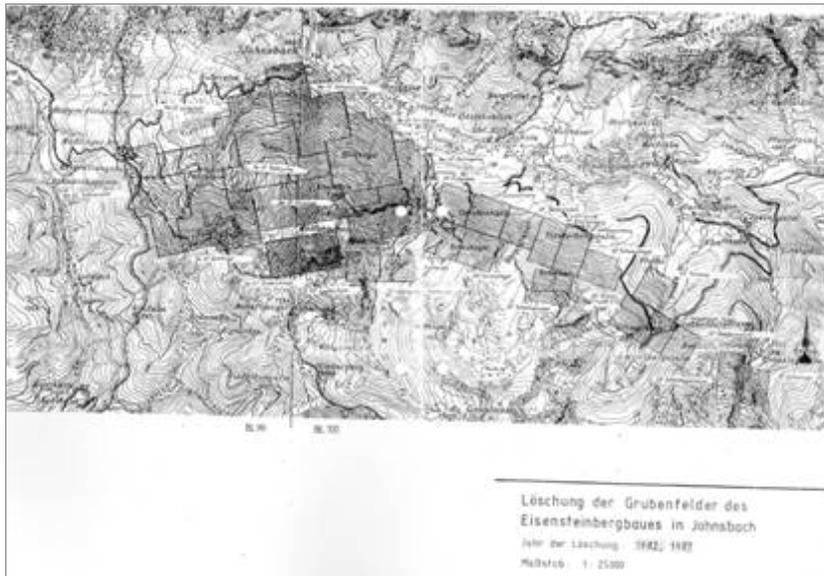


Abb. 7: Gelöschte Grubenfelder in der Gemeinde Johnsbach; Alpinebuch I, 1–250.

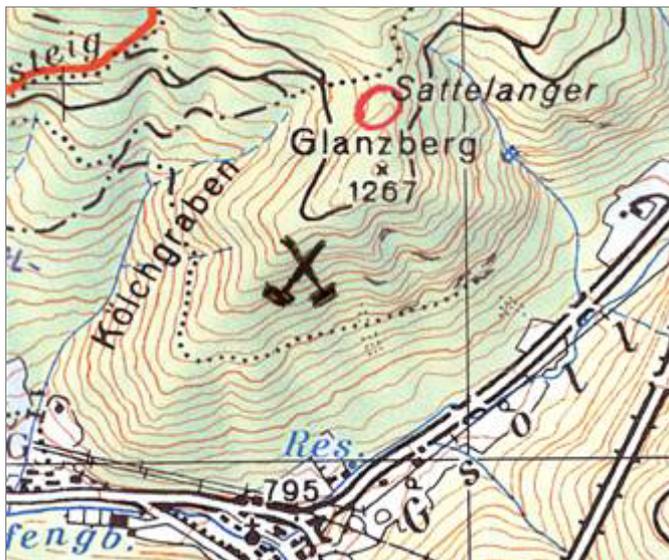


Abb. 8: Eisenerzbergbau Glanzberg unter dem Pfaffenstein; Kartenausschnitt aus ÖK 25/101 Eisnerz; Bundesamt für Eich und Vermessungswesen, 1974.

Am Polstersüdhang (Abb. 9) gibt es neben zwei Stellen, wo Eisenschlacke vorliegt, verfallene Einbauten auf Eisnerz. Auf der Nordseite des Polster, in Richtung Gsollalm, sind 5 Orte, wo Kupfererz entweder geschürft oder abgebaut worden ist.

Die Leobner Hütte, ein ehemaliges Berghaus, ist ebenfalls ein Relikt eines Eisenerzbergbaues (Abb. 9).



Abb. 9: Süd- und Nordseite des Polster mit Situierung der Leobner Hütte; Kartenausschnitt aus ÖK 25/101 Eisenerz; Bundesamt für Eich und Vermessungswesen, 1974.

Was das Johnsbachtal betrifft, so findet man auf der so genannten Schattseite des Tales in der Grauwackenzone Spuren der Kupfererzgewinnung aus der Bronzezeit bis herauf in die Neuzeit, sowie Eisenerzgewinnungsstätten aus dem 19. Jahrhundert. Jene bronzezeitlichen Kupferschlackenplätze auf der Sonnseite des Tales, das ist der Südabfall der Gesäuseberge, stellen eine Besonderheit im Vergleich zu jenen auf der Schattseite dar. Hier dürfte die Vererzung im Zusammenhang mit dem Werfener Schiefer und Haselgebirge stehen, wie schon erwähnt worden ist. Die Fundorte sind: Korderböden, Kölblalm, Pfarralm, Schröckalm, Foitlbaueralm und Neuburgalm.

Im Radmertal findet man in allen Talflanken eine Vielzahl von bronzezeitlichen Kupferschlackenplätzen sowie Halden, die auf eine Kupfererzgewinnung ab dem 16. Jahrhundert hinweisen. Ebenso liegen Relikte vor, zum Beispiel in Form von Eisenschlacke und Ofensauen, die eine rege Eisengewinnung bezeugen.

Die gleiche Vererzungssituation findet man im Gemeindegebiet Eisenerz, in der Umgebung der Eisenerzer Ramsau, viele bronzezeitliche Bodendenkmäler in Form von Kupferschlackenschüttung in Gebieten, die auf Haselgebirgsvererzung rückschließen lassen.

Literatur

- 1 REDLICH, K.A. (1931): Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten. – In: Beiträge zur Geschichte des österreichischen Eisenwesens, Abr. I, Heft 1, Wien – Berlin – Düsseldorf, 165 S.
- 2 WEINEK, H. (2001): Kupfervererzung, urgeschichtlicher Kupfererzbergbau und Prospektion von montanhistorischen Bodendenkmälern in der Grauwackenzone der Eisenerzer Alpen, Raum Eisenerz-Radmer- Johnsbach, Steiermark. – Dissertation unveröffentlicht, Leoben, 172 S.
- 3 KLEMM, S. (2003): Montanarchäologie in den Eisenerzer Alpen, Steiermark-Archäologische und naturwissenschaftliche Untersuchungen zum prähistorischen Kupferbergbau in der Eisenerzer Ramsau. – Wien, 205 S.
- 4 AMPFERER, O. (1935): Geologischer Führer für die Gesäuseberge; mit einer geol. Karte i. M. 1:25.000, Kartenerläuterungen und Beschreibung von 16 Wanderungen. – Wien, 177 S.
- 5 GEYER, G. (1918): „Zur Morphologie der Gesäuseberge. Begleitwort zur Karte der Gesäuseberge“. – Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, 49.

- 6 SCHULZ, O., VAVTAR, F. & DIEBER, K. (1977): Die Siderit-Erzlagerstätte Steirischer Erzberg: Eine geowissenschaftliche Studie, mit wirtschaftlicher und geschichtlicher Betrachtung. – Archiv für Lagerst.forsch., Band 20.
- 7 WEINEK, H. (in Arbeit): Prähistorischer Kupfererzbergbau zwischen Eisenerz und Johnsbach – Welche Indizien gibt es dafür? – res montanarum, Zeitschrift des Montanhistorischen Vereins Österreich, Leoben 46, 2009.
- 8 WEISS, A. (1978): Geschichte des Quecksilberbergbaues in der Steiermark. – In: Montangeschichte des Erzberggebietes, Vorträge der Arbeitstagung 17.-19. November 1978, MHVÖ.
- 9 FRIML, J. (2008): Der Zinnober-Bergbau in der Krumpfen bei Trofaiach, Steiermark – Eine Literaturzusammenstellung. – res montanarum, Zeitschrift des Montanhistorischen Vereins Österreich, Leoben 45/, S. 72-87.
- 10 PREVENHUBER, J.A. (1788): Versuch einer Abhandlung zur Erlangung mineralogischer Kenntnisse für junge Bergmänner auf Eisen. – Grätz.
- 11 PIRCHEGGER, H. (1924): Geschichtliches. – In: Der Steirische Erzberg und seine Umgebung – Ein Heimatbuch, 1. Band, zusammengestellt von Dr. Eduard Stepan, Wien, S. 49, 50.
- 12 CANAVAL, R. (1894): Das Kiesvorkommen von Kallwang in Obersteier und der darauf bestandene Bergbau. – Mitt. des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, Jahrgang 1894, 31. Heft.



Elektronen-Optik-Service GmbH
Zum Lonnenhohl 46 • 44319 Dortmund • Germany • www.eos-do.de
Tél.: +49 (0)231 927 360 0 • Fax: 927 360 27 • info@eos-do.de

- Scanning Electron Microscopes
- Focused Ion Beam Microscopes
- Analysis Systems
- Preparation Systems
- Video- & 3D-Microscopes
- Magnetic Field Cancelling
- Accessories & Spare Parts

www.eos-do.com
Your Partner for Analytical Scanning Electron Microscopy in Germany, Austria, Switzerland, Benelux and beyond

Deformationsprozesse und hydrogeologische Eigenschaften von Störungszonen in Karbonatgesteinen

H. BAUER

Inhalt

Störungsanatomie
Störungsgesteine
Störungszonen im Kalk
Störungszonen im Dolomit
Wasserwegigkeiten

Rund 60 % der Wasserversorgung der Stadt Wien durch die Wiener Hochquellwasserleitung stammen aus dem Hochschwabmassiv. Die großen Quellen im nördlichen Hochschwab, allen voran Kläfferquelle und Pfannbauernquelle, werden großteils mit Wasser versorgt, das über tektonische (Groß-)Strukturen vom Hochschwabplateau unterirdisch abgeführt wird.

ENE-streichende, sinistrale Blattverschiebungen in Karbonaten der Wetterstein-Formation sind wichtige und dominante Elemente dieser unterirdischen Entwässerung im Bereich des nördlichen Hochschwab. Störungen dieses Typs lassen sich lateral über bis zu 15 km verfolgen. An ausgewählten Störungen in Kalken und Dolomiten konnte durch detaillierte Geländeaufnahmen, Porositätsmessungen und die Untersuchung von Dünnschliffen gezeigt werden, dass es sich bei den Störungen um sehr komplexe Zonen handelt, wobei deutliche Unterschiede zwischen der Störungsanatomie in Kalken oder in Dolomiten herausgearbeitet werden konnten.

Eine genaue Kenntnis vom internen Aufbau von Störungszonen ist von großem Interesse, wenn es um die Frage geht, ob Störungszonen als Barrieren oder als potentielle Wegigkeiten für fluid flow ganz allgemein oder für Wasser, wie im speziellen Fall des Hochschwab, fungieren. Es wurde in dieser Arbeit versucht, für ausgewählte Störungszonen unterschiedlicher Größe an Hand ihres internen Aufbaus Ideen zu deren hydrogeologischer Funktionsweise zu entwickeln.

Störungsanatomie

Die Untersuchungen ergaben, dass unabhängig vom Maßstab Störungszonen meist einen komplexen internen Aufbau aufweisen. Die interne Komplexität einer Störungszone bezieht sich zum einen auf die Ausbildung unterschiedlicher Störungsgesteine, deren unterschiedliche Eigenschaften sowie deren Verteilung. Zum anderen liegen unterschiedliche Strukturelemente wie Störungsflächen, Kluftflächen und Extensionsspalten vor.

Das auch in der Literatur gebräuchliche Konzept, Störungszonen in einen eher gering permeablen Störungskern (fault core) und eine höher permeable, angrenzende damage zone zu unterteilen, konnte für die bearbeiteten Störungszonen in Kalken gut herausgearbeitet werden. In Dolomiten ist dieses Konzept nur bedingt verwirklicht.

Störungsgesteine

Ausgehend von Kalken und Dolomiten der Wetterstein-Formation konnten die folgenden unterschiedlichen Störungsgesteine dokumentiert werden:

- Mit Kalzit gefüllte oder offene Zerrspalten entstehen im Zusammenhang mit hohem Fluiddruck und sind mit einer Volumszunahme im Gestein verbunden.
- Extensionsbrekzien (dilatation breccias) entstehen durch eindringendes Fluid. Der originale Mineralverband wird aufgecrackt und es entstehen charakteristische Texturen.
- Kataklasite. Ausgangsgestein wird zerbrochen und teils zu Matrix zermahlen, in der sich Komponenten gegeneinander verschieben, rotieren. Es konnten je nach Matrixgehalt, Rundung und Sortierung der Komponenten drei Typen unterschieden werden.

Störungszonen im Kalk

Untersuchte Störungszonen im Kalk sind auch bei großem Versatz deutlich vom Nebengestein abgrenzbar und auf mehrere Meter in ihrer Mächtigkeit beschränkt.

Charakteristischerweise treten im fault core Kataklasite auf, deren Textur und Mikrostrukturen Rückschlüsse auf die Deformationsintensität zulassen. Kataklasite sind über den Störungsverlauf oft nicht durchgehend verfolgbar. Denkbar ist, dass sie sich in 3D in einer komplexen anastomosierenden Geometrie zusammenfügen lassen würden. Es ist immer wieder zu beobachten, dass Kataklasite durch Harnischflächen vom Umgebungsgestein abgegrenzt werden oder sie in „Bändern“ Linsen weit weniger deformierten Ausgangsgesteins umschließen. Bei den Kataklasiten konnten drei unterschiedliche Typen (siehe Abb. 1 und Abb. 2) dokumentiert werden, die sich hinsichtlich Textur und Matrixgehalt deutlich unterscheiden lassen und Hinweise auf den Deformationsgrad der Störungen geben.

Als damage zones definierte Bereiche zwischen fault core und undefiniertem Nebengestein beinhalten Störungsflächen und generell erhöhte Kluftdichten. Die Verteilung und Geometrie von Zonen mit erhöhter Kluftdichte ist über den Verlauf der Störungszone meist sehr heterogen. Extensionsbrekzien (dilatation breccias), die durch das Eindringen von Fluid in den Protolith unter hohem Druck entstanden und mit einer Volumszunahme verbunden sind, sind in allen Störungszonen anzutreffen. Sind diese zementiert, ist davon auszugehen, dass sie als flow barriers fungieren. Die räumliche Verteilung von dokumentierten dilatation breccias ist in allen Fällen eher konfus, das heißt, es ist lateral nicht vorhersehbar, warum sich wo dilatation breccias befinden.

Neben dilatation breccias ist vor allem das in erhöhtem Ausmaß geklüftete Ausgangsgestein von Bedeutung. Deshalb wurden in allen Aufschlüssen Klüfte eingemessen und charakterisiert sowie deren Dichte innerhalb abgegrenzter Bereiche bestimmt. Hierfür wurden so genannte fracture facies ausgewiesen, die durch die Anzahl der unterschiedlich orientierten Kluffgruppen sowie deren Abstand charakterisiert sind. Es zeigte sich, dass neben störungsparallelen (also zur masterfault parallelen) Klüften, die in allen Fällen die größten Kluftdichten aufweisen, auch anders orientierte Kluffgruppen sehr prominent werden können und hohe Dichten aufweisen. Zonen mit erhöhter Kluftdichte, also fracture facies 3 und 4 begleiten den Störungskern in allen Aufschlüssen über den gesamten ersichtlichen Verlauf der masterfault. Die Verteilung ist unterschiedlich (siehe Abb. 3). Es herrscht eine komplexe anastomosierende Geometrie von Zonen mit variablen Kluftdichten. In Bereichen mit fracture facies 4 sind unterschiedliche Kluffgruppen oft nicht mehr unterscheidbar beziehungsweise messbar. Kalke mit fracture facies 4 dürften eine ähnlich große Hintergrundporosität wie Dolomite durch microjoints haben. Diese Bereiche bilden aber keine lateral über viele Meter verfolgbare Zonen.

Störungszonen im Dolomit

Es konnte gezeigt werden, dass die Störungsanatomie von Störungszonen im Dolomit sich von jener im Kalk doch deutlich unterscheidet. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass weder die Abgrenzung Nebengestein – Störungszone klar und deutlich im Gelände ersichtlich ist, noch kann man eine deutliche Abgrenzung zwischen Störungskern und damage zone machen. In Dolomiten sind Störungszonen bereits bei geringer Deformation zehnermetermächtige Bereiche, in denen zwar Störungsflächen und Kataklasite vorkommen, diese aber keinen deutlich abgrenzbaren fault core definieren. Vielmehr handelt es sich um die auch im Kalk als damage zones ausgewiesenen Bereiche. Im Dolomit sind in manchen Bereichen aber wesentlich höhere Kluftdichten verwirklicht als im Kalk.

Wasserwegigkeiten

Die hydrogeologische Funktionsweise von Störungszonen ist sicherlich eine sehr komplexe Angelegenheit, zu deren Verständnis weit über diese Arbeit hinausreichende Untersuchungen notwendig wären. Diese Arbeit zeigt aber sehr deutlich, wie wichtig es ist, Störungen als Zonen und nicht als Flächen wahrzunehmen. Es konnte gezeigt werden, dass unabhängig von Mächtigkeit und Ausgangslithologie Störungszonen einen intern sehr heterogenen Aufbau aufweisen und dass somit ganz unterschiedliche Bereiche im Bezug auf fluid flow oder im Speziellen im Bezug auf Wasserwegigkeit unterschieden werden müssen. Fault cores in Störungszonen im Kalk sind durch dichte, kompakte Kataklasite gekennzeichnet, die keine kommunizierenden Porenräume aufweisen. Es finden sich aber in allen Aufschlüssen Hinweise auf Verkarstungserscheinungen an Kataklasiten (siehe Abb. 4). Das kann so interpretiert werden, dass durch eindringende Wässer Kataklasite gelöst und bei entsprechenden Wassermengen auch mechanisch erodiert werden können, sodass eine Wegigkeit für Wasser entsteht.

Die weitaus größere Bedeutung punkto Wasserwegigkeit kommt sicher den damage zones der Störungszonen zu. Störungsbedingte Erhöhung des Kluftvolumens (siehe Abb. 5, Abb. 6) konnte in allen damage zones der Störungszonen dokumentiert werden und es ist anzunehmen, dass dieses erhöhte Kluftvolumen als eine Art Hintergrundporosität beträchtliche Wassermengen beinhalten kann. Verkarstung, also Lösungsprozesse, konnte in den damage zones nicht dokumentiert werden. Die Idee einer erhöhten tektonisch bedingten Kluftporosität könnte mit ein wichtiger Grund sein, dass Störungszonen im Bereich des nördlichen Hochschwab ein wesentlicher Teil der unterirdischen Entwässerung sind.

Ein weiterer wichtiger Punkt in Sachen hydrogeologischer Wirksamkeit von Störungszonen ist sicherlich die Verkarstung. Im Fall der Dolomite nicht dokumentiert und relevant, konnten doch in allen Störungszonen im Kalk Anzeichen von Verkarstung gefunden werden. Die Idee, dass Störungen Schwächezonen im Gestein darstellen, entlang derer Wasser Karbonat löst, ist bekannt. In den Aufschlüssen waren alle dokumentierten Verkarstungsstrukturen an tektonische Strukturen gebunden. Bis hin zum eindrucksvollsten Beispiel im Grießgassl, eine Störungszone, deren Störungskern in Form einer Karsthöhle aufgeschlossen ist. Es ist aber sehr schwer abzuschätzen, inwieweit hier tatsächlich Lösungsprozesse oder nicht viel eher die mechanische Erosion von tektonisch stark beanspruchtem und somit leichter erodierbarem Störungsgestein die Hauptrolle spielen. Wahrscheinlich ist eine Interaktion beider Prozesse.

In einem Aufschluss im Unteren Ring (bei Weichselboden) konnten weiters fossile Höhlensinter gefunden werden. Die wiederum zeigen, dass Höhlenbildung, die auch als eine Funktion der Verkarstung zu sehen ist, die an Störungen gebunden ist, stattgefunden haben muss.



Abb. 1: Übergang Protokataklasit zu Kataklasit.

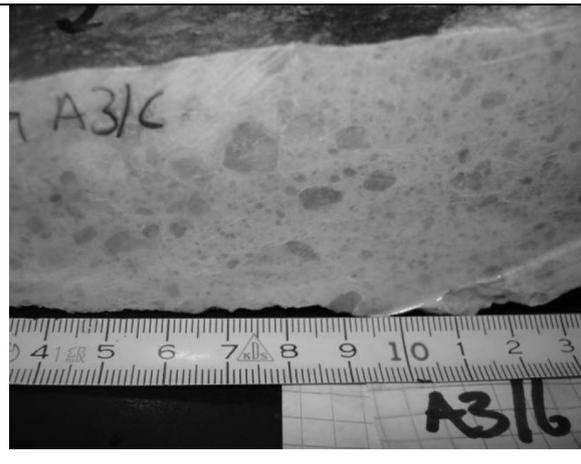


Abb. 2: Kataklasit Typ 2.

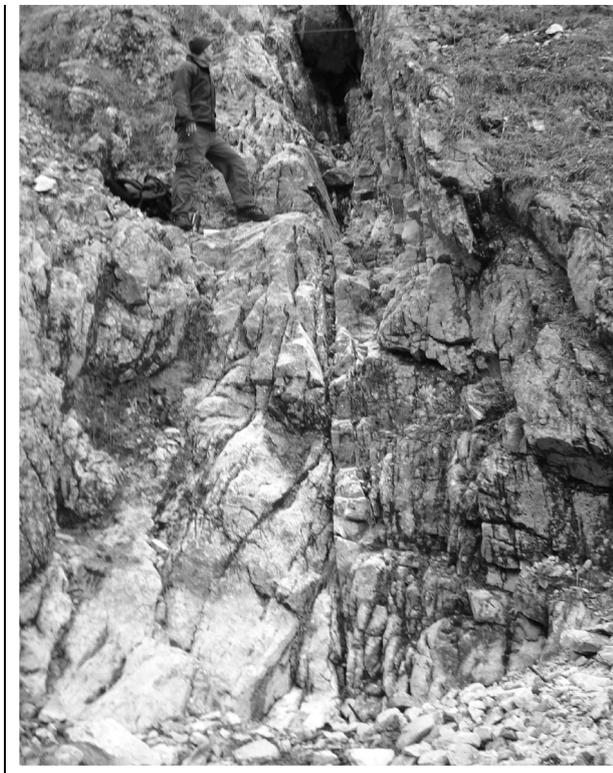


Abb. 3: Asymmetrische Verteilung von Kluftdichten um die masterfault (Unterer Ring).



Abb. 4: Verkarstungserscheinungen, die an den Störungskern gebunden sind (Unterer Ring).

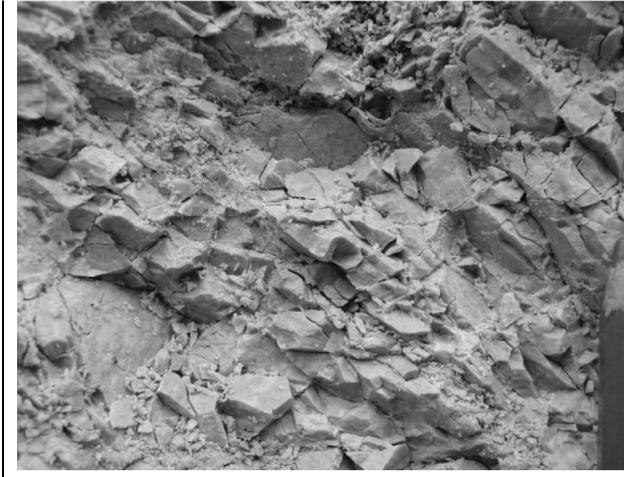


Abb. 5: Dolomit in fracture facies 4.

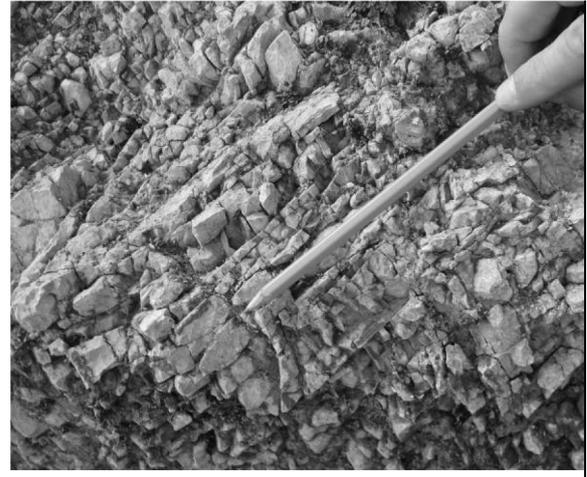


Abb. 6: Kalk in fracture facies 4.



Sonnenschutzlamellen
Schiebeläden
Tageslichtlenkanlagen
Lüftungslamellen



Dürnbergerstraße 8 A-4020 Linz
Tel.: 0043(0)732/666220
Fax: 0043(0)732/666220-4
e-mail:office@solarwings-oe.at

Das GBA-Kernlager Eisenerz
Die zentrale Datenbank der GBA, Intra- und Internetanbindung

S. CORIC, W. GESSELBAUER, H. HEGER, H. G. KRENMAYR & J. REISCHER

Mit der Planung der Übersiedlung der Geologischen Bundesanstalt vom Palais Rasumofsky an den neuen Standort in der Neulinggasse 38 (beide im 3. Wiener Gemeindebezirk), die im Februar des Jahres 2005 abgeschlossen wurde, musste auch für die im weitläufigen Keller des Palais verstreut gelagerten Bohrkernkisten eine geeignete Lagerungsmöglichkeit gefunden werden. Nach Prüfung mehrerer Möglichkeiten, fiel die Entscheidung für die Einrichtung eines „Zentralen Österreichischen Bohrkernarchivs“ in der ehemaligen Kompressorhalle Dreikönig auf dem Steirischen Erzberg.

Die Halle weist eine Gesamtfläche von 353 m² auf. Die Ausmaße belaufen sich auf 12,8 m x 27,6 m und 7 m Höhe. Die Bedingungen in der Halle sind für die Lagerung von Bohrkernen gut geeignet: die Halle ist trocken, ausreichend hell und im Eingangsbereich befindet sich ein Arbeitsraum. Der Zugriff auf das Bohrkernmaterial erfolgt mit Hilfe einer mobilen Hebebühne.

Bei den im Kernlager am Erzberg lagernden Bohrkernen handelt es sich größtenteils um von Fachleuten ausgewählte Kernstrecken von großer wissenschaftlicher, häufig auch volkswirtschaftlicher Bedeutung. Derzeit befindet sich im GBA-Bohrkernlager am Erzberg Kernstrecken von 372 Bohrungen (aus acht österreichischen Bundesländern sowie drei Bohrungen aus dem Ausland: eine aus Deutschland und zwei aus Polen). Die Bohrkernkerne lagern in insgesamt 5103 einheitlich etikettierten Kernkisten. Zum Großteil der Bohrungen konnte ausreichendes Informationsmaterial recherchiert werden. Sämtliche aufgefundenen Dokumente (Bohrprofile, Karten, Berichte, Fotos, Analysen, Zeitungsberichte etc.) wurden eingescannt und als PDF in die Datenbank eingefügt.

Die Auslastung der Hochregalanlage beträgt derzeit rund 75 %, die Aufnahme von zusätzlichen Kernstrecken kann also nur mit Augenmaß, bzw. unter Anwendung von klaren Kriterien erfolgen. Diese betreffen die wissenschaftliche und ggf. praktische Bedeutung der Kernstrecke, die faktische Unwiederbringlichkeit, das Vorhandensein einer ausreichenden Dokumentation und den Übergang der Eigentumsrechte an die GBA.

Eine Webapplikation erlaubt, die Bohrpunkte der im Kernlager befindlichen Bohrkernkerne auf einer stufenweise zoombaren topografischen Karte (bis zum Maßstab 1:50.000) zu visualisieren. Der Zugang zu den eigentlichen Daten (Bohrprofile usw.) und der physische Zugriff auf das Kernmaterial (Probenahme etc.), für GBA-KundInnen erfolgt per Anfrage an die verantwortlichen MitarbeiterInnen der GBA.

Viele Kernstrecken wurden bislang nur für bestimmte Zwecke bzw. nur mit eingeschränkter Methodik untersucht, stehen aber nun nicht nur hinsichtlich der physischen Zugänglichkeit, sondern auch durch die Verfügbarmachung der sie betreffenden Metadaten für zukünftige Bearbeitungen zur Verfügung.

<http://geomap.geolba.ac.at/BKL/>

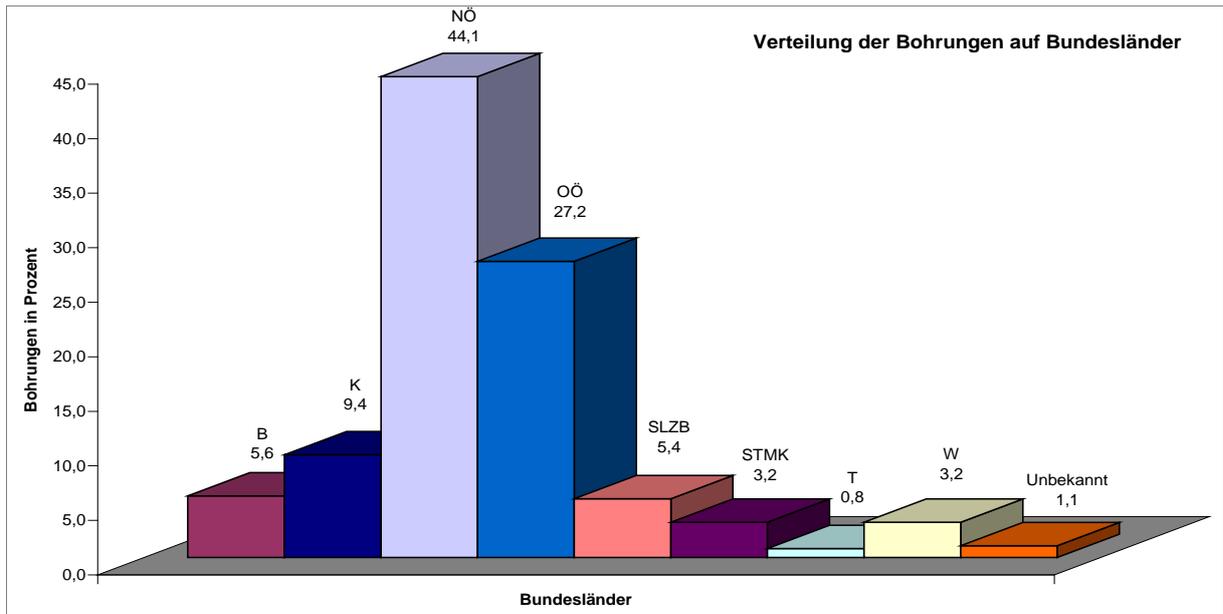


Abb. 1: Bohrungsverteilung auf Bundesländer.

NÖ: 164 Bohrungen, OÖ: 101 Bohrungen, K: 35 Bohrungen, B: 21 Bohrungen, Slzb.: 20 Bohrungen, Stmk: 12 Bohrungen, W: 12 Bohrungen, T: 3 Bohrungen.

Alle Farben dieser Welt.
Die Freude an kreativen Herausforderungen.
Künstlerische Höhenflüge ermöglichen.
Die neuesten Entwicklungen in ein
vielseitiges System integrieren.

Mit dem Charme der Vielseitigkeit!

Leistungsstarke Druckmaschinen, neueste Technologien:
Freuen Sie sich mit uns auf viele bunte Eindrücke! Unsere neue 48 Seiten Rolle schafft mehr als
2 Millionen Seiten im Format A4 pro Stunde. Und das in exklusiver Magazinqualität!
Lebendig, farbenfroh, charmant: Freudvolle Vielseitigkeit für unsere Kunden!

Ferdinand Berger & Söhne GmbH
Wienerstraße 80 | A-3580 Horn
T 02982-4161-0 | F 02982-4161-268
www.berger.at

Stadtbüro Wien
Pulverturmstraße 3 | A-1090 Wien
T 01-313 35-0 | F 01-313 35-19

Pre-Press | Digitaldruck | Bogenoffsetdruck | Rollenoffsetdruck | Industrielle Buchbinderei



DRUCKEREI
BERGER

Der persönliche Drucker

Zur Kinematik der Bergzerreißung NW Griesmauer auf Blatt 101 Eisenerz

A. KOÇIU

Inhalt

Geologische Voraussetzungen und Ursachen für die Bergzerreißung
Literatur

Mit den neuen Kartierungsergebnissen zum stratigraphisch-tektonischen Aufbau des Gebietes der Griesmauer (BRYDA, 2002) wurden die Grundlagen geschaffen, um die Kinematik des Zerreißenfeldes zwischen Hirscheeggattel – TAC-Spitz und Griesmauerkogel ansatzweise zu erklären.

Die Bergzerreißung SW Griesmauer begrenzt einen großen instabilen Bereich, der durch eine Vielzahl hangtektonischer Indikatoren gekennzeichnet wird. Die gravitative Zerlegung der Griesmauer kann als Folge einer typischen „Hart-auf-Weich“-Situation i. S. v. POISEL & EPPENSTEINER (1988) interpretiert werden, bei der spröde Gesteinsformationen einem duktilen Sockel auflagern. Die Massenbewegung und ihr Umfeld können in Zonen unterschiedlicher geotechnischer Ausbildung und kinematischer Aktivität gegliedert werden (siehe Abb. 1).

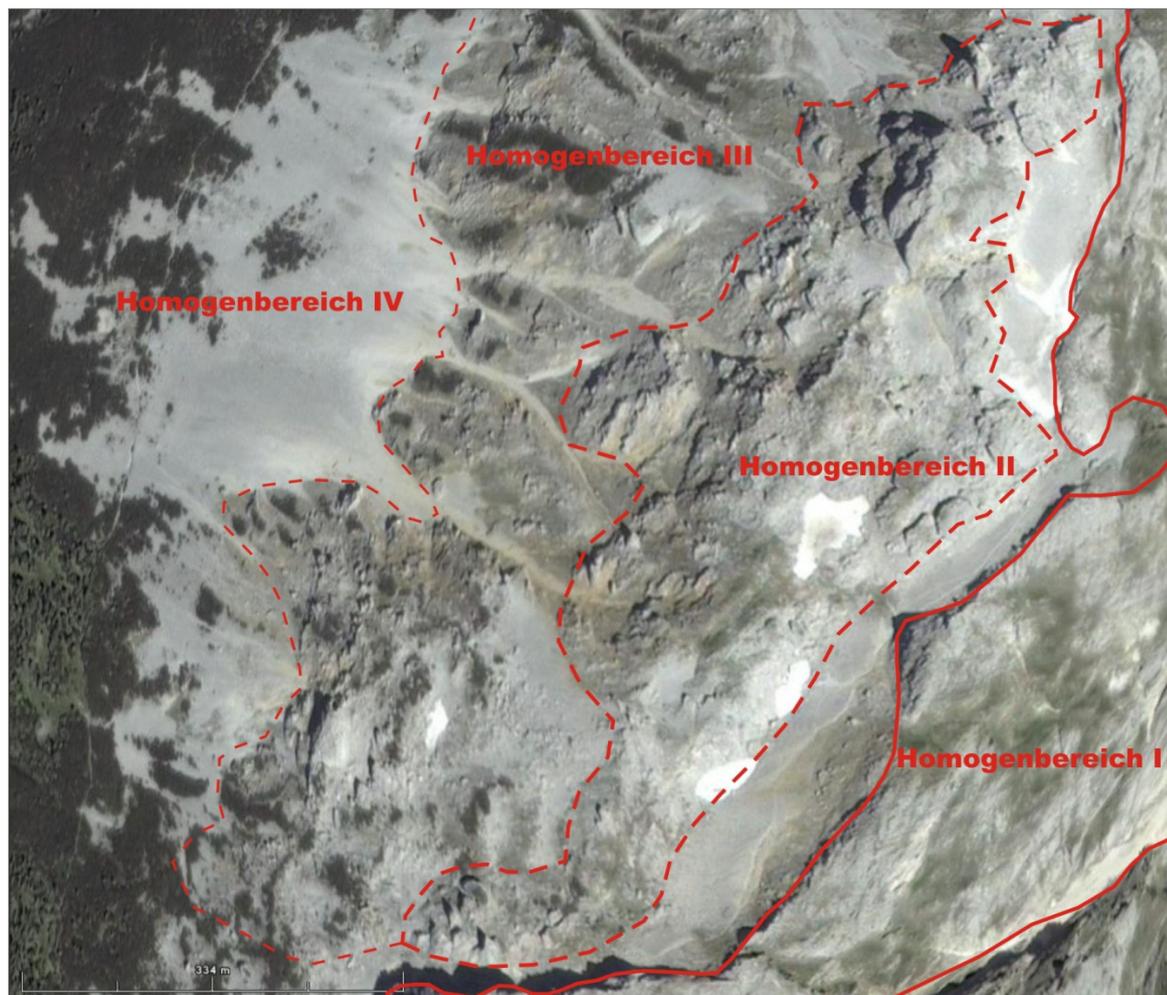


Abb. 1: Geotechnische Homogenbereiche am Nordwest-Hang der Griesmauer.

Die ingenieurgeologische Aufnahme ermöglichte eine Typisierung in vier unterschiedliche Homogenbereiche.

Talwärts nach Nordwesten nimmt der Zerlegungsgrad der Kalkplatte zu. Erste Zeichen einer Kippbewegung der Blöcke sind erst im Homogenbereich III feststellbar.

Homogenbereich I

Dieser wird durch den tektonisch stark zerlegten Wettersteinkalk im Bereich des Südwestgrates und der Südostflanke der Griesmauer aufgebaut. Er kann von Homogenbereich II durch eine sehr deutlich ausgeprägte Abrisskante, die oberhalb des Wanderweges Hirschebgsattel – TAC-Spitze – Griesmauerkogel verläuft, abgetrennt werden.

Homogenbereich II

Wird durch turmartige, noch im Verband erhaltene, große Felsteile gebildet, die sich schon von der Hauptmasse abgelöst haben. Als Folge des Abdriftens ist die Bildung von stellenweise bis zu Zehnermeter breiten Bergzerreißen festzustellen. So treten zwischen Hirschebgsattel und Griesmauerkogel großräumige und tiefgreifende Bergzerreißen auf, die sich durch Doppelgratbildungen, die Ablösung von Felstürmen und deren abgleiten äußern (Vgl. Abb. 2).

Homogenbereich III

Besteht aus hangabwärts bewegten Blöcken, die teilweise auch Kippbewegungen aufweisen. Weitere, vom Grundgebirge abgelöste Blöcke lagern mächtigem Hangschutt auf und bilden ausgedehnte Blockfelder. Eine neuerliche Aktivierung bei starken Niederschlägen ist zu berücksichtigen.

Homogenbereich IV

Hier verhindert die mächtige Hangschutt-Auflage eine direkte Sicht auf den Kontaktbereich zwischen spröder Karbonatplatte und den unterlagernden duktilen Sockel der Werfener Schiefer.

Geologische Voraussetzungen und Ursachen für die Bergzerreißen

Die Griesmauer wird aus gebanktem Wettersteinkalk in Hangfazies aufgebaut, der im Liegenden mit Grafensteigkalk verzahnt. Tektonisch wird sie der Mürzalpen-Decke zugeordnet. Das Gestein ist stark aufgelockert und tektonisch zerlegt, wobei zwei Hauptssysteme unterschieden werden können: Ein subvertikales SW–NO-streichendes und ein zweites, NNW–SSE-streichendes Störungssystem, das auch die gesamte NW-Flanke der Griesmauer zerlegt. Bei günstiger Orientierung zum Hang (NW-Flanke der Griesmauer) setzen an diesen Störungen initiale Bergzerreißen an. Am SW-Ende der Griesmauer fungieren diese Störungen als Schwächezone für die beschriebene große Massenbewegung.

Im Zuge der geomechanischen Beurteilung werden alle Gesteine hangend der Werfener Schiefer (weicher Sockel) zur „Harten Platte“ gerechnet. Bei horizontaler Lagerung der Grenzfläche treten nur vertikal gerichtete Kräfte (Gewicht) auf – eine horizontale (laterale) Bewegung lässt sich nur mit einer Sockeldeformation erklären. In diesem Zerlegungsstadium findet man im Gelände frisch geöffnete Klüfte, die im Verlauf der Blockbewegungen zu Riesenkluftgassen erweitert werden. Die Fortsetzung dieser Entwicklung führt unter Abfahren und Abgleiten der turmartigen Kluftkörper zur Entstehung von Bergzerreißen. Durch den fortschreitenden Auflockerungsprozess entsteht ein Blockfeld, in dem die schon abgelösten turmartigen Gesteinsblöcke unterschiedlichsten Bewegungsformen (Kippen) unterworfen sind (Homogenbereich III).

Als Ursache dieser Großhangbewegung können in Analogie zu den Prozessen am Hangfuß der Heuschlagmauer sowohl die Lösungsvorgänge, die im Bereich der in die Überschiebungsbahn eingeklemmten Haselgebirgs- und Gipskörper ablaufen, als auch das Versagen der unterlagernden, mechanisch schwachen Werfener Schiefer angenommen werden. Da keine Messungen über die kinematische Entwicklung des Bergzerreißungsprozesses vorliegen und Erkenntnisse über externe Einflussfaktoren (Niederschläge, Schneeschmelze, Frostwirkung) fehlen, ist es sehr schwierig, auf einen einzigen Versagensmechanismus zu schließen. Ausgehend von der Beurteilung des Gesamtbildes der geomechanischen Situation im Gebiet Griesmauer – Heuschlagmauer – Trechtling ist zu vermuten, dass eine Kombination der zwei erwähnten Prozesse als treibende Kraft zu sehen ist.



Abb. 2: Translatorisches aufrechtes Abwärtsfahren von turmartigen Großkluftkörpern im Homogenbereich II (Quelle: Foto GBA-Archiv).

Literatur

POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1988): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung. Teil 1: Geomechanik des Systems "Hart auf Weich"., Felsbau, 6, 189-194.

GeoLine – Geotouristisches Projekt einer Region

H. A. KOLLMANN

Inhalt

Abenteuer Geologie
Tourismus und Geotopschutz

Die Tourismusregion Nationalpark Gesäuse umfasst neben dem namensgebenden Nationalpark Gesäuse den Naturpark Steirische Eisenwurzen und Natura-2000-Gebiete vom Gesäuse die Enns aufwärts bis Ardning. Sie gehört daher größtenteils den Nördlichen Kalkalpen und zu einem kleinen Teil der Grauwackenzone an.

Die Gründung des Naturparks Steirische Eisenwurzen durch die 7 Gemeinden der ehemaligen Herrschaft St. Gallen des Benediktinerstifts Admont im Jahr 1996 war eine Reaktion auf die starke Abwanderung infolge von Rationalisierungsmaßnahmen und Schließung wesentlicher Industriebetriebe. Die Erhaltung der schwer gefährdeten Infrastruktur und der Lebensqualität der Bevölkerung war das vorrangige Ziel.

Die Hintergründe für die Gründung des Naturparks waren daher in erster Linie sozio-ökonomische Erwägungen. Mittelpunkt sollte die naturnahe Landschaft als wichtigste Ressource der Region sein. Die neu entwickelten Leitbilder zielten daher auf die Schaffung natur- und kulturbezogener touristischer Produkte hin. Wesentlich war die Entwicklung eines eigenen unverwechselbaren landschaftsbezogenen touristischen Profils. Dem touristischen Entwicklungspotential der Region entsprechend, kann das Ziel kein Massentourismus sein, sondern ein „intelligenter“, naturnaher Tourismus.

Eines der Leitbilder ist der Geotourismus, der durch seinen Nischencharakter besonders geeignet für die Region ist. Um dem Besucher gezielt Einblick in die touristisch interessanten geologischen Besonderheiten des Naturparks zu geben, wurden diese unter dem Markennamen GeoLine zusammengefasst und vermarktet, wobei von vornherein Kooperationen über die Grenzen des Parks hinaus angedacht wurden. Ein wesentlicher Schritt war die Aufnahme des Naturparks in das Europäische Geopark-Netzwerk im Jahr 2002, für die neben der Bedeutung und der wissenschaftlichen Erschließung und dem Schutz des geologischen Erbes auch die aktive Entwicklung eines qualitativ hochwertigen Geotourismus ausschlaggebend war. Diese internationale Positionierung bildet die Grundlage für die Zusammenarbeit innerhalb Europas, unter anderem in EU-unterstützten Projekten. 2005 erfolgte die Aufnahme in das von der UNESCO unterstützte Global Geoparks Network.

Der Nationalpark Gesäuse wurde 2002 gegründet und umfasst im Wesentlichen das Hochgebirgsmassiv mit dem Durchbruchstal der Enns. Während Naturparke naturnahe Kulturlandschaften sind, steht im Nationalpark die Erhaltung der Naturlandschaft und der Biotope im Mittelpunkt. Beiden gemeinsam ist die Vermittlung von Bildungsinhalten als touristisches Programm. Die Geologie betreffend, entwickelten die 13 Gemeinden der Leader-Region Gesäuse, das Projektbündel „Natur-Geoline“. Eines der Ziele war, das im Natur- und Geopark Eisenwurzen bereits eingeführte Label GeoLine auf die gesamte Region auszudehnen. Damit wurde nicht nur eine einheitliche, überregionale Kennzeichnung geschaffen, sondern der Geotourismus auch zu einem regionalen touristischen Leitmodell aufgewertet. Im Vordergrund standen dabei wirtschaftliche Überlegungen, doch ergaben sich auch Synergien bei der Vermittlung von Bildungsinhalten. Das gemeinsame Marketing erfolgt durch den 2005 gegründeten Tourismusverband Alpenregion Nationalpark Gesäuse.

Abenteuer Geologie

Interesse für die Geologie zu wecken ist die große Chance der Geoparks. Man muss sich allerdings vergegenwärtigen, dass der Besucher in der Regel kein Bildungs-, sondern ein Freizeitangebot erwartet. Eine Nachhaltigkeit im Geotourismus ist daher nur zu erreichen, wenn die Vermittlung den Vorstellungen der Besucher entgegenkommt, ohne an Qualität zu verlieren. Gefragt ist daher nicht der Lehrpfad, wie ihn viele Institutionen mit viel Enthusiasmus anbieten, sondern gemeinsames Entdecken, Abenteuer, Spiel, Spaß und manchmal eine Portion Nervenkitzel. Vorhanden sein muss natürlich auch das touristische Umfeld (Restaurants, Hotels, Veranstaltungen, etc.).

Im Einzelnen bietet GeoLine dem Besucher heute folgendes Angebot:

1. Beobachten. Unter Anleitung stellt die In-situ-Beobachtung die unmittelbare Beziehung zu geologischen Vorgängen her.
2. Interpretation des Beobachtbaren in musealen Einrichtungen.
3. Erforschen in der GeoWerkstatt von Gams.
4. Abenteuer, wie etwa durch das GeoRafting auf der Salza
5. Spielen. Der Wasserspielpark St. Gallen gibt spielerisch Einblick in die Eigenschaften des Elements Wasser. Seit 2008 lädt hier ein großes geologisches Landschaftsmodell zum Experimentieren ein.

Ein wesentlicher touristischer Faktor ist die Erstellung von zielgruppenorientierten, ein- und mehrtägigen Programmen für Gäste und das Marketing des Angebots.

Tourismus und Geotopschutz

Eine alte Weisheit besagt, dass der Tourismus die Zerstörung seiner eigenen Grundlagen herbeiführt. Im Nationalpark hat der Schutz mitsamt einer wissenschaftlichen Betreuung entschieden Vorrang. Etwas differenzierter ist die Situation im Naturpark. Laut Naturschutzgesetz des Bundeslandes Steiermark dürfen dort keine „die Natur schädigenden, das Landschaftsbild verunstaltenden oder den Naturgenuss beeinträchtigenden Eingriffe vorgenommen werden“. Es ist daher in erster Linie auf flächenhafte Veränderungen wie Straßen- und sonstige Bautätigkeit anzuwenden und nicht auf eng begrenzte Punkte, um die es sich im Normalfall bei Geotopen handelt. Es ist sinnlos, darüber zu diskutieren, ob der Tourismus gut oder schlecht für den Schutz des geologischen Erbes ist. Tatsache ist, dass sich gerade durch die Forderung nach Nachhaltigkeit im Tourismus die Notwendigkeit zum Schutz der Geotope zwangsweise ergibt und diese Gelegenheit zu nützen ist.

Nützen müssen die Geoparke auch die Chance, Kompetenzträger bei der Weitergabe geologischer Kenntnisse zu sein. Sie sind nicht verpflichtet, starre Lehrprogramme zu absolvieren. Sie haben aber die Voraussetzungen, die geologischen Vorgänge der Vergangenheit und Gegenwart zum Erlebnis werden zu lassen. Viel mehr als die Anhäufung von Fakten und der Hang zur wissenschaftlichen Vollständigkeit gilt es hier, spielerisch die geologischen Vorgänge zu vermitteln.

Strategie und Stand der geologischen Landesaufnahme durch die Geologische Bundesanstalt in Österreich

H.G. KRENMAYR

Inhalt

1. Integrierter Kartenspiegel der geologischen Kartenwerke und Gebietskarten Österreichs
 2. Das Programm GÖK 50 – Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000
 - 2.1. Allgemeines
 - 2.2. Arbeitsprogramm zum Stichtag 15.08.2009
 - 2.3. Personelle Ressourcen
 - 2.4. Strategische Ausrichtung des aktuellen Arbeitsprogramms
 - 2.5. Warum Kartierung in Blattschnitten und Publikation von gedruckten Karten?
 - 2.6. Zunehmende fachliche Anforderungen
 - 2.7. Erläuterungshefte zur GÖK 50
 - 2.8. Kontinuierlicher Umstieg auf den neuen Blattschnitt der ÖK 50
 - 2.9. Bearbeitungszeit von GÖK 50 Blättern
 - 2.10. Digitale Datenerfassung im Gelände
 3. Das Projekt „GEOFAST – Zusammenstellung von ausgewählten Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt“
 4. Geologische Karten der österreichischen Bundesländer 1:200.000
 5. Schlussbemerkung
- Literatur

1. Integrierter Kartenspiegel der geologischen Kartenwerke und Gebietskarten Österreichs

Der „Integrierte Kartenspiegel“, in dem neben den erschienenen GÖK-50-Blättern auch die Bundeslandkarten 1:200.000 bzw. 1:100.000, diverse Gebietskarten, GEOFAST-Karten sowie in Bereichen, in denen keine moderneren Karten verfügbar, sind die Spezialkarten 1:75.000 dargestellt sind, lässt erkennen, dass nur für sehr geringe Anteile des österreichischen Territoriums nach wie vor ausschließlich nichtpubliziertes Archivmaterial zur Verfügung steht.

Dennoch ist festzuhalten, dass der Abdeckungsgrad des Staatsgebietes mit qualitätvollen, modernen und publizierten geologischen Detailkarten (Maßstab 1:50.000 oder größer), der bei etwa 40 % liegt, dem ständig wachsenden gesellschaftlichen Bedarf weit hinterherhinkt.

Bibliografische Angaben und farbige Voransichten in Form hochauflösender Grafik-Files zu den im Kartenspiegel dargestellten Karten sind auf der Webseite der Geologischen Bundesanstalt (www.geologie.ac.at/geokarten) verfügbar.

2. Das Programm GÖK 50 – Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000

2.1. Allgemeines

Das Kartenwerk „Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000“ ist das aktuelle geologische Spezialkartenwerk für Österreich, es handelt sich also um Karten in einem für zahlreiche Planungsaufgaben relevanten Detailmaßstab. Geologische Karten in einem noch größeren Maßstab (z.B. 1:25.000, 1:10.000) erscheinen nur gelegentlich (in Form von Gebietskarten) als Einzelwerke.

Nahezu alle Staaten der Welt und ausnahmslos alle höher entwickelten Staaten betreiben Programme mit dem Ziel der Erstellung einer flächendeckenden, dem Stand der Wissenschaften entsprechenden, geologischen Spezialkarte ihres Territoriums. Dies liegt in der Tatsache begründet, dass geologische Karten eine unentbehrliche Arbeits- und Entscheidungsgrundlage bei der Beantwortung zahlreicher angewandter und wissenschaftlicher Fragestellungen darstellen.

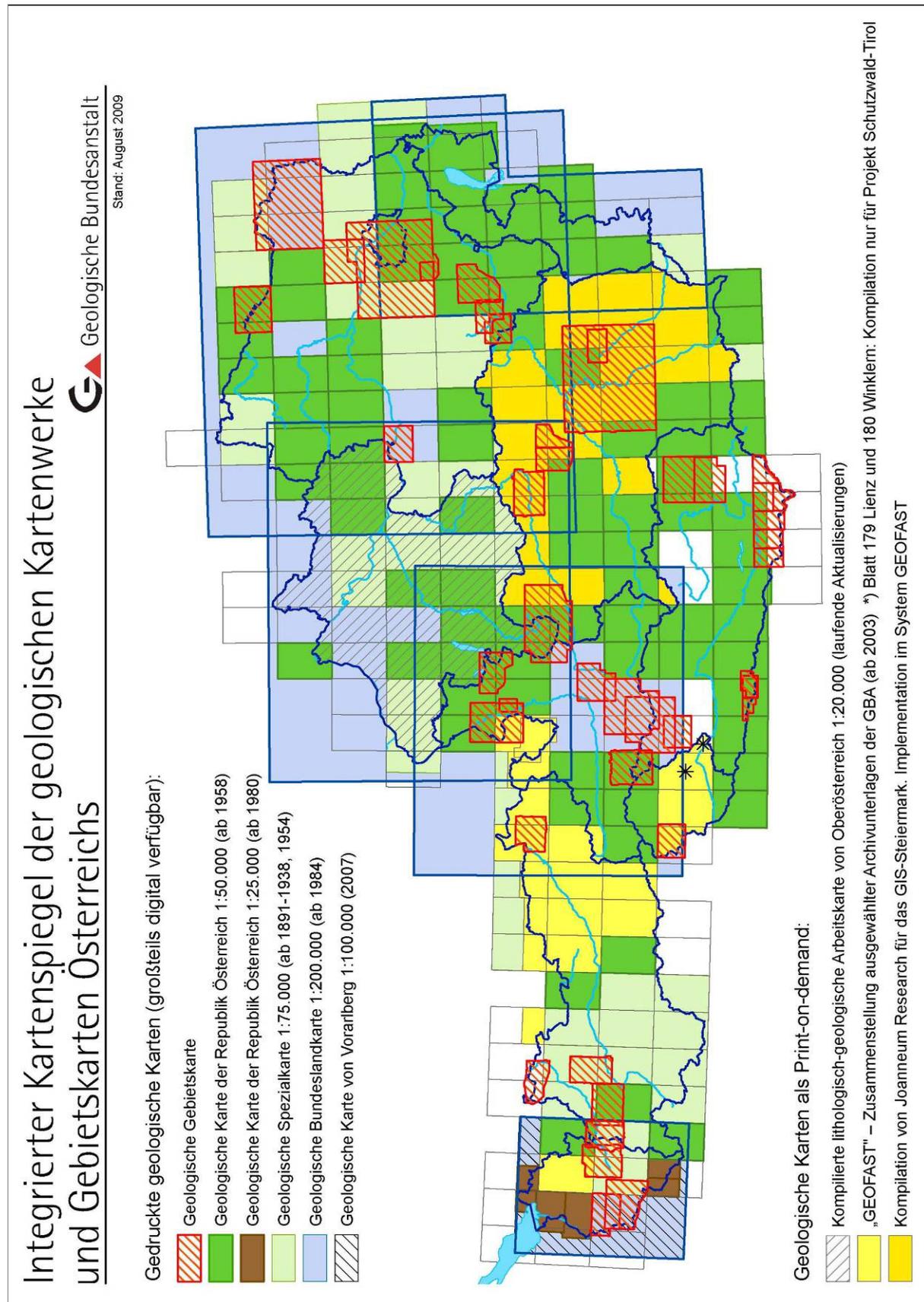


Abb. 1: Integrierter Kartenspiegel.

Folgende angewandte Fachgebiete sind davon u.a. betroffen: Rohstoffversorgung, Wasserwirtschaft, geogene Naturgefahren (in Österreich insbesondere Massenbewegungen und Erdbeben), Infrastrukturplanung und -bau, Raumplanung, Vegetationsökologie, Erdwärmenutzung, Natur- und Erlebnistourismus.

Geringe Qualität und/oder veraltete Inhalte des für Projektarbeiten zur Verfügung stehenden geologischen Kartenmaterials wirken sich in aller Regel unmittelbar auf die Qualität der Projektergebnisse (z.B. Planungsempfehlungen für die Rohstoffsicherung, Risikoabschätzungen, Baugrundprognosen, Prognosen für Tunneltrassen und Thermalwasserbohrungen usw.) aus. Geologische Karten verfügen daher über eine unbestritten hohe volkswirtschaftliche Umwegrentabilität im Ausmaß eines Mehrfachen ihrer Gesteungskosten (BEER, Ch., et al., 2005; Geologische Bundesanstalt, 2005, 2006; INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA, 2005).

Das Programm GÖK 50 wird an der Geologischen Bundesanstalt erst seit den späten 70er Jahren systematisch betrieben. Von den 213 Kartenblättern im BMN-Blattschnitt des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen sind 98 Blätter als geologische Karten erschienen (in Vorarlberg z.T. im Maßstab 1:25.000), diese bedecken zum Stichtag 15. 08. 2009 48,8 % des Bundesgebietes und umfassen z.T. zusätzlich auch Auslandsanteile. Dieser Abdeckungsgrad entspricht im Übrigen der Situation in zahlreichen anderen europäischen Ländern.

2.2. Arbeitsprogramm zum Stichtag 15.08.2009

- Drei Kartenblätter (16 Freistadt, 101 Eisenerz, 175 Sterzing): Kartierung abgeschlossen und in digitaler kartografischer Bearbeitung
- Zwei Kartenblätter (103 Kindberg, 179 Lienz) in Manuskript-Erstellung durch GBA-Geologen
- Auf 18 Kartenblättern laufende Kartierung durch GBA-Geologen, z.T. zusätzlich mit auswärtigen MitarbeiterInnen
- Acht Kartenblätter in Bearbeitung (Kartierung und Manuskript-Erstellung) überwiegend durch auswärtige MitarbeiterInnen, zwei davon in Manuskript-Erstellung, wobei die Eignung zur unmittelbaren Verwendung der Manuskripte für eine gedruckte GÖK 50 nicht immer gesichert ist
- Gebietskartierungen (Kartierungen, die nicht auf einen Blattschnitt bezogen sind): Diese finden aus unterschiedlichen Anlässen statt, z.B. zwecks Fertigstellung von geologisch zusammengehörigen Gebieten durch gut eingearbeitete auswärtige MitarbeiterInnen; Gebietskartierungen werden auf sechs ÖK-Blättern durchgeführt, in zwei Fällen durch einen GBA-Geologen, ansonsten durch auswärtige MitarbeiterInnen.

2.3. Personelle Ressourcen

An der GBA stehen derzeit 15 Bundesbedienstete im Ausmaß von rund 12 Vollzeitäquivalenten für die flächige geologische Kartierung zur Verfügung. Hinzu kommen aktuell zwei befristet angestellte Projektmitarbeiterinnen für das Projekt „Beschleunigte Kartierung ÖK 114 Holzgau“. Dabei handelt es sich um einen neuartigen Projekttyp im Rahmen der Bund-Bundesländer-Kooperation mit dem Land Tirol, bei dem die routinemäßige geologische Kartierung einer Blattschnittkarte das zentrale Projektziel darstellt.

Die Anzahl der Vollzeitäquivalente im Bundesdienst für die Kartierung ist im Vergleich mit den Jahren 1990 und 2000 um ein Vollzeitäquivalent gesunken, weitere Planstellenstreichungen stehen aktuell im Raum.

Zusätzlich beschäftigt die GBA über Werkverträge oder gegen Reisekosten, in wenigen Fällen auch über Aufträge bzw. Bestellungen, auswärtige MitarbeiterInnen: Derzeit sind etwa 25 Personen als auswärtige MitarbeiterInnen in der flächigen geologischen Kartierung tätig, etwa ein Dutzend weitere Personen sind mit speziellen Probenbearbeitungen, Profilaufnahmen und dem Abfassen von Beiträgen für Erläuterungshefte befasst.

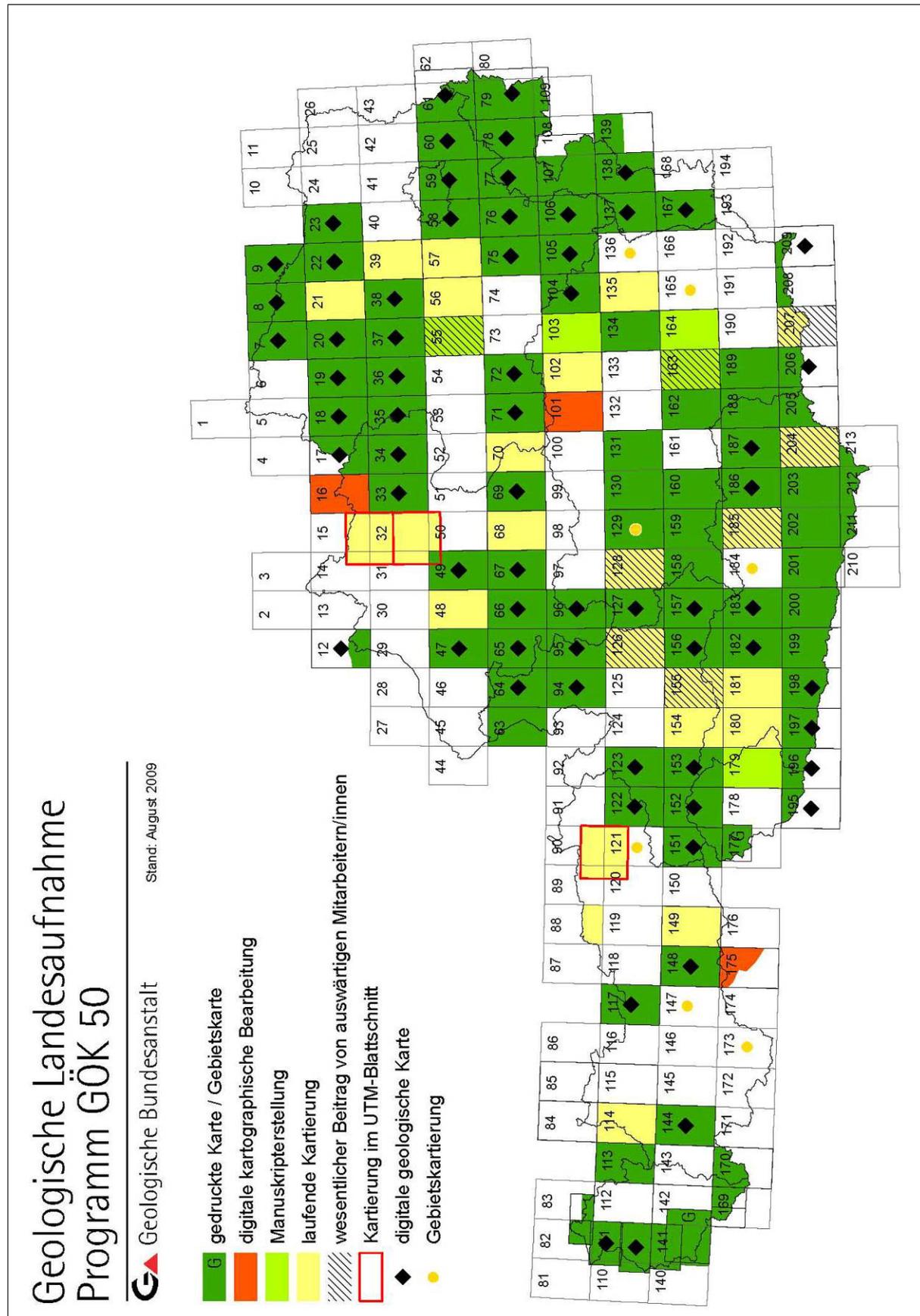


Abb. 2: Kartenspiegel zum Programm GÖK 50.

Bei den auswärtigen MitarbeiterInnen der GBA handelt es sich etwa zur Hälfte um Universitätsangehörige und StudentInnen aus dem In- und Ausland. Hinzu kommen Kollegen im Ruhestand, MitarbeiterInnen benachbarter geologischer Dienste und einzelne selbständig arbeitende KollegInnen.

Die finanziellen Aufwendungen für diesen Bereich betragen im Jahr 2008 EUR 63.000.-. Im Durchschnitt entfallen damit auf jede Person also nur rund EUR 1700.-, wobei sich die Kalkulation der Werkverträge und Bestellungen im Falle von Kartierungsarbeiten an den Reisekosten orientiert, die für vergleichbare Arbeiten von Personen im Bundesdienst anfallen würden.

Vor allem von studentischen KartiererInnen werden aufgrund der mangelnden Erfahrung nur selten Manuskriptkarten geliefert, die ohne Nachbearbeitungen durch GBA-Personal für die Erstellung von GÖK-50-Manuskripten verwendet werden können. Da die Ausbildung im Gelände und insbesondere für die flächige Kartierung an den Universitäten des In- und Auslandes aber ohnehin zumeist stark eingeschränkt wurde, sollten Kartierungsarbeiten von StudentInnen seitens der GBA in Zukunft aber weiterhin unterstützt werden. Nicht zuletzt dient dieses Investment auch der Nachwuchssicherung für die Aufnahmegeologen der GBA.

Angesichts der unbefriedigenden Fortschritte des Programms GÖK 50, die in erster Linie in den seit jeher geringen personellen Ressourcen begründet sind, und angesichts der vermutlich weiter fortschreitenden Reduktion von Planstellen sollte die möglichst regelmäßige Vergabe von zeitlich und finanziell umfangreicheren Auftragsarbeiten an professionelle, selbständige KartiererInnen erwogen werden. So arbeitet z.B. die Abteilung Landesgeologie von Swisstopo (diese entspricht in der Schweiz weitgehend der Hauptabteilung Geologische Landesaufnahme der GBA) weitgehend nach diesem Modell, wobei die fest angestellten GeologInnen unverzichtbare Aufgaben in der Qualitätskontrolle und Redaktion der Karten und Erläuterungen wahrnehmen, selbst aber nicht kartierend tätig sind. Für die GBA könnte ein entsprechendes Mischsystem, also verstärkte Auftragsvergabe an professionelle KartiererInnen mit redaktioneller Bearbeitung der Ergebnisse an der GBA, parallel mit einer zeitlich etwas eingeschränkten Weiterführung der eigenen Kartierungsarbeiten angedacht werden.

2.4. Strategische Ausrichtung des aktuellen Arbeitsprogramms

Die breite räumliche Diversifizierung der in Arbeit befindlichen Kartenblätter ist wichtig für die Aufrechterhaltung der österreichweiten, regionalen Expertise an der GBA. Diese ist für die wissenschaftlich fundierte, geologische Landesaufnahme selbst notwendig (laufende Verfolgung der Fachliteratur, eigene Geländekenntnis, Verfolgung der Aufschlusssituation von Bauprojekten, Kontaktpflege in den Regionen, usw.), bildet aber gleichzeitig die Grundlage für die Beantwortung von Anfragen aus den Bundesländern und für die Beratung bei Projektarbeiten im Bereich der Hauptabteilung Angewandte Geowissenschaften. Außerdem wird eine faire Verteilung der Aktivitäten auf die Bundesländer angestrebt.

Das Ziel „Flächendeckung“ wird als Basisaufgabe eines geologischen Staatsdienstes verstanden. Welche Gebiete zu welcher Zeit eine wirtschaftliche und/oder gesellschaftliche Bedeutung gewinnen, ist nur sehr begrenzt vorhersehbar, aber wenn es so weit ist, sollte eine geologische Karte schon verfügbar sein.

Soweit dies mit den obigen Aussagen vereinbar ist, werden Kartenblätter im Bereich von wirtschaftlich bedeutsamen Regionen prioritär bearbeitet. Am Beispiel der Landeshauptstädte: Für Salzburg, Bregenz, Klagenfurt, Eisenstadt, Wien liegen GÖK-50-Blätter vor; die Blätter Linz, St. Pölten und Graz sind in Arbeit; Blatt Innsbruck wurde kürzlich als GEOFAST-Blatt (siehe unten) fertiggestellt und die Neukartierung kann voraussichtlich 2010 beginnen.

Leider steht nur ein sehr begrenztes Potenzial an geeigneten Personen für die Tätigkeit als auswärtige/r MitarbeiterIn zur Verfügung, zudem sind diese meist spezialisiert und müssen Synergien mit eigenen Forschungsaufgaben finden. Es gilt daher eher, die vorhandenen Chancen zu guten Kartierungen zu nutzen, es bleibt aber wenig Spielraum für eine strategische Einsatzplanung!

2.5. Warum Kartierung in Blattsnitten und Publikation von gedruckten Karten?

Die Planung und Durchführung der geologischen Landesaufnahme anhand von Blattsnittkarten und die klassische Form der Publikation der Endergebnisse in Form von gedruckten geologischen Karten und Erläuterungsheften wird immer wieder, als im Zeitalter von GIS und Online-Services angeblich unzeitgemäß, in Frage gestellt. Folgende Argumente sprechen jedoch eindeutig für die Beibehaltung dieser Vorgangsweise:

- Die Publikation von gedruckten geologischen Blattsnittkarten ist internationaler Standard (z.B. Bayern, Schweiz, Tschechien, Italien, Ungarn, Großbritannien, ...)
- Wissenschaftlichkeit: Eindeutige Autorenschaft und Erscheinungsdatum gewährleisten, dass man sich auf ein definiertes Produkt (= zitierfähige wissenschaftliche Publikation) beziehen kann
- Druckwerke sind in vielerlei Hinsicht besser lesbar (einfache Handhabung, konstante Farben, keine Abhängigkeit von technischen Hilfsmitteln usw.)
- Druckwerke sind das mit Abstand sicherste Medium für die Langzeitarchivierung
- Erzielung von Flächendeckung und Vermeidung von halbfertigen oder thematisch einseitig ausgerichteten, anlassbezogenen Gebietskartierungen (die u.U. nur in einer Datenbank existieren).
- Blattsnittkarten bilden einen sehr guten organisatorischen Rahmen für die Projektabgrenzung, die Zieldefinition und das Projektmanagement.

Das Festhalten an der Publikation von gedruckten Karten und Erläuterungen bedeutet für die GBA natürlich auch die fortgesetzte Bindung von Personalressourcen für diesen Arbeitsbereich, während gleichzeitig in dem ständig wachsenden und kaum weniger bedeutenden Arbeitsbereich der GIS-Datenbanken und Online-Dienste im internationalen Vergleich und gemessen an den Kundenwünschen akute Rückstände und Personalnot herrschen. Nicht wenige geologische Dienste entziehen sich in Zeiten der Personalkürzungen diesem Dilemma durch die De-facto-Einstellung der geologischen Neukartierung. Das vorhandene Personal wird stattdessen für die Standardisierung und Digitalisierung von Bestandsdaten und den Aufbau und Betrieb von GIS-Datenbanken und Online-Diensten eingesetzt.

2.6. Zunehmende fachliche Anforderungen

Bis vor einigen Jahrzehnten war eine gute Grundgebirgskartierung nach vorwiegend lithologischen, in Sedimentgesteinsgebieten auch biostratigrafischen Gesichtspunkten, für die Erstellung von druckfähigen Kartenmanuskripten ausreichend. Seither sind folgende zusätzliche Anforderungen an eine moderne geologische Spezialkarte hinzugekommen:

- Detaillierte Darstellung der quartären Bedeckung nach genetischen und stratigrafischen Gesichtspunkten
- Gliederung des Grundgebirges in Sedimentgesteinsgebieten in lithostratigrafische Einheiten mit genauen biostratigrafischen Zusatzangaben
- Gliederung des Grundgebirges in Kristallingebieten in Komplexe bzw. nach dem Lithodem-Konzept und untermauert mit petrologischen und geochronologischen Daten
- Einordnung der Grundgebirgseinheiten in ein übergeordnetes, streng hierarchisches, tektonisches Konzept (dieses bildet gleichzeitig die Basis für die Aufarbeitung in GIS-Datenbanken)
- Darstellung der Sprödstrukturen, wie Deckengrenzen und Störungen, auf Basis eines nachvollziehbaren Konzepts
- Darstellung von Massenbewegungen

Die genannten Anforderungen sind nicht nur aus wissenschaftlicher Sicht, sondern auch aus angewandt-geologischer bzw. nutzungsorientierter Sicht durchaus berechtigt, der dadurch entstehende Mehraufwand sollte jedoch entsprechend gewürdigt werden.

2.7. Erläuterungshefte zur GÖK 50

Je nach Ausführlichkeit der Legendentexte auf geologischen Karten und in Abhängigkeit von subjektiven Einschätzungen bzw. dem Vorwissen der KartennutzerInnen, wird das Fehlen von Erläuterungsheften zu geologischen Karten mit einem Informationsverlust von 30–60 %, vereinzelt sogar darüber, beziffert.

In den vergangenen Jahren wurden daher an der GBA die Bemühungen zur Herausgabe von Erläuterungen massiv verstärkt, weshalb einerseits die neu erschienenen Kartenblätter 23 Hadres, 47 Ried, 67 Grünau und 182 Spittal a.d. Drau mit Erläuterungen ausgestattet sind und andererseits Nachtragserläuterungen zu den Blättern 8 Geras, 64 Straßwalchen, 66 Gmunden, 79 – 80 – 108 Neusiedl am See – Ungarisch Altenburg – Pamhagen und 106 Aspang-Markt erscheinen konnten. Weitere Nachtragserläuterungen sind in Vorbereitung.

Diese Arbeiten tragen zwar naturgemäß nicht zur Beschleunigung der Kartierung und der Herausgabe neuer Karten bei, was in der Vergangenheit auch der maßgebliche Beweggrund war, stillschweigend auf Erläuterungshefte zu verzichten. Die Entscheidung für die Erstellung von vollständigen GÖK-50-Publikationen, also geologische Karten mit Erläuterungen, wird dadurch aber nicht in Zweifel gezogen.

2.8. Kontinuierlicher Umstieg auf den neuen Blattschnitt der ÖK 50

In Verbindung mit dem Umstieg des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen auf die UTM-Projektion für die topografischen Kartenblätter des Kartenwerkes ÖK 50 wurde auch der Blattschnitt den internationalen Vorgaben angepasst. Die Revision der topografischen Inhalte der Karten im alten Blattschnitt wurde bereits eingestellt und diese veralten daher zusehends.

Wenn keine großflächigen Überlappungen mit bereits erschienenen GÖK-50-Blättern bestehen oder wenn die betreffenden Flächen die Qualitätsanforderungen an ein neu erscheinendes GÖK-50-Blatt erfüllen und daher übernommen werden können, erfolgt die Kartierung bereits im Blattschnitt der UTM-Projektion. Dies trifft gegenwärtig auf die UTM-Blätter 4313 Haslach, 4319 Linz und 3213 Kufstein zu.

Der Umstieg auf den neuen Blattschnitt wird daher schleichend erfolgen und die Entscheidung für den alten oder neuen Blattschnitt für jedes Kartierungsprojekt einzeln zu treffen sein.

2.9. Bearbeitungszeit von GÖK-50-Blättern

Ein ÖK-Blatt im Blattschnitt der GK-Projektion (alter Blattschnitt) bedeckt eine Fläche von rund 500 km² und pro Geländetag kann von einer durchschnittlichen Kartierungsleistung von 0,75 km² ausgegangen werden. Bei etwa 85 Geländetagen pro Person und Jahr ergibt sich so eine Bearbeitungszeit im Gelände von ca. 8 Jahren (dabei ist zu berücksichtigen, dass die Aufnahmegeologen der GBA neben der Kartierung und Ausarbeitung der Ergebnisse auch mit begleitender Grundlagenforschung, Anfragebeantwortungen, der Entwicklung von Standards für Datenbanken, Öffentlichkeitsarbeit usw. befasst sind). Umgelegt auf die Vollzeitäquivalente der GBA in der Kartierung bedeutet das, dass theoretisch 1,5 Kartenblätter pro Jahr neu aufgenommen werden können.

In der Praxis gilt es allerdings, unterschiedlich bedingte Personalausfälle, den Know-how-Verlust bei Pensionierungen usw. zu verkraften. Umgekehrt ist zu berücksichtigen, dass häufig auch auf bereits vorhandene Kartierungen und die Beiträge von auswärtigen MitarbeiterInnen zurückgegriffen werden kann.

Rechnet man die genannten gegenwärtigen Kapazitäten für die flächige Kartierung zusammen, so erscheint bei gleichbleibenden Bedingungen die Fertigstellung von maximal zwei GÖK-50-Manuskripten pro Jahr als realistisches Ziel.

2.10. Digitale Datenerfassung im Gelände

Einzelne geologische Dienste in Europa und Außereuropa haben GIS-gestützte Systeme zur Aufnahme von Punkt- und Flächendaten im Gelände mittels Tablet-PC entwickelt. Vorreiter dieser Entwicklung in Europa ist BGS (British Geological Survey), wo die Übernahme des Systems in den Routinebetrieb weit fortgeschritten ist.

Voraussetzung für die sinnvolle Integration solcher Systeme in den Workflow der Kartierung und Kartenproduktion ist allerdings die weitgehende Standardisierung der Kartierungseinheiten, Symbolisierungen und Nomenklaturen (von Lithologien, Geomorphologie, Tektonik usw.), wie diese an der GBA noch nicht erreicht wurde. Auch die technische Leistungsfähigkeit der Hardware (insbesondere Gewicht, Bildqualität bei ungünstigen Beleuchtungsverhältnissen, zeitliche Begrenzung der Energieversorgung mit Akkus, Schlagfestigkeit der Hardware) und die Hardwarekosten scheinen den österreichischen Voraussetzungen noch nicht zu entsprechen.

Allerdings sind auch an der GBA bereits mehrere mit GPS ausgerüstete Handheld-PCs für die Aufnahme von Punktdaten im Gelände im Einsatz. Die Datenbank-Struktur für diese Geräte wurde an der GBA entwickelt und ist mit dem so genannten Elektronischen Kartierungsbuch der GBA (LINNER et al., 2006) kompatibel.

3. Das Projekt „GEOFAST – Zusammenstellung von ausgewählten Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt“

Das Projekt GEOFAST hat die Erstellung einer flächendeckenden, digitalen Zusammenstellung der jeweils bestverfügbaren geologischen Kartengrundlagen auf Basis des Maßstabs 1:50.000 für jene Kartenblätter zum Ziel, für die in absehbarer Zeit die Herausgabe eines GÖK-50-Blattes nicht möglich ist. GEOFAST-Karten werden nicht gedruckt, sondern auf der Webseite der GBA als Print-on-demand angeboten. Ebenso stehen dort hochauflösende Grafik-Files als Voransicht bzw. zum Download zur Verfügung.

GEOFAST-Karten haben für ihre geologisch z.T. nicht vorgebildeten NutzerInnen den Vorteil, dass diese nicht selbst eine fachliche Auswahl aus oft zahlreichen, sich gegenseitig widersprechenden und überlappenden Kartengrundlagen treffen müssen, die überdies schwer zugänglich sind und denen oft eine veraltete, schwer lesbare oder ungenaue Topografie zu Grunde liegt.

Eine Bereinigung der Blattschnitte, wie sie sich aufgrund der bei der Kompilation verwendeten, sehr unterschiedlichen Kartengrundlagen ergeben, wird bewusst nicht angestrebt und wäre im Spezialkartenmaßstab 1:50.000 auch nicht vertretbar. Dadurch ergeben sich zwangsläufig auch Inhomogenitäten in der Legende. Nur so ist aber gewährleistet, dass die zugrundeliegende Information mit möglichst geringer interpretativer Verfälschung dargestellt werden kann. Außerdem soll der Eindruck vermieden werden, bei GEOFAST-Karten handle es sich um moderne Neubearbeitungen.

Der Untertitel des Projekts wurde entsprechend obiger Kapitelüberschrift geändert, um deutlicher als bisher zum Ausdruck zu bringen, welcher Stellenwert den im Projekt GEOFAST hergestellten Karten gegenüber dem Programm GÖK 50 zukommt.

Eine weitere Neuerung bezieht sich auf die Formulierung eines „Hinweis für Nutzer/-innen“ folgenden Inhalts, der künftig ins Layout aller GEOFAST-Karten integriert wird:

„GEOFAST-Karten werden überwiegend aus Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt erstellt. Ergänzend können auch publizierte Karten, meist älteren Datums, in die Zusammenstellung einfließen. Eine Überprüfung durch zusätzliche Geländebegehungen erfolgt nicht. Diskontinuitäten zwischen den verwendeten Kartenunterlagen verschiedener Autoren werden bewusst beibehalten

und können sich als Sprünge in den Konturlinien äußern. Geologische Inhalte werden in die aktuellen stratigrafischen und tektonischen Modelle überführt. Aufgrund der Übertragung der geologischen Inhalte von Karten mit veralteter Topografie und größeren Maßstäben in die aktuelle topografische Grundlage sind Lageungenauigkeiten vorhanden.“

4. Geologische Karten der österreichischen Bundesländer 1:200.000

Geologische Karten im Übersichtsmaßstab 1:200.000 liegen für die Bundesländer Wien (1984), Steiermark (1984), Burgenland (2000), Niederösterreich (2002), Salzburg (2005), Oberösterreich (2006) und im Maßstab 1:100.000 für Vorarlberg (2007) vor. Mit Ausnahme der Blätter Wien und Oberösterreich sind diese Karten auch mit Erläuterungen ausgestattet, für Oberösterreich ist deren Erstellung ebenfalls vorgesehen.

Neben der wissenschaftlichen Bedeutung dieser Karte eignet sich diese aufgrund ihres Maßstabs besonders für regionale Planungsaufgaben, wie die Trassenfindung für infrastrukturelle Einrichtungen, für Fragen der Raumplanung (z.B. Rohstoffsicherung), der botanischen Standortkunde oder auch als wichtige Informationsebene für die Versicherungswirtschaft, um nur einige praxisbezogene Anwendungen zu nennen. Aber auch als flächendeckend verfügbare Erstinformation für lokale Detailfragen und -projekte ist der Maßstab 1:200.000 noch geeignet, gerade für jene Bereiche, in denen noch keine GÖK 50 zur Verfügung steht. Aus diesem Grunde wurde auch in Kauf genommen, dass für die Erstellung der Bundeslandkarten personelle Ressourcen in begrenztem Ausmaß vom Programm GÖK 50 abgezogen werden mussten.

Für das Bundesland Kärnten wurde im Rahmen eines Großprojektes der FA Rohstoffgeologie und des Landes Kärnten die flächendeckende Kompilation einer geologisch-lithologischen Karte 1:50.000 abgeschlossen. Diese kann zukünftig als Basis für die Entwicklung einer Karte im Maßstab 1:200.000 dienen.

Die umfangreichen Kompilationen im Rahmen des Projektes GEOFAST im Tiroler Raum stellen ebenfalls die Basis für die künftige Ableitung einer Karte 1:200.000 für dieses Bundesland dar. Außerdem liegen an der GBA die GIS-Datensätze der grenzüberschreitenden geologischen Kartenblätter 1:200.000 des BGR Hannover vor. Anpassungsarbeiten an die Topografie des BEV wurden bereits durchgeführt.

5. Schlussbemerkung

Die geologische Landesaufnahme und ihre Produkte (insbesondere möglichst detaillierte geologische Karten) haben für die Geologie, inklusive ihrer angewandten Disziplinen, eine analoge Bedeutung wie die Anatomie für die Medizin. Während aber die Anatomie des menschlichen Körpers seit Jahrzehnten bis ins kleinste Details erforscht und dokumentiert ist, wurden und werden die entsprechenden Grundaufgaben in der geologischen Landesaufnahme, bedingt durch die traditionell zu geringen Personalressourcen, allgemein schwer vernachlässigt. Diese Diagnose gilt nicht nur für Österreich, sondern ist ein historisches Defizit dieser Wissenschaftsdisziplin insgesamt.

Die Qualität von angewandt-geologischen Projekten und Gutachten ist in den meisten Fällen direkt von der Qualität der zugrundeliegenden Basisdaten (z.B. geologische Karten und Profile, Bohrkernaufnahmen usw.) abhängig. Eine Einschränkung oder ein Verzicht auf die ohnehin schon geringen, vor allem personellen Kapazitäten der geologischen Landesaufnahme käme daher einer Selbstaufgabe des Wissenschaftszweiges insgesamt nahe. Österreich sollte in diesem Punkt aus den Fehlern anderer Staaten lernen.

Literatur

- BEER, CH., SPINATSCH, M. & MATOUSEK, F. (2005): Produkte, Kosten und Nutzen von erdwissenschaftlichen Informationen des Bundes für Staat und Gesellschaft. – Bulletin für angewandte Geologie, 10/2, 3-23, Losone.
- GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (2005): Cost-Benefit-Analysis of Geological Expertise. International Symposium, Oct. 15-16, 2005, Vienna, Austria. Programme Abstracts Excursions. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 66, Wien.
- GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (2006): Geologie für Österreich. Der Nutzen von erdwissenschaftlichen Informationen für die Sicherung von Wohlstand und Umwelt. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 68, 34 S., Wien.
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (2005): Economic and Social Value of the MAGNA Plan geological map of Spain at a scale of 1:50.000. – 54 p., Madrid.
- LINNER, M, LIPIARSKI, P., BRYDA, G., HEGER, H., KRENMAYR, H.G., REISCHER, J., REITNER, H. & SCHUSTER, R. (2006): Digitale Datenaufnahme bei der geologischen Geländearbeit und elektronisches Kartierungsbuch. – In: TESSADRI-WACKERLE, M.: Pangeo Austria 2006, 176-177, Innsbruck University Press, Innsbruck.

Forschungsansätze zur Bewältigung kommender Herausforderungen bei der Wasserversorgung von Großstädten

G. KUSCHNIG

Inhalt

Einleitung
Entstehung des Karstforschungsprogrammes der Stadt Wien
Erfordernisse zur Umsetzung des Karstforschungsprogrammes
Organisatorische Umsetzung des Karstforschungsprogrammes
Probleme und Anforderungen
Zukünftige Entwicklungen

Einleitung

Historisch gesehen hat die Stadt Wien seit Einführung der zentralen Wasserversorgung ab 1865 wissenschaftliche Untersuchungen immer als Entscheidungsgrundlagen herangezogen. EDUARD SUESS als Initiator der nachmals so genannten I. Wiener Hochquellenleitung ist dafür ein treffendes Beispiel. Aber auch die geologischen Beschreibungen der geologischen Verhältnisse entlang der II. Wiener Hochquellenleitung und die Vorgaben zur Bewirtschaftung der Quelleneinzugsgebiete in der Zwischenkriegszeit dokumentieren die Einbindung von Forschung und wissenschaftlichen Untersuchungen in die Entscheidungsfindung zur Sicherung der Wasserversorgung.

Der Markierungsversuch von DOSCH 1955 am Schneeberg stellt einen Meilenstein in der Karsthydrologie dar.

Weitere Untersuchungen und Arbeiten zeigen, dass wissenschaftliche Beiträge selbstverständlich Teil der Wasserversorgung für Wien waren.

Entstehung des Karstforschungsprogrammes der Stadt Wien

Bis zum Reaktorunfall von Tschernobyl 1986 waren die wissenschaftlichen Beiträge zumeist aber anlassbezogen und anekdotisch. Der radioaktive Fall-out auf Grund dieses Reaktorausfalls ging auch in den Quelleneinzugsgebieten – Rax, Schneeberg, Schneealpe und Hochschwab – nieder. Natürlich stellte sich die Frage, wie werden die für die Wiener Wasserversorgung genutzten Quellen beeinflusst. Messungen an den Quellen stellten sicher, dass kein Trinkwasser nach Wien geleitet wurde, welches nicht den Qualitätsbestimmungen entsprach. Darüber hinaus stellten sich aber mehrere Fragen: Wie lange muss man mit Belastungen rechnen? Wie ist der Transportmechanismus im Gebirge? Wie ist dieser Transportmechanismus abhängig von Niederschlagsereignissen? Gibt es Selbstreinigungsprozesse im Gebirge? Wie ist die Größe und Lage der Einzugsgebiete der einzelnen Quellen? Wie sind die zeitlichen Abläufe bezüglich Schadstofftransport, Persistenz und Ereignisabhängigkeit?

Es wurde erkannt, dass die bisherigen Erkenntnisse nicht ausreichten, um diese Fragen zu beantworten. Auch für Belastungen, die nicht das Ausmaß eines atomaren Unfalls haben, waren die wissenschaftlichen Grundlagen unzureichend. Die Wiener Wasserwerke entschieden daher diesem Problem einen größeren Stellenwert zu geben. Nach der organisatorischen Einrichtung eines entsprechenden Referates wurden zuerst Grundsätze formuliert, die den Aufgabenbereich abstecken sollen.

Diese sind folgende:

- Sicherung der mengenmäßigen Versorgung der Stadt Wien mit Trinkwasser
- Gewährleistung der Trinkwasserqualität entsprechend den hygienischen Vorgaben
- Optimierung der Nutzung der bestehenden Quellen, um weitere Erschließungen zu vermeiden
- Optimierung der bestehenden Landnutzungen, um jegliche Trinkwasserbehandlung unnötig zu machen
- Durchführung aller erforderlichen Maßnahmen unter Berücksichtigung von ökologischen, umweltrelevanten und naturschutzrechtlichen Erfordernissen

Erfordernisse zur Umsetzung des Karstforschungsprogrammes

Die früheren punktuellen und anlassbezogenen Untersuchungen zeigten, dass diese Vorgangsweise den postulierten Grundlagen nicht Genüge tun konnte. Um die formulierten Grundsätze erfüllen zu können, sind systemische und flächendeckende Forschungsansätze notwendig.

Die verordneten Schongebiete (ca. 1000 km²) befriedigen zwar über die Interessen der Stadt Wien auch noch die Bedürfnisse anderer Wasserversorger, stellen aber auch für die Stadt Wien in ihrer Gesamtheit den zu erforschenden Untersuchungsraum dar.

Der systemische Ansatz erfordert, das Gebiet – im Besonderen den Naturraum – in seiner horizontalen und seiner vertikalen Erstreckung zu betrachten und zu beschreiben. Die klimatischen und meteorologischen Verhältnisse müssen zusätzlich in Betracht gezogen werden.

Neben den naturräumlichen Verhältnissen müssen auch die anthropogenen Einflüsse und ihre Auswirkungen auf die Wasserquantität und -qualität in Betracht gezogen werden.

Diese Randbedingungen erfordern natürlich organisatorische Grundlagen, um für die jeweiligen Probleme anwendungsorientierte Lösungen zu finden.

Da es in Österreich und darüber hinaus geeignete und sehr kompetente Einrichtungen gibt, die sich mit allen in Frage kommenden Problemen beschäftigen, ist die Aufgabe des Referates für Quellenschutz, Forschung und EU-Förderung in den Wiener Wasserwerken nicht die operative Implementierung von Projekten, sondern die Projektentwicklung, die Projektkoordination, die Projektbegleitung und die unverzichtbare Bereitstellung der für die Durchführung der Projekte erforderlichen finanziellen Mittel.

Organisatorische Umsetzung des Karstforschungsprogrammes

Schon beim Start der Untersuchungen 1992 im Hochschwabgebiet wurde eine Zusammenarbeit mit dem Land Steiermark und dem ZWHS, dem Wasserversorger für die Steiermark, der dafür Wasservorkommen aus dem südlichen Hochschwabgebiet nutzt, angestrebt und im Rahmen der Bund/Bundesländerkooperation mit Unterstützung des Bildungsministeriums durchgeführt.

Die operative Durchführung wurde dem Joanneum Research und der Geologischen Bundesanstalt übertragen.

Diese grundsätzliche Vorgangsweise, Kooperation mit anderen Institutionen, welche Interessen im gleichen geografischen oder thematischen Gebiet haben, und Beauftragung von Forschungseinrichtungen zur Durchführung der operativen Arbeit, hat sich bis heute bewährt.

In den über 15 Jahren des Karstforschungsprogrammes wurde das Netzwerk sowohl der Kooperationspartner als auch der beauftragten Forschungseinrichtungen ständig erweitert.

Nachdem von der GBA schon Rax und Schneeberg im Rahmen der geologischen Landesaufnahme kartiert wurden, dehnten die Wiener Wasserwerke ihre Untersuchungen auch auf diese Gebiete sowie die Schnealpe aus.

Insbesondere nach dem Beitritt Österreichs zur EU wurden die europäischen Fördermöglichkeiten in Anspruch genommen.

Die Kooperation mit Partnern aus anderen europäischen Ländern hat mehrere Vorteile:

- Der internationale Wissensaustausch wird ermöglicht und gefördert.
- Durch gut geplante Arbeitsteilung können in kürzerer Zeit große Arbeitspakete bearbeitet werden.
- Finanzielle Lastenteilung zwischen den Partnern und Förderung seitens der EU ermöglichen Forschungsprojekte, die auch einer Stadt Wien ansonsten nicht möglich wären.
- Der Vergleich zwischen unterschiedlichen Lösungsmöglichkeiten wird nicht nur theoretisch, sondern auch praktisch sichtbar.

In der EU gibt es mehrere Förderschienen und -programme. Anfangs aus Zufall, aber später bewusst, orientierten sich die Wiener Wasserwerke an den Strukturfonds, speziell INTERREG, deren Ziel in der räumlichen Entwicklung besteht.

Nach einjähriger Vorbereitungszeit wurde 1998 das erste INTERREG-Projekt KATER (KARst waTER research programme) gestartet. Ziel des Projektes war die Erforschung und Simulation des Wasserhaushaltes in Karstgebirgen zur langfristigen Sicherung der Trinkwasserentnahme unter spezieller Berücksichtigung der Faktoren Raumordnung und Umwelt. Partner aus Italien, Kroatien und Slowenien mit ähnlichen Problemen und Anforderungen nahmen an diesem Projekt teil.

Für die Wiener Wasserwerke war KATER eine Weiterführung bzw. eine Finalisierung und Ausweitung bereits laufender Untersuchungen.

Dieses Projekt dauerte bis Ende 2001. Bereits während dieses Projektes wurde eine Weiterführung und Ausweitung des Projektes für die nächste Förderperiode geplant.

Nach umfangreichen und sehr aufwändigen Vorbereitungsarbeiten startete 2003 das Projekt KATER II (www.kater.at). Die Partnerschaft wurde um das Bildungsministerium und die Bundesländer Niederösterreich und Steiermark erweitert.

Das zentrale Ziel von KATER II war die Entwicklung eines GIS-basierten Entscheidungshilfesystems, um die Auswirkungen von Landnutzungsaktivitäten auf die Umwelt und die Wasserreserven in Karstgebieten bewerten und quantifizieren zu können.

Parallel zur Entwicklung dieser Systeme wurden von allen Partnern in ihren jeweiligen Pilotgebieten fehlende Daten erhoben. Die Datensammlung und auch die Aufarbeitung von Daten war ein wesentlicher Arbeitsschritt im Projekt.

Das Projekt dauerte 48 Monate und endete 2006. Das Gesamtbudget betrug ungefähr 3,2 Mio. €. Solche Größen erlauben, wie schon gesagt, umfangreiche und detaillierte Untersuchungen und Entwicklungen.

Nach Abschluss von KATER II waren die grundlegenden Arbeiten, besonders die Kartierungen und die Quantitäts- und Qualitätsmessungen an den wichtigsten Quellen abgeschlossen. Mit den zusätzlichen Basisdaten von Boden, Vegetation und Meteorologie konnten jetzt gezielt spezielle Fragen betreffend Belastungen durch unterschiedliche Landnutzungen bearbeitet werden.

Gesteigerte Anforderungen gesetzlicher Natur erfordern von Wasserversorgern speziell aus Karstgebieten vermehrten Einsatz und die Verbesserung der Wasserqualität durch Entwicklung geeigneter Maßnahmen. Die Entwicklung und Bewertung solcher Maßnahmen bedarf – auch international – immer mehr Grundlagen, die nur durch Forschungsprojekte erarbeitet werden können.

Neben erhöhten gesetzlichen Anforderungen stellen aber auch natürliche Änderungen neue Fragen und Probleme an Wasserversorger. Die Klimaänderung und ihre potentiellen Auswirkungen auf die Wasserversorgung ist eine gänzlich neuartige Herausforderung.

Um auch auf die potentiellen Auswirkungen von Klimaänderungen vorbereitet zu sein, initiierten die Wiener Wasserwerke ein weiteres Projekt namens „CC-WaterS“ (Climate Change and impacts on Water Supply). Wie in den vorangegangenen Projekten KATER und KATER II übernahmen auch hier die Wasserwerke die federführende Rolle des Lead Partners.

18 Partner aus 9 Ländern des mittel- und südosteuropäischen Raumes arbeiten zusammen, um ein breit angelegtes Arbeitsgebiet zu untersuchen. Die Partnerschaft ist eine Mischung von Wasserversorgern, Verwaltungseinheiten auf nationaler, regionaler und lokaler Ebene sowie Partnern aus Wissenschaft und Forschung.

Das Projekt startete im Mai 2009 und dauert 36 Monate bis April 2012. Das Gesamtbudget beträgt etwa 4,3 Mio. €.

Probleme und Anforderungen

Die ständige Erweiterung und der Ausbau sowohl des fachlichen als auch des organisatorischen Netzwerkes bedarf auch der Anpassung der Arbeitsweise bei den Wiener Wasserwerken.

Das grundsätzliche Problem ist das des so genannten „Know-how-Transfers“. Wie bringt man Forschungsergebnisse und wissenschaftliche Erkenntnis in den täglichen Betrieb. Dies ist ein generelles Problem unserer Wissensgesellschaft.

Wie schon oben gesagt, dient das Karstforschungsprogramm der Stadt Wien nicht primär dem Erkenntnisgewinn, sondern es unterstützt die Aufgaben der Wasserversorgung durch Bereitstellung wissenschaftlicher Grundlagen. Diese bilden einen Teil der Entscheidungsfindung und das muss von den Entscheidungsträgern in der Organisation nicht nur erkannt und akzeptiert werden, es müssen auch Methoden entwickelt werden, diese Erkenntnisse umzusetzen.

Parallel dazu stellt so eine Vorgangsweise auch neue Aufgaben an alle Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter, die mit der Sicherung von Quantität und Qualität betraut sind. Erster Schritt ist, das Bewusstsein für neue Probleme und Anforderungen zu wecken. Weiters müssen die Zusammenhänge und grundlegenden Prozesse erklärt werden können. Schon zwischen Wissenschaftlern aus verschiedenen Disziplinen ist die Verständigung schwierig. Dies wird umso schwieriger, wenn Beteiligte keine fachlich verwandte Ausbildung besitzen. Hier sind aber auch die in den jeweiligen Fachgebieten tätigen Forscherinnen und Forscher gefragt. Sie müssen ihre Bericht so abfassen, dass sie zwar allgemein verständlich sind, aber in ihrer vereinfachten Darstellung nicht verfälschen. Nur auf Grund einer solchen Präsentation kann eine entsprechende Aus- und Fortbildung der Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter stattfinden.

Das Verstehen möglicher Probleme, ihre Entstehung und Wege ihrer Behebung bilden die Basis eines effizienten Wasserschutzes. Zur Anwendung dieses Wissens müssen aber Methoden und Werkzeuge entwickelt und bereitgestellt werden.

Eine wesentliche in ihren Grundzügen seit Jahrzehnten angewandte Methode sind die so genannten Quellenschutztauren. In den Einzugsgebieten werden regelmäßige Kontrollen und Beobachtungen durchgeführt. Diese finden nach vorgegebenen Protokollen und Problemstellungen statt. In diese Vorgaben müssen die jeweils neuesten Erkenntnisse eingearbeitet werden. Neben den Neuerungen muss aber auch die Kontinuität und Vergleichbarkeit mit früher erhobenen Daten gewährleistet sein.

Notwendige Werkzeuge sind vor allem digitale Anwendungen. Basierend auf geografischen Informationssystemen sollen alle Daten sowie das daraus abgeleitete Wissen – die Informationen – über-

sichtlich archiviert, einfach und schnell abrufbar, problemorientiert anwendbar sowie an neue Aufgaben anpassbar sein.

In KATER und KATER II wurde versucht solche Werkzeuge zu entwickeln. Sie müssen einerseits anwenderfreundlich, das heißt einfach zu bedienen sein, andererseits benötigen sie zur Lösung komplexerer Aufgaben eine minimale Mächtigkeit. Diesen Gegensatz zu lösen und damit die Akzeptanz der Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter zu erreichen, ist ein nicht einfaches Problem.

Ein weiteres Problem ist die Erhaltung des Wissens im sich ändernden Netzwerk. Vor allem Universitätsinstitute werden über Drittmittel im Rahmen von Auftragsforschung beschäftigt. Nach Ende eines Projektes wenden sich die beteiligten ProjektmitarbeiterInnen in der Regel neuen Aufgabengebieten zu. Gewonnene Erfahrung und Hintergrundwissen geht damit oft verloren.

Für die Wiener Wasserwerke hat sich herausgestellt, dass eine Aufrechterhaltung der Kooperationsbasis – wenn schon nicht auf Mitarbeiterebene – so zumindest auf Organisations-(= Instituts-)ebene sehr vorteilhaft ist.

In der Zeit zwischen größeren Projekten oder Aufträgen wird versucht die Kooperation mit kleineren Aufträgen wie Übungen oder Diplomarbeiten weiterzuführen. Dies ist den Wiener Wasserwerken mehr oder weniger seit Beginn des Karstforschungsprogrammes vor 17 Jahren gelungen. Wir werden versuchen dies auch zukünftig zumindest in gleicher Intensität aufrechtzuerhalten.

Der inter- und intradisziplinäre Forschungsansatz ist eine weitere herausfordernde Aufgabe. Die lösungsorientierten Fragestellungen erfordern eine Zusammenarbeit von so unterschiedlichen Fachbereichen wie Geologie, Hydrologie, Hydrogeologie, Karst- und Höhlenforschung, Meteorologie, Bodenkunde, Vegetationskunde, Ökologie, Mikrobiologie, Raumplanung bis hin zu wirtschafts- und sozialwissenschaftlichen Arbeiten. Die gegenseitigen Abhängigkeiten, im Besonderen die Datenanforderungen der verschiedenen Disziplinen untereinander, erfordern ein hohes Maß an Planung, aber auch an Flexibilität und Koordinationsaufwand.

Zukünftige Entwicklungen

Nach der Erarbeitung und Bereitstellung von meteorologischen, geologischen, hydrologischen, bodenkundlichen und vegetationsökologischen Basisdaten können zielgerichtet spezielle Fragestellungen bearbeitet werden. Die Identifizierung dieser Problemstellungen sowie eine Planung ihrer Bearbeitung und die Bereitstellung der dafür notwendigen Ressourcen sowie die Organisation ihrer Umsetzung wird in Zukunft die Hauptaufgabe der Karstforschung in den Wiener Wasserwerken darstellen. Die Auffüllung weißer Flecken von noch zu kartierenden Gebieten wird parallel dazu weitergeführt.

Eine gewisse Institutionalisierung der bestehenden Netzwerke wird angestrebt. Die internationale Kooperation soll verfestigt und ausgeweitet werden.

Dazu ist geplant einen internationalen Verein zu gründen, der zum Ziel hat:

„... die Unterstützung seiner Mitglieder bei der Gewinnung von Trinkwasser aus Karstgebieten und der Schutz von Trinkwasserressourcen aus Karstgebieten. Ein weiterer Zweck ist die Förderung des Wissens über Zustände, Verhältnisse und Prozesse, die Karstgebiete prägen oder geeignet sind die natürlichen Prozesse in Karstgebieten zu beeinflussen. Der Verein unterstützt die öffentliche Verwaltung in seiner Aufgabe bei der Regelung aller Tätigkeiten in Karstgebieten.“

Dieser Verein wird sich an Wasserversorger, an öffentliche Körperschaften und Forschungseinrichtungen wenden.

Bei den absehbaren Herausforderungen wird es auch in Zukunft noch genug Forschungsbedarf geben, um die Wasserversorgung zu sichern.

Die Obersee-Brekzie bei Lunz (Niederösterreich): Revision der Stratigraphie und des Komponentenbestandes

R. LEIN, H. SUZUKI & H.-J. GAWLICK

Inhalt

Zusammenfassung

Einleitung, Erforschungsgeschichte und geologische Übersicht

Lithologie, Komponentenbestand und Matrix der Obersee-Brekzie

Verhältnis Komponenten/Matrix

Komponentenbestand

Datierung der Obersee-Brekzie

Schlussfolgerungen

Literatur

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird die Altersstellung und der Komponentenbestand der Obersee-Brekzie bei Lunz revidiert. Bisher wurde die Obersee-Brekzie als eine eigenständige Brekzienentwicklung, die im höheren Lias einsetzt und bis in den Ober-Jura andauern soll, gedeutet. Diese Interpretation beruhte vor allem auf der Altersstellung der unterlagernden Sedimentfolgen, während exakte Datierungen aus der Matrix bzw. den eingeschalteten oder überlagernden Kiesel-sedimenten (Kieselkalke, Radiolarite) fehlten. Hier werden erstmals direkte Datierungen mit Hilfe von Radiolarienfaunen aus diesen Kiesel-sedimenten/Radiolariten in Kombination mit einer detaillierten Komponentenbestands-Analyse der auftretenden polymikten Brekzienkörper vorgestellt. Auf Basis dieser Ergebnisse wird eine Korrelation mit anderen Formationen der Ruhpoldinger Radiolarit-Gruppe der Nördlichen Kalkalpen diskutiert. Das Ergebnis der Arbeit ist, dass auf Grund der Altersstellung und des Komponentenbestandes die Obersee-Brekzie anderen, bereits bekannten und älteren Begriffen zugeordnet werden muss, d.h. der Tauglboden-Brekzie oder der Rofan-Brekzie und dass der Deckenbau des Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen neu überdacht werden muss.

Einleitung, Erforschungsgeschichte und geologische Übersicht

Brekzienkörper, welche einen obertriadischen bis tiefliassischen Untergrund plombieren, treten im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (NKA) mehrfach auf. Deren prominentestes Beispiel ist – einerseits auf Grund ihrer flächenmäßigen Ausdehnung und andererseits der Größe ihrer Komponenten – die Obersee-Brekzie bei Lunz in Niederösterreich. Auf eine laterale Distanz von 9 km ist sie als schmaler Streifen am Südrand der Unterberg-Decke aufgeschlossen, wo sie an einen vor der Stirn der Göller-Decke gelegenen Schürlingskörper („Zone von Rotwald-Gindelstein“) grenzt (Abb. 1). Neben dem eine große Mächtigkeit aufweisenden Hauptzug der Brekzie gibt es nördlich davon noch weitere kleine Brekzienvorkommen (u.a. Ostflanke des Seetales, Abb. 1). Zudem sind in den die „Plassenkalke“ des Molterbodens unterlagernden Radiolariten dünne Brekzienlagen zwischengeschaltet, die ähnliche Komponentenzusammensetzung wie an der „Typlokalität“ der Obersee-Brekzie besitzen.

Von RUTTNER (1949), welcher als Erster diese lithologisch auffallende Abfolge kartenmäßig ausschied, wurden diese Brekzien zunächst als liassisch gedeutet. TOLLMANN, der – aufbauend auf die vorangegangenen Beobachtungen – den Begriff „Oberseebrekzie“ prägte (TOLLMANN, 1976: 338), übernahm von RUTTNER (1949) die Vorstellung eines frühen Beginns der Brekzienbildung noch im Lias. Doch erkannte TOLLMANN, dass als Komponenten auch jüngere Gesteine, wie u.a. der mitteljurassische Klausalk, auftreten, so dass er die Zeitspanne der Brekzien-Sedimentation bis in den „höheren Jura“

spannte. Polymikte Brekzien, wie die Obersee-Brekzie, die z.T. in Kiesersedimente eingelagert sind, sollen somit als Sonderentwicklung im Gebiet von Lunz z.T. mindestens die Adneter- und Klauskalke vertreten. Das Alter der Obersee-Brekzie ist bis heute somit weitgehend unbekannt. Die Alterseinschätzung beruht vor allem auf den die Obersee-Brekzie unterlagernden Sedimenten und den auftretenden Komponenten. Besonders dem Hierlatzkalk, der im südlichen Verbreitungsgebiet die Obersee-Brekzie unterlagert, kommt bei dieser Interpretation eine entscheidende Bedeutung zu. Die Kiesersedimente/Radiolarite, die in weiten Bereichen ebenfalls die Obersee-Brekzie begleiten, konnten bisher nicht datiert werden und blieben deshalb unberücksichtigt. Direkte Datierungen aus den zwischengeschalteten Kiesersedimenten/Radiolariten oder sogar den überlagernden Seichtwasserkarbonaten (die zur Plassen-Karbonatplattformentwicklung gestellt werden) fehlen deshalb bisher.

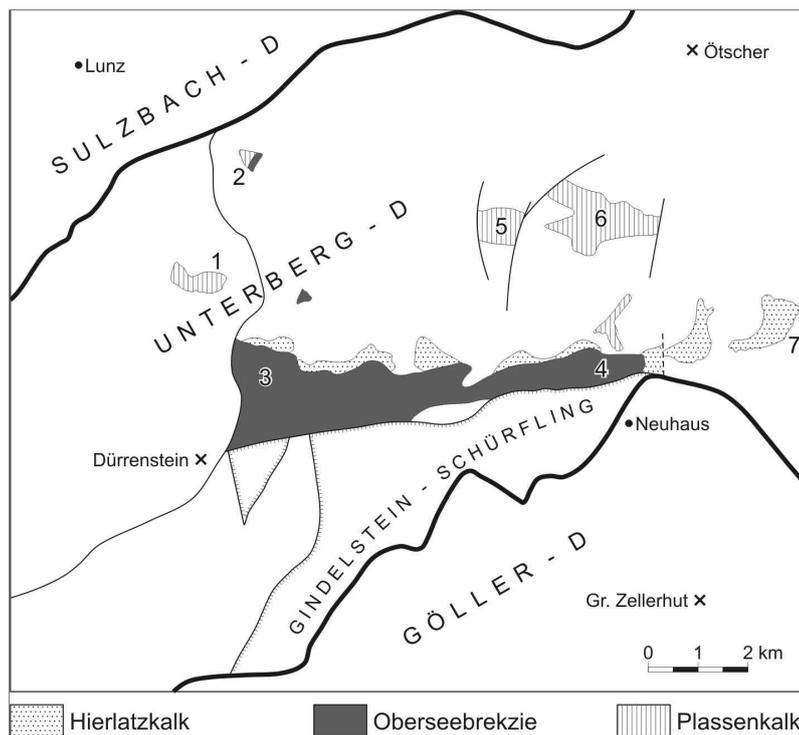


Abb. 1: Verbreitung der Obersee-Brekzie im Raum Lunz.

1: Stanzenkogel, 2: Seetal-E, 3: Obersee („Typlokalität“), 4: Scheiblingwiese, 5: Saurüssel, 6: Molterboden, 7: Brunnsteinalm.

Kartengrundlage: ÖK 50, Blätter 71 und 72, vereinfacht und verändert.

In jüngerer Zeit wurde dennoch in den Legenden der beiden Blätter der Geologischen Karte von Österreich 1:50.000, auf welchen die Brekzie auftritt (= Blatt 71 u. 72), das Alter der Obersee-Brekzie ohne näheren Fossilbeleg mit Dogger angegeben (vgl. auch Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000, Geologische Bundesanstalt, 2002). Leider sind aber bisher weder Untersuchungen an den Kiesersedimenten (Fazies, Altersstellung) selbst noch an den polymikten Brekzienkörpern (Komponentenbestandsanalyse) durchgeführt worden. Dabei stellen aber gerade diese Kiesersedimentfolgen mit ihren eingelagerten polymikten Brekzienkörpern verschiedenster Provenienz den Schlüssel für das Verständnis der Jura-Tektonik in den NKA und damit des Schließens des Neotethys-Ozeans dar.

Genetische Interpretationen dieser Brekziengese mussten bisher weitgehend spekulativ bleiben, da eine Zuordnung zu den bisher bekannten, anderen Brekzienentwicklungen im Bereich der Nördlichen Kalkalpen nicht möglich ist. Auf dem bisherigen Kenntnisstand wurde eine Genese der Obersee-Brekzie mit Dehnungsereignissen im Lias (im Zusammenhang mit der Öffnung des Penninischen Ozeans) für die wahrscheinlichste Interpretation angesehen. Diese Interpretation der Entstehung von Dehnungsbecken im tieferen und mittleren Jura im Zusammenhang mit der Öffnung des Penninischen

Ozeans im Norden bzw. Nordwesten des Ostalpins wurde lange Zeit als die einzig mögliche Interpretationsmöglichkeit einer neu entstehenden Horst- und Grabenmorphologie bzw. von scheinbar asymmetrischen Becken verfolgt (u.a. BERNOULLI & JENKYN, 1974, VECSEI et al., 1989, BÖHM, 1992). Erst neuere Untersuchungen haben gezeigt (GAWLICK et al., 1999), dass die verschiedenen Radiolaritbecken im Zusammenhang mit dem Schließen des Neotethys-Ozeans zu sehen sind, wobei als Einsetzen der Schließung in jüngster Zeit der höhere Lias nachgewiesen ist (vgl. GAWLICK et al., 2008). Hier ist auch festzuhalten, dass vor Mitte der 90er Jahre des vorigen Jahrhunderts auch keine hinreichend genaue biostratigraphische Möglichkeit und Methode zur Verfügung stand, Radiolarien aus den Kieselsedimenten der NKA zu gewinnen (vgl. DIERSCHKE, 1980) bzw. diese biostratigraphisch einzustufen. Erst seit der UA-Zonierung von BAUMGARTNER et al. (1995) stand eine erste hinreichend genaue Radiolarien-Zonierung zur Verfügung, die es ermöglichte, die verschiedenen Kieselsedimente der NKA biostratigraphisch einzustufen. In weiterer Folge wurde dann auf dieser Basis eine Jura-Radiolarien-zonierung für die NKA erarbeitet (SUZUKI & GAWLICK, 2003), die es heute ermöglicht, die verschiedenen Kieselsedimente mit den eingeschalteten Brekzienkörpern verschiedener Becken (= Tiefwasser-rinnen vor herannahenden Deckenfronten) zu unterscheiden. Diese Rekonstruktion der Tiefwasser-Beckenentwicklungen im Mittel- bis Ober-Jura stellt die Basis für die geodynamische Rekonstruktion des Schließens des Neotethys-Ozeans und der frühen, jurassischen Deckenstapelungen in den NKA dar (GAWLICK et al., 1999).

Diese Jura-Entwicklungsgeschichte wurde bereits zeitlich weit früher diskutiert (vgl. LEIN, 1985, 1987) und deshalb wurde eine Äquivalenz der Obersee-Brekzie mit der Rofan-Brekzie (?Unter-/Mittel bis Ober-Oxfordium bzw. bis basales Kimmeridgium) ebenfalls für möglich gehalten (LEIN, 1985), ohne seinerzeit allerdings detaillierte Altersnachweise erbringen zu können. Allerdings ist auch eine Äquivalenz mit der Tauglboden-Formation (Unter-Oxfordium bis Unter-Tithonium – GAWLICK et al., 2007) als durchaus wahrscheinlich ins Kalkül zu ziehen. Somit hängt eine Zuordnung zu der einen oder anderen Brekzienentwicklung – Rofan-Brekzie oder Tauglboden-Brekzie – zum ersten vom Altersumfang der Brekzienentwicklung, zum zweiten vom Komponentenbestand und drittens von der Überlagerung und deren Alter ab. Ohne Kenntnis dieser drei limitierenden Parameter ist eine sichere Zuordnung zu der einen oder anderen Beckenentwicklung nicht möglich. Eine eindeutige Zuordnung ist aber für die Entschlüsselung der tektonischen Stellung und paläogeographischen Position unbedingt erforderlich, da diese von der exakten Rekonstruktion der Radiolaritbeckenentwicklung (Mittel- bis Ober-Jura) in den NKA abhängt.

In dieser Arbeit werden deshalb erstmals exakte biostratigraphische Daten vorgelegt, die das Einsetzen der Obersee-Brekzie auf Oxfordium limitieren und damit seine Zugehörigkeit zur Tauglboden-Formation oder zur Rofan-Brekzie einschränken.

Lithologie, Komponentenbestand und Matrix der Obersee-Brekzie

Die z.T. mehr als 200 m mächtige Obersee-Brekzie (TOLLMANN, 1976) setzt in der Unterberg-Decke meist über rotem Hierlatzkalk ein, sofern sie nicht direkt Ober-Trias-Karbonate diskordant überlagert. Zu Letzteren, welche auf den amtlichen geologischen Karten (z.B. ÖK 50: Blatt 72) nicht ganz zutreffend als „Dachsteinkalk (Nor–Rhät)“ ausgeschieden sind, ist anzumerken, dass in dieser Signatur zwei (auch lithologisch) unterschiedliche Karbonathorizonte subsumiert werden, nämlich Plattenkalk und Dachsteinkalk (norisch) sowie Ober-Rhätkalk (rhätisch), die in Wirklichkeit beide durch ein schmales Band von Kössener Schichten getrennt werden, das, zudem oftmals tektonisch reduziert, auf den geologischen Karten fehlt. Dieser Hinweis scheint uns insofern wichtig, als andernfalls die festgestellte Häufung von Ober-Rhät-Klasten im Komponenten-Spektrum absolut unverständlich wäre bzw. zu falschen Schlussfolgerungen verleiten würde.

Die Obersee-Brekzie selbst besitzt eine polymikte Zusammensetzung und weist eine extrem schlechte Sortierung auf. Lagen mit Komponentengrößen im cm- bis dm-Bereich sind Riesenblöcke von kartierbarem Ausmaß (bis zu 300 m lang; ausschließlich Ober-Trias-Karbonate) zwischengeschaltet.

Verhältnis Komponenten/Matrix: TOLLMANN (1976, 338) vermeinte im basalen Anteil der Brekzie, die sich in diesem Abschnitt vornehmlich aus Ober-Trias-Karbonaten und Hierlatzkalk zusammensetzt,

zwischen den Komponenten als Bindemittel weiterhin (liassischen) Crinoidenkalk erkannt zu haben. Diese Interpretation ließ ihn letztlich an einen (spät)liassischen Beginn der Brekzienbildung glauben. Tatsächlich sind jedoch alle Korngrenzen durch Drucklösungssäume definiert, so dass vielfach einen Stylobrekzie vorliegt, deren ursprüngliche Matrix durch Lösung restlos entfernt ist.

Komponentenbestand: Kössener Schichten, lagunärer rhätischer Dachsteinkalk, Hierlatzkalk, verschiedene hemipelagische Graukalke, die eventuell der Allgäu-Formation zugeordnet werden können. Diese Komponenten dominieren vor allem die tieferen Abschnitte innerhalb der Brekzienentwicklung. Zum Hangenden hin schalten sich vermehrt Mittel-Jura-Komponenten (Klaus-Formation) ein. Die Hauptmasse der Komponenten sind Ober-Trias-Karbonate vom Typus Oberrhätkalk. Dazu zählen wir oolithische Grainstones mit *Triasina hantkeni*, gut sortierte reine Oolithe und bioklastische Grainstones mit Bivalvenschill. Bioklastenführende Wackestones werden den Kössener Schichten zugeordnet. Aus dem unter den Kössener Schichten gelegenen Teil der Abfolge stammen pelsparische Plattenkalke, helle Algenlaminite und Megalodontenkalke. Bei den Jura-Komponenten überwiegt der Hierlatzkalk, sehr vereinzelt finden sich auch aus den Klaussschichten stammende Fragmente. In der dem Radiolarit zwischengeschalteten Brekzienlage nordwestlich Molterboden finden sich neben dem oben angeführten Spektrum als Komponenten auch crinoidenreiche Spiculite, die in reine Crinoidenkalke übergehen, daneben auch reine Spiculite, welche entweder einer ursprünglichen Abfolge Kendlbach – Enzesfeld – Scheibelberg-Formation oder jüngere Allgäuschichten – Vilser Kalk zugeordnet werden können (vgl. dazu TOLLMANN, 1976a; BÖHM, 1992).

Datierung der Obersee-Brekzie

In Zwickelfüllungen der stark stylolithischen Brekzie finden sich vereinzelt graue kieselige Mudstones, welche als Matrix gedeutet werden können. Datierungsversuche an derartigen aus dem Umkreis des Obersees stammenden Proben waren erfolglos. Überlagert wird die Brekzie an verschiedenen Stellen von einer Serie von grauen bis rötlichen, kieselig-mergeligen Schiefertönen. Diese Abfolge wurde entlang der „Scheiblingwiesen-Forststraße“ (NNW Neuhaus) beprobt (= Punkt 4 der Abb. 1). Aus dem Liegendabschnitt dieser Serie stammen rote Radiolarite (Probe A 3209), darüber folgen graue, durch Bioturbation leicht gefleckte kieselige Kalke (Probe A 3210). Eine weitere Probe (A 3218) stammt von einem Böschungsanschnitt der Bundesstraße, ca. 2 km NW Neuhaus, wo die radiolaritische Matrix aus dem Liegendbereich der Obersee-Brekzie beprobt wurde.

Mit Hilfe zum Teil sehr artenreicher und einigermaßen gut erhaltener Radiolarienfaunen in diesen Proben konnte das Alter dieser Kieselsedimente auf Callovium bis Unter-/Mittel-Oxfordium eingeschränkt werden (Tab. 1). *Stichocapsa robusta* MATSUOKA weist innerhalb dieser Radiolarienvergesellschaftung der Probe A 3209 die am besten das Alter limitierende stratigraphische Reichweite auf und setzt im höheren Bajocium ein und endet im tieferen, evtl. auch im mittleren Oxfordium. Alle anderen auftretenden Arten liegen innerhalb dieses Altersspektrums. Die im Hangenden auftretende Probe A 3210 enthielt eine deutlich besser erhaltene und damit artenreichere Radiolarienfauna. Das Auftreten folgender Arten: *Amphipyndax tsunoensis* AITA, *Dictyomitrella kamoensis* MIZUTANI & KIDO, *Eucyrtidiellum unumaense* (YAO), *Gongylothorax* aff. *favosus* DUMITRICA, *Guexella nudata* (KOCHER), *Striatojaponocapsa plicarum* (YAO), *Triversus hungaricus* (KOZUR), *Williriedellum marcucciae* CORTESE, *Gongylothorax favosus favosus* DUMITRICA, *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA und *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA entspricht der *Protunuma-lanosus*- bis *Williriedellum-dierschei*-Subzone in der *Zhamoidellum-ovum*-Zone nach SUZUKI & GAWLICK (2003), d. h. Callovium bis Mittel-Oxfordium. Das Alter der Probe A 3218 aus dem Liegendteil der Obersee-Brekzie ist durch das Auftreten von *Gongylothorax* aff. *favosus* DUMITRICA und *Gongylothorax favosus favosus* DUMITRICA auf die *Zhamoidellum-ovum*-Zone (Callovium–Oxfordium) beschränkt.

Daraus ergibt sich als Maximal-Alter für die Obersee-Brekzie Callovium bis Unter-Oxfordium bzw. Mittel-Oxfordium, wobei durch die in diesem Zeitabschnitt noch relativ gering auflösende Radiolarienstratigraphie eine höhere Genauigkeit limitiert ist. Die im Oxfordium-Profil des Fludergrabens an der Basis des Höherstein-Plateaus auftretenden Marker-Arten für das Oxford konnten bisher im Bereich der Obersee-Brekzie noch nicht nachgewiesen werden, obwohl die Radiolarienfauna derjenigen im Oxford weitgehend entspricht, während die typischen Callovium-Radiolarienarten hier fehlen. Auch der Komponentenbestand der Brekzien ist identisch mit dem an der Basis des Höherstein-

Plateaus (GAWLICK et al., 2007). Diese Tatsache macht ein Unter-Oxfordium bzw. Mittel-Oxfordium-Alter für die Obersee-Brekzie weit wahrscheinlicher als ein Einsetzen der Brekzienentwicklung im Callovium. Die Obergrenze der Obersee-Brekzie wird limitiert durch das Einsetzen der Seichtwasserkarbonatschüttungen der Plassenkarbonatplattform, die an dieser Stelle allerdings bisher noch nicht exakt genug datiert wurde. Die Plassenkarbonatplattform-Entwicklung setzt im Bereich der NKA im höchsten Oxfordium bzw. im Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich ein. Im Bereich des Tauglboden-Beckens erfolgt der Umschlag von kieseliger Sedimentation mit eingelagerten polymikten Brekzienkörpern im Unter-/Ober-Tithonium-Grenzbereich, im Rofan-Becken bereits im tieferen Kimmeridgium. In jedem Fall ist damit das Alter der Obersee-Brekzie auf Ober-Jura limitiert.

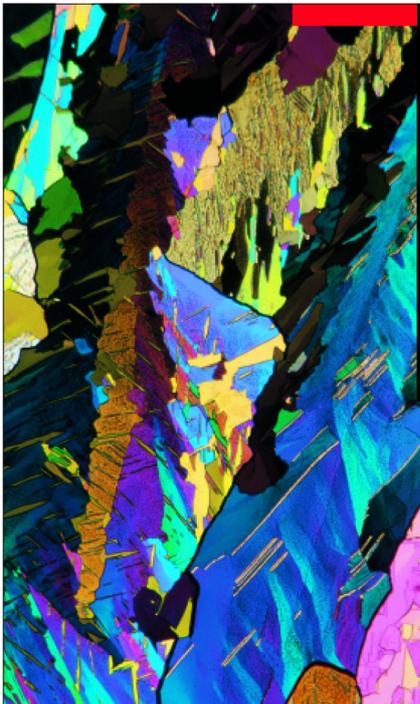
Schlussfolgerungen

Die Obersee-Brekzie stellt ein Äquivalent der Tauglboden- oder der Rofan-Brekzie dar und ist keine eigenständige Brekzienentwicklung im Ostabschnitt der NKA. Damit ist der Beleg erbracht, dass gleichartige Tiefwasser-Radiolaritbecken von dem Westabschnitt der NKA bis in den Ostabschnitt der NKA verfolgt werden können, was die Vorstellung der Entstehung dieser Radiolaritbecken als Tiefwasserrinnen vor herannahenden Deckenfronten bestätigt. Um eine genaue Zugehörigkeit zu der einen oder anderen Entwicklung (Tauglboden-Formation oder Rofan-Brekzie) definitiv entscheiden zu können, sind noch weitere Untersuchungen notwendig. Dennoch lässt sich bereits aus diesen neuen Daten klar erkennen, dass auch die Jura-Entwicklung im Ostabschnitt der NKA im Sinne der in den zentralen NKA gewonnenen Erkenntnisse neu überdacht werden muss. Großräumige Raumverkürzungen u.a. auch im Untersuchungsgebiet sind auch auf Grund der hier vorgestellten Neuergebnisse neu zu diskutieren.

Literatur

- BAUMGARTNER, P.O., O'DOHERTY, L., GORICAN, S., DUMITRICA-JUD, R., DUMITRICA, P., PILLEUIT, A., URQUHART, E., MATSUOKA, A., DANELIAN, T., BARTOLINI, A., CARTER, E.S., DE WEVER, P., KITO, N., MARCUCCI, M. & STEIGER, T. (1995): Radiolarian catalogue and systematics of Middle Jurassic to Early Cretaceous Tethyan genera and species. – In: BAUMGARTNER, P.O., O'DOHERTY, L., GORICAN, S., URQUHART, E., PILLEUIT, A. & DE WEVER, P. (Eds.): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology, 37-685, *Memoires de Geologie*, 23, Lausanne
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H.C. (1974): Alpine, Mediterranean, and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. – *SEPM Special Publications*, 19, 129-160, Tulsa.
- BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. – *Erlanger Geologische Abhandlungen*, 121, 55-217, Erlangen.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geotektonische Forschungen*, 58, 1-217, Stuttgart.
- GAWLICK, H.J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. – *Geologische Rundschau*, 87, 644-657, Berlin – Heidelberg.
- GAWLICK, H.J., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2007): Die Ober-Jura bis Unter-Kreide Schichtfolge des Gebietes Sandling-Höherstein (Salzkammergut, Österreich) – Implikationen zur Rekonstruktion des Block-Puzzles der zentralen Nördlichen Kalkalpen, der Gliederung der karbonatklastischen Radiolaritflyschbecken und der Entwicklung der Plassen-Karbonatplattform. – *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Abhandlungen*, 243/1, 1-70, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., HOXHA, L., DUMITRICA, P., KRYSZYN, L., LEIN, R., MISSONI, S. & SCHLAGINTWEIT, F. (2008): Mirdita Zone ophiolites and associated sediments in Albania reveal Neotethys Ocean origin. – *International Journal Earth Sciences*, 97, 865-881, (Springer) Berlin.
- LEIN, R. (1985): Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. – *Archiv f. Lagerst.forsch.*, 6, 117-128, Wien (Geologische Bundesanstalt).
- LEIN, R. (1987): Evolution of the Northern Calcareous Alps During Triassic Times. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 85-102, (Deuticke) Wien.

- RUTTNER, A. (1949): Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauf Tales (N.Ö. Kalkalpen). – Jahrbuch Geologische Bundesanstalt Wien, 93, 99-128, Wien.
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.J. (2003): Die jurassischen Radiolarienzonen der Nördlichen Kalkalpen. – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Eds.): Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. Gmundner Geo-Studien, 2, 115-122, Gmunden.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 580 p., Wien (Deuticke).
- VECSEI, A., FRISCH, W., PIRZER, M. & WETZEL, A. (1989): Origin and tectonic Significance of Radiolarian Chert in the Austroalpine Rifted Continental Margin. – In: HEIN, J. & OBRADOVIC, J. (Eds.): Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions, 65-80, Berlin – Heidelberg – New York (Springer).



Kristallklarer Polarisationskontrast

Leica DM750 P, DM2500 P und DM4500 P –
für mehr Informationen aus Ihrer
Gesteinsprobe

www.leica-microsystems.com

Living up to Life

Leica
MICROSYSTEMS

Art	Probe A 3218 (Liegend)	Probe A 3209 (Hangend)	Probe A 3210 (Hangend)
<i>Anaulobracchia</i> sp.	X		
<i>Pleamosphaera</i> sp. A		X	X
<i>Sphaerostylus lanceola</i> (PARONA 1890)			cf.
<i>Sphaerostylus</i> sp.		X	
<i>Tritrabs</i> sp.	X		
<i>Amphipyndax tsunoensis</i> AITA 1987			X
<i>Archaeodictyomitra mitra</i> DUMITRICA 1997	X		
<i>Archaeodictyomitra vulvaris</i> PESSAGNO 1977			X
<i>Archaeodictyomitra riaida</i> PESSAGNO 1977	X		
<i>Archaeodictyomitra</i> sp. B sensu WEGERER et al., 2001			X
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.	X		X
<i>Dictyomitrella kamoensis</i> MIZUTANI & KIDO 1983			X
<i>Droltus galerus</i> SUZUKI 1995	X		
<i>Eucyrtidiellum nodosum</i> WAKITA 1988	cf.		
<i>Eucyrtidiellum ptvctum</i> (RIEDEL & SANFILIPPO 1974)	X		X
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i> (YAO 1979)			X
<i>Gonavlothorax marmoris</i> KIESSLING 1992			X
<i>Gonavlothorax favosus favosus</i> DUMITRICA 1970	X		X
<i>Gonavlothorax</i> aff. <i>favosus</i> DUMITRICA 1970	X		X
<i>Guexella nudata</i> (KOCHER 1980)			X
<i>Hiscocapsa</i> sp.			X
<i>Hsuum baloahi</i> GRILL & KOZUR 1986			X
<i>Hsuum brevicostatum</i> (OZVOLDOVA, 1975)	X		
<i>Hsuum</i> sp.		X	
<i>Hsuum maxwelli</i> PESSAGNO 1977			X
<i>Parvicinaula dhimenaensis</i> BAUMGARTNER 1984	X		
<i>Praewilliriedellum</i> sp. B sensu GAWLICK et al., 2004			X
<i>Praewilliriedellum spinosum</i> KOZUR 1984	X		X
<i>Pseudodictyomitra</i> sp. D sensu MATSUOKA & YAO 1985	X		X
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.	X		X
<i>Sponaocapsula</i> sp.			X
<i>Stichocapsa</i> sp.			X
<i>Stichocapsa robusta</i> MATSUOKA 1984		X	
<i>Stichomitra annibill</i> KOCHER 1981			X
<i>Tetracapsa</i> sp.	X		X
<i>Striatoiaponocapsa conexa</i> (MATSUOKA 1983)		X	X
<i>Striatoiaponocapsa plicarum</i> (YAO 1979)		X	X
<i>Tricolocapsa parvipora</i> TAN 1927	cf.		
<i>Tricolocapsa</i> sp. A sensu GORICAN 1994		X	
<i>Tricolocapsa</i> sp.		X	
<i>Tricolocapsa undulata</i> (HEITZER 1930)	X	X	X
<i>Tricolocapsium</i> sp. A	X		
<i>Triversus hexaonatus</i> (HEITZER 1930)			X
<i>Triversus hungaricus</i> (KOZUR 1985)			X
<i>Triversus</i> sp.		X	
<i>Williriedellum carpathicum</i> DUMITRICA 1970	X		
<i>Williriedellum crvstallinum</i> DUMITRICA 1970	X		X
<i>Williriedellum dierschei</i> SUZUKI & GAWLICK 2004		X	X
<i>Williriedellum</i> sp.		X	
<i>Williriedellum marcucciae</i> CORTESE 1993			X
<i>Zhamoidellum ovum</i> DUMITRICA 1970	X		X
<i>Zhamoidellum</i> sp.	X		X

Tabelle 1: Auftretende Radiolarienarten in den einzelnen Proben.

Speläologisch-hydrogeologische Forschungen im westlichen Hochschwabgebiet

R. BENISCHKE & E. STROBL

Die hydrogeologische Bearbeitung des Pfaffingplateaus nordöstlich von Eisenerz in den Jahren 1989 bis 1992 im Rahmen einer Dissertation (STROBL 1992) umfasste auch die Kartierung von Karstphänomenen. Unter anderem wurde der Bereich der Bösen Mauer begangen und dabei Höhlenportale und ein eindrucksvoller Höhlenrest (Naturbrücke) aufgenommen. Die hydrogeologischen Untersuchungen wurden in den folgenden Jahren fortgesetzt und im Jahr 1995 abgeschlossen (STROBL & ZOJER, 1995), wobei Detailfragen hinsichtlich der unterirdischen Entwässerung des Pfaffingplateaus weiter offen blieben. Dies betrifft vor allem die Klärung eines möglichen Zusammenhanges zwischen den bekannten, in Siphonen verschwindenden Höhlenbächen im Frauenmauer-Langstein-Höhhlensystem (Österr. Höhlenverz. 1742/1) (WEISSENSTEINER, 1980) bzw. im Böse-Mauer-Schacht (M.F., 1959) und den großen Karstquellen im Hinterseeaugraben („Maibründl“).

Im Zuge weiterer hydrogeologischer Untersuchungen (STADLER et al., 2001) auf der Nordseite und im zentralen Bereich des Hochschwabgebietes wurde eine unterirdische Entwässerung des Wasserbodens östlich vom Brandstein in Richtung Hinterseeaugraben als wahrscheinlich festgestellt und weitere Untersuchungen im Bereich des Pfaffingplateaus für notwendig erachtet. Der Böse-Mauer-Schacht wurde auf Grund der aus der Literatur bekannten Wasserführung (M.F., 1959) für die speläologisch-hydrogeologische Untersuchung ausgewählt.

Ziel der speläologischen Arbeiten war die Untersuchung einer möglichen Verbindung zwischen dem Höhlengerinne im schon länger bekannten Böse-Mauer-Schacht (Österr. Höhlenverz. 1742/12) und den Karstquellen in der Hinterseeau (Maibründl) sowie die Klärung des speläogenetischen Zusammenhangs mit tektonischen Strukturen (BENISCHKE & STROBL, 2006).

Insgesamt wurden Höhlenstrecken mit einer Gesamtlänge von ca. 580 m vermessen bei einer maximalen Niveaudifferenz von ca. 130 m. Das in der Literatur beschriebene freie Höhlengerinne konnte im Zuge der Befahrungen nicht erreicht werden, da beim tiefstgelegenen Vermessungspunkt an der Basis eines etwa 30 m tiefen Schachtes die weitere Fortsetzung in die Tiefe durch Schutt verlegt ist. Die Strukturanalyse, basierend auf den Richtungsverläufen der vermessenen Strecken und von Harnischflächen in der Höhle sowie von obertägig im Bereich des westlichen Pfaffingplateaus aufgenommenen Störungen und Großklüften, erbrachte einen eindeutigen Zusammenhang zwischen den Gangrichtungen und dem Strukturinventar.

Literatur

- BENISCHKE, R. & STROBL, E. (2006): Der Böse-Mauer-Schacht – Speläologisch-hydrogeologische Forschungen zur unterirdischen Entwässerung des westlichen Hochschwabgebietes. – Joannea – Geologie und Paläontologie, 8, 5-24, Graz.
- M. F. (1959): Höhlenlabyrinth Eisenerz wird erforscht. – Volksstimme, S. 5, 30.08.1959.
- STADLER, H., STROBL, E. & BENISCHKE, R. (2001): Karstwasserdynamik und Karstwasserschutz Hochschwab (STA 28K/00 und WA 04b/00) Arbeitsbericht – 4. Projektjahr. – Unveröffentlichter Bericht, 52 S., Graz (Joanneum Research).
- STROBL, E. (1992): Hydrogeologie des westlichen Hochschwab, nördlich von Eisenerz (Steiermark). – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Graz, 71 S., Graz.
- STROBL, E. & ZOJER, H. (1995): Hydrogeologie des Raumes Eisenerz – Seeau – 3. Arbeitsjahr. – Unveröffentlichter Endbericht, 44 S., Graz (Joanneum Research).
- WEISSENSTEINER, V. (1980): Karstmorphologische Untersuchungen im südlichen Hochschwab. – In: FABIANI, E.: Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet, Teil II, Naturräumliche Grundlagen, Geologie-Morphologie-Klimatologie, Berichte der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung, 44, 52-94, Graz.

Mineralogie und Geochemie einiger Eisen-Manganknollen und Krusten aus Rotkalken des Mitteljura der Kalkalpen

G. BRYDA, G. HOBIGER, G.W. MANDL & I. WIMMER-FREY

Inhalt

Zusammenfassung

Einleitung

Lage und stratigraphische Stellung der analysierten Proben

 Klausschichten der Unterberg-Decke am Hochkar oberhalb der Seelacke (Göstlinger Alpen, NÖ)

 Jurarotkalk-Gleitscholle innerhalb der Ruhpolding-Formation der Göller-Decke

Methodik

Ergebnisse der Analytik

 Geochemie

 Mineralogie

Diskussion der mineralogischen und geochemischen Daten

Schlussfolgerungen

Literatur

Zusammenfassung

Die röntgenographischen Phasenanalysen zweier Proben aus einer Mangankruste an der Basis der Klausschichten der Unterberg-Decke erbrachten Pyrolusit als Hauptmineral. Die Krusten enthalten außerdem beträchtliche Gehalte an Spurenelementen, wie sie auch von Vorkommen in heutigen Ozeanbecken bekannt sind. Das niedrige Fe/Mn-Verhältnis der Probe 06-32a lässt im Vergleich mit geochemischen Daten rezenter Knollen und Krusten aus dem Pazifik eine hydrothermale Entstehung der Kruste vermuten. Die gleichzeitig hohen Gehalte an Cer und Yttrium (Metalle der Seltenen Erden) sprechen jedoch eher für eine Fällung des Mangans aus der freien Wassersäule (hydrogenetic crust). Zudem sind in der näheren Umgebung des Fundortes der Kruste im Jura keine hydrothermalen Quellen nachweisbar.

In einer eisenreichen Knolle, die aus einer Jurarotkalk-Gleitscholle in der Ruhpolding-Fm. der Göller-Decke entnommen wurde, konnte Hämatit als dominante Mineralphase festgestellt werden. Das hohe Fe/Mn-Verhältnis und der nachgewiesene Detritus-Anteil (Quarz, Glimmer) lassen eine Entstehung der Knolle nahe einem Kontinentalrand vermuten.

Einleitung

Im Unter- und Mitteljura der Kalkalpen treten innerhalb der Adnet-Formation und der Klausschichten gehäuft Eisen/Mangankrusten und -knollen auf.

Vergleichbare Krusten und Knollen sind auch heute auf den Böden vieler Ozeanbecken in unterschiedlichen Bereichen mit großer flächenhafter Ausdehnung anzutreffen.

Sie enthalten neben Eisen und Mangan noch mehrere andere wirtschaftlich bedeutende Metalle in größeren Konzentrationen und sind daher auch aufgrund ihres Rohstoffpotentials bereits seit längerer Zeit Gegenstand intensiver Forschung. Es liegt eine Reihe von detaillierten Informationen vor, die zur Entwicklung mehrerer genetischer Modelle geführt haben (Zusammenfassung in: NICHOLSON et al., 1997). Von den fossilen Vorkommen in den Jurarotkalken der Nördlichen Kalkalpen existieren jedoch nur wenige Daten (DRITTENBASS, 1979; GERMAN, 1971; HALLAM, 1967; JURGAN, 1969), die für einen Vergleich mit den rezenten Knollen der heutigen Ozeanböden herangezogen werden können.

In der vorliegenden Arbeit werden die Analysenergebnisse einer Mangankruste im Bereich einer Korrosionsfläche an der Basis der Klausschichten der Unterberg-Decke sowie einer Eisen/Manganknolle aus einer Jurarotkalk-Gleitscholle in der Ruhpolding-Formation der Göller-Decke vorgestellt und mit den Daten rezenter Vorkommen hinsichtlich Mineralbestand und Genese verglichen.

Lage und stratigraphische Stellung der analysierten Proben

Klausschichten der Unterberg-Decke am Hochkar oberhalb der Seelacke (Göstlinger Alpen, NÖ)

Die beiden analysierten Proben 06-32a und 06-36 stammen aus einer ca. fünf Zentimeter mächtigen, schwarzen Mangankruste an der Basis der Klausschichten innerhalb der Jura-Abfolge der Unterberg-Decke (TOLLMANN, 1985, S.) am Hochkar. Diese Kruste befindet sich am Kontakt der Klausschichten zum unterlagernden Oberrhätkalk, der als deutliche Lösungsfläche (Rockground) entwickelt ist. Neben der basalen Kruste sind auch innerhalb der an dieser Stelle maximal sechs Meter mächtigen Klausschichten kleine, überwiegend schwarz gefärbte Manganknollen und Krusten anzutreffen. Diese sind jedoch nicht sehr häufig.

Die Probe 06-32a mit den Koordinaten BMN M34: RW 646031 HW 288737 1662 m ü.A. wurde als Schlitzprobe über die gesamte Mächtigkeit der Mangankruste im Profil oberhalb der Seelacke entnommen.

Die Probe 06-36 mit den Koordinaten BMN M34: RW 645292 HW 288398 1656 m ü.A. wurde als besonders dichtes, monomineralisches und grau metallisch glänzendes Stück aus der Mangankruste an der Basis der Klausschichten an der neuen Forststraße unmittelbar westlich der Schmalzmauer entnommen.

Jurarotkalk Gleitscholle innerhalb der Ruhpolding-Formation der Göller-Decke

Die Probe MAN 05/38 A repräsentiert eine isolierte Eisen/Manganknolle aus einer Jurarotkalk-Gleitscholle innerhalb der Ruhpolding-Formation der Göller-Decke. Die Probe mit den Koordinaten BMN M34: RW 699746 HW 293290 1150 m ü.A. wurde an der Böschung einer Forststraße, die von der Zwieselmauer 1236 m ü.A. ca. fünf Kilometer südwestlich Schwarzau im Gebirge (NÖ) in Richtung Hoher Turm führt, entnommen.

Methodik

Die mineralogischen Phasenanalysen (I. WIMMER-FREY) wurden mit Hilfe eines Pulverdiffraktometers der Marke Philips X'PERT MPD (Vertikalgoniometer 3050, CuK α -Strahlung, 40 kV, 40 mA, automatische Äquatorialdivergenz, Empfangsspalt 0,3 mm, continuous scans, Schrittweite 0.02°, Messzeit 1 sec/Schritt bzw. 4 sec/Schritt) im Winkelbereich von 2° bis 65° 2 θ durchgeführt. Anschließend wurden die Röntgenbeugungsreflexe mit der zugehörigen Auswertesoftware High Score von PanAlytical bearbeitet, mit den entsprechenden Phasendiagrammen aus der Referenzdatenbank des International Centre for Diffraction Data (ICCD) verglichen und identifiziert.

Für die geochemische Analytik (G. HOBIGER) wurden die Proben mittels Backenbrecher, Walzwerk und Scheibenschwingmühle auf die erforderliche Analysenfeinheit aufgemahlen. Anschließend erfolgte die Bestimmung der Elementkonzentrationen bzw. Parameter mit folgenden Analysemethoden:

Mittels energiedispersiver Röntgenfluoreszenzspektroskopie (SPECTRO X-LAB 2000) wurden die Elemente Al, As, Ba, Ca, Ce, Cr, Fe, Ga, K, Mg, Mn, Na, Ni, P₂O₅, Pb, Rb, Si, Sr, V, Y, Zn und Zr bestimmt. Der Gesamtkohlenstoff und Gesamtschwefel wurde mittels eines C/S-Analysators Leco CS-200 (Fa. Leco) ermittelt. H₂O⁻ bei 110° C und Glühverlust bei 1100° C wurden gravimetrisch bestimmt. Der H₂O⁺-Wert wurde aus vorhandenen Parametern berechnet.

Ergebnisse der Analytik

Geochemie

In den ersten drei Spalten der Tabelle 1 sind die Analysenergebnisse in Form von Elementkonzentrationen angegeben. Zusätzlich wurde das Fe/Mn-Verhältnis berechnet. In den Spalten mit der Bezeichnung A bis E sind zum Vergleich Daten von Manganknollen und Krusten im Jura der Nördlichen Kalkalpen (GERMANN, 1971) und der Trento-Zone, Südalpen (DRITTENBASS, 1979), dargestellt. Die Spalte X zeigt typische Analysenwerte einer Fe-Mn-Kruste des westlichen Pazifik, deren Bildung durch Fixierung aus der Wassersäule ohne unmittelbare hydrothermale Quelle erfolgt ist. Spalte Y zeigt Werte einer typisch hydrothermal entstandenen Kruste des YAP Arc südlich des Marianen-Grabens.

Mineralogie

In der Schlitzprobe 06-32a liegt Kalzit als Hauptgemengteil vor. In geringen Spuren ist auch Quarz nachgewiesen. Als Eisenoxidphase tritt Hämatit auf. Die Mangan führende Hauptphase ist Pyrolusit (MnO_2). Die röntgenographischen Reflexe entsprechen in Position und Intensität eindeutig den in der Referenzdatenbank für Pyrolusit Ausgewiesenen.

Die verbliebenen Restpeaks lassen sich, wenn auch mit größeren Unsicherheiten behaftet, ebenfalls Mn-Phasen zuordnen. Die d-Werte 9,37 Å und 4,69 Å könnten einem Lithiophorit, einem Li-, Al-führenden Manganoxid entsprechen. Für die d-Werte 6,96 Å und 4,96 Å kommen die K bzw. Ba-führenden Manganoxide Cryptomelan bzw. Hollandit in Frage. Aufgrund der chemischen Analyse sind diese Mn-Phasen durchaus in Betracht zu ziehen.

Die Probe 06-36 ist nahezu monomineralisch und zeigt als Hauptgemengteil gut kristallisierten Pyrolusit (MnO_2). Untergeordnet tritt noch Manganosit (MnO) auf. Röntgenamorphe Anteile sind auszuschließen.

In der Probe 05-38A war röntgenographisch keine Mn-Phase nachzuweisen. Als Hauptgemengteile wurden Kalzit und Hämatit identifiziert. Weiters liegen in geringen Mengen detritäre Schichtsilikate (Hellglimmer, Chlorit und quellfähige Schichtsilikate) neben Spuren von Quarz vor.

Tab. 1: Elementkonzentrationen und Elementquotienten fossiler Fe-Mn-Krusten und -Knollen; Vergleich der Daten mit mittleren Elementkonzentrationen von Krusten u. Knollen aus der Literatur.

	Krusten und Knollen: fossil								rezent	
	Klausschichten		Jura-rotkalk	Analysen aus der Literatur					hydrogenetisch	hydrothermal
	06-32a	06-36	05/38 A	A	B	C	D	E	X	Y
Fe/Mn	0,21	0,03	5,28	15,84	8,43	0,57	1,64	0,96	1,01	0,05
Gew%										
Fe	5,5	1,4	10,5	13,94	21,16	3,7	8,2	7,2	21,8	2,2
Mn	26,5	46,5	1,99	0,88	2,51	6,5	5,0	7,5	21,6	44,2
Si	2,4	0,8	4,1	3,47	5,76	2,10	-	-	5,8	3,2
Na	<0,126	<0,126	<0,089	-	-	-	-	-	1,9	1,9
Al	1,6	0,5	2,0	1,01	1,6	0,8	-	-	1,4	1,1
K	0,7	0,03	0,1	0,48	0,71	-	-	-	0,58	1,0
Mg	0,6	<0,03	2,4	0,54	0,44	0,4	0,9	0,5	1,2	2,4
Ca	13,1	6,7	24,4	25,55	17,23	28,66	24,2	21,2	2,9	1,5
Ti	0,02	<0,006	<0,17	0,19	0,37	0,1	-	-	1,1	0,09
P	0,16	0,02	0,03	0,55	0,14	0,2	-	-	0,51	0,07
H₂O+	5,0	8,5	2,3	-	-	-	-	-	10,3	9,0
CO₂	14,9	8,7	27,9	-	-	-	-	-	0,75	0,17
SO₃	0,01	0,002	0,03	-	-	-	-	-		-
ppm										
Ni	3288	677	2737	493	1060	130	1500	800	3851	4518
Cu	-	-	-	85	339	350	330	500	1014	2632
Co	-	-	-	170	329	150	700	400	4427	450
Zn	450	261	350	168	269	110	270	180	757	1621
Ba	6448	957	1774	121	486	2100	-	-	1695	3089
Sr	5299	177	174	30	-	210	550	-	1703	851
Ce	385	280	278	-	-	-	-	-	871	36
Y	87	41	41	-	-	-	-	-	207	37
Pb	1169	1287	103	187	536	140	700	400	1484	88
Ga	9	<10	11	-	-	-	-	-	-	-
Cr	<44	<63	<10	101	54	90	20	30	34	436
Cd	<0,7	<0,7	<0,7	-	-	-	-	-	2,7	44
As	60	147	42	-	-	-	-	-	286	49
Zr	122	25	122	-	-	-	-	-	-	-

06-32a Schlitzprobe

06-36 metallischgraues, kristallines Stück

05/38 A Fe- Mn-Knolle aus Jurarotkalk-Gleitscholle innerhalb der Ruhpolding-Formation der Göller-Decke

A DRITTENBASS, 1979 – Tabelle 1, Knollen, S. 330

B DRITTENBASS, 1979 – Tabelle 2, Krusten, S. 331

C DRITTENBASS, 1979 – Tabelle 3, Spalte 6, Krusten u. Knollen, S. 332, 333

D GERMANN, 1971 – Tabelle 1, Knollen, S. 144, 145

E GERMANN, 1971 – Tabelle 1, Krusten, S. 144, 145

X HEIN et al. in NICHOLSON et al., 1997 – Tabelle 4, Spalte1 – West Pacific, S. 132, hydrogenetic crust

Y HEIN et al. in NICHOLSON et al., 1997 – Tabelle 4, Spalte 8 – Yap Arc, S. 132, hydrothermal strata-bound deposit.

Diskussion der mineralogischen und geochemischen Daten

Rezente Eisen/Mangankrusten und -knollen besitzen eine sehr große Porosität und enthalten nur wenig Kalzit (s. Tabelle 1, Spalte X u. Y, Gew% Ca). Sie besitzen daher eine geringe Dichte von durchschnittlich $2,1 \text{ g/cm}^3$ (GERMANN, 1971, S. 137). Im Vergleich dazu weisen fossile Krusten und Knollen bei geringerer Porosität einen viel höheren Kalzit-Gehalt auf (s. Tabelle 1, Spalten 1 bis 3 und Spalten A bis E) und besitzen eine größere Dichte von durchschnittlich $3,0 \text{ g/cm}^3$ (GERMANN, 1971, S. 137). Auf diesen Unterschied hat bereits GERMANN (1971) hingewiesen und die größere Dichte fossiler Krusten und Knollen auf den höheren Kalzit-Gehalt zurückgeführt. Diesen Kalzit betrachtet er als frühes Fällungsprodukt, das bereits primär am Aufbau der fossilen Knollen und Krusten beteiligt ist. Er kann aber einen zusätzlichen diagenetischen Einfluss nicht ausschließen.

Im Gegensatz dazu betrachtet DRITTENBASS (1979) diesen Kalzit als überwiegend diagenetische Bildung, der den ursprünglich in den Krusten und Knollen vorhandenen Porenraum ausfüllt und so zu einer höheren Dichte der Eisen/Mangankrusten und -knollen führt.

Die in der Schlitzprobe vom Hochkar und der Eisen-Manganknolle aus der Jurarotkalk-Gleitscholle ermittelten, hohen Karbonatgehalte sind mit den von GERMANN (1971) und DRITTENBASS (1979) publizierten Werten fossiler Knollen und Krusten vergleichbar (s. Tabelle 1). Sie unterscheiden sich damit deutlich von den Krusten und Knollen am Ozeanboden, die bei hoher Porosität meist nur geringe Anteile von Ca und Mg enthalten.

Die Probe 06-36 enthält mit 6,7 Gew% Ca eine nur zweifach höhere Konzentration an Ca als Krusten auf dem Ozeanboden des westlichen Pazifik (s. Tabelle 1, Spalte X) – dies ist jedoch vermutlich auf die homogene, monomineralische Zusammensetzung und primär geringere Porosität der Probe zurückzuführen. Aufgrund des Verdünnungseffektes durch das Karbonat in den fossilen Proben liegen die Gehalte an Spurenelementen in den Krusten und Knollen um mehr als die Hälfte unter den Werten der in den Ozeanbecken auftretenden Exemplare (GERMANN, 1971, S. 133). Unter Berücksichtigung dieser Verdünnung sind die hohen Nickel-, Blei- und Barium-Konzentrationen in den Proben 06-32a und 05/38 A besonders auffällig.

Die Krusten und Knollen in rezenten Ozeanbecken bestehen aus eisenreichem Vernadit ($\delta\text{-MnO}_2$) und amorphem Mangan führendem FeO(OH) , wenn sie direkt aus der Wassersäule gefällt wurden. Sind sie hingegen diagenetisch entstanden, führen sie Todorokit und Birnessit sowie untergeordnet Goethit (HEIN et al. in NICHOLSON et al., 1979, S. 127 f.); Mischformen sind möglich. Pyrolusit konnte bisher nur bei wenigen Proben vom Yap-Bogen südlich des Marianen-Grabens nachgewiesen werden.

GERMANN (1971, S. 142) und DRITTENBASS (1979, S. 328) konnten in den fossilen Ferromangankrusten und -knollen der Nördlichen Kalkalpen und Südalpen bisher Goethit (-FeO(OH)) und Pyrolusit ($\beta\text{-MnO}_2$) nachweisen, Hämatit (Fe_2O_3) nur untergeordnet.

Auch in den für diese Arbeit analysierten Proben 06-32a und 06-36 ist Pyrolusit das Hauptmineral der Mangankruste. Ob es sich hier um primären Pyrolusit oder um eine diagenetische Bildung handelt, ist offen. Die hohen Mangan- und geringen Eisenkonzentrationen (06-32a Fe/Mn = 0,21 u. 06-36 Fe/Mn = 0,03) sprechen für eine hydrothermale Entstehung der Kruste. Dagegen spricht jedoch die im Vergleich mit den rezenten hydrothermalen Krusten hohe Konzentration an Cer und Yttrium. Diese Elemente sind gemeinsam mit anderen Spurenelementen in Krusten und Knollen angereichert, die aus kaltem Meerwasser gefällt wurden (HEIN et al. in NICHOLSON et al., 1997).

Auch ist aus diesem Bereich der Kalkalpen keine nahe hydrothermale Quelle bekannt, die Lösungen geliefert haben könnte.

Die Hämatit-Mineralogie der Probe 05/38 A kann als diagenetische Umwandlung von Goethit erklärt werden.

Die nachgewiesenen Anteile von Quarz und Schichtsilikaten, die zu den erhöhten Si- und Al-Anteilen in der Analyse beitragen, sind detritären Ursprungs. Das hohe Fe/Mn-Verhältnis von 5,28 liegt weit über den Werten, die für typische Krusten und Knollen des Pazifik bekannt sind. Diese weisen meist Fe/Mn-Verhältnisse von 0,7 für auf submarinen Hochzonen im Ozeanbecken bzw. 1,0–1,3 für am Kontinentalrand entstandene Krusten auf (HEIN et al. in NICHOLSON et al., 1997, S. 129).

Schlussfolgerungen

Für die Proben aus der Mangankruste oberhalb der Seelacke werden ähnliche Bildungsbedingungen angenommen, wie sie für Krusten auf Hochzonen in rezenten Ozeanbecken ermittelt worden sind.

Die Korrosionsfläche am Top des Oberrhätkalkes am Hochkar bildete die Oberfläche einer Hochzone im Bereich eines bruchtektonisch gegliederten, passiven Kontinentalrandes, der im Zuge der Öffnung des Penninischen Ozeans entstanden ist. Nach der submarinen Erosion und Auflösung einer, heute am Hochkar nur mehr in Spalten (Hierlatzkalk) nachweisbaren, stratigraphisch älteren Jurabedeckung und Teilen des Oberrhätkalkes, erfolgte die Fällung der Mangankruste während eines langen Zeitraumes mit verringerter Sedimentationsrate unter oxidierenden Bedingungen. Erst durch die wieder verstärkt einsetzende pelagische Sedimentation der Klaussschichten wurde die Krustenbildung unterbrochen.

Das niedrige Fe/Mn-Verhältnis der Probe 06-32a lässt zwar im Vergleich mit geochemischen Daten rezenter Knollen und Krusten aus dem Pazifik eine hydrothermale Entstehung vermuten, die gleichzeitig hohen Gehalte an Cer und Yttrium (Metalle der Seltenen Erden) sprechen jedoch eher für eine Fällung des Mangans aus der freien Wassersäule (hydrogenetic crust). Außerdem sind im Jura in der näheren Umgebung des Fundortes der Kruste keine hydrothermalen Aktivitäten nachweisbar.

Die Probe 05/38 A ist nahe einem Kontinentalrand entstanden. Dafür spricht der vorhandene Detritusgehalt an Quarz und Schichtsilikaten und das hohe Fe/Mn-Verhältnis, das bei rezenten Knollen an Kontinentalrändern ebenfalls höhere Werte als in der Tiefsee aufweist.

Literatur

- DRITTENBASS, W. (1979): Sedimentologie und Geochemie von Eisen-Mangan führenden Knollen und Krusten im Jura der Trento-Zone (östliche Südalpen, Norditalien). – *Eclogae geologicae Helvetiae*, Vol. 72/2, S. 313-345, Basel.
- GERMAN, K. (1971): Mangan-Eisen-führende Knollen und Krusten in jurassischen Rotkalken der Nördlichen Kalkalpen.- *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie; Monatshefte* S. 133-156, Stuttgart.
- HALLAM, A. (1967): Sedimentology and paleogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region. – *Scott. J. Geol.*, 3, 195-220.
- JURGAN, H. (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Alpen. - *Geol. Rundschau* 58/2, S. 464 – 501.
- NICHOLSON, K., HEIN, J.R., BÜHN, B. & DASGUPTA, S. (Ed., 1997): *Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits*. – Geological Soc. Spec. Publ. No. 119, London.
- TOLLMANN, A. (1985): *Geologie von Österreich, Band II – Außerzentralalpiner Anteil*. – (Franz Deuticke), Wien.

Das Steirische Bohrkernarchiv „neu“

I. FRITZ

Seit 1990 gibt es das zentrale Steirische Bohrkernarchiv in Ebersdorf bei St. Radegund (FRITZ, 1995). Die Holzhalle mit ca. 900 m² Grundfläche war aber relativ bald mit Kernkisten gefüllt. Da es keine finanziellen Mittel für ein Schwerlastregalsystem gab, war in letzter Zeit die Zugänglichkeit zu den Bohrkernkisten nur mehr sehr eingeschränkt möglich, zumal auch die Manipulationsflächen verstellt waren. Die Neuaufstellung des Landesmuseums Joanneum und die damit verbundene optimierte Nutzung von Depotflächen führte zur Überlegung, Teile des Bohrkernarchivs auch für Objekte der Ur- und Frühgeschichtlichen Sammlung zu nutzen. Die dadurch erforderliche Verbesserung der Depot-situation und die Beschaffung eines Hochregalsystems führten somit auch zu einer Aufwertung des Steirischen Bohrkernarchivs. Ein neues Dach, ein Wasseranschluss, ein neues Sektionaltor, der Einbau einer Brandmelde- und Alarmanlage gehören ebenso zu den durchgeführten Adaptierungsarbeiten wie die Neugestaltung der Außenanlage. Zur Manipulation der Paletten und Bohrkernkisten steht ein Elektro-Deichselstapler zur Verfügung.

Die notwendigen Räumungsarbeiten wurden auch genutzt, um flache Bohrungen, die vorwiegend als Beweissicherungsbohrungen für Bauvorhaben abgeteuft wurden und keine museale Bedeutung haben, zu entsorgen. Von der Bodenprüfstelle des Landes Steiermark wurden diese Arbeiten organisiert und durchgeführt. Der Einbau eines neuen Bodens und die Bestückung der Halle mit dem Hochregal-system erfolgte in zwei Etappen. Nach knapp drei Monaten Adaptierungsarbeiten sind die rund 3500 Bohrkernkisten nun auf neuem Standort und für Forschung und Lehre wieder uneingeschränkt zugänglich.

Neben der Archivdatei wird am Landesmuseum Joanneum im Rahmen des Geologisch-Mineralogischen Landesdienstes auch die Steirische Bohrpunkt-datenbank geführt. In dieser Datenbank sind derzeit ca. 13.000 Bohrpunkte erfasst. Auch die zugehörigen Bohrprotokolle wurden mittlerweile digitalisiert und liegen als pdf-Files vor. Die Abfrage der Bohrpunkte erfolgt über eine eigene Themenkarte im GIS Steiermark.



Literatur

FRITZ, I. (1995): Ein Blick in die Tiefe – Neues aus dem Steirischen Bohrkernarchiv. – Landesmuseum Joanneum Graz, Jahresbericht 1994, N.F. 24, 37-43, Graz 1995.

Damit Ihre Kommunikation keine Baustelle  wird!

iptelecom

Sparen Sie Zeit, senken Sie Kosten mit effizienten Telefonsystemen, die sich modular an jede Unternehmensgröße anpassen. Ob Festnetz oder Mobile Nebenstelle, mit unseren Lösungen sind Sie für Ihre Kunden besser erreichbar! Integration von GSM-Handy's als mobile Nebenstelle ist der erste Schritt dazu!



Sicherheit für Menschen in Gefahrensituationen durch Notrufgeräte mit integrierten Sensoren und GPS Ortung!

Fragen Sie uns, wir informieren Sie gerne!

iptelecom



iptelecom GmbH.

A- 1030 Wien Reisnerstr. 18-20

A- 8010 Graz Raiffeisenstr. 46

e-Mail: office@iptelecom.at

T: +43 1 710 1088-0

T: +43 316 483 488-0

WEB: www.iptelecom.at

F: +43 1 710 10 88-4

F: +43 316 483 488-4

24 h SERVICE - HOTLINE: 0810 22 33 50

Decline and Recovery of Foraminifera at the Northern Tethyan Margin during the Cenomanian–Turonian OAE-2.

H. GEBHARDT, O. FRIEDRICH, B. SCHENK & M. WAGREICH

The Oceanic Anoxic Event-2 at the Cenomanian-Turonian boundary is one of the major paleoceanographic events during the Cretaceous. We present the results and interpretations of foraminiferal assemblage censuses across OAE-2 from a key section situated at the northern Tethyan margin (Rehkogelgraben, Ultrahelvetic Zone, Austria). The section investigated is the only known nearly complete boundary section enclosing black shale layers in the Eastern Alps. $\delta^{13}\text{C}$ excursions at C/T-boundary were measured for calcareous and organic matter of limestones, marls and nearly carbonate free black shales.

Planktic foraminifera are particularly frequent in the Late Cenomanian (56,000 individuals/gram dry sediment, ind/gr). Their number decreases to 0.8 ind/gr during the OAE, and even 0.5 ind/gr immediately after the black shale deposition in the basal Turonian. Their number increased to about 12,000 ind/gr in the Early Turonian. About 70-80% of the Cenomanian assemblages are Hedbergellids (*Muricohedbergella*). Their percentages decrease during the OAE and vary between 10 and 50% in the Early Turonian. The fraction of Heterohelicids decreases already during the Late Cenomanian from 15 to 2%, is low during the OAE and varies strongly in the Early Turonian (2–15%). *Whiteinella* occurs with 6 to 19% in Late Cenomanian samples, varies between 0 and 30% during the OAE and continues with about 30% in the Turonian. „Boreal” species (e.g., *W. baltica*) have their highest fractions (19%) during the late OAE and the basal Turonian. Percentages of *Praeglobotruncana* are low during Late Cenomanian (1-5%) and the OAE (0-4%) and increase noticeably in the Turonian (6->50%). Rotaliporids occur with 0.7 to 2.5% in Late Cenomanian samples.

Frequency of benthic foraminifera varies between 0.6 ind/gr during the OAE and more than 5,800 ind/gr in the late Cenomanian. The majority (number) of benthics is part of the 0.063 to 0.125 mm fraction (about 95%). Benthic foraminiferal recovery after OAE-2 appears to be slow and the frequency remains less than 500 ind/gr during the *W. archaeocretacea*-Zone. Pre-OAE levels are reached during the *H. helvetica*-Zone.

Well developed *K*-selected Late Cenomanian assemblages with abundant Rotaliporids (although dominated by Hedbergellids) are replaced by *r*-selected assemblages with low total numbers and relatively high fractions of *Schackoina* and *W. baltica*. Recovery of the planktic ecosystem is represented by increasing numbers of larger and partly keeled species of the genera *Praeglobotruncana*, *Whiteinella*, *Dicarinella*, and *Helvetoglobotruncana*. Frequency of benthic species and assemblage composition are very similar before and after the OAE. We interpret the drastic decline, slow recovery and final return to pre-crisis levels as direct consequences of changes in the oceanic environment. Our data point to a collapse of stable nutrient supply and subsequent food chains together with a rise and intensification of the oxygen minimum zone, resulting in the observed foraminiferal assemblages in the northern Tethys Ocean.

Hochwertige Karbonatrohstoffe auf ÖK Blatt 101 Eisenerz

mit einer Tabelle über die beprobten Kalk- und Dolomitvorkommen im Bereich ÖK 101, 100 und 132 und deren chemische und weißmetrische Charakteristika

B. MOSHAMMER

Spezifische Rohstoffprojekte hatten das Ziel, Qualitäts- bzw. Eignungsparameter von Karbonatrohstoffen (Kalkstein, Dolomit, Marmor) in Österreich zu untersuchen (MOSHAMMER & LOBITZER, 2000; MOSHAMMER, 2009). Konkret werden zur mikroskopischen Gesteinsansprache die chemischen und weißmetrischen Parameter, die die Verwendung als Industriemineral (für die chemische Industrie, die Füllstoffindustrie [überwiegend zur Herstellung von Papier, Kunststoff, Farben & Lacke], weiters z.B. zur Herstellung von Glas oder zur Wasseraufbereitung) steuern, untersucht. Damit geht eine Optimierung der Wertschöpfung des Rohstoffes einher, die rohstoffspezifisch zusätzlich oder anstelle der Hauptverwendung der Kalk- und Dolomitsteine als Brecherprodukte für die Bauindustrie zur Diskussion gestellt wird. Diese Untersuchungen werden anlassbezogen – im gegenständlichen Fall betrifft es das ÖK-Blatt 101 mit kleinen Zusätzen auf ÖK 100 bzw. 132 – zur Evaluierung und zum Ausbau vorhandener Informationen verdichtet.

Darüber hinaus liegt es nahe, insbesondere aufgrund der zu den Hauptelementen zusätzlich analysierten Spurenelemente, nach chemostratigraphischen Eigenschaften zu suchen, diese mit der mineraloptischen Analyse zu verbinden sowie als Basis für etwaige Isotopenbestimmungen heranzuziehen.

Für die chemische Analytik zeichnet G. HOBIGER an der Geologischen Bundesanstalt verantwortlich; die weißmetrische Untersuchung wurde ebenso im hauseigenen Labor an normierten Presstabletten der Fraktion < 63 Mikron von der Verfasserin und von Mag. Julia Rabeder durchgeführt.

In der Grauwackenzone sind die „**Hellen Bänderkalke der Reiting-Decke**“ und deren Äquivalente als chemisch sehr hochwertige, reine Kalzitmarmore bekannt. Sie werden in einem Steinbruch SE Vordernberg abgebaut (Vorkommen Trattning), von wo sie insbesondere zur Eisenverhüttung nach Donawitz gebracht werden, da sie sich in der Sinteranlage sehr gut bewähren. Es kommt bei dieser Verwendung nicht auf die Weiße, sondern auf den geeigneten Chemismus an.

Hinsichtlich einer Verwertung des tauben Gesteins am Steirischen Erzberg wurden in den vergangenen Jahren mehrere Studien durchgeführt. Eine Differenzierung dieser Kalke, bei denen es sich um schwach metamorphe Kalzitmarmore, die die Bezeichnung **Sauberger Kalke** tragen, ist notwendig, wodurch verschiedene Kalksteintypen hinsichtlich Korngröße, Farbe, Schieferung und – soweit biostratigraphische Hinweise vorliegen – auch hinsichtlich der Altersabstufung zu unterscheiden sind. Die Hauptmasse stellen weiß-rötliche Flaserkalke, die den Sauberger Kalk kennzeichnen, dar, die auch in den hier untersuchten Proben einen Quarzgehalt aufweisen, der gegen ihre Wunsch-Verwendung als Hüttenkalk spricht. Aufgrund bergbaubetrieblicher Untersuchungen treten jedoch auch frostbeständige Typen auf, die als Wasserbaustein geeignet sind.

Die untersuchten **Wettersteindolomite** weisen im Allgemeinen gute chemische Reinheit auf, erreichen jedoch, soweit es nachgewiesen werden konnte, keine wirtschaftlich interessanten Weißwerte, da ihr Hellbezugswert (Normfarbwert Y, gemessen für die Normlichtart D65 bei 10° Gesichtsfeld) doch deutlich unter etwa 85 % liegt. Es handelt sich um meist für den Straßenbau angelegte kleine Seitenentnahmen. Von diesen wurden Proben nördlich des Salztales aus Schuttfächern des Wettersteindolomites der Göller-Decke, ebenso in der Mürzalpen-Decke bei Hinterwildalpen genommen. Die chemische Reinheit der Dolomite wird unter anderem am Feuerfest-Kriterium gemessen ($MgO \geq 18 \%$; $SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 \leq 1,5 \%$), das im Berggesetz, in dem bis 1998 auch die Dolomite eigenständig geregelt waren, zur Eignungsfeststellung angewandt wurde und aus einer amerikanischen Norm stammt.

Die in diese Untersuchung einbezogenen **Wettersteinkalk**-Proben stammen aus dem faziell und hydrogeologisch detailliert untersuchten Gebiet Scheibenberg nördlich Palfau (vgl. PFLEIDERER et al., 2005; KRYSYŃ et al., 2008) und aus dem südlichen Teil der Mürzalpen-Decke zwischen Grüner See und Jassinggraben. Die Gebiete werden nicht als Mineralrohstoffträger genutzt und liegen in geschützten Landschaftsbereichen. Da diese lithostratigraphischen Einheiten jedoch größere Längserstreckung besitzen, ist nicht auszuschließen, dass sie auch zur Rohstoffnutzung tolerierbare Bereiche umfassen. Der Wettersteinkalk der tirolischen Sulzbach-Decke zeigt sowohl exzellente chemische Reinheit als auch einen Magnesiumgehalt von $MgO = 4 \%$ in der Riffschuttfazies; davon unbeeinflusst ist die Weiße beide Male sehr hoch ($Y 90 \%$). Der Wettersteinkalk an der Pfarrerlacke in der Mürzalpen-Decke ist zwar grau, jedoch chemisch hervorragend rein.

Die chemische Analyse eines für die Weißmessung zu grauen **Hauptdolomites** aus der Unterberg-Decke südlich Klaus, dessen Probe aus einer kleinen Abbaunische in einer Straßenkurve stammt, zeigt sehr ähnliche chemisch hochwertige Charakteristika, wie sie die Wettersteindolomit-Proben aus der südlich anschließenden Göller-Decke aufweisen.

Die untersuchten **Dachsteinkalk**-Vorkommen beziehen sich auf alte, verwachsene, sehr kleine Steinbrüche bei Rothmoos SW Wildalpen (Mürzalpen-Decke) und nördlich des Tunnelportales der 2. Wiener Hochquellleitung am Ausgang des Bärenbachtals (Göller-Decke). Der Letztere diente zur Errichtung der Mauerstein-Aquädukte. Zusätzlich wurde ein frischer kleiner Abbau südlich Palfau (bereits auf ÖK 100) im Massiv südlich der Rodlerin beprobt (Unterberg-Decke). In allen Vorkommen zeigt der Dachsteinkalk Dickbankigkeit und Lofer-Zyklizität (FISCHER, 1964). Im Letzteren treten auffallende mergelreiche Aufarbeitungshorizonte (Member A) auf. Hinsichtlich der Weißparameter zeigt nur das letzte Vorkommen, jenes in der Unterberg-Decke, manche entsprechende Kalkbänke, aber auch dieses ist in seiner Gesamtheit dafür ohne Belang. Der Gesteinschemismus einer Dachsteinkalk-Abfolge ist meist sehr hochwertig aufgrund der dicken Kalkbänke (Member C), wird jedoch etwas herabgesetzt, da in den eingeschalteten intertidalen Bänken (Loferite des Member B) der Dolomitden Kalkgehalt überwiegen kann. Je nach Häufigkeit und Dicke des Member B ist somit der Chemismus etwas uneinheitlich; im höheren Niveau bzw. jüngeren Anteil des Dachsteinkalkes ist der Dolomitgehalt meist jedoch unerheblich, und die Eignung und Verwendung des Dachsteinkalkes oft sehr hochwertig. Beispiele dafür sind etwa die Erzeugung von Branntkalk und daraus hergestellter hochwertiger Produkte (Golling, Bad Ischl, Wopfing).

Last but not least ist jenes W–E-gestreckte Hochplateau zwischen Wolfstein im Westen und Torstein/Arzberg im Osten zu nennen, das aus bis zu ca. 250 m mächtigem **Plassenkalk**, der auf verschieden altem Untergrund liegt, aufgebaut ist. Nur die Ortsbezeichnung „Wh zum Steinbruch“ nördlich der Arzberghöhle in älteren topographischen Karten weist auf eine Nutzung dieses Vorkommens hin, von dem im Gelände nichts mehr erhalten ist. Erst in jüngster Zeit wurden im Bereich Wolfstein im Westen zwei kleine Steinbrüche (vermutlich in erster Linie für den Straßenbau) aufgeföhren. Der hier anstehende Plassenkalk, sowohl in „Riff-“ als auch in „lagunärer“ Fazies ausgebildet, reiht sich mit seinen weißmetrischen und geochemischen Charakteristika in die übrigen, wenigen Vorkommen, die in Österreich bekannt sind, ein. Abgebaut wurde Plassenkalk lediglich in Karbach am Traunsee von der Firma Solvay, wo er bei der Sodaherstellung eingesetzt wurde. Meist tritt er in landschaftlich geschützten Gebieten auf, wie etwa am Plassen bei Hallstatt, im Ausseer Land (Krahstein, Rötelstein) oder am Untersberg bei Salzburg. Er ist von ausgezeichneter chemischer Reinheit und zeigt eine Weiße, die unter den nichtmetamorphen Kalksteinen, ebenso wie bei manchen Wettersteinkalken, im obersten Bereich liegt.

Die Bezeichnung der Reinheitsgrade für Kalkstein entstammt BENTZ & MARTINI (1968), bzw. der ÖNORM G 1046 (1985).

Literatur

- BENTZ, A. & MARTINI, H.J. (Eds.; 1964): Lehrbuch der Angewandten Geologie. Geowissenschaftliche Methoden I: Methoden zur Erforschung der Lagerstätten von Erzen, Kohle, Erdöl, Salzen, Industrie-Mineralen und Steinen und Erden. Band II, Teil I. – Ferdinand Enke Verlag, 1355 S., Stuttgart, 1968.
- FISCHER, A.G.: The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. – Kansas Geol. Survey Bull., 169, 107-149, 38 Text-Figs., 1 Tab., Topeka Kansas.
- KRYSTYN, L., LEIN, R. & RICHOSZ, S. (2008): Der Gamsstein: Werden und Vergehen einer Wettersteinkalk-Plattform. Exkursionsführer PANGEO 2008. – Journal of Alpine Geology, Mitt. Ges. Geol. Bergbau-stud. Österr., 49, 157-172, 11 Abb., 2 Taf., Wien.
- MOSHAMMER, B. (2009): Geologie (Mikrofazies, Mineralogie-Petrographie), Gesteinschemie und Weißmetrik ausgewählter Marmor-, Kalkstein-, Dolomit- und Kalkspatvorkommen in Österreich. Geologie und Rohstoffparameter von Kalkstein- und Dolomitvorkommen. – Endbericht für das Projekt Ü-LG 51/2005-2007, 75 S., 63 Abb., 7 Tab., 7 Taf., 18 Beil., Wien.
- MOSHAMMER, B. & LOBITZER, H. (1998): Weißmetrik und Geochemie ausgewählter österreichischer Kalkstein- und Marmor-Vorkommen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 91 (1998), 63-77, 3 Abb., 4 Tab., Wien, 2000.
- ÖNORM G 1046: Begriffe der Lagerstättenkunde der Steine, Erden und Industriemineralien, Teil 3: Kalkstein. – Österreichisches Normungsinstitut, 4 S., Wien.
- PFLEIDERER, S., REITNER, H. & HEINRICH, M. m. Beitr. v. KLEIN, P., MOSER, M., PAVUZA, R., PIRKL, H., PLAN, L., RANK, D., PAPESCH, W., SPÖTL, C., UNTERSWEIG, T. & WIMMER-FREY, I. (2005): Hydrogeologische Grundlagen in den Kalkvoralpen im SW Niederösterreichs – Hydro Ybbs-West. – Unveröff. Endbericht, Bund-Bundesländer Proj. N-A-006u/2002-05, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, vi + 136 Bl., 69 Abb., 1 Bd. Beil. (5), 1 Bd. Anh. (7), Wien.

IBM Business Partner

EDV-DESIGN
integration at work

2009 Preferred Partner GOLD
hp

Consulting • Systemintegration • Servertechnologie

Ihr **BBG-Bezugspartner für den Öffentlichen Bereich** - Wir erstellen Ihre individuelle Konfiguration

EDV-Design Informationstechnologie GmbH
Giefinggasse 6, 1210 Wien
Tel.: 01/2922165 Fax: DW-90 www.edv-design.at office@edv-design.at

Tabelle der beprobten Kalk- und Dolomitvorkommen im Bereich ÖK 101, 100 und 132 mit Ergebnis

Lithostratigraphie – Alter / Tektonische Einheit. Gesteinsart			
Vorkommens- Bezeichnung	Koordinaten (Bun- desmeldenetz)	Weißer: Hellbe- zugswert Y (D65) in %	Hauptcharakteristika der chemischen Zu- sammensetzung
<i>Reiting-Kalk und Erzführende Kalke (Sauburger Kalk) – Unter-Mitteldevon / Norisch-Tirolische Decken: Reiting-Decke bzw. Nordzone (Grauwackenzone). Kalzitmarmor, Kalkschiefer, Ankerit, Dolomit, Siderit.</i>			
Trattning	649800, 259400	bis 90	Reiner bis hochreiner Kalk, auch Ankerit, ?Siderit
Steirischer Erzberg	642430, 266500	max. 85–90	Kalzitmarmor mit Quarzführung, z.T. schief- rig; daher verunreinigter Kalkstein, selten Kalkstein bis reiner Kalkstein (–95 % CaCO ₃), dazu Ankerit und Siderit.
<i>Wettersteindolomit – Mitteltrias / Göller-Decke. Dolomit.</i>			
Mühlkogel	648120, 285680	73	Feuerfest-Kriterium erfüllt
Hagauerkogel-S	650120, 285782	grau	–
<i>Steinalm-/Wettersteindolomit, lagunäre Fazies – Mitteltrias / Mürzalpen-Decke; Säusenstein-Schuppe. Dolomit.</i>			
Lurgbach 1	643000, 279180	75–80	Feuerfest-Kriterium erfüllt
<i>Wettersteinkalk Riff- und Lagungenfazies – Mitteltrias / Tirolikum / Sulzbach-Decke. Kalkstein.</i>			
Scheibenberg Westflanke, Raffelgraben-E	637600, 289300	um 90	Kalkstein (90–95 % CaCO ₃) bis hochreiner Kalkstein (98–99 % CaCO ₃); Nichtkarbonate > 1 %, MgO-Gehalt im Riffkalk-Typ erhöht – möglicherweise durch Mg-Kalzit.
<i>Wettersteinkalk (Schuttalk, stärker dolomitisiert) - Mitteltrias / Mürzalpen-Decke; Trenchtling-Fölzstein Schuppe. Kalkstein.</i>			
Pfarrerlacke	652530, 268870	86	Hochreiner bis Reinsten Kalk (98–100 % CaCO ₃); Dolomitisierung hier nicht nachgewiesen!
<i>Hauptdolomit – Obertrias / Unterberg-Decke. Dolomit.</i>			
Klausgraben	651090, 288060	grau	Feuerfest-Kriterium erfüllt
<i>Dachsteinkalk – Obertrias / Unterberg-Decke. Kalkstein.</i>			
Palfau	561570, 285190	76 (Member B), um 85 (Member C)	Dolomitischer Kalk (bis ca. 40 % Dolomit) des Member B (Loferit) und hochreiner Kalk (> 98 % CaCO ₃) des Member C.
<i>Dachsteinkalk, lagunäre Fazies – Obertrias / Göller-Decke. Kalkstein.</i>			
Bärnbachtal	655575, 281220	80 (Member C)	Hochreiner bis reinsten Kalk (Member C), Zwischenlagen (Member B) wahrscheinlich ebenfalls dolomitisch
<i>Dachsteinkalk, lagunäre Fazies – Obertrias / Mürzalpen-Decke; Säusenstein-Schuppe. Kalkstein.</i>			
Rothmoos SE	647700, 280200	grau	Hochreiner Kalk (Member C), dolomitischer Kalk (um 40 % Dolomit) (Member B – Loferit)
<i>Plassenkalk – Oberjura / Unterberg-Decke. Kalkstein.</i>			
Wolfstein-N	637410, 283950	um 90	Hochreiner (bis reinsten) Kalk (> 98 % CaCO ₃)

Mittwoch, 02. September

Exkursion auf den Polster, Quartär und Hydrogeologie im Raum Eisenerz

GERHARD BRYDA, DIRK VAN HUSEN, HANS-PETER SCHÖNLAUB, ELMAR STROBL

- P1:** Polster Gipfel – Geographischer Überblick, Schichtfolge der Grauwackenzone, Überblick Quartär
- P2:** SW Hirscheeggsattel - Schichtfolge der Mürzalpen-Decke, Massenbewegung südw. TAC Spitze
- P3:** Hirscheeggsattel – Wettersteinkalk Slopefazies
- P4:** Polsterkar - Winkeldiskordanz, Transgression der Präbichl-Fm. über die „Oberen Polsterkalke“
- Mittagspause**
- P5:** Handlgraben - Stromatoporen- Orthocerenkalke
- P6:** Galleiten, Klamm – Fossiler Blockgletscher
- P7:** Schwarze Lacke, Wassermann Loch – Hydrogeologie des südwestlichen Hochschwab Gebietes

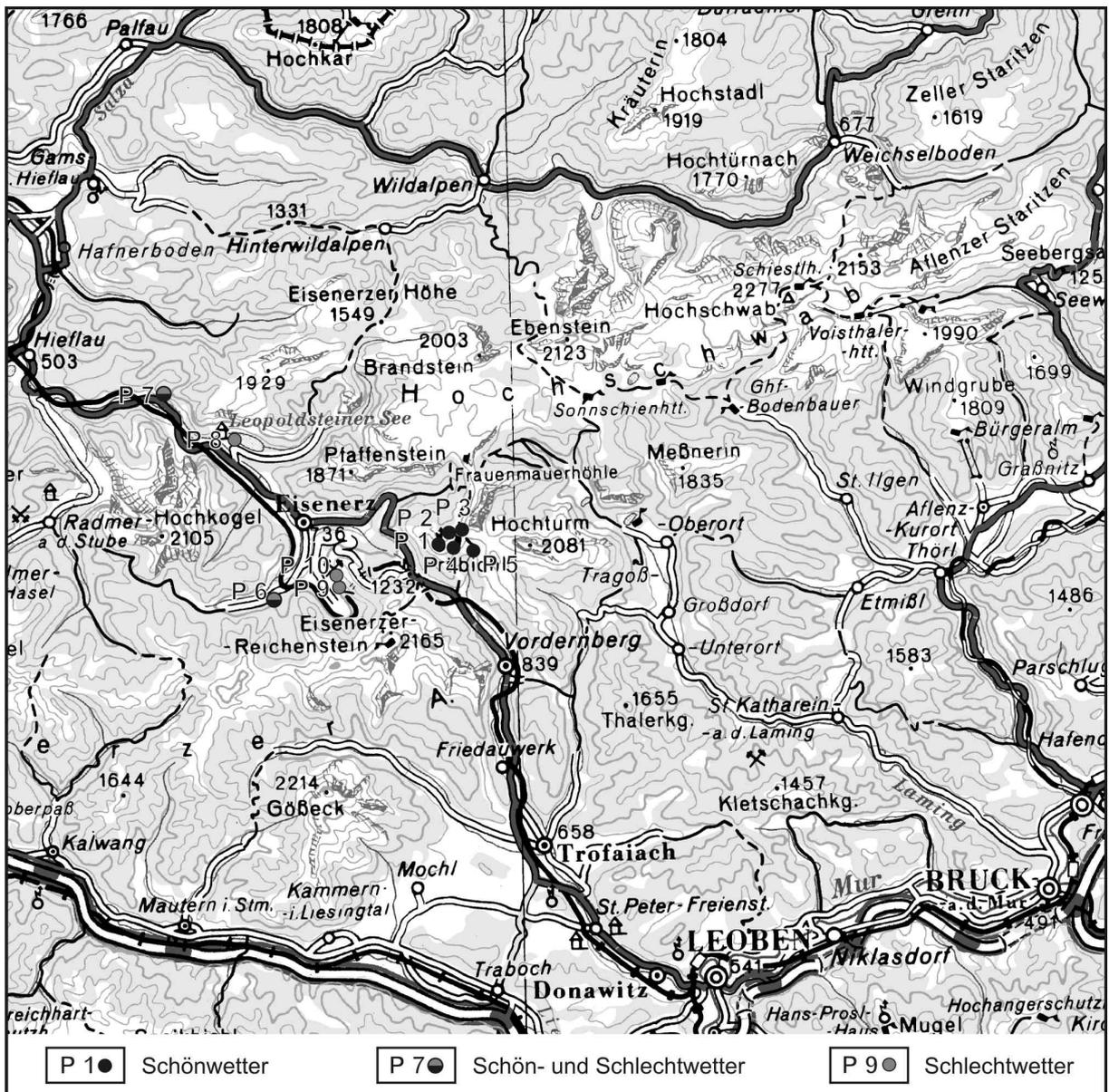


Abb. 1: Übersichtskarte mit der Lage der Exkursionspunkte für Mittwoch den 02. September. Sollte am Mittwoch aufgrund von Schlechtwetter die Fahrt mit dem Sessellift auf den Polster nicht möglich sein, werden alternativ die grau und grau/schwarz dargestellten Exkursionspunkte besucht.

Exkursionspunkt P1: Polster Gipfel



Abb. 2: Lage des Exkursionspunktes direkt am Polster Gipfel

Themen: Geographischer Überblick, Einführung in die Schichtfolge und Tektonik der Grauwacken-Zone auf Blatt Eisenerz; Vergletscherung während der letzten beiden Eiszeiten (Riß, Würm)

Aufschluss in den „Oberen Polsterkalken“.

Lage: Gipfel des Polster 1910m ü. A. ca. 5,6 km südöstlich Eisenerz, BMN M34 R 646751 H 266869

Lithostratigraphische Einheit: Sauberg-Kalk = Bunter Flaser- Bänderkalk und geschieferter Kalk

Alter: Unter-Devon

Dirk van Husen: Überblick zur eiszeitlichen Gletscherentwicklung vom Polstergipfel

Vom Aussichtspunkt kann ein Überblick über die Vergletscherung während der beiden jüngsten Eiszeiten (Riß und Würm) gegeben werden.

In der Würmeiszeit waren in den Gebirgsgruppen des Gesäuses, der Eisenerzer Alpen und des Hochschwabs große Lokalgletscher entwickelt, die in den Karräumen und auf dem Plateau die Nährgebiete hatten und mit ihren Zungen die Talböden erreichten. Dabei ist eine deutliche Abhängigkeit von Exposition und vorherrschender Richtung der Niederschlag bringenden Winde zu erkennen.

Im Gegensatz dazu waren die Talzüge der Enns, Erzbaches, Gamsbach, Lassingbaches und der Salza zum Höhepunkt der Rißzeit von einem umfassenden Eisstromnetz erfüllt, das das Ennstal und seine Nebentäler erfüllte. Die Rolle des Gesäuses in seiner Position und Wirkung auf die Eisströme am Ostende des jeweiligen Eisstromnetzes der Ostalpen wird erläutert.

H.-P. Schönlaub: Überblick zur Schichtfolge der Grauwackenzone auf Blatt Eisenerz

Vom Gipfel des Polster kann ein Überblick über die Stratigraphie und Tektonik der Grauwackenzone gegeben werden (s. Abb. 3).

Die im Bereich des Gipfels anstehenden „Oberen Polsterkalken“ sind als helle, rosa-violette Flaser- bis Bänderkalken anzusprechen. Sie bilden das jüngste Schichtglied der altpaläozischen Abfolge am Polster und konnten mit Hilfe von Conodontendaten in das Unter-Devon eingestuft werden. Im Hangen-

den werden sie von der grobklastischen Entwicklung der jungpaläozoischen Präbichl-Formation transgressiv überlagert.

Die Kalke zeigen eine noch deutlich erkennbare sedimentäre Schichtung und enthalten gradierte Lagen aus Crinoidenschutt.

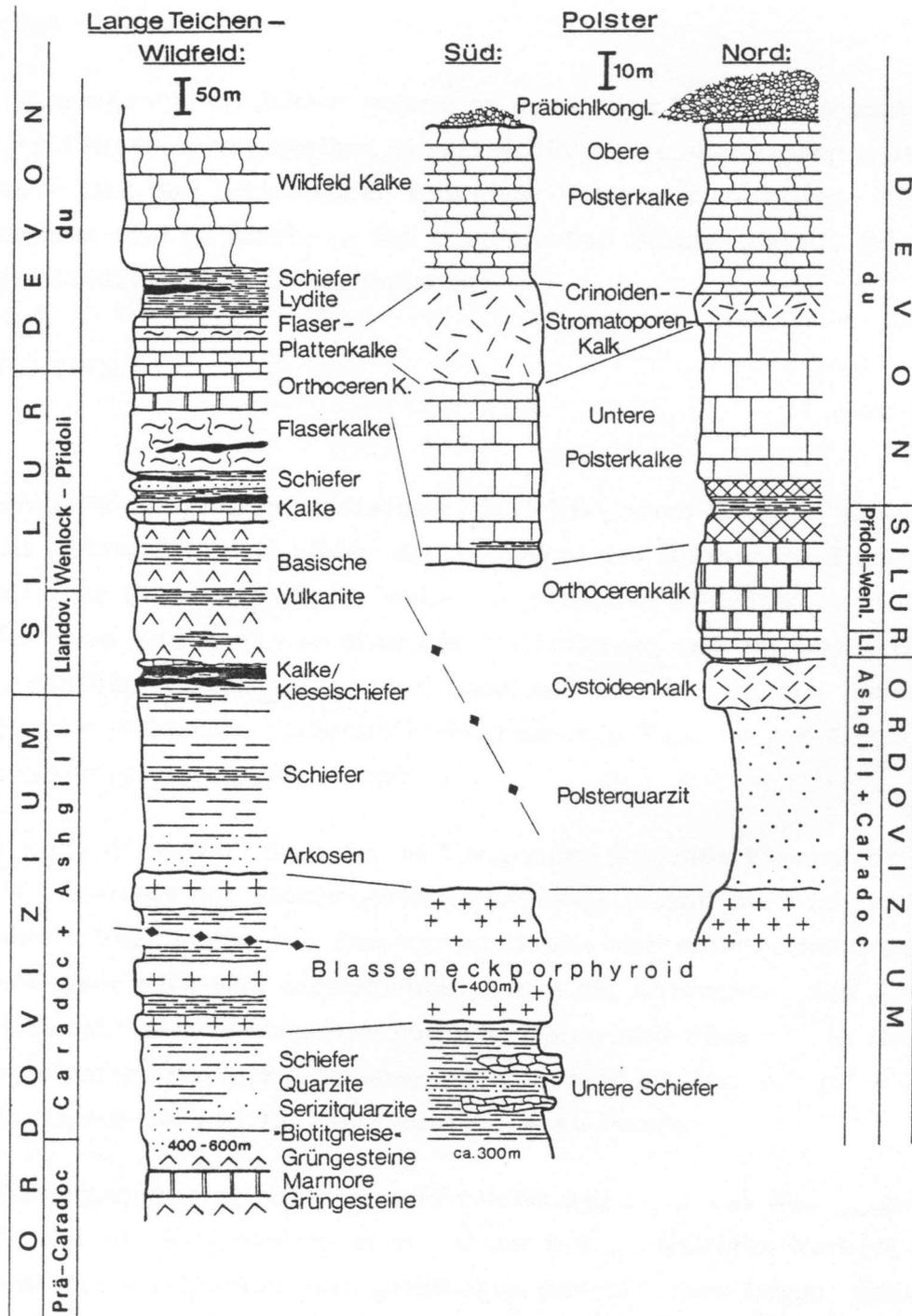


Abb. 3: Die Schichtfolge auf der Süd- und Ostseite des Polster (korrigiert) im Vergleich zum Südbereich der Eisenerzer Grauwackenzone in der Wildfeld-Decke (nach H.P. Schönlaub 1981).

Exkursionspunkte P2 bis P5:

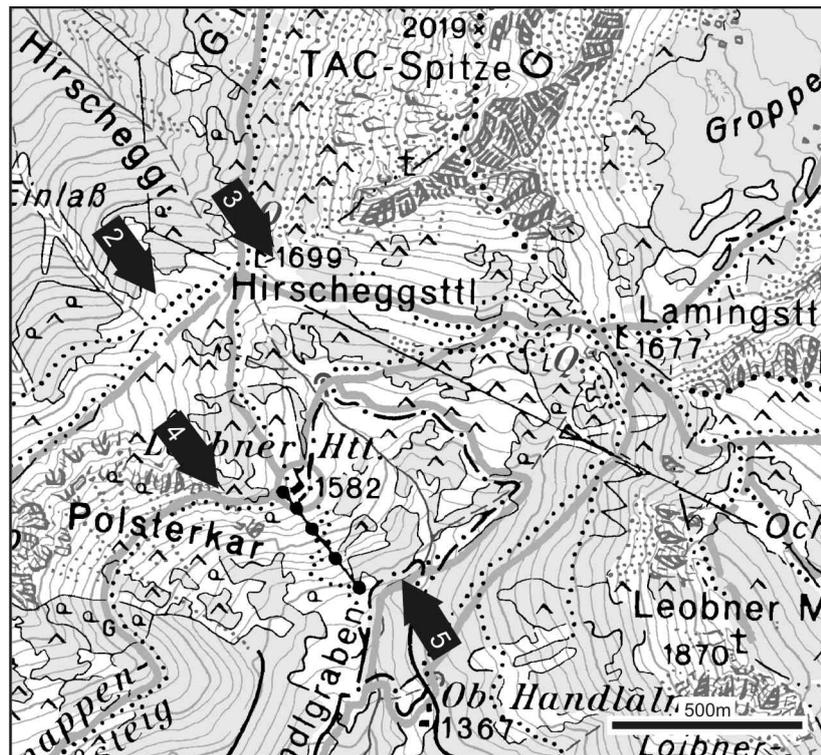


Abb. 4: Lage der Exkursionspunkte P2 bis P5 unmittelbar östlich des Polster Gipfels

Exkursionspunkt P2: SW Hirscheggsattel

Themen: Schichtfolge der Mürzalpen-Decke, Wettersteinkalk Plattform – Becken im Bereich Pfaffenstein, Frauenmauer.

Massenbewegung südwestlich TAC Spitze.

Übergang der Präbichl-Formation in die Werfener Schichten am Hirscheggsattel.

Lage: Anhöhe 1733m ü. A. ca. 60 Meter nordwestlich des markierten Weges vom Polster Gipfel zum Hirscheggsattel, BMN M34 R 647244 H 267438.

Lithostratigraphische Einheit: Werfenerschiefer, rotviolett

Alter: Unter-Trias

Gerhard Bryda: Schichtfolge der Mürzalpen-Decke, Wettersteinkalk Plattform – Becken Übergang im Bereich Pfaffenstein, Frauenmauer.

Vom Aussichtspunkt oberhalb Hirscheggsattel bietet sich vom markanten Gipfel des Pfaffenstein im Westen über den langgezogenen Grat des Gehartsbach Sattels und der Kohlermauer bis zur Frauenmauer im Osten ein beinahe 180° Blick auf die Schichtfolge der Mürzalpen-Decke und unterlagernden Norisch-Tirolischen Decke am Südrand der Nördlichen Kalkalpen.

Auf den ersten Blick erscheint die Schichtfolge über den gesamten Bereich einheitlich aufgebaut. Oberhalb des Glanzberges transgredieren grobklastische Präbichlschichten als stratigraphisch ältester Anteil der kalkalpinen Schichtfolge über die paläozoischen Kalke im Liegenden. Der Übergang in die violetten Werfener Schiefertone und Sandsteine im Hangenden erfolgt schleifend unter Aussetzen des Grobklastischen Materials innerhalb weniger Meter bis Zehnermeter. Im Bereich der darüber folgenden, bewaldeten Steilhänge werden die Präbichlschichten von violetten Werfener Schiefen überlagert. Am Top der Werfener Schiefer ist knapp unterhalb der steil aufragenden Wände ein

schmales Band aus hellbraun anwitternden Werfener Kalken erkennbar das an kleineren Brüchen treppenartig versetzt wird. Im Gelände sind neben reichlich Brachipoden und Bivalven sowie Lebensspuren führenden, dunkelgrauen Kalken besonders rote Oolithe auffällig. Die Mächtigkeit der Werfener Kalke unterliegt regional starken Schwankungen. Einerseits weil sie variabel mächtige Schieferpakete enthalten können die von den liegenden Werfener Schichten nicht zu unterscheiden sind, andererseits weil an der Basis der darüber folgenden, schlechter verformbaren, steifen Platte aus Mitteltrias Gesteinen häufig ein Abscherhorizont entwickelt ist im Bereich dessen die Werfener Kalke entweder verfaltet oder abgeschert sein können.

Die im Hangenden der Werfener Kalke folgende Gutenstein-Formation besteht aus dunkelgrauen bis schwarzen überwiegend Dezimeter gebankten, ebenflächigen, intern feingeschichteten bis laminierten, kalkigen Dolomiten. In den Felswänden vom Pfaffenstein bis zur Frauenmauer sind sie anhand ihrer dunkleren Farbe und Bankung im unteren Bereich der Wände deutlich zu erkennen. Sie laufen scheinbar über die gesamte Länge der Kulisse ohne Unterbrechung durch. Ein Teil der Laminite in der Gutenstein-Formation kann eindeutig als Algenlaminit mit Fenstergefügen identifiziert werden. Für die Gutenstein-Fm. können in diesem Bereich daher extrem seichte, intertidale bis supratidale Ablagerungsbedingungen angenommen werden. Nördlich des Pfaffenstein und unterhalb des Kaiserschild konnten innerhalb der Gutenstein-Formation auch intraformationelle Brekzien aus aufgearbeitetem, teillithifiziertem Sediment beobachtet werden.

Im Hangenden wird die Gutenstein-Formation durch die Steinalm-Formation abgelöst. Sie entwickelt sich unter Farbumschlag zu hellgrauer Gesteinsfarbe und größeren Bankmächtigkeiten (ca. 40 cm) innerhalb weniger Meter aus der liegenden Gutenstein-Fm. In den Felswänden von der Frauenmauer bis östlich der Kohlermauer ist die Steinalm-Formation als helles, geringmächtiges Band massig wirkender Kalke im mittleren Wandbereich zu erkennen. Die Mächtigkeit des Bandes nimmt von Ost nach West kontinuierlich ab bis es unterhalb der Kohlermauer nicht mehr nachweisbar ist. Von der Kohlermauer bis zur Frauenmauer und am östlich anschließenden Sonnschien Plateau wird diese erste Karbonatplattform von oberanischen bis ladinischen Beckensedimenten – der Sonnschien-Formation und dem Grafensteigkalk überlagert. Der Grafensteigkalk verzahnt mit dem darüber progradierenden Wettersteinkalk der 2. Karbonatplattform und ist im obersten Bereich der Kohlermauer aufgrund seiner engständigen und ausgeprägten Bankung deutlich zu erkennen.

Die undeutlich gebankten, hellen Kalke im Gipfelbereich der Frauenmauer und des weiter nördlich gelegenen Bärenkarlkogels werden bereits von Wettersteinkalk in Hangfazies aufgebaut.

Westlich der Kohlerscharte geht die Steinalm-Formation scheinbar nahtlos in den lagunären Wettersteinkalk über. Dieser ist im Bereich der hellen Felswände unterhalb des Gehartsbach Sattels sowie in den steil aufragenden Wänden des Pfaffenstein aufgeschlossen. Die Grenze zwischen beiden Faziesbereichen folgt einer steilstehenden NW – SO streichenden Störung die genau am Geländeknick zwischen Sattel und Kohlerscharte austreicht. Aus der Ferne ist sie in der Felswand durch eine rote Störungsbrekzie und die in unterschiedlicher Höhe ansetzende Gutenstein-Formation zu erkennen.

Die südlich der Frauemauer gelegenen Bergstöcke Griesmauer und Leobnermauer sowie der nordöstlich gelegene Trenchtling bestehen zum überwiegenden Teil aus Wettersteinkalk in Riff- und Vorriff-Fazies.

Gerhard Bryda und Arben Kociu: Die Bergzerreißung im Bereich der Griesmauer SW-Flanke. Blickt man auf die Griesmauer und hier im Besonderen auf deren Südwestflanke, so wird sofort die Herkunft des Namens ersichtlich.

Der gesamte Bereich der südwestlichen Griesmauer bildet eine große Massenbewegung die von einer deutlich sichtbaren Abrißnische bzw. einem Doppelgrat vom Rest des Bergmassives abgetrennt wird. Das Gestein unterhalb der Abrißnische ist von zahlreichen Klüften durchzogen und stark aufgelockert, dabei jedoch mehr oder weniger im Verband abgeglichen. Am Fuß der Masse löst sich diese in

ein mächtiges Schuttfeld auf – die zu erwartende Deformation am Hangfuß als Versagensmechanismus ist nicht erkennbar.

Im Bereich des Scherhorizontes an der Basis der Griesmauer treten mit hoher Wahrscheinlichkeit nahe der Lamingalm und gesichert unterhalb der Heuschlagmauer, mächtigere Körper von Gips und Haselgebirge auf die als mobiler Untergrund für die Anlage der Bergzerreißung in Frage kommen. Im Bereich des Hirscheeggsattels konnte kein anstehendes Haselgebirge festgestellt werden – ein erhöhter Sulfatgehalt in der Wasserversorgung der Leobnerhütte sowie der Einsturztrichter neben dem Forstweg zur Hütte können jedoch als Anzeiger von Evaporitkörpern gewertet werden.

Die jüngste Vergletscherung dürfte die Flanken der Talungen am Fuß der Griesmauer nicht ausreichend destabilisiert haben, als das sie als Auslöser der Massenbewegung in Frage kommt – hier müsste die Anlage bereits im Riß erfolgt sein.

Exkursionspunkt P3: Hirscheeggsattel

Themen: Plattformrand – Slopefazies im Wettersteinkalk der Griesmauer; Grünalgen innerhalb der Steinalm-Formation als Rest einer „verlorenen“ Karbonatplattform.

Aufschluss im Wettersteinkalk.

Lage: Hirscheeggsattel 1699m ü. A. ca. 600m nordnordwestlich der Leobner Hütte, BMN M34 R 647460 H 267524.

Lithostratigraphische Einheiten: Werfenerschiefer, grün und rotviolett; Wettersteinkalk in Hangfazies

Alter: Oberstes Anis – Ladin

Gerhard Bryda: Plattformrand – Slopefazies im Wettersteinkalk der Griesmauer

Das Südwestende der Griesmauer wird zum überwiegenden Teil aus Wettersteinkalk in Hangfazies aufgebaut. Im Liegenden bzw. in Richtung des Lamingsattels verzahnt der Wettersteinkalk mit allodapischen Grafensteigkalken. Ältere Schichtglieder konnten im Bereich des Hirscheeggsattels aufgrund der mächtigen Hangschuttbedeckung nicht nachgewiesen werden sind jedoch vermutlich vorhanden. Diese scheinen jedoch tektonisch reduziert da die Werfener Schiefer bereits oberhalb des Sattels anstehen und daher nur wenig Platz für die Schichtfolge zur Verfügung steht.

Am unweit östlich gelegenen Lamingsattel konnten im Liegenden des Grafensteigkalkes noch geringmächtige, anisische Knollenkalke der Reifling-Formation über Dolomitlaminiten der Gutenstein-Formation und geringmächtigen Werfenerkalken über mächtigen Werfenerschiefern angetroffen werden.

Der oberhalb des Sattels anstehende Wettersteinkalk ist deutlich als karbonatklastische Entwicklung im Bereich eines Paläohanges zu erkennen. Das Gestein besteht entweder aus angularen, hellgrau bis weiß, selten dunkelgrau gefärbten Kalkklasten die in eine mikritische Matrix aus grau- graurosa gefärbtem Kalk eingebettet sind, oder aus graurosa gefärbtem, intern feingeschichteten Kalk der Lagen aus hellem Detritus (Biogene, Schlickklasten) vom oberen Hang oder der darüber folgenden Karbonatplattform enthält. Die zusätzlich auftretenden sedimentologischen Besonderheiten wie Neptunian Dykes (s. Abb. 8) und Zebraelemente sowie die meist schlecht erkennbare Bankung kennzeichnen den Kalk als Debrisflow Ablagerung.

Bei den im Kalk enthaltenen Gesteinsbruchstücken konnten nicht nur Klasten vom Hang der Wettersteinkalk Plattform – weiße, mikritische Kalke mit Tubiphyten (s. Abb. 7) – und aus dem Rückriffbereich – dunkelgraue Birdseyeskalke mit *Teutloporella herculea* (Stoppani)Pia (s. Abb. 6) – nachgewiesen werden sondern auch hellgraue Kalkklasten die in Fazies und Alter eindeutig der Steinalm-Formation zugeordnet werden konnten. Die darin angetroffene, charakteristische Grünalgenflora ist in der folgenden Abbildung (Abb. 5) dargestellt.

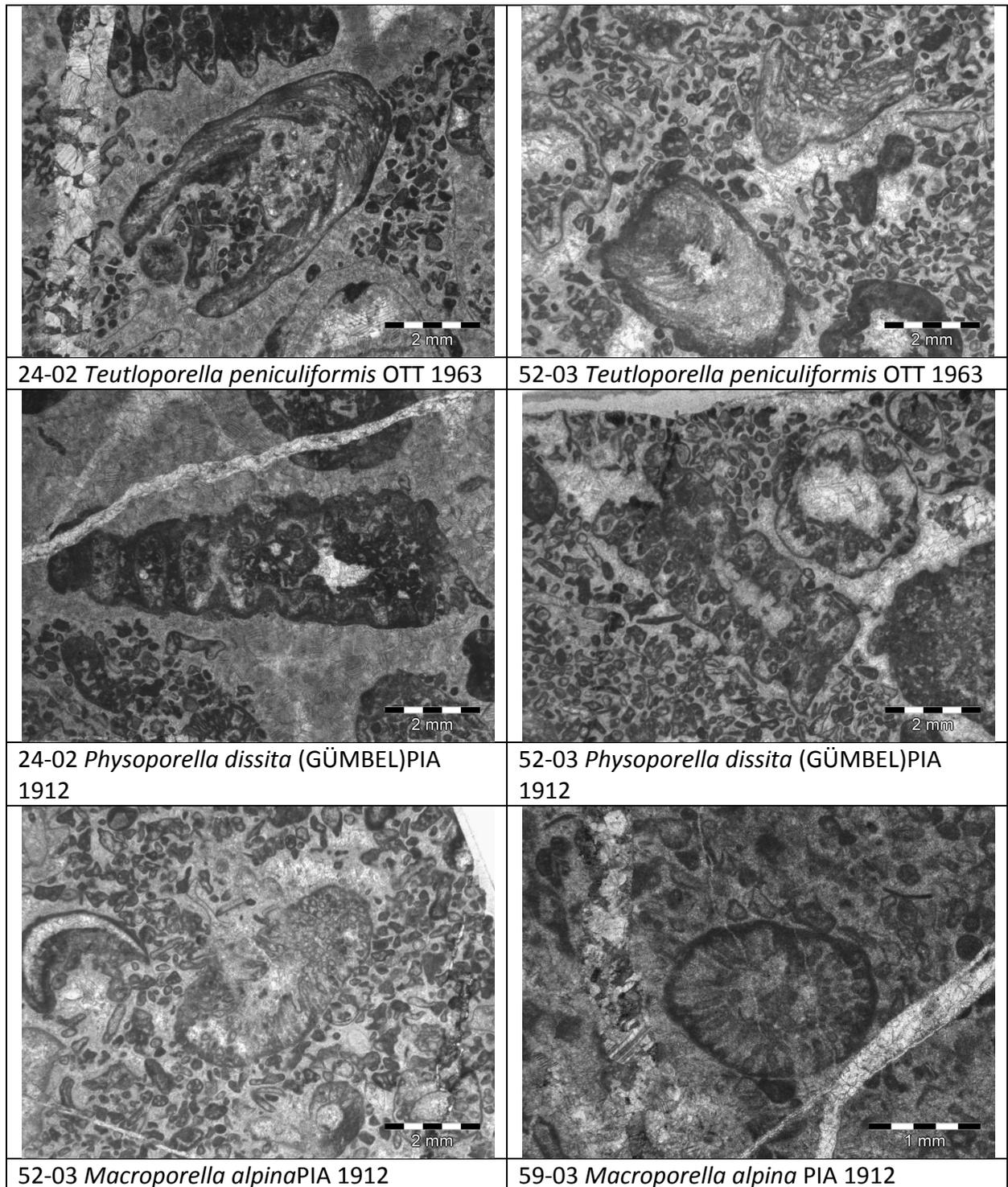


Abb. 5: Dasycladaceen aus Klampen der Steinalm-Formation innerhalb der Wettersteinkalk Hangfazies am SW-Ende der Griesmauer.

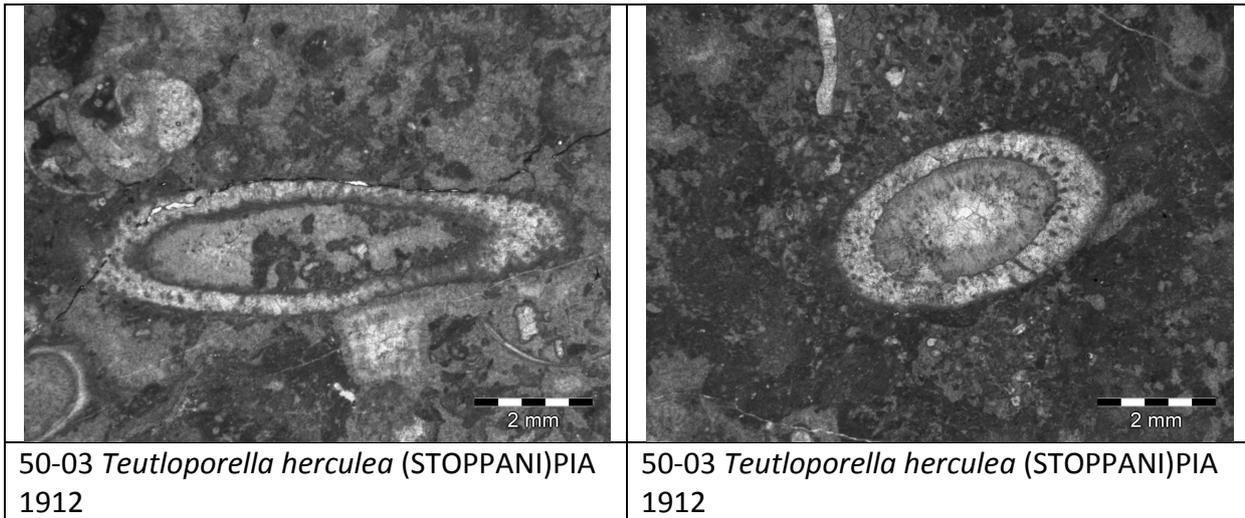


Abb. 6: Grünalgen in Klasten aus dunkelgrauen Birdseyes Kalken in der Wettersteinkalk Hangfazies die vermutlich aus dem Rückriffbereich der Plattform umgelagert wurden (SW-Ende d. Griesmauer).

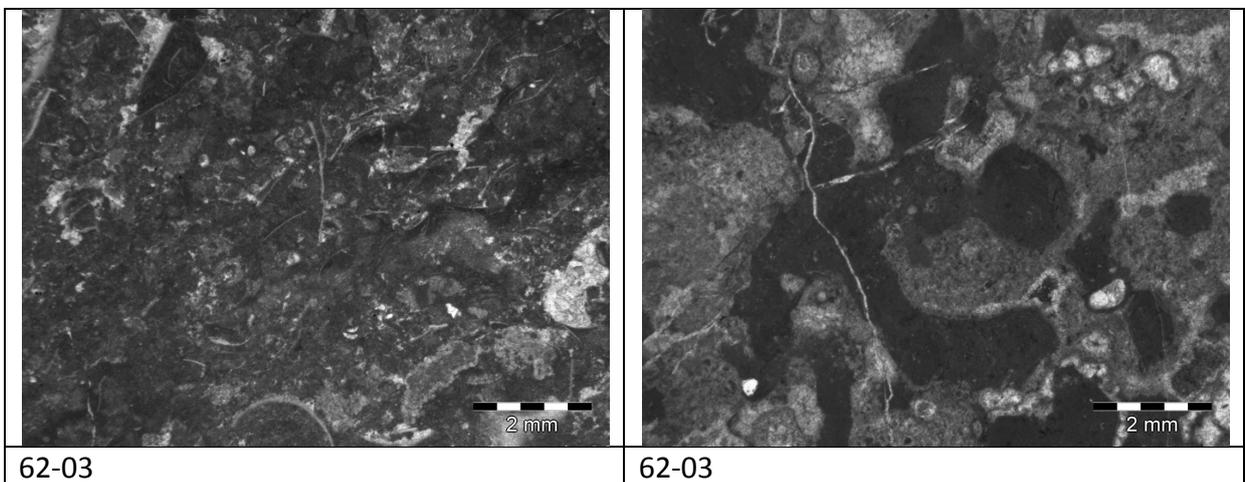


Abb. 7: Dünnschliffbilder aus grauroten pelagischen Kalken (62-03) und Klasten aus hellgrauen Kalken mit Tubiphyten (62-03) vom SW-Ende der Griesmauer.

Conodontenproben aus der bunten Kalkmatrix erbrachten folgende Fauna (de. L. KRYSZYN):

Probe 51-03:

Gladigondolella tethydis + Multielement HUCKRIEDE
Paragondolella inclinata KOVACS
Paragondolella cf. excelsa MOSHER

Probe 52-03

Gladigondolella tethydis + Multielement HUCKRIEDE

Probe 53-03

Gladigondolella tethydis + Multielement HUCKRIEDE
Neogondolella prahungarica KOVACS

Probe 62-03

Gladigondolella tethydis + Multielement HUCKRIEDE



Abb. 8: Neptunian dyke – helle Schuttkalke aus umgelagertem Hangmaterial verfüllen eine Spalte in grauroten, hemipelagischen Sedimenten.

Die beschriebenen Conodontenfaunen haben eine zeitliche Reichweite vom Illyrium bis in das mittlere Langobardium. Der im Bereich oberhalb Hirschebgsattel aufgeschlossene Wettersteinkalk ist also, wie anzunehmen war, sicher jünger als Pelsonium.

Die aufgearbeiteten Klasten aus Steinalm- Formation müssen also von einer „Verlorenen Karbonatplattform“ stammen die vermutlich im Zusammenhang mit der Öffnung des Hallstatt-Meliata Ozeans an zahlreichen Störungen zerlegt wurde. Mit dem Einsetzen der Wettersteinkalk Plattform-Entwicklung im Grenzbereich Fassanium – Langobardium wurden Teile dieser alten Plattform submarin erodiert und lieferten die innerhalb des Wettersteinkalkes in Hangfazies angetroffenen Gesteinsbruchstücke.

Exkursionspunkt P4: Polsterkar

Thema: Winkeldiskordanz, Transgression der Präbichl-Formation über die „Oberen Polsterkalke“.

Lage: Nördliches Polsterkar, oberhalb Knappensteig

Lithostratigraphische Einheit: Präbichl-Formation

Alter: Ober-Perm

Im nördlichen Polsterkar, oberhalb des Knappensteiges ist die Transgression der grobklastischen Präbichl-formation über die unterlagernden Oberen Polsterkalke optimal aufgeschlossen und als deutliche Winkeldiskordanz ersichtlich.

Im Hangenden gehen die Brekzien und Sandsteine der Präbichl-Formation, bei abnehmender Korngröße und unter Einschaltung von Schieferlagen, ohne erkennbare Grenze in die Werfener Schichten über.

Exkursionspunkt P5: Handgraben

Themen: Stromatoporen- Orthocerenkalk, Interpretation der faziellen Entwicklung der Schichtfolge. Aufschluss in den Orthocerenkalken.

Lage: Oberer Handgraben, Forstweg bei Kote 1380 Meter ü. Adria

Lithostratigraphische Einheit: Orthocerenkalk

Alter: Silur

Am Weg von der Leobnerhütte zu Punkt 5 im Handgraben gelangt man von den Oberen Polsterkalken über den geringmächtigen Crinoiden-Stromatoporen Kalk und die Unteren Polsterkalke in den Orthocerenkalk des Silur.

Dieser dunkelgraue, grobgebankte Kalk enthält neben Echinodermenschutt immer wieder Schalenreste von schlecht erhaltenen Orthoceren. Die Fundstelle am Hang oberhalb des Forstweges ist bereits sehr abgesucht – am östlichen Bachufer sind jedoch noch vereinzelt Schalenquerschnitte im anstehenden Fels zu beobachten.

Exkursionspunkt P6: Galleiten – Klamm



Abb. 9: Lage des Exkursionspunktes oberhalb der Klamm westlich Eisenerz

Thema: Fossiler Blockgletscher

Lage: Galleiten, Klamm ca. 2,6 km SSW Eisenerz, östlich Schlingerweg, BMN M34 R640243 H265539

Lithostratigraphische Einheit: Blockgletscherablagerung

Alter: Würm

Dirk van Husen:

Das Tal des Ramsaubaches wird zwischen Blumau und Peres von einer mächtigen Schuttmasse erfüllt. Durch diese wurde der Bach gestaut, wodurch eine recht flache Talstrecke (Staubekken des Kleinkraftwerkes) im Vorfeld des riesigen Schwemmkegels des Lasitzenbaches entstand. Die daran

anschließende Klammstrecke in den Kiesel-schiefern ist dadurch entstanden, dass der Bach durch die Schuttmasse auch nach Norden an den Gegenhang abgedrängt wurde. In der kurzen, epigenetischen Talstrecke überwindet er gut 60 m Höhenunterschied, die als Maß für die Mächtigkeit der Verschüttung des ehemaligen Talbodens in der Talachse dienen können und in dem KKW genutzt werden.

Die Feinstoff reiche Schuttmasse wird vom Schutt der Kalke und Schiefer im Einzugsgebiet des Tales bei Galleiten (SCHÖNLAUB 1982) gebildet und stellt einen Würm zeitlichen heute inaktiven Blockgletscher dar.

Er geht aus den sehr grobblockigen Moränenablagerungen des Gletschers hervor, der aus dem weit gespannten Kar nördlich des Kamms Hohe Lins - Stadelstein der Eisenerzer Alpen bis Galleiten gereicht hat. An der Front der offensichtlich sehr stark mit Schutt bedeckten Gletscherzunge entwickelte sich der Blockgletscher. Er war solange aktiv bis die Permafrostbedingungen in diesem Raum am Übergang Hochglazial/Spätglazial nicht mehr gegeben waren.

Exkursionspunkt P7: Schwarze Lacke – Wassermann Loch

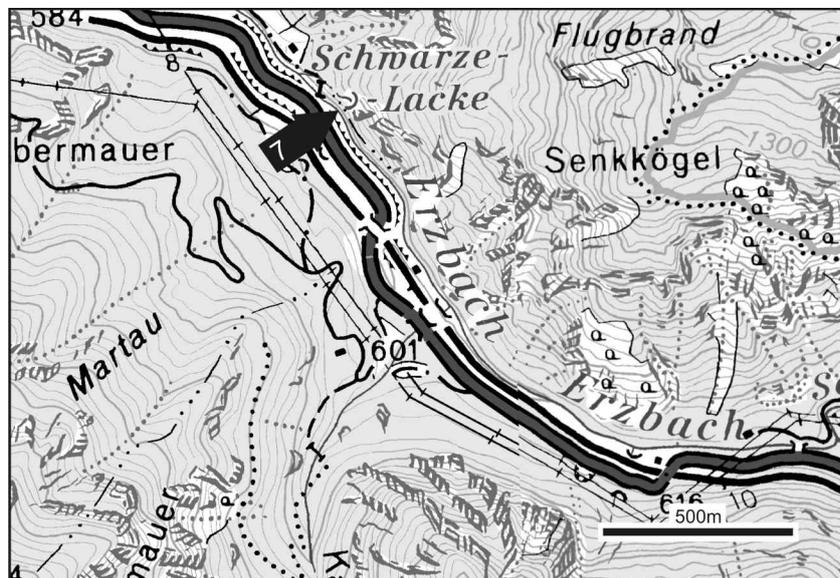


Abb. 10: Lage der „Schwarzen Lacke“ nordwestlich Leopoldsteinersee

Thema: Hydrogeologie des südwestlichen Hochschwab Gebietes

Lage: Am östlichen Ufer des Erzbaches, ca. 6,2 km NW Eisenerz, BMN M34 R636721 H272543

Lithostratigraphische Einheiten: Jüngste Flussablagerung des Erzbaches, Steinalm/Wettersteinkalk – lagunäre Fazies

Alter: Holozän, Pelson – unt. Julium

Elmar Strobl:

Allgemeines: In der Nähe des Leopoldsteiner Sees, gleich neben der Bundesstraße, die von Eisenerz nach Hiefrau führt, befindet sich am Erzbach ein kleiner Wassertümpel, die "Schwarze Lacke". Dort sahen die Leute vor vielen hundert Jahren öfter Wassermänner. Gewöhnlich war einer in der Grotte hinter dem Tümpel, zuweilen stieg er an warmen Tagen ans Ufer, um sich zu sonnen.....

.....er tobte, jammerte und schrie und versprach schließlich für seine Freilassung große Schätze. Das hörten die Leute gerne und fragten gleich: "Was willst du uns geben?" Und der Wassermann sprach: "Nun wählet schnell auf dieser Stell'! Ein gold'ner Fuß bald schwinden muss. Ein silbernes Herz, die Zeit verzehrt's. Ein eiserner Hut, hält lang und gut. Erwägt es klug, dann habt genug!" "Den eisernen

Hut wollen wir haben", riefen die Burschen und....

(www2.boeswirth.com/mp/sagen/wassermann.htm, download 25.05.2009).

Hydrogeologie: Die „Schwarze Lacke“ ist die größte Karstquelle im Süden des Hochschwabgebietes. Die maximale Schüttung beträgt etwa 10 m³/s, die minimale Schüttung nur wenige 10er l/s und die mittlere Schüttung liegt bei etwa 500 l/s. Die Schüttungsmaxima werden im April und Mai zur Zeit der Schneeschmelze und bei starken Sommergewittern auf den Hochflächen des westlichen Hochschwabs erreicht.

Die Felswände nordwestlich der „Schwarzen Lacke“ werden von Wettersteinkalk aufgebaut (MANDL et al., 2008), der lokal, wie auch im Bereich des Quellaustrittes, einen höheren Dolomitanteil aufweist (STROBL, 1992). Die Wasserführung im Wettersteinkalk ist an korrosiv erweiterte Störungsflächen gebunden. Diese Störungsflächen streichen bevorzugt SW-NE und sind vermutlich Teil des Störungnetzwerkes, welches das Pfaffing-Sonnstien-Plateau und den Bereich westlich des Seebaches bzw. Hinterseeaubaches durchzieht (STROBL & STADLER, 2004).

Der Quellaustritt ist an ein Höhlensystem (SEEBACHER, 2007), das durch die Tiefenerosion des Erzbaumes angeschnitten wurde, gebunden und folgt – zumindest im speläologisch erforschten Teil – der oben erwähnten Störungsrichtung.

Das Einzugsgebiet der „Schwarzen Lacke“ greift vermutlich bis auf das Pfaffing-Sonnstien-Plateau aus. Zumindest hydrochemische Vergleichsdaten (STROBL, 1992, STROBL & ZOJER 1995) mit den Karstquellen in der Hinterssee – die ihr Einzugsgebiet gesichert im Bereich des Pfaffing-Sonnstien-Plateau haben – weisen darauf hin. Auch Sauerstoff-18 Daten (STROBL, 1992, STROBL & ZOJER 1995) von Wässern, die in der Schwinde am Wasserboden, südöstlich vom Brandstein, versickern bzw. von Wässern, die bei den Karstquellen in der Hinterseeau bzw. bei der „Schwarzen Lacke“ austreten, legen diese Vermutung nahe.

Im Jahr 2005 wurde aufbauend auf den bis dahin vorliegenden hydrogeologischen Arbeiten über das Hochschwabmassiv von STADLER et al. ein Konzept für kombinierte Markierungsversuche im Hochschwabgebiet erstellt. Im Rahmen dieser Versuche sollte neben anderen Fragestellungen wie der Abgrenzung des Einzugsgebiets der Kläfferquellen im Salzatal auch die vermutete unterirdische Verbindung zwischen den Infiltrationsgebieten im Bereich des Pfaffing-Sonnstien-Plateaus und den Karstquellen im Hinterseeaubachen und der „Schwarzen Lacke“ abgeklärt werden.

Literatur

MANDL, W., BAUER, F.K., BRYDA, G., DECKER, K., HUSEN, D. V., KREUSS, O., MOSER, M., PAVLIK, W., SATTLER, U. & STRELE, K. (2008): Geologische Karte des Hochschwabgebietes: WA4a Teilprojekt: Geologische Karte Karst.- Geologische Bundesanstalt, Wien.

SEEBACHER, R. (2007): Zwischenbericht über die Forschungen in der Schwarzen Lacke (Wassermannsloch) bei Eisenerz, 1741/6, Hochschwab, Steiermark.- Höhlenkundliche Berichte, 2007, 184 ff, Längsschnitt, Bad Mitterndorf (VHO - Verein für Höhlenkunde in Obersteier).

STADLER, H., BENISCHKE, R., & STROBL, E. (2005): Kombiniertes Markierungsversuch Hochschwab Unterer Ring.- Konzept, Joanneum Research, Graz.

STROBL, E. & STADLER, H. (2004): Hydrogeologische Karte Hochschwab, Westteil, Projekt IHG.2002.AF.011-01, Karstwasserdynamik und Karstwasserschutz Hochschwab (StA28k, WA04b).- Joanneum Research, Graz.

STROBL, E. & ZOJER, H. (1995): Hydrogeologie des Raumes Eisenerz-Seeau - 3. Arbeitsjahr.- Unveröfflichter Endbericht, 44 S., Graz (Joanneum Research).

STROBL, E. (1992): Hydrogeologie des westlichen Hochschwab, nördlich von Eisenerz (Steiermark).- Unveröff. Diss, 71 S., Univ. Graz.

Exkursionspunkt P8: Leopoldsteiner See

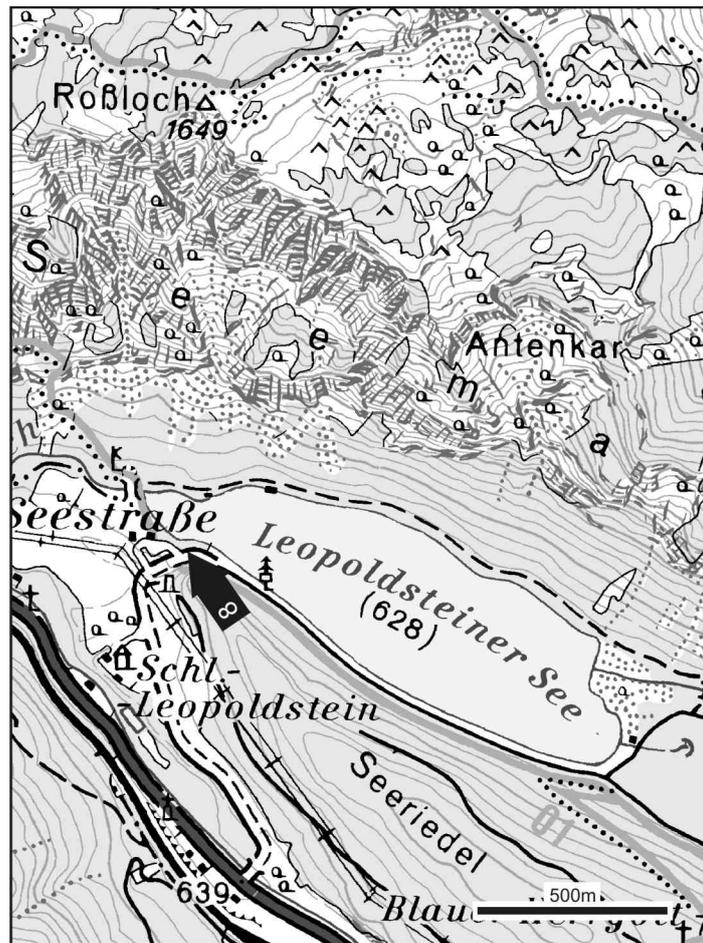


Abb. 11: Lage des Exkursionspunktes am Leopoldsteinersee

Thema: Steinalm/Wettersteinkalk Plattformentwicklung, Quartär

Lage: 4 Kilometer nordöstlich Eisenerz

Lithostratigraphische Einheiten: Gutenstein-Formation, Steinalm/Wettersteinkalk – lagunäre Fazies

Alter: Anisium -Cordevolium

Dirk van Husen:

Die um das Schloss Leopoldstein erkennbaren Wallformen sind die Endmoränen des Gletschers aus dem Seeautal, die während seiner maximalen Ausdehnung gebildet wurden. Sie lagern ebenso wie die jüngeren, größeren weiter nördlich auf den Schottern der autochthonen Niederterrasse des Erzbaches, die hier bereits rund 10 bis 15 m Mächtigkeit aufweist. Somit hat die Gletscherzunge das Erzbachtal erst am Ende des Würm Hochglazials erreicht.

Der Leopoldsteiner See, als Rest eines ehemals viel größeren Sees, sowie die Deltaschüttung im Bereich Seeboden verfüllen ein übertieftes Zungenbecken mit annähernd 200m Tiefe (FABIANI 1984).

Gerhard Bryda:

In der Felswand am nördlichen Ufer des Leopoldsteinersees ist eine für das Innere der Wettersteinkalk Plattform typische Schichtfolge aufgeschlossen.

Der unterste Wandbereich wird durch dunkelgrau gefärbte, feinlamierte, gut gebankte kalkige Dolomite der Gutenstein-Formation aufgebaut. Darüber folgt dickbankiger Steinalm- Wettersteinkalk in lagunärer Fazies. Die Steinalm-Formation kann in diesem Bereich optisch nicht vom lagunären Wet-

tersteinkalk getrennt werden. Eine Zuordnung ist nur mit Hilfe von Grünalgen, hier allerdings teilweise bereits im Gelände soweit es die Aufschlussverhältnisse zulassen, möglich.

Im Schutt unterhalb der Felswand wurden mehrfach grau-rosa gefärbte, Crinoiden führende Kalke angetroffen. Diese wurden auch im anstehenden Steinalmkalk im Bereich des Gehartsbach Grabens und am Weg unterhalb der Sandgrube am Kaiserschild sowie auch an mehreren Stellen im Salzatal in vergleichbarer stratigraphischer Position angetroffen. Aus diesen Proben konnten folgende Conodontenfaunen (det. L. KRYSZYN) gelöst werden die ein Pelson Alter der Kalke belegen.

Die Fazies der Kalke, ihre Erhaltung als Spaltenfüllung in der Steinalm-Formation und ihr Alter kennzeichnen sie als Rest pelagischer Sedimente die im Zuge der Reiflinger Wende am Top der Steinalm-Formation abgelagert wurden. Diese Verhältnisse sind auch in den Profilen am Südrand der Karbonatplattform normalerweise anzutreffen. In den durch lagunären Wettersteinkalk gekennzeichneten inneren Plattforbereichen sind diese Sedimente jedoch nur in den beschriebenen Spaltenfüllungen erhalten und können keinem durchgehenden pelagischen Band zugeordnet werden. In den Profilen im Gehartsbachgraben und unterhalb der Sandgrube am Kaiserschild wird die Steinalm-Formation mit den Spaltenfüllungen von Wettersteinkalk in lagunärer Fazies überlagert. Dieser konnte bisher anhand von Grünalgen (*Diplopora annulata*) grob in das untere bis mittlere Ladinium eingestuft werden.

Diese Situation wirft einige Fragen auf die sich nur unter der Annahme einer weitgehenden Erosion der ursprünglich vorhandenen pelagischen Schichtfolge sowie von Teilen der unterlagernden Steinalm-Formation erklären lässt.

Exkursionspunkt P9: Kernlager der Geologischen Bundesanstalt



Abb. 12: Lage des Kernlagers der Geologischen Bundesanstalt am Erzberg.

Thema: Vorstellung des Bohrkernarchives der Geologischen Bundesanstalt und seiner Nutzungsmöglichkeiten.

Lage: ehem. Kompressorhalle Dreikönig im Bergbaugesamt des Steirischen Erzberges

Exkursionspunkt P10: Erzberg – Etage Dreikönig



Abb. 13: Lage des Exkursionspunktes am Steirischen Erzberg.

Thema: Die paläozoische Schichtfolge und Tektonik im Raum Eisenerz, Aufschlüsse am Erzberg.

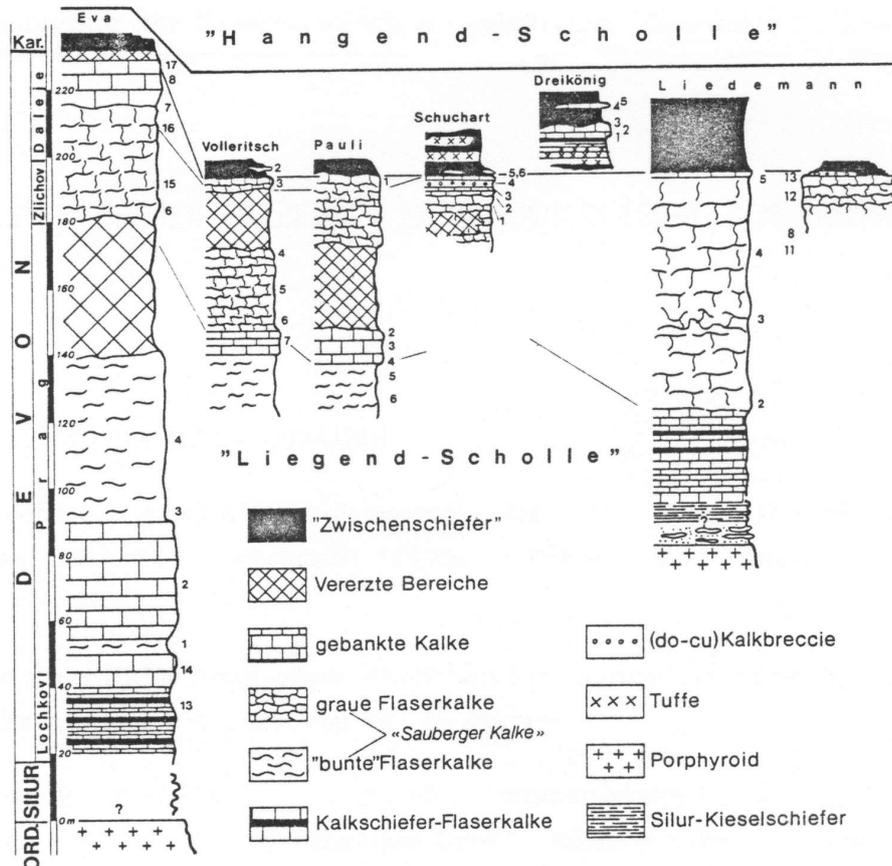


Abb. 14: Die Oberordoviz- bis Karbon-Schichtfolge in der Liegendscholle am Steirischen Erzberg (nach H.P. Schönlaub 1981).

Donnerstag, 03. September

Exkursion auf das Sonnschien Plateau (Häuselalm, Sackwiesensee)

Gerhard BRYDA, Dirk VAN HUSEN, Hermann STADLER

P11: Moarhaus – Tiefbrunnen des ZWHS, Hydrogeologie der Hochschwab Südflanke

P12: Ghf. Bodenbauer – Schichtfolge und Tektonik der Hochschwab Südflanke

P13: Häuselalm – Schichtfolge und Tektonik der Sackwiesschuppe, Gutenstein-Fm., Steinalmkalk

Mittagspause

P14: Sackwiesenalm – Gosau Fobistal

P15: NW Sackwiesenalm – Übersicht Sackwiesschuppe, Werfenerschiefer

P16: Sackwiesensee – Hydrogeologie, Augenstein Landschaft, Sonnschien-Formation

P17: SW Sackwiesensee – Grundmoräne im Plateaubereich, geschieferter Wettersteinkalk

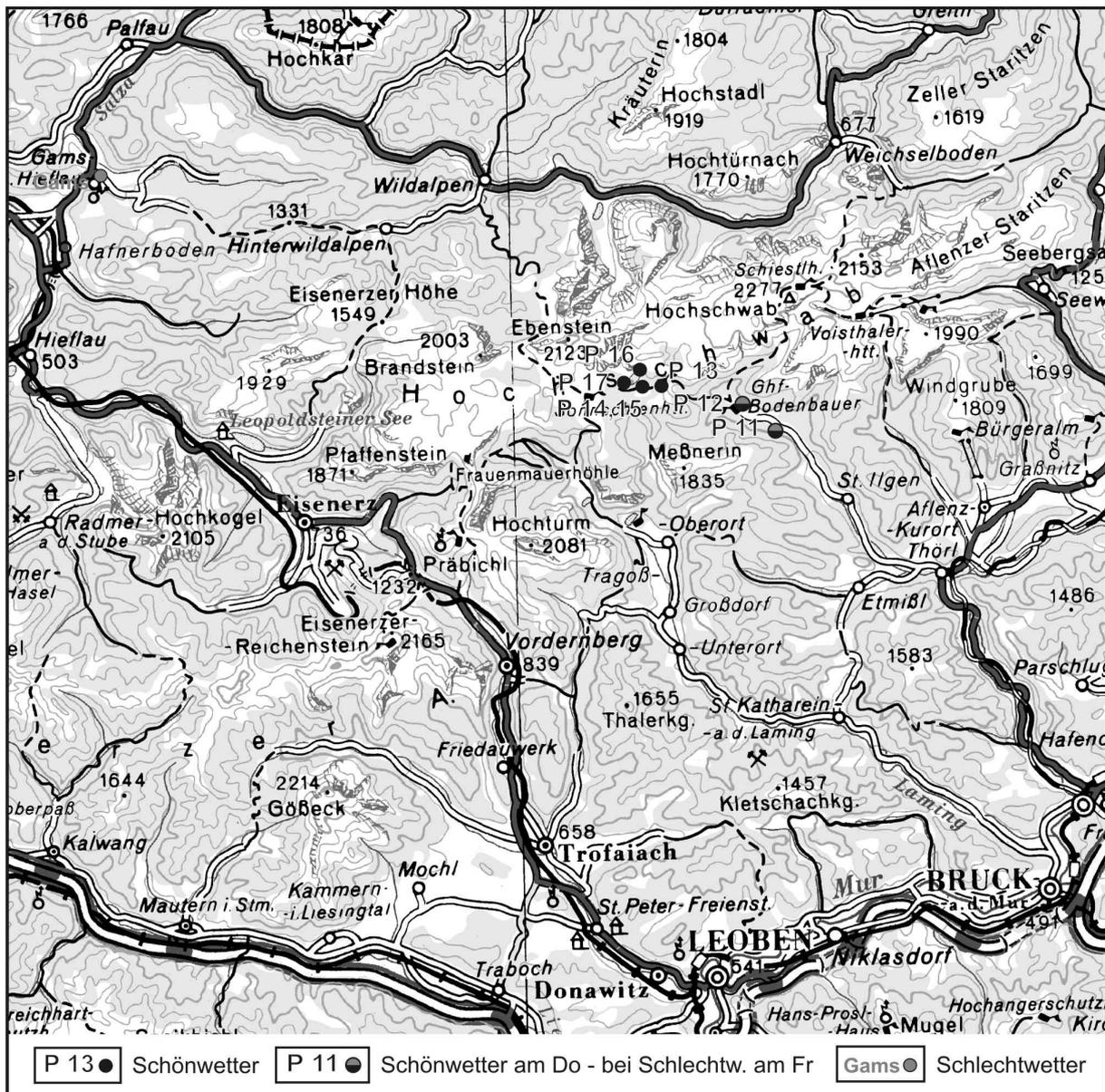


Abb. 15: Übersichtskarte mit der Lage der Exkursionspunkte für Donnerstag den 03. September

Bei Schlechtwetter (starker Regen, Nebel) werden die für Freitag vorgesehenen Punkte angefahren und das Programm mit einem Besuch im Museum in Gams erweitert. Am Freitag werden dann die schwarz/grau dargestellten Punkte vom Donnerstag nachgeholt.

Exkursionspunkt P11: Moarhaus

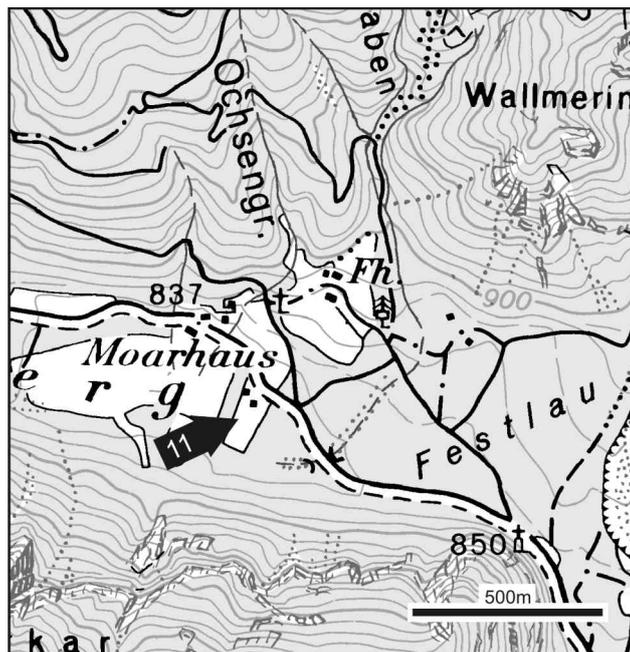


Abb. 16: Brunnenfeld des ZWHS bei Moarhaus

Thema: Hydrogeologie der Hochschwab Südflanke, Tiefbrunnen des ZWHS (Zentraler Wasserverband Hochschwab Süd) im Ilnertal.

Lage: Buchberg, Hochschwab Südseite ca. 9,1 Kilometer NW Thörl, BMN M34 R659711 H271320

Lithostratigraphische Einheit: Schwemm- und Murenkegel

Alter: Holozän

Das Brunnenfeld bei Moarhaus besteht aus zwei Tiefbrunnen in der Talfüllung des oberen Ilnertales aus denen mehrere Gemeinden und die Stadt Graz durch den Zentralwasserverband Hochschwab Süd mit Trinkwasser versorgt werden.

Die Wassergewinnung erfolgt mittels zweier Vertikalfilterbrunnen VBI1 und VBI2, in denen sich jeweils eine Unterwassermotorpumpe befindet. Beide Brunnen verfügen über je einen Brunnenschacht, von dem aus die Förderleitung zum Betriebsgebäude in den Rohrkeller weitergeführt wird. In den Brunnenschächten wird die Wasserförderung mittels Ringkolbenventil auf 200 Liter pro Sekunde geregelt. Im Rohrkeller des Betriebsgebäudes befinden sich die Wasserzähleinrichtungen und die Druckstoßabfanganlage (Windkesseln) (Quelle – Webseite des ZWHS 2009)

Die Kenndaten zu den beiden Brunnen lauten wie folgt (Quelle – Webseite des ZWHS 2009):

Brunnenausbau	VBI1	VBI2
Baujahr	1983	1993
Abteuftiefe	87m	65m
Bohrdurchmesser	1,4	1,2m
Verrohrungsdurchmesser	1,0	0,8m
Förderleitungsdurchmesser	0,4	0,3m
Pumpenkenndaten	VBI1	VBI2
Förderleistung	300l/s	200l/s
Förderhöhe	85m	94m
Motorleistung	370kW	270kW
Netzspannung	5000V	5000V

Exkursionspunkt P12: Ghf. Bodenbauer

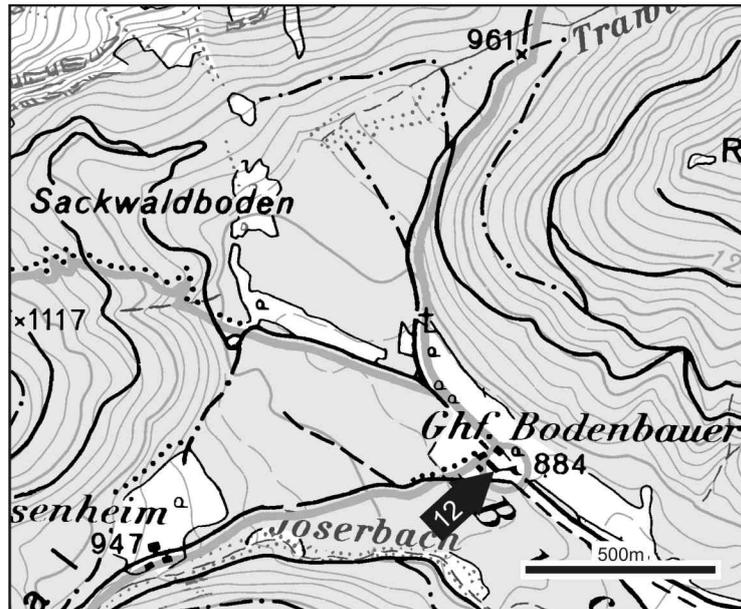


Abb. 17: Ausgangspunkt der Wanderung auf das Sonnchien Plateau

Themen: Trias Schichtfolge und Tektonik im Bereich der Hochschwab Südflanke, Aufschlüsse am Weg zur Häuselalm.

Lage: Hochschwab Südseite, Buchberg ca. 10,6 Kilometer nordwestlich Thör, BMN M34 R658301 H271998

Lithostratigraphische Einheit: Schwemm- und Murenkegel

Alter: Holozän

Gerhard Bryda: Trias Schichtfolge und Tektonik im Bereich der Hochschwab Südflanke. Vom Gasthof Bodenbauer kann ein großer Bereich der Hochschwab Südflanke überblickt und die Stratigraphie und Tektonik in diesem wichtigen Abschnitt erläutert werden.

Der Gasthof Bodenbauer wurde auf einem großen Schwemm- Murenkegel errichtet der aus dem Josertal in den Bereich Buchberg vorstößt. Die unmittelbar südlich des Gasthofes gelegenen Abflussrinnen machen einen sehr frischen Eindruck und könnten bei Starkregenereignissen reaktiviert werden. Der aktuelle Abflussarm befindet sich am Südrand des Fächers und liefert große Mengen frischen Wildbachschuttes.

Exkursionspunkte: P13 bis P17 am Sonnschien Plateau

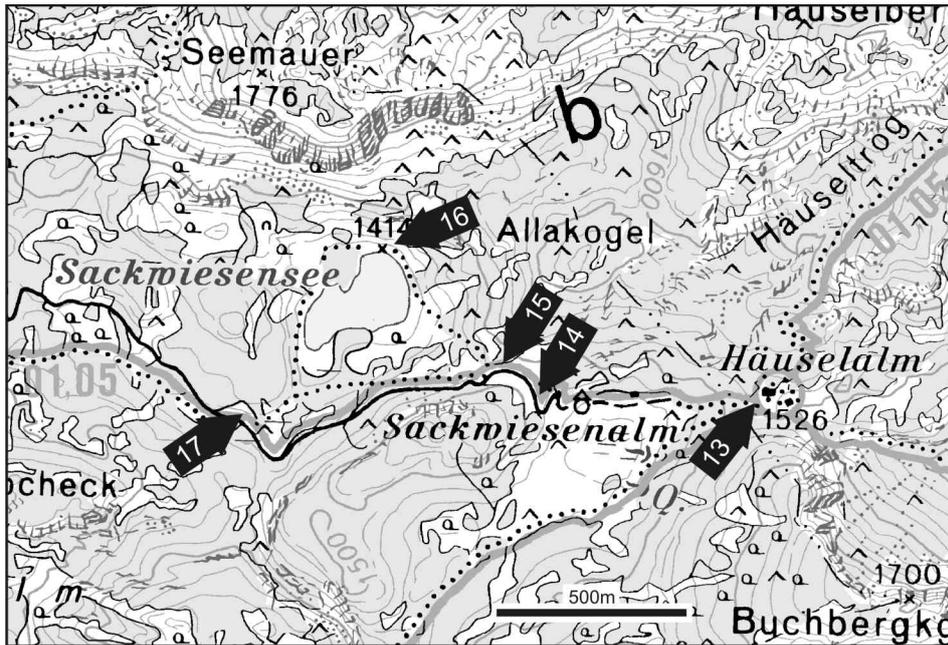


Abb. 18: Exkursionspunkte am Sonnschienplateau, nahe Sackwiesensee

Exkursionspunkt P13: Häuselalm

Themen: Tektonik der Hochschwab Südflanke, Aufschlüsse in Werfener Schichten, Gutenstein-Formation (Kalk und Dolomit), Steinalmkalk

Lage: Private Almhütte, Gehzeit ca. 1h50 vom Gasthof Bodenbauer, BMN M34 R655493 H273050

Lithostratigraphische Einheiten: Werfener Schichten, Gutenstein-Fm., Steinalm-Fm.

Alter: Unter- bis Mitteltrias

Gerhard Bryda: Der untere Teil des Weges verläuft in den Werfener Schichten und folgt etwa ab einer Seehöhe von 1300 Metern über Adria einer West – Ost streichenden Blattverschiebung.

Diese bringt die Werfener Schichten in tektonischen Kontakt zu der, entlang der Hochschwab Südflanke, steilgestellten Schichtfolge aus Gutenstein-Formation und Steinalm-Formation. Diese sind oberhalb des Weges bzw. am Weg aufgeschlossen. Im Bereich der Störung ist offenbar eine tiefreichende Verkarstung entwickelt die jedoch Schuttverhüllt ist. Entlang des Weges ist im Sommer an mehreren Stellen ein sehr kalter Luftzug zu spüren der aus dem Boden dringt und vermutlich aus tiefreichenden, stark wetterführenden Karstschächten stammt.

Die Talung unterhalb des Buchbergkogels wird vollständig durch grobblockiges Felssturzmaterial ausgefüllt. Der Buchbergkogel ist vollständig aus Wettersteinkalk in Riff-Fazies aufgebaut.

Die Almhütte der Häuselalm wurde direkt auf anstehendem, feinlamiertem Dolomit der Gutenstein-Formation errichtet. Am Sattel unterhalb der Hütte sind entlang der Störung rotviolette Werfener Schiefer aufgeschlossen.

Exkursionspunkt P14: Sackwiesenalm

Themen: Schichtfolge und Tektonik am Sonnschien Plateau (Sackwiesschuppe), Gosau im Fobistal

Lage: 2. Kehre des Forstweges von der Sackwiesenalm zur Sonnschienhütte, BMN M34 R654901 H273017

Lithostratigraphische Einheiten: Werfener Schichten, Basalbrekzie u. Sandsteine (Fobistal; überwiegend Dolomitkomponenten)

Alter: Unter-Trias, Oberes Campanium?

Der Weg von der Häuselalm zur Sackwiesenalm folgt weiterhin jener West – Ost streichenden, tiefreichenden Blattverschiebung die bereits am Weg zur Häuselalm aufgeschlossen war.

Die entlang des Weges aufgeschlossenen dunkelgrau bis schwarz gefärbten Dolomite der Gutenstein Formation zeigen eine ausgeprägte Algenlamination mit laminoiden Fenstergefügen wie sie für lagunäre Sedimente typisch sind. Die im Kontakt zur Steinalm-Formation entwickelten dunklen Bankkalksteine sind teilweise dolomitisch und enthalten große, weiße Hornsteinknollen. Die darüber folgende Steinalm-Formation ist als kompakter, massig wirkender hellgrauer Kalk anzusprechen. Im Grenzbereich zum schwarzen Dolomit der unterlagernden Gutenstein-Formation treten gelblich gefärbte Rauwacken auf die jedoch immer im Bereich von Scherbahnen zu liegen kommen.

Westlich der Sackwiesenalm sind entlang der Forststraße unmittelbar nach der ersten Straßenkehre fein- grobkörnige Sandsteine mit überwiegend angularen bis sehr gut gerundeten Wettersteindolomit Komponenten aufgeschlossen die über rotviolette Werfener Schichten transgredieren. Diese Sandsteine erreichen im Fobistal, am westlichen Sonnschien Plateau, größere Verbreitung und Mächtigkeit. Sie bilden dort eine Transgressionsserie über den unterlagernden Wettersteinkalk und Dolomit. Die Schichtfolge beginnt mit einem noch sehr grobklastischen Anteil der überwiegend aus Dolomit besteht und geht gegen das Hangende in feinkörnige Dolomitsande über, die zahlreiche Großforaminiferen (Orbitoiden) enthalten.

Exkursionspunkt P15: NW Sackwiesenalm

Themen: Schichtfolge und Tektonik am Sonnschienplateau, Hydrogeologie und Karstforschung, Quartärgeologie.

Lage: Am Sattel zwischen Sackwiesenalm und Sackwiesen See, BMN M34 R654782 H273105

Lithostratigraphische Einheiten: Werfener Schichten

Alter: Unter-Trias

Dirk van Husen:

Die glaziale Überformung der großen Karstplateaus der Nördlichen Kalkalpen ist oft nur an den höher aufragenden Bereichen zwischen den Karsthohlformen zu erkennen. Die großen Dolinen und Poljenartigen Depressionen zeigen so gut wie keine glazialen Erosionsformen (z.B. Rundhöcker). Der Grund liegt darin, dass zu Beginn der Vergletscherung zuerst die Hohlformen mit Schnee, Firn und endgültig mit Eis erfüllt werden, und erst später nach Ausbildung des Plateaugletschers ein allgemeines Fließen der Eismassen in Richtung des generellen Gefälles des Plateaus eintritt. Dabei werden aber die Eismassen in den engen Hohlformen nicht aktiviert sondern überflossen.

Exkursionspunkt P16: Sackwiesensee

Themen: Sonnschien-Formation, Sackwiesensee, Schwinde am nördlichen Seeufer, Augensteinlandschaft.

Lage: Schwinde am nördlichen Seeufer bei Kote 1414m, BMN M34 R654474 H273436

Lithostratigraphische Einheiten: Werfener Schichten, Sonnschien-Formation

Alter: Unter-Anisium, Pelsonium – Ober-Fassanum

Der Sackwiesensee liegt im Zentrum einer großen, durch Störungen begrenzten Polje über rotvioletten Werfenerschiefern die als lokaler Stauer wirken. Der See wird neben dem Niederschlagswasser auch aus mehreren kleinen Quellen die am Südwestufer zufließen gespeist, diese besitzen jedoch nur eine geringe Schüttung. Als Einzugsgebiet der Quellen ist ein Teilbereich der Wettersteinkalk Schuppe unmittelbar südlich der Quellen zu vermuten. Der Austritt des Quellwassers erfolgt unterhalb des Kontaktes von Wettersteinkalk und Werfenerschiefern aus dem geringmächtigen Hangschutt.

Der Abfluß erfolgt über einen störungsgebundenen Ponor am Nordufer des sees (bei Kote 1414 Meter ü. A.).

Besonders am Westufer des Sees sind immer wieder gut gerundete Quarzgeröllchen als Reste der Augenstein-Formation anzutreffen.

Exkursionspunkt P17: SW Sackwiesensee

Themen: Aufschluss in Moränenmaterial nahe Sackwiesensee, Moor, Augensteinsedimente, am Rückweg geschieferter Wettersteinkalk in Vorriffazies.

Lage: ca. 280 Meter südwestlich Sackwiesensee, an der Forstrasse Richtung Sonnschienhütte, BMN M34 R354098 H272987

Lithostratigraphische Einheiten:

Alter: Würm

Dirk van Husen:

Die SW Sackwiesensee durch eine Materialentnahme aufgeschlossene Moräne zeigt den charakteristischen Aufbau von Moränenmaterialien in den Dolinen. Der sich in den Hohlformen aus der Umgebung angesammelte Schutt wird durch den Gletscher zu Moränenmaterial umgewandelt. Durch die weitgehend fehlende Fließbewegung des Eises ist nur eine unvollständige Bearbeitung der Geschiebe (Zuschliff, Facettierung, Kritzung, Politur) eingetreten, die sich hauptsächlich in einer nur \pm fortgeschrittenen Kantenrundung der Geschiebe und unregelmäßigen, kurzen Kritzern zeigt. Die Ausbildung der sandig schluffigen Matrix ist nicht zuletzt durch die Lage in der Hohlform begünstigt.

Freitag, 04. September
Exkursion nach Wildalpen

Kurt DECKER, Dirk VAN HUSEN, Wolfgang PAVLIK, Hermann STADLER

P18: Säusenstein – Bergsturz von Wildalpen, Sturzstromablagerung im Salzatal

P19: Brunntal – Schichtfolge und Tektonik, Hydrogeologie der Hochschwab Nordflanke.

P20: Hopfgarten – Bergsturz von Wildalpen, Tomalandschaft

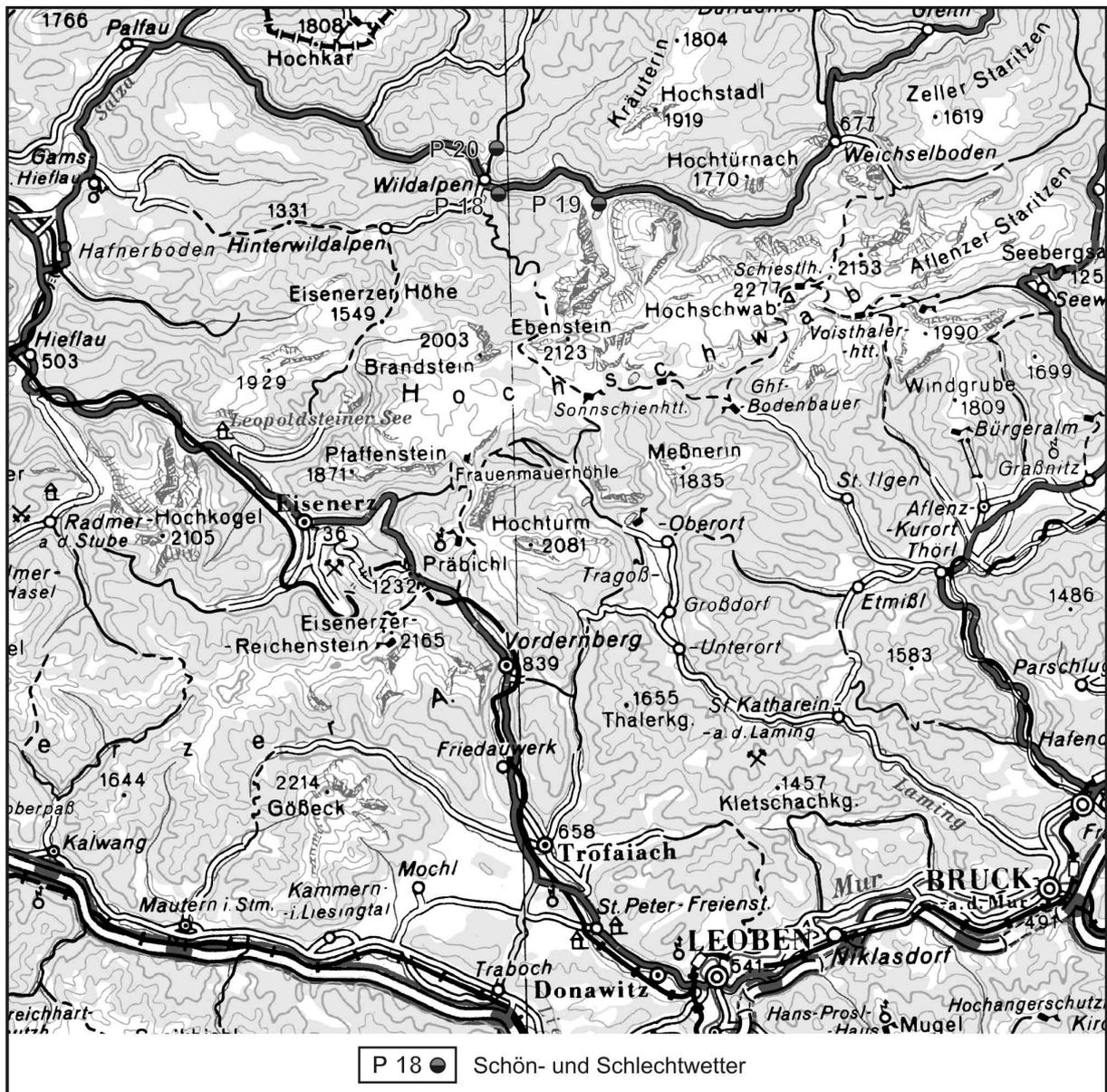


Abb. 19: Übersichtskarte mit der Lage der Exkursionspunkte für Freitag den 04. September

Exkursionspunkt P18: Säusenstein



Abb. 20: Sturzstromablagerung östlich Wildalpen

Thema: Der Bergsturz von Wildalpen, Aufschluss im Bergsturzmaterial an der Bundesstrasse oberhalb der Wildalp Abfüllanlage.

Lage: ca. 850 Meter vom Ortszentrum Wildalpen, unmittelbar südlich der Straße von Wildalpen nach Weichselboden.

Lithostratigraphische Einheit: Bergsturz von Wildalpen – Sturzstromablagerung Siebensee und Salzatal

Alter: Holozän (Atlantikum, zwischen 5900 u. 5700 v.h.)

Dirk van Husen: Bergsturz von Wildalpen

Östlich der Mündung des Siebenseebaches sind beidseits der Salza die mächtigen Ablagerungen des Sturzstromes großflächig aufgeschlossen. Vermengt mit den weitgehend zerriebenen Kalken finden sich auch Gerölle, die aus den älteren Sedimenten der Talböden des Siebenseebaches und der Salza stammen und offensichtlich vom Sturzstrom aufgenommen wurden. Kaum finden sich hingegen größere Kalkblöcke wie der im Anriss am orographisch rechten Ufer der Salza. Das Material des Sturzstroms ist offensichtlich nach dem langen Weg aus dem Raum der Kohlermauer bereits weitgehend zerrieben, so dass nur noch selten Blöcke mit $>1\text{m}^3$ vorhanden sind. In den Ablagerungen finden sich immer wieder kleinere und größere Holzstücke und Bruchstücke von Baumstämmen. Da der Bergsturz zwischen 5900 und 5700 v.h. im Atlantikum auf einen voll bewaldeten Talboden niederging, muss eine große Menge Holz durch den Sturzstrom transportiert worden sein. Die Baumstämmen blieben aber offensichtlich ebenso wie die großen Blöcke der Bergstürze an der Oberfläche des Sturzstromes und wurden wenig in die Masse integriert.

Wolfgang Pavlik: Geologische Übersicht der Umrahmung des Bergsturzes Wildalpen

Die Abrissnische des Bergsturzes liegt in der Mürzalpen-Decke (Brandstein-Edelboden Schuppe und Riegerin-Türnach Schuppe), zwischen Kleinem und Großem Brandstein im Westen, Schaufelwand und Schafhalsattel im Süden, sowie Ebenstein und Kleinem- & Großem Griesstein im Osten (D. van Husen & A. Fritsch. 2007, S. 203; G.W. Mandl et al.: 2002, S. 177).

Dieses Areal wird von lagunären Wettersteinkalken und –dolomiten aufgebaut. Mit *Dasycladaccen*, *Kantia monregalensis* BARETTI, *Diplopora annulata annulata* HERAK, *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA und *Poikiloporella duplicata* (PIA) ist der Zeitraum zwischen oberem Pelson und Cordevol belegt. Am Höllkogel, nördlich Teufelssee, reicht die Schichtfolge im Hangenden des Wettersteindolomites mit Reingrabener Schiefer über Leckkogel Schichten und Hauptdolomit bis in den Dachsteinkalk. Im Dachsteinkalk konnte folgende Flora bestimmt werden: *Heteroporella zankli* (OTT), *Salpingoporella sturi* (BYSTRICKY), *Salpingoporella humilis* (BYSTRICKY), *Griphoporella curvata* (GÜMBEL) & *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI).

Das als „Blockmeer des Schafwaldes“ bekannte Gebiet zwischen Schiffwaldboden und Kohlermauer bildet den oberen Teil des Sturzstromes, und besteht aus riesigen zerrütteten Kalk- und Dolomitschollen, einige Bereiche sind in Blockwerk aufgelöst. Das Material in diesem Bereich besteht ausschließlich aus Mitteltriaskalken und –dolomiten. Im unteren Ablagerungsraum, Hinterwildalpenbach und Salzatal sind zusätzlich noch ältere glazio-fluviatile Sedimente aufgearbeitet.

Der Sturzstrom Siebensee-Salzatal liegt im Süden noch auf der Riegerin-Türnach Schuppe, quert dann in der Talenge zwischen Böser Wand und Säusenstein die Hochtör-Säusenstein Schuppe und die Große Buchstein-Buchberg Schuppe, und wird im Salzatal und im Holzäpfeltal - Hopfgartental von der Gölle-Decke im Süden und der Unterberg-Decke im Norden umrahmt.

Westlich Siebensee reicht die Schichtfolge im Hangenden des Wettersteindolomites über Reingrabener Schiefer, Leckkogel Schichten und Hauptdolomit bis in den Dachsteinkalk. Im Graben östlich Ahornboden ist ein kleiner Span mit Werfener Schichten und Gutensteiner Dolomit eingespießt. Östlich Siebensee treten ausschließlich Wettersteindolomite und –kalk zu Tage. *Kantia monregalensis* BARETTI, und *Diplopora annulata annulata* HERAK belegen hier einen Zeitbereich vom oberen Pelson bis Fassan.

Die bedeutende sinistrale Blattverschiebung, die „SEMP“, verläuft aus dem Gesäuse kommend über das Schwabeltal, das Brunntal bei Hinterwildalpen, südlich des Brunnkogels, südlich der Dachsteinkalke der Bösen Wand und des Säusenstein ins Salzatal zwischen Kräuterin und Riegerin und von dort weiter über den Bärnbachgraben gegen Osten.

Die Hochtör-Säusenstein Schuppe wird von Wettersteindolomiten und Dachsteinkalken aufgebaut. Die nördlich anschließende Große Buchstein-Buchberg Schuppe ist sehr intensiv zerschert und besteht aus Werfener Schichten, Gutensteiner Dolomit, Wettersteindolomit und Dachsteinkalken. Der Wettersteindolomit führt *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA, in den Dachsteinkalken konnten *Griphoporella sp.* und *Gyroporella sp.* nachgewiesen werden.

Die Deckengrenze zwischen Tirolikum und Juvavikum ist eine ungefähr W-E streichenden dextrale Blattverschiebung und verläuft über die Goß, nördlich Hinterwildalpen, nördlich Sagkogel-Schneekogel-Rauchkogel Richtung Poschenhöh, wird in der Talung des Säusenbaches von einer NE-SW gerichteten Störung gegen Nordost versetzt und streicht aus dem Salzatal südlich Mitterberg über Gwandl bis zum Talausgang Brunntal und wird hier von der „SEMP“ gekappt.

Die Gölle-Decke wird in der Umgebung Wildalpen von Hauptdolomit und Dachsteinkalken aufgebaut. Vereinzelt ist noch Gosau mit Kreuzgraben Formation und Orbitoidensandsteinen aufgeschlossen. Weiter im Norden ergänzen im Liegenden des Hauptdolomites noch Opponitzer Dolomit mit *Dasycladaceen*: *Poikiloporella duplicata* (PIA), Reingrabener Schiefer und Wettersteindolomit die Schichtfolge.

Die Rauchmauer westlich des Standortes wird von Hauptdolomit der Göller-Decke aufgebaut, im Süden sind im Hangenden der Dolomite noch Dachsteinkalke aufgeschlossen. Den Sattel südlich der Rauchmauer bilden Kreuzgraben Formation und eingelagerten Kohle-führenden Sandsteinen und Mergeln.

Die Deckengrenze zwischen Tirolikum und Juvavikum verläuft im Sattel nördlich Rauchkogel und wird von Werfener Schichten markiert.

Der Rauchkogel und die südlich des Hinterwildalpenbaches liegende Böse Wand bestehen aus lagunären Dachsteinkalken mit Loferer-Zyklen, wobei der A-Horizont nur selten erfasst werden konnte. Am Sagkogel, Schneekogel und Rauchkogel konnten Dasycladaceen aufgesammelt werden: *Griphoporella curvata* (GÜMBEL), *Gyroporella vesiculifera* (GÜMBEL)PIA, *Heteroporella zankli* (OTT) und *Salpingoporella austriaca* SCHLAGINTWEIT.

Lagunäre Dachsteinkalke bilden den Gipfelaufbau und die Felswände der Säusenstein-Nordseite. Hangabwärts treten intensiv verschuppte Werfener Schichten, Wettersteindolomit und unterschiedlich große Dachsteinkalkzüge und -linsen auf.

Unterhalb 800m sind die mächtigen Ablagerungen des Sturzstromes aufgeschlossen.

Der Mitterberg nördlich der Salza wird von Hauptdolomit, Dachsteinkalk und Gosau aufgebaut. Der Dachsteinkalk ist ein gut gebankter, sehr grobkörniger dolomitischer Algenlaminat, und bildet die markanten Felsrippen am Gipfel und am Südwestgrat. Der Dachsteinkalk wurde in zwei kleinen Steinbrüchen auf der Südwestflanke des Mitterberg abgebaut. Kreuzgraben Formation und Orbitoidensandsteine bauen zwischen Mitterberg und Bergerbauer große Bereiche des Südhanges auf.

Exkursionspunkt P19: Brunntal



Abb. 21: Lage des Exkursionspunktes im Brunntal

Thema: Schichtfolge und Tektonik der Hochschwab Nordflanke, Quartärgeologischer Überblick, Hydrogeologie der Hochschwab Nordflanke.

Lage: ca. 4,56 Km östlich Wildalpen, BMN M34 R653304 H280528

Lithostratigraphische Einheit: Jüngste Flussablagerung

Alter: Holozän

Dirk van Husen: Quartär im Brunntal

Das Brunntal stellte den westlichsten, wesentlichen Zufluss des Salzagletschers während des Würm Hochglazials dar (KOLMER 1993). Durch ihn wurde zum letzten Mal die vorhandene ideale Trogtform ausgestaltet.

Die Bildung des Brunnsees ist auf einen sehr hoch liegenden Grundwasserspiegel im Mündungsbe-
reich ins Salztal zurück zu führen, der durch Bändertone im Liegenden der rezenten Kiese der Salza
bedingt wird. Diese wurden in dem durch den Sturzstrom des Bergsturzes oberhalb der Flussbiegung
bei Fischerreith, kurzfristig gestauten See, abgelagert (FRITSCH 1993, VAN HUSEN & FRITSCH 2007).

Wolfgang Pavlik: Geologie des Brunntales

Die Pfaffingalm-Hochschwab Schuppe baut den Talschluss des Brunntales mit Brunnmäuer und Hinterem Polster auf. Die lagunären Wettersteindolomite der Brunnmäuer können mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA in das Longobard bis Cordevol gestellt werden. Die obersten 100m der Brunnmäuer, knapp unterhalb der Verebnung bei 1500m, bilden Wettersteinriffkalk. In der südlichen Verebnung ist ein Keil mit lagunären Wettersteinkalken eingespießt. Der Polster wird von Wettersteinriffkalken aufgebaut. Mit Dasycladaceen lassen sich einige Bereiche der Riffkalk mit *Kantia monregalensis* (BARETTI) in das obere Pelson bis Illyr stellen, andere Areale belegen mit *Favoporella annulata* SOKAC, *Diplopora annulata annulata* HERAK und *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA Illyr bis Cordevol.

Nördlich der Lang-Eibel-Schlucht tritt am Wandfuß des großen Griesstein ein schmaler Zug der Tremmelgraben Formation zu Tage. Dieser Bereich kann mit Conodonten, *Neogondolella bifurcata* BUD.&STEF. und *Neogondolella pseudolonga* KOVACS, KOZUR & MIETTO ins Pelson bis oberes Illyr gestellt werden. Der Große Griesstein besteht zum überwiegenden Teil aus Wettersteinkalken und kleineren Aufschlüssen mit Wettersteindolomit südlich der Lang-Eibel-Schlucht. *Diplopora annulata annulata* HERAK aus den Wettersteinkalken belegt oberes Illyr bis unteres Longobard.

Der Kleine Griesstein und der Gehart im Westen, sowie die Riegerin im Osten des Brunntales gehören der Riegerin-Türnach Schuppe an und werden von lagunären Steinalm-Wettersteinkalken aufgebaut. Dasycladaccen ergeben mit *Physoporella pauciforata pauciforata* PIA etc., *Kantia monregalensis* BARETTI, *Diplopora annulata annulata* HERAK und *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA eine Reichweite von oberem Pelson bis Cordevol.

Die Talung westlich Brunnjäger wird von lagunärem Wettersteindolomit eingenommen. Der Dolomit kann mit *Diplopora annulata annulata* HERAK und *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA in das Illyr bis Cordevol gestellt werden.

Steinalm-Wettersteinkalke bauen den Riegerinstock auf, im Südosten wird die Schichtfolge im Liegenden von Gutenstein Formation und Werfener Schichten komplettiert. Im Hangschutt konnten Proben hemipelagischer Kalke aufgesammelt werden. Conodonten: *Neogondolella bifurcata* BUD.&STEF, *Neogondolella bulgarica* BUD.&STEF. und *Nicorella kockeli* TATGE belegen mittleres Pelson, somit markieren diese bunten Crinoiden-reichen Kalke die Grenze zwischen Steinalmkalk und Wettersteinkalk. In der Nordflanke der Riegerin bildet die Tremmelgraben Formation mittelsteile Hänge, und am Hangfuß folgt eine schmale Rippe mit lagunärem Wettersteinkalk. Conodonten ergaben für die Tremmelgraben Formation ein Alter von Illyr bis Cordevol (*Paragondolella trammeri* KOZUR und *Neohindeodella triassica* (MÜLLER)). Dasycladaceen aus dem Wettersteinkalk der Riegerin ergaben mit *Kantia monregalensis* BARETTI, *Diplopora annulata annulata* HERAK und *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA ein Altersumfang von oberem Pelson bis Cordevol. Die Felsgalerie am Hangfuß ließ sich mit Dasycladaceen, *Kantia monregalensis* BARETTI in dem oberen Pelson bis Illyr zuordnen.

Die „SEMP“ verläuft südlich der Dachsteinkalke des Kleinen Säusenstein und von dort ungefähr in der Talmitte des Salztales und weiter in den Bärnbachgraben.

Nördlich schließt die Göller-Decke, mit Hauptdolomit und Dachsteinkalken an. Im Norden der Kräuterin bilden im liegenden der ungefähr 800m mächtigen Hauptdolomite, Opponitzer Dolomite mit Dasycladaceen (*Poikiloporella duplicata* (PIA)), Reingrabener Schichten und lagunäre Wettersteindolomite den Hangfuß.

Exkursionspunkt P20: Hopfgarten

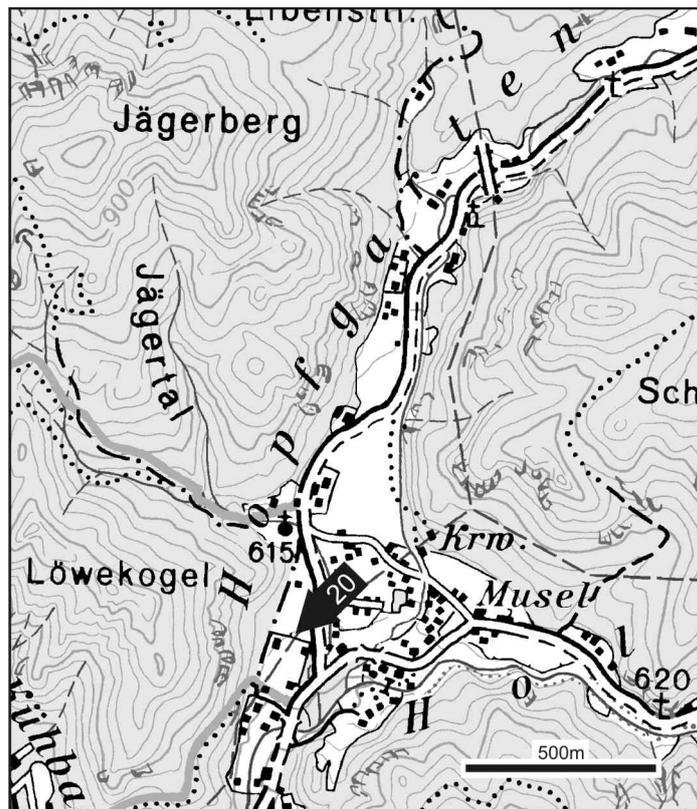


Abb. 22: Tomalandschaft im Hopfgarten nördlich Wildalpen

Thema: Bergsturz von Wildalpen – die Tomalandschaft im Hopfgarten

Lage: Hopfgarten Tal, ca. 930 Meter NNO Wildalpen, BMN M34 R649149 H282441

Lithostratigraphische Einheit: Bergsturz von Wildalpen - Sturzstromablagerung Siebensee und Salzatal

Alter: Holozän (Atlantikum, zwischen 5900 u. 5700 v.h.)

Dirk van Husen: Bergsturz von Wildalpen

Die Talweitung am Zusammenfluss des Hopfgarten- mit dem Holzäpfeltal wurde von einem kurzen Ausläufer des Sturzstroms aus dem Salzatal nach Norden erfüllt. Die Ablagerungen zeigen eine typische Tomalandschaft mit bis zu 5/6 m hohen Hügeln, die hier weitgehend erhalten geblieben sind. Wahrscheinlich waren im Salzatal bis in die Fischerau derartige Tomahügeln ausgebildet, sind aber durch die Erosion der Salza zerstört worden, als diese nach dem Überfließen aus dem Stausee bei Fischerreith die Sturzstromsedimente zerschnitten und durch Lateralerosion teilweise auch terrasiert hat.

Wolfgang Pavlik: Die Göller-Decke im Hopfgartental und Holzäpfeltal

Das Gebiet östlich des Hopfgartentales mit Mitterberg im Süden und Scheinberg im Nordosten, wird von Hauptdolomiten aufgebaut. Der Löwekogel im Westen besteht aus Wettersteindolomit. Südlich Krumpen streichen, von Nord nach Süd, Opponitzer Dolomit, Reingrabener Schiefer und Wettersteindolomite an einer Vielzahl von Brüchen versetzt von Casari im Holzäpfeltal ungefähr W-E ins Hopfgartental. Zwischen Jägerberg und Lerchkogel ist auf der Westseite des Hopfgartentales eine ungefähr W-E streichende Synklinale mit Reingrabener Schiefer und Hauptdolomit ausgebildet. Nördlich Musel ist am Hangfuß des Scheinberges ein kleiner Staukörper am Eisrand aufgeschlossen.



Kartentopographien: © BEV 2009, Vervielfältigt mit Genehmigung des BEV – Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, T2009/57990 Graphik: M. Brüggemann-Ledolter

-  Eisfreie Bereiche
-  Eisflussrichtung
-  Blockgletscher
-  Gletschernährgebiet
-  Plateau- und Talgletscherströme
-  Firnkämme, innerhalb des Eisstromes Nunataker
-  Im Ausbruchsareal des Bergsturzes Topographie unbekannt

Abb. 1: Rekonstruktion der Vergletscherung zur Würmeiszeit auf Blatt 101 Eisenerz