

ARBEITSTAGUNG 13

Melk 23.–27. September 2013

Geologie der Kartenblätter

55 Ober-Grafendorf 56 St. Pölten





Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten

Melk 23.-27. September 2013

Wolfgang Schnabel zum 75. Geburtstag gewidmet

Redaktion: Holger Gebhardt

Titelbild: Verschiedene Abbildungen aus dem Inhalt dieses Bandes (Fotos: R. Roetzel, W. Schnabel).

Impressum

ISBN-13: 978-3-85316-069-5

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt im Rahmen der

Teilrechtsfähigkeit

Für die Redaktion verantwortlich: Holger Gebhardt

Layout: Ilka Wünsche

Lektorat: Christian Cermak

Umschlag: Monika Brüggemann-Ledolter

Verlagsort: Wien

Herstellungsort: Wien

Satz: Geologische Bundesanstalt Alle Neulinggasse 38, 1030 Wien

© Topographie BEV 2013, vervielfältigt mit Genehmigung des BEV – $\underline{\mathtt{B}}$ undesamtes für $\underline{\mathtt{E}}$ ich-

und Vermessungswesen in Wien, T2013/103141

Druck: Offsetschnelldruck Riegelnik, Piaristengasse 19, 1080 Wien

Inhalt

Programm der Tagung
Anschriften der Autoren9
Vorwort14
Vorträge
G. WESSELY: Schichttypen und Strukturen in den östlichen Kalkvoralpen15
M. WAGREICH: Stratigrafie und Lithofazies der Branderfleck-Formation und der Gosau-Gruppe (Oberkreide) von Lilienfeld (ÖK 56 St. Pölten)
W. SCHNABEL: 50 Jahre Forschung in der Flyschzone der Ostalpen 1960-2010: Was wissen wir nun und was bleibt offen
M. LINNER: Metamorphoseentwicklung und Deckenbau des Moldanubikums mit Fokus auf den Raum Melk – Dunkelsteinerwald
K. GRÖSEL, M. HEINRICH, P. LIPIARSKI & M. PERNERSTORFER: Wissenschaft und Praxis - eine gelungene langjährige Zusammenarbeit zwischen der Geologischen Bundesanstalt und der Landesgeologie NÖ
H. STEININGER: Die Hinweiskarten für geogene Naturgefahren (Rutschprozesse, Sturzprozesse) von Niederösterreich
A. DEREGOWSKA & F. OTTNER: Veränderungen der Tonmineralogie durch Massenbewegungen
G.L. FASCHING: Zur Sicherheitsgeologie des Raumes Melk79
H.G. KRENMAYR: Stand und Strategie der Geologischen Landesaufnahme in Österreich
Poster
A. AHL, G. BIEBER, P. SLAPANSKY & H.G. KRENMAYR: Neuauswertung des Aerogeophysik-Messgebietes "Ober-Grafendorf": Radiometrie und Magnetik

H. GEBHARDT, S. ĆORIĆ, H.G. KRENMAYR, H. STEININGER & J. SCHWEIGL: Neudefinition von <i>Oncophora</i> -Schichten und Eichberg-Konglomerat
(oberes Ottnangium) in Niederösterreich: Pixendorf-Gruppe,
Traisen-Formation und Dietersdorf-Formation89
H. GEBHARDT, S. ĆORIĆ, H.G. KRENMAYR & I. WÜNSCHE: Fauna und Flora des Älteren Schliers von Uttendorf (oberes Egerium)
K. GRÖSEL & W. SCHNABEL: Hangrutschungen im Bereich des tektonisch
übersteilten Nordrandes des alpinen Orogens91
uberstellten Nordrandes des alpinen Orogens
C. HAMMERL & W.A. LENHARDT: Das Erdbeben von 1590 im Tullner Feld
M. HEINRICH, P. LIPIARSKI, B. MOSHAMMER, J. RABEDER, J. WEILBOLD
& I. WIMMER-FREY: Baurohstoffe und Industriegesteine auf den Blättern
55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten
C. HÖRFARTER: Das Blatt Ober-Grafendorf im neuen Blickwinkel –
Harmonisierung der Geodaten nach INSPIRE
5 1 1 1 3 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1
M. LINNER, I. BAYER, R. SCHUSTER & G. FUCHS: Tektonische Gliederung
der südlichen Böhmischen Masse abgeleitet aus dem Gesamtdatensatz
der Geologischen Bundesanstalt
S. PFLEIDERER & A. SCHEDL: Geochemische Charakteristik der Gesteine auf den
Blättern 55 Ober-Grafendorf, 56 St. Pölten und Umgebung
G. POSCH-TRÖZMÜLLER, S. ĆORIĆ, R. ROETZEL & M. PERESSON:
Baudokumentation entlang der EVN-Gaspipeline "West 4-Westschiene" auf den
Kartenblättern 38 Krems an der Donau, 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten114
G. POSCH-TRÖZMÜLLER, M. PERESSON, P. LIPIARSKI & S. ĆORIĆ: Neue
Bauaufschlüsse – Neues Geowissen: Niederösterreich. Baustellendokumentation
auf den Kartenblättern 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten117
J. RABEDER, S. ĆORIĆ, M. HEINRICH, R. ROETZEL & I. WIMMER-FREY: Ein neu
kartiertes Vorkommen von Konglomerat im Traisental124
A. SCHEDL, P. LIPIARSKI, B. ATZENHOFER, J. MAURACHER & J. RABEDER:
Der bundesweite Bergbau-/Haldenkataster – Ein umfassendes GIS-gestütztes
Dokumentations- und Informationssystem am Beispiel des "Steinkohlen-
(Glanzbraunkohlen-) Bezirks Lunzer Schichten" in Niederösterreich129

G. SCHUBERT, R. BERKA, C. KATZLBERGER, K. MOTSCHKA, H. PIRKL,	
R. PHILIPPITSCH, T. HÖRHAN, M. ECKER, C. HÖRFARTER, R. LAHODYNSKY,	
C. LANDSTETTER, M. KORNER & C. SCHMIDT: Vorankündigung der	
Hydrogeologischen Themenkarte zu den natürlichen Radionukliden im	
Grundwasser Österreichs, 1:500.000	133
G. SCHUBERT, R. BERKA, F. FINGER & R. PHILIPPITSCH: Vorankündigung	
der Hydrogeologischen Themenkarte zu den trinkbaren Tiefengrundwässern	
in Österreich, 1:500:000	134
G. SCHUBERT, D. ELSTER, R. BERKA & R. PHILIPPITSCH: Vorankündigung	
der Hydrogeologischen Themenkarte zu den Thermalwässern in Österreich,	
1:500.000	135
W. WEGNER, M. LINNER, R. SCHUSTER & G. HOBIGER: Composition	
·	
of the Bohemian spur in the subsurface of the Eastern Alps: indications from exotic blocks	126
exotic blocks	130
I. WIMMER-FREY, S. ĆORIĆ, M. PERESSON & J. RABEDER: Mineralogische	
und korngrößenmäßige Untersuchungen an quartären und miozänen Sedimenten	
auf den Kartenblättern 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten	138
Beiträge	
A. AHL, P. SLAPANSKY & H.G. KRENMAYR: Neuauswertung des	
Aerogeophysik-Messgebietes "Ober-Grafendorf": Radiometrie und Magnetik	143
L. CCCD: Nove stratigraficable Ergebnisses and dem Kahlenberg Cabiet	
H. EGGER: Neue stratigrafische Ergebnisse aus dem Kahlenberg-Gebiet und ihre Bedeutung für die Interpretation des Deckenbaus im Wienerwald	167
und inte bedeutung für die interpretation des beckenbaus im Wienerwald	107
H. EGGER: Zur Lithostratigrafie der Laab-Decke im Rhenodanubischen	
Deckensystem des Wienerwaldes	175
H. HÄUSLER: Geländebefahrbarkeit der Schlüsselzone 35 – Die potenzielle	
Hauptkampfzone im Alpenvorland zur Zeit des Kalten Krieges	195
W. SCHNABEL: Geografischer und geologischer Überblick und Erforschungs-	
geschichte des Kartenblattes 55 Ober-Grafendorf der Geologischen Karte	
der Republik Österreich 1:50.000	203

Exkursionen

Montag, 23.09.2013	
M. LINNER & H.G. KRENMAYR: Exkursion E1 – Südrand des	
Dunkelsteinerwaldes	215
Mittwoch, 25.09.2013	
S. ĆORIĆ, R. ROETZEL, H.G. KRENMAYR & H. GEBHARDT: Exkursion E2 –	
Fazies und Stratigrafie der oligozänen und miozänen Sedimente in der alpinen	
Vortiefe auf den Blättern 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten	236
Donnerstag, 26.09.2013	
W. SCHNABEL, J. SCHWEIGL, K. GRÖSEL, H.G. KRENMAYR & C. RUPP:	
Exkursion E3 – Flysch- und Klippenzone, Rutschungen und Massenbewegungen	
in der Flyschzone der Blätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten	270
Freitag, 27.09.2013	
G. WESSELY & L. KRYSTYN: Exkursion E4 – Schichtfolgen und Tektonik von	
Frankenfels- und Lunz-Decke in den Lilienfelder Kalkalpen	313

Programm der Tagung

Montag, 23.09.2013

Exkursion E1 – Südrand des Dunkelsteinerwaldes. (Beginn 13:00 Uhr) M. LINNER & H.G. KRENMAYR

Dienstag, 24.09.2013

08:30-18:30 Vorträge und Posterpräsentationen im Kolomanisaal des Benediktinerstifts Melk.

Begrüßung durch den Direktor der Geologischen Bundesanstalt, Dr. Peter SEIFERT, und den hochwürdigen Abt des Stifts Melk, Abt Georg WILFINGER.

- 08:50 G. WESSELY: Schichttypen und Strukturen in den östlichen Kalkvoralpen.
- 09:50 R. SACHSENHOFER: Kohlevorkommen in den östlichen Kalkvoralpen und der Gresten-Klippenzone.
- 10:10 M. WAGREICH: Stratigrafie und Lithofazies der Branderfleck-Formation und der Gosau-Gruppe (Oberkreide) von Lilienfeld (ÖK 56 St. Pölten).
- 10:30 Kaffeepause und Poster-Präsentation.
- 11:00 W. SCHNABEL: 50 Jahre Forschung in der Flyschzone der Ostalpen 1960-2010: Was wissen wir nun und was bleibt offen.
- 12:00 S. ĆORIĆ & H.G. KRENMAYR: Molasse und Quartär im Umkreis der Kartenblätter ÖK 50 Ober-Grafendorf und ÖK 56 St. Pölten.
- 13:00 Mittagspause.
- 14:30 M. LINNER: Metamorphoseentwicklung und Deckenbau des Moldanubikums mit Fokus auf den Raum Melk Dunkelsteinerwald.
- 15:00 K. GRÖSEL, M. HEINRICH, P. LIPIARSKI & M. PERNERSTORFER: Wissenschaft und Praxis eine gelungene langjährige Zusammenarbeit zwischen der Geologischen Bundesanstalt und der Landesgeologie NÖ.
- 15:30 H. STEININGER: Die Hinweiskarten für geogene Naturgefahren (Rutschprozesse, Sturzprozesse) von Niederösterreich.
- 16:00 A. DEREGOWSKA & F. OTTNER: Veränderungen der Tonmineralogie durch Massenbewegungen.
- 16:30 Kaffeepause und Poster-Präsentation.

17:30 G.L. FASCHING: Zur Sicherheitsgeologie des Raumes Melk.

18:00 H.G. KRENMAYR: Stand und Strategie der Geologischen Landesaufnahme in Österreich.

Ende: 18:30

20:00 Abendempfang der Stadtgemeinde Melk im Kolomanisaal des Benediktinerstifts Melk.

Mittwoch, 25.09.2013

Exkursion E2 – Fazies und Stratigrafie der oligozänen und miozänen Sedimente in der alpinen Vortiefe auf den Blättern 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten. (Beginn 08:00 Uhr) S. ĆORIĆ, R. ROETZEL, H.G. KRENMAYR & H. GEBHARDT

19:30 Öffentlicher Vortrag: Das Tropenparadies von Melk.M. HARZHAUSER in der "Alten Post" in Melk.

Donnerstag, 26.09.2013

Exkursion E3 – Flysch- und Klippenzone, Rutschungen und Massenbewegungen in der Flyschzone der Blätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten. (Beginn 08:00 Uhr) W. SCHNABEL, J. SCHWEIGL, K. GRÖSEL, H.G. KRENMAYR & C. RUPP

18:15 Besichtigung der Mineraliensammlung des Stiftes Melk.P. LEHNINGER & G. KNOBLOCH

Freitag, 27.09.2013

Exkursion E4 – Schichtfolgen und Tektonik von Frankenfels- und Lunz-Decke in den Lilienfelder Kalkalpen. (Beginn 08:00 Uhr)
G. WESSELY & L. KRYSTYN

Anschriften der Autoren

Andreas AHL, Geologische Bundesanstalt, FA Geophysik, Neulinggasse 38, 1030 Wien. andreas.ahl@geologie.ac.at

Bernhard ATZENHOFER, Geologische Bundesanstalt, FA Rohstoffgeologie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. bernhard.atzenhofer@geologie.ac.at

Isabella BAYER, Geologische Bundesanstalt, HA Geologische Landesaufnahme, Neulingasse 38, 1030 Wien. isabella.bayer@geologie.ac.at

Rudolf BERKA, Geologische Bundesanstalt, FA Hydrogeologie und Geothermie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. rudolf.berka@geologie.ac.at

Gerhard BIEBER, Geologische Bundesanstalt, FA Geophysik, Neulinggasse 38, 1030 Wien. gerhard.bieber@geologie.ac.at

Stjepan ĆORIĆ, Geologische Bundesanstalt, FA Sedimentgeologie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. stjepan.coric@geologie.ac.at

Aleksandra DEREGOWSKA, Institut für Angewandte Geologie, Department für Bautechnik und Naturgefahren der Universität für Bodenkultur Wien, Peter-Jordan-Str. 70, 1190 Wien. aleksandra.deregowska@boku.ac.at

Manuel ECKER, Johann-Scheider-Gasse 11/4, 2201 Seyring. manuel.ecker@aon.at

Hans EGGER, Geologische Bundesanstalt, FA Paläontologie und Sammlungen, Neulinggasse 38, 1030 Wien. johann.egger@geologie.ac.at

Daniel ELSTER, Geologische Bundesanstalt, FA Hydrogeologie und Geothermie, Neulinggasse 38, 1030 Wien, daniel.elster@geologie.ac.at

Gerhard L. FASCHING, Ziviltechniker/Sachverständigen-Büro Dr. FASCHING, Plainbergweg 33, 5201 Bergheim. gerhard.fasching@sbg.ac.at

Friedrich FINGER, Universität Salzburg, Fachbereich Materialforschung & Physik, Hellbrunnerstrasse 34, 5020 Salzburg, friedrich.finger@sbg.ac.at

Gerhard FUCHS, Windpaß 87, 3665 Gutenbrunn.

Holger GEBHARDT, Geologische Bundesanstalt, FA Paläontologie und Sammlungen, Neulinggasse 38, 1030 Wien. holger.gebhardt@geologie.ac.at

Klemens GRÖSEL, Amt der Niederösterreichischen Landesregierung, Landhausplatz 1, 3109 St. Pölten. klemens.groesel@noel.gv.at

Christa HAMMERL, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Abt. Geophysik, Hohe Warte 38, 1190 Wien. christa.hammerl@zamg.ac.at

Mathias HARZHAUSER, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, 1010 Wien. mathias.harzhauser@nhm-wien.ac.at

Hermann HÄUSLER, Department für Umweltgeowissenschaften, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, 1090 Wien. hermann.haeusler@univie.ac.at

Maria HEINRICH, Geologische Bundesanstalt, FA Rohstoffgeologie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. maria.heinrich@geologie.ac.at

Gerhard HOBIGER, Geologische Bundesanstalt, FA Geochemie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. gerhard.hobiger@geologie.ac.at

Christine HÖRFARTER, Geologische Bundesanstalt, FA Geoinformation, Neulinggasse 38, 1030 Wien. christine.hoerfarter@geologie.ac.at

Thomas HÖRHAN, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Sektion VII, Marxergasse 2, 1030 Wien. thomas.hoerhan@lebensministerium.at

Wolfgang HUJER, OMV E & P Labor, Protteser Straße 40, 2230 Gänserndorf. wolfgang.hujer@omv.com

Christian KATZLBERGER, AGES Österreichische Agentur für Gesundheit und Ernährungssicherheit GmbH, Spargelfeldstraße 191, 1220 Wien. christian.katzlberger@ages.at

Martin KORNER, AGES Österreichische Agentur für Gesundheit und Ernährungssicherheit GmbH, Spargelfeldstraße 191, 1220 Wien, martin.korner@ages.at

Hans Georg KRENMAYR, Geologische Bundesanstalt, HA Geologische Landesaufnahme, Neulinggasse 38, 1030 Wien. hans-georg.krenmayr@geologie.ac.at

Leopold KRYSTYN, Department für Paläontologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, 1090 Wien. leopold.krystyn@univie.ac.at

Roman LAHODYNSKY, Institut für Sicherheits- & Risikowissenschaften, Universität für Bodenkultur Wien, Peter Jordan-Str. 70, 1190 Wien. roman.lahodinsky@boku.ac.at

Claudia LANDSTETTER, AGES Österreichische Agentur für Gesundheit und Ernährungssicherheit GmbH, Spargelfeldstraße 191, 1220 Wien. claudia.landstetter@ages.at

Richard LEIN, Department für Geodynamik und Sedimentologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, 1090 Wien. richard.lein@univie.ac.at

Wolfgang A. LENHARDT, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Abt. Geophysik, Hohe Warte 38, 1190 Wien. wolfgang.lenhardt@zamg.ac.at

Manfred LINNER, Geologische Bundesanstalt, FA Kristallingeologie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. manfred.linner@geologie.ac.at

Piotr LIPIARSKI, Geologische Bundesanstalt, FA Rohstoffgeologie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. piotr.lipiarski@geologie.ac.at

Josef MAURACHER, Geologische Bundesanstalt, FA Rohstoffgeologie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. josef.mauracher@geologie.ac.at

Beatrix MOSHAMMER, Geologische Bundesanstalt, FA Rohstoffgeologie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. beatrix.moshammer@geologie.ac.at

Klaus MOTSCHKA, Geologische Bundesanstalt, FA Geophysik, Neulinggasse 38, 1030 Wien. klaus.motschka@geologie.ac.at

Franz OTTNER, Institut für Angewandte Geologie, Department für Bautechnik und Naturgefahren der Universität für Bodenkultur Wien, Peter-Jordan-Str. 70, 1190 Wien. franz.ottner@boku.ac.at

Mandana PERESSON, Geologische Bundesanstalt, FA Rohstoffgeologie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. mandana.peresson@geologie.ac.at

Michael PERNERSTORFER, Amt der NÖ Landesregierung, Landhausplatz 1, 3109 St. Pölten. michael.pernerstorfer@noel.gv.at

Sebastian PFLEIDERER, Geologische Bundesanstalt, FA Rohstoffgeologie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. sebastian.pfleiderer@geologie.ac.at

Rudolf PHILIPPITSCH, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Sektion VII, Marxergasse 2, 1030 Wien. rudolf.philippitsch@lebensministerium.at

Herbert PIRKL, Plenergasse 5/27, 1180 Wien. herbert.pirkl@a1.net Gerlinde POSCH-TRÖZMÜLLER, Geologische Bundesanstalt, FA Rohstoffgeologie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. gerlinde.posch@geologie.ac.at

Julia RABEDER, Geologische Bundesanstalt, FA Rohstoffgeologie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. julia.rabeder@geologie.ac.at

Reinhard ROETZEL, Geologische Bundesanstalt, FA Sedimentgeologie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. reinhard.roetzel@geologie.ac.at

Fred RÖGL, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, 1010 Wien. fred.roegl@nhm-wien.ac.at

Christian RUPP, Geologische Bundesanstalt, FA Sedimentgeologie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. christian.rupp@geologie.ac.at

Reinhard SACHSENHOFER, Lehrstuhl für Erdölgeologie, Montanuniversität Leoben, Peter-Tunner-Straße 5, 8700 Leoben. reinhard.sachsenhofer@mu-leoben.at

Roman SAUER, OMV E & P Labor, Protteser Straße 40, 2230 Gänserndorf. roman.sauer@omv.com

Albert SCHEDL, Geologische Bundesanstalt, FA Rohstoffgeologie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. albert.schedl@geologie.ac.at

Robert SCHMIDT, Hellbrunnerstraße 34, 5020 Salzburg. robert.schmidt@stud.sbg.ac.at

Wolfgang SCHNABEL, Hasenauer Straße 8, 1190 Wien. wolfgang.schnabel@utanet.at

Gerhard SCHUBERT, Geologische Bundesanstalt, FA Hydrogeologie und Geothermie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. gerhard.schubert@geologie.ac.at

Ralf SCHUSTER, Geologische Bundesanstalt, FA Kristallingeologie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. ralf.schuster@geologie.ac.at

Joachim SCHWEIGL, Amt der NÖ Landesregierung, Landhausplatz 1, 3109 St. Pölten. joachim.schweigl@noel.gv.at

Peter SLAPANSKY, Geologische Bundesanstalt, FA Geophysik, Neulinggasse 38, 1030 Wien. peter.slapansky@geologie.ac.at

Harald STEININGER, Amt der NÖ Landesregierung, Landhausplatz 1, 3109 St. Pölten. harald.steininger@noel.gv.at

Michael WAGREICH, Department für Geodynamik und Sedimentologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, 1090 Wien. michael.wagreich@univie.ac.at

Wencke WEGNER, Department für Lithosphärenforschung, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, 1090 Wien. wencke.wegner@univie.ac.at

Julia WEILBOLD, Geologische Bundesanstalt, FA Rohstoffgeologie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. julia.weilbold@geologie.ac.at

Godfrid WESSELY, Siebenbrunnengasse 29, 1050 Wien. geowes@chello.at

Ingeborg WIMMER-FREY, Geologische Bundesanstalt, FA Rohstoffgeologie, Neulinggasse 38, 1030 Wien. ingeborg.wimmer-frey@geologie.ac.at

Ilka WÜNSCHE, Geologische Bundesanstalt, FA Paläontologie und Sammlungen, Neulinggasse 38, 1030 Wien. ilka.wuensche@geologie.ac.at

Vorwort

Die Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt ist ein wichtiger Fixpunkt im Bereich der geowissenschaftlichen Forschung in Österreich. Diese alle zwei Jahre wiederkehrende Veranstaltung versammelt Geowissenschaftlerinnen und Geowissenschaftler verschiedener universitärer und außeruniversitärer Institutionen. Die Kombination von wissenschaftlichen Vorträgen zur Geologie eines bestimmten Gebietes, das in einem Kartenblatt detailliert dargestellt wird, mit nachfolgender Präsentation und Diskussion an Aufschlüssen im Gelände, hat sich sehr bewährt. Die Existenz und Weiterführung der Arbeitstagung ist ein wichtiges Zeichen für unser Bestreben, die große Bedeutung der geologischen Kartierung als Eckpfeiler geowissenschaftlicher Grundlagenforschung zu betonen. Die ganzheitliche Erfassung aller geowissenschaftlichen Daten im Gelände ist die Basis für die Erstellung und Verfeinerung des geologischen Modells Österreichs. Wir setzen diese wichtige Tätigkeit bewusst fort und sind froh, dass die limitierte Anzahl hauseigener Kartiererinnen und Kartierer durch auswärtige Experten unterstützt wird.

Das gedruckt vorliegende Blatt GK 50 Ober-Grafendorf hat eine geologische Besonderheit aufzuweisen, da hier die Überschiebungsfront der Alpen dem Variszischen Gebirge (Böhmische Masse) am nächsten kommt. Nur 5 km trennen die Front der Allochthonen Molasse bei Kilb vom südlichsten Kristallinaufschluss am Waidaberg östlich St. Leonhard am Forst. Das benachbarte GK 50 Blatt St. Pölten befindet sich für den Molasseanteil und den Bereich der Nördlichen Kalkalpen in Manuskripterstellung, die Kartierung in der Flyschzone soll im Jahr 2014 abgeschlossen werden.

Einige ehemalige Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt leisten auch nach ihrer Pensionierung wertvolle Arbeit für die Geologie von Österreich, in dem Sie ihr umfassendes geologisches Wissen in die Erstellung neuer Kartenblätter einbringen. In besonderer Weise möchte ich Dr. Wolfgang Schnabel erwähnen, der vor kurzem sein 75. Lebensjahr vollendete und dem der vorliegende Band zur Arbeitstagung 2013 gewidmet ist, und Dr. Godfrid Wessely, der Anfang nächsten Jahres sein 80. Lebensjahr vollenden wird und ein nimmermüder Unterstützer unserer vielfältigen Tätigkeiten ist.

Allen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern der GBA sowie den auswärtigen Fachkolleginnen und Fachkollegen, die inhaltlich und organisatorisch zum Gelingen der Arbeitstagung beigetragen haben, möchte ich für Ihren Einsatz zum Gelingen der Arbeitstagung herzlich danken.

Dr. Peter Seifert

Vorträge

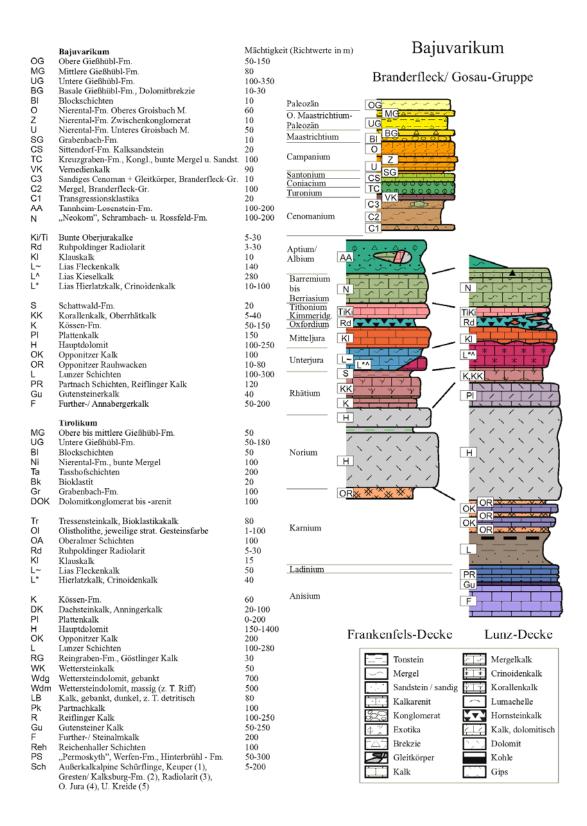
Schichttypen und Strukturen in den östlichen Kalkvoralpen

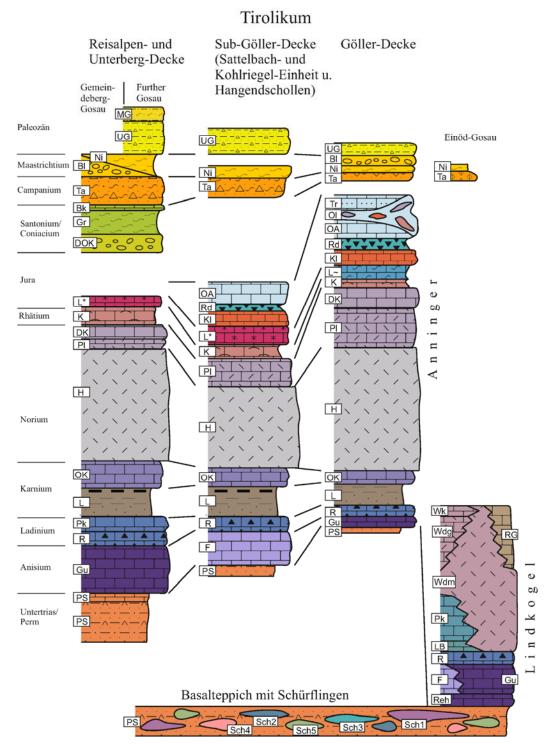
G. WESSELY

Für das östliche Voralpengebiet zwischen Wien und der Pielach wird eine Übersicht über die Schichtfolgen des Bajuvarikums und des nördlichen Tirolikums gegeben (Abb. 1) und bewertet, welche Aussagekraft das Auftreten von Schichten und Faziestypen für die Zuordnungen zu strukturellen Großeinheiten (Abb. 2) besitzen. Auf der Grundlage der Kartierungsergebnisse im Kalkalpin der Blätter 58 Baden, 57 Neulengbach, 56 St. Pölten und 55 Ober-Grafendorf werden großtektonische Zuordnungen erhärtet oder modifiziert, und Teilstrukturen in ihrer Anordnung geschärft oder neu herausgearbeitet. Die Dokumentation dafür erfolgt durch eine tektonische Übersichtskarte, einer Darstellung strukturrelevanter Schichttypen und durch vier Schnittserien, gegliedert nach Kartenblättern (Abb. 2). Wesentliche Hauptpunkte der Ergebnisse sind:

- 1. Der durchgehende Verlauf einer Muldenzone von höherer Unterkreide von Kirchdorf bis Wien in der Frankenfels-Decke.
- 2. Ein auf weite Strecken verfolgbarer überschlagener und herausgeschobener Südschenkel derselben, deckentrennend zur Lunz-Decke.
- 3. Ein Herantreten der Lunz-Decke mit verschiedenen Schichten und Strukturen an die Überschiebungsbahn über die Frankenfels-Decke.
- 4. Die alleinige Oberflächenvertretung von Frankenfels-Decke im Bajuvarikum zwischen nördlich Ramsau und westlich des Höherberges nördlich Nöstach.
- 5. In den östlichen Kalkvoralpen erfolgende südgerichtete Überkippung der Kalkalpenüberschiebung und Rückschuppungen bis zur Höllensteinantiklinale.
- 6. Ein Übergreifen der Branderfleck/Gosau-Gruppe über Frankenfels- und Lunz-Decke und teilweise Plombierung der Überschiebungsgrenze zwischen denselben.
- 7. Die Bekräftigung einer Stellung der Sattelbach- und Kohlriegel-Einheit als ungebunden von einer Fensteranordnung.
- 8. Die Existenz großdimensionaler Eingleitungen in einigen Zeitabschnitten.

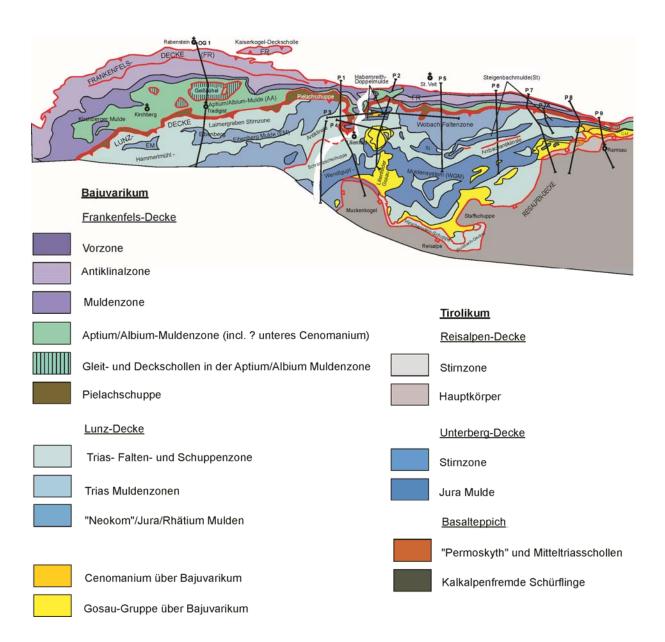
Die Darstellungen sollen zum besseren Verständnis der Tektonik auf den Blättern St. Pölten und Neulengbach sowie den bereits erschienenen Blättern Baden und Ober-Grafendorf beitragen.





Mächtigkeiten nicht maßstäblich, Jura-Rotkalke leicht überhöht.

Abb. 1: Die Schichtfolgen der östlichen Kalkvoralpen.



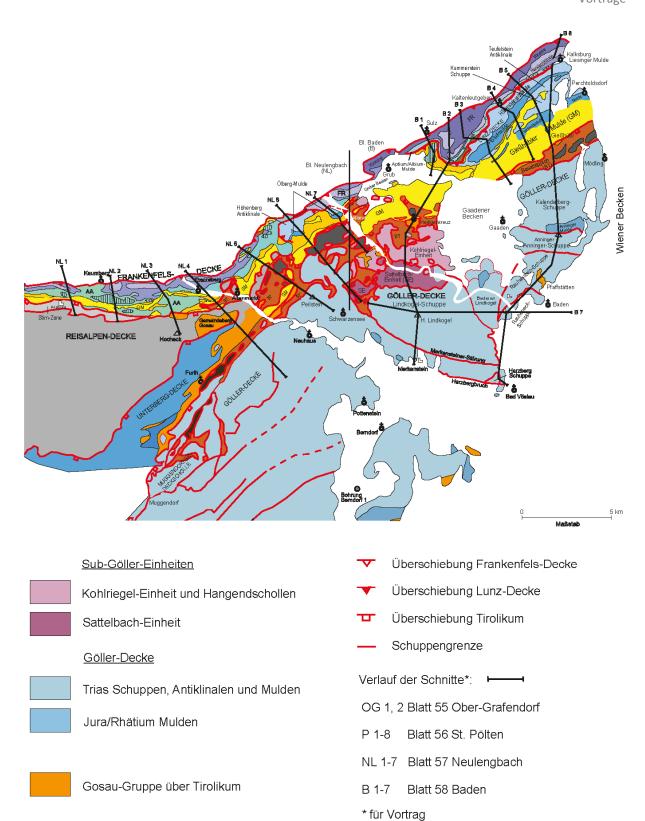


Abb. 2: Tektonische Übersichtskarte des östlichen Kalkvoralpengebietes.

Stratigrafie und Lithofazies der Branderfleck-Formation und der Gosau-Gruppe (Oberkreide) von Lilienfeld (ÖK 56 St. Pölten)

M. WAGREICH

Kurzfassung

Die Oberkreideschichtfolge im Gebiet von Lilienfeld (Niederösterreich) umfasst Branderfleck-Formation (Cenomanium-Turonium?) und Gosau-Gruppe (Coniacium?-Santonium bis Maastrichtium). Die Schichtfolge liegt diskordant auf Lunz-Decke (Hochbajuvarikum) und wird im Süden von höheren Deckeneinheiten des Tirolikums überschoben. Die Abfolge der Branderfleck-Formation kann in drei Abschnitte geteilt werden: (1) basale Dolomitbrekzien, (2) Orbitolinen führende Sandsteine, siltige Mergel und Brekzienlagen, (3) Konglomerate und Sandsteine, die einen Übergang in die Schichtfolge der Gosau-Gruppe zeigen. Orbitolinen, Rotaliporen, Praeglobotruncanen und kalkiges Nannoplankton belegen Untere Cenomanium bis Grenzbereich Cenomanium-Turonium. Darüber folgt die Gosau-Gruppe, die am Nordrand ihrer Verbreitung scheinbar konkordant auf der Branderfleck-Formation liegt. Die Abfolge beginnt mit basalen rötlichen Konglomeraten der Kreuzgraben-Formation, darüber folgen marine Sandsteine des oberen Santonium ("Sittendorf-Formation") und graue Schelfmergel (Grabenbach-Formation). Diese Abfolge wird teilweise diskordant überlagert von roten und grauen Mergelkalken der Nierental-Formation (Campanium) mit wechselnden Anteilen von turbiditischen Sandstein- und Brekzienlagen, und einer hangenden, bis 50 m mächtigen Karbonatbrekzie (Spitzenbach-Formation, oberstes Campanium). Die hangenden siliziklastischdominierten Turbiditabfolgen der Gießhübl-Formation weisen ein Maastrichtium-Alter auf.

Abstract

The Upper Cretaceous succession in the area of Lilienfeld (Lower Austria) comprises the Branderfleck Formation (Cenomanian-Turonian?) and the Gosau Group (Coniacian?-Santonian to Maastrichtian). The succession unconformably overlies older strata of the Lunz Nappe (high Bajuvaric Unit) and is overthrust by higher Tyrolic thrust units from the south. The Branderfleck Formation can be subdivided into 3 parts: (1) basal dolomite breccias, (2) *Orbitolina*-bearing sandstones, silty marls and breccia beds, (3) conglomerates and sandstones, which show a transition into the Gosau Group. *Orbitolina*, *Rotalipora*, *Praeglobotruncana* species and calcareous nannofossils proof a stratigraphic range from Lower Cenomanian up to the Cenomanian-Turonian boundary. At the northern part of the Lunz Nappe, the Gosau Group appears to lie conformably above the Branderfleck Formation. The succession starts with basal reddish conglomerates of the Kreuzgraben Formation, overlain by marine sandstones of the upper Santonian ("Sittendorf Formation") and grey neritic shelf marls (Grabenbach Formation). These strata are partly unconformably overlain by red and grey marly limestones of the

Nierental Formation (Campanian), including varying amounts of turbiditic sandstone- and breccia layers, and an up to 50 m thick carbonate breccia unit (Spitzenbach Formation, uppermost Campanian). The overlying siliciclastic turbidite succession of the Gießhübl Formation is Maastrichtian in age.

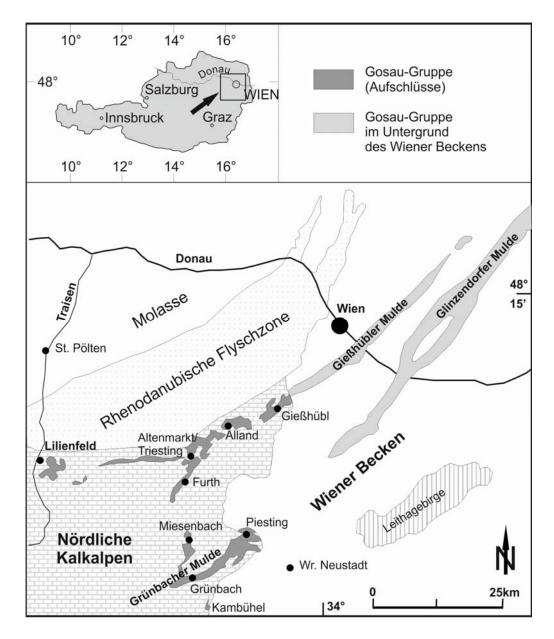


Abb. 1: Schematischer Überblick über die Oberkreide-Paläogenvorkommen der östlichsten Kalkalpen und des Untergrundes des Wiener Beckens mit den wesentlichen Lokalitäten, die im Text erwähnt werden.

Einleitung

Die Oberkreidesedimente sowie fallweise vorhandene paläogene Ablagerungen der östlichen Kalkvoralpen Niederösterreichs (Abb. 1) stellen klassische geologische Untersuchungsgebiete dar, die, ausgehend vom Wienerwald, schon früh das naturwissenschaftliche Interesse auf sich zogen (u.a. HERTLE, 1865; TOULA, 1882). Vor allem auf paläontologischen Untersuchungen beruhend, aber auch im Hinblick auf tektonische Bewegungen ("tektonische Phasen",

Einzeitung von Deckenbewegungen), stellt die Kenntnis über diese Ablagerungen wichtige Meilensteine in der Erforschungsgeschichte der östlichen Kalkalpen dar. Das Gebiet um Lilienfeld (ÖK 56 St. Pölten) wurde schon früh in diese Untersuchungen einbezogen, vor allem aufgrund der Kohlebergbaue in der Lunz-Formation. Die Gosauabfolgen wurden erstmals von HERTLE (1865) erkannt und sowohl in ihrer Abfolge als auch in ihrer Verbreitung beschrieben.

Die Orbitolinen führenden Sedimente der basalen Oberkreide, heute unter dem Begriff Branderfleck-Formation zusammengefasst (SCHLAGINTWEIT & WAGREICH, 2005), sind seit BITTNER (1897, 1901) aus dem Gebiet von Marktl bei Lilienfeld bekannt. Kartenmäßig detailliert dargestellt wurden diese Kreidesedimente erstmals von BITTNER (1907). Der Südteil des Gosauvorkommens liegt bereits auf dem Blatt Schneeberg-St. Ägyd (SPENGLER, 1931). SPITZ (1910) und SPENGLER (1931) beschrieben Orbitolinen führende Gesteine aus den niederösterreichischen Kalkvoralpen und aus dem Wienerwald, ohne sie allerdings auf den geologischen Karten als eigenständige Einheit auszuscheiden.

Aufbauend auf BITTNER (1901, 1907) und SPENGLER (1931) kartierte NEUBAUER (1949) das kalkalpine Gebiet um Lilienfeld im Rahmen einer Dissertation. OBERHAUSER (1963) brachte v.a. neue stratigrafische Daten zur Nierental-Formation des Untersuchungsgebietes mit einer Einstufung von Oberem Santonium bis Campanium. Später untersuchten ERKAN (1972) und LÖCSEI (1974), wieder in Form von Dissertationsarbeiten, die grobklastischen Kreidesedimente der östlichen Kalkalpen. ERKAN (1972) bearbeitete vor allem die Konglomerate der Gosau-Gruppe und führte ein "Lilienfelder Konglomerat" ein, LÖCSEI (1974) untersuchte "Mittel"-Kreideabfolgen, u.a. auch die Lokalität Marktl bei Lilienfeld.

Im Rahmen einer Vorarbeit am Institut für Geologie der Universität Wien wurde die Gosau von Lilienfeld vom Verfasser neu bearbeitet (WAGREICH, 1983, 1986; FAUPL & WAGREICH, 1983) und in der Folge speziell Urgonkalkgerölle (WAGREICH & SCHLAGINTWEIT, 1990) und ihre Chromspinellführung untersucht (WAGREICH et al., 1995). Stratigrafie und Schwermineralführung der Orbitolinen führenden Schichten von Marktl wurden von WAGREICH (2003a) und SCHLAGINTWEIT & WAGREICH (2005) bearbeitet, nachdem erste Hinweise in FAUPL & WAGREICH (1992) gegeben wurden. Im Rahmen der Neuaufnahme des Gebietes für die Geologische Karte 1:50.000, Blatt 56 St. Pölten, wurden Übersichtsbegehungen und Aufnahmen von neuen Forststraßenaufschlüssen durchgeführt (WAGREICH, 2009, 2010; siehe auch WESSELY, 2007, 2008, 2009, 2011a, b, 2012). Eine Übersicht über die Abfolgen sowie spezielle Bearbeitungen des Campaniums wurden von WAGREICH et al. (2011) gegeben. Proben aus dem Gebiet wurden zuletzt in die vergleichenden sedimentgeochemischen Untersuchungen von HOFER et al. (2013) einbezogen.

Gegen Osten zu, ebenfalls noch im Bereich des Kartenblattes ÖK 56 gelegen, bilden die Oberkreidegesteine um Ramsau südlich Hainfeld die Fortsetzung der Lilienfelder Vorkommen mit einer ähnlichen Schichtfolge inklusive Gesteinen der Branderfleck-Formation (ERKAN, 1972; WESSELY, 2007, 2008). Bei Ramsau sind diese Gesteine in einen Geopfad miteinbezogen (WESSELY, 2010).

Geologische Übersicht

Die untersuchten Oberkreidesedimente liegen auf einer Trias- bis Unterkreide-Schichtfolge der Lunz-Decke (Hoch-Bajuvarikum) diskordant auf. Während die Branderfleck-Formation auf einen Muldenzug im nördlichen Teil der Lunz-Decke beschränkt ist, bildet die Gosau-Gruppe einen durchgehenden Höhenzug von Norden (Vordereben südlich Elisenhöhe über die Klostereben) bis zur Hintereben im Süden (auf Blatt 74 Hohenberg). Diese "Gosauplatte" (SPENG-LER, 1931) liegt diskordant über einem gefalteten und geschuppten Untergrund der Lunz-Decke (u.a. NEUBAUER, 1949; WESSELY, 2010, 2011a). Von Süden, am Hang des Muckenkogels, wird das Vorkommen von der Reisalpen-Decke und zwischenlagernden Schuppen, z.T. ebenfalls mit Gosausedimenten, überschoben.

Die Schichtfolge im Untergrund der diskordant aufliegenden Oberkreidegesteine bildet eine Abfolge von Mitteltrias (Gutenstein- und Reifling-Formation), Lunz-Formation mit Kohleführung (alte Kohlenbergbaue bei Lilienfeld und Schrambach, u.a. LIPOLD, 1865), Opponitz-Formation, Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössen-Formation, Hierlatz-Formation, Chiemgau-Formation, Allgäu-Formation, Klaus-Formation, geringmächtige Ruhpolding-Formation und Oberjura-Kieselkalke, Schrambach-Formation ("Aptychenschichten") mit Sandsteinlagen im hangenden Abschnitt (Äquivalente zur Rossfeld-Formation).

Zwischen Branderfleck-Formation (ab dem Cenomanium) und der Schrambach-Formation (wohl bis etwa Barremium/Aptium, e.g. DECKER et al., 1987) sind keine "Mittelkreide"-Schicht-glieder erhalten, insbesondere fehlen Losenstein- und Tannheim-Formation, wie sie für die nördlich gelegene Frankenfels-Decke typisch wären (WAGREICH, 2003b). Die Abfolge der überlagernden Gosau-Gruppe reicht von Santonium bis Maastrichtium, Paleozän ist im Lilienfelder Gebiet bisher nicht nachgewiesen (WAGREICH, 1986).

Branderfleck-Formation

Der Begriff "Branderfleckschichten" bzw. Branderfleck-Formation geht auf GAUPP (1980) und WEIDICH (1984a) zurück und wurde in den westlichen Kalkalpen (Typlokalität Branderflecksattel, Hohenschwangauer Berge, Bayern) definiert. Bei der Branderfleck-Formation der westlichen Kalkalpen (u.a. GAUPP, 1980, 1982; WEIDICH, 1984a, b, 1985) handelt es sich um Brekzien und Schelfsandsteine des Cenomaniums, z.T. mit Orbitolinen ("Untere Branderfleckschichten" nach GAUPP, 1980) und einer überlagernden Tiefwasserabfolge mit Turbiditen, Brekzien, Mergeln und Tonsteinen ("Obere Branderfleckschichten" nach GAUPP, 1980), die bis in das höchste Santonium/tiefste Campanium reicht (WEIDICH, 1984a). FAUPL & WAGREICH (1992) erweiterten den lithostratigrafischen Begriff auf äquivalente Gesteine in den Weyerer Bögen (Brekzien, Sandsteine und Mergel der Pichlbaueralm mit einem mittelturonem Alter) und den Orbitolinen führenden Gesteinen von Marktl und des Wienerwalds (vorwiegend Cenomanium). Allen diesen östlichen Vorkommen ist eine Position im Nordbereich der Lunz-Decke gemein. Charakteristisch sind auch die Schwerminerale, die neben Chromspinell signifikante Anteile von blauen Alkaliamphibolen beinhalten (bis 30 %, Glaukophan i. w. S.; FAUPL

& WAGREICH, 1992). Detaillierter bearbeitet wurden diese Abfolgen in den östlichen Kalkalpen von PLÖCHINGER & SALAJ (1991), WAGREICH (2003a) und SCHLAGINTWEIT & WAGREICH (2005).

Im Rahmen von Neubegehungen für ÖK 56 wurden, aufgrund von neu errichteten Forstwegen, neue Aufschlüsse im Bereich S Marktl untersucht, die vor allem den höheren Bereich der Branderfleck-Formation aufschließen, der von WAGREICH (2003a) nicht bearbeitet wurde. Diese neuen Aufschlüsse zeigen ein faziell stärker differenziertes Bild und sind auch für die Beziehung der Branderfleck-Formation zur Gosau-Gruppe von Bedeutung.

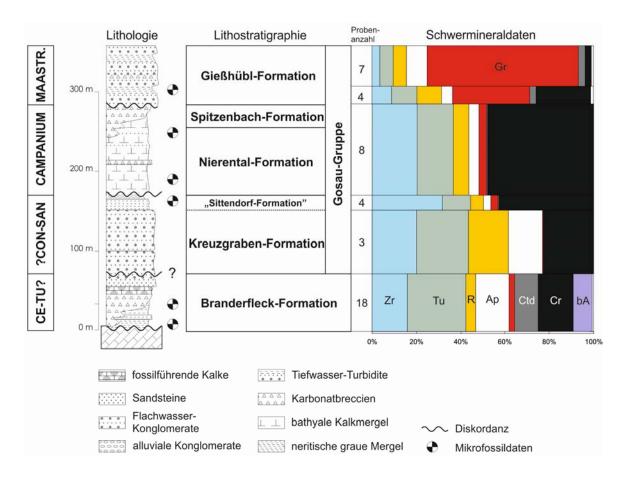


Abb. 2: Schichtfolge der Oberkreide von Lilienfeld (Branderfleck-Formation und Gosau-Gruppe), schematisiertes zusammengesetztes lithologisches Profil, Chrono- und Lithostratigrafie, sowie mittlere Schwermineralgehalte von Sandsteinen.

Lithofazies

Die Branderfleck-Formation von Marktl gliedert sich in mehrere Abschnitte (Abb. 2). Die besten Aufschlüsse finden sich in einer muldenartigen Struktur an der südlichen Flanke des Seitentales ("Habernreithtal") von Marktl (Fabrik Neumann, Haltestelle Kote 368) Richtung Zdarskyruhe und Gehöft Habernreith (neue Forststraße, Beginn BMN M34 R: 696369, H: 321181, WGS84 E: 15°36′51", N: 48°01′38,6") bzw. Elisenhöhe (BMN M34 R: 696154, H: 320637, WGS84 E: 15°36′40,9", N: 48°01′20,9").

Basale Dolomitbrekzien: Dolomitbrekzien entwickeln sich zumeist graduell aus anstehendem Hauptdolomit. Eine scharfe Grenzziehung ist oft schwierig, besonders wo tektonisch zerlegter Dolomit im Sinne tektonischer Brekzien in sedimentäre Brekzien übergeht. Erkennungsmerkmal für die sedimentären Brekzien sind farblich unterschiedliche Dolomitkomponenten oder die Beimischung anderer Lithologien. Die Brekzien können Abschnitte über mehrere Meter erreichen, wobei ein schwacher Gradierungstrend feststellbar ist. Im hangenden Teil können in der Matrix der Brekzien vereinzelt Orbitolinen auftreten. Im Wesentlichen handelt es sich bei den Brekzien um submarine, "mass-flow talus"-Bildungen mit geringen Transportweiten, wie die eckigen Komponenten sowie die spärliche Orbitolinen-Führung belegen. Belege für eine Auftauchphase vor der Sedimentation sind nicht direkt nachzuweisen, allerdings sprechen der Abtrag von zumindest einigen Zehnermetern an Jura und Unterkreideschichten sowie die unregelmäßige Basisfläche, die auf Verkarstung zurückzuführen sein könnte, doch für eine subaerische Exposition und Erosion von Teilen der Lunz-Decke vor der Sedimentation der Branderfleck-Formation.

Sandsteine, siltige Mergel und Brekzienlagen: Über den weitgehend monomikten Basisbrekzien folgen Sandsteine, Siltsteine und dunkel bis mittelgraue Mergelsteine mit polymikten Brekzienlagen. Die Brekzien setzen sich aus Hauptdolomit und wechselnden Anteilen von Kalken (u.a. Hierlatzkalk, Schrambach-Formation) zusammen. Dazu sind distinkte Komponenten von gleichalten Flachwasserkalken und Schuttkalken vorhanden, die durch ihre Fossilführung, v.a. Orbitolinen und Corallinaeceen, sowie typische, angebohrte Gerölle gekennzeichnet sind. Aufgrund der Kartierung scheinen in diesen mergelreichen Abschnitten immer wieder größere (Kalk-) Schollen als Olistolithe aufzutreten (WAGREICH, 2003a; WESSELY, 2007). Die graublauen, bräunlich verwitternden Sandsteine zeigen wechselnde Anteile von Orbitolinen bis zu Orbitolinenlumachellen, die den auffallendsten Gesteinstyp darstellen und schon früh (BITT-NER, 1897) beschrieben wurden. Diese Sandsteine sind auch durch ihre typischen Schwermineralspektren mit blauen Alkaliamphibolen gekennzeichnet (FAUPL & WAGREICH, 1992; WAGREICH, 2003a).

Konglomerate und Sandsteine: Im hangenden gehen die mergelreicheren Abschnitte wieder in Sandsteine mit Konglomeratlagen über. Die Konglomerate bilden bis 1 m mächtige Lagen innerhalb grauer, bräunlich verwitternden Sandsteine. Vereinzelt treten Bivalvenschalen und Gastropoden (Vernedien) auf. Im Bereich von Ramsau südlich Hainfeld sind wohl auch brackische, Gastropoden führende schwarze Kalke aus diesem Abschnitt bekannt (WESSELY et al., 2006).

Biostratigrafie

Die tieferen Anteile der Abfolge (Brekzien und Sandsteine) können durch Orbitolinen eingestuft werden. Das Auftreten von der kennzeichnenden Art *Orbitolina concava*, Unteres Cenomanium, *Mesorbitolina aperta*, Oberes Albium bis unterer Teil des Unteren Cenomanium und

Conicorbitolina conica, Unteres bis Mittleres Cenomanium, spricht insgesamt für Unteres Cenomanium. Auch benthische Foraminiferen und Dasycladaceen unterstützen diese Alters-einstufung (SCHLAGINTWEIT & WAGREICH, 2005).

Die mergeligen Anteile im mittleren Abschnitt führen Rotaliporen, die weiter im Osten, bei Altenmarkt an der Triesting, nach PLÖCHINGER & SALAJ (1991) auf ein Mittel- bis Spät-Cenomanium-Alter hinweisen (u.a. *Thalmanninella brotzeni, Rotalipora montsalvensis*). Entlang der neuen Forststraße südlich Haberreiter (WAGREICH, 2010) konnten in den Mergeln neben Orbitolinen noch u.a. *Rotalipora deeckei* und *Praeglobotruncana gibba* (LI09/5, BMN M34 R: 696155, H: 320867, WGS84 E: 15°36'40,7", N: 48°01'28,1") festgestellt werden, die für höheres Cenomanium sprechen. Turone Anteile sind aufgrund von Foraminiferenfaunen mit Praeglobotruncanen, aber ohne Rotaliporen ebenfalls wahrscheinlich (LI09/4B, BMN M34 R: 696226, H: 320984, WGS84 E: 15°36'44,2", N: 48°01'32,1").

Nannofossilproben aus diesem Abschnitt sind oft schlecht erhalten und stark rekristallisiert, es finden sich aber doch immer wieder Leitformen des Cenomaniums bis in den Grenzbereich Cenomanium-Turonium. Im stratigrafisch tiefsten Mergel direkt über den basalen Brekzien war *Lithraphidites* cf. *acutus* (LI10/4-1; UC3a-4b, Mittel- bis unteres Ober-Cenomanium; Nannofossil-Standardzonierungen nach BURNETT, 1998 (UC-Zonen), sowie SISSINGH (1977) und PERCH-NIELSEN, 1985 (CC-Zonen)) zu finden. *Cretarhabdus striatus* (LI09/5, bis UC4a, bis unteres Ober-Cenomanium) und *Corollithion kennedyi* (LI09/7M; UC1-3d, Unter- bis Mittel-Cenomanium) sind ebenfalls in diesem Abschnitt zu finden. Auch das Auftreten von *Lucianorhabdus* sp. weist auf ein wahrscheinliches Cenomanium-Alter hin, ebenso *Nannoconus truitti*. Jüngere Abschnitte in diesen Mergeln belegt *Quadrum* cf. *intermedium* (LI09/4B), ein Marker, der erst im Cenomanium-Turonium Grenzbereich (UC5c-7) auftritt.

Der hangende Abschnitt mit Sandsteinen und Konglomeraten ist nur schwer biostratigrafisch einzuordnen. Orbitolinen konnten nicht gefunden werden. An Makrofossilien treten Vernedien ("Itruvien") auf, die auf ein mögliches Turonium-Alter hinweisen (KOLLMANN, 1968), allerdings auch im Cenomanium auftreten (WESSELY et al., 2006). Schlämmproben aus diesem Bereich lieferten keine planktonischen Foraminiferen, Nannofossilproben sind fossilleer, und es wird teilweise ein brackisch-limnischer Abschnitt vermutet (WESSELY et al., 2006). Da in den unterlagernden Mergeln schon der Grenzbereich Cenomanium-Turonium nachgewiesen ist, wird diesem hangenden Abschnitt ein Turonium-Alter zukommen (WESSELY et al., 2006).

Zur Beziehung von Branderfleck-Formation zur Gosau-Gruppe

Sowohl in den westlichen Kalkalpen als auch in den Weyerer Bögen sind Branderfleck-Formation und Gosau-Gruppe klar zu trennen, obwohl sie sich in ihrer (chrono-) stratigrafischen Reichweite überschneiden können (WEIDICH, 1984a, b; FAUPL & WAGREICH, 1992). Die Branderfleck-Formation der westlichen Kalkalpen liegt entweder diskordant auf älterem Untergrund (Lechtal-Decke, Hochbajuvarikum) oder geht konkordant aus der Losenstein-Formation

(Allgäu-Decke, Tiefbajuvarikum) hervor. Beiden Bereichen gemeinsam ist der rasche Übergang von Seichtwassergesteinen in eine Tiefwasserfazies spätestens ab dem Späten Turonium (WEIDICH, 1984a, 1985). Dabei können Seichtwassergesteine der Gosau (Gosau-Fazies) in Tiefwasserabfolgen der Branderfleck-Formation als Olistolithe umgelagert werden (WEIDICH, 1984a; SCHLAGINTWEIT & WEIDICH, 1991). Sie belegen damit ein Naheverhältnis der Gosau-Gruppe zur Branderfleck-Formation, wobei faziell Seichtwasser (Gosau-Gruppe im Süden) von Tiefwasser (Branderfleck-Formation im Norden der Lechtal-Decke) getrennt werden kann (WEIDICH, 1984b). Stratigrafisch ist die Überschneidung vom Spät-Turonium bis in den Grenzbereich Santonium/Campanium gegeben (WEIDICH, 1984a, b).

Gegen Osten zu sind in weiten Bereichen kaum Reste von Branderfleck-Formation gegeben, wohl auch durch den "tirolischen Bogen" bedingt, durch die weitläufige Überdeckung des Bajuvarikums durch tirolische Decken in Salzburg-Oberösterreich, und tektonischer Zerscherung entlang von Seitenverschiebungen am Kalkalpenrand (Innsbruck-Salzburg-Amstetten (ISAM)-Störungssystem; EGGER, 1997). Teile der früher als "Walserbergserie" bezeichneten Gesteine im Grenzbereich Flyschzone zu Kalkalpennordrand bei Salzburg dürften Reste von Branderfleck-Formation in äqivalenter "hochbajuvarischer" Position darstellen (EGGER et al., 2012).

Das nächste bekannte Vorkommen gegen Osten befindet sich in den Weyerer Bögen. Die Branderfleck-Formation der Pichlbaueralm auf der Lunz-Decke zeigt eine abtiefende Abfolge von Brekzien, Sandsteinen und sandigen Mergeln, deren hangender Abschnitt in das Mittel-Turonium eingestuft wurde (FAUPL & WAGREICH, 1992; SUMMESBERGER, 1992) und deren Sedimentation wohl im Grenzbereich Cenomanium-Turonium beginnt. Darüber folgt diskordant ein rötliches Konglomerat, das dem typischem Gosau-Basiskonglomerat (Kreuzgraben-Formation) entspricht, und das, im regionalen Vergleich, ins Ober-Turonium/Unter-Coniacium einzustufen ist (FAUPL & WAGREICH, 1992; EGGER & VAN HUSEN, 2011). Gerölle von Sandsteinen der Branderfleck-Formation innerhalb des Campaniums der Gosau-Gruppe belegen darüber hinaus die Erosion dieser unterlagernden Einheiten.

Das Vorkommen von Marktl/Lilienfeld stellt das nächste bekannte Vorkommen von Branderfleck-Formation östlich der Weyerer Bögen dar, und damit den Beginn der als Gießhübler
Mulde bezeichneten Synklinale mit Oberkreide- bis Paleozängesteinen auf der Lunz-Decke
(u.a. WESSELY, 1974; WESSELY et al., 2006). Obwohl die Aufschlussverhältnisse relativ
schlecht sind, gibt es hier auch Hinweise auf eine konkordante Schichtfolge vom Cenomanium
bis ins Paleozän, etwa bei Sittendorf (WESSELY, 1974; WESSELY et al. 2006), sodass die
Unterscheidung Branderfleck-Formation zu Gosau-Gruppe nicht immer leicht fällt. Rote Konglomerate ("Basiskonglomerate", Kreuzgraben-Formation) bilden zwar oft eindeutig die Basis
der Gosauabfolgen, am Nordrand der Gießhübler Mulde treten allerdings rötliche Konglomerate auch in tieferen Abschnitten auf, also innerhalb der Branderfleck-Formation (z.B. Steinbruchgebiet Flössl, südlich Kaltenleutgeben, WESSELY et al., 2006). In diesen Abschnitten
bildet eine wahrscheinlich turone, limnisch-brackisch beeinflusste Abfolge inklusive Vernedienkalke und Konglomeraten den Übergang von Branderfleck-Formation zu Gosau-Gruppe,

wobei diese vorwiegend brackisch-limnischen Abfolgen zu den obersten Abschnitten der Branderfleck-Formation gestellt werden (u.a. WESSELY et al., 2006), aber auch als Basis der Gosau-Gruppe interpretiert werden könnten. Eindeutige zur Gosau-Gruppe zu stellende Gesteine folgen erst wieder mit den ersten marinen Überlagerungen, zumeist marinen Sandsteinen. Biostratigrafisch belegt ist erst wieder Santonium, weder Turonium noch Conia-cium sind hier eindeutig nachgewiesen. Für den Bereich der Gießhübler Mulde bis Lilienfeld ergibt sich somit am Nordrand der Mulde eine mögliche konkordante Abfolge und ein Übergang von Branderfleck- zu Gosausedimentation, wobei dieser Bereich noch weiter speziell, v.a. biostratigrafisch, untersucht werden müsste.

Gosau-Gruppe

Die interne Gliederung der Gosau-Gruppe von Lilienfeld in kartierbare Schichteinheiten geht schon auf HERTLE (1865) und SPENGLER (1931) zurück, und wurde von NEUBAUER (1949) übernommen. WAGREICH (1983, 1986) schuf dann die Grundlage für eine moderne lithostratigrafische Gliederung, die, auch im Vergleich mit benachbarten Gosauvorkommen wie der Gießhübler Mulde, der Further Gosau (WESSELY, 1974; WESSELY et al., 2006; WAGREICH et al., 2011) und der Weyerer Bögen (FAUPL, 1983; EGGER & VAN HUSEN, 2011), folgende, zum Großteil definierte Formationen umfasst:

- (1) Kreuzgraben-Formation (Coniacium-Santonium?)
- (2) Sandsteine des Santonium ("Sittendorf-Formation", WESSELY, 2010; Äquivalent dem "Karbonatsandstein des Mitterwäldchen", WESSELY et al., 2006)
- (3) Grabenbach-Formation (Oberes Santonium Unteres Campanium)
- (4) Nierental-Formation (Campanium)
- (5) Spitzenbach-Formation (Oberes Campanium)
- (6) Gießhübl-Formation (Maastrichtium)

Kreuzgraben-Formation

Unter dem Begriff Kreuzgraben-Formation der Gosau-Gruppe werden die weit verbreiteten rötlichen und bräunlichen "Basiskonglomerate" zusammengefasst. Die Basiskonglomerate von Lilienfeld entsprechen lithofaziell ganz dieser von der Typlokalität Gosau beschriebenen Fazies (KOLLMANN, 1982; WAGREICH, 1988, 1998). Einzig das Auftreten "exotischer" (also kalkalpenfremder) Gerölle wie Quarzporphyre (WAGREICH, 1983, 1986) und Urgonkalke (WAGREICH & SCHLAGINTWEIT, 1990) unterscheidet diese Konglomerate von jenen der Typlokalität, wofür aber kein eigener lithostratigrafischer Begriff (im Sinne von ERKAN, 1972: "Lilienfelder Konglomerat") notwendig erscheint.

Lithofaziell wurden diese Konglomerate eingehend von WAGREICH (1983, 1986) beschrieben (siehe auch WAGREICH & SCHLAGINTWEIT, 1990). Es dominieren Konglomeratbänke im Meterbereich, Sandsteinzwischenlagen weisen Horizontalschichtungen und Schrägschichtungen sowie selten Strömungsrippel auf. "Fining-upward"-Rinnenfüllungen von "braided-rivers",

möglicherweise im Bereich alluvialer Schwemmfächer, können rekonstruiert werden. Schüttungsrichtungen zeigen Transport aus NW bis N.

Neben den auffallenden Geröllen kalkalpenfremder Herkunft ist im Sandmaterial die Dominanz von Chromspinell in den Schwermineralspektren auffallend, der aus einem nördlichen Liefergebiet bezogen wird. Der Chemismus der Granate zeigt allerdings die Beteiligung von hochdruckmetamorphen Material an (hohe Pyropanteile), die typisch für südliche Ophiolithreste sind (HOFER et al., 2013).

"Sittendorf-Formation" (marine Sandsteine des Santonium): Dieser geringmächtige Abschnitt (bis 25 m) entspricht den Sandsteinen des Coniaciums-Santoniums aus der Gießhübler Mulde und der Further Gosau ("Marine Sandsteine und Konglomerate", WAGREICH, 1986; "Karbonatsandstein des Mitterwäldchen", WESSELY et al., 2006; "Sittendorf-Formation", WESSELY, 2010). Neue Aufschlüsse entlang von Forstwegen am NW Rand der Vordereben NW Gehöft Leopoldseder lassen einen besseren Einblick in diese Abfolge zu (WAGREICH, 2009).

Die roten Konglomerate der Kreuzgraben-Formation gehen im hangenden in bräunliche und graue, geschichtete Feinkonglomerate, Sandsteine und mergelige Sandsteine mit Kohleschmitzen im tieferen Abschnitt über. Entlang der neuen Forstraße liegen bis zu 4 m mächtige, graue, inkohlte Pflanzenreste und Kohlestückchen führende Sandsteine und sandige Mergel, die von zwei insgesamt 12 m mächtigen rötlich-grauen Konglomeratlagen überlagert werden. Die sandigen Mergel führen keine Mikrofossilien. Im Hangenden geht dieser Kong-lomeratabschnitt in 2 m, im dm-Bereich gebankte, graue Sandsteine mit Feinkonglomerat-linsen über, gefolgt von 2 m geschichteten, gelblich verwitternden Karbonatsandsteinen, 1,5 m rötlichem Kalkfeinsandstein und 1,8 m Feinkonglomerat (WAGREICH, 2009).

Faziell können diese Gesteine einem alluvialen Fächer im Übergang in den marinen Bereich, also einem "Fan-Delta" zugeordnet werden (WAGREICH, 1986). Sie wären somit faziell mit der Streiteck-Formation im Typusgebiet Gosau zu vergleichen (KOLLMANN, 1982; WAGREICH, 1988, 1998), obwohl die Gesteinsausbildung doch deutlich abweicht (v.a. dunkle Gesteinsfarbe, vorherrschender mariner Biodetritus, keine "coarsening-upward"-Zyklik mit typischen "Fan-Delta"-Konglomeratbänken). Es könnte damit ein eigener lithostratigrafischer Begriff für diesen Abschnitt gefunden werden ("Sittendorf-Formation" im Sinne von WESSELY, 2010).

Aus dieser Abfolge liegen zwar Daten über marine Fossilführung in Form von Biogendetritus vor (Corallinacea, Bryozoen, benthische Foraminiferen, Bivalven, Echinodermenfragmente, wenige planktonische Foraminiferenbruchstücke), eine genaue Einstufung ist nur schwer zu geben (WAGREICH, 1986). Im hangendsten Abschnitt mit mergeligen Feinsandsteinen sind u.a. *Lucianorhabdus cayeuxii* und *Marthasterites furcatus* gefunden worden (WAGREICH & SCHLAGINTWEIT, 1990), die ein Santonium-Alter (CC16/17) nahelegen, wohingegen Co-niacium nicht definitiv nachgewiesen werden konnte.

Grabenbach-Formation

Im Hangenden gehen die Sandsteine und Feinkonglomerate rasch in sandig-siltige graue Mergel über, die der Schelfmergelfazies der Grabenbach-Formation der Typlokalität Gosau entsprechen (KOLLMANN, 1982; WAGREICH, 1988). Dieser Abschnitt ist nur maximal 7 m mächtig und nur am Nordrand des Gosauvorkommens von Lilienfeld erhalten. Die grauen, siltig-sandigen Mergel und Mergelsteine weisen Karbonatgehalte von 37 bis 66 % auf, Sandsteinlagen wurden bisher nicht beobachtet.

Die Mikrofaunen an der Basis der grauen Mergel (Proben: LI08/11, LI08/17, WAGREICH, 2009) belegen hier schon ein vollmarines Milieu (u.a. *Marginotruncana pseudolinneiana*), die spärliche Nannoflora weist auf Santonium hin (CC 16/17 mit *Lucianorhabdus cayeuxii*). Die folgenden Mergel liefern planktonreiche Foraminiferenfaunen der *Dicarinella-asymetrica-*Zone (Santonium). Nannofossilien belegen CC17 bzw. CC17b (u.a. *Calculites obscurus* und gebogene *Lucianorhabdus cayeuxii*) und damit Ober-Santonium bis tiefstes Unter-Campanium. Im Hangenden werden die Mergel karbonatreicher und härter, der Planktonanteil bei Foraminiferen nimmt zu auf über 90 %. In diesem Übergangsbereich zu der überlagernden Nierental-Formation lieferte Probe LI08/18B aus grauen harten Kalkmergeln schon eine Unter-Campanium-Mikrofauna (*Globotruncanita elevata*, *Globotruncanita stuartiformis*, ohne Dicarinellen).

Nierental-Formation

Über den Konglomeraten der Kreuzgraben-Formation und den geringmächtigen marinen Sedimenten folgen zumeist mit einer deutlichen Winkeldiskordanz, vor allem in den südlicheren Aufschlussgebieten, die oft roten, aber auch hellgrauen und gelblich-grauen bis violett-grauen Kalkmergel und Mergelkalke der Nierental-Formation mit einer maximalen Mächtigkeit von 50 m. Karbonatgehalte von 55 bis 80 % sind charakteristisch (WAGREICH, 1986). Entlang des neuen Forststraßenprofils am Nordrand der Lilienfelder Gosau vollzieht sich innerhalb eines halben Meters der (hier konkordante) Übergang von den unterlagernden grauen in vorwiegend rötliche Kalkmergel und Mergelkalke der Nierental-Formation. Gradierte Sandsteinbänke, Feinkonglomerat- und Feinbrekzenbänke sind in wechselnden Anteilen innerhalb der Nierental-Formation zu finden (z.B. SE Leopoldseder, BMN M34 R: 696348, H: 319491, WGS84 E: 15°36'50,8", N: 48°00'43,8" oder im Steinbruch Klostereben, ÖK 74 Hohenberg, BMN M34 R: 696731, H: 317649, WGS84 E: 15°37'10,1", N: 47°59'44,3"; siehe auch KRENMAYR, 1999).

Nach den Foraminiferenfaunen ist dieses basale Intervall der Nierental-Formation noch in das (höhere) Unter-Campanium (Probe LI08/18A: *Globotruncanita elevata*, WAGREICH, 2009) einzustufen. In hangenden Abschnitten treten u.a. *Globotruncana arca* und *Rosita patelliformis* auf, die für höheres Campanium typisch sind (*ventricosa* Planktonforaminiferen-Zone; WAGREICH, 1986). Nannofossilproben sind oft stark rekristallisiert, wodurch nur selten Leitformen erkennbar sind. Das Auftreten von *Broinsonia parca* spricht jedenfalls generell für Campanium

(WAGREICH, 1986). Im tieferen Anteil ist schon wenige Meter über der Basis (Profil SE Leopoldseder) Ober-Campanium mit *Ceratolithoides aculeus* nachgewiesen. Proben aus dem höheren Abschnitt der Nierental-Formation führen *Ceratolithoides aculeus* und *Uniplanarius* (Quadrum) trifidus (CC22-23) und belegen damit höheres Ober-Campanium. Das Auftreten von *Eilfellithus eximius* (bis CC22c) spricht gegen ein Hinaufreichen ins Maastrichtium.

Spitzenbach-Formation

Über den bunten Mergelkalken der Nierental-Formation mit wechselnden Anteilen an Sandsteinlagen liegt ein in der Mächtigkeit stark wechselnder, bis zu 50 m mächtiger Abschnitt mit Karbonatbrekzien. Im Vergleich mit den Weyerer Bögen wird dieses Intervall der Spitzenbach-Formation zugezählt und zwar aufgrund der gleichen lithologischen Ausbildung als Dolomitbrekzien, die vorwiegend aus eckigen, mehrere Zentimeter großen Hauptdolomitkomponenten bestehen. Andere Karbonatgesteine der Kalkalpen sind untergeordnet ebenfalls als Komponenten zu finden, selten treten aufgearbeitete Mergelklasten aus der Nierental-Formation auf. Die Brekzien treten als massige Körper auf, z.B. im Gebiet N Groß-Riegler ("Hornek", BMN M34 R: 696543, H: 319237, WGS84 E: 15°37'00,3", N: 48°00'35,7"). Interne Schichtungen sind ebenso wie Gradierungen kaum feststellbar. Die massigen Brekzien verwittern blockartig, wobei z.T. wenige Meter hohe Brekzientürmchen übrigbleiben und ein eigentümliches Landschaftsbild ergeben.

Die Brekzien können, äquivalent zur Spitzenbach-Formation der Weyerer Bögen (FAUPL, 1983; WAGREICH et al., 2011), als submarine bzw. tiefmarine Talusbrekzien entlang von synsedimentär aktiven Störungen in einem Hangbereich interpretiert werden. Gravitativer Transport überwiegt deutlich, wie die fehlende Schichtung anzeigt. Die linsenförmigen Geometrien der Brekzienkörper könnten sowohl kleinen Taluskegeln als auch Rinnen am Hang entsprechen.

Aus den Brekzien selbst konnten keine biostratigrafischen Hinweise gefunden werden (WAG-REICH, 1983, 1986). Durch die Unterlagerung von höherem Ober-Campanium (CC22) der Nierental-Formation und die Überlagerung durch Gießhübl-Formation des Campanium-Maastrichtium-Grenzbereichs (CC23a) ergibt sich ein Alter von höchstem Ober-Campanium (Top CC22/Basis CC23a). Dieser kurze Sedimentationszeitraum ist durchaus mit der groben Fazies vereinbar.

Gießhübl-Formation

Zur Gießhübl-Formation wird der hangendste Abschnitt der Gosau von Lilienfeld gezählt, der vor allem im Südteil (und damit nicht mehr auf ÖK 56 St. Pölten) unter der Überschiebung der Reisalpen-Decke auftritt. Nach dem besten Aufschlusszug im Höllgraben westlich Klostereben, nördlich Kolm (ÖK 74 Hohenberg), wurden diese Gesteine von WAGREICH (1983, 1986) als "Höllgrabenschichten" bezeichnet. Aufgrund der turbiditischen Fazies und regionaler

Vergleiche, u.a. der übereinstimmenden granatreichen Schwermineralspektren, ist dieser Abschnitt heute in die Gießhübl-Formation zu stellen (u.a. PLÖCHINGER, 1964; SAUER, 1980; WESSELY et al., 2006), und der Begriff "Höllgrabenschichten" wird als Synonym für die Gießhübl-Formation betrachtet.

Lithofaziell stellt die Gießhübl-Formation eine Sandstein-Mergel-Tonstein-Wechselfolge dar. Das Auftreten gradierter Sandsteinbänke, Strömungskolken an Schichtunterseiten und Bouma-Abfolgen weist auf den turbiditischen Charakter der Sandsteine hin. Karbonatreiche polymikte Brekzienlagen zeigen ebenfalls Gradierungen und dürften aus submarinen "massflow"-Prozessen entstanden sein. Dicke amalgamierte Sandsteinbänke treten ebenso auf wie dicke, bis über 3 m mächtige Sandsteinbänke mit mehrmaligem Wechsel innerhalb von Bouma-Abfolgen, die möglicherweise "contained turbidites" darstellen. "Fining-Upward"-Bankzyklen treten ebenfalls auf. WAGREICH (1983, 1986) interpretierte die Abfolgen als Rinnenfüllungen und Zwischenrinnenbereiche eines kleinräumigen Turbiditfächers. Das Auftreten von grünlichen Tonsteinen als hemipelagische Sedimente weist auf eine Ablagerungstiefe unterhalb der Calcitkompensationstiefe (CCD) hin, wie man sie auch aus der Gießhübl-Formation der Gießhübler Mulde kennt (WESSELY et al., 2006).

Die Gießhübl-Formation bei Lilienfeld zeigt generell eine etwas ältere Zeiteinstufung im Vergleich zur eigentlichen Gießhübler Mulde, wo Paleozän vorherrscht, während hier die gesamte bekannte Schichtfolge ins Maastrichtium zu stellen ist (u.a. mit den Planktonforaminiferen *Rosita contusa* und *Abathomphalus mayaroensis*; WAGREICH, 1986). Die Basis der Gießhübl-Formation im Höllgraben lässt sich durch Nannofossilien in den Campanium-Maastrichtium-Grenzbereich einstufen: u.a. treten noch *Uniplanarius (Quadrum) trifidus* (CC22-23) und *Broinsonia parca constricta* auf, während *Eilfellithus eximius* fehlt (CC23a). Im Höllgraben, wenige Meter über dem Kreuzungsbereich mit der Forststraße zur Lilienfelder Hütte (BMN M34 R: 696212, H: 316990, WGS84 E: 15°36'45,4", N: 47°59'22,8"), kann Ober-Maastrichtium mit *Lithraphidites quadratus* nachgewiesen werden. Auch eine neuerliche Nannofossil-Beprobung in den höchsten Anteilen dieser Formation im Höllgraben brachte keine Hinweise auf Paleozän.

Die Stellung der Oberkreidesedimente von Lilienfeld im geologischen Rahmen

Die Oberkreidesedimente im Gebiet von Lilienfeld-Marktl entsprechen weitgehend den Abfolgen der Gießhübler Mulde (PLÖCHINGER, 1964; WESSELY, 1974; WESSELY et al., 2006), und sind als deren Fortsetzung gegen Westen interpretierbar. Die Oberkreide liegt in vergleichbarer Position im Bereich der Lunz-Decke (Hochbajuvarikum).

Die Branderfleck-Formation stellt im untersuchten Gebiet eine charakteristische Abfolge dar, die nur im nördlichen Bereich der Lunz-Decke auftritt, und sich vom Bereich der nördlichen Gießhübler Mulde bis Lilienfeld mit einer ähnlichen Gesteinsabfolge zieht. Sie belegt eine weitreichende Cenomantransgression über einer prominenten erosiven Winkeldiskordanz, die bis zum Hauptdolomit hinuntergreift (z.B. Steinbruch Grub, WAGREICH, 2003a). WAGREICH

(2003b) hat das Ablagerungssystem des Tannheim-Losenstein Beckens im Norden (i.W. Albium bis frühestes Cenomanium) und des südlich anschließenden, etwas jüngeren (Cenomanium-Turonium) Branderfleck Sedimentationsgebiets als Abfolge von "Piggy-Back"-Becken im Zusammenhang mit aktiven Überschiebungen innerhalb der Kalkalpen interpretiert, ausgelöst durch aktive Tektonik am Nordrand des Ostalpins (Subduktionsbeginn des Penninischen Ozeans? Siehe auch MANDIC & LUKENEDER, 2008).

Die Gesteine der Gosau-Gruppe bei Lilienfeld entsprechen ebenfalls gut den Abfolgen aus der eigentlichen Gießhübler Mulde (WESSELY et al., 2006). Gegen Osten zu besteht die unmittelbare Fortsetzung in dem Gosauzug über die Ebenwaldhütte/Kleinzell bis Hainfeld/Ramsau (WESSELY, 2010), die im Gosaustreifen Araburg und N Hocheck bis Altenmarkt/Triesting weiterzieht (WAGREICH et al., 2011), und dann in die eigentliche Gießhübler Mulde überleitet. Gegen Westen finden sich noch äquivalente Gosaugesteine im Traisental, bei Lehenrotte – Am Himmel (u.a. NEUBAUER, 1949), während weiter gegen Westen bis zu den Weyerer Bögen nur mehr vereinzelt Spuren von Gosaugesteinen im Bereich der Lunz-Decke auftreten. Ob das mit einem primär eingeschränkten Sedimentationsgebiet mit geringen Mächtigkeiten, oder verstärkter postgosauischer Erosion im genannten Gebiet zusammenhängt, ist aufgrund des Fehlens einer sedimentären Überlieferung schwer festzustellen.

Abweichend von der Gießhübler Mulde ist die Lilienfelder Gosau über mehrere Schuppen der Lunz-Decke in NS-Richtung aufgeschlossen und verfolgbar, was die faziellen Ausbildungen besser im Zusammenhang zeigt. Dies reicht bis hin zu tektonisch höheren Schuppen ("Tirolikum") mit Gosausedimenten, z.T. reich an Karbonatbrekzien, unter der Haupt-Überschiebung der tirolischen Reisalpen-Decke.

Dem Gebiet der Gießhübler Mulde vom Untergrund des Wiener Beckens bis zur Fortsetzung um Lilienfeld gemeinsam, ist die Absenkung von einer terrestrisch-flachmarinen Abfolge des Santonium in einen bathyalen Tiefwasserbereich eines Kontinentalhanges im frühen Campanium ("Nierentaler Fazies", OBERHAUSER, 1963; siehe auch KRENMAYR, 1999). Nach WAGREICH (1993) und WAGREICH & MARSCHALKO (1995) wird dieses Ereignis ("intragosauische Phase", siehe auch FAUPL, 1983) auf tektonische Erosion des Akkretionskeils des Penninischen Ozeans zurückgeführt. Danach erfolgen weitere tektonische Bewegungen, welche die Sedimentation lokaler Brekzienkörper auslösen. Ab dem Maastrichtium erfolgt mit der Sedimentation der siliziklastikareichen Turbiditabfolgen der Gießhübl-Formation unterhalb der regionalen CCD eine weitere Umstellung zu einem einheitlichen Tiefwasserbereich (u.a. FAUPL & SAUER, 1978).

Danksagung

Diese Arbeit ist Peter Faupl gewidmet, der den Autor auf die Spur der Gosau von Lilienfeld brachte. Godfrid Wessely danke ich für viele Geländeführungen, v.a. in der Gießhübler Gosau und für das Durchlesen des Manuskriptes. Hans Georg Krenmayr danke ich für unpubliziertes Material aus der Lilienfelder Gosau.

Literatur

BITTNER, A. (1897): Ueber ein Vorkommen cretacischer Ablagerungen mit *Orbitolina concava* Lam. bei Lilienfeld in Niederösterreich. - Verh. Geol. R.-A., 1897, 216-219.

BITTNER, A. (1901): Aus den Kalkvoralpen des Traisenthales, den Umgebungen von Lilienfeld und von Sct. Veit an der Gölsen. - Verh. Geol. R.-A., 1901, 153-168.

BITTNER, A. (1907): Geologische Specialkarte St. Pölten 1:75.000. - Geol. R.-A.

BURNETT, J.A. (1998): Upper Cretaceous. - In: BOWN, P.R. (Ed.): Calcareous Nannofossil Biostratigraphy, 132-199.

DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 126-141.

EGGER, H. (1997): Das sinistrale Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Blattverschiebungssystem: ein weiterer Beleg für die miozäne laterale Extrusion der Ostalpen. - Jb. Geol. B.-A., 140, 47-50.

EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2011): Erläuterungen zu Blatt 69 Grossraming. - 119 S., Geol. B.-A.

EGGER, H., MOHAMED, O. & FREIMOSER, M. (2012): Obituary for the Walserberg Series in the Cretaceous of the Eastern Alps (Austria, Germany). - Austrian J. Earth Sci., 105, 161-174.

ERKAN, E. (1972): Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen (Stratigraphische Gliederung, Bestand, Schüttungsrichtungen). - Mitt. Geol. Ges. Wien, 65, 33-108.

FAUPL, P. (1983): Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Osterreich). - Jb. Geol. B.-A., 126, 219-244.

FAUPL, P. & SAUER, R. (1978): Zur Genese roter Pelite in Turbiditen der Flyschgosau in den Ostalpen (Oberkreide-Alttertiär). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1978, 65-86.

FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1983): Bericht über Studien in der Gosau bei Lilienfeld/Niederösterreich (Östliche Kalkalpen). - Die frühalpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S15) Jahresbericht 1982 (1983), 145-159.

FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Transgressive Gosau (Coniac) auf Branderfleckschichten (Turon) in den Weyerer Bögen (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). - Jb. Geol. B.-A., 135, 481-491.

GAUPP, R. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des West-Teils der Nördlichen Kalkalpen. - 282 S., PhD Thesis, Technische Universität München.

GAUPP, R. (1982): Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). - Zitteliana, 8, 33-72.

HERTLE, L. (1865): Lilienfeld – Bayerbach: geologische Detailaufnahmen in den nordöstlichen Alpen des Erzherzogthums Oesterreich unter der Enns zwischen den Flussgebieten der Erlauf und der Schwarza. - Jb. Geol. R.-A., 15, 451-552.

HOFER, G., WAGREICH, M. & NEUHUBER, S. (2013): Geochemistry of fine-grained sediments of the Upper Cretaceous to Paleogene Gosau Group (Austria, Slovakia): Implications for paleoenvironmental and provenance studies. - Geosci. Frontiers, 4, 449-468.

KOLLMANN, H.A. (1968): Itruvien (Iteriidae, Gastropoda) aus dem Wiener Raum. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 60, 13-22.

KOLLMANN, H.A. (1982): Gosauablagerungen im Becken von Gosau. - In: PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zu Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut, 30-34.

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.

LIPOLD, M.V. (1865): Das Kohlengebiet in den nordöstlichen Alpen. - Jb. Geol. R.-A., 15, 1-164.

LÖCSEI, J. (1974): Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvoralpen. - Jb. Geol. B.-A., 117, 17-54.

MANDIC, O. & LUKENEDER, A. (2008): Dating the Penninic Ocean subduction: new data from planktonic foraminifera. - Cret. Res., 29, 901-912.

NEUBAUER, W.H. (1949): Geologie der nördlichen Kalkalpen um Lilienfeld: Der Typus voralpinen Deckenbaues. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 1, 1-44.

OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. - Jb. Geol. B.-A., 106, 1-88.

PERCH-NIELSEN, K. (1985): Mesozoic calcareous nannofossils. - In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): Plankton Stratigraphy, 329-426, Cambridge Univ. Press.

PLÖCHINGER, B. (1964): Die Kreide-Paleozän-Ablagerungen in der Gießhübler Mulde zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf (NÖ). - Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, 469-501.

PLÖCHINGER, B. & SALAJ, J. (1991): Der Nordrandbereich der Nördlichen Kalkalpen zwischen Kaumberg und Altenmarkt an der Triesting (Niederösterrreich) und der Mikrofossilinhalt seines Kreide-Paläogen-Anteils. - Jb. Geol. B.-A., 134, 783-808.

SAUER, R. (1980): Zur Stratigraphie und Sedimentologie der Gießhübler Schichten im Bereich der Gießhübler Gosaumulde (Nördliche Kalkalpen). - 181 S., unveröff. Diss., Univ. Wien.

SCHLAGINTWEIT, F. & WAGREICH, M. (2005): Micropaleontology of "Orbitolina Beds" of Lower Austria (Brander-fleck Formation, Lower Cenomanian). - Jb. Geol. B.-A., 145, 115-125.

SCHLAGINTWEIT, F. & WEIDICH, K.F. (1991): Fazies, Alter und Herkunft kretazischer Olistolithe (Alb-Turon) der Branderfleck-Schichten (Cenoman-Coniac) der Lechtal-Decke in den Nördlichen Kalkalpen. - Z. dt. geol. Ges., 142, 229-249.

SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. - Geol. Mijnbouw, 56, 37-56.

SPENGLER, E. (1931): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Schneeberg - St. Ägyd. - 108 S., Geol. B.-A.

SPITZ, A. (1910): Der Höllensteinzug bei Wien. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 3, 351-433.



SUMMESBERGER, H. (1992): Ammoniten aus dem Turon (Oberkreide) der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). - Ann. Naturhist. Mus. Wien, 94, 103-133.

TOULA, F. (1882): Kleine Exkursionsergebnisse aus der Gegend von Lebring und Wildon. - Verh. Geol. R.-A., 191-198.

WAGREICH, M. (1983): Lithofazielle und stratigraphische Gliederung der Gosauschichten von Lilienfeld. - 84 S., unveröff. Vorarbeit, Inst. f. Geologie, Univ. Wien, Wien.

WAGREICH, M. (1986): Schichtfolge und Fazies der Gosau von Lilienfeld (Oberkreide; niederösterreichische Kalkvoralpen). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 32, 19-38.

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. (1993): 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. (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. (2003a): Lithostratigraphie und Sedimentologie der Branderfleck-Formation in den niederösterreichischen Kalkvoralpen. - In: PILLER, W.E. (Ed.). Stratigraphia Austriaca. Österr. Akad. Wiss. Schriftenr. Erdwiss. Komm., 16, 151-164.

WAGREICH, M. (2003b): A slope-apron succession filling a piggyback basin: the Tannheim and Losenstein Formations (Aptian-Cenomanian) of the eastern part of the Northern Calcareous Alps (Austria). - Mitt. Österr. Geol. Ges., 93, 31-54.

WAGREICH, M. (2009): Bericht 2008 über geologische Aufnahmen in der Gosau-Gruppe auf Blatt 56 St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 150, 520-521.

WAGREICH, M. (2010): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen in kalkalpinen Kreidesedimenten auf Blatt 56 St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 151, 106.

WAGREICH, M. & MARSCHALKO, R. (1995): Late Cretaceous to Early Tertiary palaeogeography of the Western Carpathians (Slovakia) and the Eastern Alps (Austria): implications from heavy mineral data. - Geol. Rundsch., 84, 187-199.

WAGREICH, M. & SCHLAGINTWEIT, F. (1990): Urgonkalkgerölle aus den Konglomeraten der Lilienfelder Gosau (Oberkreide; NÖ Kalkvoralpen). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 36, 147-167.

WAGREICH, M., FAUPL, P. & SCHLAGINTWEIT, F. (1995): Heavy minerals from Urgonian limestone pebbles of the Northern Calcareous Alps (Austria, Bavaria): Further evidence for an intra-Austroalpine suture zone. - Geol. Carpath., 46, 197-204.

WAGREICH, M., ILICKOVIC, T., POPOVIC, A., PORPACZY, C., STEINBRENER, J. & WESSELY, G. (2011): Biostratigraphy and sedimentology of Campanian deep-water sections (Nierental Formation, Gosau Group) in Lower Austria. - Austrian J. Earth Sci., 104, 108-121.

WEIDICH, K.F. (1984a): Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Palökologie der Foraminiferengesamtfauna der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman-Untercampan) der Bayerischen Kalkalpen. - Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., N.F., 162, 1-151.

WEIDICH, K.F. (1984b): Über die Beziehungen des "Cenoman" zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. - Geol. Rundsch., 73, 517-566.

WEIDICH, K.F. (1985): Stratigraphie der Branderfleck-Schichten (Untercenoman-Untercampan) in den Bayerischen Kalkalpen. - Schriftenr. Erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss., 7, 221-261.

WESSELY, G. (1974): Rand und Untergrund des Wiener Beckens - Verbindungen und Vergleiche. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 66/67, 265-287.

WESSELY, G. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 56 St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 148, 626-627.

WESSELY, G. (2008): Bericht 2007 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 56 St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 148, 232-233.

WESSELY, G. (2009): Bericht 2008 über geologische Aufnahmen auf Blatt 56 St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 150, 521-522.

WESSELY, G. (2010): Geopfad Ramsau. Geologische Spaziergänge. - 48 S., Geol. B.-A.

WESSELY, G. (2011a): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen auf Blatt 56 St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 151, 106-107.

WESSELY, G. (2011b): Bericht 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 56 St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 151, 107-109

WESSELY, G. (2012): Bericht 2011 über geologische Aufnahmen auf Blatt 56 St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 152, 231-233.

WESSELY, G., DRAXLER, I., GANGL, P., GOTTSCHLING, P., HEINRICH, M., HOFMANN, T., LENHARDT, W., MATURA, A., PAVUZA, R., PERESSON, H. & SAUER, R. (2006): Niederösterreich. Geologie der österreichischen Bundesländer. - 416 S., Geol. B.-A.

50 Jahre Forschung in der Flyschzone der Ostalpen 1960-2010: Was wissen wir nun und was bleibt offen.

W. SCHNABEL

Der Stand der Forschung bis etwa 1960

Die Flyschzone gehört nicht zu den von den Geologen besonders geschätzten Einheiten der Ostalpen. Ihre scheinbare Eintönigkeit, das begrenzte Alter der bei weitem dominierenden Gesteine von der Kreide in das "Alttertiär", die Fossilarmut, schlechte Aufgeschlossenheit und die Armut an nutzbaren Gesteinen waren nie sehr einladend für eine schwerpunktmäßige Beschäftigung. Nur die untergeordnet als "Klippen" auftretenden älteren, fossilreichen Gesteinszüge von Obertrias-, hauptsächlich aber Jura- bis Unterkreidealter, erweckten besonderes Interesse wegen ihrer eigenartigen Position inmitten der dominierenden Flysche. Dass sie fazielle Ähnlichkeit mit den kalkalpinen Gesteinen zeigen, trug lange nicht zur Klärung ihrer Stellung im Alpenbau bei, sondern führte ganz im Gegenteil zu lange bestehenden Fehlannahmen. Das hier vereinzelt auch "exotische" kristalline Vorkommen vorhanden sind, machte die Sache nicht einfacher und führte zu vielerlei unterschiedlichen Schlüssen. Begriffe wie Flyschzone, Klippenzonen mit "Klippenhüllen" etc., waren nie klar definiert oder auf räumlich beschränkte Bereiche bezogen. Zu einer Zeit, als die Kalkalpen schon detailliert gegliedert waren – sowohl stratigrafisch als auch tektonisch - wurde in der Flyschzone noch mit Begriffen wie "Wiener Sandstein", "Glaukoniteozän", "Seichtwasserkreide" und "Inoceramenmergel" gerungen. Weil eine große fazielle Gleichförmigkeit besteht, wurden Formationen, die mit über 1.500 m Mächtigkeit zu den mächtigsten der Alpen zählen und sich 500 km weit von Westen nach Osten erstrecken, nach der Fazies einzelner Steinbrüche wie dem in Muntigl bei Salzburg charakterisiert.

Die detaillierte Erforschung der Flyschzone der Ostalpen ging gleichsam in einem "Zangenangriff" vor sich. Vom Westen her hatte sich ab den 1940er Jahren, von den Verhältnissen in Vorarlberg, Oberbayern und Salzburg ausgehend, die Gliederung der Flyschzone in zwei großtektonische Einheiten bis etwa 1960 durchgesetzt, nämlich die Abgrenzung des Helvetikums und Ultrahelvetikums vom eigentlichen "Flysch". Letzterer soll hier in Anlehnung an einen Vorschlag von OBERHAUSER (1968) als "Rhenodanubische Flyschdecke" bezeichnet werden. Als tektonisch hangende Einheit überwindet sie das liegende "Helvetikum" im Raum von Oberösterreich, das als gegen Osten in immer südlicher gelegenen "Streifenfenstern" nur mehr unzusammenhängend an der Oberfläche erscheint. Der Einsatz der Mikropaläontologie ermöglichte eine detaillierte Stratigrafie beider Einheiten. Die Fortsetzung der tektonischen Einheiten nach Niederösterreich wurde durch PREY (1957) im Raum Scheibbs mit der Arbeit über das Molassefenster von Rogatsboden offen gelegt und zugleich die Gresten-Klippenzone im weitesten Sinn als zum Helvetikum zugehörig betrachtet.

Im Osten, im Bereich des Wienerwaldes ist der Forschungsstand um 1960 im Wesentlichen in der Geologischen Karte der Umgebung von Wien 1:75.000 zusammengefasst (GÖTZINGER et al., 1952, 1954). Sie reicht im Westen bis zur Blattgrenze des heutigen ÖK Blattes 57 Neulengbach und zeigt die drei klassischen Decken des Wienerwaldflysches, die Greifenstein-, Kahlenberg- und Laab-Decke sowie die "Nordzone" und die beiden Klippenzonen, die sogenannte "Hauptklippenzone" und die Klippenzone von St. Veit (= "Tiergarten-Klippenzone"). Die zusammenhängende Kenntnis zwischen den westlichen und östlichen Bereichen der Flyschzone Niederösterreichs, also zwischen dem Erlauftal und der Blattgrenze ÖK 56 St. Pölten und ÖK 57 Neulengbach, blieb bis vor kurzem beim Stand der Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie 1.75.000, Blatt St. Pölten (BITTNER et al., 1907), wenn man vom Bereich des "Inneralpinen Schliers" (Texing) und seiner Umgebung absieht, der in den 1930er Jahren durch VETTERS kartiert und in Manuskriptkarten dargestellt wurde.

Die Forschung ab etwa 1960

In den 1950er Jahren waren aus praktischen Gründen rezente Flyschsedimente der Tiefsee plötzlich zu zentralen Themen der Sedimentpetrografie geworden und haben in der Folge geradezu einen internationalen Boom der Flyschforschung ausgelöst. Der Boom hat auch Österreich ergriffen. An den Universitäten wurden ab 1960 vermehrt Forschungsarbeiten zugeteilt, die sich sowohl sedimentologisch als auch regional der Flyschzone gewidmet haben. Sie trafen zusammen mit Großbauvorhaben, besonders im Rahmen des Autobahnbaues, die in der Flyschzone Riesenaufschlüsse geschaffen haben. Erstmals wurden nicht nur punktuell ausgewählte Stellen, wie Steinbrüche erschlossen, sondern auch zusammenhängende Schichtfolgen und tektonische Kontakte sichtbar. In der Folge dieser Forschungsarbeiten erschien eine sehr große Zahl von Veröffentlichungen, die hier nicht alle angeführt werden können.

Im Bereich des Wienerwaldes war die erste wesentliche Erkenntnis, dass sich die Kahlenberg-Decke nicht gegen Westen fortsetzt, wie das noch die Karte GÖTZINGER et al. (1952) gezeigt hatte, sondern auf das Gebiet des Wienerwaldes beschränkt bleibt. Mit umfangreichem Einsatz der Methoden der Mikropaläontologie und der Sedimentologie konnte die Gliederung der Schichtfolgen verfeinert und damit auch die tektonischen Verhältnisse detaillierter aufgeschlüsselt werden. Mikropaläontologisch erwiesen sich zu den bereits etablierten Foraminiferenbestimmungen vermehrt die kalkigen Nannofossilien als sehr hilfreich, sedimentologisch ergaben die Schwermineralbestimmungen und Strömungsrichtungen wertvolle neue Erkenntnisse.

Im Westen Niederösterreichs bzw. dem Ober-Niederösterreichischen Grenzgebiet waren es Ergebnisse der Forschungen in der Klippenzone, die wesentliche Neuerkenntnisse brachten. Die fazielle Differenzierung der "Klippen" des Jura und der Unterkreide in eine Flach- und eine Tiefwasserentwicklung führte zu einer Aufsplitterung dieser "Klippen" mit paläogeografisch gänzlich verschiedener Herkunft. Eine Tiefwasserentwicklung ab dem mittleren Jura mit Resten ophiolithischen Materials mit einer "flyschoiden" Unterkreide und typischen Flyschfazies der Oberkreide als "Klippenhülle" wurde als Ybbsitz-Klippenzone neu aufgestellt. Sie ist mit

hoher Wahrscheinlichkeit Teil des Südpenninikums. Ihr steht die klassische Gresten-Klippenzone gegenüber mit einer i.W. Flachwasserentwicklung ab der obersten Trias über Jura (Grestener Schichten) und Unterkreide mit einer "Hülle" aus Buntmergelserie bis zum Eozän. Sie ist Teil des Helvetischen Faziesraumes im weitesten Sinn und stammt vom Südrand der Europäischen Platte. Die Verfolgung der Ybbsitz-Klippenzone gegen Osten zeigte, dass die ehemals als "Kieselkalkzone" bezeichnete Zone am Kalkalpennordrand nicht kalkalpin ist, sondern zur Ybbsitz-Klippenzone gehört. Sie ist deren östliche Fortsetzung.

Die Bedeutung der Flyschzone im Abschnitt der Blätter ÖK 55 Ober-Grafendorf und ÖK 56 St. Pölten

Aus dem oben Gesagten geht hervor, dass die wesentlichen Fortschritte der Forschungen in der Flyschzone Niederösterreichs nicht im Abschnitt des Raumes gemacht wurden, der Thema dieser Tagung ist. Wir sehen, dass die Flyschforschung in unserem Segment von St. Pölten bis etwa 1980 am Stand vor dem Zweiten Weltkrieg verblieben ist, wenn man von der Beschäftigung mit gewissen Phänomenen, wie den Serpentiniten von Kilb und den exotischen Geröllen, absieht. Natürlich hat man sie in großregionale Betrachtungen einbezogen, aber noch die Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) zeigte die erheblichen Lücken in der Bearbeitung gegenüber anderen Gebieten. Das Gebiet war nicht modern flächig bearbeitet und neu kartiert, und so blieb es bis jetzt stellenweise eine "Black Box". Insofern füllen ÖK 55 Ober-Grafendorf und ÖK 56 St. Pölten eine empfindliche Lücke.

Diese Lücke kann nun geschlossen werden und es hat sich gezeigt, dass dieser Abschnitt der Flyschzone zu Unrecht vernachlässigt wurde, denn er weist die entscheidende Schnittstelle zwischen der westlichen und östlichen Flyschzone auf. Eine ganz besondere Rolle spielt dabei die Kilb-Störung (EGGER, 1997), welche eine markante und erst jetzt erkannte Grenze zwischen der westlichen Flyschzone und dem "Wienerwaldflysch" im Osten bildet. Sie reicht mit ihrem östlichsten Ende gerade noch auf Blatt ÖK 55 Ober-Grafendorf. Hier ist die westliche "Flysch-Hauptdecke" nur etwa 2 km breit und wird gegen Osten von der Greifenstein-Decke des Wienerwald-Flysches abgelöst, die bei Wien bis zu 16 km Breite erreicht. An dieser Kilb-Störung beginnt gegen Osten auch die Tulbingerkogel-Schuppe.

Eine weitere Neuerkenntnis ist, dass die Hauptklippenzone des Wienerwaldes nicht im Raum Bernreith im Gölsental endet, sondern offenbar unter der jungen Talfüllung der Gölsen weiterstreicht, westlich des Traisentales ihre Fortsetzung findet und über eine deutliche morphologische Senke über Steubach in das Plambachtal führt. Es ist damit eine ununterbrochene Verbindung der Hauptklippenzone des Wienerwaldes mit der Gresten-Klippenzone weiter im Westen an der Oberfläche (oder nahe darunter) vorhanden.

Parallel dazu hat sich gezeigt, dass auch die Laab-Decke als schmaler Streifen südlich der Hauptklippenzone/Gresten-Klippenzone weiter gegen Westen vorhanden ist und diese über das ganze Blatt Ober-Grafendorf begleitet. Sie dürfte erst auf Blatt 54 Melk ihr Ende an der Oberfläche finden.

Schließlich vollzieht sich auf dem Blatt Ober-Grafendorf offenbar auch der fazielle Übergang der Ybbsitz-Klippenzone zur Klippenzone von St. Veit. Das leider sehr schlecht aufgeschlossene Gebiet bei Eschenau bedarf in Zukunft noch eingehender Untersuchungen. Hier tritt die im westlichen Abschnitt dominierende Glosbach-Formation der Unterkreide zugunsten des jüngeren Flysches der Oberkreide zurück und die "Zementmergelserie" des Buchberges bei Traisen könnte bereits als "Kahlenberg-Formation" des Wienerwald-Flysches der Kahlenberg-Decke bezeichnet werden.

Wesentliche Fragen, die offen bleiben

Hier sollen nicht einzelne Details erwähnt sein, die natürlich in großer Zahl weiter offen sind, sondern einige wesentliche Fragen zur Flyschzone der Ostalpen, im Besonderen deren östlichen Abschnitts aufgeworfen werden. Als weitgehend geklärt kann die Herkunft der Gresten-Klippenzone bzw. Hauptklippenzone vom Südrand der Europäischen Platte gelten, die hier nicht weiter erläutert werden muss. Offene Fragen grundlegender Art gelten den eigentlichen Flyschdecken, an deren Herkunft aus dem Penninischen Raum nicht gezweifelt wird. Auf diese Fragen wird im Vortrag kurz eingegangen werden:

- 1. Wo wurzeln die Decken des Rhenodanubischen Flysches im Penninikum?
- 2. Wie ist deren Beziehung zur Ybbsitz-Klippenzone?
- 3. Wie hängt die Ybbsitz-Klippenzone mit der St. Veit-Klippenzone zusammen und wie ist deren Verhältnis zur Kahlenberg-Decke?
- 4. Woher stammt die Laab-Decke und mit welchen Einheiten im Osten wie im Westen kann sie verglichen werden? Gehören die Kaumberger Schichten zur Laab-Decke oder bilden sie eine eigenständige tektonische Einheit?
- 5. Wie kann die Tulbingerkogel-Decke mit anderen Decken der Flyschzone in Beziehung gebracht werden?

Literatur

BITTNER, A., PAUL, C.M., ABEL, O. & SUESS, F.E. (1907): Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Blatt St. Pölten (SW-Gruppe Nr. 6). - Geol. R.-A.

EGGER, H. (1997): Das sinistrale Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Blattverschiebungsystem: ein weiterer Beitrag für die miozäne laterale Extrusion der Ostalpen. - Jb. Geol. B.-A. 140, 47-50.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. & VETTERS, H. (1952): Geologische Karte der Umgebung von Wien 1:75.000. - Geol. B.-A.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E. & ROSENBERG, G. (1954): Erläuterungen der Geologischen Karte der Umgebung von Wien 1:75.000. - Geol. B.-A.

OBERHAUSER, R (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. - Jb. Geol. B.-A., 111, 115-145.

Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2013 – Melk	
Vorträge	

PREY, S. (1957): Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ.). - Jb. Geol. B.-A., 100, 299-358.

SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., MATURA, A., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. - 47 S., Land Niederösterreich und Geol. B.-A.

Metamorphoseentwicklung und Deckenbau des Moldanubikums mit Fokus auf den Raum Melk – Dunkelsteinerwald

M. LINNER

Ein Blick auf die Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) zeigt den geologischen Bau des südöstlichen Teiles der Böhmischen Masse. Dieser stellt mit den beiden großtektonischen Einheiten Moldanubikum und Moravikum einen Ausschnitt aus dem östlichen, internen Teil des Variszischen Orogens dar. Das Moldanubikum ist, wie schon früh von SUESS (1912) erkannt, im östlichen Waldviertel teilweise auf das Moravikum überschoben. Dabei entwickelte sich auch innerhalb des Moravikums ein Deckenbau und im Moldanubikum wurde ein bereits vorhandener interner Deckenbau überprägt (FUCHS, 1976). Dieser ist eindrucksvoll markiert durch tektonisch hangende Granulitkörper beachtlichen Ausmaßes sowie großräumige SW-NE streichende Orthogneise, wie dem Gföhler Gneis und Dobra Gneis. Von liegend gegen hangend sind drei Deckensysteme zu unterscheiden, die, benannt nach typischen Lokalitäten im Waldviertel, als Ostrong-, Drosendorf- und Gföhl-Deckensystem bezeichnet werden.

Die drei Deckensysteme weisen jeweils eine spezifische Assoziation von Gesteinen auf. In diesem Beitrag werden charakteristische Gesteine aus dem Raum Melk – Dunkelsteinerwald dargestellt und ihre Bedeutung für die metamorphe und tektonische Entwicklung des Moldanubikums diskutiert.

Moldanubischer Granulit und Gföhler Gneis – Kennzeichnende Gesteine des Gföhl-Deckensystems

Granulit und Gföhler Gneis formen im Dunkelsteinerwald und in der Wachau sehr weit reichende Gesteinskörper. Deren kennzeichnende Lithologien sind als lithodemische Einheiten mit den Bezeichnungen Moldanubischer Granulit und Gföhler Gneis zusammenzufassen. Der Granulitkörper des Dunkelsteinerwaldes grenzt entlang der SW-NE streichenden Diendorfer Störung an einen noch größeren Orthogneiszug aus Gföhler Gneis. Dieser streicht von Pöchlarn über die Wachau bis Gföhl und Horn. Die Diendorfer Störung ist an den jeweils auf der anderen Störungsseite liegenden Vorkommen von Granulit und Gföhler Gneis, dem Granulitkörper zwischen Pöchlarn und Wieselburg beziehungsweise dem Gföhler Gneis nordöstlich von Langenlois, als linksseitige Seitenverschiebung zu erkennen. Der Versatz beträgt in Summe etwa 25 km.

Weit verbreitet und typisch für die Moldanubischen Granulite sind sehr helle, feinkörnige, oft weiß-grauviolett gebänderte Gesteine (Abb. 1) mit zumeist mylonitischer Deformation. Nicht selten ist eine Rekristallisation dieses Gefüges bereits makroskopisch erkennbar und auch post-deformative Migmatisierung ist zu beobachten. Diese bereits von BECKE (1882) im Detail

beschriebene, außergewöhnliche Lithologie zeichnet sich durch ihren hohen Gehalt an Feldspat und Quarz, nur sehr wenig Biotit und eine spezifische Mineralparagenese aus. Dabei belegen Granat, Kyanit und ternärer Feldspat (Abb. 2a) den Höhepunkt der Metamorphose und die Bildung von Sillimanit eine Rekristallisation bei noch hoher Temperatur, aber geringerem Druck (Abb. 2b). Untergeordnet, bevorzugt im Randbereich der Granulitkörper, treten dunkelgraue, meist massige Granulite auf (MATURA, 1984). Diese auch als Pyroxen-Granulite bezeichneten Gesteine zeichnen sich durch Paragenesen mit Granat, Ortho- oder Klinopyroxen aus und führen zusätzlich Plagioklas und teilweise auch Kalifeldspat. Aufgrund ihres verstreuten Auftretens innerhalb der Granulitkörper werden die Pyroxen-Granulite als integraler Teil der Moldanubischen Granulite aufgefasst.



Abb. 1: Feinkörniger Moldanubischer Granulit mit weiß-grauvioletter Bänderung und rotem Granat. Die feine Bänderung ist durch wechselnden Biotitgehalt und mylonitische Deformation verursacht (Probe ML13-37-2, Bildbreite 15 cm; Steinbruch der Firma Marchart, Karlstetten).

Der Gföhler Gneis setzt sich aus sauren, relativ einförmigen migmatischen Orthogneisen zusammen. Zumeist feinkörnig, führen diese Gesteine neben überwiegend Alkalifeldspat auch
Plagioklas, dazu kommt etwas Biotit, Granat und Sillimanit und selten auch Kyanit. Zwischen
Pöchlarn und Emmersdorf treten im Gföhler Gneis verbreitet Linsen und Lagen aus Granulit
auf. Diese sind hier räumlich eng verknüpft und auch lithologisch relativ ähnlich (MATURA,
1984). Dies lässt, zumindest für diesen Bereich, eine partielle Entstehung des Gföhler Gneises

durch Hydratisierung und Migmatisierung von Moldanubischem Granulit erkennen (COOKE & O'BRIEN, 2001).

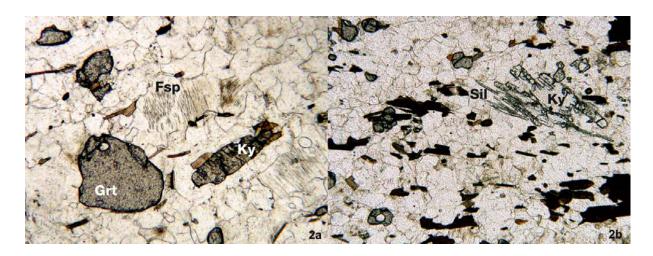


Abb. 2a (links): Moldanubischer Granulit: Granat [Grt], Kyanit [Ky] und ternärer Feldspat [Fsp] repräsentieren die Hochtemperatur-Hochdruck-Paragenese. Zu beachten sind die mesoperthitische Entmischung der Feldspate und der geringe Biotitgehalt (Probe ML12-37-4A, Bildbreite 2,5 mm; Steinbruch der Firma Marchart, Karlstetten).

Abb. 2b (rechts): Rekristallisierter Moldanubischer Granulit: Während der hochtemperierten Dekompression wächst stängeliger Sillimanit [Sil] um Kyanit [Ky]. Granat, Biotit und Feldspat sind feinkörnig rekristallisiert (Probe ML12-37-1, Bildbreite 3,75 mm; Steinbruch der Firma Marchart, Karlstetten).

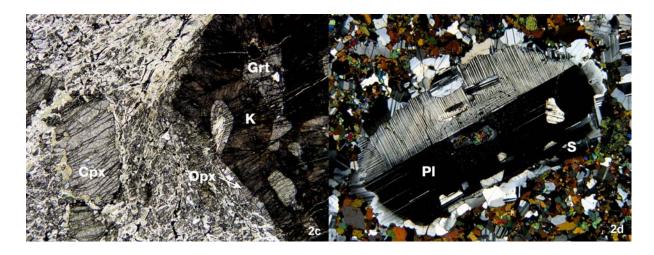


Abb. 2c (links): Serpentinisierter Peridotit: Granat [Grt] mit Kelyphit [K] aus Ortho- und Klinopyroxen sowie einer Korona aus Orthopyroxen [Opx]. Während auch Klinopyroxen-Einsprenglinge [Cpx] gut erhalten sein können, ist die feinkörnige Matrix aus Olivin und Orthopyroxen weitgehend in Serpentin umgewandelt (Probe ML12-37-5B, Bildbreite 7,5 mm; Steinbruch der Firma Marchart, Karlstetten).

Abb. 2d (rechts): Pyroxen-Amphibolit mit magmatischem Plagioklas-Relikt: Ein porphyrischer Plagioklas-Einsprengling [PI] mit metamorph rekristallisiertem Saum [S] aus feinkörnigem Plagioklas. Die Matrix setzt sich aus Klinopyroxen, Amphibol und Plagioklas zusammen (Probe ML12-37-7, Bildbreite 11,7 mm, gekreuzte Polarisatoren; Wollsackfelsen südwestlich vom Gipfel Dunkelstein).

Serpentinisierte Peridotite treten als typische Begleiter von Moldanubischem Granulit oder Gföhler Gneis auf, und sind als linsenförmige Körper bevorzugt in den Randbereichen eingeschuppt. Es handelt sich um Granat-Lherzolite sowie Granat und Spinell führende Harzburgite (BECKER, 1996). Olivin und Orthopyroxen sind meist weitgehend in Serpentin umgewandelt und Granat in Kelyphit mit einer Korona aus Orthopyroxen (Abb. 2c). Vergleichsweise gut erhalten haben sich Klinopyroxen und Spinell.

Spezifisch sind auch die Amphibolite, welche die Granulitkörper umsäumen. Im südwestlichen Dunkelsteinerwald sind dies dunkle Pyroxen-Amphibolite, vielfach mit magmatischen Relikten von Plagioklas (Abb. 2d) und Klinopyroxen. Im Unterschied dazu sind die Amphibolite um den Gföhler Gneis stark migmatisch, führen Granat, Klinopyroxen sowie Biotit und wechsellagern mit Paragneisen.

Paragneis, Orthogneis und Amphibolit – Charakteristika der Begleitgesteine im Gföhl-Deckensystem

Paragneise bilden neben Granulit und Gföhler Gneis die Hauptmasse der Gesteine im Gföhl-Deckensystem. Typisch für diese durch die Inhomogenität des Ausgangsmaterials begründete variable Gesteinsart sind eine deutliche metamorphe Differenzierung und eine örtlich akzentuierte Migmatisierung. Dadurch bedingt sind die Paragneise oft gebändert (Abb. 3). Bezogen auf den Mineralbestand überwiegen einförmige Biotit-Paragneise. Kalifeldspat ist vor allem in den migmatischen Paragneisen präsent, die bisweilen auch reichlich Granat und Sillimanit führen (Abb. 4a). Außergewöhnlich sind sehr stark aufgeschmolzene Migmatite in Paragneisen westlich von Hohenegg. Der helle Schmelzanteil (Leukosom) des Migmatites ist durch Alkalifeldspat dominiert und die nicht aufgeschmolzenen Lagen und Schollen sind Kalksilikatgesteine mit Diopsid, Aktinolith und Calcit (Abb. 4b). Überdies sind im Gebiet Hafnerbach – Hohenegg – Dunkelstein mächtigere Einlagerungen von Kalksilikatgesteinen und eine stärkere Migmatisierung bedeutsam (MATURA, 1984). Die zäh-harten Kalksilikatgesteine sind lithologisch vielfältig und mineralogisch im Wesentlichen durch Granat, Diopsid, Plagioklas und Aktinolith beherrscht.

Die sauren Orthogneise, die zusätzlich zum Gföhler Gneis vorkommen, lassen sich bislang nur aufgrund ihrer lithologischen Besonderheiten unterscheiden. Ein größerer Orthogneiskörper ist am östlichen Fuß vom Hiesberg, im Gebiet um die Schallaburg, aufgeschlossen. Dieser Orthogneis zeigt bei granitischer Zusammensetzung ein deutlich migmatisches Gefüge und zeichnet sich durch zahlreiche Amphibolitlagen bzw. -schollen aus (MATURA, 1984). Deutlich verschieden zeigen sich zwei Orthogneiszüge im Dunkelsteinerwald (nordöstlich von Hengstberg und Eckartsberg). Es handelt sich um homogen-massigen Biotit-Orthogneis, der mit bis zu 80 Vol.-% Alkalifeldspat als Quarzsyenitgneis zu klassifizieren ist. Damit ist er lithologisch mit dem Wolfshofer Syenitgneis zu parallelisieren, der im östlichen Waldviertel im Liegenden der Granulit-Decke von St. Leonhard eingeschaltet ist (FUCHS & MATURA, 1976). Ein weiterer, sehr kleiner und lithologisch eigenständiger Orthogneiskörper ist im Pielach-Einschnitt bei

Haunoldstein, nördlich Pielachhäuser aufgeschlossen. Neben Biotit ist bei diesem hellen Granitgneis Granat auffällig. Feinkörnig und quarzbetont erscheint er insgesamt aplitisch und überdies sind auch grobkörnige Pegmatitgneislagen eingeschaltet.



Abb. 3: Migmatischer Paragneis mit hellen aufgeschmolzenen Lagen (Leukosom). Diese sind grobkörniger und feldspatreicher als die feinkörnigen grauen Paragneislagen (Bildbreite 30 cm; Felsrippe westlich der Ruine Hohenegg).

Variabel zeigen sich auch die Amphibolite. Verbreitet treten sie als geringmächtige Lagen, und nordöstlich von Loosdorf auch in mächtigeren Zügen in den Paragneisen auf. Diese gewöhnlichen Amphibolite sind texturell vielfältig und können etwas Granat enthalten. Amphibolite mit grobkörnigem Plagioklas treten mit dem Orthogneiskörper bei der Schallaburg auf. Dieser Typ wurde auch als "Fleckamphibolit" bezeichnet. Die Plagioklase stellen Relikte von Einsprenglingen ehemaliger basaltischer Gänge dar (SCHARBERT, 1959). Ebenfalls durch magmatische Mineralrelikte gekennzeichnet ist ein grobkörniger Quarzdioritgneis im Pielach-Einschnitt östlich Melk. Neben reichlich prämetamorphem Plagioklas ist in diesem interme-diären Gneis auch Alkalifeldspat erhalten.

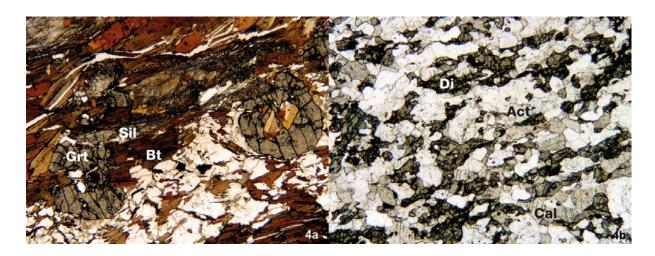


Abb. 4a (links): Granat-Sillimanit-Paragneis: Die Reaktionstextur zeigt eine Granat-Abbaureaktion. Granat [Grt] wurde in Folge der hochtemperierten Dekompression zu Sillimanit [Sil] und Biotit [Bt] umgewandelt (Probe ML12-55-9B, Bildbreite 7,8 mm; Pielachtal südöstlich der Osterburg).

Abb. 4b (rechts): Kalksilikatgestein: Die nicht geschmolzenen Lagen eines Migmatits bestehen aus Diopsid [Di], Aktinolith [Act], Calcit [Cal] und Quarz (Probe ML12-55-3, Bildbreite 5,9 mm; Felsrippe westlich der Ruine Hohenegg).

Marmor und Grafitschiefer – Typische Gesteine des Drosendorf-Deckensystems

Im südwestlichen Dunkelsteinerwald erstreckt sich zwischen Korning und Nölling ein mächtiger Marmorzug, durchzogen und begleitet von Grafitschiefer. Die körnigen Calcit-Marmore führen häufig schuppigen Grafit sowie geringe silikatische Anteile in Form von Plagioklas, Diopsid, Aktinolith, Hellglimmer oder Forsterit. Bedeutende Vorkommen von Grafitschiefer sind im Rücken südlich von Hengstberg eingelagert, wo sie in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts bergmännisch abgebaut wurden (HOLZER, 1964). Größere Vorkommen von Marmor und Grafitschiefer werden als typische Vertreter der "Bunten Serie" gesehen (FUCHS & MATURA, 1976). Diese "Bunte Serie" ist ein im Moldanubikum sehr verbreiteter Gesteinskomplex, welcher zugleich den lithologischen Inhalt des Drosendorf-Deckensystems verkörpert (Drosendorfer Einheit, FUCHS & SCHARBERT, 1979; Variegated [Drosendorf] Unit, CHÁB et al., 2010). Insofern indiziert dieser Marmorzug, zusammen mit den weiteren Marmorvorkommen im Dunkelsteinerwald, bei Dürnberg und östlich Schönbühel, einen Teil des Drosendorf-Deckensystems südöstlich der Diendorfer Störung.

Paragneise mit Cordierit – Hinweise auf das Ostrong-Deckensystem?

Cordierit-Paragneise sind im Pielachtal nördlich von Loosdorf und am Südostrand vom Hiesberg bei Hohenreith und Grillenreith aufgeschlossen (MATURA, 1984). Mit der Paragenese Cordierit, Sillimanit, Biotit und Alkalifeldspat (Abb. 4c) sowie der Abwesenheit von Granat stimmen diese Gesteinsvorkommen mit den charakteristischen Cordierit-Paragneisen der "Monotonen Serie" (FUCHS & MATURA, 1976) vollkommen überein. Diese stellen die maßgebliche

Lithologie im Ostrong-Deckensystem (Ostrong-Einheit, FUCHS & SCHARBERT, 1979; Monotonous [Ostrong] Unit, CHÁB et al., 2010) dar. Somit geben diese Vorkommen einen lithologischen Hinweis auf Teile des Ostrong-Deckensystems auch südöstlich der Diendorfer Störung.

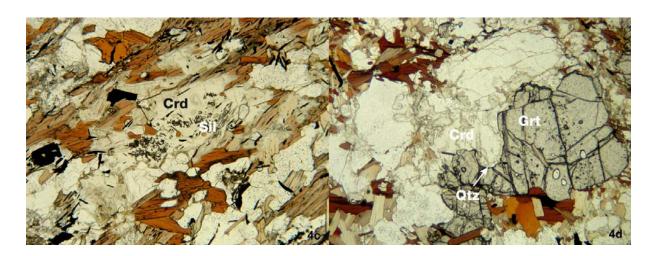


Abb. 4c (links): Cordierit-Paragneis: Die Bildung von Cordierit ist durch eine Reaktionstextur belegt. Cordierit [Crd], mit im Kernbereich eingeschlossenen Sillimanit-Nadeln [Sil], ist von Biotit [Bt] umgeben (Probe MA-6-75, Bildbreite 5 mm; Grillenreith südwestlich von Steinparz).

Abb. 4d (rechts): Granat-Cordierit-Paragneis: Granat [Grt] wurde bei hoher Temperatur und niedrigem Druck zu Cordierit [Crd] abgebaut. Die Reaktion ist durch einen schmalen Saum aus Quarz [Qtz] unmittelbaren am Kontakt angezeigt (Probe MA-30-74, Bildbreite 5 mm; Pielachtal nördlich von Loosdorf).

Aber auch in den Paragneisen des Gföhl-Deckensystems tritt Cordierit auf, sowohl im Pielachtal nördlich von Loosdorf wie auch am Hiesberg. Die Paragenesen sind jedoch verschieden, zusätzlich zu Cordierit findet sich Granat, und Sillimanit ist abwesend. Eine Reaktionstextur indiziert den Abbau von Granat zu Cordierit (Abb. 4d). Dieser Granatabbau zu Cordierit ist für Gesteine des Gföhl-Deckensystems außergewöhnlich und belegt eine hochtemperierte Überprägung bei vergleichsweise niedrigem Druck. Insofern könnte es sich bei den Cordierit-Paragneisen ohne Granat auch um Gesteine des Gföhl-Deckensystems handeln, welche eine stärkere Überprägung bei niedrigem Druck erfahren haben.

Ordovizische Granite als Ausgangsgesteine von Granulit und Gföhler Gneis

Granulite und Pyroxen-Granulite zeigen mit ihrer granitischen bis granodioritischen Zusammensetzung (VELLMER, 1992; JANOUŠEK et al., 2004) eine kalkalkalische magmatische Suite an. Seit Beginn der Untersuchungen wird deren Bildung verschieden interpretiert, entweder als intrusiven (e.g. SUESS, 1904) oder als vulkanischen Ursprungs (e.g. SCHARBERT, 1963). Für vulkanische Ausgangsgesteine wurden Argumente wie die Wechsellagerung mit Paragesteinen oder die Feinkörnigkeit der Granulite angeführt. Wegen der sehr hohen Metamorphose und der generell intensiven Deformation sind diese Begründungen nicht überprüfbar. Die auf diese Frage bezogenen detaillierten geochemischen Analysen weisen auf Plutonite und damit hauptsächlich Granite als Edukt der Granulite (VELLMER, 1992). Weniger

klar erscheint die Genese dieser Granite, wobei einerseits der schwach peralumische Charakter auf fraktionierte I-Typ Granite schließen lässt (JANOUŠEK et al., 2004), und andererseits die relativ hohen Sr-Initialwerte (KLÖTZLI et al., 1999) auf Aufarbeitung älteren Krustenmaterials verweisen. Die lithologische Ähnlichkeit zwischen Granulit und Gföhler Gneis fußt primär auf der gut übereinstimmenden geochemischen Zusammensetzung (VELLMER, 1992) und damit ähnliche granitische Ausgangsgesteine belegt.

Erste Rb-Sr-Datierungen an Gesamtgesteinsproben lieferten Hinweise auf ein früh-ordovizisches Ereignis in Granulit und Gföhler Gneis (ARNOLD & SCHARBERT, 1973; SCHARBERT, 1977), das als metamorphe Prägung dieser Gesteine interpretiert wurde. Weitere Rb-Sr-Analysen wiesen in stark deformierten Bereichen des Gföhler Gneises auf ein karbones Ereignis und bestätigten für die Gesamtgesteine ein ordovizisches Ereignis (FRANK et al., 1990). Demzufolge wurde das ordovizische Ereignis als magmatische Bildung der Gesteine und das karbone Ereignis als metamorphe Prägung interpretiert (KLÖTZLI et al., 1999). Diese Zuordnung erfolgte unter dem Eindruck einer zunehmenden Dichte an Altersdaten zur Metamorphose der Granulitkörper im Moldanubikum (VAN BREEMEN et al., 1982; CARSWELL & JAMTVEIT, 1990; WENDT et al., 1994). Die signifikante Metamorphoseprägung wurde dadurch als klar variszisch verstanden.

Prämetamorphe Zirkonkerne mit magmatischer Zonierung sind im Granulit und im Gföhler Gneis sehr verbreitet. Mit der Möglichkeit der Datierung dieser Kerne durch in-situ U-Pb-Methoden wurden ordovizische Alter für die Bildung der granitischen Ausgangsgesteine bestätigt. Für die Granulite liegen die Alter vornehmlich zwischen 430 und 460 Ma und für den Gföhler Gneis zwischen 460 und 500 Ma (FRIEDL et al., 2004, 2011). Dabei sind die höheren magmatischen Alter beim Gföhler Gneis möglicherweise durch ererbtes Zirkonmaterial bedingt, das nicht vollständig equilibriert wurde.

Unterschiedliche Metamorphosepfade der moldanubischen Deckensysteme

Die Gesteine der moldanubischen Deckensysteme weisen generell eine hochtemperierte Metamorphose auf. Die Unterschiede liegen auf den ersten Blick in den maximalen Metamorphosebedingungen, wobei für die Mineralparagenesen vor allem der Druck kennzeichnend ist. Das Gföhl-Deckensystem zeigt die am stärksten druck- und temperaturbetonte Metamorphoseentwicklung. Für die Moldanubischen Granulite von Dunkelsteinerwald und St. Leonhard wurden für den Höhepunkt der Metamorphose Hochdruck (HP)- und Hochtemperatur (HT)-Bedingungen von 1,6 GPa und 1.000° C rekonstruiert (CARSWELL & O'BRIEN, 1993; COOKE, 2000). Und trotz dieser sehr hohen maximalen Temperatur können in Granulit, wenn auch sehr selten, kalziumreichere Granatkerne mit prograder Metamorphosezonierung erhalten sein (BECKER, 1997; COOKE et al., 2000). Auch für einen in den Gföhler Gneis eingeschalteten Pyroxen-Granulit wurden vergleichbare extreme Bedingungen bestimmt (COOKE & O'BRIEN, 2001).

Die übrigen Gesteine des Gföhl-Deckensystems zeigen maximal Mitteldruck (MP)- und HT-Bedingungen von 0,8-1,1 GPa und 700-800° C, gefolgt von isothermaler Dekompression (PETRAKAKIS, 1997), die zur verbreiteten Migmatisierung von Gföhler Gneis und großer Teile der Paragneise und Amphibolite führte. Vergleichbare granulitfazielle Bedingungen herrschten auch während der post-deformativen Rekristallisation der Granulite nach deren Dekompression (P 0,65 GPa; T 725° C, CARSWELL & O'BRIEN, 1993). Damit weisen die HP-HT-Granulite einen konvergierenden Metamorphosepfad mit dem Gföhler Gneis und den übrigen Gesteinen im Gföhl-Deckensystem auf. Darüber hinaus belegt in den Paragneisen südöstlich der Diendorfer Störung der für Gesteine des Gföhl-Deckensystems ungewöhnliche Abbau von Granat zu Cordierit eine hochtemperierte Rekristallisation bei noch geringerem Druck.

Die Paragneise im südlichen Teil des Drosendorf-Deckensystems südwestlich vom Weitental zeigen maximale Metamorphosebedingungen von 720-770° C bei 0,7-0,9 GPa (PETRAKA-KIS, 1986), die nur im Druck etwas niedriger sind als die maximalen Bedingungen der Paragneise des Gföhl-Deckensystems. Deutlich anders ist die Metamorphoseentwicklung der migmatischen Paragneise des Ostrong-Deckensystems. Diese enthalten im Raum Weitental bis Ostrong reichlich Cordierit und führen keinen Granat, auch nicht als Relikt. Diese Bildung von Cordierit unter Abwesenheit von Granat lässt die maximalen Bedingungen auf 690 bis 750° C bei 0,4 bis 0,6 GPa eingrenzen und seltene Kyanit-Staurolith-Relikte weisen auf einen amphibolitfaziellen prograden Metamorphosepfad (LINNER, 1996). Zusätzlich zeigen granulitfaziell überprägte Eklogite ein Hochdruck-Mitteltemperatur-Ereignis für Teile des Ostrong-Deckensystems an (O'BRIEN, 1997).

Bei genauerer Betrachtung lassen die Metamorphosepfade der Deckensysteme jeweils spezifische Entwicklungen erkennen. Die Moldanubischen Granulite des Gföhl-Deckensystems zeichnen sich, wie der Großteil der Granulite der Böhmischen Masse (KOTKOVÁ, 2007), durch HP-HT-Metamorphose, isothermale Dekompression und intensive Rekristallisation aus. Für das weitgehende Fehlen von prograden Mineralrelikten bzw. Granatzonierungen wird meist die sehr hohe Temperatur am Höhepunkt der Metamorphose verantwortlich gemacht (PETRAKAKIS, 1997; COOKE et al., 2000). Als Rahmenbedingung für die Art des prograden Pfades ist auch die generelle Abwesenheit von eklogitfaziellen Hochdruckgesteinen im Gföhl-Deckensystem zu sehen. Insofern könnte auch eine Bildung der Granulite aus ordovizischen Plutonen der unteren Kruste für einen nur rudimentär entwickelten prograden Pfad verantwortlich sein.

Große Teile des Gföhl-Deckensystems außerhalb der Granulitkörper und das Drosendorf-Deckensystem haben eine granulitfazielle Prägung bei mittlerem Druck erfahren. Die Gesteine zeigen ähnliche Pfade wie die Granulite, wenige Relikte der prograden Entwicklung und isothermale Dekompression sowie Rekristallisation verbunden mit Migmatisierung. Daraus lässt sich ein konvergierender Verlauf der Metamorphosepfade von Gföhl- und Drosendorf-Deckensystem ableiten (PETRAKAKIS, 1997). Im Unterschied dazu ist für das Ostrong-Deckensystem, das prograde Pfade durch die Amphibolit- beziehungsweise Eklogitfazies aufweist, eine Subduktion von Gesteinen aus der oberen Kruste anzunehmen. Für die anschließende Niedrigdruck-Prägung mit Migmatisierung ist unterschiedliche Dekompression angezeigt.

Aspekte des variszischen Deckenbaues im südöstlichen Moldanubikum

Die tektonische Lagerung des Gföhler Gneises und des Granulitkörpers von St. Leonhard waren der Ausgangspunkt für die Interpretation eines Deckenbaues im südöstlichen Molda-nubikum (SUESS, 1918; KOBER, 1938). Seit der detaillierten Aufnahme der Lagerungsverhältnisse in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts werden diese Gesteine übereinstimmend als Teil der tektonisch hangendsten Einheiten beziehungsweise als Decken interpretiert (FUCHS, 1976; MATURA, 1976; THIELE, 1976; TOLLMANN, 1982; FRITZ & NEUBAUER, 1993). Dazu kommen viele Daten zur Metamorphose der Moldanubischen Granulite und Teilen des Gföhler Gneises, die einer Prägung an der Basis einer stark verdickten kontinentalen Kruste entsprechen. Passend dazu treten mit diesen Gesteinen auch Schuppen aus serpentinisierten Peridotiten auf.

Teile des Gföhl-Deckensystems und das Drosendorf-Deckensystem weisen geringere maximale Metamorphosebedingungen als die Granulite auf. Zugleich konvergieren die unterschiedlichen Metamorphosepfade dieser Decken mit dem Dekompressionspfad der Granulit-Decken. Die Deckengrenzen entwickelten sich also während der Exhumierung der Decken als mächtige duktile Scherzonen und sind kaum als diskrete Scherbahnen zu lokalisieren. Daher wurde vielfach die Lithologie zur Abgrenzung der Deckensysteme herangezogen, die in weiten Bereichen auch die unterschiedlichen Metamorphosepfade widerspiegelt.

Der Wolfshofer Syenitgneis, eine syntektonische Intrusion im Liegenden der Granulit-Decke von St. Leonhard, ist hingegen ein guter Marker für eine Deckengrenze (FUCHS & MATURA, 1976, FRANK et al., 1990). Entsprechend kann der mit diesem Orthogneis korrelierende Quarzsyenitgneis im südwestlichen Dunkelsteinerwald (MATURA, 1984) als syntektonische Intrusion interpretiert werden. Dort zeigt dieses Gestein die tektonische Grenze zwischen der Granulit-Decke des Dunkelsteinerwaldes (als Teil des Gföhl-Deckensystems) und dem in diesem Gebiet durch Marmor und Grafit gekennzeichnete Drosendorf-Deckensystem an. An der Basis des südwestlich überlagernden Gföhl-Deckensystems ist kein Syenitgneis aufgeschlossen. Dadurch ist die Verortung dieser tektonischen Grenze nur aufgrund der Lithologie möglich und liegt entsprechend unsicher innerhalb von Paragneisen (SCHNABEL et al., 2012).

Das Ostrong-Deckensystem weist als liegendste lithotektonische Einheit abweichende Metamorphosepfade auf. Die tektonischen Grenzen zu den überschobenen Deckensystemen sind gut definiert. Eine diskrete Scherzone mit Mylonit kennzeichnet an der Basis des Dobra-Gneises die Grenze zum überlagernden Drosendorf-Deckensystem (FUCHS & SCHAR-BERT, 1979). Im Yspertal wiederum markieren eine mächtige Scherzone mit Schuppen aus Moldanubischem Granulit und Peridotit sowie eine syntektonische Intrusion aus Rastenberger Granodiorit die tektonischen Grenzen zum Gföhl-Deckensystem (FUCHS, 2005). Im Hinblick auf tektonische Grenzen erscheinen die kleinen Vorkommen von Cordierit-Paragneisen südlich von Melk (MATURA, 1984) bislang enigmatisch. Einerseits fanden sich bislang keine auffälligen Mylonite im Bereich der lithologischen Grenzen zu den Gesteinen des Gföhl-

Deckensystems und andererseits tritt auch in den Paragneisen des Gföhl-Deckensystems vereinzelt Cordierit auf.

Ein klar variszisches Alter des Deckenbaues erschließt sich aus dem Alter der Metamorphose sowie der Exhumierung und der Abkühlgeschichte der Gesteine. Die HP-HT-Granulite zeigen einen durch zahlreiche Datierungen gut definierten Metamorphosehöhepunkt im frühen Karbon (345-335 Ma; BECKER, 1997; KLÖTZLI et al., 1999; FRIEDL et al., 2011). Die Alter der Pegmatite, die sich während der Exhumierung des Gföhl-Deckensystems bildeten, liegen zwischen 340 und 330 Ma (ERTL et al., 2012). Und die posttektonische regionale Abkühlung unter 400° C erfolgte um etwa 330 Ma, nachdem der exhumierte moldanubische Deckenstapel teilweise über das Moravikum überschoben war (DALLMEYER et al., 1992; SCHARBERT et al., 1997). Anzumerken bleibt, dass erste Rb-Sr-Biotitalter aus Paragneisen südöstlich von Melk eine Abkühlung unter 300° C erst für das frühe Perm anzeigen (290 bis 280 Ma, LINNER, unpublizierte Daten).

Die tektonischen Prozesse der Variszischen Orogenese, insbesondere jene, die mit Herkunft und Transportrichtung der Decken zusammenhängen, wurden sehr unterschiedlich interpretiert. In der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts standen die Fragen, ob die Transportrichtung der Decken west- oder ostgerichtet sei und welche Teile des Moldanubikums mit dem Moravikum zusammenhängen könnten, im Mittelpunkt der Diskussion (FUCHS, 1976, 1986, 1991; MATURA, 1976, 2003; THIELE, 1976, 1984; TOLLMANN, 1982). Regionale struktur-geologische Aufnahmen ergaben jedoch für das Gföhl- und Drosendorf-Deckensystem bevorzugt N-S gerichtete Streckungslineare und nur für die Granulit-Decken eine W-E-Richtung der Streckungslineare (FRANK et al., 1990; NEUBAUER, 1990). Verknüpft mit Schersinnbeobachtungen leiteten FRITZ & NEUBAUER (1993) eine nordgerichtete Stapelung der moldanubischen Decken ab, verursacht durch eine dextrale Transpression am Brunovistulikum. In weiterer Folge wurde der moldanubische Deckenstapel nordostgerichtet über das Brunovistulikum überschoben und dessen abgescherte Teile als Decken ins Variszische Orogen einbezogen. Diese Decken werden zusammengefasst traditionell als Moravikum bezeichnet. Diese Interpretation einer hauptsächlich nordgerichteten Stapelung der molda-nubischen Decken stimmt mit dem Gesamtmodell der Variszischen Orogenese als Folge einer generell N-S gerichteten Kollision zwischen den Lithosphärenplatten von Gondwana und Laurussia (e.g. KRONER & ROMER, 2013) gut überein.

Literatur

ARNOLD, A. & SCHARBERT, H.G. (1973): Rb-Sr Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmischen Masse in Österreich. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 53, 61-78.

BECKE, F. (1882): Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. - Tschermaks Min. Petr. Mitt., 4, 189-264.

BECKER, H. (1996): Geochemistry of garnet peridotite massifs from lower Austria and the composition of deep lithosphere beneath a Palaeozoic convergent plate margin. - Chem. Geol., 134, 49-65.

BECKER, H. (1997): Sm-Nd garnet ages and cooling history of high-temperature garnet peridotite massifs and high-pressure granulites from Lower Austria. - Contr. Miner. Petr., 127, 224-236.

CARSWELL, D.A. & JAMTVEIT, B. (1990): Variscan Sm - Nd ages for the high-pressure metamorphism in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. - N. Jb. Miner. Abh., 162, 69-78.

CARSWELL, D.A. & O'BRIEN, P.J. (1993): Thermobarometry and geotectonic significance of high-pressure granulites: examples from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. - J. Petr., 34, 427-459.

CHÁB, J., BREITER, K., FATKA, O., HLADIL, J., KALVODA, J., ŠIMŮNEK, Z., ŠTORCH, P., VAŠÍČEK, Z., ZAJÍC, J. & ZAPLETAL, J. (2010): Outline of the Geology of the Bohemian Massif: the Basement Rocks and their Carboniferous and Permian Cover. - 295 S., Czech Geol. Surv. Publ. House.

COOKE, R.A. (2000): High-pressure/temperature metamorphism in the St. Leonhard Granulite Massif, Austria: evidence from intermediate pyroxene-bearing granulites. - Int. J. Earth Sci., 89, 631-651.

COOKE, R.A. & O'BRIEN, P.J. (2001): Resolving the relationship between high P-T rocks and gneisses in collisional terranes: an example from the Gföhl gneiss-granulite association in the Moldanubian Zone, Austria. - Lithos, 58, 33-54.

COOKE, R.A., O'BRIEN, P.J. & CARSWELL, D.A. (2000): Garnet zoning and the identification of equilibrium mineral compositions in high-pressure-temperature granulites from the Moldanubian Zone, Austria. - J. Metamorphic Geol., 18, 551-569.

DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (1992): Chronology of late Paleozoic tectonothermal activity in the south-eastern Bohemian Massif, Austria (Moldanubian and Moravo-Silesian zones): ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral age controls. - Tectonophysics, 210, 135-153.

ERTL, A., SCHUSTER, R., HUGHES, J.M., LUDWIG, T., MEYER, H.-P., FINGER, F., DYAR, M.D., RUSCHEL, K., ROSSMANN, G.R., KLÖTZLI, U., BRANDSTÄTTER, F., LENGAUER, CH.L. & TILLMANNS, E. (2012): Li-bearing tourmalines in Variscan granitic pegmatites from the Moldanubian nappes, Lower Austria. - Eur. J. Miner., 24, 695-715.

FRANK, W., HAMMER, S., POPP, F., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1990): Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmischen Masse: Proterozoische Gesteinsserien und Variszische Hauptorogenese. - Österr. Beitr. Met. Geoph., 3, 185-228.

FRIEDL, G., FINGER, F., PAQUETTE, J.-L., QUADT, A. von, McNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. (2004): Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U-Pb zircon ages. - Int. J. Earth Sci., 93, 802-823.

FRIEDL, G., COOKE, R.A., FINGER, F., McNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. (2011): Timing of Variscan HP-HT metamorphism in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif: U-Pb SHRIMP dating on multiply zoned zircons from a granulite from the Dunkelsteiner Wald Massif, Lower Austria. - Miner. Petrol., 102, 63-75.

FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1993): Kinematics of crustal stacking and dispersion in the south-eastern Bohemian Massif. - Geol. Rundsch., 82, 556-565.

FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmischen Masse. - Jb. Geol. B.-A., 119, 45-61.

FUCHS, G. (1986): Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmischen Masse. - Jb. Geol. B.-A., 129, 41-49.

FUCHS, G. (1991): Das Bild der Böhmischen Masse im Umbruch. - Jb. Geol. B.-A., 134, 701-710.

FUCHS, G. (2005): Der geologische Bau der Böhmischen Masse im Bereich des Strudengaus (Niederösterreich). - Jb. Geol. B.-A., 145, 283-291.

FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse. - Jb. Geol. B.- A., 119, 1-43.

FUCHS, G. & SCHARBERT, H.G. (1979): Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. - Verh. Geol. B.-A., 1979, 29-49.

HOLZER, H. (1964): Die Flinzgraphitvorkommen im außeralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs. - Verh. Geol. B.-A., 1964, 360-371.

JANOUŠEK, V., FINGER, F., ROBERTS, M.P., FRÝDA, J., PIN, C. & DOLEJŠ, D. (2004): Deciphering petrogenesis of deeply buried granites: whole-rock geochemical constraints on the origin of largely undepleted felsic granulites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. - Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci., 95, 141-159.

KLÖTZLI, U., FRANK, W., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1999): Evolution of the SE Bohemian Massif Based on Geochronological Data - A Review. - Jb. Geol. B.-A., 141, 377-394.

KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. - 204 S.

KOTKOVÁ, J. (2007): High-pressure granulites of the Bohemian Massif: recent advances and open questions. - J. Geosci., 52, 45-71.

KRONER, U. & ROMER, R.L. (2013): Two plates - Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. - Gondwana Research, 24, 298-329.

LINNER, M. (1996): Metamorphism and partial melting of paragneisses of the Monotonous Group, SE Moldanubicum (Austria). - Miner. Petr., 58, 215-234.

MATURA, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. - Jb. Geol. B.-A., 119, 63-74.

MATURA, A. (1984): Das Kristallin am Südostrand der Böhmischen Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 127, 13-27.

MATURA, A. (2003): Zur tektonischen Gliederung der variszischen Metamorphite im Waldviertel Niederösterreichs - Jb. Geol. B.-A., 143, 221-225.

NEUBAUER, F. (1990): Kinematics of variscan deformation in the Moldanubian Zone, southern Bohemian massif: preliminary results from the Danube section. - Österr. Beitr. Met. Geoph., 3, 57-76.

O'BRIEN, P.J. (1997): Garnet zoning and reaction textures in overprinted eclogites, Bohemian Massif, European Variscides: A record of their thermal history during exhumation. - Lithos, 41, 119-133.

PETRAKAKIS, K. (1986): Metamorphism of high-grade gneisses from the Moldanubian Zone, Austria, with particular reference to the garnets. - J. Metamorphic Geol., 4, 323-344.

PETRAKAKIS, K. (1997): Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. - J. Metamorphic Geol., 15, 203-222.

SCHARBERT, H.G. (1959): Zur Optik der Plagioklase in den "Fleckamphiboliten" von Spitz a. d. Donau, Niederösterreich. - N. Jb. Miner. Mh., 1959, 135-202.

SCHARBERT, H.G. (1963): Die Granulite der südlichen Böhmischen Masse. - Geol. Rundsch., 52, 112-123.

SCHARBERT, S. (1977): Neue Ergebnisse radiometrischer Altersbestimmungen an Gesteinen des Waldviertels. - Arbeitstagung der Geol. B.-A., Waldviertel, 11-15, Wien.

SCHARBERT, S., BREITER, K. & FRANK, W. (1997): The cooling history of the southern Bohemian Massif. - J. Czech Geol. Soc., 42, 24.

SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., MATURA, A., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. - 47 S., Land Niederösterreich und Geol. B.-A.

SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.G. & LINNER, M. (2012): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, ÖK 55 Ober-Grafendorf. - Geol. B.-A.

SUESS, F.E. (1904): Das Grundgebirge im Kartenblatte St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 54, 389-416.

SUESS, F.E. (1912): Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. - Denkschr. k. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., 88, 541-631.

SUESS, F.E. (1918): Bemerkungen zur neueren Literatur über die Moravischen Fenster. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 11, 71-128.

THIELE, O. (1976): Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? - Jb. Geol. B.-A., 119, 75-81.

THIELE, O. (1984): Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmischen Masse (Österreich). - Jb. Geol. B.-A., 126, 513-523.

TOLLMANN, A. (1982): Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. - Geotekt. Forsch., 64, 1-91.

VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MÍSAŘ, Z., POVONDRA, P. & VRÁNA, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. - Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci., 73, 89-108.

VELLMER, C. (1992): Stoffbestand und Petrogenese von Granuliten und granitischen Gesteinen der südlichen Böhmischen Masse in Niederösterreich. - 111 S., Diss. Univ. Göttingen.

WENDT, J.I., KRÖNER, A., FIALA, J. & TODT, W. (1994): U-Pb zircon and Sm-Nd dating of Moldanubian HP/HT granulites from south Bohemia, Czech Republic. - J. Geol. Soc. London, 151, 83-90.

Wissenschaft und Praxis – eine gelungene langjährige Zusammenarbeit zwischen der Geologischen Bundesanstalt und der Landesgeologie NÖ

K. GRÖSEL, M. HEINRICH, P. LIPIARSKI & M. PERNERSTORFER

Einführung

Die langjährige Zusammenarbeit der Landesgeologie Niederösterreichs und der Geologischen Bundesanstalt, im Speziellen der Fachabteilung Rohstoffgeologie, kann thematisch in vier Schienen gegliedert werden:

- 1) Erhebungen und Darstellungen zum geogenen Naturraumpotenzial.
- 2) Aufnahme, Analytik und Dokumentation aktueller Baustellen.
- 3) Digitale Archivführung der Landesgeologie.
- 4) Bereitstellung von geologischen Arbeitskarten.

Darüber hinaus gibt es eine Vielzahl weiterer Kooperationen zwischen dem Land Niederösterreich und der Geologischen Bundesanstalt (GBA), aus der beispielhaft die Geologische Karte Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002), das Niederösterreich-Buch (WESSELY et al., 2006) aus der Serie der Geologie der Bundesländer, die Datenbank Minerale Niederösterreichs (LIPIARSKI & THINSCHMIDT, 2012), der Niederösterreichische Höhlenkataster (in Arbeit) und das Kooperationsabkommen für den allgemeinen Datenaustausch (z.B. Daten Bergbau- und Haldenkataster, Lockergesteinskarte und Österreichischer Rohstoffplan, Georios) herausgegriffen seien. Eine Zukunftsperspektive bilden die Aufarbeitung und der Austausch digitaler Dokumente zu Bergbauen, Abbauen und Bohrungen, die in den jeweiligen Archiven ruhen.

Erhebungen und Darstellungen zum geogenen Naturraumpotenzial

Die sogenannten Geopotenzial-Projekte repräsentieren mit den Themen Rohstoffgeologie, Hydrogeologie, Ingenieurgeologie/Massenbewegungen sowie fallweise Geochemie, Geophysik, Gesteine der Weinbaugebiete, Karst und Höhlen, Geotope und Exkursionspunkte das breite fachliche Forschungsspektrum der Geologischen Bundesanstalt. Zudem wird dort, wo keine gedruckte geologische Karte zur Verfügung steht, eine Arbeitskarte zusammengestellt. Fallweise werden spezielle geologische Grundlagen erarbeitet und immer auch die landwirtschaftliche Bodenkartierung berücksichtigt. Seitens des Landes Niederösterreich werden für die Arbeiten (wie auch für alle folgenden Projekte) digitale Datensätze zu Topografie, Orthofotos und Laserscans, aber auch Fachdaten zu bergrechtlichen Festlegungen, Bohrungen, Wassernutzungen und Bergschäden zur Verfügung gestellt. Erst diese Daten und Informationen ermöglichen eine moderne und fundierte Bearbeitung. Bisher wurden im Rahmen der

Bund-Bundesländerkooperation (Finanzierung 50 % Vollzug des Lagerstättengesetzes, 50 % Land Niederösterreich) die folgenden Gebiete und Bezirke bearbeitet (vgl. Abbildung 1): 1) Semmering-Wechsel (PIRKL, 1986), 2) Waldviertel-Süd (ALBER, 1987), 3) Rechnitzer Schieferinsel und Vorland (MALECKI et al., 1987), 4) Wien Ost und Südost (PISTOTNIK et al., 1989), 5) Amstetten & Waidhofen an der Ybbs (HEINRICH et al., 1992), 6) Horn & Hollabrunn (HEINRICH, 1999; HEINRICH et al., 2000), 7) Scheibbs (HEINRICH et al., 2001), 8) Melk (HEINRICH et al., 2006), 9) Tulln (HEINRICH et al., 2008), 10) Korneuburg (HEINRICH et al., 2010) und 11) Bruck an der Leitha (HEINRICH et al., 2012, Endbericht in Vorb.). Um die Liste zu vervollständigen, seien auch die nicht von der Geologischen Bundesanstalt durchgeführten Rohstoff- bzw. Naturraumpotenzialprojekte angeführt: 1) Waldviertel Nord (AUSTROPLAN, 1989) und 2) Planungsregion St. Pölten (HÖBENREICH et al., 1989).

Ziel der Projekte ist die Zusammenstellung verfügbarer Unterlagen, die Datenverdichtung und Auswertung zu oben genannten Themen im Hinblick auf die Erstellung von Grundlagen für operative Entscheidungen der Landesgeologie, der hydrogeologischen sowie der Umwelt- und Raumplanung. Die Naturraumpotenzial- bzw. Geopotenzial-Idee geht auf Arbeiten in Deutschland der 1970er Jahre zurück, die vorrangig die planerische Sicherung von oberflächennahen Rohstoffen zum Ziel hatten (LÜTTIG, 1980; MATTIG, 1991). Die Geo- und Naturraumpotenzialarbeiten in Österreich haben wesentliche Impulse einerseits durch die Vorgaben der ÖSTERREICHISCHEN RAUMORDNUNGSKONFERENZ (1988) im Hinblick auf die Erfassung der Potenziale, aber auch der Empfindlichkeiten, Belastungen und Gefährdungen und durch die Arbeiten der Forschungsgesellschaft Joanneum in der Steiermark unter Prof. W. GRÄF (GRÄF, 1986) erhalten. Seither ist eine allgemeine Tendenz zur Spezialisierung und vor allem zur Vormacht der Datenverarbeitung gegenüber dem Informations- und Wissensgewinn zu konstatieren, die auch vor den Geopotenzial-Projekten der Geologischen Bundesanstalt nicht halt gemacht hat. Wesentlich ist und bleibt aber die Vermeidung rein sektoraler Betrachtungsweisen und das Bemühen um eine möglichst integrative, zusammenwirkende und über die Fachspezifika hinausschauende Arbeitsweise, die eine nachhaltige Entwicklung der jeweiligen Region im Auge behält und auf der Zusammenstellung der jeweils besten geologischen Grundlagen basiert (z.B. DECKER & HEINRICH, 1992).

Die Ergebnisse werden jeweils in Berichtsform, aber auch als digitale Datensätze an die Landesgeologie übergeben. Weitere Berichtsexemplare liegen in der Bibliothek und der FA Rohstoffgeologie der Geologischen Bundesanstalt sowie im Wirtschaftsministerium. Aktuell gibt es Bestrebungen, die Daten und Ergebnisse in bestehende Datenbanken des Landes zu integrieren, um den Zugriff zu erleichtern. Es wird auch zu diskutieren sein, inwieweit die diversen Themenkarten auch für das Intranet des Landes aufbereitet bzw. als Web Map Service für die Öffentlichkeit zur Verfügung gestellt werden können. Im Vortrag werden ausgewählte, beispielhafte Ergebnisse zu den verschiedenen Themen illustriert dargestellt.

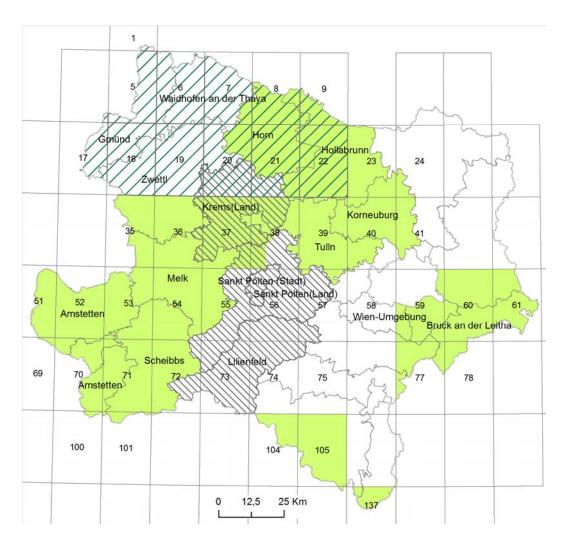


Abb. 1: Räumliche Übersicht zu den in Niederösterreich durchgeführten Geopotenzial-Projekten der Geologischen Bundesanstalt (flächig grün, Zitate siehe oben) sowie von AUSTROPLAN (1989, Waldviertel Nord, grob schraffiert) und HÖBENREICH et al. (1989, Zentralraum, fein schraffiert).

Aufnahme, Analytik und Dokumentation aktueller Baustellen

Aus dem Jahr 1992 datiert der erste Bericht der Projektserie "Baustellendokumentation", damals anlässlich der erwarteten zahlreichen Aufschlüsse für den Bau der "Neuen Bahn" ins Leben gerufen und von T. HOFMANN betreut (HOFMANN, 1992). Ziel der Arbeiten war und ist seither die geologische Aufnahme kurzzeitiger Bauaufschlüsse, ihre Beschreibung, fotografische Dokumentation, die Entnahme von Proben, ausgewählte Analytik, stratigrafische Einstufung und die Aufbewahrung von Proben für allfällige künftige Fragestellungen. Der Wert von wissenschaftlichen Dokumentationen von Bauaufschlüssen ist nicht neu, die Arbeiten stehen in einer langen Tradition seit der Gründung der k. k. Geologischen Reichsanstalt. Bereits im ersten Band des Jahrbuches der k. k. Geologischen Reichanstalt (FOETTERLE, 1850a, b; HAIDINGER, 1850) wird über Einsendungen von Gesteinen von der im Bau befindlichen Semmeringbahn berichtet. Wie bei den Geopotenzial-Projekten erfolgt die Finanzierung im Rah-Bund-Bundesländerkooperation 50 men der (Finanzierung Vollzug des Lagerstättengesetzes, 50 % Land Niederösterreich). Es liegen mittlerweile für Niederösterreich 22 Berichte vor (hier nicht erwähnte Zitate im Anschluss an das Literaturverzeichnis). Es wurden 120 Baulose mit knapp über 1.400 Bohrungen bzw. Aufschlüssen bearbeitet und zahlreiche Analysen durchgeführt.

Die Bearbeitung durch das Projekt erfolgt vorwiegend dort, wo im Rahmen der Landesaufnahme der Geologischen Bundesanstalt gerade keine Interessensgebiete liegen, ist aber längst über die Aufschlüsse der Bahn und anderer großer Infrastrukturprojekte hinausgewachsen. In den letzten Jahren sind z.B. die Windparks zu einer reichen Quelle neuen Geowissens geworden. Regional liegt nach wie vor der Bearbeitungsschwerpunkt auf den schlecht aufgeschlossenen Regionen des Alpenvorlandes und der Becken. Das ist aber keine strikte Regel, wie die folgende Abbildung 2 zeigt.

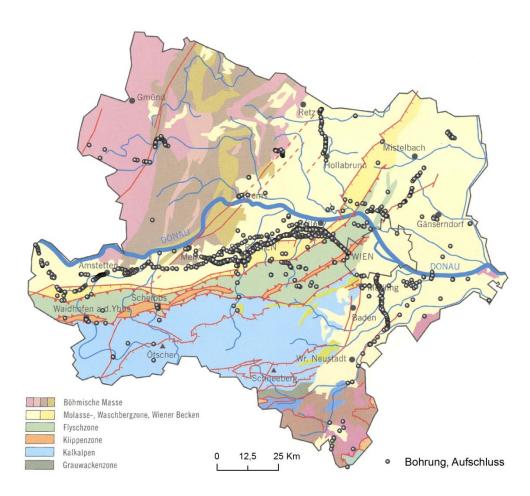


Abb. 2: Räumliche Übersicht zu den bearbeiteten Baustellen; Geologie aus GOTTSCHLING (2002).

Inhaltlich geht die Bearbeitung seit langem weit über die reine Datensammlung und Dokumentation hinaus. Mit tektonischen Analysen, stratigrafischen Einstufungen, Bestimmungen von Korngrößenverteilungen (155), mineralogischen (578), tonmineralogischen (488) und chemischen Zusammensetzungen bewegt sich das Projekt im Grundlagenbereich und manifestiert eine breite Zusammenarbeit. Diese reicht von der Geländeaufnahme bis zur Auswertung über die Abteilungsgrenzen des Hauses hinweg mit den Geologen der Ingenieurbüros, wofür sehr herzlich gedankt sei. So mancher kartierende Geologe hat auch die Möglichkeit zu einer ausführlichen Dokumentation seiner Bearbeitungen neuer Aufschlüsse im Rahmen der Berichte

ergriffen, vgl. z.B. R. ROETZEL mit der Neukartierung Umfahrung Maissau in POSCHTRÖZMÜLLER et al. (2008).

Ein großer Schritt in Richtung Zugänglichkeit der Ergebnisse ist mit der Neugestaltung der Datenbank begonnen worden, in der die eigenen Schichtbeschreibungen der Bohrungen, aber auch die Ergebnisse der Analysen und die zugehörigen Berichtsteile erfasst und gespeichert sind und die GBA-hausinterne Nutzung der Ergebnisse ermöglicht. Eine Übergabe der Datenbank an das Land Niederösterreich erfolgte bereits im Jahr 2012. Die Übernahme der Bohrungen in die HADES-, und der Baustellen in die Baugrundkataster-Datenbank ist geplant. Der automatische Import der Baustellenbohrungen ist aus technischen und inhaltlichen Gründen gescheitert, die manuelle Übernahme wird zeitgleich mit der Erweiterung der Baugrundkataster-Datenbank um die Linien und Polygonebenen erfolgen.

Im Vortrag werden aus der Fülle der im Laufe der Jahre erzielten Ergebnisse ausgewählte Beispiele gezeigt. Speziell zu den Baulosen im Bereich der Kartenblätter 55 und 56 findet sich im Tagungsband ein eigener Artikel als Zusammenfassung zu dem gezeigten Poster (POSCHTRÖZMÜLLER et al., 2013).

Digitale Archivführung der Landesgeologie

Bereits seit Ende der 1980er Jahre gibt es an der Landesgeologie NÖ (Abt. Baudirektion - Geologischer Dienst) diverse digitale Datenbestände, die in Form von IBM IMS-Datenbanken (später ORACLE) geführt wurden. Dazu gehören der Baugrundkataster ("BGK") und die Bohrungsdatenbank "HADES". Parallel dazu wurden die "Bergrechtlichen Festlegungen" als Polygonebenen für grundeigene-, bergfreie und bundeseigene mineralische Rohstoffe in Arc-INFO, dem GIS-Programm der Firma ESRI, systematisch aufgearbeitet. Aus verschiedenen, vor allem technischen Gründen wurde Ende der 1990er Jahre im Rahmen von gemeinsamen Projekten im Auftrag des Landes Niederösterreich begonnen, die Datenbanken auf die neue ORACLE-Plattform zu migrieren und die vorhandenen VisualBasic®-Applikationen auf MS Access-Basis zu entwickeln.

Als erstes wurde die Bohrdatenbank "HADES" in enger Zusammenarbeit zwischen den Experten M. PERNERSTORFER (Baudirektion) und P. LIPIARSKI (GBA) in eine neue Form gebracht. Dabei wurden Datenstrukturen vereinfacht und Datenbestände bereinigt. Die korrigierten und überarbeiteten Daten wurden in die SQL Server-Datenbank exportiert, die neue MS Access-Applikation wurde um die GIS-Funktionalität erweitert. Die Möglichkeit der Erstellung von einfachen Bohrprofilen und die Schnittstelle zum Programm Wellmaster (des von der GBA entwickelten Visualisierungsprogrammes für 2-d und 3-d geologische Daten) wurden ebenfalls erstellt (REITNER, 2001; LIPIARSKI, 2011a, ATZENHOFER et al., 2011).

Bei der Übernahme Ende 1999 bestand HADES aus knapp 13.000 Datensätzen mit ca. 100.000 Schichten. Schon damals waren die meisten Bohrungen OMV Schussbohrungen (ca. 9.200). Im Laufe der Jahre 2000 bis 2002 sind etliche Schussbohrungen dazu gekommen,

sodass HADES Ende 2002 über ca. 25.000 Bohrpunkte mit geologischen Schichten verfügte. Im Rahmen weiterer gemeinsamer Vorhaben wurde HADES noch um ein Scan-Modul und diverse Import/Export Module erweitert. Der heutige Stand beträgt ca. 35.200 Bohrpunkte, über 178.000 Schichten und 3.200 eingescannte Bohrprofile.

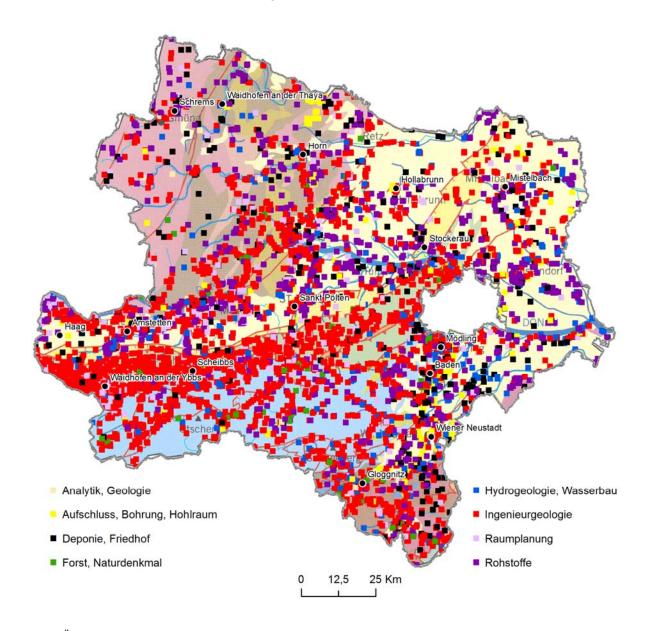


Abb. 3: Übersicht zu den im Niederösterreichischen Baugrundkataster vorhandenen Informationspunkten mit zusammengefasster, veränderter Legende; Geologie aus GOTTSCHLING (2002).

Im Jahr 2001 wurde die Modernisierung der zweiten großen geologischen Datenbank des Landes, dem "Baugrundkataster", in Angriff genommen (vgl. Abbildung 3). Die seit Ende der 1980er Jahre existierende IMS-Datenbank war hierarchisch strukturiert. Die Dateneingabe erfolgte über Bildschirmmasken in einem ASCII Terminalfenster. Die Datenbank war mit einem Abfragesystem "Aquarius" ausgestattet. Bis 2001 sind 4.996 "records" (Dokumente) eingegeben worden, hauptsächlich geologische Gutachten. Im Rahmen des gemeinsamen Projektes (LIPIARSKI et al., 2004) wurde die Datenbankstruktur modernisiert, die Thesauren (Begriffs-

listen) durchgeschaut und die Datenbank um ein GIS-Modul erweitert. In Folge weiterer Projekte wurde auch das Dokument-Managementsystem der Niederösterreichischen Landesregierung "EPIS" über http-Links mit dem Baugrundkataster verknüpft.

Die Applikation "Bergrechtliche Festlegungen" wurde Anfang der 1990er Jahren im damaligen GIS-System des Landes Niederösterreich (ESRI ARC/INFO) implementiert. Die Vektordaten der Abbau- und Bergbaubetriebe waren in Form von ESRI Polygoncoverages angelegt.

Im Rahmen eines gemeinsamen Projektes (LIPIARSKI, 2011b) wurden die Daten in das zentrale GIS-System des Landes Niederösterreich übernommen, dabei wurden auch etliche Korrekturen der Inhalte durchgeführt. Die Datenbankstruktur wurde modernisiert und im SQL-Server-System des Landes angelegt. Die Datensätze wurden verschiedenen Prüfroutinen unterzogen und in die neue Datenbank übernommen. Als weiterer Schritt wurde eine MS Access-Applikation zur Eingabe und Abfrage der Daten programmiert. Diese Applikation verfügt über mehrere Auswahllisten, eine Suchfunktion und ein kleines GIS-Modul. Zusätzlich wurde ein ArcGIS-Projekt erstellt, wo die Geometriedaten eingetragen bzw. importiert werden können. Der Benutzer hat dabei auch die komplette Information über die Abbaufelder aus der SQL-Server-Datenbank.

Bereitstellung von geologischen Arbeitskarten

Zweck des Projektes "NÖ Semidigital", das in den Jahren 2008 bis 2009 im Auftrag des Landes Niederösterreich von der GBA durchgeführt wurde, war eine Steigerung der raschen Verfügbarkeit möglichst großmaßstäbiger geologischer Informationen aus vorhandenen geologischen Karten (Gebietskarten, Manuskripte, Dissertationen, gedruckte Karten, Übersichten) und thematisch-geologischen Karten (Rohstoffgeologie, Hydrogeologie, Geotechnik, Umweltgeologie) durch Umwandlung ins digitale Format (Scannen) und Anbindung an eine GIS-Plattform (Georeferenzierung).

In der ersten Etappe des Projektes "NÖ Semidigital" wurden im Dezember 2009 1.047 georeferenzierte geologische Kartenwerke geliefert. In darauf folgenden drei Updates wurden weitere Scans aufgearbeitet, sodass jetzt über 2.600 geologische Karten und Profile zur Verfügung stehen (LIPIARSKI et al., 2008; LIPIARSKI et al., 2012a), siehe dazu Abbildung 4.

Zusätzlich wurde für das Land Niederösterreich in den Jahren 2009 bis 2012 eine GIS-basierte, digitale, angewandt-geologische Arbeitskarte "AngedAN" im Maßstab 1:50.000 erstellt (LIPIARSKI et al., 2012b). Die Karte basiert auf digitalen und analogen Arbeitsunterlagen in derzeit bester verfügbarer Qualität, wobei auch Manuskriptkarten, Kompilationen und die Lockergesteinskarte (UNTERSWEG et al., 2006) berücksichtigt wurden. Diese Unterlagen wurden anhand der Laserscans und neuer Informationen ergänzt und korrigiert bzw. Differenzierungen wurden vorgenommen. Als Grundlage für die tektonische Gliederung diente die "Geologische Karte Niederösterreich 1:200.000" (SCHNABEL et al., 2002) mit Ergänzungen von R. SCHUSTER (GBA), wofür wiederum sehr herzlich gedankt sei.

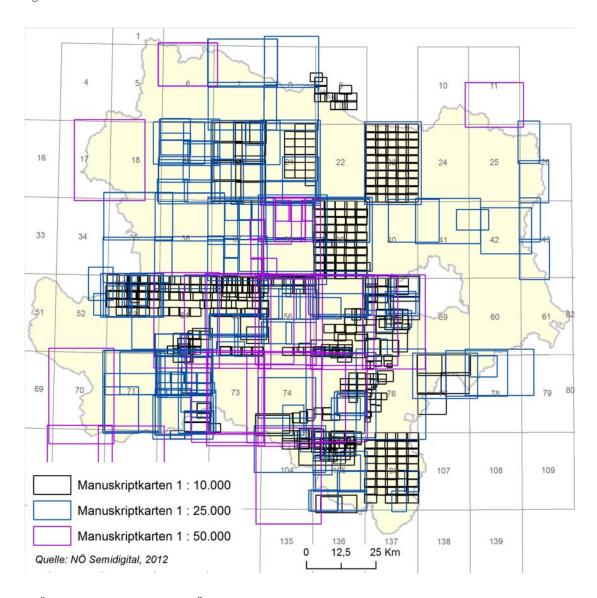


Abb. 4: Übersicht zur Verteilung in "NÖ Semidigital" erfasster geologischer Manuskriptkarten.

Die Karte ist als relationale Datenbank aufgebaut und ermöglicht als solche verschiedene attribut- und kartenbezogene, blattübergreifende Abfragen. Die Datenbank beinhaltet eine umfangreiche Beschreibung jeder einzelnen geologischen Ausweisung samt Quellbeschreibung der Ursprungslegende, sodass die Nachvollziehbarkeit der Herkunft jedes einzelnen Polygons gewährleistet ist.

Die drei Hauptebenen des Datensatzes sind quartäre, tertiäre und Grundgebirgs-Gesteine, wobei die lithologischen Eigenschaften im Sinne einer angewandten geologischen Arbeitskarte im Vordergrund stehen (siehe Abbildung 5 und 6).

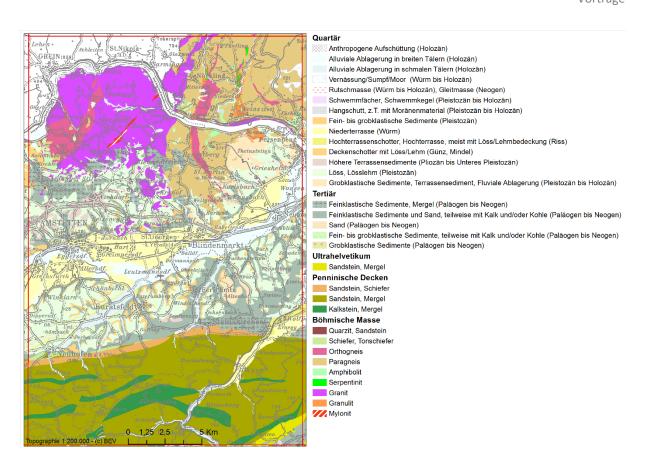


Abb. 5: Beispielhafter, verkleinerter Ausschnitt aus der GIS-basierten, digitalen, angewandt-geologischen Arbeitskarte "AngedAN" im Maßstab 1:50.000.

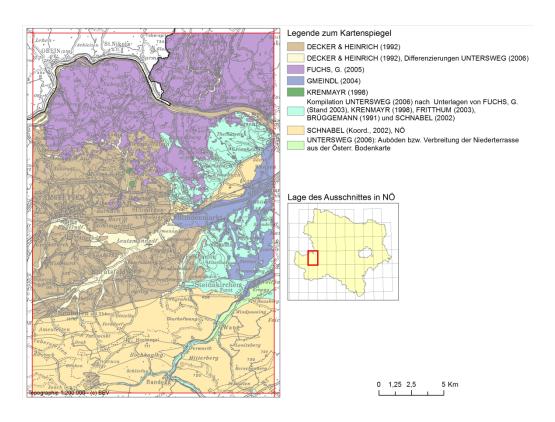


Abb. 6: Kartenspiegel zum "AngedAN"-Ausschnitt Blatt 53 Amstetten.

Dank

Großer Dank gebührt den Verantwortlichen des Landes Niederösterreich, des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung, des Bundesministeriums für Wirtschaft, Familie und Jugend und der Geologischen Bundesanstalt, die alle dazu beitragen, dass die Kooperation ermöglicht wird und erfolgreich ist. Nicht zuletzt sei allen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des Geologischen Dienstes und der berührten Abteilungen des Landes sowie der Geologischen Bundesanstalt für die Zusammenarbeit herzlich gedankt.

Literatur

ALBER, J. (1987): Rohstoffpotential südliches Waldviertel – Dunkelsteinerwald. - Ber. Geol. B.-A., 3, 1-186.

ATZENHOFER, B., LIPIARSKI, P., REITNER, H., HEINRICH, M., HEGER, H., MAURACHER, J., POSCHTRÖZMÜLLER, G., REISCHER, J. & SCHEDL, A. (2011): Rohstoffarchiv EDV-Grundlagen und Dokumentation und Rohstoffarchiv GIS-Auswertung und Darstellung. - Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-032/2009-10 und Ü-LG-033/2009-10, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 240 S.

AUSTROPLAN (1989): Rohstoffpotential Waldviertel-Nord: Erfassung und Beurteilung des Rohstoffpotentials im nördlichen Waldviertel, N.Ö. - Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-009c/83-84-86, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 07569-R, 207 S.

DECKER, K. & HEINRICH, M. (Red.) m. Beitr. v. BRÜGGEMANN, H., ESTERLUS, M., PAVLIK, W., REITNER, H., THIELE, O. & WIMMER-FREY, I. (1992): Kompilierte geologische Arbeitskarten Bezirk Amstetten und Waid-hofen an der Ybbs 1:25.000. - Unveröff. Manuskriptkarten Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-009g/91, Geol. B.-A. / FA Rohstoffgeol.

FOETTERLE, F. (1850a): Verzeichniss der an die k. k. geologische Reichsanstalt gelangten Einsendungen von Mineralien, Petrefacten, Gebirgsarten, u.s.w. - Jb. Geol. R.-A., 1, 552-559.

FOETTERLE, F. (1850b): Verzeichniss der an die k. k. geologische Reichsanstalt gelangten Einsendungen von Mineralien, Petrefacten, Gebirgsarten, u.s.w. - Jb. Geol. R.-A., 1, 734-740.

GOTTSCHLING, P. (2002): Zur geologischen Entwicklungsgeschichte Niederösterreichs. - In: BERTL, M., EH-GARTNER, H. & HOVORKA, W. (Red.), Natur im Herzen Mitteleuropas, Landesverlag, Niederösterreichisches Landesmuseum, 8-17.

GRÄF, W. (1986): Naturraumpotentialkarten im Dienste einer umweltbewußten Rohstoffsicherung, dargestellt am Beispiel der Steiermark. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 79, 15-29.

HAIDINGER, W. (1850): Verzeichniss der an die k. k. geologische Reichsanstalt gelangten Einsendungen von Mineralien, Petrefacten, Gebirgsarten, u.s.w. - Jb. Geol. R.-A., 1, 154-168.

HEINRICH, M. (1999): Geogenes Naturraumpotential Horn – Hollabrunn: Übersicht und Schwerpunkte der Projektsarbeiten. - In: ROETZEL, R. (Red.): Arbeitstagung 1999 Retz - Hollabrunn, Geol. B.-A., 113-117.

HEINRICH, M., PAVLIK, W., AUGUSTIN, K., BRÜGGEMANN, H., EGGER, H., GAMERITH, W., RUPP, C. & WIM-MER-FREY, I. (1992): Erhebung und Darstellung geogener Naturraumpotentiale der Region Amstetten – Waidhofen/Ybbs. - Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-009g/91, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 09438-R, 60 S.

HEINRICH, M., ARNDT, R., AUGUSTIN-GYURITS, K., ATZENHOFER, B., BRÜGGEMANN, H., DECKER, K., HELLERSCHMIDT-ALBER, J., HOBIGER, G., HOFMANN, T., HÜBL, G., KLEIN, P., LIPIARSKI, P., MOSHAM-MER, B., PAPP, H., PERESSON-HOMAYOUN, M., PIRKL, H., ROETZEL, R., RÖMER, A., SCHEDL, A. & SCHNA-BEL, W. (2000): Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Raum Geras - Retz - Horn - Hollabrunn (Bezirke Horn und Hollabrunn). - Unveröff. Bericht 5. Jahr, Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-036/F/98,99, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 86 S.

HEINRICH, M., ATZENHOFER, B., DECKER, K., GRÖSEL, K., HELLERSCHMIDT-ALBER, J., HOFMANN, T., KLEIN, P., KREUSS, O., LIPIARSKI, P., PERESSON, M., PFLEIDERER, S., PIRKL, H., PLAN, L., REITNER, H., SCHEDL, A. & SCHNABEL, W. (2001): Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Bezirk Scheibbs. - Unveröff. Bericht 3. Jahr, Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-040/1997-99, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 57 S.

HEINRICH, M., ATZENHOFER, B., DECKER, K., HELLERSCHMIDT-ALBER, J., HOFMANN, T., ITA, A., KLEIN, P., KRENMAYR, H.-G., LIPIARSKI, P., PFLEIDERER, S., PIRKL, H., RABEDER, J., REITNER, H., SCHATZ, M., TATZREITER, F., THINSCHMIDT, A., UNTERSWEG, T. & WIMMER-FREY, I. (2006): Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Bezirk Melk. - Unveröff. Endbericht. 3. Jahr, Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-052/2001-03, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 86 S.

HEINRICH, M., KLEIN, P., LIPIARSKI, P., NEINAVAIE, H., PFLEIDERER, S., PIRKL, H., REITNER, H. & WIMMER-FREY, I. (2008): Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Bezirk Tulln. - Unveröff. Endbericht. 3. Jahr (2007), Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-061/2004-06, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 74 S.

HEINRICH, M., PFLEIDERER, S., PIRKL, H., RABEDER, J., REITNER, H. & WIMMER-FREY, I. (2010): Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Bezirk Korneuburg. - Unveröff. Ber. 3. Jahr, Bund-/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-64/2007, Bibl. Geol. B.-A, / Wiss. Archiv, 83 S.

HEINRICH, M., REITNER, H., BAUER, H., SCHUSTER, R., BIEBER, G., RÖMER, A., HOBIGER, G., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., PFLEIDERER, S., PIRKL, H., PLAN, L., EXEL, T., RABEDER, J. & WIMMER-FREY, I. (2012): Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Bezirk Bruck an der Leitha. - Unveröff. Bericht 2. Jahr, Bund-/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-70/2011, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 51 S.

HÖBENREICH, L., PEER, H., SCHABL, A., VINZENZ, M., WASSERMANN, W. & WOLFBAUER, J. (1989): Geogenes Naturraumpotential Planungsregion St. Pölten. - Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-009f/88, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 07203-R, 3 Bände, 38 S.

HOFMANN, T. (1992): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme zum Projekt Neue Bahn mit Schwerpunkten auf umweltrelevante und rohstoffwissenschaftliche Auswertungen und die Aufschlußarbeiten in der niederösterreichischen Molassezone. - Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-032/91, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 11 S.

LIPIARSKI, P. (2011a): Bericht über die Erweiterung der Bohr- und Aufschlussverwaltungs-Datenbank "HADES" um das Scan- und Importmodul. - Unveröff. Bericht Proj. N-C-75 / 2010 i. A. Amt d. NÖ Landesregierung, 22 S.

LIPIARSKI, P. (2011b): "Bergrechtliche Festlegungen NÖ" – Datenmigration nach ESRI® ArcGIS® und Datenbankapplikation. - Unveröff. Bericht Proj. N-C-78 / 2011 i. A. Amt d. NÖ Landesregierung, 41 S.

LIPIARSKI, P. & THINSCHMIDT, A. (2012): Erstellung von Applikationen für die Intranet-Verwendung und zur eingeschränkten Internet-Darstellung der Datenbankinhalte "Minerale NÖ". - Unveröff. Bericht Bund-Bundesländerkoperation N-C-079/2011 i. A. Amt d. NÖ Landesregierung, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 24 S.

LIPIARSKI, P., REITNER, H. & HEINRICH, M. (2004): Rohstoffarchiv EDV-Grundlagen und Dokumentation und Rohstoffarchiv GIS-Auswertung und Darstellung. - Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-032/2002-03 und Ü-LG-033/2002-03, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 123 S.

LIPIARSKI, P., LIPIARSKA, I. & HEINRICH, M. (2008): Semidigitale mittel- und großmaßstäbige geologische Karte Niederösterreich. - Unveröff. Bericht, Proj. N-C-67/2008-09 i. A. Amt d. NÖ Landesregierung, 16 S.

LIPIARSKI, P., LIPIARSKA, I. & HEINRICH, M. (2012a): Semidigitale mittel- und großmaßstäbige geologische Karte Niederösterreich, Bericht über Datenlieferung "Update 3". - Unveröff. Bericht Proj. i. A. Amt der NÖ Landesregierung, BD1-G-5118/001-2007, 6 S.

LIPIARSKI, P., UNTERSWEG, T., LIPIARSKA, I. & HEINRICH, M. (2012b): Angewandt-geologische digitale Arbeitskarte Niederösterreich (AngedAN). - Unveröff. Bericht i. A. Amt der NÖ Landesregierung, Zl. BD-1-G-5146/001-2009, 51 S.

LÜTTIG, G.W. (1980): Naturraumpotentialkarten als Unterlagen für Raumordnung und Landesplanung. - Akad. Raumforsch. Landespl. Arbeitsmat., 27, 1-60.

MALECKI, G., HEINRICH, M., KOLLMANN, W. & SCHÄFFER, G. (1987): Rohstoffpotential Rechnitzer Schieferinsel und Vorland. - Ber. Geol. B.-A., 11, 1-209.

MATTIG, U. (1991): Der Einsatz von Naturraumpotentialkarten als Beitrag zur raumplanerischen Sicherung oberflächennaher Rohstoffe Sand und Kies in der Bundesrepublik Deutschland und in Norwegen. - 299 S., Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Erlangen-Nürnberg.

ÖSTERREICHISCHE RAUMORDNUNGSKONFERENZ (1988): Empfehlung Nr. 21: Empfehlungen zur Erstellung von Naturraumpotentialkarten vom 7.4.1988. - ÖROK Schriftenreihe, 67, 1-10.

PIRKL, H.R. (1986): Rohstoffpotential Semmering - Wechselgebiet. - Ber. Geol. B.-A., 4, 1-79.

PISTOTNIK, J., BOROVICZENY, F., BRÜGGEMANN, H., HEINRICH, M., HERRMANN, P., RATAJ, W., SCHÄFFER, G., SCHEDL, A., SHADLAU, S., VECER, B. & WIMMER-FREY, I. (1989): Rohstoffpotential ausgewählter Gebiete Raum Wien Ost und Südost (ÖK-Blätter 59, 60, 61, 77, 78, 79). - Ber. Geol. B.-A., 16, 1-56.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., ATZENHOFER, B., ĆORIĆ, S., HASLINGER, E., KOLLARS, B., LIPIARSKI, P., MAS-SIMO, D., MOSHAMMER, B., RABEDER, J., REITNER, H. & ROETZEL, R. (2008): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme an Bauvorhaben in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. – Unveröff. Jahresbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-063/2007, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 291 S.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., LIPIARSKI, P. & ĆORIĆ. S. (2013): Neue Bauaufschlüsse – Neues Geowissen: Niederösterreich. Baustellendokumentation auf den Kartenblättern ÖK 55 und 56. - Dieser Band.

REITNER, H. (2001): WellmasterAV Hades ArcView Erweiterung zur Auswertung und Darstellung von Bohrungsdaten. - Unveröff. Teilber., Bund-Bundesländer-Projekt N-C-48/2000 i. A. Amt d. NÖ Landesregierung, Geol. B.-A. / FA Rohstoffgeol., 29 S.

SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., MATURA, A., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. Legende und kurze Erläuterung. - 47 S., Land Niederösterreich und Geol. B.-A.

UNTERSWEG, T., HEINRICH, M., LIPIARSKA, I. & LIPIARSKI, P. (2006): Voruntersuchungen des Bundes als Basis für überregionale und regionale Rohstoff-Vorsorgekonzepte (Lockergesteine) unter schwerpunktmäßiger Betrachtung des natürlichen Angebotes, "Bundesweite Vorsorge Lockergesteine", Niederösterreich und Wien. - Unveröff. Bericht Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-043/2003, Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 46 S.

WESSELY, G., DRAXLER, I., GANGL, P., GOTTSCHLING, P., HEINRICH, M., HOFMANN, T., LENHARDT, W., MATURA, A., PAVUZA, R., PERESSON, H. & SAUER, R. (2006): Niederösterreich. Geologie der österreichischen Bundesländer. - 416 S., Geol. B.-A.

Im Text nicht explizit zitierte Berichte der Baustellenprojekte

HOFMANN, T. (1993): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme zum Projekt Neue Bahn mit Schwerpunkten auf umweltrelevante und rohstoffwissenschaftliche Auswertungen und die Aufschlußarbeiten in der niederösterreichischen Molassezone. - Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-032/92, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 41 S.

HOFMANN, T. (1994): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme zum Projekt Neue Bahn mit Schwerpunkten auf umweltrelevante und rohstoffwissenschaftliche Auswertungen und die Aufschlußarbeiten in der niederösterreichischen Molassezone. - Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-032/93, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 39 S.

HOFMANN, T. (1997): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme zum Projekt Neue Bahn mit Schwerpunkten auf umweltrelevante und rohstoffwissenschaftliche Auswertungen und die Aufschlußarbeiten in der niederösterreichischen und oberösterreichischen Molassezone, Großbauvorhaben in Wien mit Schwerpunkt auf geotechnisch-umweltrelevante Grundlagenforschung Flyschzone. - Ber. Geol. B.-A., 36, 1-129.

HOFMANN, T. & HOMAYOUN, M. (1996): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme zum Projekt Neue Bahn mit Schwerpunkten auf umweltrelevante und rohstoffwissenschaftliche Auswertungen und die Aufschlußarbeiten in der niederösterreichischen Molassezone. - Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-032/95, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 34 S.

HOFMANN, T., HOMAYOUN, M., HARZHAUSER, M., KRHOVSKY, J., KUFFNER, T., SCHATTAUER, I., SCHNABEL, W. & SUPPER, R. (1995): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme zum Projekt Neue Bahn mit Schwerpunkten auf umweltrelevante und rohstoffwissenschaftliche Auswertungen und die Aufschlußarbeiten in der niederösterreichischen Molassezone. - Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-032/94, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 26 S.

HOMAYOUN, M., ATZENHOFER, B., HOFMANN, T., KLEIN, P., KRENMAYR, H.-G., KRHOVSKY, J., MASSIMO, D., RASSER, M. & SLAPANSKY, P. (1998): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme zum Projekt Neue Bahn und anderen Bauvorhaben mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen und die Aufschlußarbeiten in der niederösterreichischen Molassezone. - Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-032/F/97, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 26 S.

HOMAYOUN, M., ATZENHOFER, B., DECKER, K., DRAXLER, I., EGGER, H., MASSIMO, D., PAK, E. & REIT-NER, H. (1999): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme zum Projekt Neue Bahn und anderen Bauvorhaben mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen und die Aufschlußarbeiten in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone. - Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-032/F/98, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 20 S.

HOMAYOUN, M., ATZENHOFER, B., EGGER, H., KLEIN, P., LIPIARSKI, P., MASSIMO, D., REITNER, H. & RUPP, C. (2000): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme zum Projekt Neue Bahn und anderen Bauvorhaben mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen und die Aufschlußarbeiten in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone. - Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-032/F/99, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 32 S.

PERESSON-HOMAYOUN, M., ATZENHOFER, B., HEINRICH, M., HERRMANN, P., KLEIN, P., KOLENPRAT, B., KRENMAYR, H.-G., LIPIARSKI, P., MASSIMO, D., NOWOTNY, A., REITNER, H. & RUPP, C. (2001): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme zum Projekt Neue Bahn und anderen Bauvorhaben mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen und die Aufschlußarbeiten in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone. - Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-047/00, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 72 S.

PERESSON-HOMAYOUN, M., ATZENHOFER, B., DECKER, K., DRAXLER, I., EGGER, H., HEINRICH, M., MAS-SIMO, D., MOSHAMMER, B., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHEDL, A. & SCHÖNLAUB, H.-P. (2002): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme zum Projekt Neue Bahn und anderen Bauvorhaben mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen und die Aufschlußarbeiten in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone. - Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-047/01, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 55 S.

PERESSON-HOMAYOUN, M., DECKER, K., DRAXLER, I., EGGER, H., HEINRICH, M., HERRMANN, P., KLEIN, P., KOLENPRAT, B., KRENMAYR, H.-G., KRHOVSKY, J., MASSIMO, D., MOSHAMMER, B., NOWOTNY, A., PAK, E., PERESSON, H., RUPP, C., ROETZEL, R., SCHEDL, A., SCHÖNLAUB, H.-P., SCHUBERT, G., SLA-PANSKY, P. & STOJASPAL, F. (2003): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme zum Projekt Neue Bahn und anderen Bauvorhaben mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen und die Aufschlußarbeiten in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone. - Unveröff. Endbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-032/1997-99 und N-C-047/2000-02, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 204 S.

PERESSON-HOMAYOUN, M., ATZENHOFER, B., EGGER, H., HEINRICH, M., JUNG, M., KLEIN, P., KREN-MAYR, H.-G., LEOPOLD, P., MASSIMO, D., NOWOTNY, A., OBERHAUSER, R., REITNER, H., SALZER, F. & WIMMER-FREY, I. (2004): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme an Bauvorhaben in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Unveröff. Jahresbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-057/2003, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 92 S.

PERESSON-HOMAYOUN, M., ATZENHOFER, B., BERNHARD, F., DRAXLER, I., DUMFARTH, S., EGGER, H., HEINRICH, M., KLEIN, P., LEOPOLD, P., NOWOTNY, A., PAVLIK, W. & PERESSON, H. (2005): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme an Bauvorhaben in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Unveröff. Jahresbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-057/2004, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 108 S.

PERESSON-HOMAYOUN, M., ĆORIĆ, S., DRAXLER, I., GEBHART, H., GORITSCHNIG, C., KLEIN, P., KREN-MAYR, H.-G., LEITHNER, W., MANDIC, O., MASSIMO, D., MELLER, B., RABEDER, J., REITNER, H., ROCKENSCHAUB, M. & ROETZEL, R. (2006): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme an Bauvorhaben in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Unveröff. Jahresbericht

Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-057/2005, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 107 S.

PERESSON-HOMAYOUN, M., ĆORIĆ, S., DRAXLER, I., EGGER, H., KOÇIU, A., LEITHNER, W., MASSIMO, D., MELLER, B., NOWOTNY, A., PERESSON, H., RABEDER, J., REITNER, H., SCHUSTER, R. & WIMMER-FREY, I. (2007): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme an Bauvorhaben in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Unveröff. Jahresbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-057/2006, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 117 S.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., ĆORIĆ, S., EGGER, J., HASLINGER, E., HEIN-RICH, M., KOLLARS, B., LIPIARSKI, P., MOSHAMMER, B., RABEDER, J. & ROETZEL, R. (2009): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme an Bauvorhaben in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Unveröff. Jahresbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-063/2008, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 139 S.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., ĆORIĆ, S., EGGER, J., GESSELBAUER, W., HEINRICH, M., LINNER, M., MELLER, B., RABEDER, J., ROETZEL, R. & SCHNABEL, W. (2010): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Niederösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten in schlecht aufgeschlossenen Regionen und auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Unveröff. Jahresbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-069/2009, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 364 S.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., ĆORIĆ, S., GEBHARDT, H., HEINRICH, M., KRENMAYR, H.-G., LIPIARSKI, P., RABEDER, J., ROETZEL, R., WESSELY, G. & ZORN, I. (2011): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Niederösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten in schlecht aufgeschlossenen Regionen und auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Unveröff. Jahresbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-069/2010, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 297 S.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., ĆORIĆ, S., GEBHARDT, H., HEINRICH, M., HOBIGER, G., LIPIARSKI, P., PERESSON, H., RABEDER, J., ROETZEL, R. & SCHUSTER, R. (2012): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Niederösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten in schlecht aufgeschlossenen Regionen und auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Unveröff. Jahresbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C- 069/2011, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 239 S.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., BRYDA, G., ĆORIĆ, S., GEBHARDT, H., HOBI-GER, G., LINNER, M., RABEDER, J., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHUSTER, R. & ZORN, I. (2013): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Niederösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten in schlecht aufgeschlossenen Regionen und auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Unveröff. Jahresbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-083/2012, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 507 S.

Die Hinweiskarten für geogene Naturgefahren (Rutschprozesse, Sturzprozesse) von Niederösterreich

H. STEININGER

Im Sinne des Niederösterreichischen Raumordnungsgesetzes ist Raumordnung die vorausschauende Gestaltung eines Gebietes zur Gewährleistung der bestmöglichen Nutzung und Sicherung des Lebensraumes "...unter Bedachtnahme auf die natürlichen Gegebenheiten..." (NÖ ROG 1976, §1, Zif. 1, Abs. 1.). Laut diesem Landesgesetz dürfen Flächen, die rutsch-, bruch-, steinschlag-, wildbach- oder lawinengefährdet sind, nicht als Bauland gewidmet werden. In Raumordnungsfragen ist in erster Instanz die Gemeinde die zuständige Behörde, in zweiter Instanz ist das Land zuständig. Für Hochwasser gibt es seit längerem den Gefahrenzonenplan der Wildbachverbauung, dieser ist eine verbindliche Planungsgrundlage für die Widmung von Flächen als Bauland.

Geogene Naturgefahren wurden bislang in der Regel nur wenig berücksichtigt, da es keine flächendeckend erstellten Grundlagen gab und nur in konkreten Einzelfällen ausreichende Kenntnis über Gefährdung durch Steinschlag oder Rutschungen vorhanden war. Das war Anlass für die Abteilung Raumordnung und den Geologischen Dienst des Landes Niederösterreich, eine Hinweiskarte für geogene Naturgefahren zu erstellen. Ziele des Projektes sind die Zusammenführung von Ereignisinventaren, die Entwicklung von Modellen für die Bewertung und letztlich die Erstellung von Karten für die Anwendung, was zu einer Vermeidung von Schäden in der Zukunft führt. Auftragnehmer waren die Universität Wien, das Austrian Institute of Technology und Joanneum Research.

An geografischen Basisdaten wurden folgende Karten verwendet: 1) Geologische Karte NÖ, GK 200 (1:200.000), Geologische Bundesanstalt, 2) Geologische Karten, GK 50 (1:50.000) fürTeilbereiche von NÖ, Geologische Bundesanstalt, 3) Lockergesteinskarte (1:50.000), Geologische Bundesanstalt, 4) Landbedeckungsklassifikation (10 m Rasterweite aus Satellitendaten) Joanneum Research, 5) Diverse Geobasisdaten: Straßen, Flüsse, Bahn, Siedlungen, Abbauflächen etc. (1:50.000, 1:10.000, 1:1.000), geografisches Landesin-formationssystem des Landes NÖ ("NÖGIS"), 6) Niederschlagsverteilung, Bemessungsniederschläge (6 km Rasterweite), BMLFUW, 7) Orthofotos (Auflösung: 12,5 cm und 25 cm), NÖGIS und 8) Digitales Geländemodell – DGM und Digitales Oberflächenmodell – DOM (1 m Rasterweite aus Airborne Laserscan-Aufnahmen), NÖGIS.

Folgende fachliche Inventare wurden eingearbeitet: 1) Baugrundkataster (amtlich bekannte Schadensfälle, Punktinformation im Maßstab 1:50.000), Geologischer Dienst des Landes NÖ, 2) Gefahrenkarten und Gefahrenzonenpläne (1:2.000, 1:50.000), Wildbachverbauung, 3) Verortung von Rutschungen und Steinschlägen (1:50.000), Wildbachverbauung, 4) GEORIOS-

Datenbank (Flächen und Linien, 1:50.000), Geologische Bundesanstalt und 5) Lockergesteinskarte (1:50.000), Geologische Bundesanstalt.

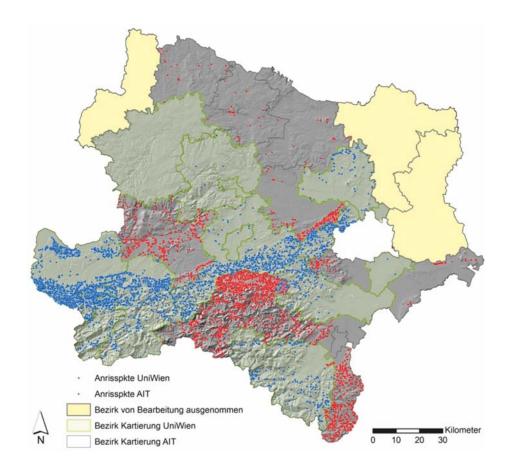


Abb. 1: Von Rutschungen betroffene Flächen in Niederösterreich.

Aus einer Bearbeitung von Luftbildern und Laserscans wurden von Rutschungen betroffene Flächen identifiziert und die in Abbildung 1 dargestellte Karte erstellt.

Für die Modellierung der Rutschprozesse wurden folgende Eigenschaften herangezogen: Hangneigung, Geologie, Feuchtigkeit, Ausrichtung, Distanz der Störungen, Porenvolumen und Wölbung. Daraus wurde eine flächendeckende Karte für die Anfälligkeit für Rutschungen erstellt.

Für die Modellierung der Sturzprozesse wurde eine Dispositionsmodellierung für den Abbruchbereich und eine Reichweitenmodellierung für die Transitzone und den Ablagerungsbereich durchgeführt. Daraus wurde eine flächendeckende Karte für die Anfälligkeit für Sturzprozesse erstellt. Die Modellierungen wurden so durchgeführt, dass die Fläche in drei Klassen geteilt wurde (Tab. 1), wobei die Klassen jeweils mit einer Wahrscheinlichkeit der Gefährdung bezeichnet wurden (niedrig, mittel, hoch, farbcodiert weiß, mittel, dunkel); diese Klassen wurden mit einer Handlungsanleitung verbunden:

Wahrscheinlichkeit für Gefährdung	Bezeichnung der Klassen in der Kartenlegende
Niedrig (weiß, hellgrau)	Nur bei augenscheinlichen Hinweisen Vorbegutachtung
Mittel (gelb für Rutsch-, hell- blau für Sturzprozesse)	Vorbegutachtung gegebenenfalls genaue Erkundung
Hoch (orange für Rutsch-, violett für Sturzprozesse)	Genaue Erkundung unverzichtbar

Tab. 1: Klassifizierung der Flächen für die Modellierung.

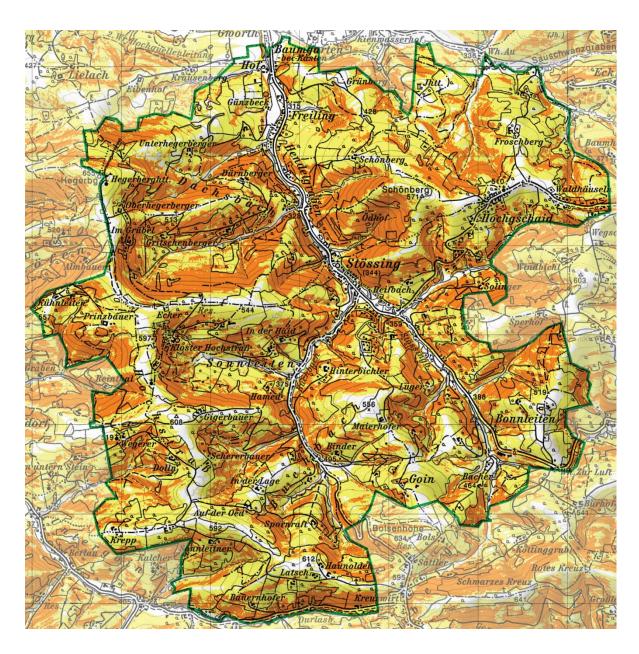


Abb. 2: Hinweiskarte für geogene Naturgefahren für das Gemeindegebiet von Stössing.

Die Hinweiskarte für geogene Naturgefahren für das Gemeindegebiet von Stössing, Blatt Neulengbach (ÖK 57), zeigt weiträumig eine unterschiedliche Disposition für Rutschprozesse (Abb. 2).

Ein Beispiel für die Treffergenauigkeit der Modellierung zeigt das Luftbild (Abb. 3) und die Karte der Modellierung der Rutschprozesse im Nahbereich der Rutschung Güterweg Hegerberg, die zwei Mal, 2006 und 2009, auf derselben Stelle (durch kleines rotes Dreieck markiert) aufgetreten ist. Die Rutschung liegt in einem Bereich, der orange mit der höchsten Klasse der Rutschungsanfälligkeit ausgewiesen wird.



Abb. 3: Luftbild für den Nahbereich der Rutschung Güterweg Hegerberg.

Nach dem zweiten Ereignis wurde der Güterweg Hegerberg aus dem Rutschbereich nach Norden verlegt; hier weist die Karte eine geringere Rutschungsanfälligkeit aus (Abb. 4) – die einzige Möglichkeit, einen möglichst sicheren Trassenverlauf zu gewährleisten.

Beispiel für die Modellierung der Sturzprozesse ist die Karte der Gemeinde Frankenfels (Abb. 5). Der Maßstab der Hinweiskarten ist im Original 1:25.000, eine katastergenaue Ausweisung ist nicht gewünscht und nicht möglich. Ziel der Karte ist es, auf die Disposition für Rutschungen oder Felsstürze i. w. S. hinzuweisen. Die farblich ausgewiesenen Kategorien werden mit einer Aussage darüber verknüpft, wer eine Erstaussage über die Erforderlichkeit weiterer Untersuchungen trifft (Tab. 2).

Die Hinweiskarten für geogene Naturgefahren, die im Rahmen des Projektes MoNOE erstellt wurden, sollen vor allem eine Arbeitshilfe für Nichtfachleute sein, die helfen soll, Baulichkeiten aus gefährdeten Gebieten nach Möglichkeit fernzuhalten; damit werden Katastrophenschäden

für die Zukunft verringert. Sie hat bewusst einen Maßstab von 1:25.000, um möglichst keine Scheingenauigkeiten zu produzieren.

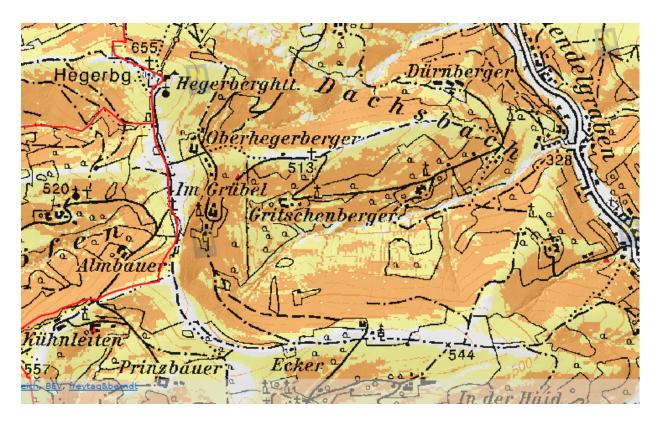


Abb. 4: Rutschungsanfälligkeit im Bereich des Güterwegs Hegerberg.

	Bezeichnung der Klassen in der Kartenlegende					
Arbeitsschritt	Nur bei augen- scheinlichen Hin- weisen Vorbegutachtung	Vorbegutachtung gegebenenfalls genaue Erkun- dung	Genaue Erkun- dung unverzicht- bar			
Ersteinschätzung	Lokalaugenschein Raumplaner	Lokalaugenschein Geologischer Dienst	Expertise ZT/TB* für Geologie			
→ gegebenenfalls 2. Stufe	Lokalaugenschein Geologischer Dienst	Expertise ZT/TB* für Geologie				
→ gegebenenfalls 3. Stufe	Expertise ZT/TB* für Geologie					

Tab. 2: Erstaussagende Personen über die Erforderlichkeit weiterer Untersuchungen.

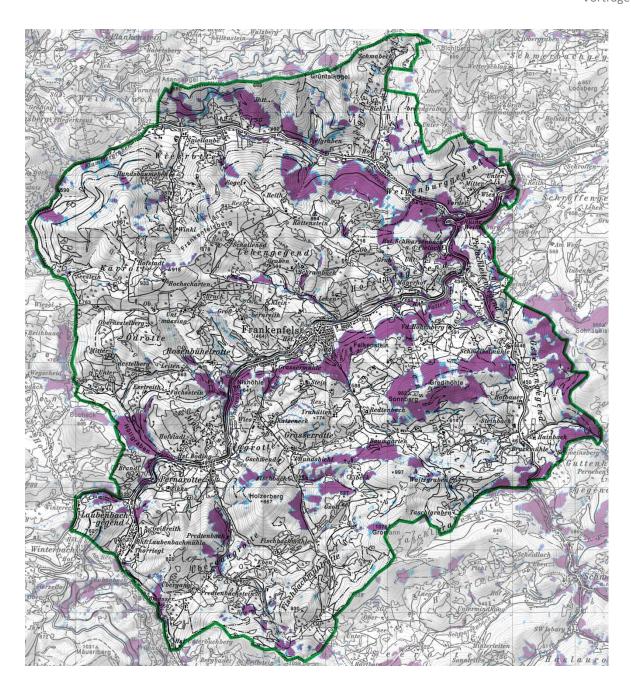


Abb. 5: Disposition für Rutschungen oder Felsstürze in der Gemeinde Frankenfels.

Veränderungen der Tonmineralogie durch Massenbewegungen

A. DEREGOWSKA & F. OTTNER

Ein Hauptgrund für das Auftreten von Massenbewegungen sind häufig quellbare Tonminerale, die in verschiedenen Sedimentgesteinen enthalten sein können. Aufgrund ihrer geringen Korngröße – meist kleiner als 2 µm – und weiterer spezieller Eigenschaften beeinflussen sie das geomechanische Verhalten von Gesteinen sehr stark. Insbesondere durch Wasseraufnahme kommt es zu einer starken Verringerung des Reibungswiderstandes. In Österreich sind Flyschgesteine weitverbreitet. Sie erstrecken sich von Wien im Osten bis nach Vorarlberg im Westen. Während einerseits die Sandsteine der Flyschzone sehr stabil sind, sind andererseits die Zwischenlagen – die feinkörnigen Flyschmergel – seit langer Zeit als Verursacher von Massenbewegungen bekannt. Für die gute Charakterisierung einer Massenbewegung ist sowohl die Kenntnis der mineralogischen als auch vor allem der tonmineralogischen Zusammensetzung der < 2 µm Fraktion von großer Wichtigkeit. Weiters ist es wichtig, die genaue Kornverteilung mit besonderem Schwerpunkt auf der Menge der Tonfraktion zu kennen. Bei vielen Untersuchungen von Rutschmassen in der Flyschzone konnten häufig grundlegende Veränderungen der Materialeigenschaften festgestellt werden. Solange die Flyschmergel noch zwischen den Sandsteinlagen vor stärkerer Verwitterung geschützt sind, ist meist noch ein deutlicher Kalzitgehalt feststellbar. In der Tonfraktion treten meist Illit, Chlorit, Kaolinit und geringere Mengen an Smektit bzw. Vermikulit auf. Wenn die Mergel dann durch fortschreitende Verwitterung aus den Sandsteinzwischenlagen freigesetzt werden, kommt es rasch zu einer chemischen Lösungsverwitterung der Karbonatminerale. Dadurch sinkt der pH-Wert ab und der Karbonatpufferbereich wird verlassen. Bei einem pH-Wert unter 6 beginnt dann die hydrolytische Verwitterung ihre Wirkungen auf die Tonminerale zu zeigen. Zuallererst werden die sehr säureempfindlichen Chlorite angegriffen und schließlich entfernt. Parallel kommt es zu einer verstärkten Glimmerverwitterung und zur Bildung von Vermikulit und Smektit. Diese Prozesse gehen mit einer deutlichen Partikelverkleinerung einher, die Tonfraktion nimmt zu. Aus geotechnischer Sicht bedeutet das eine starke Reduzierung des Scherwiderstandes und somit eine starke Reduzierung der inneren Reibung. Als Folge davon kommen die Rutschmassen vor allem bei stärkerer Durchfeuchtung sehr leicht in Bewegung.

Zur Sicherheitsgeologie des Raumes Melk

G.L. FASCHING

Bedingt durch den politischen Wandel nach dem Ende des Kalten Krieges haben sich völlig neue Herausforderungen im Bereich der staatlichen Sicherheit ergeben. Bis dahin standen die militärische sowie die umfassende Landesverteidigung/Gesamtverteidigung im Fokus von Politik, Forschung und Anwendung. Davon abgeleitet lagen die Arbeitsschwergewichte der geowissenschaftlichen Beratungstätigkeit beim Militärischen Geowesen (MilGeo) bzw. beim Wehrgeowesen (WehrGeo). Die geologischen Aspekte wurden in Österreich einerseits durch beorderte Militärgeologen, andererseits durch die Arbeitsgruppe Wehrgeologie der Österreichischen Geologischen Gesellschaft wahrgenommen.

Nach dem Wegfall der latenten Bedrohung durch hochgerüstete Streitkräfte der beiden großen Militärpakte seit 1992 hat sich ein neues und vor allem erweitertes Sicherheitsverständnis entwickelt, um rasch und effektiv auf Naturgefahren, Kulturgefahren und Gewaltgefahren im Inund Ausland reagieren zu können. Dabei haben Prävention und Frühwarnsysteme einen hohen Stellenwert, um einerseits Frieden in Freiheit zu sichern und anderseits Schäden an Leib und Leben sowie an Sachgütern möglichst gering zu halten.

Im Rahmen der neuen vernetzten nationalen und europäischen Sicherheit unter Einbindung aller einschlägiger Regierungs-, aber auch Nicht-Regierungsorganisationen haben sich auch neue und vielfältigere Herausforderungen zur Entwicklung und Bereitstellung von Geoinformationen ergeben. Dies ist im Rahmen des interdisziplinären Sicherheitsgeowesens/Security Geo-complex (SGeo) wahrzunehmen. Damit verbunden ist eine Weiterentwicklung der bisherigen Militärgeologie (Milgeol) und Wehrgeologie (Wehrgeol) zur neuen Sicherheitsgeologie (Sgeol).

Erstmalig wird das Schema Sicherheitsgeologie an einem konkreten Raum, nämlich des niederösterreichischen Verwaltungsbezirkes Melk, vorgestellt, um bei Einsätzen aller Art eine rasche und umfassende Beratung der Einsatzleitung (zivile und ggf. militärische Stellen) durchführen zu können. Da die Anwendung im Einsatz oder bei der Einsatzvorbereitung oder bei der Ausbildung/Weiterschulung im Vordergrund steht, muss dieses Sgeol-Schema allgemeinverständlich sowie leicht lehr- und lernbar sein. Es soll damit auch eine Grundlage für weiterführende Diskussionen und Arbeiten geschaffen werden, um die vernetzte Sicherheit in Österreich und unserer neuen größeren Heimat Europa zu stärken.

Stand und Strategie der Geologischen Landesaufnahme in Österreich

H.G. KRENMAYR

Die erste geologische Landesaufnahme an der damaligen k. k. Geologischen Reichsanstalt erfolgte bis in die 1860er Jahre im Maßstab 1:144.000. Die zweite geologische Landesaufnahme von 1869 bis 1938 (mit einzelnen Nachträgen bis 1954) fand auf Basis der sogenannten "Schraffenkarte" 1:75.000 statt. Beginnend 1977 läuft derzeit an der nunmehrigen Geologischen Bundesanstalt (GBA) der dritte Durchgang der geologischen Landesaufnahme im Maßstab 1:50.000, mit der ÖK 50-BMN als topografischer Basis (Geologische Karte von Österreich 1:50.000 im BMN-System = GK 50). Dabei wurde bislang eine Flächendeckung von knapp über 50 % des staatlichen Territoriums erreicht (Abb. 1).

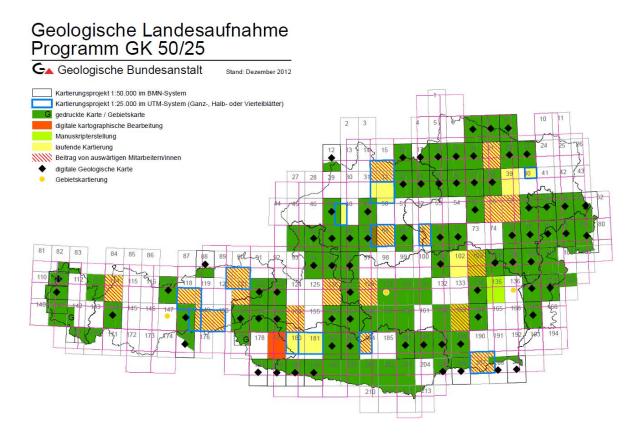


Abb. 1: Kartenspiegel zum Programm GK 50/25 der Geologischen Bundesanstalt.

Keine dieser drei geologischen Landesaufnahmen bzw. Kartenwerke konnte aufgrund der traditionell geringen Personalressourcen fertiggestellt werden und wurde vom jeweils neuesten topografischen Kartenwerk "überholt". Dieses Schicksal wiederfährt nun auch der GK 50-BMN, die vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV) bereits zum historischen Kartenwerk erklärt wurde, aus dem Verkauf genommen wurde und nicht mehr nachgeführt wird. Die GBA wird zwar in einer Übergangszeit noch maximal 14 Kartenblätter als GK 50 im BMN-

System ausgeben, um damit die gröbsten Probleme, die sich mit dem veränderten Blattschnitt (Abb. 2) des neuen amtlichen Kartenwerkes im UTM-System ergeben (KRENMAYR, 2010) zu vermeiden, parallel dazu laufen aber bereits weitere 14 Kartierungsprojekte im neuen Blattschnitt (vgl. Abb. 1), wobei auch eine Maßstabsumstellung auf den für moderne, geologische Spezialkarten in Zentraleuropa üblichen Maßstab 1:25.000 vorgenommen wird (Geologische Karten der Republik Österreich 1:25.000 im UTM-System = GK 25).

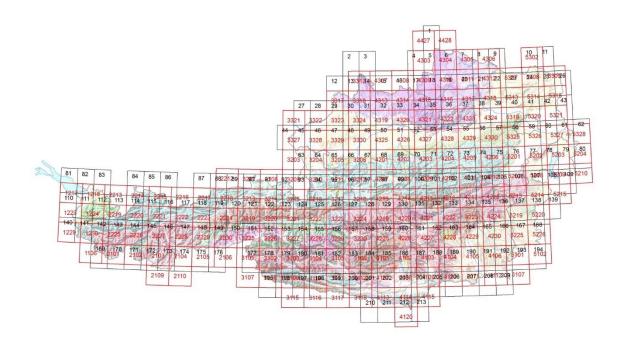


Abb. 2: Blattschnitt des historischen topografischen Kartenwerkes im System BMN (schwarz) und des amtlichen topografischen Kartenwerkes des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen im UTM-System (rot).

Insgesamt sind an der GBA 15 Personen (ganz oder teilweise) mit der Kartierung betraut. Umgerechnet in Vollzeitäquivalente (VZÄ) sind das maximal 12,5 VZÄ. Zahlreiche Projekte und Vorhaben, wie z.B. die Geologischen Bundesländerkarten, die Neuauflage von "Rocky Austria", die inhaltliche Gestaltung von Online-Angeboten (siehe unten), Beratung und Mitarbeit in angewandt-geowissenschaftlichen Projekten der GBA u.a.m., werden in hohem Maße ebenfalls von der Gruppe der Aufnahmegeologen getragen.

Ein ÖK-Blatt im Blattschnitt des BMN-Systems bedeckt eine Fläche von durchschnittlich 520 km². Pro Geländetag wurde bislang von einer durchschnittlichen Kartierungsleistung von 0,75 km² ausgegangen. Die Erfahrungen der letzten Jahre zeigen aber, dass dieser Wert eher bei 0,5 km² anzusiedeln ist. Die angesprochenen Erfahrungen stehen im Zusammenhang mit den stark gestiegenen Anforderungen an eine moderne geologische Spezialkarte, die sich aus der Entwicklung der Erdwissenschaften ergeben. Diese zu berücksichtigen ist die GBA lt. § 18

(1) des FOG verpflichtet, was z.T. auch mit einem erheblichen Mehraufwand im Gelände verbunden ist. Als Beispiele für diese wissenschaftlichen Entwicklungen seien die modernen, vor allem geochronologischen Datierungsmöglichkeiten, das mechanisch fundierte Verständnis für (spröd)tektonische Prozesse, die erhöhte Aufmerksamkeit für die Typisierung und Darstellung von Massenbewegungen, die wesentlich verfeinerten Methoden und Kenntnisse hinsichtlich Entstehung, Alter und Gliederung der quartären Sedimente und nicht zuletzt die neuen datenbanktechnischen Anforderungen an die innere Logik von Kartenlegenden genannt.

Bei etwa 85 Geländetagen pro Person und Jahr ergibt sich so eine theoretische Bearbeitungszeit im Gelände von ca. 12 Jahren. Umgelegt auf die VZÄ der GBA in der Kartierung bedeutet dies, dass maximal ein Kartenblatt pro Jahr neu aufgenommen werden kann. In der Praxis wird allerdings kaum je ein Kartenblatt von nur einer Person kartiert, sondern es gilt mehrköpfige Teams aus Spezialisten für die jeweiligen Fachgebiete (z.B. Kristallingeologie, Sedimentgeologie, Ingenieurgeologie etc.) zu koordinieren, krankheitsbedingte Ausfälle zu verkraften, usw. Auf der anderen Seite ist zu berücksichtigen, dass in die Neuaufnahmen auch Archivunterlagen einfließen, die allerdings so gut wie nie unbearbeitet übernommen werden können.

In der Geologischen Landesaufnahme wird das Stammpersonal der GBA durch auswärtige Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter unterstützt. Die Gesamtaufwendungen für diesen Bereich wurden im Jahr 2012 wiederum deutlich von rund EUR 116.000,- im Jahr 2011 auf rund EUR 141.000.- gesteigert (vor allem Werkverträge und Aufträge, aber auch Reiserechnungen von auswärtigen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern im Bundesdienst bzw. Bundesbediensteten i.R.). Diese Entwicklung ist vor allem auf die Umsetzung der im Businessplan 2010-2012 unter dem Titel "GK 50/25 Plus" angekündigten Planung zurückzuführen, nach der auch Werkverträge oder Aufträge größeren Umfangs an in der Kartierung erfahrene Personen vergeben werden. Von dem genannten Gesamtbetrag für 2012 entfallen rund EUR 28.000,- auf nicht unmittelbar geländebezogene Arbeiten wie spezielle Probenbearbeitungen, Kartenkompilationen oder das Abfassen von Erläuterungen. Bei einer Gesamteinschätzung aller hier genannten Kapazitäten für die flächige Kartierung erscheint mittel- bis langfristig die Herausgabe von nur ein bis zwei gedruckten GK 50-Blättern pro Jahr möglich.

Die hier behandelte Problematik ist in zahlreichen europäischen Ländern ähnlich gelagert und hat, in Verbindung mit dem Umstieg auf Online-Angebote, bereits in einigen wichtigen Ländern (z.B. Frankreich und Großbritannien) zur vollständigen oder weitgehenden Einstellung der Herausgabe von gedruckten geologischen Kartenwerken geführt. An der GBA betrachten wir die publizierte geologische Karte aber nach wie vor als sehr wichtige wissenschaftliche Basis der geologischen Landesaufnahme, im Sinne eines nachhaltig zitierbaren Werkes mit Autorenverantwortung. Trotz der notwendigen Verschiebung der ohnehin schon sehr knappen Ressourcen in Richtung Online-Angebote führen wir also das Programm GK 50/25 weiter.

Sämtliche publizierten geologischen Karten des Bundesgebietes (Abb. 3) sind auf der GBA-Webseite (http://www.geologie.ac.at/services/webapplikationen/) über moderne, leistungsstarke Imageservices als Webapplikationen kostenlos zugänglich, wobei die Vollzitate der dargestellten Karten durch eine Verlinkung mit unserem neuen Bibliotheksmanagement-System ADLIB direkt aus den Imageservices heraus bequem zugänglich sind. Mit einem weiteren Mausklick können die gezeigten Karten in den persönlichen Warenkorb unseres Online-Bestellshops befördert werden. Außerdem werden Web-Services angeboten, die externen GIS-Nutzern eine direkte Einbindung der GBA-Karten als Image in eigene Projekte erlauben.

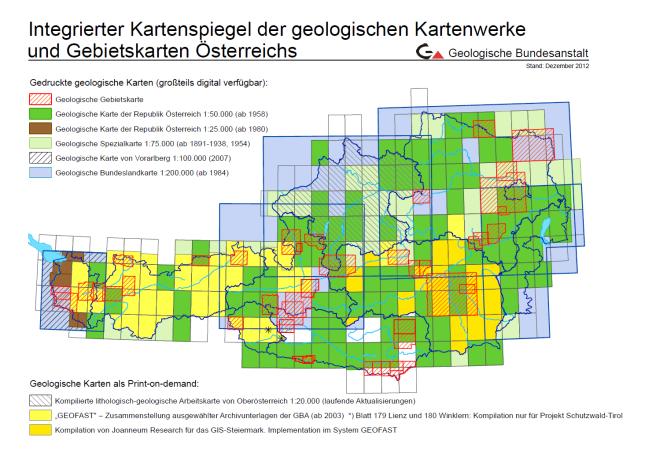


Abb. 3: Integrierter Kartenspiegel.

Darüber hinaus bietet eine weitere Webapplikation, der Webmap-Service "Geologische Karten Online" (http://geomap.geolba.ac.at/GEO/GEO main.cfm?Init=false), die Möglichkeit, die Legenden- und Erläuterungstexte einzelner Polygone der GK 50-Blätter und der Bundeslandkarten 1:200.000 (bzw. Vorarlberg. 1:100.000) abzufragen. Die Zukunft der GBA-Online-Dienste liegt aber in Webdiensten bzw. Datensätzen, die strukturierte Abfragen in unterschiedlichen Themenbereichen wie Lithologie, Stratigrafie oder Tektonik zulassen. Dabei kommt uns von Seite der europäischen INSPIRE-Gesetzgebung eine sehr bedeutsame Unterstützung und gleichzeitig Verpflichtung zu. Diese verlangt nämlich für alle im Rahmen von INSPIRE gemeldeten Datensätze bis zum Jahr 2020 die Umsetzung der Interoperabilität der Daten auf Basis der INSPIRE-Datenspezifikation (diese baut wiederum auf der schon länger in Entwicklung befindlichen, auf geowissenschaftliche Inhalte spezialisierte Markup-Language "GeoSciML"

auf). Diese ermöglicht eine weit ins Detail gehende Codierung der in geologischen Karten enthaltenen Informationen in der Weise, dass diese Informationen in Datenbanken verarbeitet werden können und international austauschbar und verknüpfbar sind.

Um geologische Karteninhalte datenbanktechnisch verwalten und darstellen zu können, muss an erster Stelle Klarheit über die Nomenklatur geschaffen werden. Da die Legenden unserer neueren und zukünftigen geologischen Karten einem tektonischen Hierarchieschema folgen, müssen wir uns in erster Linie um die räumliche Abgrenzung und Definition der tektonischen Einheiten unseres Landes kümmern. Dabei wird zur Gewährleistung der Kompatibilität ein den gesamten Alpenraum umfassendes tektonisches Konzept angewendet. Die räumliche Abgrenzung geschieht auf Basis eines österreichweiten GIS-Datensatzes im Maßstab 1:200.000, der in die tektonischen Hierarchieebenen I-V gegliedert ist (Abb. 4).

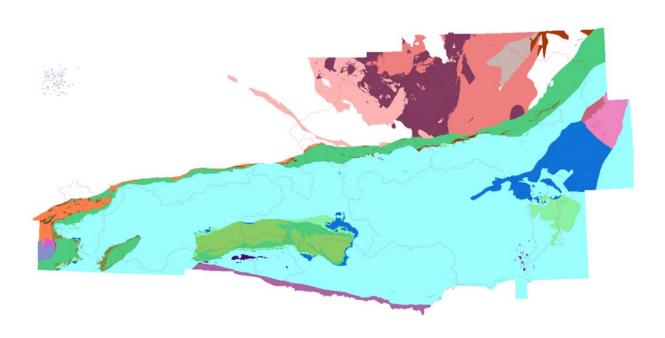


Abb. 4: Visualisierung der Hierarchieebene II ("Tektonische Einheiten") im tektonischen Datensatz 1:200.000, ohne junge Sedimentbecken. Folgende Einheiten sind ausgeschieden: Bavarikum, Südböhmischer Pluton, Moldanubische Decken, Moravikum, Helvetikum, Untere, Mittlere und Obere Penninische Decken, Subpenninikum, Unterund Oberostalpin, Südalpin und Känozoische Magmatite.

Die Verwaltung der Begriffe/Namen von lithotektonischen Einheiten und der zugehörigen Definitionstexte erfolgt mit einer komplexen Thesaurus-Software, die auch Polyhierarchien abbilden kann. Mit demselben System verwalten wir außer den lithotektonischen Einheiten auch die Begriffssysteme für die Lithologie, die Lithostratigrafie, die Chronostratigrafie und für geologische Strukturen. Dieses Thesaurus-System ist ebenfalls online zugänglich (http://resource.geolba.ac.at/), wobei jeder Begriff mit einer eindeutigen Webadresse versehen ist. Dies ermöglicht die Einbindung und Nutzung des GBA-Thesaurus im weltweit im Entstehen begriffenen, sogenannten "Semantic Web" oder Web 3.0, in dem Internet-Recherchen nicht

nur auf einfachen Zeichenfolgen basieren, sondern auch die Bedeutung von Begriffen und Zeichenfolgen "erkannt" wird.

Ein INSPIRE-konformes Datenmodell, das für die Aufnahme der Information aus unseren geologischen Karten geeignet ist, wurde auf Basis der INSPIRE-Datenspezifikation für den Bereich "Geologie" an der GBA bereits entwickelt (SCHIEGL et al., 2009) und wird derzeit
getestet. In Folge sollen über einen Zeitraum von mehreren Jahren alle verfügbaren GK 50Blätter auch als INSPIRE-konforme Einzeldatensätze aufbereitet und für den Verkauf bereitgestellt werden. Dies bedeutet also noch keine geometrische und nur eine teilweise (soweit
dies ohne zusätzliche Geländeerhebungen möglich ist) inhaltliche Harmonisierung der zur Verfügung stehenden Information.

Für den Online-Bereich planen wir, basierend auf den Bundesländerkarten im Übersichtsmaßstab 1:200.000 (diese liegen für die Bundesländer Oberösterreich, Niederösterreich, Salzburg, Burgenland und mit einem älteren Erscheinungsdatum für die Steiermark vor) einen INSPIRE-konformen, geometrisch und inhaltlich harmonisierten Webfeature-Service (WFS) mit begrenzten Abfragemöglichkeiten aufzubauen. Dabei handelt es sich um ein Großprojekt, das viele Jahre in Anspruch nehmen wird.

Da der Maßstab 1:200.000 beim BEV infolge des Beitritts Österreichs zur NATO-Partnerschaft für den Frieden durch den Maßstab 1:250.000 abgelöst wurde, werden Neukompilationen im Rahmen dieses Großprojekts ebenfalls im Maßstab 1:250.000 erfolgen. Diese Neukompilationen (betroffen sind die Bundesländer Vorarlberg, Tirol, Kärnten und Steiermark) werden sich auf die österreichischen Anteile der topografischen Blattschnittkarten beschränken und sollen, zumindest vorerst, nur als Datensatz bzw. als WFS publiziert werden. Mit einer Printversion allfälliger neuer Bundeslandkarten kann aus Kapazitätsgründen also bedauerlicher Weise in den nächsten Jahren nicht gerechnet werden.

An der GBA wird derzeit die Programmplanung für die Jahre 2014-2017 erarbeitet. Die an dieser Stelle dargelegten Strategien und Ziele sind daher vorbehaltlich der Empfehlung zur Umsetzung des Programmplans zu verstehen, die in der Sitzung des Bei- und Fachbeirates der GBA Anfang Dezember erwartet wird.

Literatur

KRENMAYR, H.G. (2010): Das Geologische Spezialkarten-Programm in Österreich: Umstieg auf das neue topografische Kartenwerk im UTM-System und den Maßstab 1:25.000 – Hintergründe und Strategie. - Jb. Geol. B.-A., 150, 421-429.

SCHIEGL, M., SCHUSTER, R., KRENMAYR, H.G., LIPIARSKI, P., PESTAL, G., STÖCKL, W. & UNTERSWEG, T. (2009): GeoSciML – ein konzeptionelles Datenmodell für die Geologie? - Jb. Geol. B.-A., 148, 213-226.

Poster

Neuauswertung des Aerogeophysik-Messgebietes "Ober-Grafendorf": Radiometrie und Magnetik

A. AHL, G. BIEBER, P. SLAPANSKY & H.G. KRENMAYR

Die Befliegung des Messgebietes "Ober-Grafendorf" fand im Sommer 2000 statt, die Berichtlegung erfolgte 2003 (SEIBERL et al., 2003). Die Messungen der Radiometrie und der Magnetik wurden im Frühjahr 2013 neu prozessiert. Bei dieser Bearbeitung wurden vor allem verbesserte Methoden zur Feldfortsetzung magnetischer Daten auf unebene Bezugsflächen (IVAN, 1994; MEURERS & AHL, 2006) und eine Vegetationskorrektur für die Radiometrie (AHL & BIEBER, 2010) verwendet.

Das Messgebiet erstreckt sich über mehrere geologische Großeinheiten, vom Südrand der Böhmischen Masse im Norden, über die Autochthone und Allochthone Molasse bis weit in die Flyschzone. Die Befliegung erfolgte in parallelen Fluglinien in EW-Richtung mit einem geplanten Sollabstand von 200 m und einer Sollflughöhe von 80 m über Grund. Im Poster werden nach verschiedenen Gesichtspunkten ausgewertete Ergebniskarten der Radiometrie und Magnetik dargestellt und Interpretationen für geologische Fragestellungen behandelt.

Mittels Gammastrahlen-Spektrometrie wurden die Gehalte der natürlich vorkommenden radioaktiven Elemente Kalium, Uran und Thorium ermittelt, aus denen die Dosisleistung berechnet
wird. Die Messungen besitzen eine geringe Eindringtiefe von wenigen Dezimetern. Sie erfassen somit nur das direkt an der Oberfläche auftretende Material. Die Verteilungen der Elemente und der Elementverhältnisse werden in Karten dargestellt. Durch Verschnitt mit der
geologischen Karte können einzelne Gesteinsserien bezüglich ihrer Zusammensetzung an radioaktiven Elementen charakterisiert werden. Diese Parameter stellen ein zusätzliches Hilfsmittel zur Abgrenzung geologischer Einheiten dar und können auch Hinweise auf deren
internen Aufbau liefern.

Bei der Magnetik wird mit der hier angewendeten Methode die Totalintensität des Erdmagnetfeldes gemessen. Dargestellt wird jedoch die Anomalie des Magnetfeldes, d.h. die Differenz zwischen gemessener Totalintensität und dem globalen Erdmagnetfeld, welches durch das "Internationale geomagnetische Referenzfeld" (IGRF) definiert ist. Magnetische Anomalien sind somit die Feldabweichungen vom globalen Erdmagnetfeld und werden in Isanomalenkarten dargestellt. Magnetische Störkörper sind i.A. Gesteine mit höheren Anteilen an ferrimagnetischen Mineralen, zumeist basische und ultrabasische Magmatite und Metamorphite, sowie Magnetit und/oder Pyrrhotin führende Vererzungen. Da derartige Gesteine in größeren Körpern im Kristallin der Böhmischen Masse auftreten, nicht aber in den Sedimenten der Molassezone und der Flyschdecken, sind die größeren Anomalien in der Mitte und im Süden des Messgebiets durch Störkörper im kristallinen Untergrund der Molasse bedingt, der gegen Süden unter die Ostalpinen Decken abtaucht. Durch die Differenzen unterschiedlich hoher Feldfortsetzungen kann andererseits der hochfrequente Anteil der Anomalien dargestellt werden, wodurch direkt an der Oberfläche anstehende Störkörper, die oft anthropogener Ursache sind, detaillierter erfasst werden können.

Weiters werden, über das Messgebiet hinausgehend, die regionalen magnetischen Gegebenheiten im Übergangsbereich zwischen Böhmischer Masse und Alpenkörper überblicksmäßig dargestellt und anhand der in der näheren Umgebung vorliegenden Berechnungen zur Modellierung magnetischer Störkörper erläutert. Details zur Methodik, umfangreichere Hintergrundinformationen und Verweise auf weiterführende Literatur finden sich im Beitrag von AHL et al. (2013) im vorliegenden Band.

Literatur

AHL, A. & BIEBER, G. (2010): Correction of the attenuation effect of vegetation on airborne gamma-ray spectrometry data using laser altimeter data. - Near Surface Geophysics, 8.4., 271-278.

AHL, A., SLAPANSKY, P. & KRENMAYR, H.G. (2013): Neuauswertung des Aerogeophysik-Messgebietes "Ober-Grafendorf": Radiometrie und Magnetik - dieser Band.

IVAN, M. (1994): Upward continuation of potential fields from a polyhedral surface. - Geophysical Prospecting, 42, 391-404.

MEURERS, B. & AHL, A. (2006): Potential Field Continuation between Irregular Surfaces - Problems and Applications. - Proceed of the 68th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE Europec 2006, June 12-15, Vienna, Austria.

SEIBERL, W., MOTSCHKA, K., HEIDOVITSCH, M., JOCHUM, B., WINKLER, E., SUPPER, R., AHL, A., GÖTZL, G. & KRENMAYR, H.-G. (2003): Aerogeophysikalische Vermessung des Messgebiets Obergrafendorf. - Unveröff. Bericht Projekt Ü-LG-20/00-3, 45 S.

Neudefinition von *Oncophora*-Schichten und Eichberg-Konglomerat (oberes Ottnangium) in Niederösterreich: Pixendorf-Gruppe, Traisen-Formation und Dietersdorf-Formation.

H. GEBHARDT, S. ĆORIĆ, H.G. KRENMAYR, H. STEININGER & J. SCHWEIGL

Die bisher in Niederösterreich als Oncophora-Schichten und Eichberg-Konglomerat bezeichneten (informellen) lithostratigrafischen Einheiten der Molassezone werden von den oberösterreichischen und bayerischen Oncophora-Schichten abgetrennt und formell als moderne lithostratigrafische Einheiten (Formationen) definiert. Die Traisen-Formation (ehemals Oncophora-Schichten) und die Dietersdorf-Formation (ehemals Eichberg-Konglomerat) werden als Pixendorf-Gruppe zusammengefasst. Die hier beschriebenen Einheiten wurden in einem stark ausgesüßten (brackischen) Randmeer abgelagert. Die oberirdischen Vorkommen reichen vom Raum St. Pölten bis in den Bereich südlich von Tulln und sind aus Bohrungen auch nördlich der Donau bekannt. Die Pixendorf-Gruppe setzt sich aus der überwiegend feinklastischen Traisen-Formation (Sande und Sandsteine) und der grobklastischen Dietersdorf-Formation (Konglomerate) zusammen. Die Konglomerate der Dietersdorf-Formation stellen dabei ein System aus ursprünglich zusammenhängenden "Fan-Delta"-Ablagerungen dar, welche in die Sande der Traisen-Formation eingebettet sind. Beide Formationen stellen also zeitgleiche, laterale Äquivalente (oder verzahnte Sedimentkörper) eines größeren Ablagerungssystems dar. Beide Formationen sind im Gelände gut unterscheidbar und kartierbar. Die Ausdehnung der Pixendorf-Gruppe stimmt mit jener der Traisen-Formation überein. Charakteristisch für die Traisen-Formation ist die lockere Lagerung oder schwache Verfestigung insbesondere der Fein- und Mittelsande sowie der wenigen grobklastischen Schichten. Die extrem seltene Fossilführung ist weitgehend auf die Grobklastika (Grobsande bis Kies) beschränkt. Da die Fein- und Mittelsande oft ungeschichtet (massig) auftreten, können sie im verwitterten Zustand oft nur sehr schwer vom darüber abgelagerten Löss (bzw. Lösslehm) unterschieden werden. Die charakteristische Ausbildung der Dietersdorf-Formation ist durch grobe Korngrößen, d.h. Grobsand, Konglomerate, Steine und Blöcke, z.T. mit Einzelkomponenten > 1 m Durchmesser, gekennzeichnet. Nur stark untergeordnet kommen auch Feinklastika (Fein-, Mittelsandsteine bis Pelite) vor. In der Landschaft treten die Gesteine der Dietersdorf-Formation meistens als Härtlinge hervor und bilden deutliche morphologische Rücken, welche die einzelnen Konglomeratpakete repräsentieren. An der Geländeoberfläche sind dann meist herausgewitterte Einzelkomponenten (Gerölle) von mehreren cm bis wenigen dm Durchmesser zu finden. Im Aufschluss nehmen die ursprünglich grauen Sandsteine und Konglomerate durch Verwitterungsprozesse (Oxidation) gelbliche Farbtöne an. Ihre Mächtigkeiten schwanken stark.

Fauna und Flora des Älteren Schliers von Uttendorf (oberes Egerium)

H. GEBHARDT, S. ĆORIĆ, H.G. KRENMAYR & I. WÜNSCHE

Der beprobte Ältere Schlier (Egerium, basales Untermiozän) aus einem Aufschluss in einem Prallhang des Weitendorfer Baches ostnordöstlich von Uttendorf ist reich an planktischen und benthischen Foraminiferen sowie Tangen und Fischresten. Ein Großteil der gefundenen Foraminiferenschalen ist kollabiert, sodass in vielen Fällen nur eine Bestimmung auf Gattungsebene möglich war. Dies betrifft insbesondere die planktischen Foraminiferen. Bei den benthischen Taxa ist insbesondere die Gattung Fursenkoina betroffen. Globigerina ist die häufigste planktische Foraminiferengattung (29 %), Tenuitellinata (27 %) und Tenuitella (23 %) kommen ebenfalls in größerer Anzahl vor. Zusätzlich treten Globoquadrina und Globoturborotalia auf. Etwa 20 % der planktischen Foraminiferenassoziation ist aufgrund des Erhaltungszustandes nicht bestimmbar. Diese Zusammensetzung deutet auf warm-gemäßigte Temperaturen im Oberflächenwasser hin. Der Anteil der planktischen Foraminiferen an der Gesamtassoziation beträgt 78 %. Innerhalb der benthischen Foraminiferen dominiert die Gattung Fursencoina (64 %). Häufig treten Cibicidoides (14 %), Haplophragmoides (12 %) und Bolivina (8 %) auf. Zusätzlich kommen noch Angulogerina, Eponides, Caucasina, Favolina, Globocassidulina und Uvigerina in größerer Anzahl vor. Die Assoziation liefert deutliche Hinweise auf Nahrungsreichtum und Sauerstoffmangel im Bodenwasser. Vermutlich war eine erhöhte Primärproduktion an der Oberfläche für die resultierenden dysoxischen Bedingungen verantwortlich. Der eigentliche Lebensraum der sessilen Arten (Lobatula, Biapertorbis) war wahrscheinlich der Blasentang, mit dem sie in den Ablagerungsraum verdrifted wurden. Da Indikatorarten für größere Wassertiefen fehlen, dürfte nur der innere Schelfbereich als Ablagerungsraum in Frage kommen. Die kalkige Nannoflora aus den untersuchten Proben ist sehr reich und gut erhalten. Die autochthonen Assoziationen setzen sich aus den Gattungen Coccolithus, Coronocyclus, Cyclicargolithus, Umbilicosphaera, Pontosphaera, Reticulofenestra, Sphenolithus und Zygrhablithus zusammen. Das Vorkommen von Sphenolithus conicus, Zygrhablithus bijugatus sowie die Abwesenheit von Helicosphaera recta und Discoaster druggii erlaubt die Einstufung in die Nannoplanktonzone NN1 (Unter-miozän, oberes Egerium, Aquitanium). In der Probe konnte auch Pontosphaera ebelsbergi nachgewiesen werden. Diese Form wurde ursprünglich aus der Ebelsberg-Formation, Raum Linz (NN1, oberes Egerium) beschrieben. Das häufige Vorkommen von Coccolithus pelagicus und Pontosphaera multopora weist auf ein seichtes Ablagerungsmilieu hin. Häufige Umlagerungen aus der Oberkreide (Arkhangelskiella cymbiformis, Broinsonia parca parca, Prediscosphaera cretacea, Cribrosphaerella ehrenbergii etc.) und Eozän/Oligozän (Coccolithus formosus und Reticulofenestra umbilicus) konnten auch beobachten werden. Das sauerstoffarme Bodenwasser hat in erheblichem Maße zur Erhaltung der Tang- und Fischreste beigetragen. Die Tangflora besteht hauptsächlich aus Blasentang (Cystoseirites altoaustriacus). Bei den Fischresten sind neben Einzelknochen und Flossenstrahlen zahlreiche große Schuppen auffällig.

Hangrutschungen im Bereich des tektonisch übersteilten Nordrandes des alpinen Orogens

K. GRÖSEL & W. SCHNABEL

Am südlich von Kilb (Abb. 1) verlaufenden Nordrand der Flyschzone reiht sich eine Hangrutschung an die andere. Entlang dieses ca. 10 km langen Bereiches sind weit über 30 einzelne Rutschkörper zu beobachten. Trotz Airborne Laserscan-Daten (Schummerungsdarstellung) sind sie teilweise schwer voneinander abzugrenzen. Die größte Rutschmasse erreicht eine Breite von 240 m und eine Länge von 740 m.

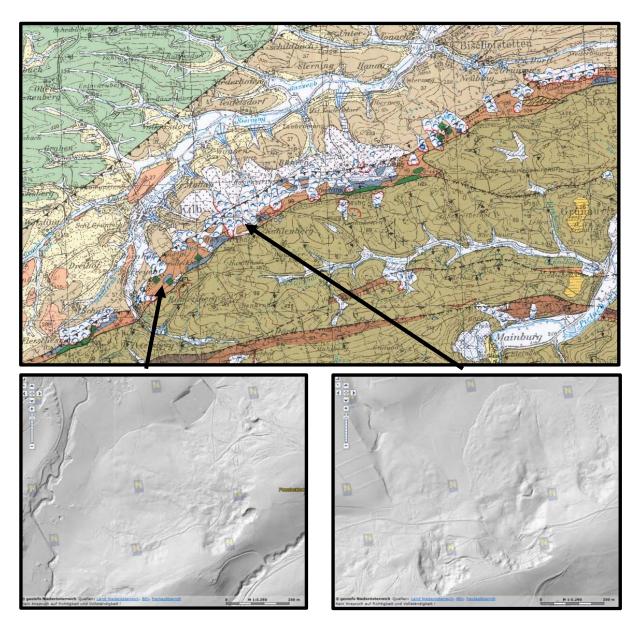


Abb. 1: Hangrutschungen am Nordrand der Flyschzone bei Kilb (Auszug aus Blatt 55 Ober-Grafendorf), Darstellung von zwei Massenbewegungsbereichen mit Hilfe von ALS-Daten.

Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2013 – Melk	
Poster	

Die Hangbewegungen weisen vorwiegend Translations- bzw. Rotationsmechanismen auf. Diese Massenbewegungen stellen das gesamte Baugeschehen und vor allem die Erhaltung von Verkehrswegen und Leitungen (Zweite Wiener Hochquellenleitung) seit jeher vor große Probleme. Auf der nun geologisch neu bearbeiteten Karte ÖK 55 Ober-Grafendorf ist diese Zone besonders detailliert aufgenommen. Die Ursachen für die Instabilitäten liegen im geologischen Bau bzw. dem tektonischen Geschehen, die zu den vorhandenen morphologischen Ausprägungen geführt hatten. Diese möglichen Ursachen werden im Rahmen des Posters näher erläutert.

Das Erdbeben von 1590 im Tullner Feld

C. HAMMERL & W.A. LENHARDT

Einführung

Niederösterreich zählt zu jenen Bundesländern, in welchem manche Gebiete weniger und andere Gebiete wiederholt von Erdbeben betroffen sind. Insbesondere das Wiener Becken zählt, neben dem Tiroler Inntal und dem Mur-Mürztal in der Steiermark, zu den typischen Erdbebengebieten Österreichs (HAMMERL & LENHARDT, 1997).

Zwischen 1900 und 2012 haben sich allein im Wiener Becken nicht weniger als 401 fühlbare Erdbeben und 17 Schadensbeben ereignet. Zum Thema der Seismizität in Niederösterreich (SUESS, 1873; DRIMMEL, 1980, 1981b; EISINGER et al., 1992) und der geologischen Situation des von Erdbeben am meisten betroffenen Bereich Niederösterreichs, des Wiener Beckens (WESSELY, 1988), wurden in der Vergangenheit mehrere Untersuchungen durchgeführt. Inzwischen ließen sich aufgrund neuer messtechnischer Ergebnisse und detaillierter historischer Erdbebenforschung zusätzliche Daten gewinnen.

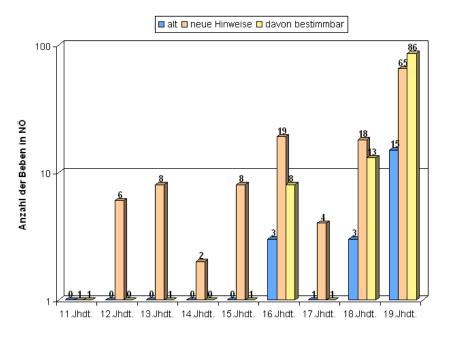


Abb. 1: Neu gefundene Hinweise auf Erdbeben in Niederösterreich (blau = bislang bekannte Anzahl von Erdbeben pro Jahrhundert, orange = neue Hinweise auf Erdbeben, gelb = davon verwertbare Hinweise), die eine Parametrisierung des Erdbebens erlaubten. Die "bestimmbaren" Erdbeben inkludieren auch zusätzliche Hinweise bereits bekannter Erdbeben hinsichtlich Ort und Stärke.

Um den Stand der Wissenschaft bezüglich der Seismizität Niederösterreichs zu gewährleisten, wurden im Rahmen eines Projektes der Niederösterreichischen Landesregierung (NC 59-2003, BD1-G-5100/9-2003) Untersuchungen zur Erfassung historischer Quellen angestellt,

um ein verlässlicheres Bild der Seismizität für den Zeitraum zwischen 1000 und 1900 zu erhalten. Das Projekt führte zu einer Vielzahl neuer Erkenntnisse hinsichtlich der Seismizität des Bundeslandes Niederösterreich. In Abbildung 1 sind diese Resultate zusammengefasst.

Einen Schwerpunkt bei der Untersuchung und Bewertung der historischen Unterlagen hinsichtlich Erdbeben in Niederösterreich stellte das Erdbeben vom 15. September 1590 dar, das auch in Wien zu vielen Schäden geführt hat. Die Untersuchung gliederte sich in zwei Teile – Historische Erdbebenforschung gefolgt von einer seismologischen Neuinterpretation.

Historische Daten zum Erdbeben von 1590

Das Erdbeben vom 15. September 1590 gilt wohl einerseits als eines der interessantesten, bestdokumentierten und andererseits als eines der stärksten historischen Beben nicht nur in Niederösterreich, sondern in Österreich schlechthin. In einer sehr ausführlichen Studie (GUT-DEUTSCH et al., 1987) wurde die Epizentralintensität mit I_0 = 9° angegeben, die Herdlänge wurde zwischen 8 und 15 km abgeschätzt, das Epizentrum wurde damals innerhalb eines Fehlerkreises R_{err} = 8 km um die Koordinaten 48,20° und 16,05° festgelegt, die Herdtiefe zwischen 2 und 30 km angegeben, und die Magnitude wurde zwischen 6,0 und 6,3 abgeschätzt.

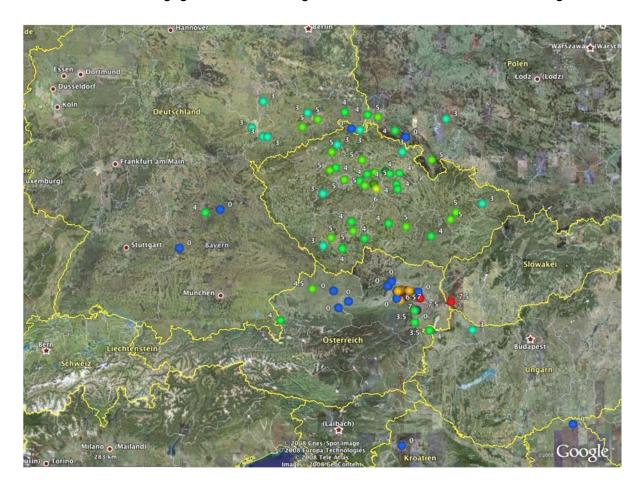


Abb. 2: Verteilung der makroseismischen Datenpunkte (macroseismic data points - MDPs) für das Erdbeben vom 15. September 1590. Rot = schwerer Schaden, orange = Schäden, grün = deutlich verspürt, blau = verspürt, Zahlen = Lokalintensitäten (0 = nicht verspürt).

Die Studie von 1987 kann als wertvolle Basisdokumentation angesehen werden, enthält sie doch ausführlich die damaligen für das Beben relevanten Quellen und die Literatur im Originaltext. Betrachtet man die Schadensverteilung des Bebens genauer, so fällt auf, dass der Westen von Neulengbach praktisch kaum betroffen war (Abb. 2). Wenn das Epizentrum bei Neulengbach lag und die Epizentralintensität 9° betrug, ist dann eine angenommene Intensität von 8° in Wien möglich, und kann es z.B. von St. Pölten, das viel näher zum angenommenen Epizentrum als Wien liegt, keine Meldungen geben? Wieso gab es im Tullner Feld schwere Schäden und nördlich der Donau keine? Warum häufen sich die Schäden im Tullner Feld und im SW von Wien findet sich mehr oder weniger keine Nachricht zum Beben? War das Beben wirklich so stark? Dass der Südwesten von Wien schwächer besiedelt war, ist ein Argument, unbesiedelt war dieses Gebiet allerdings nicht. Diese und noch mehr Fragen drängen sich bei genauerer Betrachtung des Bebens auf.

In einer zeitgenössischen Quelle aus der Stadtbibliothek Danzig wurde z.B. neben ausführlicher Information für Wien auch bisher unberücksichtigte Information für folgende Orte nördlich der Donau gefunden: Krems, Stein und Langenlois. Eine weitere zeitgenössische Quelle brachte bis dato unbeachtete Informationen über die Auswirkungen des Bebens in Herzogenburg zu Tage (PRENNER, 1632).

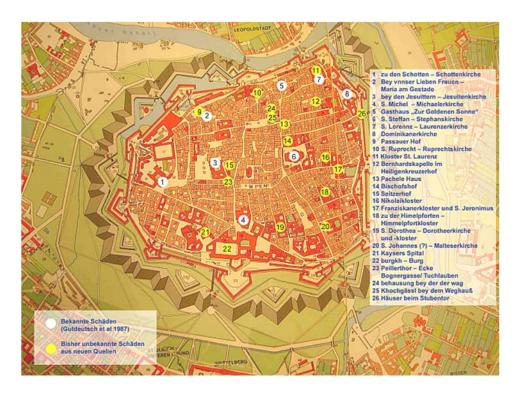


Abb. 3: Bereits bekannte (8) und neue Hinweise (18) auf Gebäudeschäden in Wien anlässlich des Erdbebens von 1590.

Besonders deutlich zeigte sich in Wien, dass es sich lohnt, weitere Recherchen zum Beben anzustellen. Eine sorgfältige Neuinterpretation bekannter und das Auffinden neuer Quellen zeigte gerade für Wien, dass die Information hinsichtlich beschädigter Gebäude verdreifacht werden konnte (Abb. 3).

Seismologische Interpretation und Modellierung

In Abbildung 4 sind die Positionen der damaligen Gebäude gekennzeichnet. Es ist erkennbar, dass die meisten Gebäude damals den Schadensgrad 3 erlitten, was einer konservativ angesetzten Gebäudeklasse vom Typ "A" mindestens einer lokalen Intensität vom Grad 7 entspricht (GRÜNTHAL, 1998). Auch fehlte bisher eine Erdbebennachricht aus dem bislang vermuteten Epizentrum bei Neulengbach (siehe Abb. 5). Im Zuge der Nachforschungen für die vorliegende Studie konnte herausgefunden werden, dass die heutige Ruine Unterthurm, Rest der alten "Veste Turn"/Altlengbach durch das Erdbeben von 1590 schwer beschädigt, aber rasch wiederhergestellt wurde.

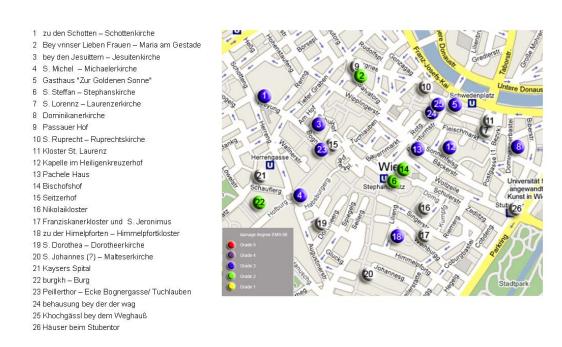


Abb. 4: Ausschnitt der Wiener Innenstadt mit der heutigen Position der damaligen Gebäude.

Die Molassezone zeichnet sich, wie die Böhmische Masse, ebenfalls – mit zwei Ausnahmen – durch eine geringe Seismizität aus. Die erste Ausnahme betrifft das Tullner Becken, das am 15. September 1590 von einem heftigen Erdbeben heimgesucht wurde. Dieses Beben wurde mit einer vermuteten tiefliegenden ENE-WSW streichenden "Alpennordrand"-Störung in Verbindung gesehen (DRIMMEL, 1981a) und von GUTDEUTSCH et al. (1987) ausführlich untersucht.

In Abbildung 6 ist das weitere Umfeld des Erdbebens von 1590 wieder dargestellt. Die rote Linie zeigt die Abstrahlcharakteristik der Scherwellen im Falle einer Aufschiebung entlang einer gedachten ENE-WSW orientierten Bruchzone. Berechnet man aus den Radien der Isoseisten (I_{local} = 8, Radius = 6 km, I_{local} = 7, Radius = 20 km, I_{local} = 3, Radius = ca. 250 km) das seismische Moment (JOHNSTON, 1996; FRANKEL, 1994; GASPERINI et al., 1999) und daraus nach HANKS & KANAMORI (1979) die Magnitude, so erhält man den Wert von 5,7. Die

Formel von KAISER et al. (2002), welche die Radien mit der Magnitude verknüpft, führt vergleichsweise zu einer Magnitude von 5,7, die für dieses Ereignis als durchaus realistisch erscheint. Dies führt nach SHEBALIN (1958), SPONHEUER (1960) bzw. KAISER et al. (2002) zu einer Herdtiefe von 6 km, um die makroseismischen Auswirkungen zu erklären. Damit zählt das Hypozentrum bereits zum Komplex der Böhmischen Masse. Eine ÖMV-Bohrung bei Königstetten traf bereits bei knapp über 2.000 m auf das Böhmische Kristallin (BRIX & SCHULTZ, 1993). Da das Epizentrum nun im Raum Ried am Riederberg statt in Neulengbach zu liegen kommt, erklärt sich auch die Schadenswirkung in Wien, die Schäden im Tullner Becken und dass es keine erwähnungswürdigen Schäden in St. Pölten gegeben hat.

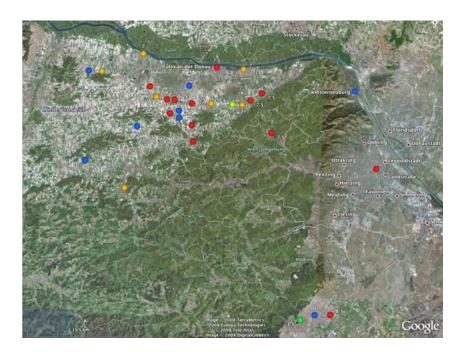


Abb. 5: Verteilung der MDPs im Schadensgebiet des Erdbebens vom 15. September 1590. Rot = Orte mit schweren Schäden, orange = deutliche Schäden. Wien ist ausgenommen (siehe Detail in Abb. 4).

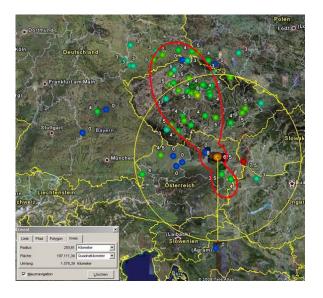
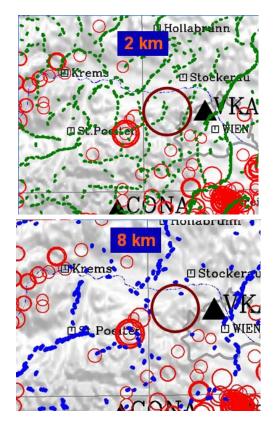
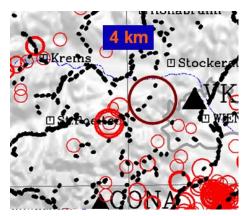


Abb. 6: Größeres Umfeld des Erdbebens von 1590. Abstrahlung (rot) der Scherwellen im Falle einer Aufschiebung. Der mittlere Radius des Fühlbarkeitsgebietes ist als gelber Kreis dargestellt.

In Abbildung 7 sind drei Tiefenhorizonte dargestellt, die mit Hilfe der sogenannten Linsser-Methode (LINSSER, 1967) berechnet wurden. Dafür wird ein flächendeckendes Grid von Schweredaten verwendet. Für verschiedene Tiefenhorizonte und Dichtekontraste werden danach Modelle berechnet, die das beobachtete Schwerefeld am besten nachbilden (LEN-HARDT et al., 2007). Eine entsprechende Aneinanderreihung von Dichtekontrastpunkten deutet dann auf ein Lineament mit Auf- oder Abschiebungscharakter hin. Im Bereich des nun vermuteten Epizentrums (brauner Kreis, Durchmesser ca. 17 km, der Deutlichkeit halber fast doppelt so groß als die Lokalisierungsungenauigkeit gewählt) erscheinen nur solche Punktaneinanderreihungen in den Horizonten von 2 und 4 km, aber nicht mehr bei 8 km. Für 6 km Tiefe konnte kein Modell berechnet werden, da die angewendete Methode nur jeweils doppelte Tiefenschritte erlaubt. Wenn es sich hierbei tatsächlich um eine NE-SW streichende Diskontinuität mit Aufschiebungscharakter handelt, an der sich das Erdbeben 1590 ereignet haben könnte, dann würde sie nur ein kurzes Stück NE-SW – ca. 5 km – beansprucht haben, wie dies die makroseismischen Beobachtungen und Modellierungen nahe legen (WELLS & COP-PERSMITH, 1994).





Links oben: 2 km Tiefe. Rechts oben: 4 km Tiefe. Links unten: 8 km Tiefe.

Rote Kreise: Epizentren.

Roter Doppelkreis in der Bildmitte: Altes Epizentrum. Brauner Kreis: Wahrscheinliches Epizentrum des Erd-

bebens von 1590 aufgrund dieser Studie.

Grün/Schwarz/Blau: Gravimetrische Kontrastpunkte

(siehe Text)b

Abb. 7: Diskontinuitäten aufgrund von Dichteunterschieden in drei Tiefenstufen (LENHARDT, 2004).

Schlussfolgerung

Aufgrund des historischen Quellenstudiums konnten zu dem Erdbeben im Tullner Feld zusätzliche makroseismische Datenpunkte erfasst werden. Eine neue Abschätzung der bereits bekannten Datenpunkte wurde ebenfalls durchgeführt und brachte aufgrund des nun vorliegenden Datenmaterials nach eingehender Untersuchung folgende Ergebnisse:

- 1) Gravimetrische und makroseismische Daten legen den Schluss nahe, dass sich das Epizentrum bei Ried am Riederberg (48,26 / 16,07) ± 10 km befunden hat.
- 2) Die Epizentralintensität wurde mit $I_0 = 9^\circ$ EMS-98 und die Herdtiefe aufgrund der Verteilung der Intensitätsdatenpunkte mit 6 km abgeschätzt.
- 3) Die Verlegung des Epizentrums um 20 km nach Ried am Riederberg verringert die theoretische Lokalintensität in St. Pölten zu Grad 6, was der Grund sein könnte, dass von dort keine Erwähnung von (schweren) Gebäudeschäden vorliegt.
- 4) Aus der Herdtiefe und der Reichweite der Erschütterungen errechnet sich im Mittel eine Magnitude von 5,7. Die Intensität für das heutige Zentrum von Wien wurde mit 7° abgeschätzt.

Danksagung

Die Autoren danken der Baudirektion, Abt. Allgemeiner Baudienst, der Niederösterreichischen Landesregierung für die Finanzierung des Projekts "Historische Erdbebentätigkeit in Niederösterreich" (NC 59-2003, BD1-G-5100/9-2003), in dessen Rahmen diese Untersuchung durchgeführt werden konnte.

Literatur

BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Hrsg.) (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich. - 688 S., Naturhistorisches Museum Wien.

DRIMMEL, J. (1980): Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. - In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 506-527.

DRIMMEL, J. (1981a): On the map of seismo-active deep faults and important epicentres in Austria. - Proc. 2nd Int. Symp. on 'Analysis of Seismicity and on Seismic Hazard', Liblice, Tschechien, 163-169.

DRIMMEL, J. (1981b): Erdbeben in Niederösterreich. - Wissenschaftliche Schriftenreihe Niederösterreich, 51, 32 S.

EISINGER, U., GUTDEUTSCH, R. & HAMMERL, C. (1992): Beiträge zur Erdbebengeschichte von Niederösterreich. - NÖ-Schriften Wiss., 60, 1-154.

FRANKEL, A. (1994): Implications of felt area-magnitude relations for earthquake scaling and the average frequency of perceptible ground motion. - Bull. Seism. Soc. Amer., 84, 462-465.

GASPERINI, P., BERNARDINI, F., VALENSISE, G. & BOSCHI, E. (1999): Defining seismogenic sources from historical earthquakes felt reports. - Bull. Seism. Soc. Amer., 89, 94-110.

GRÜNTHAL, G. (1998). European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98). - Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, 15, 1-99.

GUTDEUTSCH, R., HAMMERL, C., MAYER, I. & VOCELKA, K. (1987): Erdbeben als historisches Ereignis. Die Rekonstruktion des Bebens von 1590 in Niederösterreich. - 223 S., Springer Verlag.

HAMMERL, C. & LENHARDT, W.A. (1997): Erdbeben in Österreich. - 191 S., Leykam Verlag.

HANKS, T.C. & KANAMORI, H. (1979): A moment-magnitude scale. - J. Geoph. Res., 84, 2348-2350.

JOHNSTON, A.C. (1996): Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions - II. Historical seismicity. - Geophys. J. Int., 125, 639-678.

KAISER, D., GUTDEUTSCH, R. & JENTSCH, G. (2002): Relationships to estimate the magnitude Ms of historical earthquakes in Europe from macroseismic observations. - Poster, XXVIII General Assembly of the European Seismological Commission, Genua, Italien.

LENHARDT, W.A. (2004): Seismic Active Discontinuities in the Region "Eastern Alps-Western Carpathians-Bohemian Massif" based on Geophysical Data and Digital Seismic Records of the Seismic Network "ACORN". - Forschungsbericht für das BMWFK, GZ 45.511/1-VIII/B/8a/2001, 114 S., Zentr. Anstalt f. Meteorologie u. Geodynamik Wien.

LENHARDT, W.A., SVANCARA, J., MELICHAR, P., PAZDIRKOVA, J., HAVIR, J. & SYKOROVA, Z. (2007): Seismic activity of the Alpine-Carpathian-Bohemian Massif region with regard to geological and potential field data. - Geol. Carpath., 58, 397-412.

LINSSER, H. (1967): Investigation of tectonics by gravity detailing. - Geophys. Prosp., 15, 480-515.

PRENNER, G. (1632): Georgius Pyrenaeus (vulgo Prenner): Annales et fratern[itates] Herzogburgensis, Memorial was Herrn Paulus Brobst zu Herzogburg, in Zeit seiner Regierung erpaut, und wieder erheben lassen. Zum Prelaten installiert den 23. Juny Ano -91. - Herzogenburg, fol. 38 und fol 171v.

SHEBALIN, N. (1958): Correlation between earthquake magnitude and intensity. - Stud. Geophys. Geodaet., 2, 86-87.

SPONHEUER, W. (1960): Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik. - Freiberger Forschungsh. C88, 1-117.

SUESS, E. (1873): Die Erdbeben Nieder-Österreichs. - Denkschr. k. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., 33, 61-98.

WELLS, D.L. & COPPERSMITH, K.J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. - Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1002.

WESSELY, G. (1988): Structure and Development of the Vienna Basin in Austria. - In: ROYDEN, L.H. & HORVATH, F. (Hrsg.): The Pannonian Basin - A Study in Basin Evolution. - AAPG Memoir, 45, 333-346.

Baurohstoffe und Industriegesteine auf den Blättern 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten

M. HEINRICH, P. LIPIARSKI, B. MOSHAMMER, J. RABEDER, J. WEILBOLD & I. WIMMER-FREY

Geologische Großeinheit /	Abbau in	bei Bedarf	außer Betrieb,	Indikation,			
Rohstoff	Betrieb	in Betrieb	rekultiviert	erkundete			
				Vorkommen			
Quartär	Quartär						
Kies-Sand	8		25	1			
Löss, Lehm	2		12				
Molasse	Molasse						
Ton, Lehm			4	1			
Sand, Quarzsand	7	4	16	8			
Ostalpin: Nördliche Kalkalpen							
Kalktuff			2				
Dolomit	5	3	17	2			
Kalkmergel, Mergel			2	1			
Kalkstein		1	13	1			
Penninikum							
Ybbsitz-Klippenzone							
Radiolarit, Kieselkalk			2				
Rhenodanubische Decken			•	1			
Kalkmergel			1				
Sandstein			11				
Serpentinit			1				
Helvetikum: Gresten-Klipper	nzone		•	1			
Kalkmergel			1				
Kalkstein			2				
Böhmische Masse: Moldanubikum							
Marmor			7				
Granulit			3				
Amphibolit			4				
Gneis			11				
Summe 178	22	8	134	14			

Tab. 1: Übersicht zu bestehenden und früheren Abbaustellen von Baurohstoffen und Industriegesteinen auf den ÖK-Blättern 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten.

Von aktueller wirtschaftlicher und teilweise überregionaler Bedeutung sind die Vorkommen von hochwertigen Industrie- und Bausanden (Quarz-Feldspatsande der "Linz-Melk-Formation"

der Autochthonen Molasse), von Kiessanden in der Pielach-Niederung bzw. in der Nieder- und Hochterrasse der Traisen und von Dolomit (zumeist Hauptdolomit) in der Umgebung von Rabenstein an der Pielach, östlich Lilienfeld und südlich Hainfeld. Ein kleiner aber feiner Tonabbau (Löss, Lösslehm auf *Robulus*-Schlier) liegt in Nadelbach bei St. Pölten, wo Ziegelmatten hergestellt werden. Auch im Werk Pottenbrunn wird noch Ziegelrohstoff (Löss, Lösslehm) gefördert. Tabelle 1 zeigt dazu die Vielfalt der früher für Bauzwecke genutzten Gesteine und ihre geologische Position.

Die Bestandsaufnahme der Abbaustellen beruht auf eigenen Erhebungen im Gelände anlässlich Befahrungen und mineralrohstoffgesetzlichen Verfahren, auf Hinweisen von den kartierenden Kollegen (Dank ergeht insbesondere an H.G. KRENMAYR, M. LINNER, W. SCHNABEL und G. WESSELY), auf der Auswertung von Literatur (FUCHS, 1964; ROETZEL et al., 1983; NIEDERÖSTERREICHISCHE LANDESREGIERUNG, 1994) und auf Unterlagen aus dem Archiv, das sich aus früheren Projekten und Aufnahmen speist (z.B. AUSTROMINERAL, 1982; EGGER & HORKEL, 1982; AIGNER et al., 1984/85; ROETZEL & KURZWEIL, 1986; ALBER, 1987; HÖBENREICH et al., 1989; ANTONIUS, 1994; HELLERSCHMIDT-ALBER, 1995; POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2002; HEINRICH et al., 2006). Da sie alle aus verschiedenen Jahren stammen, wurde 2012/13 eine Revision anhand möglichst aktueller Orthofotos durchgeführt.

Literatur

AIGNER, R., HÜBEL, G. & POLEGEG, S. (1984/85): Erfassung und Bewertung industriell verwertbarer Karbonatgesteine der NÖ Kalkalpen, Projektabschnitt II. - Unveröff. Bericht Proj. N-A-034/84,85, Teilkopie Geol. B.-A./FA Rohstoffgeol.

ALBER, J. (1987): Rohstoffpotential südliches Waldviertel – Dunkelsteinerwald. Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-009a,b/82. - Ber. Geol. B.-A., 3, 1-186.

ANTONIUS, G. (1994): Erfassung aller hochwertigen Karbonatgesteinsvorkommen in Niederösterreich, die aufgrund ihrer Umweltsituation nutzbar sind. - Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-033/93, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 10364-R.

AUSTROMINERAL (1982): Bewertung von Quarzsandvorkommen in Niederösterreich: Detailerkundung zur Unterstützung raumplanerischer Maßnahmen, Teil 2 (Ergänzender Bericht). - Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-003b/81F, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05522-R, 24 S.

EGGER, A. & HORKEL, A. (1982): Bewertung von Quarzsandvorkommen in Niederösterreich (Detailerkundung zur Unterstützung raumplanerischer Maßnahmen). - Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., 2, 63-66.

FUCHS, W. (1964): Tertiär und Quartär der Umgebung von Melk. - Verh. Geol. B.-A., 1964, 283-299.

HEINRICH, M., ATZENHOFER, B., DECKER, K., HELLERSCHMIDT-ALBER, J., HOFMANN, T., ITA, A., KLEIN, P., KRENMAYR, H.-G., LIPIARSKI, P., PFLEIDERER, S., PIRKL, H., RABEDER, J., REITNER, H., SCHATZ, M., TATZREITER, F., THINSCHMIDT, A., UNTERSWEG, T. & WIMMER-FREY, I. (2006): Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Bezirk Melk. - Unveröff. Endbericht. 3. Jahr, Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-052/2001-03, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 86 S.

HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (1995): Bundesweite Übersicht über Vorkommen von Industriemineralen (Österreich). - Unveröff. Endbericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-027/88-90, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv A 10690-R, 225 S.

HÖBENREICH, L., PEER, H., SCHABL, A., VINZENZ, M., WASSERMANN, W. & WOLFBAUER, J. (1989): Geogenes Naturraumpotential Planungsregion St. Pölten. - Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-009f/88, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 07203-R, 38 S.

NIEDERÖSTERREICHISCHE LANDESREGIERUNG (1994): Verordnung über ein regionales Raumordnungsprogramm NÖ Zentralraum. - Amt d. Niederösterreichischen Landesregierung, LGBI.8000/76-0, Stammverordnung 71/94, 1994-07-08, Bl. 1-3, Anl. 1-4, Wien.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., ROHATSCH, A. & STRASSER, W. (2002): Dolomit. - Mitteilungen IAG BOKU, Nutzbare Gesteine von Niederösterreich und Burgenland, 1-62.

ROETZEL, R. & KURZWEIL, H. (1986): Die Schwerminerale in niederösterreichischen Quarzsanden und ihre wirtschaftliche Bedeutung. - Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., 7, 199-216.

ROETZEL, R., HOCHULI, P. & STEININGER, F. (1983): Die Faziesentwicklung des Oligozäns in der Molassezone zwischen Krems und Wieselburg (NÖ). - Jb. Geol. B.-A., 126, 129-179.

Das Blatt Ober-Grafendorf im neuen Blickwinkel – Harmonisierung der Geodaten nach INSPIRE

C. HÖRFARTER

Bei "INSPIRE" (Infrastructures for Spatial Information in the European Community) handelt es sich um eine Richtlinie des Europäischen Parlaments und des Rates vom 14. März 2007 zur Schaffung einer Europäischen Geodateninfrastruktur. Die Strukturen der Geodatensätze der GBA sollten in den Teilen, in denen sie auf das INSPIRE-Datenmodell beziehbar sind, IN-SPIRE-konform transformiert werden. Die Grundlage für den Aufbau dieser Infrastruktur bilden die Durchführungsbestimmungen (Implementing Rules (IR)). Insgesamt sind für INSPIRE fünf solcher Bestimmungen definiert worden, wobei die Bestimmung zur "Data Specification" – im Falle des Kartenblattes Ober-Grafendorf die Datenspezifikation zum Thema Geologie (Annex II) – beschreibt, in welcher Art und Weise die Geodatensätze inhaltlich harmonisiert werden sollen. Das in der Spezifikation illustrierte und genau definierte Core-Datenmodell "Geologie" (INSPIRE-Datenmodell auf Basis von GeoSciML-Standard, Abb. 1) dient als Grundlage zur INSPIRE-konformen Harmonisierung von geologischen Inhalten der GBA-Geodatensätze. Die Geo-Daten für das Blatt Ober-Grafendorf wurden nach dem INSPIRE-Datenmodell in einem ersten Ansatz nach den dargestellten Themen bzw. Klassen "Geologic Event" und "Geologic Unit" mit deren Unterklassen und beschreibenden Attributen harmonisiert. Die Klasse "Geologic Event" stellt das prägende Ereignis dar mit den beschreibenden Attributen 1) "Event Environment" (Beschreibung des Geodynamischen Environments, wie z.B. Deltabereich, Strand-Milieu, Erdmantelzone, krustaler Bereich...), 2) "Event Process" (Beschreibung des Prägenden Prozesses wie z.B. Ablagerung, Metamorphose, Intrusion...) und 3) "Older Age" und "Younger Age" (Beschreibung des Zeitraumes in welchem der angegebene "Event Process" stattfindet). Die Klasse "Geologic Unit" beschreibt einen geologischen Körper mit dem Attribut "Geologic Unit Type" (Beschreibung der Art von Geologischer Einheit, wie z.B. Lithodemische Einheit, Geomorphologische Einheit, Lithostratigrafische Einheit...) mit der Subklasse "Composition Part", die den lithologischen Inhalt der definierten Geologischen Einheit beschreibt. Durch die Möglichkeit, eigene Vokabulare (nach vorgegebenen Standards) verwenden zu können, lassen sich durch den Thesaurus der Geologischen Bundesanstalt die Themenbereiche (Klassen und Subklassen) "Lithologie" und die Namensgebung der Klasse "Geologic Unit Type" mit GBA-Wissen als Basisvokabular harmonisieren. Die europaweite einheitliche Strukturierung der Geodaten ermöglicht es, flexibel Themen (Lithologie, Tektonische Einheiten, Alter, Prozess...) des Geodatensatzes zu filtern und darzustellen. Zusätzlich wird damit die Grundlage zu einer grenzüberschreitenden Interoperabilität gewährleistet. Die INSPIRE-konforme Bereitstellung ist ein langfristig angelegter Prozess, der mindestens bis in das Jahr 2019 hineinreicht.

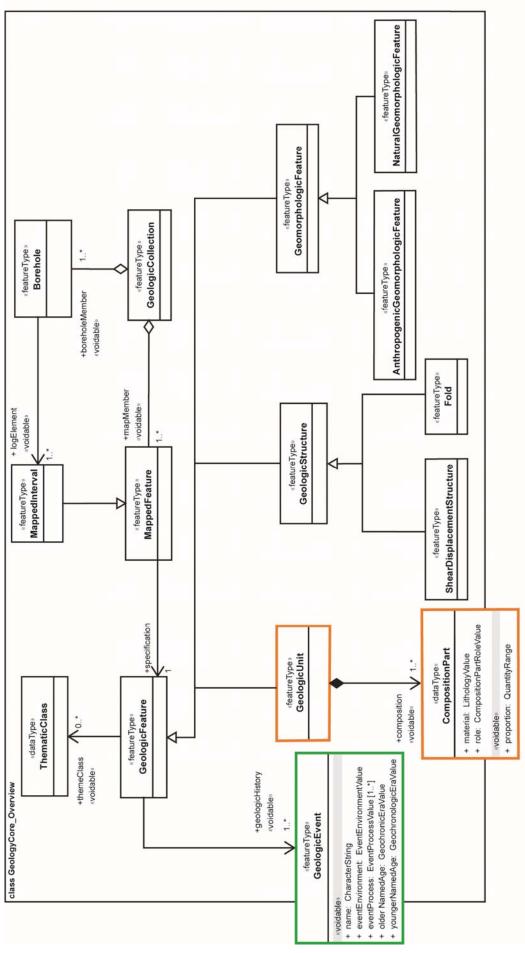


Abb. 1: UML-Klassendiagramm - Überblick des Applikationsschemas "Geology" aus der INSPIRE-Datenspezifikation (April 2013). Grün markiert die Klasse "Geologic Event", in orange "Geologic Unit" und der sie beschreibenden Subklasse "Composition Part". Diese beziehen sich immer auf ein "Geologic Feature" und liefern mit dem "Mapped Feature" die benötigten Daten zur geografischen Lage sowie dem geowissenschaftlichen Inhalt von Flächen-, Punkt- und Linieninformationen der Geodatensätze.

Tektonische Gliederung der südlichen Böhmischen Masse abgeleitet aus dem Gesamtdatensatz der Geologischen Bundesanstalt

M. LINNER, I. BAYER, R. SCHUSTER & G. FUCHS

Der südliche Teil der Böhmischen Masse baut sich aus zwei tektonischen Großeinheiten des Variszischen Orogens auf, welche als Moldanubikum und Moravikum bezeichnet werden (Abb. 1). Wie schon SUESS (1912, 1918) erkannte, bestehen beide aus Decken. Durch die Kartierungen der Geologischen Bundesanstalt in den 1960er und 1970er Jahren wurde im Waldviertel das Ausmaß des Deckenbaus offensichtlich. Es ergaben sich aber sehr unterschiedliche Modelle, die entsprechend intensiv diskutiert wurden (z.B. FUCHS, 1976; MATURA, 1976; THIELE, 1976; TOLLMANN, 1982; FRITZ & NEUBAUER, 1993).

In der Abbildung 1 ist die tektonische Gliederung der südlichen Böhmischen Masse, wie sie sich aus dem Gesamtdatensatz der Geologischen Bundesanstalt ergibt, dargestellt. Die Böhmische Masse ist heute Teil der Eurasischen Platte, die im Süden vom Alpidischen Orogen überschoben ist. Die Eurasische Platte besteht aus dem Brunovistulikum, welches in Südmähren bis an die Staatsgrenze heranreicht. Dabei handelt es sich um das cadomisch geprägte Vorland des Variszischen Orogens. Das Moravikum repräsentiert Teile dieses Vorlandes, die erst spät in das Variszische Orogen eingebaut wurden. Es lässt sich in das Thaya- und Svratka-Deckensystem untergliedern. Das Moldanubikum besteht aus den moldanubischen Decken, welche vom sehr ausgedehnten Südböhmischen Batholith diskordant durchdrungen werden. Dieser Verband ist im Südwesten der Böhmischen Masse durch eine postintrusive, sehr hochtemperierte Metamorphose und Strukturprägung betroffen. Dieser Teil des Moldanubikums kann daher tektonisch als Bavarikum (Bavarisches Massiv) gefasst werden. Innerhalb der Moldanubischen Decken wurden zumeist drei lithologische beziehungsweise tektonische Einheiten unterschieden. Die vorliegende tektonische Gliederung unterscheidet drei Deckensysteme, die von liegend gegen hangend nach typischen Lokalitäten im Waldviertel als Ostrong, Drosendorf und Gföhl benannt sind. Diese Namen wurden aus den verschiedenen publizierten Bezeichnungen ausgewählt, da sie häufig und auch für die Einheiten im tschechischen Teil des Moldanubikums (CHÁB et al., 2010) verwendet werden. Bereits im späten Karbon, gegen Ende der Variszischen Orogenese, entwickelten sich NW-SE und SW-NE streichende Störungszonen, die im frühen Perm weiter aktiv und mit Grabenbildung verknüpft waren. Markant sind darüber hinaus die Becken in Südböhmen, die vor allem mit Sedimenten der Oberkreide gefüllt sind. Störungszonen und Becken wurden während der alpidischen Orogenese, vor allem im Miozän, reaktiviert.

Der Gesamtdatensatz wurde im Zuge der Erstellung der Geologischen Karten der Bundesländer 1:200.000 zusammengefasst, wobei die gedruckten Bundesländerkarten zu unterschiedlichen Zeitpunkten als Auszüge daraus entkoppelt wurden. In weiterer Folge wurde der Datenbestand immer weiter ergänzt, aktualisiert, inhaltlich homogenisiert und auf verschie-

dene Ebenen (sog. Feature classes) aufgetrennt: Festgesteine, spätpaläogene-neogene Becken, Quartär und geologische Strukturen. Diese Ebenen können damit separat oder in beliebiger Kombination dargestellt werden. In diesen Ebenen sind die geologischen Inhalte tektonisch, lithostratigrafisch, lithologisch und chronostratigrafisch aufgeschlüsselt. Die tektonische Attribuierung ist hierarchisch gegliedert, wobei die Klassen Tektonische Platte/Aktives Orogen, Großtektonische Einheit, Tektonische Einheit, Deckensystem, Decke/Zone und Teildecke/Schuppe unterschieden werden. Die grundlegende tektonische Einheit ist die Decke, die einen allochthonen Gesteinskörper darstellt, der meist entlang einer diskreten Scherfläche (Überschiebung) auf unterlagernde Einheiten transportiert wurde (THESAURUS-REDAKTI-ONSTEAM/GBA, 2013). Die übergeordneten Deckensysteme umfassen mehrere Decken, welche benachbarten paläogeografischen Bereichen entstammen und über einen bestimmten geologischen Zeitabschnitt eine gemeinsame tektonische Geschichte aufweisen. Aus dem Gesamtdatensatz können damit, je nach angestrebtem Maßstab, unterschiedlich detaillierte tektonische Karten generiert werden. Dabei kann die Legendenerstellung aus dem gesamten Begriffsinventar der tektonischen Einheiten durch Abfragen automatisiert erfolgen. Dieses Begriffsinventar repräsentiert gleichzeitig die tektonische Generallegende.

Literatur

CHÁB, J., BREITER, K., FATKA, O., HLADIL, J., KALVODA, J., ŠIMŮNEK, Z., ŠTORCH, P., VAŠÍČEK, Z., ZAJÍC, J. & ZAPLETAL, J. (2010): Outline of the Geology of the Bohemian Massif: the Basement Rocks and their Carboniferous and Permian Cover. - 295 S., Czech Geol. Surv. Publ. House.

FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1993): Kinematics of crustal stacking and dispersion in the south-eastern Bohemian Massif. - Geol. Rundsch., 82, 556-565.

FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmischen Masse. - Jb. Geol. B.-A., 119, 45-61.

MATURA, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. - Jb. Geol. B.-A., 119, 63-74.

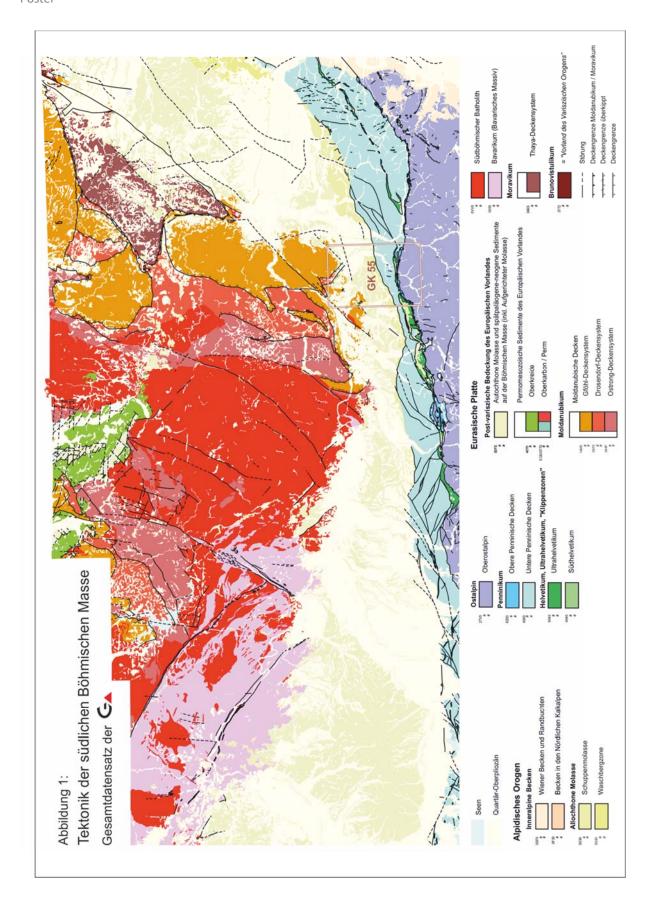
SUESS, F.E. (1912): Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. - Denkschr. k. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., 88, 541-631, Wien.

SUESS, F.E. (1918): Bemerkungen zur neueren Literatur über die Moravischen Fenster. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 11, 71-128.

THESAURUS-REDAKTIONSTEAM/GBA (2013): "Lithotektonische Einheiten" - http://resource.geolba.ac.at/tectonicunit, aufgerufen am 28. Juni 2013.

THIELE, O. (1976): Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? - Jb. Geol. B.-A., 119, 75-81.

TOLLMANN, A. (1982): Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. - Geotekt. Forsch., 64, 1-91.



Geochemische Charakteristik der Gesteine auf den Blättern 55 Ober-Grafendorf, 56 St. Pölten und Umgebung

S. PFLEIDERER & A. SCHEDL

Datenlage

Zur geochemischen Charakterisierung der auf den ÖK-Blättern 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten vorkommenden Gesteinseinheiten wurden folgende Datensätze herangezogen:

- 1. Bachsedimentgeochemie "Geochemischer Atlas der Republik Österreich" (THALMANN et al., 1989). Fraktion < 180 μ m; Gehalte der Elemente Ag, Al, As, Ba, Be, Ca, Ce, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, K, La, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pb, Rb, Sb, Sc, Sn, Sr, Th, Ti, U, V, W, Y, Zn, Zr.
- 2. Bachsedimentgeochemie "Umweltgeochemie Niederösterreich" (Molasse, Flyschzone, Kalkalpen; KRALIK & AUGUSTIN-GYURITS, 1994; AUGUSTIN-GYURITS & HOLNSTEINER, 1997). Fraktionen < 180 μ m und < 40 μ m; Gehalte der Elemente Ag, Al, As, Ba, Be, Ca, Cd, Ce, Cl, Co, Cr, Cu, F, Fe, Ga, Hg, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Nb, Ni, P, Pb, Rb, S, Sb, Sc, Se, Si, Sn, Sr, Th, Ti, U, V, W, Y, Zn, Zr.
- 3. Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002).

Übersicht der Elementgehalte

Die Elementverteilungen der Fraktion < 180 μ m widerspiegeln im Wesentlichen die lithologische Zusammensetzung der Einzugsgebiete der Bachsedimente. Die Feinfraktion < 40 μ m wird hingegen häufig als Indikator für Umweltfragestellungen verwendet, da die adsorptiv an die Tonfraktion gebundenen Schwermetallgehalte hier deutlicher angereichert sein können.

Die Punktdaten der chemischen Analytik der beiden Bachsediment-Probekampagnen wurden von HAUSBERGER (1997) für das Gebiet des Bundeslandes Niederösterreich interpoliert und flächenhaft dargestellt. Bei dieser Flächenverrechnung wurden die geologischen/lithologischen Gesteinseinheiten nicht berücksichtigt. Dennoch werden regionale Verteilungen in manchen Elementgehalten sichtbar, die mit der Geologie korrelieren. Beispielsweise sind die Si-Gehalte der Fraktion < 180 μm in der Flyschzone am höchsten (32-40 %), gefolgt von der Molassezone (24-32 %), während sie im Frankenfels-Lunz-Deckensystem niedrig (8-20 %) und im Ötscher-Deckensystem am niedrigsten (< 8 %) sind. Al-Gehalte sind im Kristallin der Böhmischen Masse am höchsten (> 7 %), in der Flysch- und Molassezone niedriger (4-7 %) und im Ötscher-Deckensystem am niedrigsten (< 2 %). Ca-Gehalte liegen im Kristallin bei < 1 %, im Flysch bei 1-3 % und in den Kalkalpen generell über 10 %. Im Traisental zeigen die Gehalte geogener Elemente den Einfluss der Kalkalpen, deren Erosionsprodukte sich in den Bachsedimenten der Traisen bis zur Donau wiederfinden.

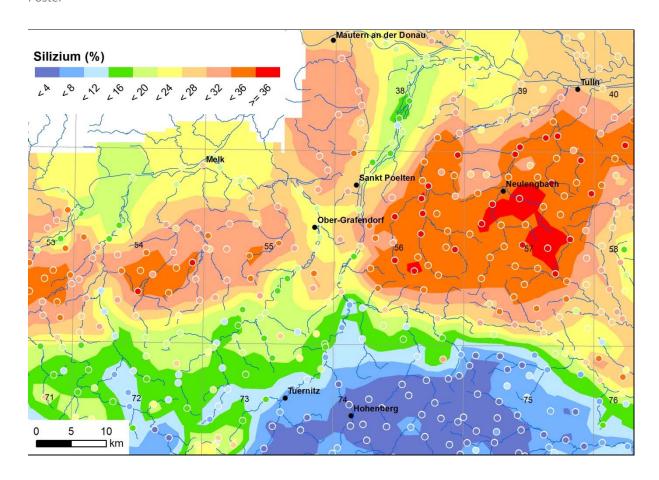


Abb. 1: Ausschnitt der Flächenverrechnung der Si-Gehalte der Bachsedimente (Fraktion < 180μm) in Niederösterreich (Neuverrechnung nach HAUSBERGER, 1997).

Andere Elemente spiegeln anthropogene Einträge wider. Beispielsweise zeigt die Verteilung der Phosphatgehalte in der Fraktion < 40 µm erhöhte Werte (> 0,14 %) in landwirtschaftlich intensiv genutzten Gebieten entlang eines Streifens von Mank über Bischofshofen und St. Pölten nach Herzogenburg sowie im Tullner Feld. Die Gehalte an Ag, Cr, Cu, Hg, Pb, Sn und Zn zeigen entlang der Traisen nördlich von St. Pölten, bedingt durch Industrie-Emissionen, erhöhte Werte. Im Poster werden die regionalen Verteilungen der Elemente Al, Ca, Si, Cr, P und Zn für die weitere Umgebung der ÖK-Blätter 55 und 56 präsentiert (siehe Abb. 1 als Beispiel für das Element Si).

Elementgehalte der Gesteinseinheiten auf den ÖK-Blättern 55 und 56

Um die auf den ÖK-Blättern 55 und 56 vorkommenden Haupt-Gesteinseinheiten geochemisch zu beschreiben, wurden die morphologischen Einzugsgebiete der Probepunkte mit Hilfe von GIS-Routinen (REITNER et al., 2013) berechnet, die Ergebnisse mit der Geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) verschnitten, und lithologisch homogene Einzugsgebiete selektiert (Abb. 2). Für die darin vorkommenden Gesteinseinheiten wurden sodann die Elementgehalte der Bachsedimente (Fraktion < 180 μ m) statistisch ausgewertet. Diese Art der Auswertung ergibt kein vollständiges Bild aller Einheiten, da bei der

Poster

vorhandenen Probenpunktdichte zahlreiche Einzugsgebiete mehrere Gesteinseinheiten zugleich abdecken und manche Gesteine daher nicht einzeln beschrieben werden können.

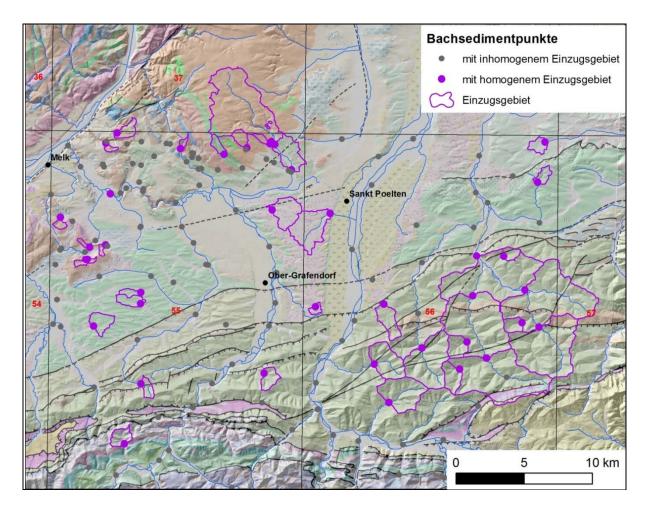


Abb. 2: Probenahmepunkte der Bachsedimentproben und morphologische Einzugsgebiete mit laut Geologischer Karte 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) homogenem lithologischem Aufbau.

Tabelle 1 listet die lithologiespezifischen Gehalte der Elemente Al, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, Si sowie der Schwermetalle As, Co, Cr, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, V und Zn auf. Letztere sind für die Bewertung von Schadstoffbelastungen relevant. Geogene Hintergrundwerte, die zum Beispiel in der Deponieverordnung gefragt sind, können allerdings für einzelne ÖK-Blätter nicht sinnvoll abgeleitet werden, sondern müssen die Gesamtverbreitung geologischer Einheiten über ÖK-Blattschnitte hinweg einbeziehen.

geologisch/lithologische An Einheit	Talfüllung - Jüngster Talboden (Kies, Auenlehm)	Lehm, Löss, undifferenziert 3	Oncophora-Schichten (Schluff, Sand)	Robulus-Schlier (Mergel, 3 Sand- und Sandsteinlagen)	Prinzersdorfer Sande (Sand, Mergel)	Altlengbach-Formation; Maastrichtium - Paleozän (kalkhaltiger Quarzsandstein, Ton- und Mergelstein)	Hauptdolomit; Norium (Dolomitstein, bankig)	Paragneis, Mischgneis, Glimmerschiefer (Drosendorf-Einheit, Gföhl- Einheit)	Granulit 5	(Granat-) Pyroxen-
Anzahl Si						2				
sis %	21,17 4,71	29,40	36,08	29,68 6,43	33,61	35,57 5,29	12,25 3,49			
₹%	4,71	5,98	5,98	6,43	5,56	5,29	3,49	6,40	7,36	6,02
% Ca	9,81	2,80	1,03	1,59	3,16	2,17	18,80	1,47	0,74	2,19
Fe %	1,91	2,10	1,51	1,73	1,54	1,27	1,68	2,46	2,65	3,77
∠ %	1,12	2,10 1,64	1,66	1,73 1,75 0,48	1,54 1,32 0,72	1,20	1,28	1,69	3,15	1,64 1,37
Mg %	3,38	1,21	0,48	0,48	0,72	0,54	4,64	0,75	0,71	1,37
M~	0,04	0,11	0,04	0,05	90'0	1,27 1,20 0,54 0,03 0,70 0,03	0,03	90'0	2,65 3,15 0,71 0,06 0,96 0,08	0,09
Na %	09'0	0,11 0,79	1,13	0,05 0,99	0,06 0,96 0,07	0,70	0,27	0,91	96'0	0,09 1,11 0,06
۵%	0,07	0,16	90'0	0,05		0,03	18,80 1,68 1,28 4,64 0,03 0,27 0,04 4	0,04		
As Co	က	2	2	2	2	7	4	2	2	%
Co	∞	7	œ	=	9	9	10	12	7	17
Cr	65	85	49	41	54	45	42	52	53	130
Cu	ω	23	9	9	4	80	0	12	10	7
Hg	0,04	0,05	0,01	90'0	0,03 1,1	0,02 <0,5	0,02 1,6			
Mo	0,5	<0,5	<0,5	0,4	1,1		1,6	2'0	9,0	9,0
iN	42	36	8	18	21	18	33	29	30	37
Pb ppm	31	42	20	7	27	27	37	13,5	20	00
V bpm	48	29	52	62	49	43	36	98	53	152
Zn ppm	91	94	53	85	42	29	49	103	86	116

Tab. 1: Geochemische Kennwerte geologisch/lithologischer Einheiten auf den ÖK-Blättern 55 und 56 (abgeleitet aus der Analytik der Bachsedimente, Fraktion < 180 μm); bei mehrfacher Beprobung einer Einheit (Anzahl > 1) sind Medianwerte angegeben

Poster

Literatur

AUGUSTIN-GYURITS, K. & HOLNSTEINER, R. (1997): Umweltgeochemische Untersuchung der Bach- und Flußsedimente Niederösterreichs. - Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-U-015-F/94, 60 S.

HAUSBERGER, G. (1997): Geochemie der Bachsedimente Niederösterreichs 1:750.000. - 80 Karten.

KRALIK, M. & AUGUSTIN-GYURITS, K. (1994): Umweltgeochemische Untersuchung der Bach- und Flußsedimente Niederösterreichs auf Haupt- und Spurenelemente zur Erfassung und Beurteilung geogener oder anthropogener Schadstoffbelastungen. - Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-015/91, 23 S.

REITNER, H., PFLEIDERER, S., HEINRICH, M., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., RABEDER, J., UNTERSWEG, T. & WIMMER-FREY, I. (2013, in Druck): Geoprocessing tool Regenerat – Characterization of mineral resource quality of renewable sediment deposits. - Abstr. 15th IAMG Conf. Proc., 15th Annual Conference of the International Association for Mathematical Geosciences, Madrid (Spain).

SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., MATURA, A., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. - 47 S., Land Niederösterreich und Geol. B.-A.

THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G. (1989): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1.000.000 (Textteil + Atlas). - 141 S., 47 Abb., 5 Tab., 6 Taf., 36 Karten, Geol. B.-A.

Baudokumentation entlang der EVN-Gaspipeline "West 4-Westschiene" auf den Kartenblättern 38 Krems an der Donau, 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten

G. POSCH-TRÖZMÜLLER, S. ĆORIĆ, R. ROETZEL & M. PERESSON

Die Trasse des Bauloses B der überregionalen Erdgas-Hochdruckleitung "West 4-Westschiene" der EVN verläuft auf den gegenständlichen Kartenblättern südlich Herzogenburg, wo sie die Traisen quert (ÖK 38 Krems), Richtung Südwest entlang der Bezirksgrenze von St. Pölten (ÖK 56 St. Pölten) bis nördlich Prinzersdorf, quert die Pielach (ÖK 55 Ober-Grafendorf), verläuft weiter in südwestlicher Richtung und verlässt das Kartenblatt ÖK 55 ostnordöstlich von St. Leonhard am Forst. Im Zuge der Bauplanung wurden von der EVN im Frühjahr 2011 Erkundungsschürfe durchgeführt und an den Querungen der größeren Flüsse im Sommer und Herbst 2012 Bohrungen abgeteuft (POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2013). Alle Schürfe und Bohrungen des gesamten Bauloses B wurden seitens der GBA dokumentiert und beprobt (POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2011, 2012). Außerdem wurde seit Sommer 2012 während der Errichtung des Rohrgrabens die geologische Situation nahezu lückenlos im Maßstab 1:2.000 aufgenommen. Im Poster werden die neuen Erkenntnisse dargestellt, die im Zuge der Künettenaufnahme gewonnen wurden, einschließlich der Bohrprofile der Kernbohrungen, die an den Querungen der Traisen und der Pielach abgeteuft wurden.

Im Südosten des Kartenblattes ÖK 38, im Bereich Hasendorf – Langmannersdorf, schloss der bis zu 3 m tiefe Rohrgraben feinsandig-schluffige Oncophora-Schichten des oberen Ottnangiums auf, die teilweise lössbedeckt waren. Südlich des Gutenbrunner Waldes, im Bereich von Weißenkirchen an der Perschling bis Etzersdorf (ÖK 38), wurden geschichtete bis mäßig sandige Oncophora-Schichten, überdeckt von solifluidalem Lehm und Lösslehm, angetroffen. Nordwestlich Unterradlberg treten in 310 m Seehöhe auf einer Länge von 150 m graue Mergel mit bis zu 30 cm großen, gut gerundeten Geröllen aus Flysch und kalkalpinem Material diskordant über sandigen Oncophora-Schichten mit Molluskenresten auf. Diese Abfolge kann der mittelmiozänen (unterbadenischen) Hollenburg-Karlstetten-Formation zugeordnet werden. Südlich des Dunkelsteinerwaldes (ÖK 55, 56) verläuft die Trasse durch löss- und lehmbedeckte Sedimente des unteren Ottnangiums (Robulus-Schlier). Von Distelburg bis Pfaffing konnten fein- bis mittelkörnige Sande der Prinzersdorf-Formation (unteres Ottnangium) dokumentiert werden. Richtung SW, im Bereich von Großsierning, durchquert die Trasse des Bauloses B den Robulus-Schlier des unteren Ottnangiums sowie westlich Hürm die Gneise und Glimmerschiefer des Moldanubikums. Im Bereich von Harmersdorf wurden 5 m mächtige grünliche Tone in dm-Wechsellagerung mit mittel- bis grobkörnigem Glaukonit-sandstein in tektonischem Kontakt mit Robulus-Schlier angetroffen. Im gleichen Abschnitt konnten kurze kalkfreien Tonen des Älteren Bereiche mit dunkelgrauen, Schliers (oberes Egerium) sowie helle Fein- bis Mittelsande der Linz-Melk-Formation (Kiscellium-Egerium) beobachtet werden. Entlang der Querungen der Traisen und der Pielach wurden Kiese der Niederterrasse, der Hochterrasse, vereinzelt auch der Älteren Deckenschotter, sowie Sedimente des Talbodens (rezenter und "Älterer Talboden") angetroffen, die auch im Bereich kleinerer Gerinne aufgeschlossen waren.

Bohrkernaufnahme an der Querung der Traisen (ÖK 38)

An der Querung der Traisen unmittelbar südlich von Herzogenburg wurden drei Kernbohrungen bis in 11-16 m Tiefe aufgenommen und beprobt, die zu beiden Seiten des Ufers abgeteuft wurden. Die Bohrprofile zeigten alle bis in 7 bzw. 7,5 m Tiefe Kiese und Sande der Niederterrasse, wobei sandig-schluffiger Feinkies dominierte, abschnittsweise wurden aber auch gröbere Komponenten (bis 10 cm) angetroffen. Das Materialspektrum wurde von Karbonaten dominiert. Im Liegenden der Niederterrasse wurden in allen Bohrungen bis zur Endteufe *Oncophora*-Schichten des oberen Ottnangiums erbohrt, die als braungraue bis bläulich-graue Feinsande und Schluffe in Wechsellagerung im Zentimeterbereich vorlagen. Stratigrafische Analysen auf kalkiges Nannoplankton sprachen aufgrund der Sterilität der Proben für eine Zuordnung der Sedimente zu den *Oncophora*-Schichten. Auffällig war das in der Tonmineralanalyse nachgewiesene Vorkommen von Kaolinit mit 2-7 Gew.-%. Dieser konnte bisher nur innerhalb des Älteren Schliers in Nieder- und Oberösterreich nachgewiesen werden. Die Sedimente des Miozänschliers zeichnen sich üblicherweise durch ein Fehlen von Kaolinit aus.

Bohrkernaufnahme an der Querung der Pielach (ÖK 55)

An der Querung der Pielach NE von Prinzersdorf wurden zwei 16 m tiefe, zu beiden Seiten des Flusses situierte Bohrungen aufgenommen. In den hangenden 0,7 bzw. 2,4 m Tiefe wurden dunkelbraune, feinsandige Schluffe erbohrt, bei welchen es sich um Schwemmlöss handeln dürfte, der von den umliegenden Erhebungen in den Talboden geschwemmt wurde. Darunter wurden Kiese, Sande und Schluffe erbohrt, welche die jungen Flussablagerungen der Pielach darstellen. Das Liegende der Bohrungen wurde ab 8,7 bzw. 12,0 m Tiefe von braun- bis dunkelgrauen Schluffen mit teilweise mächtigeren Sandzwischenlagen, wahrscheinlich aus dem Ottnangium, eingenommen.

Die detailgenauen Aufnahmen des Rohrgrabens sowie der Schürfe und Bohrungen bringen wichtige neue Erkenntnisse über den Aufbau der Molassezone auf den bereits erschienenen Kartenblättern ÖK 38 (FUCHS et al., 1984) und ÖK 55 (SCHNABEL et al., 2012), und werden in die Bearbeitung des Kartenblattes ÖK 56 einfließen.

Literatur

FUCHS, W., GRILL, R., MATURA, A. & VASICEK, W. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 38 Krems. - Geol. B.-A.

Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2013 – Melk	
Poster	

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., ĆORIĆ, S., GEBHARDT, H., HEINRICH, M., KRENMAYR, H.G., LIPIARSKI, P., RABEDER, J., ROETZEL, R., WESSELY, G. & ZORN, I. (2011): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Niederösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten in schlecht aufgeschlossenen Regionen und auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Unveröff. Jahresbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-069/2010, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 297 S.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., ĆORIĆ, S., GEBHARDT, H., HEINRICH, M., HOBIGER, G., LIPIARSKI, P., PERESSON, H., RABEDER, J., ROETZEL, R. & SCHUSTER, R. (2012): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Niederösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten in schlecht aufgeschlossenen Regionen und auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Unveröff. Jahresbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-069/2011, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 239 S.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., BRYDA, G., ĆORIĆ, S., GEBHARDT, H., HOBI-GER, G., LINNER, M., RABEDER, J., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHUSTER, R. & ZORN, I. (2013): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Niederösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten in schlecht aufgeschlossenen Regionen und auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Unveröff. Jahresbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-083/2012, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 507 S.

SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.G. & LINNER, M. (2012): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 55 Ober-Grafendorf. - Geol. B.-A.

Neue Bauaufschlüsse – Neues Geowissen: Niederösterreich. Baustellendokumentation auf den Kartenblättern 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten

G. POSCH-TRÖZMÜLLER, M. PERESSON, P. LIPIARSKI & S. ĆORIĆ

Das Ziel des Projektes "Neue Bauaufschlüsse – Neues Geowissen: Niederösterreich" stellt seit über 20 Jahren die geologisch-lithologische Beschreibung, Dokumentation und analytische Probenauswertung von kurzfristigen Untergrundaufschlüssen laufender Bauvorhaben dar. Die erhobenen Parameter werden laufend in einer Datenbank verarbeitet, außerdem steht das an der Geologischen Bundesanstalt archivierte Gesteinsmaterial aus charakteristischen Aufschlüssen und Bohrprofilen für nachfolgende Fragestellungen zur Verfügung. Zusätzlich wurde eine MS Access-Applikation zur Baustellendokumentation erstellt und vollständig bestückt, wodurch nun alle Baustellendokumentationen seit dem Jahr 1991 per Mausklick zur Verfügung stehen und in einer GIS-Applikation lagemäßig dargestellt werden können.

Über einen Zeitraum von 1991 bis 2013 wurden auf den Kartenblättern ÖK 55 und 56 genau 21 Baulose aufgenommen, die durch insgesamt 337 Bohrungen und Aufschlüsse vertreten sind. Sämtliche Baulose wurden beprobt und derzeit stehen 51 gesamtmineralogische, 33 tonmineralogische und 12 korngrößenmäßige Analysen zur Charakterisierung der lithologischen Formationen zur Verfügung. Aus den letzten sechs Jahren werden hier ausgewählte Baulose aus dem Verkehrswegebau vorgestellt.

Baulose aus dem Bereich Bahnbau

Güterzugumfahrung St. Pölten: Pummersdorfer Tunnel, Vortriebe und Portalbereiche (ÖK 55, ÖK 56)

Der zweigleisige, einröhrige, 3.485 m lange Pummersdorfer Tunnel, der einen Teil der Güterzugumfahrung St. Pölten darstellt, durchörtert mit einer durchschnittlichen Überlagerung von 20 m den *Robulus*-Schlier (Ottnangium). Überlagert wird dieser durch Deckenschotter, Löss und Lehm. Es wurden im Jahr 2012 die Voreinschnitte der Portale, ein Hanganschnitt für ein Schachtbauwerk sowie der Vortrieb aufgenommen und beprobt. Der *Robulus*-Schlier präsentierte sich sowohl im Vortrieb, als auch in den liegenden Bereichen der Voreinschnitte als relativ unverwitterter, dunkelgrauer, etwa im Halbmeter-Bereich gebankter Schlier. Nur an Bankungsfugen und Kluftflächen zeigte er bräunliche Verwitterung. Zum Hangenden nahm der Verwitterungseinfluss stark zu. Schalenbruchstücke von Mollusken und auch zerdrückte Seeigelreste wurden im Schlier gefunden (POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2013b).

Bereits in den Jahren 1996 bis 1998 waren 157 Bohrungen zur Planung der Güterzugumfahrung St. Pölten-Süd im Rahmen des Projektes aufgenommen und beprobt worden. Lithologisch traten neben quartären Deckschichten und Terrassenkiesen auch miozäne Prinzersdorfer Sande, Sandstreifenschlier und Älterer Schlier auf (HOFMANN & HOMAYOUN, 1996; HOMAYOUN et al., 1999).

Umfahrung Hauptbahnhof St. Pölten und Baulos 2 – Eisbergbogen (ÖK 56)

Neben der kompletten Neugestaltung des Bahnhofsgebäudes wurden die bestehenden Gleisanlagen erneuert und erweitert, außerdem wurde der Eisbergbogen entsprechend den Hochleistungsvorgaben abgeflacht. Im Bereich der Eisbergsiedlung wurde die Trasse über eine
Länge von 460 m als Unterflurtrasse geführt. Im Bereich der aufgenommenen Westbahnstrecke waren quartäre und neogene Sedimente aufgeschlossen. Das Quartär ist durch Löss bzw.
Lösslehm sowie Kiese der Jüngeren Deckenschotter (Mindel) vertreten. Bei den neogenen
Sedimenten im Liegenden des Quartärs handelt es sich um *Oncophora*-Schichten.

Im Lösslehm, der teilweise über Jüngeren Deckenschottern abgelagert wurde, teilweise direkt auf den *Oncophora*-Schichten, können stellenweise Würgeböden beobachtet werden. Die stark sandigen Kiese der Deckenschotter bestehen hauptsächlich aus kalkalpinen Komponenten, in den liegenden Bereichen konnten aufgearbeitete Tonklasten der *Oncophora*-Schichten beobachtet werden. Die tonig ausgebildeten *Oncophora*-Schichten werden durch die Kiese der Deckenschotter erosiv überlagert. Am Kontakt der Kiese zu den *Oncophora*-Schichten waren immer wieder Wasseraustritte zu sehen, welche zwangsweise zu Instabilitäten der Baustellenböschung führten. Dies war auch an einer bereits sanierten Rutschung zu sehen.

Die Oncophora-Schichten (oberes Ottnangium) waren im Osten des Aufschlusses vorwiegend tonig ausgebildet, eine Abfolge aus feingeschichteten dunkelgrauen Tonen mit geringmächtigen Sandzwischenlagen und deutlicher Faltung war aufgeschlossen. Im Westen des Aufschlussbereiches lagen die Oncophora-Schichten in sandiger Ausbildung vor: hellgraubraune, glimmerige Feinsande mit Lagen aus Grobsand bis Feinkies waren zu sehen. Sandkonkretionen bis zu 1 m Durchmesser fanden sich in den Sanden, ebenso Muschelsplitter (Rzehakia). In den liegenden Bereichen der sandigen Abfolge findet man Klasten aus den liegenden Tonen der Oncophora-Schichten, was auf ein hochenergetisches Ablagerungsmilieu hindeutet. Auch Rinnensedimente konnten beobachtet werden, die in mehreren Ereignissen jeweils ein "fining upward" zeigen. Jedes dieser Ereignisse beginnt im Liegenden mit gröberen Ablagerungen aus Fein- bis Mittelkies mit Ca-Konkretionen und Tonklasten und geht zum Hangenden hin in Feinsand über. Darüber folgt das nächste Ereignis (POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2009). Im Zuge der Linienverbesserung wurden bereits 1995 ausgesuchte Proben zweier Bohrkampagnen untersucht, wobei der Schwerpunkt auf einer detaillierten sedimentologischen und mineralogischen Untersuchung lag (HOFMANN & HOMAYOUN, 1996).

Bauaufschlüsse entlang der Westbahnstrecke, Abschnitt Wien – St. Pölten (ÖK 56)

Im Rahmen des Ausbaues der Westbahnstrecke im Abschnitt "Wien – St. Pölten" wurden im Perschlingtal zwischen Pottenbrunn und Michelhausen Bauaufschlüsse dokumentiert. Im Arbeitsjahr 2006 konzentrierten sich die Aufschlussbegehungen entlang der Trasse auf die Umgebung östlich von Pottenbrunn im Bereich des Raingrubentunnels. Die hangendsten Abschnitte der beiden dokumentierten Baugruben bei Pottenbrunn bestehen aus vier bis sechs Meter mächtigen, ockergelben, sandig-tonigen Schluffen, die als Deckschichten (Lösse bzw. Lehme, Quartär) angesprochen werden. Im Vergleich zu den Aufschlussbeobachtungen im Jahr davor im Bereich des Stierschweiffeldtunnels weiter im Osten der Trasse sind die Mächtigkeiten der Deckschichten im Westen geringer und nehmen nach Osten deutlich zu. Bei Maria Jeutendorf zeigen die Deckschichten bereits Mächtigkeiten bis 17 Meter. Es folgen sechs bis acht Meter mächtige, graubraune, teilweise schwarz oxidierte Fein-, Mittel- und Grobkiese (Jüngere Deckenschotter, Mindel; PERESSON-HOMAYOUN et al., 2007).

Tunnelkette Perschling: Bauarbeiten entlang der Westbahnstrecke im Abschnitt Wien – St. Pölten (ÖK 56)

Zum Zweck der Dokumentation der fortgeschrittenen Bauarbeiten im "Abschnittsbereich West" der Neubaustrecke Wien – St. Pölten wurde im Mai 2008 eine Streckenbefahrung durchgeführt. Hauptaugenmerk galt dem Streckenabschnitt "Tunnelkette Perschling" zwischen dem Knoten Wagram bei Pottenbrunn und der Ortschaft Diendorf. Im Wesentlichen wurden Sedimente des Quartärs mit Lösslehmen, Auablagerungen, Jüngeren Deckenschottern (Mindel) und des Neogen mit den *Oncophora*-Schichten angetroffen (POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2009).

Baulose aus dem Bereich Straßenbau

Bohrkernaufnahme entlang der Traisental Schnellstraße S 34 (ÖK 56)

Die S 34, die Traisental Schnellstraße, soll westlich der B 20, der Mariazeller Bundesstraße, zwischen St. Pölten und Wilhelmsburg verlaufen. Ausgewählte Bohrkerne von repräsentativ über die 9 km lange Trasse verteilten Bohrungen wurden begutachtet, beprobt und die Proben mineralogisch, granulometrisch und stratigrafisch analysiert (siehe Abb. 1, 2, Ausdrucke aus der Baustellendatenbank).

Im Wesentlichen liegt die Trasse im Bereich der Molassezone, die hier größtenteils durch quartäre Terrassenkiese und Löss bzw. Lösslehm überdeckt wird. Lediglich der südlichste Teil der Trasse reicht laut geologischer Karte von Niederösterreich (SCHNABEL et al., 2002) in den Bereich der Flyschzone hinein, in den selbst aufgenommenen Bohrungen konnte jedoch kein Flysch, sondern aufgrund von mikropaläontologischen Analysen Haller Schlier (Eggenburgium) festgestellt werden.

Bei den in den Bohrungen angetroffenen Sedimenten der Molassezone handelt es sich um *Robulus*-Schlier (Ottnangium) im Norden und Haller Schlier (Eggenburgium) im Süden, jedoch sind diese beiden Formationen nur sehr schwer zu unterscheiden (POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2011).

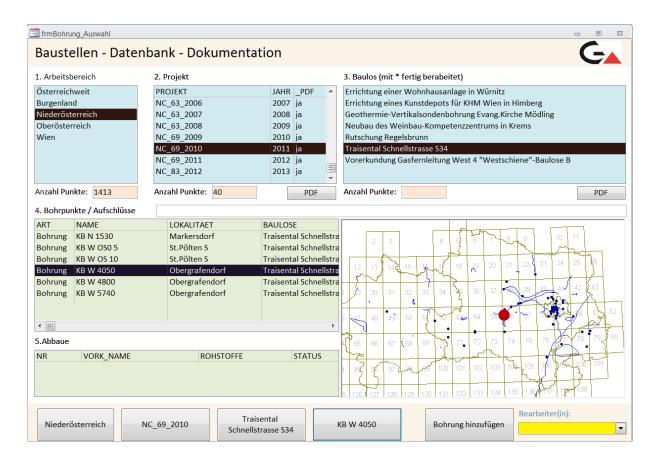


Abb. 1: Screenshot aus der Baustellendatenbank für Niederösterreich: Übersicht.

Bauaufschlüsse entlang der Westautobahn zwischen Böheimkirchen und Kirchstetten (ÖK 56)

Im April 2006 wurden drei große Bauaufschlüsse entlang der Westautobahn im Bereich Böheimkirchen und Kirchstetten (ÖK 56) bearbeitet, die im Zuge von Fahrbahnverbreiterungsarbeiten entstanden sind. Die Aufschlüsse 1 und 2 gehören zur Molassezone, Aufschluss 3 repräsentiert bereits die Rhenodanubische Flyschzone.

Im Aufschluss 1 treten über eine Gesamtlänge von ca. 200 m gebankte Fein- bis Mittelsandsteine in Wechsellagerung mit mergeligen bis sandigen, dunkelgrauen Schluffen auf. Auf den Schichtflächen der Sandsteinbänke konnten Spuren von Mollusken und Bioturbationserscheinungen dokumentiert werden. Eine genaue lithologische Abgrenzung von Sedimenten des Eggenburgiums (Haller Schlier) von jenen des Ottnangiums (*Robulus*-Schlier) war im Gelände nicht möglich. Auf der Geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 wird im Aufschlussbereich Haller Schlier ausgeschieden. Im östlich anschließenden Aufschluss 2 treten Deckschichten (Lösse bzw. Lehme) in Form ockergelber sandiger Schluffe auf. Der Aufschlussbereich 3 ist einerseits durch eine rhythmische Wechsellagerung von kalkreichen

Sandsteinbänken mit dunkelgrauen Kalkmergel- bzw. Tonsteinbänken der Zementmergelserie (Santonium bis Campanium) gekennzeichnet. Im Hangenden dieser Sedimente treten bunte (rote und grüne) Tonsteine bzw. Tonmergel auf. Die bunten Pelite im Hangenden der Zementmergelserie gehören der Perneck-Formation an (PERESSON-HOMAYOUN et al., 2007).

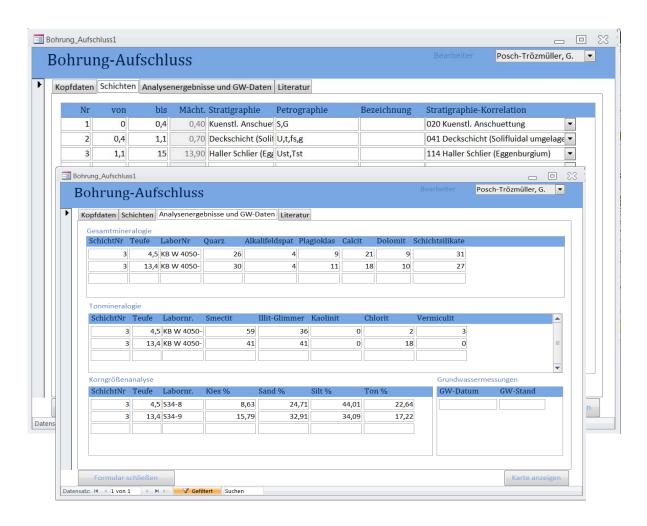


Abb. 2: Screenshots aus der Baustellendatenbank für Niederösterreich: Bohrprofil und Analysen.

Erkundungsbohrung zur Rutschung am Güterweg Dachsbach in Stössing (ÖK 56)

Im August 2006 wurde in der Gemeinde Stössing der Güterweg Dachsbach durch einen Erdrutsch beschädigt. Zur Durchführung von Sanierungsmaßnahmen wurden drei Kernbohrungen auf maximal 10 m abgeteuft, die im Jänner 2012 aufgenommen werden konnten. Die drei Bohrungen befinden sich im Grenzbereich Zementmergelserie zur Altlengbach-Formation. Sämtliche Bohrungen zeichnen sich durch die für Flyschsedimente typische Wechsellagerung von Sandsteinen und Tonstein- bzw. Tonmergellagen aus, die sedimentologische Merkmale klassischer turbiditischer Tiefwassersedimente (Gradierung, convolute bedding) erkennen lassen (POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2012).

Baulos aus dem Bereich Leitungsbau

Gasleitung EVN Westschiene 4 (ÖK 55, ÖK 56)

Im April 2011 wurde von der EVN mit der Errichtung einer 150 km langen Erdgas-Hochdruckleitung von Auersthal bis in den Großraum Amstetten begonnen. Diese Leitung wird auf weiten Strecken parallel zur bestehenden West 2-Leitung verlaufen und dient so zur Erhöhung der Versorgungssicherheit im westlichen Niederösterreich. Bereits das Baulos A (Auersthal – Langenschönbichl/Tulln, ÖK 39, 40, 41, 42) wurde seitens der GBA in weiten Abschnitten während der Errichtung des Rohrgrabens dokumentiert.

Im Zuge der Vorerkundungen für das Baulos B (Langenschönbichl – Holzing, ÖK 38, 39, 54, 55, 56) wurden 50 Schürfe, die im Vorfeld der Bauarbeiten entlang der Trasse abgeteuft wurden, dokumentiert und beprobt, insgesamt neun Kernbohrungen an den Querungen der Trasse mit der Traisen, der Pielach und der Erlauf aufgenommen, und der Rohrgraben während der Errichtung der Gasleitung nahezu lückenlos in einem Profil im Maßstab 1:2.000 erfasst. Eine Darstellung der Aufnahmen auf den Kartenblättern ÖK 55 und 56 findet sich in diesem Band (POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2013a sowie in POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2011, 2012, 2013b).

Literatur

HOFMANN, T. & HOMAYOUN, M. (1996): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme zum Projekt neue Bahn mit Schwerpunkten auf umweltrelevante und rohstoffwissenschaftliche Auswertungen und die Aufschlussarbeiten in der niederösterreichischen Molassezone. - Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-032/95, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 34 S.

HOMAYOUN, M., ATZENHOFER, B., DECKER, K., DRAXLER, I., EGGER, H., MASSIMO, D., PAK, E. & REIT-NER, H. (1999): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme zum Projekt neue Bahn und anderen Bauvorhaben mit Schwerpunkten auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen und die Aufschlussarbeiten in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone. - Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-032/F/98, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 20 S.

PERESSON-HOMAYOUN, M., ĆORIĆ, S., DRAXLER, I., EGGER, H., KOÇIU, A., LEITHNER, W., MASSIMO, D., MELLER, B., NOWOTNY, A., PERESSON, H., RABEDER, J., REITNER, H., SCHUSTER, R. & WIMMER-FREY, I. (2007): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme an Bauvorhaben in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Unveröff. Jahresbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-057/2006, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 117 S.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., ĆORIĆ, S., EGGER, J., HASLINGER, E., HEIN-RICH, M., KOLLARS, B., LIPIARSKI, P., MOSHAMMER, B., RABEDER, J. & ROETZEL, R. (2009): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme an Bauvorhaben in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Unveröff. Jahresbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-063/2008, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 139 S.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., ĆORIĆ, S., GEBHARDT, H., HEINRICH, M., KRENMAYR, H.G., LIPIARSKI, P., RABEDER, J., ROETZEL, R., WESSELY, G. & ZORN, I. (2011): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Niederösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten in schlecht aufgeschlossenen Regionen und auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Unveröff. Jahresbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-069/2010, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 297 S.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., ĆORIĆ, S., GEBHARDT, H., HEINRICH, M., HOBIGER, G., LIPIARSKI, P., PERESSON, H., RABEDER, J., ROETZEL, R. & SCHUSTER, R. (2012): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Niederösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten in schlecht aufgeschlossenen Regionen und auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Unveröff. Jahresbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-069/2011, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 239 S.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., ĆORIĆ, S., ROETZEL, R. & PERESSON, M. (2013a): Baudokumentation entlang der EVN-Gaspipeline "West 4-Westschiene" auf den Kartenblättern ÖK 38, 55 und 56. - dieser Band.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., BRYDA, G., ĆORIĆ, S., GEBHARDT, H., HOBI-GER, G., LINNER, M., RABEDER, J., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHUSTER, R. & ZORN, I. (2013b): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Niederösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten in schlecht aufgeschlossenen Regionen und auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Unveröff. Jahresbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-083/2012, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 507 S.

SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., MATURA, A., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. - 47 S., Land Niederösterreich und Geol. B.-A.

Ein neu kartiertes Vorkommen von Konglomerat im Traisental

J. RABEDER, S. ĆORIĆ, M. HEINRICH, R. ROETZEL & I. WIMMER-FREY

Im unteren Traisental, zwischen Karlstetten im Süden und Hollenburg und Furth im Norden, sind die Konglomerate der Hollenburg-Karlstetten-Formation am linksseitigen Talbereich weit verbreitet. Einzelne, teilweise isolierte Vorkommen erstrecken sich bis in den Bereich des Dunkelsteinerwaldes und jenseits der Donau sind Vorkommen am Gebling und am Gobelsberg bekannt (FUCHS et al., 1984).

Die Ablagerungen der Hollenburg-Karlstetten-Formation gelten als mittelmiozäne, submarine Deltasedimente eines Vorläufers der heutigen Traisen. Mikrofossilien (Foraminiferen) in den mergeligen Zwischenschichten ermöglichen eine stratigrafische Einstufung in die obere Lagenidenzone des Unteren Badeniums (GRILL, 1957; FUCHS et al., 1984).

Es handelt sich um grobkörnige klastische Bildungen, die sich einige Kilometer ins ehemalige Meeresbecken erstrecken. Die polymikten Konglomerate zeichnen sich durch ein buntes Spektrum an Komponenten aus, das hauptsächlich kalkalpine Gerölle, aber auch Elemente aus der Flyschzone umfasst. Charakteristisch für die Ablagerungen der Hollenburg-Karlstetten-Formation ist die weißliche Kalkmatrix, in der die Komponenten eingebettet sind. Zwischen den einzelnen Konglomeratlagen können Mergellagen eingeschaltet sein (GRILL, 1957; FUCHS, 1972; MATURA, 1989).

Im Zuge der schwerpunktmäßig lithologischen Detailkartierung und Beprobung der Weinbauflächen im Rahmen des Projektes "Weinbaugebiet Traisental – Geologische Karte 1:10.000" ("Traisentalkarte", HEINRICH et al., 2012) stieß man im Raum Waldlesberg auf nicht in der ÖK-Blatt Krems (FUCHS et al., 1984) dargestellte, teilweise schwach, teilweise stärker verfestigte Schotter bis Konglomerate. Daraufhin wurde eine Detailkartierung des Raumes Waldlesberg – Oberdorf-SE durchgeführt und die neuen, mehrere Meter mächtigen Grobkorn-Vorkommen abgegrenzt. Weitere Untersuchungen sollen zeigen, ob es sich um mit den Schottern/Konglomeraten der Hollenburg-Karlstetten-Formation vergleichbare Sedimente handelt oder eine zeitlich oder räumlich andere Schüttung für die an der rechten Traisentalseite gelegene Grobkornserie verantwortlich ist.

Aus dem im Rahmen der "Traisentalkarte" insgesamt bearbeiteten Gebiet werden 19 Konglomeratproben untersucht, von denen Korngrößenanalysen sowie eine visuelle Geröllanalyse der Kiesfraktion in Bearbeitung sind. Zu Vergleichszwecken werden sechs Proben aus quartären Sedimenten, vier aus Terrassenschottern, eine Probe aus einem Schwemmfächer sowie eine Probe aus deluvialen bzw. kolluvialen Sedimenten untersucht (Abb. 1).

Die Korngrößenverteilung wird durch Kombination von Trocken- und Nasssiebung ermittelt. Dafür werden die Proben bei 105° C getrocknet und mittels Trockensiebung durch einen Siebsatz, bestehend aus Sieben mit Maschenweiten von 63 mm, 32 mm, 16 mm, 8 mm, 4 mm und

2 mm gesiebt. Die Fraktion < 2 mm wird auf eine Probenmenge von 100 g heruntergeviertelt und mit einem Siebsatz, bestehend aus Sieben mit Maschenweiten von 1 mm, 500 μ m, 250 μ m, 125 μ m, 63 μ m und 32 μ m nass gesiebt. Die Korngrößenverteilung der Gesamtprobe wird mit Hilfe des Programmes SEDPAK (MALECKI, 1986) ermittelt. Dabei werden die Proben nach dem jeweiligen Anteil an Kies, Sand, Silt und Ton in Konzentrationsdreiecken nach MÜLLER (1961) und FÜCHTBAUER (1959) klassifiziert. Die Anteile an den einzelnen Fraktionen werden in Gewichtsprozent (Gew.-%) angegeben. Ebenso wird eine Berechnung der sedimentologisch wesentlichen Parameter Mittelwert, Standardabweichung und Schiefe der Kornverteilung nach dem Moment-Berechnungsverfahren und zum Vergleich nach dem Verfahren von FOLK & WARD (1957) durchgeführt sowie der Durchlässigkeitsbeiwert nach Formeln von BEYER und BIALAS (siehe HÖLTING, 1980) berechnet.

Die Geröllanalyse setzt sich aus der lithologischen Bestimmung und der Abschätzung von Kornform, Sphärizität und Rundungsgrad jedes einzelnen Kornes zusammen. Für die Korngrößenfraktionen > 32 mm, 16-32 mm, 8-16 mm, 4-8 mm und 2-4 mm jeder Probe wird jeweils die lithologische Zusammensetzung bestimmt. Bei Fraktionen mit einer Komponentenanzahl von deutlich über 100 Einzelkörnern wird die Auszählung an mindestens 100 repräsentativ entnommenen Einzelkörnern vorgenommen.

Zusätzlich wird an jedem ausgezählten Korn eine visuelle Zuordnung von Rundungsgrad, Kornform und Sphärizität vorgenommen. Die Bestimmung des Rundungsgrades erfolgt nach POWERS (1953), der eine Gliederung in sechs Klassen (very angular, angular, subangular, subrounded, rounded und well rounded) vorschlägt. Weiters werden die Körner drei Sphärizitätsklassen (high, medium und low) zugeordnet, die Einteilung der Kornform wird nach ZINGG (1935) in die Klassen quadratisch-plattig bzw. diskusförmig, würfelig-kugelig, plattig und stängelig vorgenommen.

Erste Ergebnisse zeigen, dass es sich bei den untersuchten Proben korngrößenmäßig überwiegend um Kiese mit schwankenden Sand- und Siltanteilen handelt, wobei die Grobkiesfraktion in der Regel vorherrscht. Die Tongehalte liegen unter 5 Gew.-%. Diese Proben fallen im Nomenklaturdreieck nach MÜLLER (1961) und FÜCHTBAUER (1959) in die Felder Kies, sandiger Kies bzw. sandig-siltiger Kies. Nur vier Proben, die bei der Aufnahme im Gelände als Lehme/Tone mit Geröllbruchstücken beschrieben wurden, weisen Siltgehalte zwischen knapp über 30 Gew.-% und knapp über 40 Gew.-%, Kiesgehalte um die 30 Gew.-% und Sand- sowie Tongehalte unter 20 Gew.-% auf. Diese Proben können nach MÜLLER (1961) und FÜCHT-BAUER (1959) als sandige Kiessilte bzw. als kiesig-sandige Silte angesprochen werden. Alle untersuchten Proben weisen ein sehr breites Korngrößenspektrum und damit eine extrem schlechte Sortierung auf.

Generell bestehen die untersuchten Proben zum überwiegenden Teil aus kalkalpinen Komponenten, wobei vor allem Gerölle aus der Gutenstein-Formation, dem Wettersteindolomit/-kalk und dem Hauptdolomit/Plattenkalk vorkommen. Bei den Komponenten aus dem Wettersteindolomit/-kalk und dem Hauptdolomit/Plattenkalk überwiegen dabei dolomitische Gerölle, bei

denen aus der Gutenstein-Formation kalzitische Gerölle. Gerölle aus der Flyschzone kommen dagegen nur untergeordnet vor. Es finden sich vor allem Sandsteine und (Kalk)Sandsteine mit kalzitischem Bindemittel.

Bei der Geröllanalyse zeigt sich in den ersten Auswertungen, dass Proben aus den südlichen und westlichen Bereichen des Untersuchungsgebietes deutlich mehr feste Konglomeratbruckstücke (der Hollenburg-Karlstetten-Formation) im Spektrum aufweisen, als solche aus den neu auskartierten Vorkommen vom rechten Traisentalrand. Die Proben zeigen in den nördlichen und östlichen Bereichen des Untersuchungsgebietes ein breiteres Geröllspektrum, d.h. sie führen deutlich mehr bunte Kalksteine, Kalksandsteine, Sandsteine und Quarzgerölle als Proben aus dem südlichen Verbreitungsgebiet.

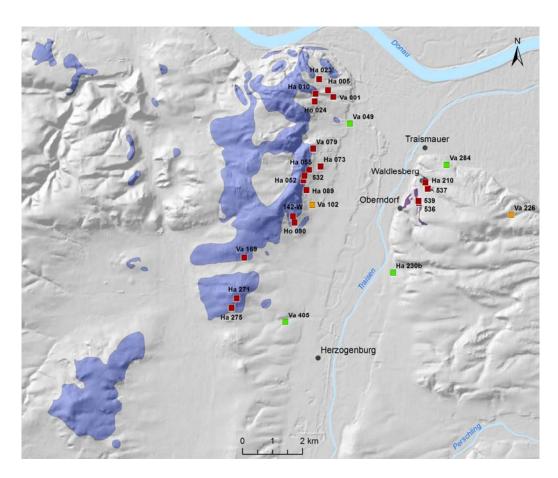


Abb. 1: Übersicht zur Verbreitung der Hollenburg-Karlstetten-Formation und der neu kartierten Grobschüttung am östlichen Talhang des Traisentales. Legende: Flächen: blau: Hollenburg-Karlstetten-Formation nach SCHNABEL et al. (2002), lila: Grobkornschüttung nach ĆORIĆ in HEINRICH et al. (2012); Probenpunkte: dunkelrot: Hollenburg-Karlstetten-Formation und neu kartierte Grobschüttung am östlichen Talhang, grün: Terrassenschotter, orange: Schwemmfächer, deluviale bzw. kolluviale Sedimente.

Die Komponenten sind überwiegend angerundet bis gut gerundet. Liegt ein niedrigerer Rundungsgrad vor, handelt es sich in der Regel um beim Transport zerbrochene Gerölle. Die Anzahl der Komponenten, die der Sphärizitätsklasse "mittel" zuzuordnen sind, ist in etwa doppelt so hoch wie die der kubischen und ausgelängten Komponenten. Die meisten Komponenten

sind würfelig-kugelig bzw. stängelig. Plattige Komponenten machen nur etwas mehr als ein Drittel der Gerölle aus.

Die weiteren Analysenergebnisse, ergänzt durch Gesamtmineralogie der Fraktion < 2 mm, durch die Suche nach stratigrafisch relevanten Fossilien im östlichen Verbreitungsgebiet und eventuell durch Schwermineralanalytik, sollen zeigen, ob sich signifikante Unterschiede zwischen den östlichen Schottern/Konglomeraten und denen aus dem westlichen, bekannten Verbreitungsgebiet der Hollenburg-Karlstetten-Formation ergeben, oder ob sich keine Hinweise auf eine andere Schüttung zeigen.

Dank

Herzlicher Dank ergeht an I. WIMMER-FREY & Team für die Durchführung der mineralogischen und tonmineralogischen Analysen, deren Ergebnisse zurzeit noch nicht vorliegen, die aber im Poster repräsentiert sein werden.

Literatur

FOLK, R.L. & WARD, W.C. (1957): Brazos River Bar (Texas): a study in the significance of grain size parameters. - J. Sed. Res., 27, 3-26.

FUCHS, W. (1972): Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. - Jb. Geol. B.-A., 115, 205-245.

FUCHS, W., GRILL, W., MATURA, A. & VASICEK, W. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 38 Krems an der Donau. - Geol. B.-A.

FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. - Erdöl und Kohle, 12, 605-613.

GRILL, R. (1957): Die stratigraphische Stellung des Hollenburg-Karlstettener Konglomerats (Niederösterreich). - Verh. Geol. B.-A., 1957/2, 113-120.

HEINRICH, M., ĆORIĆ, S., HAVLÍCEK, P., HOLÁSEK, O., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., RABEDER, J., REITNER, H., ROETZEL, R., UNTERSWEG, T., VACHEK, M. & WIMMER-FREY, I. (2012): Weinbaugebiet Traisental - Geologische Karte 1:10.000. - Unveröff. Bericht i.A. IK Traisental, 30 S., Geol. B.-A.

HÖLTING, B. (1980): Einführung in die allgemeine und angewandte Hydrologie. - 340 S., Enke-Verlag.

MALECKI, G. (1986): SEDPAK - Charakterisierung von Sedimenten aufgrund der Korngrößenanalyse. - Ber. Geol. B.-A., 1, Blg. 12.

MATURA, A. (1989): Erläuterungen zu Blatt 37 Mautern. - 65 S., Geol. B.-A.

MÜLLER, G. (1961): Das Sand-Silt-Ton-Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten. - N. Jb. Mineral., 1961, 148-163.

POWERS, M.C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. - J. Sed. Petrol., 23, 117-119.

Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2013 – Melk	
Poster	

SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., MATURA, A., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. - 47 S., Land Niederösterreich und Geol. B.-A.

ZINGG, T. (1935): Beiträge zur Schotteranalyse. - Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt., 15, 39-140.

Der bundesweite Bergbau-/Haldenkataster – Ein umfassendes GIS-gestütztes Dokumentations- und Informationssystem am Beispiel des "Steinkohlen- (Glanzbraunkohlen-) Bezirks Lunzer Schichten" in Niederösterreich

A. SCHEDL, P. LIPIARSKI, B. ATZENHOFER, J. MAURACHER & J. RABEDER

Der bundesweite Bergbau-/Haldenkataster basiert auf einem mehrjährigen Rohstoffforschungsprojekt der Geologischen Bundesanstalt, das im Rahmen des Vollzugs des Lagerstättengesetzes in den Jahren 1995 bis 2007 durchgeführt wurde. Primäre Zielsetzung dieses Projektes war eine flächendeckende Bestandsaufnahme und Dokumentation von Bergbauen und Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe (Erze, klassische Industrieminerale, Energierohstoffe) in einem GIS-unterstützten Informations- und Dokumentationssystem. Mit dieser Bestandsaufnahme eng verbunden war eine systematische Aufbereitung und Zusammenführung der relevanten Daten aus den umfangreichen Montan- und Lagerstätten-archiven der Geologischen Bundesanstalt (Rohstoffarchiv, Friedrich-Archiv, Thalmann/Pirkl-Archiv Eisenerz, Bibliothek) sowie aus ergänzenden Archivunterlagen der Montanbehörden, Landesdienststellen und diverser Bergbauunternehmen.

Die zusammenfassende Dokumentation der Erhebungsdaten (Berg-/Schurfbaue, Halden, Analysen, Literatur- und Archivunterlagen) erfolgt in einem schrittweise erweiterbaren Informations- und Dokumentationssystem auf Basis einer zentralen SQL Server@-Datenbank und verschiedenen ArcGISTM-Layern mit Polygondaten (Umrisse der Grubengebäude, Halden, Bergbauobjekte) und Punktdaten (Stollen, Schächte). Die Attribut-Datenbank umfasst die relevanten Basisinformationen und Kenngrößen zu jedem Bergbau (Lage, Art des Bergbaus, Aufschlussverhältnisse, montanhistorische Daten, Mineralogie, geochemische Charakteristik der Vererzung/des Nebengesteins, Stoffinventar etc.). Zu jedem Bergbau liegen umfangreiche Literatur- und Archivangaben sowie, soweit vorhanden, eine Auswahl an chemischen Analysedaten (Haldenmaterial, Erzproben, Mineralphasen) vor. In der verknüpften Haldendatenauszugsweise bank sind Daten über Typus, Status, Morphologie, Zusammensetzung, Risikopotenzial, Nachnutzung und Beprobung von Bergbauhalden dokumentiert.

Der Bergbau-/Haldenkataster umfasst mit Stand Mai 2013 bundesweit rund 4.450 Berg- und Schurfbaue, wobei es sich dabei überwiegend um für den Ostalpenraum typische kleindimensionierte Bergbauunternehmungen von geringer wirtschaftlicher Bedeutung handelt. Der Bergbau-/Haldenkataster ist Teil des Rohstoffinformationssystems der Geologischen Bundesanstalt. Mit der Fertigstellung des Katasters liegen nun erstmals flächendeckend raumbezogene Daten aller bekannten Bergbaue der Rohstoffgruppen Erze, klassische Industrieminerale und Energierohstoffe in Österreich vor.

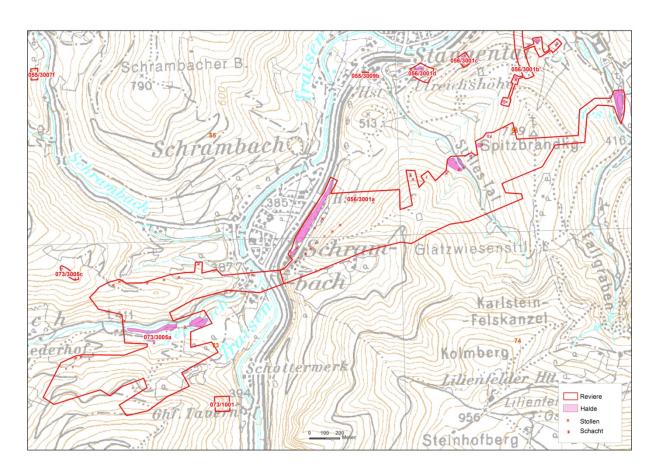


Abb. 1: Steinkohlenbergbau Schrambach (Steger Zug, Zögersbachtal); Detailausschnitt aus dem Bergbau-/Haldenkataster.

In Niederösterreich wurden im Bergbau-/Haldenkataster insgesamt 647 Lokalitäten mit Bergbauaktivitäten (168 Erzbergbaue, 171 klassische Industriemineralbergbaue, 308 Energierohstoffbergbaue) erfasst (SCHEDL et al., 1998). Der in der "Metallogenetischen Karte der Republik Österreich" (WEBER et al., 1997) als "Steinkohlen- (Glanzbraunkohlen-) Bezirk Lunzer Schichten" zusammengefasste Lagerstättenbezirk stellt für das Bundesland Niederösterreich ein wirtschaftlich bedeutendes Verbreitungsgebiet für hochwertige Kohlenrohstoffe dar. Im Bergbau-/Haldenkataster sind im Gebiet zwischen Kaltenleutgeben und Hollenstein innerhalb der Lunzer Schichten insgesamt 199 Lokalitäten mit Kohlenabbauaktivitäten unterschiedlichster Dimension dokumentiert. Auf den die Arbeitstagung betreffenden Kartenblättern ÖK 55 und 56, einschließlich der angrenzenden nördlichen Blattabschnitte der ÖK-Blätter 73 Türnitz und 74 Hohenberg sind dies 112 Lokalitäten mit meist kleinstrukturierten Kohlenabbauen (Abb. 1). Grundlage für die neuüberarbeitete Gesamtdokumentation der Kohlenbergbaue im Bereich der Lunzer Schichten bilden die umfangreichen Bergbaukarten-/Lagerstätten-Archivsammlungen der Geologischen Bundesanstalt sowie die noch vorhandenen Kartierungsunterlagen der ersten Geologischen Landesaufnahme dieses Bereichs durch LIPOLD et al. (1865). Aktuelle Informationen zu diesen Bergbauen sind schließlich der letzten modernen Bearbeitung durch SACHSENHOFER (1987) entnommen.

Der Bergbau-/Haldenkataster in der konzipierten Form fungiert in erster Linie als rohstoffbezogene Basisdokumentation mit vielfältigen Anknüpfungsmöglichkeiten bzw. Querverbindungen zu weiterführenden Detailuntersuchungen und themenübergreifenden Fragestellungen. In diesem Sinne liefert der Bergbau-/Haldenkataster wichtige Basisinformationen für Aufgaben 1) der Naturraum-/Rohstoff-/Risikopotentialkartierung, 2) der Umweltkartierung und des Umweltmonitorings, 3) des Bodenschutzes, 4) der Raumplanung, 5) der Kulturlandschaftsforschung und 6) der Montan-/Industriegeschichte/-archäologie.

Eine erste flächendeckende Nutzung der Daten des Bergbau-/Haldenkatasters erfolgte durch ein wissenschaftliches Forschungsprojekt der Geologischen Bundesanstalt im Rahmen der nationalen Implementierung der EU-Bergbauabfall-Richtlinie. In dieser Vorstudie wurde auf Basis der detaillierten Daten aus dem Bergbau-/Haldenkataster und ergänzender geochemischer Untersuchungen ein Screening- und (Erst-)Risikoabschätzungsverfahren für Altbergbauhalden entwickelt und bundesweit in einem ökonomisch vertretbaren, aber fachlich fundierten Rahmen umgesetzt.

Der Bergbau-/Haldenkataster steht derzeit nur in Intranet-Versionen zur Verfügung (Geologische Bundesanstalt, Montanbehörden, Amt der Niederösterreichischen Landesregierung). Metadaten des Bergbau-/Haldenkatasters sind aber bereits jetzt zum Teil im interaktiven Rohstoffinformationssystem IRIS über die Homepage der Geologischen Bundesanstalt abrufbar (http://www.geologie.ac.at/services/webapplikationen/iris - Interaktives Rohstoffinformations-System). Eine Vervollständigung der Daten aus dem Bergbau-/Haldenkataster ist in einer aktualisierten Version von IRIS-Online geplant.

Informationsinhalte aus (historischen) Bergbaukartenwerken werden im zunehmenden Maße auch für verschiedene Planungs- und Sicherungsaufgaben im Bereich von Altbergbauen benötigt. Um einen rascheren, anwendungsorientierten Zugriff auf diese Informationsquellen zu gewährleisten, wurde in einem Nachfolgeprojekt zum Bergbau-/Haldenkataster eine systematische Dokumentation der Sammlungsbestände historischer Bergbaukartenwerke in Österreich (Zentrales Bergbaukartenverzeichnis Österreichs) in einer modernen Archivdatenbank begonnen. In enger inhaltlicher und methodischer Abstimmung mit dem Bundesministerium für Wirtschaft, Familie und Jugend (Montanbehörde) konnten damit auch die umfangreichen Bergbaukartenbestände der Geologischen Bundesanstalt (rund 11.000 Bergbaukarten) systematisch erfasst, dokumentiert und abschließend eingescannt werden (SCHEDL et al., 2009). Über eine direkte Verknüpfung mit dem Bergbau-/Haldenkataster sind die zu jedem Bergbau vorhandenen Bergbaukartenbestände als Metadaten und als Images rasch abrufbar (z.B. Kartenbestände im GBA-Lagerstättenarchiv: Bergbau Schrambach – Zögersbachtal 164 Bergbaukarten, Bergbau Schrambach – Steger Zug 71 Bergbaukarten).

Literatur

LIPOLD, M.V., STUR, D., STERNBACH, G.V., RACHOY, J. & HERTLE, L. (1865): Das Kohlengebiet in den nord-östlichen Alpen: Bericht über die localisirten Aufnahmen der I. Section der k. k. geologischen Reichsanstalt in den Sommern 1863 und 1864. Erster Theil. Bergmännische Specialstudien.. - Jb. Geol. R.-A., 15, 1-164.

Arbeitstagung der	Geologischen Bundesanstalt 2013 – Mel	K
Poster		

SACHSENHOFER, R. (1987): Fazies und Inkohlung mesozoischer Kohlen der Alpen Ostösterreichs. - 226 S., Unveröff. Diss., Montanuniv. Leoben.

SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., LIPIARSKI, P., RABEDER, J. & DÖBERL, G. (1998): Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet (Jahresendbericht Proj. Ü-LG 40/97). - Unveröff. Ber., 71 S., 2 Bd., Geol. B.-A.

SCHEDL, A., MAURACHER, J., LIPIARSKI, P. & CERNAJSEK, T. (2009): Systematische EDV-gestützte Dokumentation von Bergbaukartenwerken in den Sammlungsbeständen der Geologischen Bundesanstalt (Lagerstättenarchiv, Friedrich-Archiv, Bibliothek, Pirkl-/Thalmann-Archiv, Zentrales Bergbaukarten-Verzeichnis Österreichs), Endbericht 2007-2008, Projekt Ü-LG-052 und Ü-LG-052/F (2009). - Unveröff. Ber., 41 S., Geol. B.-A.

WEBER, L. (Hrsg.) (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industrieminerale und Energierohstoffe Österreichs. Erläuterungen zur metallogenetischen Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Industrieminerale und Energierohstoffe. - Arch. f. Lagerst. forsch., 19, 607 S., Geol. B.-A.

Vorankündigung der Hydrogeologischen Themenkarte zu den natürlichen Radionukliden im Grundwasser Österreichs, 1:500.000

G. SCHUBERT, R. BERKA, C. KATZLBERGER, K. MOTSCHKA, H. PIRKL, R. PHILIPPITSCH, T. HÖRHAN, M. ECKER, C. HÖRFARTER, R. LAHODYNSKY, C. LANDSTETTER, M. KORNER & R. SCHMIDT

Die gegenständliche geowissenschaftliche Themenkarte und die dazugehörigen Erläuterungen sollen im Verlag der Geologischen Bundesanstalt erscheinen. Diese Karte geht auf ein durch das Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft unterstütztes Projekt zurück, in dem die umfangreichen Datensätze der Agentur für Gesundheit und Ernährungssicherheit GmbH (AGES) zu den Radionuklidgehalten der heimischen Grundwässer im Hinblick auf die Beschaffenheit des geologischen Untergrundes ausgewertet wurden. Der Geologischen Bundesanstalt standen dabei auch die Datensätze der Aeroradiometrie und der Bachsedimentgeochemie zur Verfügung. Zudem wurde eigens ein Datensatz mit entsprechenden Gesteinsanalysen aus Literaturangaben erstellt.

Basierend auf der statistischen Auswertung der genannten Informationen wurde im Maßstab 1:500.000 eigens eine geologische Kartenebene erstellt, die dem Uran- und Thoriumgehalt der Gesteinstypen Rechnung trägt. Als weitere geologische Informationen kommen auf der Karte Uranlagerstätten sowie Urankonzentrationen ausgewählter Gesteine und Bachsedimente zur Abbildung. Über diesen geologischen Informationen werden die Radionuklid-Analysen repräsentativer Grundwassermessstellen in Form von Tortendiagrammen zur Darstellung gebracht, nämlich Uran-238, Radium-226, Radon-222, Blei-210, Polonium-210 und Radium-228.

Wie schon aus dem Kartenbild ersichtlich wird, korrelieren die Gehalte der Radionuklide im Grundwasser – allen voran des Radons-222 – vielfach deutlich mit dem Uran- bzw. Thoriumgehalt im Boden. In den Erläuterungen zur Karte wird auf diese signifikanten Zusammenhänge näher eingegangen. Kärtchen und Tabellen ergänzen diese Ausführungen.

Zurzeit wird vom Umweltbundesamt österreichweit der Urangehalt von Grundwässern analysiert. Auch dieser Datensatz soll bis Oktober in die gegenständliche Studie eingearbeitet werden.

Vorankündigung der Hydrogeologischen Themenkarte zu den trinkbaren Tiefengrundwässern in Österreich, 1:500.000

G. SCHUBERT, R. BERKA, F. FINGER & R. PHILIPPITSCH

Die "Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs 1:500.000" ist die Beilage zu den umfangreichen Erläuterungen in den Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Band 64. Sie ist Teil einer Serie von hydrogeologischen Übersichtskarten zum Bundesgebiet, die mit finanzieller Unterstützung durch das Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft an der Geologischen Bundesanstalt bearbeitet wurden bzw. werden. Trinkbare Tiefengrundwässer sind für die Wasserwirtschaft von besonderer Bedeutung: zum einen werden sie aufgrund ihrer langen Verweilzeit als vor Verunreinigungen gut geschützte Wasserreserve betrachtet, zum anderen werden sie in Gebieten, in denen es keine entsprechende Alternative gibt, bereits für die Trinkwasserversorgung herangezogen.

Die geologische Informationsebene der Karte zu den trinkbaren Tiefengrundwässern zeigt österreichweit die Verteilung der neogenen Sedimente in den Becken (untergliedert nach Stufen), die in der Regel die Grundwasserleiter für die trinkbaren Tiefengrundwässer enthalten sowie die tektonischen Großeinheiten des Festgesteinsuntergrundes. Das Quartär ist abgedeckt. Bei der geologischen Ebene wurde auf die Verwendung aktueller tektonischer Konzepte geachtet. Ein eigener Beitrag erläutert speziell die Genese der Sedimente in den großen Beckenlandschaften sowie die sich im Laufe der Zeit ändernde Verwendung von stratigrafischen Begriffen. Eine kurze Erläuterung gibt es auch zur neuartigen tektonischen Gliederung der Böhmischen Masse.

Als hydrologische Informationen enthält die Karte eine Vielzahl von artesischen Brunnen, bei denen es sich zumeist um nachweislich trinkbare Tiefengrundwässer handelt, sowie um die Umgrenzung von Regionen mit derartigen Grundwasservorkommen. In den Erläuterungen werden zu den einzelnen auf der Karte derart ausgewiesenen Gebieten die hydrogeologischen Verhältnisse sowie die Nutzungssituation näher beschrieben. Zahlreiche Detailkarten, geologische Schnitte, Tabellen mit Chemieanalysen und Isotopendaten etc. sowie ein umfangreiches Literaturverzeichnis ergänzen diese Ausführungen.

Vorankündigung der Hydrogeologischen Themenkarte zu den Thermalwässern in Österreich, 1:500.000

G. SCHUBERT, D. ELSTER, R. BERKA & R. PHILIPPITSCH

Die Karte "Thermalwasservorkommen in Österreich" (Maßstab 1:500.000) wird samt umfangreichen Erläuterungen von der Geologischen Bundesanstalt herausgegeben werden. Sie ist Teil einer Serie von hydrogeologischen Übersichtskarten zum Bundesgebiet, die mit finanzieller Unterstützung durch das Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft an der Geologischen Bundesanstalt bearbeitet wurden bzw. werden. Die geologische Informationsebene der Karte zu den Thermalwässern zeigt österreichweit den Festgesteinsuntergrund, der den Großteil der Thermalwasseraquifere enthält. Die quartären und tertiären Sedimente sind in den Becken abgedeckt, um die relevanten Thermalwasserzirkulationssysteme besser illustrieren zu können. Zudem wird die Unterkante dieser Beckensedimente in Form von Isolinien dargestellt. Bei der geologischen Ebene wird auf die Verwendung aktueller tektonischer Konzepte geachtet. Als hydrologische Informationen enthält die Karte zu den einzelnen Thermalwasservorkommen Angaben zur Schüttung, Temperatur, Hydrochemie und Verweilzeit sowie zur Nutzung. Diese Angaben werden in Form von unterschiedlichen Symbolen und hydrochemischen Tortendiagrammen übersichtlich dargestellt. Zudem werden zu ausgewählten Bohrungen Profile und Temperaturlogs abgebildet. In den Erläuterungen werden die ausgedehnteren Thermalwasserzirkulationssysteme wie die des Wiener Beckens und das der Molassezone von externen Experten in Übersichtskapiteln beschrieben. Zudem enthält die Arbeit Detailbeschreibungen der einzelnen Vorkommen mit Informationen zur aktuellen Nutzung, Hydrogeologie, Hydrochemie und Entwicklungsgeschichte. Geologische Schnitte, Lagepläne, Tabellen zum Lösungsinhalt und den Hydroisotopen sowie qualitativ hochwertige Fotografien vervollständigen diese Kapitel.

Composition of the Bohemian spur in the subsurface of the Eastern Alps: indications from exotic blocks

W. WEGNER, M. LINNER, R. SCHUSTER & G. HOBIGER

The Bohemian Massif continues below the Eastern Alps as a basement promontory often referred as Bohemian spur (TARI, 2008). According to surface geology and wells in the Alpine foreland, it consists of Variscan basement rocks of the Moldanubian and Moravian unit and is overlain on both sides by transgressive post-Variscan sediments (WESSELY, 1987). However, the continuation of the Bohemian spur below the Alps can be inferred from exotic blocks embedded in the Allochthone Molasse representing the northernmost and youngest tectonic units of the Alps. The exotic material allows an insight in the geology of a hidden segment of the former southern margin of Europe towards the Penninic Ocean.

The Allochthone Molasse consists of sediments deposited in the Alpine foreland basin, incorporated as tectonic slices into the orogenic wedge after 17.5 Ma. Its main part (Schuppenmolasse) is composed of Eggenburgian to early Ottnangian claystones, sandstones and conglomerates. North of the Danube an overlying slice (Waschbergzone), containing additional Paleogene sediments and tectonic slices of the Jurassic and Cretaceous cover of the underlying basement, is present. Layers with exotic blocks of crystalline basement appear in early Ottnangian sediments. Such blocks from several outcrops in Lower Austria have been investigated by geochemical and geochronological methods to get information on their source area.

At Waschberg exotic material shows a polymict composition dominated by granites, often with amphibole and pinkish K-feldspar, and granitic gneisses. Further granite-porphyries, migmatic paragneisses and minor amphibolite and marble occur. The blocks are mostly well rounded, badly sorted and reach up to more than 1 m in size. Most probably this material represents debris flows generated from pre-existing local gravel accumulations. At Heuberg blocks of monomict biotite-granite are exposed. They are not rounded or sorted and the largest ones are more than 10 m in length. This debris flows originated from a fault scarp (GEBHARDT et al., 2008).

Granite and granitic gneiss blocks and pebbles show an overall peraluminous composition. Additionally higher SiO₂-contents connected with increased Rb/Sr-ratios indicate considerable magmatic fractionation of largely S-type granites. Nevertheless, granites with pinkish K-feld-spar exhibit low 87Sr/86Sr-initial ratios (0.705-0.707, 300 Ma) pointing to a significant I-type component in the magmatic source. Rb/Sr cooling ages of biotite from 12 samples (granites, granitic gneiss, migmatic paragneiss) range from 300 to 230 Ma, arguing for a prolonged cooling history of the hidden Bohemian spur.

By comparing the hidden part of the Bohemian spur, which is indicated by the exotic blocks, with the adjacent Variscan basement shows obvious differences. The granites of the Moravian

unit, which are closest, are clearly different, with I-type composition (FINGER et al., 1989) and Neoproterozoic magmatic ages (FRIEDL et al., 2004). The Moldanubian unit contains a wide range of I- and S-type granites (VELLMER & WEDEPOHL, 1994). They are characterized by magmatic ages of 340-310 Ma (FINGER et al., 2009), but their cooling ages (320-310 Ma, SCHARBERT et al., 1997) are different from the granites of the exotic blocks. Younger cooling ages (around 290 Ma) are known only in the southwestern part of the Moldanubian unit in Upper Austria. The granitic gneisses of the Subpenninic unit in the Eastern Alps are predominantly early Permian in age (VESELÁ et al., 2011) and show mainly I-type composition. At least in the surrounding Variscan basement is no magmatic suite with granites comparable to the investigated exotic blocks.

References

FINGER, F., FRASL, G., HÖCK, V. & STEYRER, H.P. (1989): The granitoids of the Moravian zone of north-east Austria - products of a Cadomian active continental margin? - Precambr. Res., 45, 235-245.

FINGER, F., RENÉ, M., GERDES, A. & RIEGLER, G. (2009): The Saxo-Danubian Granite Belt: magmatic response to postcollisional delamination of mantle lithosphere below the southwestern sector of the Bohemian Massif (Variscan orogen). - Geol. Carpath., 60, 205-212.

FRIEDL, G., FINGER, F., PAQUETTE, J.-L., QUADT, A. von, McNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. (2004): Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U-Pb zircon ages. - Int. J. Earth Sci., 93, 802-823.

GEBHARDT, H., KRENMAYR, H.G., ĆORIĆ, S. & ROETZEL, R. (2008): Grobklastika in der allochthonen Vorland-molasse am Ostende der Alpen. - J. Alpine Geol., 49, 137-154.

SCHARBERT, S., BREITER, K. & FRANK, W. (1997): The Cooling History of the Southern Bohemian Massif. - J. Czech Geol. Soc., 42, S. 24.

TARI, G. (2008): Influence of the Bohemian Spur on the evolution of the Eastern Alps. - J. Alpine Geol., 49, 110-111.

VELLMER, C. & WEDEPOHL, K.H. (1994): Geochemical characterization and origin of granitoids from the South Bohemian Batholith in Lower Austria. - Contr. Miner. Petrol., 118, 13-32.

VESELÁ, P., SÖLLNER, F., FINGER, F. & GERDES, A. (2011): Magmato-sedimentary Carboniferous to Jurassic evolution of the western Tauern window, Eastern Alps (constraints from U-Pb zircon dating and geochemistry). - Int. J. Earth. Sci., 100, 993-1027.

WESSELY, G. (1987): Mesozoic and Tertiary evolution of the Alpine-Carpathian Foreland in eastern Austria. - Tectonophysics, 137, 45-59.

Mineralogische und korngrößenmäßige Untersuchungen an quartären und miozänen Sedimenten auf den Kartenblättern 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten

I. WIMMER-FREY, S. ĆORIĆ, M. PERESSON & J. RABEDER

Im Zuge der Landesaufnahme von ÖK 55 und ÖK 56 wurde eine Reihe von Proben feinkörniger Lockersedimente mineralogisch und korngrößenmäßig untersucht. Die Ergebnisse wurden durch Analysen, die im Rahmen von Rohstoffprojekten (HEINRICH et al., 2008) und im Rahmen von Dokumentationsprojekten niederösterreichischer Großbaustellen (POSCHTRÖZMÜLLER et al., 2011) durchgeführt wurden, schwerpunktmäßig ergänzt. Die Proben umfassen Sedimente aus dem Quartär, die *Oncophora*-Schichten des oberen Ottnangiums, den *Robulus*-Schlier des unteren Ottnangiums, den Haller Schlier des Eggenburgiums und den Älteren Schlier des Egeriums. Der Schwerpunkt der Untersuchungen galt speziell auch der Frage, ob *Robulus*-Schlier und Haller Schlier mineralogisch voneinander zu unterscheiden sind. Die Ergebnisse sind nach lithostratigrafischen Horizonten gegliedert, zusammengefasst und werden anhand der wichtigsten statistischen Parameter besprochen.

Aus dem Quartär liegen 29 Proben vor. Es handelt sich um Lösse unterschiedlichen Verlehmungsgrades, um Deckenlehme pleistozäner Flussterrassen und um Verwitterungslehme unterschiedlichen Ausgangsmaterials. Sie sind siltdominiert mit einem Median von 50 Gew.-%. Die Proben sind praktisch kiesfrei, ihre Sandanteile reichen mit wenigen Ausnahmen von knapp unter 10 Gew.-% bis ca. 25 Gew.-%. Die Tonanteile weisen einen Median von knapp 30 Gew.-% auf, wobei die karbonatfreien Proben im Vergleich zu den Karbonat führenden Proben erwartungsgemäß deutlich höhere Tonanteile aufweisen. Im Diagramm nach WINKLER (1954) liegen alle Proben im gut verarbeitbaren Bereich für Vollsteine, Gittersteine, Dachziegel und dünnwandiger Hohlware. In der gesamtmineralogischen Zusammensetzung ist die unterschiedliche Karbonatführung, die im Allgemeinen als Gradmesser der Verwitterung bzw. der Verlehmung gesehen wird, am augenfälligsten. Die höchsten Calcitwerte liegen über 30 Gew.-%, die höchsten Dolomitanteile bei knapp 30 Gew.-%. In den karbonatfreien Proben sind die fehlenden Karbonatanteile in erster Linie durch höhere Schichtsilikatanteile kompensiert. In der Tonmineralogie der Fraktion < 2 µm sind in allen Proben Kaolinite und in höheren Prozentsätzen die Illit/Hellglimmergruppe nachgewiesen. Die Chlorit-Gruppe fehlt bzw. tritt nur in Spuren auf. An quellfähigen Tonmineralen dominieren im Falle der verlehmten Proben hochgeladene Smektite und vermiculitische Strukturen, in den Karbonat führenden niedrig geladene Smektite. Die Lösse und Lehme waren in Niederösterreich einst die Hauptgrundlage der Ziegelindustrie. Auf dem Kartenblatt St. Pölten bestehen derzeit laut BMWFJ (2012) für zwei Tonbergbaue bergrechtliche Abbaugenehmigungen. Tone werden im Großraum von St. Pölten in der Tonlagerstätte Nadelbach für die Produktion von Ziegelmatten abgebaut. In Pottenbrunn werden sie noch in traditioneller Weise in einer kohlebefeuerten Ringofenanlage, der einzigen noch in Betrieb befindlichen von Österreich, zu allen möglichen Sonderformaten verarbeitet.

Von den brackisch-fluviatilen *Oncophora-*Schichten des oberen Ottnangium liegen sieben Proben vor. Sie weisen sowohl inhomogene Korngrößenverteilungen als auch stark unterschiedliche mineralogische Zusammensetzungen auf. Es handelt sich um Silte bis Siltsande mit stark schwankenden Sandanteilen und mit Tongehalten bis zu 25 Gew.-%. In der Gesamtmineralogie dominieren die Schichtsilikate neben Quarzanteilen zwischen 20 und 30 Gew.-%. Die Schwankungsbreite von Calcit und Dolomit ist hoch. In der Fraktion < 2 µm sind die Smektite und die Illit/Hellglimmergruppe am stärksten vertreten. Kaolinit und Chlorit fehlen entweder vollständig oder sind in höheren Prozentsätzen vertreten.

Aus dem marinen *Robulus*-Schlier des unteren Ottnangiums wurden 42 Proben analysiert. Mehrheitlich sind sie als Silte anzusprechen, die stark variable Sandgehalte aufweisen. Die Tonanteile sind generell niedrig mit einem Median von knapp über 16,5 Gew.-% und schwanken zwischen knapp über 5 und knapp unter 40 Gew.-%. Zehn der 42 Proben weisen Sandgehalte zwischen 50 und 70 Gew.-% auf. Sie sind nomenklatorisch als reine bis schwach tonige Siltsande zu bezeichnen.

Die gesamtmineralogische Zusammensetzung ist sehr homogen. Die Proben sind, ihrem marinen Sedimentationsmilieu entsprechend, durchgehend karbonatführend. Calcit liegt zwischen 5 und 35 Gew.-% und weist einen Median von 18,5 Gew.-% auf. Dolomit liegt fast durchwegs unter 15 Gew.-% mit einem Median von 9,4 Gew.-%. Die Quarzgehalte schwanken um einen Mittelwert von rund 25 Gew.-%. Innerhalb der Feldspäte sind, neben geringen Spuren von Alkalifeldspäten, Albite mit einem Mittelwert von 9 Gew.-% nachgewiesen. Für die Schichtsilikate wurde ein Median von knapp 35 Gew.-% berechnet.

In der Fraktion < 2 µm sind die Smektite mit einem Median von knapp 60 Gew.-% die weitaus am stärksten vertretene Tonmineralgruppe. Es handelt sich ausnahmslos um Smektite mit niedrigen Schichtladungen. Sie sind fast doppelt so stark vertreten wie die Illit/Hellglimmergruppe. Im Gesamtgestein allerdings überwiegen die Hellglimmer, die, wie aus dem Mengenverhältnis Schichtsilikate zur Fraktion < 2 µm hervorgeht, auch in den gröberen Kornfraktionen zu finden sein müssen. Daneben treten in fast allen Proben Vermiculite in Spuren bzw. in geringen Prozentanteilen auf. Es handelt sich um hochgeladene Vermiculite, um Verwitterungsbildungen, die sicherlich auf einen Glimmer und/oder Chloritabbau zurückzuführen sind. Chlorite sind in geringen Mengen (Mittelwert: 5 Gew.-%) allerdings nur in der Hälfte der Proben zu finden. Die Kaolinitgruppe fehlt ausnahmslos in allen Proben.

Aus dem marinen Haller Schlier des Eggenburgiums gelangten insgesamt 29 Proben zur Analyse. Die Proben sind teilweise zu Siltsteinen verfestigt und deswegen erbrachten die Korngrößenanalysen z.T. auch hohe Kiesanteile, die verfestigte Bruchstücke des Haller Schliers sind und nicht die wahren Kornverteilungen widerspiegeln. Die wenigen verwendbaren granulometrischen Analysen sind denen des *Robulus*-Schlier ähnlich. Gesamtmineralogisch ist der Haller Schlier vom *Robulus*-Schlier fast nicht zu unterscheiden. Quantitativ gesehen, ist im siliziklastischen Anteil des Haller Schliers das Verhältnis von Quarz und Feldspäten zugunsten

der Schichtsilikate verschoben, während die Mediane und Mittelwerte der Karbonatanteile ident mit denen des *Robulus*-Schliers sind. Deutlichere Unterschiede zeigen sich in der Fraktion < 2 µm, die sich allerdings auch nicht an jeder einzelnen Probe, sondern nur für die Gesamtheit der Proben an den statistischen Parametern festmachen lassen. Es sind vor allem die höheren Anteile an Chlorit und Hellglimmer bei gleichzeitig niedrigeren Smektitgehalten in mehr als der Hälfte der Proben, die sichtlich von der Tonmineralogie des *Robulus*-Schliers abzugrenzen sind. Kaolinit fehlt auch im Haller Schlier.

Aus dem Älteren Schlier des Egeriums liegen sechs Proben vor ergänzt durch drei weitere auf ÖK 54. Die Kornspektren weisen geringe Sandgehalte auf. Ihre Siltanteile schwanken ähnlich wie die Tonanteile im Bereich zwischen 30 und 70 Gew.-%. Sie sind als mehr oder weniger sandige Tonsilte bzw. Silttone ausgewiesen. Ein Drittel der Proben ist karbonatfrei, zwei Drittel der Proben sind karbonatführend mit Calcitwerten zwischen 5 und 10 Gew.-% sowie Dolomitwerten um ca. 5 Gew.-%. Entsprechend ihrer allgemein hohen Anteile < 2 µm sind auch die Schichtsilikatanteile hoch. Sie liegen zwischen 45 und knapp 70 Gew.-% mit einem Mittelwert von über 50 Gew.-%. Quarz weist einen großen Schwankungsbereich von 15 bis knapp 50 Gew.-% auf. Die Feldspäte liegen zwischen 5 und 10 Gew.-%. Innerhalb der Fraktion < 2 µm sind die quellfähigen Dreischichtminerale der Smektitgruppe bei weitem vorherrschend. Es folgen die Illit/Hellglimmer- und die Kaolinitgruppe, wobei die Illit/Hellglimmergruppe quantitativ ohne Ausnahme stärker vertreten ist. Chlorite sind ebenso wie Vermiculite nur in geringen Prozentsätzen nachgewiesen bzw. fehlen zur Gänze.

Zusammenfassend lässt sich aus mineralogischer Sicht für die miozänen Sedimente auf den Kartenblättern ÖK 55 und ÖK 56 folgendes feststellen: Die Kaolinitgruppe ist ein klares Unterscheidungsmerkmal zwischen kaolinitführendem Älteren Schlier und kaolinitfreiem Miozän-Schlier. Haller Schlier und *Robulus*-Schlier sind bei gleicher qualitativer Gesamt- und Tonmineralogie nur durch quantitativ andere Verhältnisse voneinander zu unterscheiden. Ob diese Unterschiede auf unterschiedliche Korngrößenspektren (je feinkörniger das Sediment desto smektitreicher) oder auf ein unterschiedliches Angebot im Liefergebiet, möglicherweise bedingt durch höhere Verwitterungsraten, zurückzuführen sind, lässt sich zum jetzigen Stand der Untersuchungen nicht sagen. Die *Oncophora*-Schichten weisen innerhalb der Miozän-Abfolge das bunteste Spektrum hinsichtlich Korngrößenverteilung und mineralogischer Zusammensetzung auf.

Literatur

HEINRICH, M., KLEIN, P., LIPIARSKI, P., PFLEIDERER, S., PIRKL, H., REITNER, H. & WIMMER-FREY, I. (2008): Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Bezirk Tulln. "Geogenes Naturraumpotential Bezirk Tulln". - Unveröff. Bericht über die Arbeiten im 3. Projektjahr (2007-08) und Zusammenfassung, Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-061/2005-2007, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 74 S.

BMWFJ (2012): Österreichisches Montan-Handbuch 2012: Bergbau - Rohstoffe - Grundstoffe - Energie. - 86. Jg., Bundesministerium für Wirtschaft, Familie und Jugend, 291 S.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., ĆORIĆ, S., GEBHARDT, H., HEINRICH, M., KRENMAYR, H.G., LIPIARSKI, P., RABEDER, J., ROETZEL, R., WESSELY, G. & ZORN, I. (2011): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Niederösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten in schlecht aufgeschlossenen Regionen und auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Unveröff. Jahresbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-069/2010, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 297 S.

WINKLER, H.G.F. (1954): Bedeutung der Korngrößenverteilung und des Mineralbestandes von Tonen für die Herstellung grobkeramischer Erzeugnisse. - Ber. Dt. Keram. Ges., 31, 337-343.

Beiträge

Neuauswertung des Aerogeophysik-Messgebietes "Ober-Grafendorf": Radiometrie und Magnetik

A. AHL, P. SLAPANSKY & H.G. KRENMAYR

Die Befliegung des Messgebietes "Ober-Grafendorf" fand im Sommer 2000 statt, mit der Herstellung erster Ergebniskarten wurde 2001 begonnen, die Berichtlegung erfolgte 2003 (SEI-BERL et al., 2003). Die Messungen der Radiometrie und der Magnetik wurden im Frühjahr 2013 neu prozessiert. Anlass war die geplante Arbeitstagung bzw. die Erläuterungen zu Blatt Ober-Grafendorf. Bei dieser erneuten Bearbeitung wurden vor allem verbesserte Methoden zur Feldfortsetzung magnetischer Daten auf unebene Bezugsflächen (IVAN, 1994; MEURERS & AHL, 2006) und eine Vegetationskorrektur für die Radiometrie (AHL & BIEBER, 2010) verwendet. Das Messgebiet umfasst etwa zwei Drittel des Kartenblatts 55 Ober-Grafendorf, und zwar den gesamten Nordabschnitt des Kartenblattes bis zu einer Linie etwa 5 km südlich vom Nordrand der Flyschdecken sowie einen bis zu 5 km breiten Streifen der auf der West-, Nordund Ostseite angrenzenden Kartenblätter 54 Melk, 36 Ottenschlag, 37 Mautern, 38 Krems und 56 St. Pölten. Die Ergebnisse dieser Neuauswertungen werden im Folgenden dargestellt. Details zu den Messgeräten und zur Mess- bzw. grundsätzlichen Auswertemethodik finden sich im Projektbericht von SEIBERL et al. (2003). Die Auswertung der Daten ist zwar derzeit (Juni 2013) noch nicht abgeschlossen, die hier dargestellten Ergebnisse, insbesondere die Karten, können aber bereits als Endergebnisse betrachtet werden.

Gammastrahlen-Spektrometrie (Radiometrie)

Die Messergebnisse der Gammastrahlen-Spektrometrie sind in Form der aus den Zählraten ermittelten Werte für Kalium (aus dem Zerfall von ⁴⁰K) in % K, der Äquivalentwerte eUran (aus dem Zerfall von ²¹⁴Bi) in ppm U, und eThorium (aus dem Zerfall von ²⁰⁸TI) in ppm Th angegeben. Es wird bei den Gammastrahlen-spektrometrischen Messungen das gesamte an der Oberfläche vorhandene Material gemessen, das heißt, dass das anstehende Gestein mitsamt seinen Verwitterungs- und Bodenbildungen sowie die Vegetationsbedeckung erfasst wird. Auch die Beschaffenheit des Bodens, die Bodenfeuchte und die Wetterverhältnisse vor und während der Messungen haben Einfluss auf die Messergebnisse, da die Strahlungsintensität insbesondere durch Wasser stark abgeschwächt wird. Mit einer konstanten Flughöhe des Messgerätes von 80 m über Grund wird bei den Aeroradiometrie-Messungen pro Messpunkt

eine Fläche mit einem Radius von etwa 50 m erfasst, wobei der Zentralbereich den wesentlichen Beitrag zu den Zählraten liefert. Die Eindringtiefe der Messungen hingegen beträgt nur wenige Dezimeter. Der Messpunktabstand entlang einer Fluglinie beträgt bei durchschnittlicher Fluggeschwindigkeit 30 m. Da die Daten der Hubschrauberradiometrie über hunderte m² integriert werden, können Einheiten, die auf engem Raum lithologisch komplex aufgebaut sind, nicht in ihrer gesamten lithologischen Vielfalt detailliert aufgelöst, sondern nur insgesamt als Einheit erfasst werden. Für die jungen Talalluvionen kommt noch dazu, dass sich hier regionale und lokale Einflussfaktoren je nach Situation in unterschiedlichem Ausmaß überlagern, was sich im breiten Schwankungsbereich der Daten äußern kann. Durch Regenfälle können kurzlebige natürliche radioaktive Stoffe aus der Luft ausgewaschen und auf dem Boden abgelagert werden, was vor allem bei Niederschlägen nach längeren Trockenperioden zu kurzzeitigen Messwerterhöhungen führen kann. Der Einfluss der Waldbedeckung auf die Ergebnisse der Radiometrie war in der ersten Auswertung sehr markant (SEIBERL et al., 2003). Der Einfluss des im gesamten Messgebiet fleckig verteilten Waldbestandes auf die radiometrischen Messungen wird durch eine Vegetationskorrektur (AHL & BIEBER, 2010) im Zuge der Neuauswertung weitestgehend behoben. Größere Moor- und Anmoorflächen treten im Messgebiet Ober-Grafendorf nicht auf. Auf sonstige, eventuell auch nur temporäre Vernässungsflächen ist bei der Auswertung der Radiometrie gesondert zu achten. Auch zusammenhängende bebaute Gebiete von Ortschaften sind radiometrisch öfters durch verringerte Intensitäten der natürlichen Gammastrahlung gekennzeichnet.

Die grundlegenden mineralogischen, geochemischen und geologischen Charakteristika von Kalium, Uran und Thorium stellen sich wie folgt dar:

Kalium ist ein Hauptelement der Erdkruste, das sich in Silikatmagmen mit steigender Alkalisierung in der oberen Erdkruste anreichert. Bei Verwitterung zeigt Kalium mäßig hohe Mobilität durch Sorption an Tonmineralen und Aufnahme durch pflanzliche Organismen. Im Kristallin kommen Glimmerminerale und Kalifeldspäte in Glimmerschiefern und Granitgneisen als K-Träger in Frage, weiters sind höhere K-Gehalte in feinkörnigen, tonig bis schluffigen Sedimenten häufig. Die Glimmerminerale Muskovit, Illit und Hydromuskovit sind relativ beständig. Zumeist weisen Gebiete mit überwiegend Magmatiten höhere K-Gehalte auf als solche mit klastischen Sedimenten oder Metasedimenten. In Granitgebieten ist der K-Gehalt in der Feinfraktion vielfach geringer als in der Grobfraktion. Auch innerhalb der Böhmischen Masse weist die Bachsedimentgeochemie, bei einem Durchschnittsgehalt von 2,2 % K, in Flächen mit neogener Sedimentbedeckung niedrigere Werte (< 1,5 % K) auf (THALMANN et al., 1989).

Uran ist ein lithophiles Spurenelement mit Tendenz zu Anreicherung bei der Alkalisierung der Magmen in der kontinentalen Kruste. Es ist ein Begleitelement des Thoriums, eine Abtrennung erfolgt jedoch durch hydrothermale und sedimentäre Prozesse. Uran besitzt unter oxidierenden Bedingungen in der Form von U⁺⁶ hohe Mobilität in sauren und karbonatreichen Lösungen, während U⁺⁴ kaum mobil ist. Unter reduzierenden Bedingungen ist U in allen Oxidationsstufen immobil. Es kommt zu Sorption an Humusstoffen und Fe-Oxiden. In klastischen Sedimenten ist Uran an verwitterungsbeständige Schwerminerale gebunden (THALMANN et al., 1989).

Thorium ist ein lithophiles Spurenelement, das in magmatischen Gesteinen vorwiegend an akzessorische Minerale gebunden ist, in Assoziation mit Uran und Elementen der Seltenen Erden. Hohe Konzentrationen treten in Pegmatiten (gemeinsam mit Uran), in Alkaligesteinen und in Seifenlagerstätten auf. Bei der Verwitterung ist die Mobilität des Thoriums aufgrund extrem verwitterungsbeständiger Minerale sehr gering, es findet eine Konzentration in der Schwermineralfraktion statt (THALMANN et al., 1989).

Eine Liste der wichtigsten akzessorischen Th- und U-Schwerminerale und ihrer Elementgehalte ist in Tabelle 1 angegeben (SCHÖN, 1983).

Mineral	U (ppm)	Th (ppm)
Monazit	500-3.000	10.000-300.000
Zirkon	100-6.000	100-10.000
Epidot	20-50	50-500
Orthit	300-40.000	50-500
Xenotim	500-35.000	k. A.

Tab. 1: Thorium- und Urangehalte (in ppm) in häufig vorkommenden Schwermineralen (SCHÖN, 1983).

Die Histogramme der Verteilung der Gehalte von K, U und Th im gesamten Messgebiet zeigt die Abbildung 1. Die zugehörigen statistischen Parameter sind in der Tabelle 2 aufgelistet. Die Einzelergebnisse für Kalium, eUran und eThorium können in einem weiteren Schritt mittels GIS-Abfrage mit den in geologischen Karten definierten lithologischen Einheiten verschnitten werden. Somit können die aus der Auswertung der Aero-Gammaspektroskopie ermittelten Werte den verschiedenen geologischen Formationen zugeordnet und statistisch bearbeitet werden. Dieser Auswertungsschritt wurde für das Messgebiet Ober-Grafendorf im Poster dargestellt.

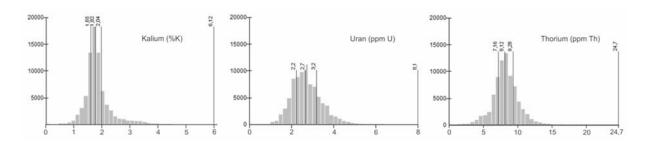


Abb. 1: Statistische Verteilung der radiometrisch ermittelten K-, eU- und eTh-Werte im Messgebiet Ober-Grafendorf, es sind zusätzlich jeweils der Median und die Quartilwerte Qu25 und Qu75 eingezeichnet.

	Kalium (% K)	Uran (ppm U)	Thorium	Dosisleistung
			(ppm Th)	(nSv/h)
Minimum	0,03	0	0	0,85
1. Quartil	1,65	2,24	7,16	63,9
Median	1,82	2,68	8,12	70,6
Mittelwert	1,91	2,76	8,24	71,6
Standardabweichung	0,52	0,78	2,01	14,8
3. Quartil	2,04	3,22	9,28	79,5
Perzentil 90	2,66	3,79	10,7	91,4
Maximum	6,12	8,05	24,7	190

Tab. 2: Statistische Parameter der Verteilungen der Elemente Kalium, Uran und Thorium sowie der Dosisleistung im Messgebiet Ober-Grafendorf anhand der vorliegenden Neuauswertung.

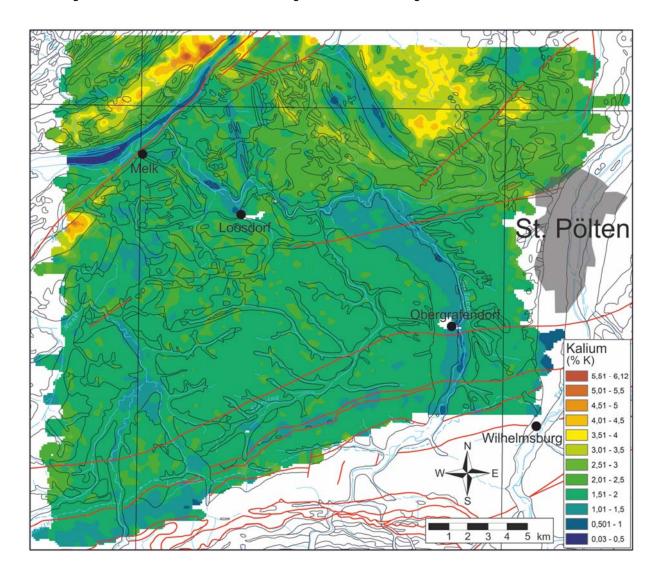


Abb. 2: Verteilung des Kaliums, die Skala ist in Schritte von 0,5 % K unterteilt. Weiters eingetragen sind die Kartenblattgrenzen der ÖK 50, die geologischen Grenzen und die geologischen Strukturen bzw. Deckengrenzen der geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002), einige wichtige Städte und Ortschaften sowie Bach- und Flussläufe.

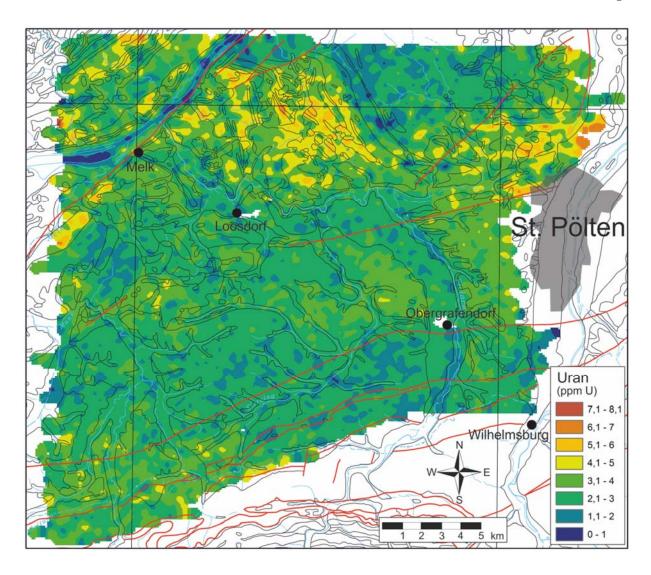


Abb. 3: Verteilung des eUran, die Skala ist in Abschnitte von 1 ppm U unterteilt. Weiters eingetragen sind die Kartenblattgrenzen der ÖK 50, die geologischen Grenzen und die geologischen Strukturen bzw. Deckengrenzen der geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002), einige wichtige Städte und Ortschaften, sowie Bach- und Flussläufe.

Die Ergebnisse sind als Karten der Kalium-, eUran- und eThorium-Verteilung sowie der ternären K-U-Th-Verteilung und der Dosisleistung dargestellt (Abbildungen 2 bis 7). Derzeit (Juni 2013) liegen leider noch keine Auswertungen bezüglich der einzelnen geologischen Formationen vor. Somit kann eine Zuordnung der Elementverteilungen nur überblicksmäßig erfolgen. Diese wird anhand der in der geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 eingetragenen Grenzen der Geologischen Einheiten vorgenommen, in welche die Neuergebnisse der Kartierung im Bereich des Kartenblattes Ober-Grafendorf bereits weitgehend eingeflossen sind. Auffällig ist jedenfalls die weitgehend monotone Verteilung bei allen drei Elementen. Beim Kalium treten höhere Werte im Gföhler Gneis, im Granulit und im Zelkinger Granit auf. Niedrige Werte finden sich in Basiten und Ultrabasiten, sowie in den jungen Alluvionen jener Flüsse, deren Einzugsgebiet in die Nördlichen Kalkalpen zurückreicht. Die Alluvionen der Donau weisen aufgrund des höheren Anteils an Kristallinschutt etwas höhere Werte auf. Die Uranverteilung macht allgemein einen etwas inhomogeneren Eindruck. Höhere Werte treten

im Zelkinger Granit, im Bereich von Marmorzügen des Drosendorf-Deckensystems, in Syenitgneisen des Typs Wolfshof und in manchen Paragneisen des Gföhl-Deckensystems sowie daraus abgeleiteten lokalen Sedimenten auf. In Lössarealen sind die U-Werte bereichsweise leicht erhöht. Die U-Gehalte sind niedrig in Granulitarealen, in Basiten und Ultrabasiten und in den Molassesedimenten. Die Thoriumgehalte sind hoch im Zelkinger Granit sowie etwas erhöht in manchen Lössgebieten und in manchen Paragneisen, die der Drosendorf-Einheit zugerechnet werden.

Niedrig sind sie in Basiten und Ultrabasiten, sowie in den kalkalpin beeinflussten Alluvionen, insbesondere jenen der Pielach. Aufgrund des Messprofilabstandes von 200 m und des Einflusskreises des Messsystems von etwa 100 m Durchmesser müsste die exakte Lage der einzelnen Anomalien im Detail durch bodenradiometrische Messungen verifiziert werden. Diese Notwendigkeit ergibt sich auch aus Unsicherheiten sowohl in der Lagegenauigkeit der geologischen Kartierung, wie auch in der exakten Positionsbestimmung der geophysikalischen Messpunkte.

Cäsium

Bei den hubschraubergeophysikalischen Messungen der GBA wird routinemäßig auch das radiogene ¹³⁷Cs gemessen. Das heute in der Umwelt vorkommende ¹³⁷Cs (Halbwertszeit 30,17 Jahre) stammt überwiegend aus dem Reaktorunfall von Tschernobyl vom 26. April 1986. Da die Messwerte im gesamten Untersuchungsgebiet einheitlich sehr niedrig waren, wurde die Cs-Verteilung hier nicht separat dargestellt.

Ternäre Darstellung K-U-Th, binäre Darstellungen K-U, K-Th und U-Th

Die Verhältnisdarstellungen aller drei oder jeweils zweier Elemente bieten den Vorteil, dass etwaige lokal begrenzte Dämpfungseffekte, wie z.B. erhöhte Bodenfeuchte oder unterschiedliche Vegetation keine Rolle spielen, da diese Effekte für alle drei Elemente einen etwa gleich starken Einfluss haben. Dies gilt natürlich ebenso für den Fall der vergleichsweisen Verstärkung der Strahlung gegenüber der Umgebung durch völlige Vegetationslosigkeit, z.B. in größeren Steinbrucharealen oder Kiesgruben.

Kalium ist in rot, Uran in grün und Thorium in blau eingetragen. Eine Zusatzinformation gibt die Helligkeit des Farbtones. Je heller der Farbton ist, desto höher, je dunkler, desto niedriger sind die Elementgehalte. Bei Annäherung an schwarz sind beide oder alle drei Elemente in nur geringen Mengen vorhanden. Angaben über die rechnerischen Verhältniswerte sind aus dieser Darstellung aber nicht ableitbar.

Gesteinsspezifische, lokale, regionale und gesamteuropäische Vergleichswerte

Charakteristische Werte der Gehalte radioaktiver Elemente verschiedener Gesteinstypen, die im Untersuchungsgebiet auftreten, sind in der Tabelle 3 als Vergleichswerte aufgelistet.

Durchschnittswert für:	Kalium (%)	Uran (ppm)	Thorium (ppm)
Magmatite			
Granit ^{(a) (c) (i)} , Granit/Rhyolit ^(b) , (low-Ca) Granit ^(d) ,	3,4-4,2	3,0-7,0	15,0-40,0
granitische Gesteine ^(h)			
Granodiorit ^{(a) (c)} , Granodiorit/Dazit ^(b)	2,3-2,6	2,1-2,3	8,3-9,0
saure Magmatite ^(g)	3,2	3,5	12,6
intermediäre Magmatite ^(g)	2,8	1,5	3,9
basische Magmatite ^(g)	0,6	0,8	1,9
Diorit ^(a) , Diorit, Qu-Diorit/Andesit ^(b)	1,1-1,8	1,7-2,4	6,0-8,0
Gabbro ^(h) , Gabbro, Diabas ^(a) , Gabbro/Basalt ^(b)	0,4-0,7	0,5-0,84	1,69-3,8
Dunit, Pyroxenit ^(a) , Peridotit ^(b) , Dunit ^(b) , Ultramafi-	0,0009-0,15	0,0001-0,5	0,004-0,4
tite ^{(d) (h)} , Ultrabasite ^(g)			
Metamorphite			
Amphibolit ^(a)	0,6-0,8	0,7-1,0	1,8-4,0
Marmor ^(a)	0,2	1,1	2,2
Kristalliner Schiefer ^(a)	3,1	2,6	10
granitische Gneise ^(h)	-	3,5	12,9
Granulite ^(h)	-	1,6	7,2
Sedimentgesteine			
Sandstein ^{(a) (c) (d) (g) (h) (i)}	1,07-1,48	0,45-1,7	1,7-10,4
schiefrige Sandsteine (i)	2,7	3,7	12
Quarzit ^(b)	0,9	0,6	1,8
Arkose ^{(b) (i)}	2-3	1-2	2-5
Grauwacke ^(b)	1,3	2,0	7,0
rezenter Strandsand ⁽ⁱ⁾	< 1	3	6
Argillit, Ton, Tonschiefer ^(a) , Tone ^(f) , Tonsteine ^(g)	2,7-3,0	3,7-4,3	11,5-13,6
Tonschiefer(c), Tonschiefer (shale)(d)(h), Ton-	2,66-2,7	3,2-3,7	11,7-12,0
schiefer und Siltstein ^(b)			
Schwarzschiefer ^(b)	2,6	20,2	10,9
Kalkstein ^(a) , Kalk ^(b) , Kalke ^(f)	0,1-0,3	1,5-2,0	0,5-1,8
Karbonatgestein ^{(c) (d) (h) (i)} , Carbonate ^(g)	0,27-0,31	1,8-2,2	1,1-2
Dolomit ^{(a) (b)}	0,4-0,7	1,0-3,7	0,8-2,8
Böden			
(illitischer) Boden (c)	1,4	1,0	13,0
Böden ^(g)	1,68	3,2	10,3
Boden ⁽ⁱ⁾	1,5	1,8	9
obere kontinentale Kruste ^(e)	2,8	2,8	10,7

Tab. 3: Charakteristische Gehalte radioaktiver Elemente in verschiedenen Gesteinstypen nach SCHÖN (1983) ^(a), RYBACH, (1988) ^(b), THALMANN et al. (1989) ^(c), TUREKIAN (1972) ^(d) (nach VAN SCHMUS, 1995), TAYLOR & McLENNAN (1985) ^(e) (nach VAN SCHMUS, 1995), D'ARNAUD GERKENS (1989) ^(f), KEMSKI et al. (1996) ^(g), WEDEPOHL (1974) ^(h) (nach FAURE, 1986), EISENBUD & GESELL (1997) ⁽ⁱ⁾.

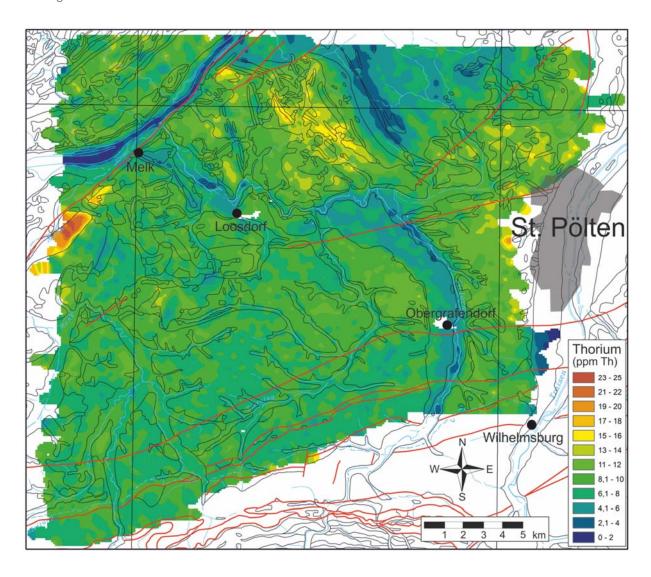


Abb. 4: Verteilung des eThorium, die Skala ist in Abschnitte von 2 ppm Th unterteilt. Weiters eingetragen sind die Kartenblattgrenzen der ÖK 50, die geologischen Grenzen und die geologischen Strukturen bzw. Deckengrenzen der geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002), die wichtigsten Städte und Ortschaften sowie Bach- und Flussläufe.

Im Folgenden sind zum Vergleich chemische Analysen an Gesteinsproben angeführt. Die in der Literatur zumeist als % K₂O angegebenen Werte sind in % K umgerechnet. In den Granuliten werden von SCHARBERT et al. (1976) durchschnittlich sehr niedrige Gehalte für Kalium (3,56 % K), Thorium (< 3 ppm Th) und Uran (< 0,4 ppm U) festgestellt. Es werden dabei auch die, im Vergleich zum mineralogisch ähnlich zusammengesetzten Gföhler Gneis, geringeren Kaliumgehalte betont. In der Arbeit von VELLMER (1992) werden die Granulite detailliert nach ihrem geochemisch unterschiedlichen Ausgangsmaterial eingeteilt: dioritische Granulite $(1.0 \pm 0.4 \% \text{ K}, 1.6 \pm 0.4 \text{ ppm Th}, 0.5 \pm 0.1 \text{ ppm U})$, tonalitische Granulite $(1.0 \pm 0.2 \% \text{ K}, 1.6 \pm 0.4 \text{ ppm Th})$ $1,5 \pm 2,5$ ppm Th, $0.3 \pm 0.2 \text{ ppm U}$), granodioritische Granulite $(2.9 \pm 0.3 \% K,$ $0.4 \pm 0.2 \text{ ppm U}$ 2.7 ± 1.2 ppm Th, und granitische Granulite $(4,1 \pm 0,4 \% K,$ 2,2 ± 1,7 ppm Th, 0,5 ± 0,5 ppm U). Für die Gföhler Gneise gibt VELLMER (1992) Werte von $4,23 \pm 0,25$ % K, $11,0 \pm 1,9$ ppm Th und $1,6 \pm 0,3$ ppm U an. Der Zelkinger Granit wird aufgrund seiner Mineralogie und Geochemie allgemein zur Serie des Weinsberger Granits gezählt. Für den Weinsberger Granit werden typische Kaliumgehalte von 4,5 bis 5,0 % K angegeben (KURAT, 1965). Die umfangreiche Untersuchung von VELLMER & WEDEPOHL (1994) ergibt Durchschnittswerte von $4,56\pm0,25$ % K, 32 ± 8 ppm Th und $5,1\pm2,1$ ppm U, die Schwankungsbereiche sind 4,1 bis 4,7 % K, 22 bis 48 ppm Th und 3 bis 9 ppm U (VELLMER, 1992). Für Paragneise der Böhmischen Masse werden Kaliumgehalte von 1,40 bis 3,92 % K (Mittelwert $2,65\pm0,9$, ZAYDAN & SCHARBERT, 1983), bzw. 0,82 bis 5,28 % K (Mittelwert $2,12\pm1,53$, EL-DALEK, 1998) angegeben. Aus grafitführenden Paragneisen sind Urangehalte von 3 bis 4 ppm bekannt (SCHRAUDER, 1991). Speziell mit grafitischen Gesteinen befasste sich die Arbeit von SCHRAUDER (1991). In Grafitgneisen wurden Kaliumgehalte von 0,45 bis 4,90 % K (Mittelwert $1,61\pm1,26$) und Urangehalte von 1,6 bis 30 ppm U (Mittelwert $7,3\pm7,5$) festgestellt. Die Gehalte in grafitführenden Kalksilikatgesteinen sind 0,11 bis 1,23 % K ($0,58\pm0,42$) und 1,1 bis 7,5 ppm U ($4,9\pm2,0$), die Gehalte in Marmoren 0,01 bis 0,20 % K (Mittelwert $0,06\pm0,07$) und 0,7 bis 4 ppm U. In Biotit-Plagioklasgneisen (Paragneise) wurden Urangehalte von 3 bis 4 ppm gemessen.

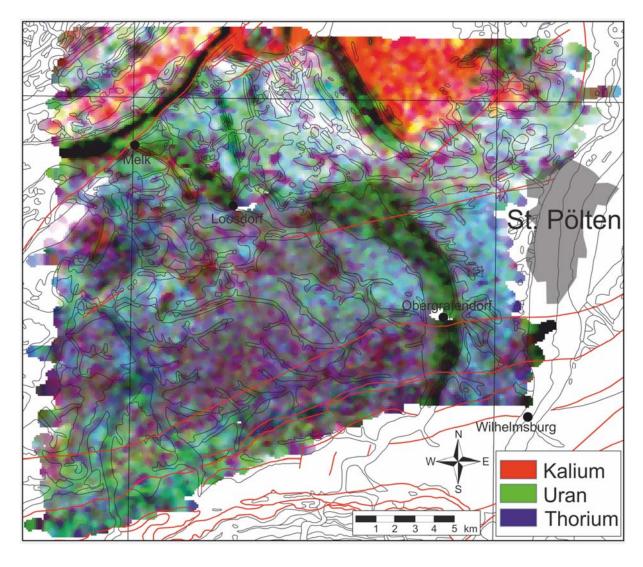


Abb. 5: Ternäre Verteilung von Kalium, eUran und eThorium, die Skalierung ist im Text erläutert. Weiters eingetragen sind die Kartenblattgrenzen der ÖK 50, die geologischen Grenzen und die geologischen Strukturen bzw. Deckengrenzen der geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) und die wichtigsten Städte und Ortschaften.

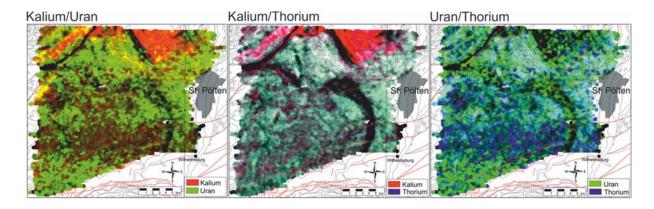


Abb. 6: Binäre Verteilungen von Kalium, eUran und eThorium, die Skalierung ist im Text erläutert. Weiters eingetragen sind die Kartenblattgrenzen der ÖK 50, die geologischen Grenzen und die geologischen Strukturen, bzw. Deckengrenzen der geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) und die wichtigsten Städte und Ortschaften.

Für den Bereich der Sedimentgesteine der Molasse- und der Flyschzone liegen geochemische Analysen von Kalium, Thorium und Uran an Bachsedimentproben vor (AUGUSTIN-GYURITS & KRALIK, 1994). Es wurden dabei jeweils Proben eines aktiven sandig-siltigen Bachsediments über eine Strecke von 100 m als Sammelprobe genommen. Analysiert wurde die Siebfraktion < 0,18 mm. Im Bereich des Hubschraubermessgebiets Ober-Grafendorf ergaben sich folgende Werte: Kalium 0,84 bis 3,15 % K (Mittelwert 1,46, Median 1,37 % K), Uran 0,5 bis 8 ppm U (Mittelwert 2,5, Median 3,0 ppm U), Thorium 5 bis 21 ppm Th (Mittelwert 11,3, Median 11,0 ppm Th). Die Tabelle 3 gibt eine Übersicht über die gesamteuropäischen Durchschnittswerte der Gehalte von K₂O, U und Th in Böden, Bach- und Flusssedimenten sowie in Wässern. Die Werte sind dem "Geochemical Atlas of Europe" (DE VOS et al., 2006) entnommen. In der jeweils letzten Zeile der Tabelle 4 sind die Werte aus dem Messgebiet Ober-Grafendorf eingetragen, die allerdings nicht differenziert sind, sondern das gesamte gemessene Wertespektrum umfassen. Das Kalium ist in dieser Tabelle in % K₂O angegeben (Umrechnungsfaktoren: % K₂O = % K \star 1,20462, % K = % K₂O \star 0,88013). Im Vergleich mit dem Geochemischen Atlas von Europa weisen die gammaspek-trometrisch gemessenen Werte im Messgebiet Ober-Grafendorf keinerlei Auffälligkeiten auf. Lediglich bei den Maximalwerten gibt es deutliche Abweichungen, was aber durch die unterschiedlichen untersuchten Medien und die unterschiedlichen Analysemethoden bedingt ist.

Im gesamteuropäischen Vergleich sind keine Auffälligkeiten festzustellen. Da bisher noch keine statistische Auswertung der Gammastrahlen-Spektrometrie in Hinblick auf die kartierten lithologischen Einheiten erfolgte, kann nicht auf spezifische Einzelheiten eingegangen werden.

Inwieweit sich die Düngung in landwirtschaftlich intensiv genutzten Gebieten auf die Messergebnisse der Radiometrie auswirkt (mögliche Beeinflussung des Kaliums durch Kalidünger und des Urans durch Phosphatdünger) ist für die österreichischen Verhältnisse noch nicht erforscht.

Material	Einheit	Min	Median	Mean	σ	Percentile 90	Max
Kalium (% K ₂ O)							
Oberboden	% K ₂ O	< 0,01	2,02	2,13	1,02	3,43	6,05
Unterboden	% K ₂ O	0,026	1,92	2,02	0,954	3,25	6,13
Wasser	μg/l	< 0,01	1,60	3,07	7,35	6,83	182
Bachsediment	% K ₂ O	0,05	2,01	2,08	0,865	3,21	5,79
Überflutungssed.	% K ₂ O	0,11	2,00	2,06	0,877	3,20	5,10
Ober-Grafendorf	% K ₂ O	0,04	2,19	2,30	0,63	3,20	7,37
	•	1	•	•	•	1	•
Uran (ppm U)							
Oberboden	ppm U	< 0,1	2,03	2,45	2,34	3,94	30,3
Unterboden	ppm U	0,21	2,00	2,36	2,35	3,76	53,2
Wasser	μg/l	< 0,002	0,32	0,889	1,69	2,43	21,4
Bachsediment	ppm U	< 1,0	2,00	3,73	6,52	7,00	98,0
Überflutungssed.	ppm U	< 1,0	2,00	2,10	3,80	4,00	89,0
Ober-Grafendorf	ppm U	0	2,68	2,76	0,78	3,79	8,05
	•		•	•	•	_	•
Thorium (ppm Th)							
Oberboden	ppm Th	0,16	7,63	8,7	6,29	14,4	71,7
Unterboden	ppm Th	0,3	7,24	8,24	6,15	14,2	75,9
Wasser	μg/l	< 0,002	0,009	0,025	0,039	0,066	0,37
Bachsediment	ppm Th	< 1,0	10,0	13,9	20,5	20,0	253
Überflutungssed.	ppm Th	< 1,0	8	8,5	4,7	14	38
Ober-Grafendorf	ppm Th	0	8,12	8,24	2,01	10,7	24,7

Tab. 4: Übersicht über die gesamteuropäischen Durchschnittswerte der Gehalte von K_2O , U und Th in Böden, Bachund Überflutungssedimenten sowie in Gewässern (DE VOS et al., 2006). In der jeweils letzten Zeile sind die entsprechenden Werte der Aeroradiometrie aus dem Messgebiet Ober-Grafendorf eingetragen. Die Probendichte für die Erstellung des "Geochemical Atlas of Europe" war im Durchschnitt ein Probenpunkt pro 4.700 km² (SALMINEN et al., 2005), wobei die Punkte mittels eines komplexen statistischen Verfahrens ausgewählt wurden. In Österreich lagen insgesamt nur 20 Probenpunkte (SALMINEN et al., 2005).

Dosisleistung

Die Dosisleistung wird aus den Aeroradiometriedaten als die gewichtete Summe der Gehalte von Kalium, Uran und Thorium errechnet. Die berechnete Dosisleistung ist ein Richtwert für die lokale und regionale natürliche Strahlungsbelastung (Strahlenschutz), wo sie die pro Zeiteinheit aufgenommene fiktive Strahlendosis angibt. Vor allem im Bereich Variszischer Granite kann diese lokal recht hoch sein. Im gesamten Untersuchungsgebiet sind die Werte allerdings recht niedrig, es liegen 90 % der Werte zwischen 51 und 102 nSv/Stunde, der Median bei 71 und der Maximalwert bei 190 nSv/Stunde.

Laut der Homepage der AGES (Agentur für Gesundheit und Ernährungssicherheit) beträgt die durchschnittliche äußerliche Strahlenexposition (ohne Inhalation und Ingestion) der österreichischen Bevölkerung 1 mSv/Jahr = 114 nSv/Stunde.

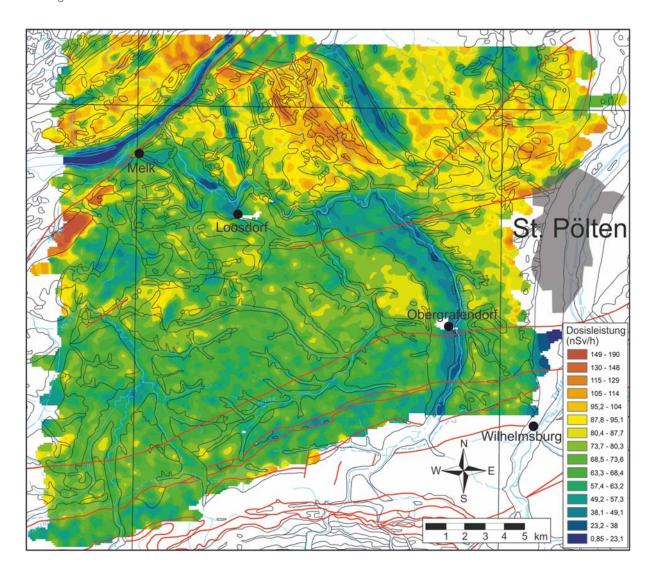


Abb. 7: Verteilung der Dosisleistung, die Skala ist durch Natural Breaks (Jenks-Caspall-Algorithmus aus der Standardsoftware von ArcMap10) in 15 Abschnitte unterteilt. Weiters eingetragen sind die Kartenblattgrenzen der ÖK 50, die geologischen Grenzen und die geologischen Strukturen bzw. Deckengrenzen der geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002), die wichtigsten Städte und Ortschaften sowie Bach- und Flussläufe.

Magnetik

Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität [K] (Kappa) ist eine der grundlegenden physikalischen Gesteinseigenschaften, deren Kenntnis für die Interpretation magnetischer Messungen benötigt wird. Die magnetische Suszeptibilität eines Gesteinskörpers stellt das Verhältnis zwischen der magnetischen Feldstärke des Erdmagnetfeldes und der durch dieses Magnetfeld induzierten Magnetisierung des Gesteins dar und kann somit als Größe für die Magnetisierbarkeit des Gesteins betrachtet werden. Im SI System ist K ein dimensionsloser Parameter. Stark ferrimagnetische Minerale besitzen sehr hohe magnetische Suszeptibilitäten, vor allem Magnetit und Pyrrhotin (Magnetkies). Die magnetische Suszeptibilität eines Gesteins hängt im Wesent-

lichen vom Gehalt des Gesteins an ferrimagnetischen Mineralien ab. Typische Werte der magnetischen Suszeptibilität für verschiedene Gesteinstypen werden u.a. von MILITZER & SCHEIBE (1981) und von SCHÖN (1983) angegeben. Ganz allgemein kann gesagt werden, dass erhöhte K-Werte zumeist in metamorphen basischen und ultrabasischen Gesteinen, insbesondere in Serpentiniten sowie in Magnetit- und Pyrrhotinmineralisationen auftreten. Die magnetischen Suszeptibilitäten der Gesteine der Böhmischen Masse wurden recht detailliert bearbeitet (HÖSCH & STEINHAUSER, 1985; STEINHAUSER et al., 1988a, b; MEURERS et al., 1990; JILG, 1992; LENZ, 1992; LENZ et al., 1996; GNOJEK & PŘICHYSTAL, 1997). Für die übrigen geologischen Einheiten des Untersuchungsgebiets liegen hingegen nur die von ZYCH (1985) publizierten Mittelwerte vor (Tab. 5). Die Untersuchungen von HÖSCH & STEINHAUSER (1985) sind für die im Untersuchungsgebiet auftretenden Gesteine der östlichen Böhmischen Masse weitgehend repräsentativ (Abbildung 8).

geologische Einheit	magnetische Suszeptibilität
Kristallin (Molasseuntergrund)	0,5 x 10 ⁻³ (SI)
Molasse	0,06 x 10 ⁻³ (SI)
Flysch	0,07 x 10 ⁻³ (SI)
kalkalpine Decken	0,02 x 10 ⁻³ (SI)

Tab. 5: Mittelwerte der magnetischen Suszeptibilitäten der großtektonischen Einheiten, diese sind anhand von mehr als 2000 gemessenen Gesteinsproben errechnet worden (ZYCH, 1985). Die angegebenen Werte sind von cgs- in SI-Einheiten umgerechnet.

Die höchsten magnetischen Suszeptibilitäten weisen basische und ultrabasische Metamorphite (Serpentinite, Hornblendeschiefer, Grünschiefer und z.T. auch Amphibolite) auf. Die magnetische Suszeptibilität ultrabasischer Gesteine variiert je nach dem Grad der retrograden Umwandlung z.T. sehr stark.

Frische Ultrabasite weisen vergleichsweise geringe Werte auf, mit zunehmender Serpentinisierung erhöht sich die magnetische Suszepibilität, sie ist in Serpentiniten nicht selten um zwei Zehnerpotenzen höher als in den übrigen Gesteinen. Amphibolite wiederum zeichnen sich manchmal durch extreme Schwankungsbreiten der magnetischen Suszeptibilität aus, die sich zwischen sehr niedrig und sehr hoch bewegen kann.

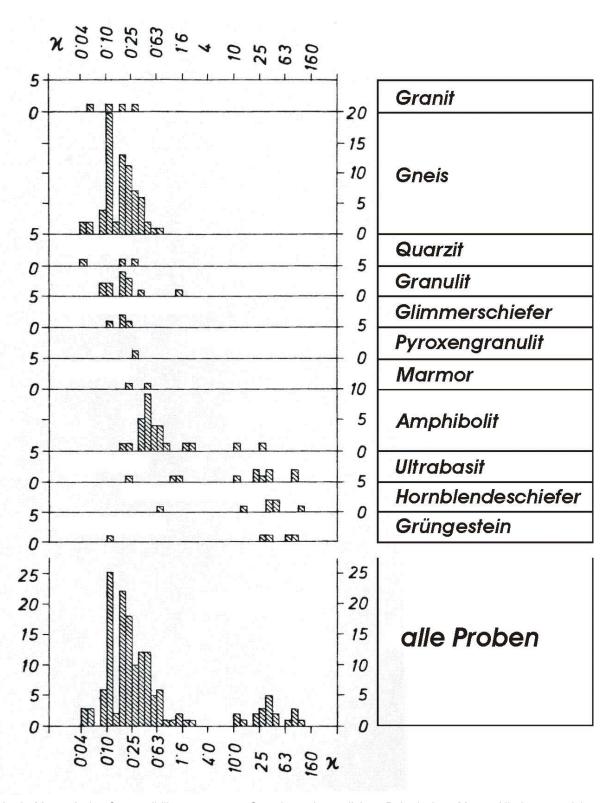


Abb. 8: Magnetische Suszeptibilitätswerte von Gesteinen der östlichen Böhmischen Masse Niederösterreichs (HÖSCH & STEINHAUSER, 1985), leicht verändert und z.T. korrigiert.

Feldfortsetzung

Mittels Feldfortsetzung erfolgt eine Transformation der gemessenen Anomalie auf ein Niveau, das sowohl unter wie auch (wie im vorliegenden Fall) über der Messebene liegen kann. Voraussetzung des Verfahrens ist Quellenfreiheit zwischen Mess- und Fortsetzungsebene. Durch

die Feldfortsetzung nach oben entsteht eine Darstellung, in der weiträumige Störkörper bzw. solche in größerer Tiefe hervortreten. Sie widerspiegeln letztlich ein potenzialtheoretisch fundiertes Regionalfeld (BLAUMOSER, 1992a).

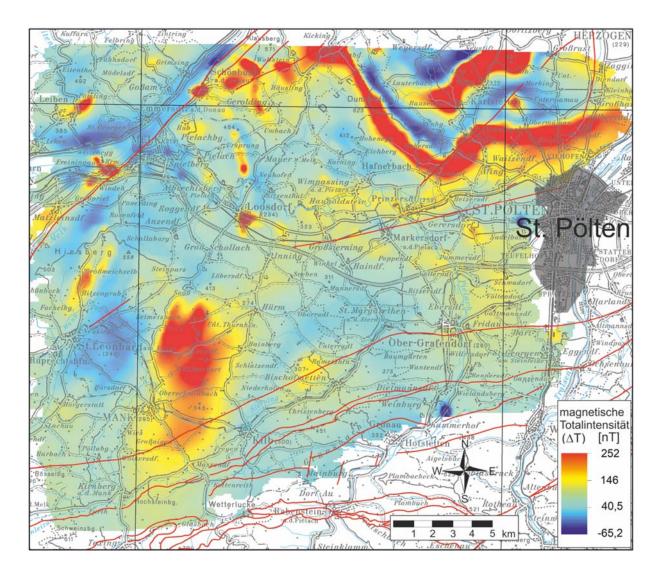


Abb. 9: Isanomalen der magnetischen Totalintensität (ΔT), topografisch (mit konstantem Abstand zur Geländeoberfläche) gemessen. Weiters eingetragen sind die Kartenblattgrenzen der ÖK 50, die geologischen Strukturen bzw. Deckengrenzen der geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) sowie die Straßen, Städte und Ortschaften, Bach- und Flussläufe entsprechend der ÖK 200.

Reduktion der Anomalie zum magnetischen Nordpol

Die Inklination und Deklination des magnetischen Hauptfeldes (im Messgebiet zur Zeit der Befliegung etwa 64° Inklination und 3° Deklination) bewirken, dass die geografischen Lagen der Maxima der magnetischen Anomalien nicht unmittelbar mit der Lage der Störkörper im Untergrund korrelieren, sondern je nach Höhe des Darstellungshorizontes gegen Süden verschoben sind. Diese Verschiebung tritt nicht auf, wenn das Magnetfeld mit 90° Inklination einfällt. Werden die Messwerte unter der fiktiven Annahme eines mit 90° einfallenden Feldes (polreduziert) berechnet, kommt folglich das Maximum der Anomalie im Allgemeinen direkt

über dem Zentrum des Störkörpers zu liegen. Liegt keine remanente Magnetisierung vor, verschwindet auch das im N vorgelagerte Minimum (BLAUMOSER, 1992b). Falls der Störkörper allerdings eine remanente Magnetisierung besitzt, die in Deklination und Inklination vom Hauptfeld abweicht, trifft dies nicht mehr zu. Abbildung 9 zeigt die Messergebnisse der zur Geländeoberfläche annähernd parallelen (topografischen) Befliegung. Die theoretische Flughöhe des Sensors beträgt 50 m über Grund, was aber in der Praxis nicht exakt einhaltbar ist. Daher muss die aus der Flugtopografie errechnete Fläche, auf die die Werte in Abbildung 9 bezogen sind, festgelegt werden (IVAN, 1994; MEURERS & AHL, 2006). Es handelt sich um eine unebene Fläche entsprechend der Flugtopografie, auf welche die Feldfortsetzung als Basis bezogen ist. Durch diese Berechnung, welche die Fortsetzung des Magnetfeldes in größerer Höhe abbildet, klingen die eher schwachen Signale kleinräumiger, meist durch oberflächennahe Störkörper hervorgerufener Anomalien schneller ab als andere. In der Darstellung treten somit in größerer Tiefe liegende Störkörper, die aufgrund der größeren Entfernung zum Sensor ein schwächeres Signal liefern, relativ deutlicher hervor, was letztlich eine gute Annäherung an das Regionalfeld widerspiegelt.

Karte der Isanomalen der magnetischen Totalintensität

Die Anomalie der magnetischen Totalintensität (ΔT) wird als magnetische Flussdichte bzw. magnetische Induktion in Nano-Tesla [nT] angegeben. Der Messprofilabstand beträgt für die vorliegenden Untersuchungen etwa 200 m, der Messpunktabstand entlang der Profile ist etwa 3 m. Gemessen wird bei der hier angewendeten Methode die Totalintensität des Erdmagnetfeldes, dargestellt wird jedoch die Anomalie des Magnetfelds, d.h. die Differenz zwischen gemessener Totalintensität und dem globalen Erdmagnetfeld, welches durch das "Internationale geomagnetische Referenzfeld" (IGRF) definiert ist. Magnetische Anomalien sind somit die Feldabweichungen vom globalen Erdmagnetfeld. Sie haben ihren Ursprung in der oberen Erdkruste. Die ferrimagnetischen Minerale verlieren bei Überschreitung der mineralspezifischen "Curie-Temperatur" (T_c) ihre magnetischen Eigenschaften. Die Curie-Temperatur liegt für Magnetit i.A. bei etwa 570 bis 590° C, sinkt aber bei höheren Titan-Gehalten deutlich (SCHÖN, 1983; SOFFEL, 1991). Die T_c von Maghemit liegt zwischen 580 und 675° C (SCHÖN, 1983; SOFFEL, 1991), die des Pyrrhotin bei 300 bis 325° C (SCHÖN, 1983; LAWISZUS, 2000). Zur Abschätzung der Tiefenlage der T_c muss der regionale geothermische Gradient bekannt sein. Der geothermische Gradient ist hier nach CERMAK (1989) und CERMAK et al. (1992) abgeschätzt, wobei für das Moldanubikum ein Wärmefluss von etwa 90 mW/m² angegeben ist. Die "Curie-Temperatur" ist somit im Untersuchungsgebiet (Kristallin der Böhmischen Masse, anstehend und im Molasseuntergrund) für Pyrrhotin in Tiefen von 12 bis 15 km, für Magnetit und Maghemit in Tiefen von > 20 km zu erwarten. Eine Karte der Isanomalen der magnetischen Totalintensität des Hubschraubermessgebietes Ober-Grafendorf ist in den Abbildungen 9 und 10 dargestellt.

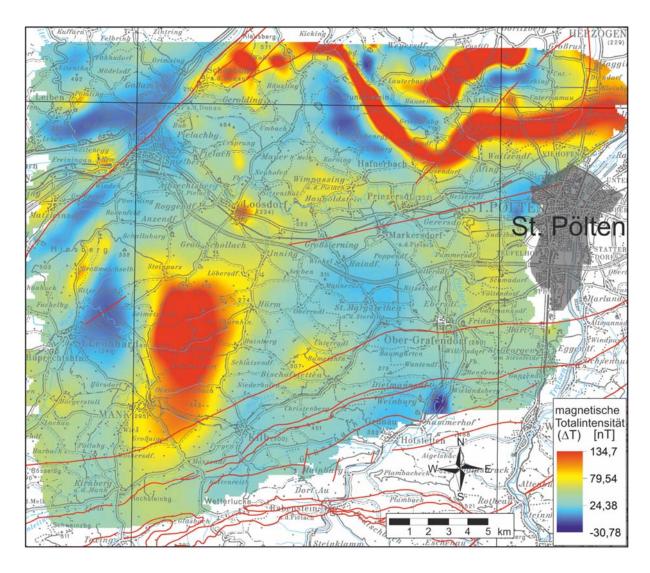


Abb. 10: Isanomalen der magnetischen Totalintensität (ΔT), feldfortgesetzt auf 800 m und polreduziert. Weiters eingetragen sind die Kartenblattgrenzen der ÖK 50, die geologischen Strukturen bzw. Deckengrenzen der geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) sowie die Straßen, Städte und Ortschaften, Bach- und Flussläufe entsprechend der ÖK 200.

Strukturelle Interpretation der magnetischen Anomalien

Die hier auftretenden magnetischen Anomalien werden fast ausschließlich durch Störkörper innerhalb des Kristallins der Böhmischen Masse verursacht. Die mesozoischen und jüngeren Sedimentgesteine kommen aufgrund ihrer geringen magnetischen Suszeptibilität (ZYCH, 1985, siehe Tab. 5) nicht als mögliche magnetische Störkörper in Betracht, abgesehen von den als wahrscheinliche penninische Ophiolithrelikte gedeuteten Serpentiniten und verwandten Gesteinen in der Flyschzone.

Das Kristallin in Form der Moldanubischen Decken und einer kleinen Einschaltung des Südböhmischen Plutons in Form des Zelkinger Granits steht im NW und N des Messgebiets an der Oberfläche an. Gegen S wird es von Sedimenten der Molasse mit zunehmender Mächtigkeit, und am S-Rand zusätzlich von den Rhenodanubischen Flyschdecken überlagert. Der kristalline Untergrund der Molasse liegt am Südrand des Messgebiets in 1.200 bis 1.400 m

Tiefe (KRÖLL et al., 2001; KRÖLL & WESSELY, 2001). Im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebiets sind die Serpentinit- und Amphibolitzüge des Dunkelsteinerwaldes als mehr oder weniger zusammenhängende hochmagnetisierte Zonen erkennbar. Es ist auch der weitere Verlauf dieser Gesteinszüge unter der "Tertiär"- und Quartärbedeckung des Gebietes um Watzelsdorf – Neidling – Flinsbach nachvollziehbar, wie auch das Schichtstreichen und die Gesteinstypen in den kleinen Kristallinaufragungen bei Pultendorf, im Fuchsenwald und am Kalbling (N Waitzendorf) (SEIBERL et al., 2003). Diese Struktur kann als eine Art Schlingentektonik bezeichnet werden.

Pyroxenamphibolite als südwestliche Grenzzone der Granulitmasse des Dunkelsteinerwaldes erreichen eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern und sind von der Granulitmasse durch eine etwa 100 m breite Ultrabasitzone getrennt (MATURA, 1984).

Modellrechnungen für den Bereich des Dunkelsteinerwaldes, der direkt nördlich an das Untersuchungsgebiet anschließt, ergaben mehrere zumeist E-W streichende steilstehende Störkörper, die in Zusammenhang mit an der Oberfläche anstehenden Serpentinit- und Ultrabasitlinsen stehen, in etwa 200 bis 500 m Tiefe ihre größte Ausdehnung erreichen und bis maximal 1.200 m unter der GOK verfolgbar sind (KÖHAZY, 1986; KÖHAZY & SEIBERL, 1986). Die magnetische Struktur zeigt allerdings, dass die Durchsetzung des Granulitmassives mit Ultrabasiten in der Tiefe deutlich höher ist, als es an den Oberflächenaufschlüssen abzulesen ist (SEIBERL & HEINZ, 1990). Auch die durch die Oberflächenkartierung belegten Serpentinitkörper in der Umgebung von Karlstetten und NE Schönbühel an der Donau, bilden sich als hochmagnetisierte Bereiche ab. Gleiches gilt für die Amphibolitzüge W der Bucht von Mauer bei Melk und bei Gerolding. Der relativ prominente Amphibolitzug NW Wimpassing (Ober- und Untergraben) tritt hingegen nicht in Erscheinung. Die positiven Anomalien im Bereich der lössbedeckten Hochfläche von Hub und jene bei Rohr sind auch am ehesten durch Amphibolitkörper in den Paragneisen verursacht (SEIBERL et al., 2003).

Die Diendorfer Störung als wesentliches tektonisches Element im NW des Messgebietes Ober-Grafendorf (am ÖK Kartenblatt Ober-Grafendorf in der NW-Ecke gerade noch angeschnitten) ist in der Magnetik gut nachvollziehbar, wirklich deutlich tritt sie aber erst bei regionaler Betrachtung unter Einbeziehung der benachbarten Aeromessgebiete "Rossatz" (SEIBERL & HEINZ, 1985a), "Dunkelsteinerwald" (SEIBERL & HEINZ, 1985b), "Kremser Bucht" (SEIBERL & HEINZ, 1986), "Kamptal" (HEINZ & SEIBERL, 1986a), "Ziersdorf" (HEINZ & SEIBERL, 1986b) und "Herzogenburg" (SEIBERL & HEINZ, 1991) hervor.

Der Gföhler Gneis weist eine durchschnittliche Suszeptibilität von 0,16 x 10⁻³ (SI) auf (JILG, 1992) und ist dementsprechend in seinem gesamten Verlauf durch eine gegenüber der Umgebung geringere Magnetisierung charakterisiert. Als kleine magnetische Störkörper in diesem Bereich kommen eventuell Serpentinite in Betracht, die hier sowohl in Gföhler Gneis wie auch in Paragneisen relativ häufig in Form kleiner Körper auftreten. Serpentinisierte Ultrabasite treten öfters als kleine Körper vor allem im Randbereich des Gföhler Gneises auf (MATURA, 1984). Die NW Leiben in Zusammenhang mit Gföhler Gneisen auftretenden Amphibolite und stark serpentinisierten Pyrop-Olivinfelse sind entweder zur Gföhl-Einheit, möglicherweise aber

auch zur Raabs-Einheit zu zählen. Die Anomalie bei Matzleinsdorf könnte in Zusammenhang mit einem von MATURA (1984) erwähnten kleinen Ultrabasitvorkommen südlich von Matzleinsdorf stehen. Das Streichen der Anomalie im Bereich des Hiesberges bei Großweichselbach entspricht vollständig dem Streichen der an der Oberfläche anstehenden Gesteinsserien, es kann somit ein konkordant in diese Serien eingeschalteter Störkörper im Untergrund angenommen werden. Auch das Auffingern der Richtungen der Längserstreckung der kleineren magnetischen Anomalien im Bereich des Hiesberges stimmt mit den von MATURA (1984) kartierten regionalen Streichrichtungen gut überein.

Eine sehr deutliche Anomalie tritt mit ihrem Maximum zwischen Mank, Hürm und Kilb auf. Im nordwestlichen Randbereich der Anomalie stehen an der Oberfläche migmatitische Paragneise an, die neben leukokraten Gneiseinschaltungen Anteile von Biotit-Hornblendegneis, Amphibolit und Pyroxenamphibolit aufweisen. Es erscheint allerdings fraglich, ob diese Gesteinstypen eine so markante Anomalie bewirken können. Eher kämen dafür wohl Serpentinite in Frage. Aufgrund der i.A. wesentlich höheren Suszeptibilität können im Vergleich zu Amphiboliten kleinere Serpentinitkörper sehr starke magnetische Anomalien verursachen. Mächtigere Serpentinitkörper treten in der näheren Umgebung in engem Zusammenhang mit den Granuliten von Wieselburg und des Dunkelsteinerwaldes auf. Eine Fortsetzung dieser Gesteinsserien kommt für den Bereich N Kilb aufgrund der Lagerungsverhältnisse zwar nicht in Frage, es könnte sich aber um lithologisch sehr ähnliche Gesteinsformationen innerhalb derselben tektonischen Einheit handeln. In einer anderen tektonischen Position markieren Granulite westlich von Ybbs den Grenzbereich zwischen Gföhl- und Ostrong-Deckensystem (FUCHS, 2005), auch hier vergesellschaftet mit Serpentiniten. Entsprechende Serien könnten auch im Bereich S des Hiesberges, von Tertiärsedimenten verdeckt, im Untergrund auftreten. Das Auftauchen von Gesteinen des Ostrong-Deckensystems in tektonischen Fenstern im Kristallin des Hiesberges weist jedenfalls auf einen komplexen tektonischen Aufbau hin. An dieser Anomalie wurde eine 3-D-Modellierung des hypothetischen Störkörpers von AHL durchgeführt, deren Ergebnisse in SEIBERL et al. (2002) dargestellt sind. Die magnetische Anomalie weist ein in N-S Richtung gelängtes Maximum auf, es finden sich sowohl ein nördliches, wie auch ein deutliches nordwestliches Minimum. Dieses NW-Minimum dürfte auf einen Anteil remanenter Magnetisierung in der Anomalie hinweisen. Es liegen allerdings keinerlei Informationen bezüglich Richtung und Stärke dieser Remanenz vor, sodass diese in der Modellierung nicht berücksichtigt werden konnte. Die Modellrechnung geht somit notgedrungen von einer rein induzierten Magnetisierung aus.

Die Modellierung ergab einen relativ flach schüsselförmigen Störkörper mit erhöhter Magnetisierung, der an der Oberkante des Kristallins oder zumeist knapp darunter auftritt. Dieser Störkörper ist intern in steilstehende, oft linsenförmige, E-W streichende Körper unterteilt, die zumeist nur wenige 100 m Mächtigkeit aufweisen, lokal aber auch tiefer reichen können. Sowohl die Form und Ausbildung der Anomalie, wie auch der errechnete Störkörper deuten stark darauf hin, dass die Anomalie durch eine Überlagerung mehrerer Störkörper entsteht, welche unterschiedliche Tiefenlage und durchaus auch unterschiedliche tektonische Position haben

könnten. In der Modellrechnung werden Suszeptibilitätswerte des Störkörpers von 3,0 bis 30 (SI) angenommen.

Die ringförmige Struktur NW von Bischofstetten ergibt sich durch eine rundliche Anomalie inmitten einer Zone regional geringer Magnetisierung. Die geologische Ursache kann im kristallinen Untergrund des Molassebeckens angenommen werden, ist aber ansonsten nicht bekannt. Das im Bereich des Alpenvorlandes erbohrte Kristallin im Untergrund von Molasseund Flyschzone (Bohrungen Mank 1, Kilb 1, Oberndorf 1, Texing 1) ist dem Moldanubikum zuzuordnen. Es handelt sich überwiegend um Grafitschiefer, Mikroklin-Hornblendegneise, Chlorit-Mikroklingneise, grobkörnige Amphibolite, Biotit-Sillimanitgneise mit Amphibolitlagen, Cordieritgneise und Hornblendegneise (GRILL & WALDMANN, 1951; BRIX & GÖTZINGER, 1964; WIESENEDER, 1966; WIESENEDER et al., 1976; KRÖLL & WESSELY, 2001; WESSELY et al., 2006). Die Serpentinitvorkommen in der Tulbingerkogel-Decke der Flyschzone, wohl reliktische nordpenninische Ophiolithe, in der Umgebung von Kilb (RICHTER & WIESENEDER, 1975; PREY, 1977; FRASL & KIRCHNER, 1980), bewirken keine erkennbaren magnetischen Anomalien, was auf die außergewöhnlich starke sekundäre Alteration (FRASL & KIRCHNER, 1980) zurückzuführen sein könnte.

Anthropogene magnetische Anomalien

Bei zumeist kleinen, jedenfalls lokal scharf begrenzten Anomalien, die z.T. hohe Störamplituden aufweisen können, liegt der Verdacht auf anthropogene Störungen nahe. Eine Verifizierung möglicher anthropogener Störungen erfolgt mittels topografischer Karten, Luft- und Satellitenbildern ("Google Map" hat sich sehr bewährt). Durch die Berechnung der Differenz verschieden hoher Feldfortsetzungen könnte der niederfrequente Anteil einer Anomalie dargestellt werden, wodurch direkt an der Oberfläche liegende, und somit möglicherweise anthropogene, Störkörper zu erfassen wären. Solche Berechnungen wurden für das Messgebiet Ober-Grafendorf allerdings noch nicht durchgeführt. Im vorliegenden Messgebiet kann für die Anomalien im Bereich der Staustufe Krems, bei Albrechtsberg an der Pielach (Kies- und Schotterwerk im Bereich des Talbodens), am NW-Ortsrand von Prinzersdorf (Gewerbe-, bzw. Industrieanlagen) sowie entlang der Westbahn (insbesondere in Loosdorf) eine überwiegende, zumindest aber teilweise anthropogene Ursache angenommen werden. Kleine Anomalien bei Pielach, Neubach, S Markersdorf und N Nadelbach könnten mit Deponien in Zusammenhang stehen (SEIBERL et al., 2003).

Literatur

AHL, A. & BIEBER, G. (2010): Correction of the attenuation effect of vegetation on airborne gamma-ray spectrometry data using laser altimeter data. - Near Surface Geophysics, 8, 271-278.

AUGUSTIN-GYURITS, K. & KRALIK, M. (1994): Umweltgeochemische Untersuchungen der Bach- und Flusssedimente Niederösterreichs auf Haupt- und Spurenelemente zur Erfassung und Beurteilung geogener und anthropogener Schadstoffbelastungen. - Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-U-015/91, Bibl. Geol. B.-A., Wiss. Archiv, Nr. A 10370-R, 23 S.

BLAUMOSER, N.H. (1992a): Eine erste gesamte aeromagnetische Karte von Österreich und ihre Transformationen. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 84, 185-203.

BLAUMOSER, N.H. (1992b): Die Transformation von Potentialfelddaten am Beispiel von Magnetfeldanomalien (ΔT) in Österreich. - Leobener Hefte angew. Geophys., 4, 180-194.

BRIX, F. & GÖTZINGER, K. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957-1963. - Erdöl Z., 80, 57-76.

CÊRMÁK, V. (1989): Crustal heat production and mantle heat flow in Central and Eastern Europe. - Tectonophysics, 159, 195-215.

CÊRMÁK, V., BALLING, N., DELLA VEDOVA, B., LUCACEAU, F., PASQUALE, V., PELLIS, G., SCHULZ, R. & VERDOYA, M. (1992): Heat-flow density. - In: FREEMANN, R. & MUELLER, S. (Eds.): A continent revealed. The European Geotraverse. - Atlas of compiled data, 49-57.

D'ARNAUD GERKENS, J.C. (1989): Foundation of Exploration Geophysics. - Methods in Geochemistry and Geophysics, 25, 667 S.

DE VOS, W., DEMETRIADES, A., MARSINA, K., OTTESEN, R.T., REEDER, S., PIRC, S., SALMINEN, R. & TAR-VAINEN, T. (2006): Comparison of Elements in All Sample Media, General Comments and Conclusions. - In: DE VOS, W. & TARVAINEN, T. (Eds.): Geochemical Atlas of Europe. Part 2: Interpretation of Geochemical Maps, Additional Tables, Firgures, Maps, and Related Publications. Geol. Survey Finland, 45-432, III.

EISENBUD, M. & GESELL, T. (1997): Environmental Radioactivity from Natural, Industrial and Military Sources. - 639 S., Academic Press.

EL-DALEK, A. (1998): Petrologie und Geochemie der Paragneise und Amphibolite der Liegendserie der Gföhler Einheit zwischen der Donau und der Krems. – Dipl. Arb. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien.

FAURE, G. (1986): Principles of Isotope Geology. - 589 S., J. Wiley & Sons.

FRASL, G. & KIRCHNER, E.C. (1980): Frühalpine basische und ultrabasische Eruptiva aus den Nördlichen Kalkalpen und dem Raum Helvetikum-Klippenzone. - In: Die frühalpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S15) Jahresbericht 1979, 61-75.

FUCHS, G. (2005): Der geologische Bau der Böhmischen Masse im Bereich des Strudengaus (Niederösterreich). - Jb. Geol. B.-A., 145, 283-291.

GNOJEK, I. & PŘICHYSTAL, A. (1997): Ground Geophysical Mapping in the Central Part of the Moldanubian Pluton. - Jb. Geol. B.-A., 140, 193-250.

GRILL, R. & WALDMANN, L. (1951): Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. - Jb. Geol. B.-A., 94, 1-40.

HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1986a): Aerophysikalische Vermessung im Raum Kamptal. - Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer Rohstoffprojekt N-C-006h/82, 36 S.

HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1986b): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Ziersdorf. - Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-006i/82, 37 S.

HÖSCH, K. & STEINHAUSER, P. (1985): Gesteinsphysikalische Untersuchungen in der östlichen Böhmischen Masse Niederösterreichs. - Geophys. Forschungsber. 19, unveröff. Bericht Projekt NC 006b/81, 28 S.

IVAN, M. (1994): Upward continuation of potential fields from a polyhedral surface. - Geophys. Prosp., 42, 391-404.

JILG, W. (1992): Regionale Verteilung von Gesteinsdichten und magnetischen Suszeptibilitäten in der Böhmischen Masse Österreichs. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 38, 57-72.

KEMSKI, J., KLINGEL, R. & SIEHL, A. (1996): Die terrestrische Strahlung durch natürliche radioaktive Elemente in Gesteinen und Böden. - In: SIEHL, A. (Hrsg.): Umweltradioaktivität. - 69-96, Ernst & Sohn.

KÖHAZY, R. (1986): Direkte Interpretationsmethoden in der Magnetik und die Anwendung des Werner-Verfahrens am Beispiel der Aerogeophysikalischen Vermessung des Dunkelsteiner Waldes. - 145 S., Dipl. Arbeit Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Wien.

KÖHAZY, R. & SEIBERL, W. (1986): Die Auswertung der aeromagnetischen Daten des Raumes Dunkelsteinerwald – Rossatz mit Hilfe des WERNER-Verfahrens. - Ber. Geol. B.-A., 6, 1-30.

KRÖLL, A. & WESSELY, G. (2001): Geologische Karte der Molassebasis 1:200.000. - Geologische Themenkarten der Republik Österreich: Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete 1:200.000, Geol. B.-A.

KRÖLL, A., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2001): Strukturkarte der Molassebasis 1:200.000. - In: Geologische Themenkarten der Republik Österreich: Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete 1:200.000. - Geol. B.-A.

KURAT, G. (1965): Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. - Tschermaks Min. Pet. Mitt., 9, 202-227.

LAWISZUS, B. (2000): Methodische Untersuchungen zu magnetischen Eigenschaften geologischer Körper (Minerale, Gesteine, Erze). - 147 S., Diss. Math.-Naturwiss. Fak. Tech. Univ. Clausthal.

LENZ, B. (1992): Petrophysikalische Charakterisierung (magnetische Suszeptibilität und Dichte) der moldanubischen Granite aus dem Mühl- und Waldviertel. - 76 S., Diplomarb. Montanuniv. Leoben.

LENZ, B., MAURITSCH, H.J. & REISINGER, J.R. (1996): Petrophysical investigations in the Southern Bohemian Massif (Austria): data-acquisition, -organisation and -interpretation. - Mineral. Petrol., 58, 279-300.

MATURA, A. (1984): Das Kristallin am Südostrand der Böhmischen Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 127, 13-27.

MEURERS, B. & AHL, A. (2006): Potential Field Continuation between Irregular Surfaces - Problems and Applications. - Proceedings of the 68th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE Europec 2006, June 12-15, Vienna, Austria.

MEURERS, B., STEINHAUSER, P. & JILG, W. (1990): Gesteinsphysikalische Aufnahme der Böhmischen Masse in ausgewählten Teilen des Mühlviertels. - Geophys. Forschungsber. 29 (Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-001h/86), 39 S.

MILITZER, H. & SCHEIBE, R. (1981): Grundlagen der angewandten Geomagnetik. - Freiberger Forschungsh. C, 352, 1-314.

PREY, S. (1977): Der Serpentin von Kilb in der Flysch-Mittelkreide am Nordrand der Flyschzone (Niederösterreich). - Verh. Geol. B.-A., 1977, 271-277.

RICHTER, W. & WIESENEDER, H. (1975): Zusammensetzung und geologische Position der Serpentinvorkommen von Kilb und Gstadt (Niederösterreich). - Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 112, 1-9.

RYBACH, L. (1988): Determination of Heat Production Rate. - In: HAENEL, R., RYBACH, L. & STEGENA, L. (Eds.): Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination. - 125-142, Kluwer Akad. Publ.

SALMINEN, R. (Ed.), BATISTA, M.J., BIDOVEC, M., DEMETRIADES, A., DE VIVO, B., DE VOS, W., DURIS, M., GILUCIS, A., GREGORAUSKIENE, V., HALAMIC, J., HEITZMANN, P., LIMA, A., JORDAN, G., KLAVER, G., KLEIN, P., LIS, J., LOCUTURA, J., MARSINA, K., MAZREKU, A., O'CONNOR, P.J., OLSSON, S.A., OTTESEN, R.T., PETERSELL, V., PLANT, J.A., REEDER, S., SALPETEUR, I., SANDSTROM, H., SIEWERS, U., STEENFELT, A. & TARVAINEN, T. (2005): Geochemical Atlas of Europe: Part 1: Background Information, Methodology and Maps. - Geol. Survey Finland, 525 S.

SCHARBERT, H.G., KORKISCH, J. & STEFFAN, I. (1976): Uranium, Thorium and Potassium in Granulite Facies Rocks, Bohemian Massif, Lower Austria, Austria. - Tschermaks Min. Pet. Mitt. 3.F., 23, 223-232.

SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., MATURA, A., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. - 47 S., Land Niederösterreich und Geol. B.-A.

SCHÖN, J. (1983): Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen. - 405 S., Akademie-Verlag.

SCHRAUDER, M. (1991): Petrologie und Geochemie der graphitführenden Gesteine der südlichen Böhmischen Masse (Bunte Serie, Niederösterreich). - 181 S., Dipl. Arb. Formal- Naturwiss Fak. Univ. Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1985a): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Rossatz. - Unveröff. Bericht Projekt N-C-6f/81, 37 S.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1985b): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Dunkelsteinerwald. - Unveröff. Bericht Projekt N-C-6c/81, 38 S.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich der Kremser Bucht. - Unveröff. Bericht Projekt N-C-6d/81, 42 S.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1990): Interpretationsmethoden in der Magnetik anhand von Beispielen aus der Böhmischen Masse. - Publ. Zentralanst. Meteor. Geodyn., 336, 43–56.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1991): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Herzogenburg. - Unveröff. Bericht Projekt Ü-LG-20/88, 40 S.

SEIBERL, W., SLAPANSKY, P. & AHL, A. (2002): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. - Unveröff. Bericht Ü-LG-28/00-01 Teil 2., 68 S.

SEIBERL, W., MOTSCHKA, K., HEIDOVITSCH, M., JOCHUM, B., WINKLER, E., SUPPER, R., AHL, A., GÖTZL, G. & KRENMAYR, H.-G. (2003): Aerogeophysikalische Vermessung des Messgebiets Obergrafendorf. - Unveröff. Bericht Projekt Ü-LG-20/00-3, 45 S.

SOFFEL, H.C. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus. - 276 S., Springer Verlag.

STEINHAUSER, P., JILG, W. & MEURERS, B. (1988a): Die Verteilung der Dichte und magnetischen Suszeptibilität der Oberflächengesteine in der Umgebung des Nebelsteins. - Geophys. Forschungsber. 24 (Bund/Bundes-länder-Rohstoffprojekt N-C-006r/85), 39 S.

STEINHAUSER, P., JILG, W. & MEURERS, B. (1988b): Geophysikalische Parameter der Oberflächengesteine des nordöstlichen Mühlviertels. - Geophys. Forschungsber. 26 (Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-001f/85), 34 S.

TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. (1985): The Continental Crust: its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. - 312 S., Blackwell.

THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G. (1989): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1,000.000. Böhmische Masse und Zentralzone der Ostalpen (Bachsedimente < 0.18 mm). - 142 S., Geol. B.-A.

TUREKIAN, K.K. (1972): Chemistry of the Earth. (Physical Science and Technology Series.) - 131 S., Holt, Rinehart & Winston.

VAN SCHMUS, W.R. (1995): Natural Radioactivity of the Crust and Mantle. - In: AHRENS, T.J.: Global earth physics: a handbook of physical constants. - 283-291.

VELLMER, C. (1992): Stoffbestand und Petrogenese von Granuliten und granitischen Gesteinen der südlichen Böhmischen Masse in Niederösterreich. - 112 S., Diss. Math.- Naturwiss. Fachbereiche Univ. Göttingen.

VELLMER, C. & WEDEPOHL, K.H. (1994): Geochemical characterization and origin of granitoids from the South Bohemian Batholith in Lower Austria. - Contrib. Mineral. Petrol., 118, 13-32.

WEDEPOHL, K.H. (1974): Handbook of Geochemistry, Vol. II, 5. Bd., Springer Verlag.

WESSELY, G., GANGL, G., GOTTSCHLING, P., HEINRICH, M., HOFMANN, T., LENHARDT, W., MATURA, A., PAVUZA, R., PERESSON, H. & SAUER, R. (2006): Geologie der österreichischen Bundesländer: Niederösterreich. - 416 S., Geol. B.-A.

WIESENEDER, H. (1966): Die Beziehung der Granitoide im Untergrund der Nordalpen zum moldanubisch-moravischen und alpin-karpatischem Kristallin. - Tschermaks Min. Petr. Mitt., 11, 459-474.

WIESENEDER, H., FREILINGER, G., KITTLER, G. & TSAMBOURAKIS, G. (1976): Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. - Geol. Rundsch., 65, 512-525.

ZAYDAN, A. & SCHARBERT, H.G. (1983): Petrologie und Geochemie moldanubischer metamorpher Serien im Raum Persenbeug (südwestliches Waldviertel). - Jb. Geol. B.-A., 126, 181-199.

ZYCH, D. (1985): Messungen der erdmagnetischen Vertikalintensität und Suszeptibilitätsuntersuchungen durch die ÖMV-AG als Beitrag zur Kohlenwasserstoffexploration in Österreich. - Arb. Zentralanst. Meteor. Geodyn., 65, 1-14.

Neue stratigrafische Ergebnisse aus dem Kahlenberg-Gebiet und ihre Bedeutung für die Interpretation des Deckenbaus im Wienerwald

H. EGGER

Zusammenfassung

Entlang des auf den Kahlenberg führenden Nasenwegs kommen in den hangendsten Partien der "Hütteldorf-Formation" einzelne kalkige Turbiditlagen vor, die Nannoplankton des Unter-Campaniums (Zone CC18) enthalten. Die gleiche Nannoplankton-Zone wurde in den überlagernden basalen Kahlenberger Schichten nachgewiesen. Die Grenze der Kahlenberger Schichten zu den hangenden Sieveringer Schichten liegt an der Wende Mittel- zu Ober-Campanium (Zone CC22), wie Nannoplanktonuntersuchungen in der Umgebung von Klosterneuburg zeigen. Diese Ergebnisse sind ein weiterer Beleg für die weitgehende lithostratigrafische und chronostratigrafische Ähnlichkeit der Schichtfolgen der Greifenstein- und der Kahlenberg-Decke. Da größere Überschiebungsweiten der "Kahlenberg-Decke" auf die Greifenstein-Decke nirgends nachgewiesen sind, wird vorgeschlagen, den Begriff "Kahlenberg-Decke" einzuziehen. Die bisher als Teile dieser Decke betrachteten Einheiten werden als die südlichen Schuppen (Kahlenberg-Schuppe und Satzberg-Schuppe) der Greifenstein-Decke aufgefasst, die nordvergent auf die Laab-Decke überschoben ist.

Einleitung

Die tektonische Gliederung des Rhenodanubischen Deckensystems im Wienerwald geht im Wesentlichen auf FRIEDL (1920) zurück, dessen Modell von GÖTZINGER (1944) modifiziert wurde. Demnach können drei vorwiegend aus Turbiditen aufgebaute Decken unterschieden werden, die nach ihrer Anordnung von Norden nach Süden als Greifenstein-, Kahlenberg- und Laab-Decke bezeichnet werden. Als ursprüngliche sedimentäre Basis der Kahlenberg-Decke gelten die Ybbsitz- und die St. Veit-Klippenzone (siehe TOLLMANN, 1985).

Für die ursprüngliche Anordnung der Ablagerungsräume dieser Decken gibt es drei unterschiedliche palinspastische Vorstellungen:

1) Die Laab-Decke wird südlich der Greifenstein- und der Kahlenberg-Decke eingewurzelt (z.B. FRIEDL, 1920, 1930; GÖTZINGER, 1944). FAUPL (1975) nennt den Ablagerungsraum der Laab-Decke Kaumberger Trog und nimmt an, dass dieser durch eine Schwelle vom nördlich gelegenen Kahlenberger Trog abgetrennt war. Im Kahlenberger Trog sollen die Gesteine der Greifenstein- und der Kahlenberg-Decke abgelagert worden sein, deren Schichtfolgen einander sehr ähnlich sind.

- 2) Die Laab-Decke wird zwischen der Greifenstein- und der Kahlenberg-Decke eingewurzelt, da Reste der Kahlenberg-Decke der Laab-Decke tektonisch auflagern (PREY, 1979; siehe auch MÜLLER, 1987; FAUPL & WAGREICH, 1992; FAUPL, 1996). Nach diesem Modell sollen die Schichtfolgen der Greifenstein- und der Kahlenberg-Decke trotz ihrer übereinstimmenden lithofaziellen Ausbildung aus zwei nicht unmittelbar miteinander verbundenen Ablagerungsräumen stammen.
- 3) Die Laab-Decke wird nördlich der Greifenstein- und der Kahlenberg-Decke eingewurzelt (FUCHS, 1985; OBERHAUSER, 1995; TRAUTWEIN et al., 2001) und wurde von diesen beiden Einheiten völlig überschoben. Während einer späteren Nachbewegung wurde die Laab-Decke auf die Greifenstein-Decke aufgeschoben. Diese Überschiebung ist durch die Ergebnisse der Bohrung St. Corona 1 (siehe WESSELY et al., 2006) belegt. An der Überschiebungsbahn wurde die ultrahelvetische Hauptklippenzone hochgeschürft. FUCHS (1985) rechnet auch die Kaumberg-Formation an der Basis der Laab-Decke zum Ultrahelvetikum. EGGER (2013) beschreibt dagegen einen stratigrafischen Verband der Kaumberg-Formation mit der überlagernden Hois-Formation. In der vorliegenden Arbeit werden einige neue biostratigrafische Daten aus dem Kahlenberg-Gebiet vorgestellt und ihre Bedeutung für die tektonische Interpretation des Rhenodanubischen Deckensystems diskutiert.

Neue stratigrafische Ergebnisse aus dem Kahlenberg-Gebiet

Die Grenze zwischen Hütteldorf-Formation und Kahlenberg-Formation am Nasenweg

Nach z.B. PREY (1979) grenzen die Kahlenberger Schichten, die vom Leopoldsberg über den Kahlenberg und Hermannskogel nach Südwesten bis in die Gegend von Purkersdorf streichen, im Südosten tektonisch an einen Streifen "bunter Mittelkreideschiefer", die später lithostratigrafisch der Hütteldorf-Formation (WAGREICH, 2008) zugeordnet wurden. Beispielsweise benützte PREY (1973) für diese Einstufung vor allem agglutinierende Foraminiferenassoziationen. Die von ihm angegebenen Leitarten sind *Plectorecurvoides alternans* und *Uvigerinammina jankoi*. Die *P. alternans*-Zone umfasst das Albium bis Cenomanium. Diese chronostratigrafische Position ist auch durch Einzelfunde von planktonischen Foraminiferen (*Rotalipora ticinensis* und *R.* cf *appeninica*) belegt (PREY, 1973; PLÖCHINGER & PREY, 1993).

Die *U. jankoi-*Zone reicht nach heutiger Auffassung (z.B. BUBIK, 1995) vom Ober-Turonium bis ins Unter-Campanium. Kalkiges Plankton aus diesem Abschnitt der Hütteldorf-Formation wurde aus dem Gebiet von Auhof publiziert (POSCH-TRÖZMÜLLER & PERESSON, 2010). Diese schlecht erhaltenen Nannoplanktonvergesellschaftung enthielt *Micula staurophora*, *Marthasterites* cf *furcatus*, *Eprolithus floralis* und *Watznaueria barnesae* und konnte damit in das obere Coniacium bis untere Santonium eingestuft werden. Santonium wurde bereits vorher vermutet (SCHNABEL et al., 1997), da die Basis der überlagernden Kahlenberger Schichten dieser Stufe zugeordnet wurde.

Um die Frage der chronostratigrafischen Position der obersten Schichten der Hütteldorf-Formation zu klären, wurde im Jahr 2010 im Gebiet der Kahlenberg-Schuppe eine Neubeprobung am sogenannten Nasenweg durchgeführt, der vom Kahlenbergerdorf in neun Serpentinen hinauf zum Leopoldsberg führt. In der steilen, verwachsenen Böschung zwischen der ersten und zweiten Serpentine (Pröll-Ruhe: E: 16°21′09", N: 48°16′34") stehen rote Tonsteine an, in die sich einzelne Kalkturbidite einschalten. Es handelt sich hier eindeutig um eine sedimentäre Wechsellagerung von hemipelagischen Tonsteinen und dünnbankigen Turbiditen.

Die Mergel der Kalkturbidite enthalten Nannofloren der Zone CC18 des oberen Unter-Campaniums (*Broinsonia parca parca, B. parca constricta, Lucianorhabdus cayeuxii, Micula stauro-phora, Watznaueria barnesae, Reinhardtites anthophorus, Calculites obscurus, Quadrum gartneri, Cribrosphaerella ehrenbergii, Eiffellithus eximius, Prediscosphaera cretacea, Retecapsa crenulata, Biscutum constans*). Vergesellschaftungen mit ähnlicher Zusammensetzung treten in den basalen Kahlenberger Schichten auf, die ab der dritten Serpentine des Nasenwegs anstehen. Damit konnte der Nachweis erbracht werden, dass die Grenze zwischen der Hütteldorf-Formation und der Kahlenberg-Formation im Unter-Campanium liegt.

Aufschlüsse am Nordhang des Kahlenbergs bei Klosterneuburg-Weidling

In diesem sonst überaus schlecht aufgeschlossenen Gebiet konnten mehrere Baugruben beprobt werden, die laut geologischer Karte von Niederösterreich (SCHNABEL et al., 2002) im Bereich der Kahlenberger Schichten angelegt wurden. Das Einfallen der in der Andreas-Hofer-Straße 59 (E: 16°19′39", N: 48°17′33"), in der Unteren Öden (E: 16°19′35", N: 48°17′31") und am Ende der Peter-Rosegger-Straße (E: 16°19′26", N: 48°17′27") angetroffenen Gesteine war durchwegs mittelsteil gegen ESE gerichtet. Es handelte sich vorwiegend um Quarz-Glimmerreiche Sandsteine, die manchmal mürb verwittern. Sehr untergeordnet treten Kalkmergel und mittelgraue Tonmergel und Tonsteine auf. Drei Schwermineralpräparate vom Aufschluss Untere Öden waren durch eine starke Vormacht von Granat (68-82 % der Körner) gekennzeichnet, untergeordnet traten daneben Zirkon (7-16 %), Turmalin (1-6 %), Rutil (4-6 %), Apatit (24 %) und Staurolith (1-2 %) auf (det. W. SCHNABEL).

Die reichsten Nannoplanktonvergesellschaftungen (*Arkhangelskiella cymbiformis*, *Biscutum constans*, *Broinsonia parca parca*, *B. parca constricta*, *Ceratolithoides aculeus*, *Cribrosphaerella ehrenbergii*, *Cyclagelosphaera reinhardtii*, *Eiffellithus eximius*, *E. turriseiffeli*, *Lithraphidites praequadratus*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Microrhabdulus decoratus*, *Micula staurophora*, *Operculodinella* sp., *Placozygus fibuliformis*, *Prediscosphaera cretacea*, *Quadrum gartneri*, *Retecapsa crenulata*, *Rhagodiscus angustus*, *Tranolithus minimus*, *T. phacelosus*, *Uniplanarius sissinghii*, *U. trifidus*, *Watznaueria barnesae*, *Zeugrhabdotus embergeri*, *Z. fibuliformis*) stammen aus dem Aufschluss Untere Öden und belegen den Grenzbereich vom Mittel- zum Ober-Campanium (Zone CC22-Uniplanarius trifidus-Zone).

Generell handelt es sich bei den Resedimenten der Kahlenberger Schichten fast ausschließlich um Kalkschlammturbidite, deren Material von beckeninternen Schwellen und Abhängen stammt. Nur im oberen Abschnitt der Einheit können sich vereinzelt auch stärker siliziklastisch

beeinflusste Bänke einschalten. Die im südlichen Klosterneuburg angetroffenen Abfolgen sind dagegen von siliziklastischen Bänken dominiert und müssen daher schon den überlagernden Sieveringer Schichten zugerechnet werden. Auf eine solche Zuordnung deuten auch die Schwermineralspektren, da nach MÜLLER (1987) die Spektren der Kahlenberger Schichten durchwegs viel geringere Granatgehalte haben und Staurolith dort nur ausnahmsweise vorkommt.

Diskussion

Die Abtrennung der Kahlenberg-Decke von der Greifenstein-Decke ging vor allem auf die falsche chronostratigrafische Korrelation durch FRIEDL (1920) zurück, der die Seichtwasser-Kreide (= Altlengbach-Formation) der Greifenstein-Decke als laterales Äquivalent der Inoceramen-Schichten (= Kahlenberger Schichten) betrachtete. Erst durch die Anwendung mikround nannopaläontologischer Methoden wurde erkannt, dass die Altlengbach-Formation chronostratigrafisch über den Kahlenberger Schichten liegt.

Wie in dieser Arbeit gezeigt wurde, umfassen die Kahlenberger Schichten in ihrem Typusgebiet das Unter- und Mittel-Campanium und entsprechen chronostratigrafisch somit genau der Röthenbach-Subgruppe (EGGER & SCHWERD, 2008) der Greifenstein-Decke. Lithostratigrafisch gleichen die an Kalkmergel reichen unteren Kahlenberger Schichten der Kalkgraben-Formation der Röthenbach-Subgruppe, die mittel- bis dickbankigen oberen Kahlenberger Schichten der Hällritz-Formation.

Die von MÜLLER (1987) noch ins Maastrichtium gestellten Nannoplanktonvergesellschaftungen der obersten Kahlenberger Schichten belegen nach heutiger Sicht die *Uniplanarius trifidus*-Zone aus dem Grenzbereich Mittel- zu Ober-Campanium. Da die gleiche Zone jetzt bei Klosterneuburg in den basalen Sieveringer Schichten nachgewiesen wurde, scheint es gesichert, dass sich die Grenze zwischen Kahlenberger Schichten und Sieveringer Schichten innerhalb der *Uniplanarius trifidus*-Zone befindet. Die *Uniplanarius trifidus*-Zone wurde auch in der Greifenstein-Decke vielfach nachgewiesen (siehe EGGER, 1995; EGGER & SCHWERD, 2008). In den nördlichen Teilen der Greifenstein-Decke liegt diese Zone in der Perneck-Formation, die durch eine Wechsellagerung von dünnbankigen Siltsteinturbiditen mit grünen und roten hemipelagischen Tonsteinen charakterisiert ist. Gegen Süden keilt die Perneck-Formation aus und mit der Einschaltung siliziklastischer Bänke in die Kalkturbiditabfolgen der Röthenbach-Subgruppe erfolgt der Übergang in die Altlengbach-Formation (z.B. am oberösterreichischen Pernecker Kogel zwischen Almtal und Kremstal; siehe PREY, 1951).

Litho- und chronostratigrafisch entspricht der Übergang von der Röthenbach-Subgruppe in die Altlengbach-Formation im Süden der Greifenstein-Decke dem Übergang von den Kahlenberger Schichten in die Sieveringer Schichten in der Kahlenberg-Decke. Schon PREY (1979) macht auf die große Ähnlichkeit der Sieveringer Schichten mit der Altlengbach-Formation aufmerksam. Beide Einheiten haben einen Schichtumfang vom Ober-Campanium bis ins Ober-Paleozän.

Auch die tieferen lithostratigrafischen Einheiten der Kahlenberg-Decke lassen sich problemlos mit den entsprechenden Formationen der Greifenstein-Decke korrelieren. Nach PREY (1973) treten in der Reiselsberg-Formation des Hochplett in Oberösterreich zwischen den Sandsteinbänken auch rote Tonsteine auf. PREY betont, dass die lithologische Ausbildung dort "bis in die Einzelheiten den Mittelkreideserien des Satzbergzuges" der Kahlenberg-Decke gleicht. Dazu passen auch die ähnlichen Zusammensetzungen der Schwermineralspektren, die durch akzessorische Gehalte von Chromspinell ausgezeichnet sind (PREY, 1973: Tab. 1).

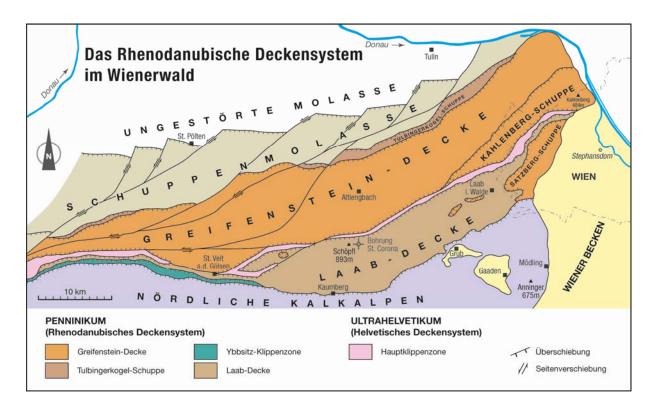


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte des Rhenodanubischen Deckensystems im Wienerwald.

In der Kahlenberg-Decke wurde die an dickbankigen Sandsteinen und bunten Tonsteinen reiche Abfolge der "Mittelkreide" als Hütteldorfer Sandstein (GÖTZINGER, 1951) bezeichnet. (WAGREICH, 2008) führte die lithostratigrafische Definition der Hütteldorf-Formation durch, die er ins Ober-Albium bis Turonium stellt. Diese Einstufung gilt allerdings nur für den von Sandsteinen dominierten Teil, denn wie jetzt gezeigt werden konnte (siehe oben), reicht die dünnbankige Turbiditfazies mit zwischengelagerten roten hemipelagischen Tonsteinen bis in das Unter-Campanium. Diese Abfolge entspricht jener der Greifenstein-Decke, wo über der Reiselsberg-Formation die pelitreiche Seisenburg-Formation folgt. Diese kann dem Coniacium bis Unter-Campanium zugeordnet werden (EGGER, 1993). Die Seisenburg-Formation wird von der Röthenbach-Subgruppe überlagert.

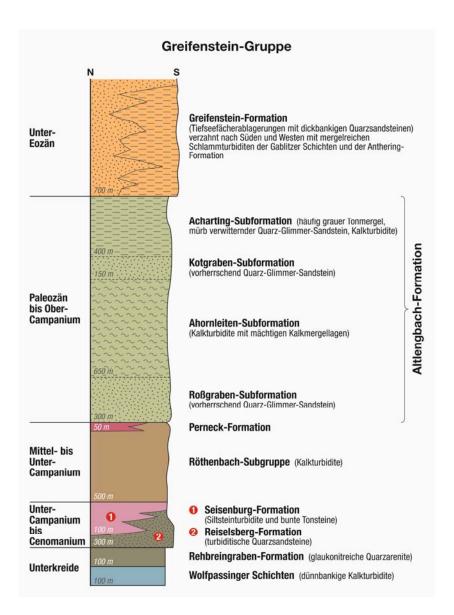


Abb. 2: Die Lithostratigrafie der Greifenstein-Gruppe.

Schlussfolgerungen

Lithostratigrafisch und chronostratigrafisch gibt es keine wesentlichen Unterschiede zwischen den Schichtfolgen der Greifenstein- und der Kahlenberg-Decke und es gibt auch keine Hinweise für weiträumige Überschiebungen der Kahlenberg-Decke auf die Greifenstein-Decke. Die bisher zur "Kahlenberg-Decke" gerechneten Einheiten werden daher als südliche Schuppen (Kahlenberg- und Satzberg-Schuppe) der Greifenstein-Decke interpretiert (siehe Abb. 1). Die bisher in der "Kahlenberg-Decke" gebräuchlichen lithostratigrafischen Bezeichnungen sind Synonyme der schon bisher in der Greifenstein-Decke geltenden Namen. Die Schichtfolge der Greifenstein-Decke wird lithostratigrafisch zur Greifenstein-Gruppe (Abb. 2) zusammengefasst (siehe EGGER, 2013). Die Greifenstein-Gruppe wurde südlich vom Sedimentationsgebiet der Gesteine (Laab-Gruppe) der Laab-Decke abgelagert, da Deckschollen der Greifenstein-Decke der Laab-Decke tektonisch auflagern.

Dank

Für die Auszählung von drei Schwermineralpräparaten wird Wolfgang SCHNABEL herzlich gedankt, für die Herstellung der Abbildungen Markus KOGLER.

Literatur

BUBIK, M. (1995): Cretaceous to Paleogene agglutinated foraminifera of the Bile Karpaty unit (West Carpathians, Czech Republic). - In: KAMINSKI, M.A., GEROCH, S., & GASINSKI, M.A. (Eds.): Proceedings of the fourth international workshop on agglutinated foraminifera, Krakow Poland. - Grzybowski Found. Spec. Publ., 3, 71-116.

EGGER, H. (1993): Zur Nannoplankton-Stratigraphie der Seisenburger Schichten (Coniac? - frühes Campan) in der Rhenodanubischen Flyschzone (Ostalpen) östlich des Inn. - Zitteliana, 20, 59-65.

EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Altlengbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). - N. Jb. Geol. Pal. Abh., 196, 69-91.

EGGER, H. (2013): Zur Lithostratigrafie der Laab-Decke im Rhenodanubischen Deckensystem des Wienerwaldes. - Dieser Band.

EGGER, H. & SCHWERD, K. (2008): Stratigraphy and sedimentation rates of Upper Cretaceous deep-water systems of the Rhenodanubian Group (Eastern Alps, Germany). - Cret. Res., 29, 405-416.

FAUPL, P. (1975): Schwermineralien und Strömungsrichtungen aus den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. - N. Jb. Geol. Pal. Mh. 1975, 528-540.

FAUPL, P. (1996): Exkursion A2. Tiefwassersedimente und tektonischer Bau der Flyschzone des Wienerwaldes. - In: Exkursionsführer Sediment 96, 11. Sedimentologentreffen, 32 S., Geol. B.-A.

FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and palaeogeographic implications. - Cret. Res., 13, 387-403.

FRIEDL, K. (1920): Stratigraphie und Tektonik des östlichen Wiener Waldes. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 13, 1-80.

FRIEDL, K. (1930): Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 23, 128-141.

FUCHS, W. (1985): Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. - Jb. Geol. B.-A., 127, 571-631.

GÖTZINGER, G. (1944): Abriß der Tektonik des Wienerwaldflysches. - Ber. R.-A. f. Bodenforsch., 1944, 73-80.

GÖTZINGER, G. (1951): Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwaldflysches. - Jb. Geol. B.-A., 94, 223-272.

MÜLLER, A.M. (1987): Zur Lithofazies und Stratigraphie der Kahlenberger Schichten der Flyschzone des Wienerwaldes. - 195 S., unpubl. Diss. Formal- und Naturw. Fak. Univ. Wien.

OBERHAUSER, R. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paleozän- und Eozänzeit. - Jb. Geol. B.-A., 138, 369-432.

PLÖCHINGER, B. & PREY, S. (1993): Der Wienerwald. - Sammlung Geologischer Führer, 59, 168 S., Borntraeger.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., ĆORIĆ, S., EGGER, J., GESSELBAUER, W., HEINRICH, M., LINNER, M., MELLER, B., RABEDER, J., ROETZEL, R. & SCHNABEL, W. (2010): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Niederösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten in schlecht aufgeschlossenen Regionen und auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Unveröff. Jahresbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-069/2009, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 364 S.

PREY, S. (1951): Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf an der Krems (Oberösterreich). - Jb. Geol. B.-A., 94, 93-165.

PREY, S. (1973): Der südöstlichste Teil der Flyschzone in Wien, ausgehend von der Bohrung Flötzersteig 1. - Verh. Geol. B.-A., 1973, 67-94.

PREY, S. (1979): Der Bau der Hauptklippenzone und der Kahlenberger Decke im Raume Purkersdorf - Wienerwaldsee (Wienerwald). - Verh. Geol. B.-A., 1979, 205-228.

SCHNABEL, W., BRIX, F., FUCHS, R., PLÖCHINGER, B., PREY, S., WESSELY, G., HOFMANN, T., NOVOTNY, A., PLACHY, H., SCHEDL, A. & VECER, B. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 58 Baden. - Geol. B.-A.

SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., MATURA, A., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. - 47 S., Land Niederösterreich und Geol. B.-A.

TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. - Band 2, 710 S., Verlag F. Deuticke.

TRAUTWEIN, B., DUNKL, I. & FRISCH, W. (2001): Accretionary history of the Rhenodanubian flysch zone in the Eastern Alps - evidence from apatite fission-track geochronology. - Int. J. Earth Sci., 90, 703-713.

WAGREICH, M. (2008): Lithostratigraphic definiton and depositional model of the Hütteldorf Formation (Upper Albian-Turonian, Rhenodanubian Flysch Zone, Austrian J. Earth Sci., 101, 70-80.

WESSELY, G., GANGL, G., GOTTSCHLING, P., HEINRICH, M., HOFMANN, T., LENHARDT, W., MATURA, A., PAVUZA, R., PERESSON, H. & SAUER, R. (2006): Geologie der österreichischen Bundesländer: Niederösterreich. - 416 S., Geol. B.-A.

Zur Lithostratigrafie der Laab-Decke im Rhenodanubischen Deckensystem des Wienerwaldes

H. EGGER

Zusammenfassung

Die Schichtfolge der Laab-Decke wurde im Grenzbereich der Kartenblätter St. Pölten (ÖK 56) und Neulengbach (ÖK 57) biostratigrafisch und lithostratigrafisch neu untersucht und zur Laab-Gruppe (nov. nom.) zusammengefasst. Die Laab-Gruppe setzt sich aus der etwa 200 m mächtigen Kaumberg-Formation (Turonium bis Unter-Campanium), der etwa 950 m mächtigen Hois-Formation (Mittel-Campanium bis Thanetium) und der rund 1.000 m mächtigen Agsbach-Formation (Ypresium) zusammen. Die Hois-Formation kann weiter untergliedert werden in die 650 m mächtige Kogelhofgraben-Subformation (nov. nom.) des Mittel-Campaniums bis Ober-Maastrichtiums, die 250 m mächtige Schöpfl-Subformation (nov. nom.) des Daniums bis Selandiums und die 50 m mächtige Türkenstein-Subformation (nov. nom.) des Thanetiums. Lithostratigrafisch wird die Laab-Gruppe der Laab-Decke mit der Greifenstein-Gruppe der Greifenstein-Decke zur Rhenodanubischen Supergruppe zusammengefasst.

Einleitung

Bereits STUR (1894) erkannte, dass das Eozän im Sandstein-Wienerwald zwei deutlich unterschiedliche Faziesausbildungen aufweist. Auf seiner Karte stehen den grobkörnigen und dickbankigen Greifensteiner Schichten im Norden die "bunten Schiefer und Sandsteinschichten" im Süden gegenüber. Letztere wurden von FRIEDL (1920) mit dem Namen Glaukoniteozän belegt, von GÖTZINGER (1928) als Laaber Schichten und von GOTTSCHLING (1966) als Laaber Serie bezeichnet. Das Verbreitungsgebiet der Laaber Schichten ist die Schöpfl-Decke (GÖTZINGER, 1928), die später in Laaber Teildecke (GÖTZINGER, 1944) umbenannt wurde.

Als unterste lithostratigrafische Einheit der Laaber Decke trennte GÖTZINGER (1951) die Kaumberger Schichten von den Laaber Schichten ab. NOTH & WOLETZ (1954) konnte mit einigen wenigen Globotruncanenfunden in den Kaumberger Schichten Oberkreide nachweisen. Die Laaber Schichten wurden von PREY (1965) in die paleozänen Hois-Schichten und die eozänen Agsbach-Schichten untergliedert. Auf der von SCHNABEL et al. (1997) bearbeiteten geologischen Karte ÖK 58 Baden wird sowohl den Laaber Schichten als auch den darin enthaltenen Agsbach-Schichten der Rang einer Formation verliehen, was nach den lithostratigrafischen Nomenklaturregeln nicht möglich ist. Später versuchten SCHNABEL et al. (2002) diesen Fehler zu korrigieren, indem sie die Agsbach- und Hois-Schichten zu Subformationen der Laab-Formation erklärt, allerdings ohne brauchbare Definitionen der neuen Einheiten zu geben.

Da bisher keine gültigen lithostratigrafischen Definitionen der Einheiten der Laab-Decke vorlagen und auch ihre chronostratigrafischen Reichweiten unsicher waren, wurden für die vorliegende Arbeit die verhältnismäßig gut aufgeschlossenen und weitgehend vollständigen Profile des westlichen Schöpfl-Gebietes (Abb. 1, 2) nannopaläontologisch untersucht. Zusätzlich wurden die Dinoflagellatenzysten-Vergesellschaftungen einiger Proben durch H. BRINK-HUIS und P. BIJL (beide Utrecht) stratigrafisch ausgewertet.

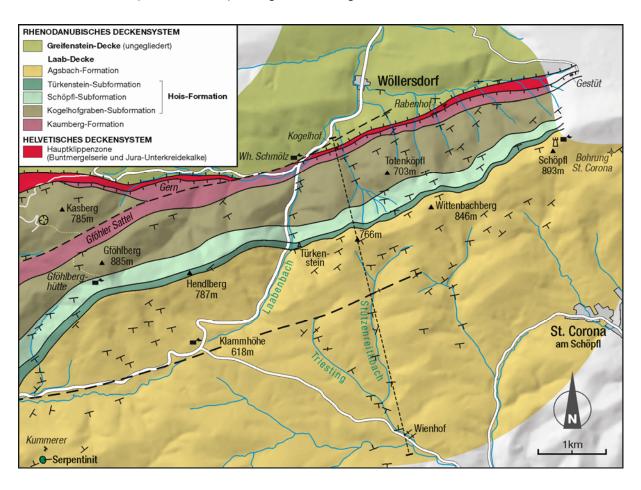


Abb. 1: Geologische Karte des Hochwienerwaldes zwischen Schöpfl und Gföhlberg (Ausschnitt der Kartenblätter St. Pölten und Neulengbach). Bei dem von NADER (1952) entdeckten Serpentinit südlich vom Gehöft Kummerer handelt es sich vermutlich um einen erosiven Rest von Ybbsitz-Klippenzone.

Der Erhaltungszustand der Nannoplankton- und Dinoflagellatenzysten-Vergesellschaftungen ist wesentlich schlechter als in der Greifenstein-Decke und deutet auf thermische Beanspruchung und größere Versenkungstiefe der Laab-Decke hin. Das steht im Einklang mit der palinspastischen Auffassung, dass die Laab-Decke ursprünglich die unterste (nördlichste) Einheit des Rhenodanubischen Deckensystems bildete und von allen anderen Einheiten überschoben wurde (FUCHS, 1985; OBERHAUSER, 1995; TRAUTWEIN et al., 2001). Dabei kann von einer Überlagerung von mindestens 2 km ausgegangen werden. Erst bei späteren Nachbewegungen wurde die Laab-Decke über die Greifenstein-Decke geschoben und an der Überschiebungsbahn die ultrahelvetische Hauptklippenzone hochgeschürft (Abb. 2). Einen weiteren Beleg für dieses "Out-of-sequence"-Modell bildet die neuentdeckte Deckscholle am

Kasberg (Abb. 1). Sie wird von Gesteinen der Röthenbach-Subgruppe ("Kahlenberger Schichten") aufgebaut, die der Laab-Decke auflagern.

Probe	Koordinaten	Chronostrat. Einheit	Stufe
57/11/12	48°03′19"N, 15°52′53"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/17/11	48°03′05"N, 15°53′09"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/14/11	48°03′16"N, 15°52′55"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/11/11	48°03′19"N, 15°52′53"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/4/10	48°03`21"N, 15°52′51"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/1/10	48°03′51"N, 15°52′01"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/2/10	48°03′54"N, 15°52′07"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/3/10	48°03′34"N, 15°52′31"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/78/09	48°04′37"N, 15°54′04"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/77/09	48°04′43"N, 15°54′02"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/76/09	48°04′37"N, 15°53′33"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/3/13	48°04′21"N, 15°52′17"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/71/09	48°04′23"N, 15°52′08"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/86/09	48°04′30"N, 15°52′25"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/87/09	48°04′54"N, 15°57′35"E	Agsbach-Formation	Ypresium
57/44/09	48°05′00"N, 15°53′27"E	Schöpfl-Subformation	Selandium
57/45/09	48°05′06"N, 15°54′00"E	Schöpfl-Subfm.	Selandium
57/46/09	48°05′06"N, 15°54′00"E	Schöpfl-Subfm.	Selandium
57/41/09	48°04′50"N, 15°52′52"E	Schöpfl-Subfm.	Danium
56/16/04	48°03′50"N, 15°46′08"E	Kogelhofgraben-Subformation	Maastrichtium
57/37/09	48°04′56"N, 15°52′48"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Maastrichtium
57/35/09	48°04′56"N, 15°52′47"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Maastrichtium
57/28/09	48°04′56"N, 15°52′38"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Maastrichtium
56/6/12	48°04′24"N, 15°49′23"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Maastrichtium
57/30/06	48°05′05"N, 15°52′30"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Mittel-Campanium
57/63/09	48°05′08"N, 15°52′31"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Mittel-Campanium
57/23/10	48°04′54"N, 15°51′05"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Mittel-Campanium
57/24/10	48°04′54"N, 15°51′05"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Mittel-Campanium
57/56/12	48°05′09"N, 15°52′22"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Mittel-Campanium
57/58/12	48°05′07"N, 15°52′32"E	Kogelhofgraben-Subfm.	Mittel-Campanium

Tab. 1: Lithostratigrafische und chronostratigrafische Zuordnung von Proben der Laab-Gruppe und die Koordinaten der Probenpunkte.

Die Koordinaten der biostratigrafisch aussagekräftigsten Proben und ihre litho- und chronostratigrafische Zugehörigkeit sind in Tabelle 1 festgehalten. Für die Zuordnung der Kreideproben wurde die CC-Zonierung von SISSINGH (1977) verwendet, für die Paläogenproben die NP-Zonierung von MARTINI (1971). Auf der Grundlage dieser Untersuchung werden ein Typprofil beschrieben und die lithostratigrafischen Einheiten der Laab-Decke neu definiert.

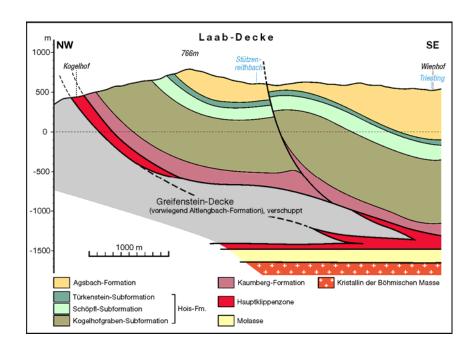


Abb. 2: Profil durch die nördliche Laab-Decke vom Kogelhof zum Wienhof (siehe Abb.1). Die Tiefenlage des Kristallins der Böhmischen Masse wurde aus der Bohrung St. Corona übernommen (siehe WESSELY et al., 2006).

Die Schichtfolge der Laab-Decke zwischen Gföhlberg und Schöpfl

Über der basalen Abscherungsfläche der Laab-Decke bildet die Kaumberg-Formation die unterste lithostratigrafische Einheit. Leitgestein sind rote Tonsteine, die vereinzelt mehrere Meter dick werden können, meist aber als cm-dünne Lagen zwischen dünnbankigen Siltsteinturbiditen in Erscheinung treten. Sehr informative Aufschlüsse der Kaumberg-Formation wurden östlich von Wöllersdorf, im Grabeneinschnitt zwischen Gscheidhof und Rabenhof zwischen 480 m und 500 m Seehöhe beobachtet (Abb. 3) und im Gernbach ca. 800 m WSW vom Wirtshaus Schmölz (Abb. 1).

Wegen der Karbonatarmut der Kaumberg-Formation kommt kalkiges Plankton darin kaum vor. Nur sehr selten wurde die lösungsresistente Nannoplanktonart *Micula staurophora* gefunden, die im Ober-Coniacium einsetzt. Bei der Verbreiterung einer Forststraße südöstlich des Wirtshauses Schmölz entstandene Aufschlüsse zeigten einen raschen Übergang der Kaumberg-Formation in die überlagernde Hois-Formation. In deren basalen Abschnitt treten immer wieder karbonathältige Turbidite auf, während rote Tonsteine hier nicht zu finden sind. Auf der geologischen Karte von GÖTZINGER et al. (1952) ist diese Fazies mit Kalksandsteinen und Kalkmergel am Nordhang des Schöpfl als "Oberkreide im Klippenraum" ausgeschieden (s.a. GÖTZINGER et al., 1954). Bereits PREY (1965) betrachtet diese Einheit als unteren Teil der von ihm definierten Hois-Schichten, stellt sie aber ins Paleozän. Nach GOTTSCHLING (1966) sind diese Gesteine Teil der Laaber Serie und ins Maastrichtium zu stellen.





Abb. 3: Aufschlüsse der Kaumberg-Formation im Grabeneinschnitt südwestlich von Rabenhof (Koordinaten: 48°05′26" N, 15°53′32" E) am Nordabhang des Schöpflkammes.

Aus den mergelreichen Turbiditen an der Basis der Hois-Formation (Abb. 4/1) konnten mehrere, meist schlecht erhaltene, stark umkristallisierte Nannoplankton-Vergesellschaftungen gewonnen werden (Proben 57/23/10, 57/24/10, 57/56/12). Sie belegen alle die mittelcampane Ceratolithoides aculeus-Zone. Die reichste Nannoplankton-Vergesellschaftung lieferte Probe 56/56/12 (Arkhangelskiella cymbiformis (kleine Exemplare), Biscutum constans, Broinsonia parca constricta, B. parca parca, Calculites obscurus, C. ovalis, Ceratolithoides aculeus, Cribrosphaerella ehrenbergii, Eiffellithus turriseiffeli, Lithraphidites carniolensis, Lucianorhabdus cayeuxii, L. maleformis, Microrhabdulus decoratus, Micula staurophora, Prediscosphaera cretacea, Rhagodiscus angustus, Uniplanarius gothicus, Watznaueria barnesae, Zeugrhabdotus spiralis).

Gegen das Hangende des Profils werden siliziklastische Sandsteine und graue Tonsteine rasch häufiger, während die Kalksandsteine, Kalkmikritbänke und Kalkmergel stark zurücktreten. Die besten Aufschlüsse dieses Übergangs (Abb. 4/2) wurden in dem langen Grabeneinschnitt (Kogelhofgraben) südöstlich vom Wirtshaus Schmölz gefunden. Im Dünnschliff zeigen die Kalksandsteine in einer karbonatischen Matrix neben Karbonat-, Quarz- und Feldspatkomponenten auch lithische Fragmente von Vulkaniten (Abb. 5).

Die Nannofloren aus diesem Profilabschnitt sind durchwegs stark umkristallisiert und bestehen oft nur aus wenigen robusten Formen, meist *Watznaueria barnesae* und *Micula staurophora*. Einige wenige Proben lieferten etwas reichhaltigere Vergesellschaftungen, die genauere biostratigrafische Einstufungen ermöglichen. Der Übergangsbereich von vorwiegend karbonatischer zu vorwiegend siliziklastischer Fazies wurde im Kogelhofgraben in 475 m Seehöhe beprobt und konnte in die *Ceratolithoides aculeus-*Zone (Zone CC20) eingestuft werden (Proben 57/63/09, 57/58/12). Eine weitere Probe (57/30/06), die in 480 m Seehöhe genommen wurde, enthielt bereits *Uniplanarius trifidus*, dessen Erstauftreten die Basis der Zone CC22 aus dem Grenzbereich Mittel- zu Ober-Campanium markiert.

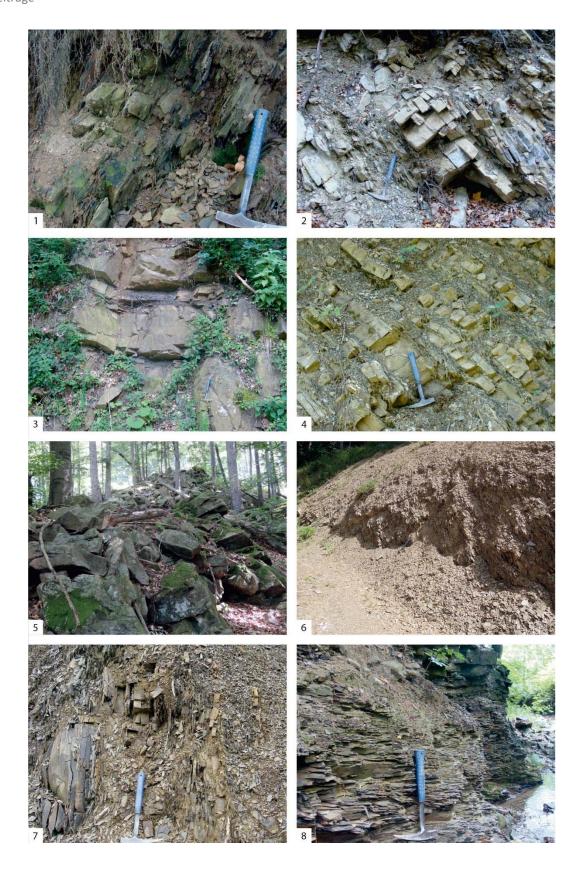
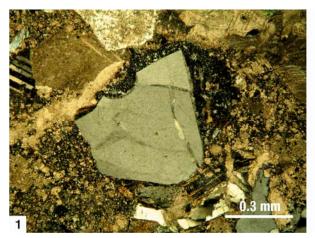


Abb. 4: Beispiele für unterschiedliche Lithofaziestypen der Laab-Gruppe. (1) Kalkmergelreiche Basis der Kogelgraben-Subformation, (2) Kalksandstein und Kalkmikrit in der unteren Kogelgraben-Subformation, (3) dickbankiger siliziklastischer Sandstein der unteren Kogelgraben-Subformation, (4) dünnbankige Siltsteinturbidite der Schöpfl-Subformation, (5) Felsrippe der Türkenstein-Subformation an der Ostflanke des Laabenbachtales, (6) Tonstein reiche Agsbach-Formation hinter dem Haus Freileiten, (7) Tonstein reiche Agsbach-Formation im Quellgebiet der Triesting, (8) Agsbach-Formation knapp unterhalb der Einmündung des Stützenreithbaches in die Triesting.



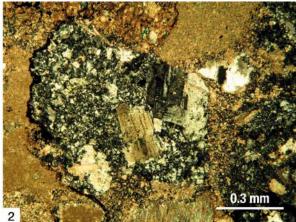


Abb. 5: Dünnschliffbilder eines Kalksandsteins (57/66/09, siehe auch Abb. 4/4) aus dem unteren Abschnitt der Kogelhofgraben-Subformation. Die Komponenten (bei 1 von feinkörniger Matrix umgebene porphyrische Quarze mit Korrosionsbuchten und zwei verzwillingte Plagioklaskristalle in feinkörniger Matrix) deuten auf saure Vulkanite im Liefergebiet des Turbiditmaterials hin.

Über dem letzten Probenpunkt setzen mittel- bis dickbankige gradierte Sandsteine ein. Die Bänke lassen manchmal Feinkonglomeratlagen in ihren basalen Abschnitten erkennen. Die Gesteine sind kieselig und zeigen im frischen Anschlag fettig glänzende, grünlich graue Bruchflächen. Diese mächtigeren Bänke bilden Bankpakete, die von mehreren Meter mächtigen Profilabschnitten mit vorwiegend dünnbankigen Sandstein- und Siltsteinturbiditen und vielen grauen Tonsteinzwischenlagen getrennt werden. Diese Fazies ist auch sehr gut im Laabenbachtal südlich vom Wirtshaus Schmölz aufgeschlossen bzw. im schon vorher erwähnten Rabenhofgraben (Abb. 4/3).

Im Kogelhofgraben konnte erst in 520 m Seehöhe wieder eine dünne Mergellage gefunden werden, die eine stratigrafisch brauchbare Nannoflora (Probe 57/28/09) lieferte. *Arkhangelskiella cymbiformis* tritt hier bereits mit relativ großen Exemplaren (> 10 µm) gemeinsam mit *Lithraphidites* cf. *quadratus* auf, womit das Maastrichtium belegt ist. Das abwechselnde Auftreten von dickbankigen und dünnbankigen Profilabschnitten setzt sich auch hier weiter fort. Innerhalb der dickeren Bänke wurden mehrmals Amalgamierungen beobachtet. Die Turbiditabschnitte mit Schräg- und Wickelschichtung werden oft ziemlich mächtig und sind bis zu einem halben Meter dick. Die Sandsteine enthalten viel feinkörnigen Hellglimmer. Aufgrund ihrer hellgrauen Farbe sind einzelne harte, bis zu einem halben Meter mächtige Kalkmikritbänke besonders auffällig. Ihr oberer Abschnitt ist meist stark von Chondritenspuren durchzogen. Gelegentlich kommen auch dünne Lagen harter plattig brechender Kalkmergel vor.

In 550 m lieferte eine Probe (57/35/09) aus dem östlichsten Ast des Kogelhofgrabens neben großen Exemplaren von *Arkhangelskiella cymbiformis* auch *Micula murus*, deren Erstauftreten im oberen Mittel-Maastrichtium liegt. Nur zehn Meter höher wurde bereits *Micula prinsii* gefunden (Probe 57/37/09), die das oberste Maastrichtium belegt. Etwa mit diesem Aufschluss verschwinden die gelegentlichen Kalkmikrit- und Kalkmergeleinschaltungen und das überlagernde Paleozän ist durch eine überaus karbonatarme und vorwiegend dünnbankige Turbiditentwicklung (Abb. 4/4) charakterisiert.

Den ersten Nachweis von Paleozän lieferte Probe 57/41/09, die *Coccolithus pelagicus* und *Cruciplacolithus tenuis* enthielt. In dem mehrere Meter hohen Forststraßenaufschluss stehen dm-gebankte Feinsand- bis Siltturbidite des Daniums an. In diese Abfolge ist eine einzelne, m-mächtige, stark kieselige Sandsteinbank eingeschaltet. Auffällig gelb anwitternde Tonsteinlagen sind von Chondriten durchwühlt. Im unverwitterten Zustand zeigen die meisten Tonsteine graue oder grüne Farben. Diese vorwiegend dünnbankige und tonsteinreiche Fazies kann im Streichen entlang der Forststraßen nach Nordosten verfolgt werden. In mehreren Proben (57/44/09, 57/45/09, 57/46/09) aus verschiedenen Aufschlüssen konnte mit dem Vorkommen von *Fasciculithus tympaniformis* zumindest das Selandium nachgewiesen werden. Insgesamt ist die Fazies aber äußerst karbonatarm und es sind kaum brauchbare Proben für Planktonuntersuchungen zu finden.

Die dünnbankige, pelitreiche Fazies wird von einer etwa 50 m mächtigen Abfolge aus stark kieseligen Sandsteinbänken überlagert. Diese Sandsteine treten morphologisch deutlich hervor und bilden im Wald Geländerippen, die von Halden aus scharfkantigem Blockwerk umgeben sind (Abb. 4/5). Als hervorragender Leithorizont für die Kartierung streichen sie den ganzen Nordhang des Schöpfl-Kamms entlang zum Türkenstein und von dort nach Westen hinauf zum Kamm des Hendlbergs. Im Dünnschliff zeigen die Sandsteine keine Matrix, sondern ein Pflaster von gerade auslöschenden Quarzkörnern mit sich verzahnenden Korngrenzen (Abb. 6). Es handelt sich also um einen reinen Quarzarenit.

Über dem Türkenstein-Sandstein folgt eine stark von grauen, oft rostig anwitternden Tonsteinen dominierte Fazies, in der nur einzelne kieselige Sandsteinbänke auftreten. Die Dinoflagellaten-Vergesellschaftungen der wenige Meter oberhalb des Türkenstein-Sandsteins genommenen Probe (57/87/09) enthielten *Apectodinium* cf. *augustum*. Die stratigrafische Reichweite dieser Art ist auf das basale Eozän beschränkt (siehe CROUCH et al., 2001). Damit kann die Oberkante des Türkenstein-Sandsteins als brauchbarer Horizont für die Position der Paleozän/Eozän-Grenze genommen werden.

Weiter oben im Profil wurde an der Forststraße die Probe 57/86/09 genommen, welche die Dinoflagellatenzysten *Wetzeliella meckelfeldensis* und *Dracodinium varielongitudum* enthielt, welche ihr Erstauftreten im unteren Untereozän haben. Etwa im Streichen dieser Probe liegt im südwestlich gelegenen Grabeneinschnitt der Entnahmepunkt der Nannoplanktonprobe 57/71/09. Sie belegt mit *Tribrachiatus orthostylus* die untereozäne Nannoplanktonzone NP11. Dieser Aufschluss wird von hellgrauen, scherbenartig brechenden Tonsteinen dominiert. Dünne quarzarenitische Hartbänke sind nur sehr untergeordnet vorhanden. Das Verhältnis von Psammiten zu Peliten in diesem Aufschluss beträgt etwa 1:10. Ein gut erhaltener, rund 20 m langer Aufschluss in dieser Fazies befindet sich hinter dem Haus Freileiten (Abb. 4/6), wo ebenfalls die Zone NP11 mit *Tribrachiatus orthostylus* nachgewiesen wurde (Probe 57/3/13).

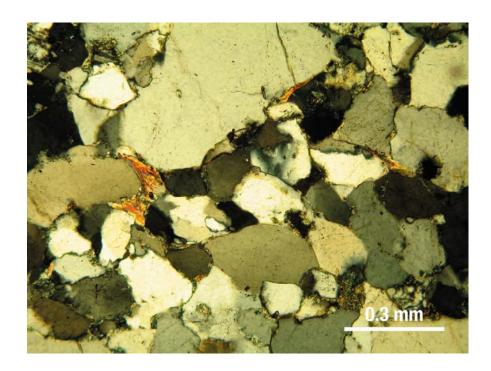


Abb. 6: Dünnschliffbild eines quarzarenitischen Sandsteins der Türkenstein-Subformation.

Die Zone NP11 baut den Gipfelkamm des Schöpfl auf und wurde auch entlang der weiter südlich gelegenen Forststraßen bis zum Einschnitt nördlich des Miesenbergs mehrfach nachgewiesen (Proben 57/76/09, 57/77/09, 57/78/09). Durch diesen Einschnitt verläuft eine Störung, die gegen Südwesten streicht, den Stützenreithbach in etwa 600 m Seehöhe quert und weiter ins Quellgebiet der Triesting hineinläuft, wo sie sich durch Steilstellung der Bänke und Faltung bemerkbar macht (Abb. 4/7).

Südlich der Störung stehen bis Wienhof tonsteinreiche Turbidite an. In diesem gesamten Profilabschnitt überwiegen die Pelitgesteine gegenüber den Psammiten um ein Vielfaches. In den verschiedenen Aufschlüssen wurden Pelit/Psammit-Verhältnisse zwischen 10:1 und 5:1 beobachtet. Charakteristisch sind hellgraue, scherbenartig brechende, braun anwitternde Tonsteine (Abb. 4/8). Mergel treten in manchen Aufschlüssen häufig auf, meist gemeinsam mit karbonatisch gebundenen Sand- und Siltsteinen. Meist sind die Hartbänke nur dm-dick, nur selten wurden mächtigere Bänke beobachtet.

Aus dieser Abfolge konnten aus mehreren Proben (57/2/10, 57/11/11, 57/11/12, 57/14/11, 57/17/11) Nannoplankton-Vergesellschaftungen gewonnen werden, in denen *Tribrachiatus orthostylus* gemeinsam mit *Discoaster Iodoensis* vorkommt. Damit ist die *Discoaster Iodoensis*-Zone (Zone NP12) des mittleren Ypresiums belegt. Zusätzlich wurden die Dinoflagellatenzysten dreier Proben (57/1/10, 57/3/10, 57/4/10) untersucht, die neben häufigen Exemplaren der Gattung *Apectodinium* (vor allem *A. homomorphum*) alle *Wetzeliella articulata* enthielten. Die Gattung *Apectodinium* hat ihr oberstes Auftreten etwa an der Grenze Ypresium/Lutetium. *W. articulata* hat ihr unterstes Auftreten im mittleren Ypresium.

Lithostratigrafische Definitionen der Einheiten der Laab-Decke

EGGER & SCHWERD (2008) schlagen für die Schichtfolge der Greifenstein-Decke die lithostratigrafische Bezeichnung Rhenodanubische Gruppe vor. Dieser Name ist irreführend, da das Rhenodanubische Deckensystem aus mehreren Decken besteht. Daher wird der Begriff Rhenodanubische Gruppe eingezogen und die Schichtfolge der Greifenstein-Decke als Greifenstein-Gruppe (nov. nom.) bezeichnet. Die Formationen der Laab-Decke werden zur Laab-Gruppe (nov. nom.) zusammengefasst (Abb. 7). Beide Gruppen gemeinsam bilden die Rhenodanubische Supergruppe (nov. nom.).

Die Laab-Gruppe setzt sich aus der Kaumberg-, der Hois- und der Agsbach-Formation zusammen. Hinweise auf eine tektonische Abtrennung der Kaumberg-Formation vom Rest der Laab-Decke, wie sie FUCHS (1985) und SCHNABEL (1992) vermuteten, konnten nicht entdeckt werden. Auch große Schichtlücken, wie sie PREY (1965, 1980) annahm, wurden in der Schichtfolge der Laab-Decke nicht nachgewiesen.

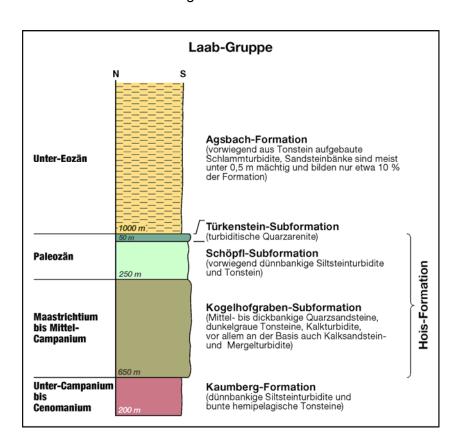


Abb. 7: Säulenprofil der Laab-Gruppe.

Die Laab-Gruppe wurde vom Turonium bis zum Ende des Ypresiums abgelagert, also über einen Zeitraum von rund 45 Millionen Jahren (VANDENBERGHE et al., 2012). Die Ablagerung erfolgte durchwegs unterhalb der Kalzitkompensationstiefe. In ihrem Typprofil (Abb. 2) erreicht die Laab-Gruppe eine Mächtigkeit von 2.150 m (Abb. 7). Die durchschnittliche kompaktierte Sedimentationsrate der Gesteine beträgt 47,5 mm in tausend Jahren (mm ky⁻¹). Bezogen auf die einzelnen Formationen zeigt die Kaumberg-Formation den niedrigsten Wert

(12,5 mm ky⁻¹), während die Sedimentationsrate der Agsbach-Formation zehnfach höher ist (125 mm ky⁻¹). Für den Kreideanteil der Hois-Formation (Kogelhofgraben-Subformation) konnte eine Sedimentationsrate 50 mm ky⁻¹, ermittelt werden, für den Paleozän-Anteil (Schöpfl- und Türkenstein-Subformation) 30 mm ky⁻¹.

Die Kaumberg-Formation

Name und Typlokalität: Der namengebende Ort Kaumberg (ÖK 57 Neulengbach) liegt im Triestingtal, nahe dem Südrand der Laab-Decke, die das Typusgebiet der Kaumberg-Formation ist. Als Typprofil wurde schon von PLÖCHINGER & PREY (1993) der Prallhang des Triesting-Flusses beim Gehöft Hofstätter (48°02′26" N, 15°55′11" E) vorgeschlagen, der nach wie vor sehr gut aufgeschlossen ist (Abb. 8). Die Kaumberg-Formation ist dort mit der überlagernden Basis der Hois-Formation intensiv verfaltet, die hier starke Anklänge an die Piesenkopf-Formation der Greifenstein-Decke zeigt.



Abb. 8: Gefaltete Siltsteinturbidite und rote hemipelagische Tonsteinlagen an der Typlokalität der Kaumberg-Formation.

Lithologie: Zum überwiegenden Teil besteht die Kaumberg-Formation aus einer Wechsellagerung von cm- bis wenige dm-mächtigen Siltsteinturbiditen und roten und grünen Tonsteinen. Nur vereinzelt kommen einzelne Meter-mächtige Tonsteinlagen vor. Die Tonsteine wurden

von FAUPL (1976) als das hemipelagische, nichtturbiditische Beckensediment interpretiert, welches eine Ablagerung unter der Kalzitkompensationstiefe belegt. Die roten Farben deuten auf gelösten Sauerstoff im Wasser am Meeresboden hin. Agglutinierende Foraminiferen und Spurenfossilien (*Planolites beverleyensis*, *Chondrites intricatus*, *Nereites irregularis* – siehe UCHMAN, 1999) belegen das Vorhandensein einer gering-diversen benthischen Fauna. Nur überaus selten treten karbonatführende Schlammturbidite auf, die schlecht erhaltenes kalkiges Plankton führen können. Paläoströmungsindikatoren der Turbidite zeigen eine Bewegungsrichtung der Trübeströme von Norden nach Süden an, die Schwermineralspektren enthalten neben den vorherrschenden stabilen Mineralen Zirkon, Turmalin und Rutil auch etwas Chromspinell (FAUPL, 1975; WOLETZ, 1963).

Untergrenze der Formation: Da die Untergrenze der Kaumberg-Formation immer eine tektonische Fläche ist, ist das stratigrafisch Liegende der Kaumberg-Formation unbekannt. Starke interne Verfaltung und Zerscherung lassen nur sehr grobe Schätzungen der Mächtigkeit zu, die mit etwa 200 m angegeben werden kann.

Obergrenze der Formation: Die unmittelbar überlagernde Hois-Formation unterscheidet sich von der Kaumberg-Formation durch größere Bankmächtigkeiten, das Auftreten von Kalksandsteinen und Kalkmergel sowie das Fehlen bunter, hemipelagischer Tonsteine.

Biostratigrafie: Kalkiges Plankton kommt extrem selten in der Kaumberg-Formation vor. NOTH (NOTH & WOLETZ, 1954) konnte mit einigen Funden von Globotruncana lapparenti coronata (= Marginotruncana coronata) Oberkreide nachweisen. Nach heutiger Auffassung (CARON, 1985) kommt *M. coronata* vom Ober-Turonium bis Unter-Campanium vor. Die ebenfalls vorkommende kalkige Nannoplanktonart *Micula staurophora* hat eine stratigrafische Reichweite vom oberen Coniacium bis ans Ende des Maastrichtiums.

Die wichtigsten Hinweise für die Einstufung der Formation lieferten agglutinierende Foraminiferen, die von BUBIK (1997) auf Blatt Neulengbach untersucht wurden. Demnach könnten an der Basis der Kaumberg-Formation möglicherweise auch noch cenomane Anteile erhalten sein. Sicher nachgewiesen ist, dass der Großteil der Formation der *Uvigerinammina jankoi-*Zone des Turonium bis Unter-Campanium zugeordnet werden kann, während die jüngsten Anteile aus der untercampanen *Caudammina gigantea*-Subzone stammen. Diese Subzone ist der untere Teil der *Rzehakina epigona*-Zone, die vom Campanium bis in das Paleozän reicht. Die Annahme von PREY (1965), dass die Kaumberg-Formation aufgrund des Vorkommens von *Rzehakina epigona* hinauf bis in das Maastrichtium reicht, ist nicht mehr aktuell. Proben aus dem unmittelbar Hangenden der Kaumberg-Formation konnten mit kalkigem Nannoplankton in das Mittel-Campanium eingestuft werden (siehe unten).

Chronostratigrafie: Die Kaumberg-Formation umfasst das Turonium bis Unter-Campanium und hat damit das gleiche chronostratigrafische Alter wie die faziell ähnliche Seisenburg-Formation (EGGER, 1993) der Greifenstein-Decke.

Die Hois-Formation

Name und Typlokalität: Die ursprüngliche Definition der Hois-Schichten stammt von PREY (1965) und umfasste nur den unteren Abschnitt der Formation, der hier als Kogelhofgraben-Subformation bezeichnet wird. Die von PREY vorgeschlagene Typ-Lokalität, der alte Steinbruch Hois (48°03′16" N, 15°56′30" E) südlich von St. Corona, ist heute verwachsen und unzugänglich. Als neue Typlokalität wird das Grabensystem östlich des Kogelhofs (Kogelhofgraben) vorgeschlagen (Abb. 1). Zwischen 500 und 700 m Seehöhe ist dort die ganze fazielle Bandbreite der 950 m mächtigen Formation vorhanden.

Lithologie: Im Hangenden der Kaumberg-Formation wurde eine an Sandsteinen reiche Abfolge, in deren unteren Abschnitt oft auch Mergel mit Helminthoideen (= Nereites spp.) und Chondriten vorkommen, als Hois-Schichten bezeichnet (PREY, 1965). In den Profilen an der Nordseite des Schöpfl zeigt die Hois-Formation eine lithostratigrafische Dreiteilung, die zur Unterscheidung von drei neuen Subformationen geführt hat. Vom Liegenden zum Hangenden sind das die Kogelhofgraben-Subformation, die Schöpfl-Subformation und die Türkenstein-Subformation.

Die Kogelhofgraben-Subformation

Name und Typlokalität: Die Subformation ist nach dem Grabeneinschnitt östlich des Kogelhofs benannt (Abb. 1), in dem sich das Typprofil zwischen 460 und 570 m Seehöhe befindet. Ein weiteres gut aufgeschlossenes Profil ist entlang des Durlasbaches nördlich von Unterrohrbach zu finden, von wo die Kogelhofgraben-Subformation nach Osten zum Kasberg weiterstreicht. Der ganze Kasbergzug besteht aus dieser Subformation, mit Ausnahme der kleinen zuvor erwähnten Deckscholle.

Lithologie: In der ca. 650 m mächtigen Subformation treten neben den vorherrschenden siliziklastischen Turbiditen auch Kalkturbidite auf, letztere vor allem im unteren Abschnitt der Einheit. Einzelne harte, hell anwitternde, bis zu einem halben Meter mächtige Kalkmikritbänke, die manchmal Wickelschichtung erkennen lassen, treten bis zur Obergrenze der Subformation auf. Aufgrund ihrer hellen Farbe sind auch Rollstücke dieser Bänke sehr auffällig und erleichtern die kartierungsmäßige Abgrenzung. In den kalkigen Turbiditen treten manchmal Spurenfossilien auf (vor allem Chondriten). In Dünnschliffen der Kalksandsteine fällt das Vorkommen von sauren Vulkaniten auf.

Die olivfarben bis braun anwitternden, siliziklastischen Bänke können Mächtigkeiten von mehreren Metern zeigen, wobei Amalgamierungen häufig sind. Die Basis der Turbidite besteht oft aus Grobsandstein, manchmal auch aus Feinkonglomeraten mit Komponenten von bis zu 1 cm Durchmesser. Strömungsmarken verweisen auf eine Transportrichtung der Trübeströme von Norden nach Süden bzw. von Nordosten nach Südwesten (RINGHOFER, 1976). Nach LEISER (1995) werden die Schwermineralspektren (neun Analysen) von Zirkon (34 %) und

Turmalin (30 %) dominiert, dann folgen Granat (18 %), Rutil (10 %) und Apatit (7 %). Der auffallend hohe Gehalt an Apatit könnte auf den Einfluss eines vulkanischen Liefergebietes hinweisen. Die mächtigeren Bänke bilden oft Bankpakete, die durch dünner gebankte Abfolgen getrennt sind.

Neben den Hartbänken kommen graue Tonsteine häufig vor. Sie enthalten nur manchmal arten- und individuenarme agglutinierende Faunen (PREY, 1965). Eine Trennung in grüne pelagische und graue turbiditische Tonsteine konnte nur manchmal beobachtet werden. UCHMAN (1999) konnte in der Hois-Formation Bioturbation beobachten (*Trichichnus* sp. und *Zoophycos* sp.). Das Psammit/Pelit-Verhältnis beträgt ungefähr 1:1, wobei in schlecht aufgeschlossenen Gebieten die Pelitgesteine kaum in Erscheinung treten.

Untergrenze der Kogelhofgraben-Subformation: Durch das Auftreten von mittel- bis dickbankigen, manchmal kalkigen Turbiditen und das Fehlen von roten, hemipelagischen Tonsteinen kann die Einheit leicht von der dünnbankigen, an roten Tonsteinen reichen Kaumberg-Formation unterschieden werden.

Obergrenze der Kogelhofgraben-Subformation: Durch das Verschwinden der Kalkturbidite und der Pakete mittel- bis dickbankiger siliziklastischer Sandsteine unterscheidet sich die Kogelhofgraben-Subformation von der überlagernden, überwiegend dünnbankigen Schöpfl-Subformation.

Biostratigrafie: In seiner ursprünglichen Definition der Hois-Schichten ordnete PREY (1965) aufgrund regionalgeologischer Überlegungen die ganze Einheit dem Paleozän zu und betrachtete die oberkretazischen Nannofloren als umgelagert. In der vorliegenden Arbeit konnten für derartige heterochrone Umlagerungen keine Hinweise gefunden werden. Vielmehr setzt die Kogelhofgraben-Subformation und damit die Hois-Formation mit einem stratigrafischen Kontakt in der mittel-campanen Ceratolithoides aculeus-Zone (Zone CC20) über der Kaumberg-Formation ein. Die oberste in der Subformation nachgewiesene Zone ist die Micula prinsii-Zone des Ober-Maastrichtiums. Diese Zone konnte bisher nicht nur am Schöpfl, sondern auch im Gebiet des weiter westlich gelegenen Kasberges nachgewiesen werden (Probe 56/16/04 – siehe Tab. 1).

Chronostratigrafie: Die Kogelhofgraben-Subformation umfasst das Mittel-Campanium bis Ober-Maastrichtium. Die Obergrenze liegt vermutlich nahe der Kreide/Paläogen-Grenze.

Die Schöpfl-Subformation

Name und Typlokalität: Die Subformation wurde nach dem Schöpfl benannt, an dessen Nordabhang sie entlang verschiedener Forststraßen verhältnismäßig gut aufgeschlossen war. Die Typ-Lokalität (Abb. 4/4) befindet sich an der Forststraße, die den Kogelhofgraben in 600 m Seehöhe quert.

Lithologie: Die ca. 250 m mächtige Schöpfl-Subformation wird vorwiegend von dm-gebankten Siltsteinturbiditen gebildet. Nur vereinzelt schalten sich in die Abfolge dickere, kieselige, turbiditische Sandsteinbänke ein. Der Mehrzahl der Turbidite fehlen die basalen Abschnitte (Ta und Tb) des Bouma-Zyklus. Auffällig sind dünne Lagen gelb anwitternder Tonsteine, die manchmal von Chondriten durchwühlt sind.

Untergrenze der Schöpfl-Subformation: Von der liegenden Kogelhofgraben-Subformation unterscheidet sich die Schöpfl-Subformation durch ihre vorwiegend dünnbankigen Siltsteinturbidite. Nur gelegentlich treten einzelne mittelbankige Sandsteinturbidite auf. Karbonatische Turbidite wie im Liegenden fehlen vollständig, nur selten findet sich in einzelnen Turbiditen etwas Tonmergel.

Obergrenze der Schöpfl-Subformation: Die Schöpfl-Subformation endet mit dem Einsetzen der Türkenstein-Subformation, die fast ausschließlich von quarzarenitischen Sandsteinen gebildet wird, während die Schöpfl-Subformation fast ausschließlich aus Pelitgesteinen besteht.

Biostratigrafie: Wegen der Karbonatarmut der Schöpfl-Subformation ist es schwierig, stratigrafisch aussagekräftige kalkige Nannofloren zu finden. Am ehestens treten in den Proben seltene Exemplare von Coccolithus pelagicus auf, die immerhin eine Position oberhalb der Kreide/Paläogen-Grenze belegen. Zusätzlich dazu wurde im unteren Abschnitt der Einheit Cruciplacolithus tenuis gefunden, das Zonenleitfossil für die Zone NP2 des Daniums. Fasciculithus tympaniformis kommt in mehreren Proben vor. Das unterste Auftreten dieser Art erfolgt in der Fasciculithus tympaniformis-Zone des unteren Selandiums.

Chronostratigrafie: Die Schöpfl Subformation umfasst das Danium, Selandium und vermutlich einen Teil des Thanetiums.

Die Türkenstein-Subformation

Name und Typ-Lokalität: Die Subformation wurde nach dem Türkenstein (Koordinaten: 48° 04′32" N, 15° 51′53" E, siehe auch Abb. 1) am Osthang des Laabenbachtales benannt. Sie streicht von dort nach Osten ins obere Einzugsgebiet des Kogelhofgrabens, wo sich das Typ-Gebiet der gesamten Hois-Formation befindet.

Lithologie: Die Türkenstein-Subformation besteht fast ausschließlich aus hellbraun anwitternden Quarzareniten. Es handelt sich dabei vermutlich um das gleiche Gestein, das GOTT-SCHLING (1966) als "glasigen Quarzsandstein" bezeichnete. Dieser ist überaus verwitterungsresistent und bildet Geländerippen und Halden von scharfkantigem Blockwerk.

Untergrenze der Türkenstein-Subformation: Von der von Pelitgesteinen dominierten Schöpfl-Subformation unterscheidet sich die Türkenstein-Subformation durch das Vorherrschen von Sandsteinen. Pelitgesteine kommen nur völlig untergeordnet vor.

Obergrenze der Türkenstein-Subformation: Die überlagernde Agsbach-Formation ist durch die Dominanz blätterig bis scherbenartig zerfallender Tonsteine charakterisiert. In diese können sich im unteren Teil der Agsbach-Formation noch relativ häufig quarzarenitische Sandsteine einschalten, die Pelitgesteine machen aber immer ein Vielfaches der Psammite aus.

Biostratigrafie: Fossilien wurden in der Türkenstein-Subformation nicht gefunden. Die Dinoflagellatenart *Apectodinium augustum,* die im unmittelbar Hangenden der Türkenstein-Subformation gefunden wurde, ist ein Leitfossil für die Basis des Eozäns. Die Paleozän/Eozän-Grenze liegt innerhalb der Nannoplankton-Zone NP9 (*Discoaster multiradiatus*-Zone). Die Türkenstein-Subformation bildet den paleozänen Anteil dieser Zone.

Chronostratigrafie: Die Türkenstein-Subformation kann dem Thanetium zugeordnet werden.

Die Agsbach-Formation

Name und Typprofil: PREY (1965) benannte die Agsbach-Schichten nach dem Weiler Agsbach, der zwischen Klausen-Leopoldsdorf und Pressbaum liegt. Als Typprofil gibt PREY einen kleinen Steinbruch (48°07′37" N, 16° 01′50" E) an der Straße südlich von Agsbach an, aus dem die Bundesforste Material für den Wegebau gewannen. Dieser Aufschluss ist heute völlig verwachsen. Daher wird hier eine Abfolge von Aufschlüssen entlang der Triesting (vom Zusammenfluss der Triesting mit dem Stützenreithbach, 48°03′11" N, 15°52′53" E) bis knapp oberhalb der Triestingbrücke NW Wienhof (48°03′03" N, 15°53′06" E) als neues Typprofil vorgeschlagen.

Lithologie: Die rund 1.000 m mächtige Agsbach-Formation besteht zum überwiegenden Teil aus Schlammturbiditen, dünnbankige Sandsteine kommen darin selten vor. Die Schwermineralspektren dieser Sandsteine werden nach LEISER (1995) von stabilen Mineralen aufgebaut (Durchschnittliche Werte aus acht Präparaten: 51 % Zirkon, 34 % Turmalin, 12 % Rutil, Granat und Apatit kommen nur akzessorisch vor). Zu den Paläoströmungsrichtungen gibt es unterschiedliche Angaben. Während LEISER (1995) eine Transportrichtung von SSE nach NNW angibt, berichtet RINGHOFER (1976) von einer vorwiegend von Ost nach West gerichteten Bewegungsrichtung der Trübeströme. Das Leitgestein der Agsbach-Formation sind scherbenartige, manchmal auch blätterig brechende graue Tonsteine, die hellgelb bis braun verwittern. Vor allem im oberen Abschnitt der Formation treten auch Kalkturbidite auf, meist in Form plattig brechender Mergel mit Bioturbation (Chondriten). Ansonsten wurden in der Agsbach-Formation keine Lebensspuren beobachtet (UCHMAN, 1999).

Untergrenze der Agsbach-Formation: Von der fast ausschließlich aus Sandstein bestehenden Türkenstein-Subformation der Hois-Formation unterscheidet sich die Agsbach-Formation durch das massive Vorherrschen von Tonsteinen, die mindestens zehnfach so häufig vorkommen wie die Sandsteine.

Obergrenze der Agsbach-Formation: Das stratigrafisch Hangende der Agsbach-Formation ist unbekannt.

Biostratigrafie: Das Vorkommen der Dinoflagellatenart Apectodinium augustum im untersten Abschnitt der Agsbach-Formation belegt das basale Eozän. A. augustum kommt ausschließlich im oberen Abschnitt der kalkigen Nannoplankton-Zone NP9 (Discoaster multiradiatus-Zone) vor. Die darüber folgende Tribrachiatus contortus-Zone (Zone NP10) konnte am Schöpfl nicht nachgewiesen werden, wurde allerdings weiter östlich bei Hochrotherd von STRADNER (in PREY, 1983) aus der Agsbach-Formation beschrieben. Die Discoaster binodosus-Zone (Zone NP11) und die Discoaster Iodoensis-Zone (Zone NP12) konnten in etlichen Proben aus dem Schöpfl-Gebiet nachgewiesen werden, da in diesem Profilabschnitt kalkführende Turbidite relativ häufig sind. Vereinzelt (z.B. südlich von St. Veit an der Gölsen) wurde auch die Discoaster Iodoensis-Zone (Zone NP13) gefunden. Die von STRADNER (in PLÖCHINGER & PREY, 1993) aus der ursprünglichen Typlokalität der Formation (Steinbruch im Agsbach-Tal, s.o.) bestimmten Nannofloren belegen ebenfalls diese Zone. Die oberste aus der Agsbach-Formation bekannt gewordene Nannoplankton-Zone ist die Discoaster sublodoensis-Zone (NP14), die STRADNER (in PREY, 1983) bei Hochrotherd nachweisen konnte. Dies ist die oberste Biozone der Agsbach-Formation, da von PREY (1979) bekannt gemachte Vorkommen von Obereozän (Istmolithus recurvus-Zone, Zone NP19) sich als nicht zu dieser Formation gehörend herausstellten, sondern der Inneralpinen Molasse (Wolfsgraben-Formation auf der Karte von SCHNABEL et al., 1997) zugerechnet werden.

Angaben über Nummulitenfunde in den Laaber Schichten finden sich bei JAEGER (1914), GÖTZINGER (1951) und GÖTZINGER & BECKER (1932). Diese Funde können vermutlich alle der Agsbach-Formation zugeordnet werden. Die Arten *Nummulites partschi, N. distans* und *N. laevigatus* belegen "Seichtwasser-Benthos"-Zonen SBZ10 bis SBZ13, die nach SERRA-KIEL et al. (1998) die Nannoplankton-Zonen NP12 bis NP15 umfassen.

Chronostratigrafie: Die Untergrenze der Agsbach-Formation liegt im untersten Ypresium und fällt mit der Paleozän/Eozän-Grenze zusammen. Die Formation reicht hinauf bis in das oberste Ypresium, das mit dem Ende der Subzone NP14a (untere SBZ13) endet (MOLINA et al., 2011). Hinweise auf das Vorhandensein von Lutetium liegen nicht vor.

Dank

Herzlicher Dank geht an Henk BRINKHUIS und Peter BIJL (beide Utrecht) für die Bestimmung von Dinoflagellatenzysten-Vergesellschaftungen und an Markus KOGLER, der in bewährt verlässlicher Weise die Abbildungen anfertigte.

Literatur:

BUBIK, M. (1997): Foraminiferal biostratigraphy on map sheet ÖK 57 Neulengbach (Field season 1996). - Bibl. Geol. B.-A., Wiss. Archiv (A 11163-RA/57/1996), 50 S.

CARON, M. (1985): Cretaceous planktic foraminifera. In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K.: Plankton stratigraphy, 17-86, Cambridge University Press.

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. (1993): Zur Nannoplankton-Stratigraphie der Seisenburger Schichten (Coniac? - frühes Campan) in der Rhenodanubischen Flyschzone (Ostalpen) östlich des Inn. - Zitteliana, 20, 59-65.

EGGER, H. & SCHWERD, K. (2008): Stratigraphy and sedimentation rates of Upper Cretaceous deep-water systems of the Rhenodanubian Group (Eastern Alps, Germany). - Cret. Res., 29, 405-416.

FAUPL, P. (1975): Schwerminerale und Strömungsrichtungen aus den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. - N. Jb. Geol. Paläontol. Mh., 1975, 528-540.

FAUPL, P. (1976): Vorkommen und Bedeutung roter Pelite in den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. - N. Jb. Geol. Paläontol. Mh., 1976, 449-470.

FRIEDL, K. (1920): Stratigraphie und Tektonik des östlichen Wiener Waldes. - Mitt. Geol. Ges. Wien., 13, 1-80.

FUCHS, W. (1985): Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. - Jb. Geol. B.-A., 127, 571-631.

GOTTSCHLING, P. (1966): Zur Geologie der Hauptklippenzone und der Laaber Teildecke im Bereich von Glashütte bis Bernreith (Niederösterreich). - Mitt. Geol. Ges. Wien, 58, 23-86.

GÖTZINGER, G. (1928): Aufnahmsbericht auf Blatt Baden-Neulengbach (4756). - Verh. Geol. B.-A., 1928, 51-55.

GÖTZINGER, G. (1944): Abriß der Tektonik des Wienerwaldflysches. - Ber. R.-A. f. Bodenforsch., 1944, 73-80.

GÖTZINGER, G. (1951): Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwaldflysches. - Jb. Geol. B.-A., 94, 223-272.

GÖTZINGER, G. & BECKER, H. (1932): Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (Neue Fossilfunde). - Jb. Geol. B.-A., 82, 343-396.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. & VETTERS, H. (1952): Geologische Karte der Umgebung von Wien. - Geol. B.-A.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E. & ROSENBERG, G. (1954): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. - 138 S., Geol. B.-A.

JAEGER, R. (1914): Grundzüge einer stratigrafischen Gliederung der Flyschbildungen des Wienerwaldes. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 7, 122-172.

LEISER, M. (1995): Zur Geologie und Sedimentologie der Laaber Schichten-Gruppe im Wienerwald und im Untergrund des Wiener Beckens. - 102 S., unpubl. Diplomarbeit, Univ. Wien.

MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: FARINACCHI (Ed.): Proceedings II Planktonic Conference. - Technoscienza, 739-785.

MOLINA, E., ALEGRET, L., APELLANIZ, E., BERNAOLA, G., CABALLERO, F., DINARÈS-TURELL, J., HARDEN-BOL, J., HEILMAN-CLAUSEN, C., LARRASOAÑA, J.C., LUTERBACHER, H., MONECHI, S., ORTIZ, S., ORUE-ETXEBARRIA, X., PAYROS, A., PUJALTE, V., RODRÍGUEZ-TOVAR, F.J., TORI, F., TOSQUELLA, J. & UCHMAN, A. (2011): The Global Standard Stratotype-section and Point (GSSP) for the base of the Lutetian Stage at the Gorrondatxe section, Spain. - Episodes, 34, 86-108.

NADER, W. (1952): Die Kalkalpen-Flysch-Grenze zwischen Hainfeld und Gresten. - 116 S., unpubl. Diss. Univ. Wien.

NOTH, R. & WOLETZ, G. (1954): Zur Altersfrage der Kaumberger Schichten. - Verh. Geol. B.-A., 1954, 143-151.

OBERHAUSER, R. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paleozän- und Eozänzeit. - Jb. Geol. B.-A., 138, 369-432.

PLÖCHINGER, B. & PREY, S. (1993): Der Wienerwald. - Sammlung Geologischer Führer, 2. Aufl., 59, 168 S., Borntraeger.

PREY, S. (1965): Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches. - Verh. Geol. B.-A., 1965, 107-118.

PREY, S. (1979): Der Bau der Hauptklippenzone und der Kahlenberger Decke im Raume Purkersdorf-Wienerwaldsee (Wienerwald). - Verh. Geol. B.-A., 1979, 205-228.

PREY, S. (1980): Helvetikum, Flysche und Klippenzonen von Salzburg bis Wien. - In: OBERHAUSER, R. (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs. - 189-217, Springer Verlag.

PREY, S. (1983): Die Deckschollen der Kahlenberger Decke von Hochrotherd und Wolfsgraben im Wienerwald. - Verh. Geol. B.-A., 1982, 243-250.

RINGHOFER, W. (1976): Sedimentologische und stratigrafische Untersuchungen in Hinblick auf Transport und Ablagerung in den alttertiären Anteilen der Laaber Teildecke (Hois- und Agsbachschichten). - 107 S, unpubl. Diss. Univ. Wien.

SCHNABEL, W. (1992): Bericht 1989-1991 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 57 Neulengbach. - Jb. Geol. B.-A., 135, 683-685.

SCHNABEL, W., BRIX, F., FUCHS, R., PLÖCHINGER, B., PREY, S., WESSELY, G., HOFMANN, T., NOVOTNY, A., PLACHY, H., SCHEDL, A. & VECER, B. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 58 Baden. - Geol. B.-A.

SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., MATURA, A., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. - 47 S., Land Niederösterreich und Geol. B.-A.

SERRA-KIEL, J., HOTTINGER, L., CAUS, E., DROBNE, K., FERRANDEZ, C., JAURHI, A.K., LESS, G., PAV-LOVEC, R., PIGNATTI, J., SAMSO, J.M., SCHAUB, H., SIREL, E., STROUGO, A., TAMBAREAU, Y., TOS-QUELLA, J. & ZAKREVSKAYA, E. (1998): Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and E-ocene. - Soc. Géol. France Bull., 169, 281-299.

SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. - Geol. Mijnbouw, 56, 37-65.

STUR, D. (1894): Geologische Specialkarte der Umgebung von Wien. - Geol. R.-A.

Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2013 – Melk	
Beiträge	

TRAUTWEIN, B., DUNKL, I. & FRISCH, W. (2001): Accretionary history of the Rhenodanubian flysch zone in the Eastern Alps - evidence from apatite fission-track geochronology. - Int. J. Earth Sci., 90, 703-713.

UCHMAN, A. (1999): Ichnology of the Rhenodanubian Flysch (Lower Cretaceous-Eocene) in Austria and Germany. - Beringeria, 25, 67-173.

VANDENBERGHE, N., HILGEN, F.J., SPEIJER, R.P., OGG, J.G., GRADSTEIN, F.M., HAMMER, O., HOLLIS, C.J. & HOOKER, J.J. (2012): The Paleogene Period. In: GRADSTEIN, F., OGG, J.G., SCHMITZ, M.D. & OGG, G.M. (Eds.): The Geologic Time Scale. - 855-921, Elsevier.

WESSELY, G., GANGL, G., GOTTSCHLING, P., HEINRICH, M., HOFMANN, T., LENHARDT, W., MATURA, A., PAVUZA, R., PERESSON, H. & SAUER, R. (2006): Geologie der österreichischen Bundesländer: Niederösterreich. - 416 S., Geol. B.-A.

WOLETZ, G. (1963): Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. - Jb. Geol. B.-A., 106, 89-119.

Geländebefahrbarkeit der Schlüsselzone 35 – Die potenzielle Hauptkampfzone im Alpenvorland zur Zeit des Kalten Krieges

H. HÄUSLER

Zusammenfassung

Zur Zeit des Ost-West-Konfliktes in den 1980er Jahren war das österreichische Alpenvorland potenzielles Durchmarschgebiet für Truppen der Warschauer Pakt-Staaten. Im Jahr 1979 wurde im Bereich der Schlüsselzone 35 das Verteidigungs-Szenario erprobt, einen Vorstoß mechanisierter Kräfte zu verzögern. Im Umkreis der ortsfesten Anlagen entlang der Erlauf ("Erlaufstellung") wurden erstmals auch militärgeologische Bearbeitungen zur Geländeverstärkung durchgeführt. Dafür wurden die im Maßstab 1:5.000 publizierten Karten der Österreichischen Bodenkartierung klassifiziert, generalisiert und die Gründigkeit der Böden sowie deren Wasserverhältnisse (Tagwasser- bzw. Grundwasser-Beeinflussung) für die Befahrbarkeit durch Ketten- und Räderfahrzeuge, aber auch für den Stellungsbau ausgewertet. Als erfolgreich erwies sich bei der Evaluierung während der Raumverteidigungsübung 1979 eine Klassifizierung in ganzjährig befahrbare Böden, ganzjährig nicht bis erschwert befahrbare Böden und wechselfeuchte Böden, die bei Schönwetter befahrbar, nach Starkniederschlägen jedoch erschwert bis nicht befahrbar sind.

Einleitung

Nach Beendigung des Zweiten Weltkrieges konnte die österreichische Bundesregierung mit Deklaration einer immerwährenden Neutralität einen Friedensvertrag mit den vier Signatarmächten erzielen. Das neutrale Österreich befand sich somit zwischen den benachbarten Warschauer Pakt-Staaten Tschechoslowakei und Ungarn einerseits, sowie den Nordatlantik-Pakt-(NATO)-Staaten Bundesrepublik Deutschland und Italien andererseits.

Durch die Kubakrise 1962 wurde die atomare Konfrontation der Vereinigten Staaten von Amerika mit der Sowjetunion Realbedrohung. In der Zeit des Kalten Krieges wurden etwa Atomsprengköpfe in der ungarischen Munitionsdepotfestung Komorn gelagert, die entsprechenden Raketen-Abschussrampen befanden sich in der damaligen ČSSR, nördlich der Donau (BALLÓ, 1998). Seitens des Warschauer Vertrages wurde oft betont, dass eine der wichtigsten Zielsetzungen dieses Bündnisses der Schutz der Gemeinschaft der sozialistischen Länder vor einer eventuellen NATO-Aggression sei. Österreich wäre im Falle einer Aggression aufgrund seiner Neutralität auf jeden Fall zum Widerstand verpflichtet gewesen.

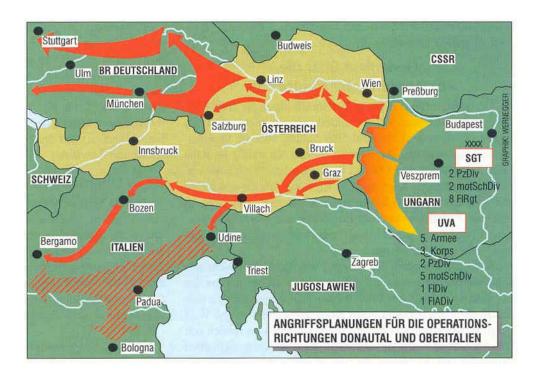


Abb. 1: In der Zeit des Kalten Krieges wurde von den Truppen der Ungarischen Volksarmee (UVA) ein Durchstoß entlang des Donauraumes Richtung Bundesrepublik Deutschland vorbereitet (BALLÓ, 1998; mit freundlicher Genehmigung der Redaktion der Österreichischen Militärischen Zeitung).

Diesen Umständen trugen schließlich die Bundesheerreform 1972 und das damalige Konzept der Raumverteidigung Rechnung. In diesem Konzept wurde das Bundesgebiet in Schlüsselzonen und Raumsicherungszonen aufgeteilt, wobei die Schlüsselzonen als Hauptkampfzonen festgelegt wurden, in denen eine Verzögerung eines Angriffes und eine zeitlich begrenzte Verteidigung in Anlehnung an verbunkerte feste Anlagen vorgesehen war. Im niederösterreichischen Zentralraum bildeten die Erlaufstellungen das Zentrum der Schlüsselzone 35 (SZ 35). Das östliche Vorland zählte zur Raumsicherungszone 36 (RSZ 36). Gemäß den Angaben des ungarischen Stabsoffiziers Oberstleutnant Dr. István BALLÓ (Abb. 1) war die "Operative Richtung Donautal" jenes Kriegsszenario des Warschauer Paktes, das die Ungarische Volksarmee zu planen und vorzubereiten hatte.

Die Raumverteidigungsübung 1979 (RVÜ 79)

Das Landwehrkonzept für die 1978 beschlossene Raumverteidigung umfasste neben der Bereitschaftstruppe die aus der Miliz neu geschaffene Landwehr, die raumgebundene Landwehr sowie mobile Landwehr und die Aufstellung mobiler Infanteriekräfte (Jagdkampf). Je Bundesland (ausgenommen Vorarlberg) wurde eine mobile Landwehrbrigade aufgestellt. Eine gewisse Kompensation des stets zu niedrigen Verteidigungsbudgets wurde durch Partnerschaften mit der Wirtschaft erzielt.

Während der vom 18. bis 22. November 1979 abgehaltenen RVÜ 79 (Abb. 2) wurde dieses Raumverteidigungskonzept erprobt (PLEINER, 1980; WÖRTER, 1980). An dem Manöver nahmen 27.500 Soldaten mit 480 Ketten- und 4.200 Räderfahrzeugen, 125 Artilleriegeschützen,

120 Fliegerabwehrkanonen und rund 190 Granatwerfern teil. Für die Hin- und Rückfahrt wurden 166 Militärsonderzüge für Mannschaft, Gerät, Waffen, Räder- und Kettenfahrzeuge sowie 800 Personen- und 3.200 Güterwagen eingesetzt. Ferner wurde der Einsatz von ca. 90 Luftfahrzeugen (Hubschrauber, Flächenflugzeuge und Jagdbomber) geplant.

Die Information über die Wehrgeografie des Übungsraumes beinhaltete eine Einführung in Geologie, Raumgliederung und Oberflächenformen, Bodenbedeckung, Gewässer, Klima, Besiedelung, Bevölkerung, Wirtschaft und Verkehr (FASCHING, 1979a, b). Für die Schlüsselzone 35 wurden entsprechende Abwehrvorbereitungen, insbesondere Stellungsbau, Errichtung umfangreicher und wirksamer Sperren gegen Panzer und der Ausbau "Fester Anlagen" mit modernen Panzerkanonen getroffen. Dazu ist erstmals auch eine Bodenbefahrbarkeitskarte als Teil einer Geländebefahrbarkeitskarte unter Einbeziehung von Relief, Bewuchs etc. ausgearbeitet worden (HÄUSLER, 1980).

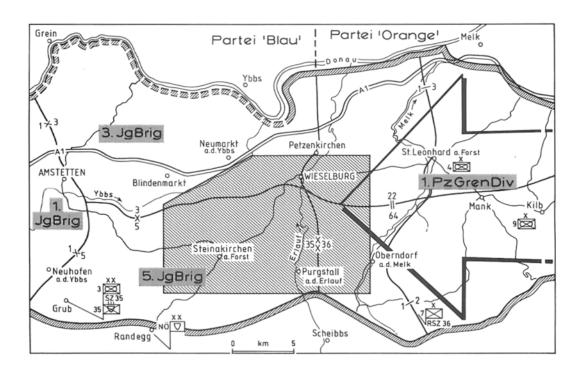


Abb. 2: Im operativen Übungsansatz der RVÜ 79 erfolgte die Verteidigung der Schlüsselzone 35 westlich der Erlaufstellung durch drei verstärkte Jägerbrigaden, mechanisierte Kampfgruppen, eine Artilleriegruppe und ein Fliegerabwehrbataillon der "Partei Blau" gegenüber einem Aggressor (Partei "Orange"), der von der 1. Panzergrenadierdivision dargestellt wurde. Im schraffierten Bereich zwischen Wieselburg und Purgstall erfolgte die Evaluierung der für das Manöver vorbereiteten Bodenbefahrbarkeitskarte 1:25.000.

Zur RVÜ 79 wurden alle Teilnehmerstaaten der Konferenz für Sicherheit und Zusammenarbeit in Europa (KSZE; alle Staaten Europas sowie USA und Kanada) durch das Bundesministerium für Auswärtige Angelegenheiten im Wege der österreichischen Botschaften in den Teilnehmerländern als Beobachter eingeladen. Die 34 anwesenden Beobachter und alle in Österreich akkreditierten ausländischen Verteidigungs-, Militär- und Luftattachés, sowie geladene Offiziere der Nachbarstaaten Italien, Schweiz und BRD bestätigten die dem Raumverteidigungskonzept zugrundeliegenden taktischen Überlegungen und betonten den hohen Einsatzwillen,

die strenge Disziplin und das klare Bewusstsein der Aufgaben, die durch Nässe, Schneefall und Kälte nicht beeinträchtigt worden sind (Abb. 3). Dazu ist letztlich anzumerken, dass in einem Ernstfall die Panzergrenadierbrigaden der Partei "Orange" die mechanisierten Hauptkräfte im Kampf um die SZ 35 gebildet hätten.



Abb. 3: Berichte einer Tageszeitung über den Manöververlauf vom 19. bis 22. November 1979. Wegen der anhaltenden Schnee- und Regenfälle wurde das Manöver zu einer "Schlammschlacht", geplante Luftlandungen mussten wegen der schlechten Wetterlage abgesagt werden.

Militärgeologische Beurteilung des Geländes

Grundlage für die Beurteilung der Befahrbarkeit des Geländes abseits des Straßen- und Wegenetzes für Räder- und Kettenfahrzeuge (HÄUSLER, 1980) bildeten die Bodenkarten der Kartierungsbezirke SCHEIBBS II-VI im Maßstab 1:5.000. Wie vom Leiter des Bundesamtes für Bodenwirtschaft zu erfahren war, wurden die Operate der österreichischen Bodenkartierung regelmäßig auch von Dienststellen benachbarter Länder käuflich erworben. Es war somit naheliegend, dass für militärgeografische Beurteilung des Geländes durch ausländische Armeen nicht nur geologische Karten, sondern auch Bodenkarten herangezogen wurden (Abb. 4).

Die Konzeption der provisorischen Befahrbarkeitskarte 1:25.000 für den Raum Schlüsselzone DONAU-Mitte (SZ 35) basierte auf einem Erfahrungsaustausch mit dem ehemaligen Leiter der Landwirtschaftlich-Chemischen Bundesversuchsanstalt für Bodenkartierung und Bodenwirtschaft in Wien, dem Direktor der Bundesversuchsanstalt für Kulturtechnik und Technische Bodenkunde in Petzenkirchen, dem Direktor der Bundesversuchs- und Prüfanstalt für landwirtschaftliche Maschinen und Geräte in Wieselburg, Erfahrungen von Panzeroffizieren

des Landwehrstammregimentes 42 in Ebelsberg sowie Mitteilungen ehemaliger Militärgeologen des Zweiten Weltkrieges (HÄUSLER, 1986, 1992).

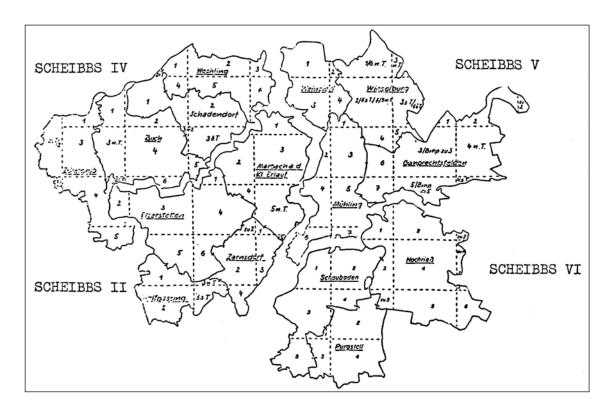


Abb. 4: Die Bodenbefahrbarkeitskarte 1:25.000 basierte auf der Auswertung und Kompilierung der Operate der österreichischen Bodenkartierung SCHEIBBS II-VI im Maßstab 1:5.000 (HÄUSLER, 1980).

Ferner wurden einschlägige Aufsätze der Zeitschrift für Terramechanik ausgewertet sowie die Literatur über Boden- und Geländebefahrbarkeit ausländischer Armeen. Es war ansatzweise bekannt, dass für den ostwärtigen Teil der ehemaligen Bundesrepublik Deutschland Geländebefahrbarkeitskarten erstellt worden sind. Die so genannten Cross-Country-Movement (CCM)-Karten sind in zwei Maßstäben flächendeckend im Druck erschienen, als Übersicht im Maßstab 1:250.000, und kleinräumig im Maßstab 1:50.000. Die sechs Bodenbefahrbarkeitsklassen wurden auf drei Farbtöne reduziert: unbedruckt: gut befahrbar; braune Farbtöne: ausreichend bis schwer befahrbar; violette Farbtöne: schwer befahrbar bis unbefahrbar. Die CCM-Karte war eine Jahresmittelkarte und somit witterungsneutral. Jede der sechs Befahrbarkeitsklassen musste somit bei nasser Witterung vom MilGeo-Team des Großverbandes in einer CCM-Tagesbewertung beurteilt werden (ELBORG & MÜNTEFERING, 1972).

Der österreichische Ansatz berücksichtigte vor allem die in der Landwirtschaft beim Umackern mit schweren Traktoren gemachten Erfahrungen, deren Kennwerte für Bodendruck und Wechselwirkung Fahrzeug/Untergrund auf gepanzerte Fahrzeuge übertragen wurde. Es hatte sich herausgestellt, dass die Befahrbarkeit von Ackerböden im Schlier des flachen Alpenvorlandes (= potenzielles Panzergelände) von der Gründigkeit der Böden abhängig war. Je tiefgründiger ein Boden ist (seichtgründig unter 30 cm; mittelgründig 30 bis 70 cm; tiefgründig über 70 cm), desto schwerer war er befahrbar, vor allem nach Starkniederschlägen.

Die pragmatische Einteilung der Böden in drei Befahrbarkeitsklassen resultierte somit aus einer Zuordnung der Bodentypen hinsichtlich Gründigkeit und Wasserführung (trocken, wechselfeucht, ganzjährig vernässt). Böden der Klasse 3 waren ganzjährig befahrbar, Böden der Klasse 1 ganzjährig nicht befahrbar (außer bei Eisdecke) und Böden der Klasse 2 waren nach Starkniederschlägen erschwert bis nicht befahrbar (vgl. HÄUSLER, 1999). Die RVÜ 79 bot somit die Gelegenheit, die Verwendbarkeit von Bodenkarten für die Befahrbarkeit durch Kampfpanzer und geländegängige Fahrzeuge des Bundesheeres zu evaluieren (Abb. 5).



Abb. 5: Kampfpanzer M 60-A1 vor den Furten der Erlauf südlich Kendl (A). Ein Anlanden gepanzerter Fahrzeuge am durchnässten Ufer der hier noch Niederwasser führenden(!) Erlauf war ohne technische Hilfsmittel kaum möglich (Aufsitzen der Wanne; B). In den Tagwasser-vergleyten Böden konnten weder Stellungen der rückstoßfreien Panzerabwehrkanone (C) noch Schützenstellungen wirksam angelegt werden (D). Alle Aufnahmen vom Autor, 19.11.1979 bis 20.11.1979.

Die verwendeten Kartenunterlagen (Bodenkarten der Bodenkartierung, Grünland- und Ackerbodenrahmen der Finanzbodenschätzung) waren frei erhältlich, die für die Operationsabteilung des BMLV ausgearbeiteten MilGeo-Studien unterlagen jedoch der Geheimhaltung (Verschlusssachen-Vorschrift, VSa). Zur Ermittlung bodenphysikalischer Kennwerte mittels

Taschenscherflügelgerät und Feldflügelsonde (Drehschermesser) erfolgte eine Zusammenarbeit mit dem Institut für Geotechnik der Universität für Bodenkultur. Des Weiteren wurde in den 1990er Jahren von einer MilGeo-Arbeitsgruppe (Institut für Geologie der Universität Wien, H. HÄUSLER; Forschungsgesellschaft Joanneum, Sektion Rohstoffforschung; Institut für Bodenkunde der Universität für Bodenkultur; Österreichische Akademie der Wissenschaften) ein Codierungsschlüssel für die Bodentypen entwickelt. In der Folge wurde im Rahmen einer Zusammenarbeitsregelung zwischen Waffenkreis MilGeo/PzGrenDiv (H. HÄUSLER), MilGeo/Korps-Kommando II und dem Institut für Digitale Bildverarbeitung und Grafik (Joanneum Research, M. BUCHROITHNER) die Verwendung von Satellitenbilddaten für eine Klassifikation landschaftlich genutzter Flächen in Bezug auf Bodenfeuchtigkeit und Vegetation geprüft.

Schlussbetrachtungen

Seit dem Ende des Ost-West-Konfliktes am Ende der 1980er bzw. am Anfang der 1990er Jahre hat sich die sicherheitspolitische Lage in Europa grundsätzlich geändert. Diesem Umstand hat die Österreichische Bundesregierung insofern Rechnung getragen, als sie den im Jahr 1992 für die Europäische Union festgelegten Petersberg-Aufgaben zugestimmt hat, die neben humanitären Aufgaben, Rettungseinsätzen, friedenserhaltenden Aufgaben sowie Kampfeinsätzen bei der Krisenbewältigung auch Frieden schaffende Maßnahmen beinhalten. Damit sind auch alle Planungen für eine "Entscheidungsschlacht an der Erlauf" obsolet geworden. Personalstärken höherer Kommanden wurden reduziert, Kasernen geschlossen und "Feste Anlagen" wurden demontiert bzw. zum Verkauf angeboten.

Folglich werden heute auch immer mehr Details über ehemalige militärische Angriffsszenarien und Verteidigungsdiapositive bekannt. Mögen österreichische Neutralitätsbemühungen teilweise auch belächelt worden sein, die Ungarnkrise 1956, die CSSR-Kriese im Frühjahr 1968, die Jugoslawienkrise 1991 sowie zahllose Assistenzeinsätze im In- und Ausland belegen Erfolge des Österreichischen Bundesheeres und seiner Milizangehörigen.

1990 wurde an der ABC-Abwehrschule in Korneuburg für Auslandseinsätze die Österreichische Katastrophenhilfeeinheit für Auslandseinsätze (AFDRU = Austrian Forces Disaster Relief Unit) mit einem aktiven Militärgeologen aufgestellt. Die erfolgreichen internationalen Hilfeeinsätze umfassten etwa die Trinkwasseraufbereitung in Polen 1997 und Albanien 1999, Erdbebeneinsatz und Trinkwasseraufbereitung in der Türkei 1999, Erdbebeneinsatz in Taiwan 1999, Trinkwasseraufbereitung in Mosambik 2000, Erdbebeneinsatz in Algerien und im Iran 2003 sowie Trinkwasseraufbereitung in Sri Lanka und Pakistan 2005.

Somit sind die Mitglieder der Arbeitsgruppe Wehrgeologie der Österreichischen Geologischen Gesellschaft seit den 1990er Jahren kaum mehr mit militärisch-taktischen Planungen befasst, wie dies in der Zeit des Kalten Krieges der Fall war. Vielmehr beschäftigen sie sich mit dem Krisen- und Risikomanagement für Einsätze im In- und Ausland, den Problemen der künftigen Rohstoffverknappung, insbesondere aber der ausreichenden Trinkwasserversorgung. Dafür stehen für Teile des Bundesgebietes, wie beispielsweise für den Bezirk Melk, sehr moderne,

detailliert ausgearbeitete Unterlagen des geogenen Naturraumpotenzials zur Verfügung, wie sie im Rahmen des Vollzuges des Lagerstättengesetzes im Auftrag des Amtes der Niederösterreichischen Landesregierung, des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft und Kultur und des Bundesministeriums für Wirtschaft und Arbeit von der Geologischen Bundesanstalt ausgearbeitet worden sind (HEINRICH, 2006) und die beiden geologischen Kartenblätter der Arbeitstagung 2013, 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, thematisch und inhaltlich ergänzen.

Literatur

BALLÓ, I. (1998): Die Ungarische Volksarmee im Warschauer Pakt. Möglichkeiten und geplante Aufgaben Richtung Österreich vor 1989. - Österr. Militär. Zeitschr., 1998, 161-166.

ELBORG, A. & MÜNTEFERING, W. (1972): Geländebefahrbarkeitskarten für mittlere und schwere Panzer und Methoden zu ihrer Interpretation. - Fachdienstl. Mitt. obersten Fachvorges. Militärgeogr. Dienst, 1972, 17-40.

FASCHING, G. (1979a): Zur Wehrgeographie des Übungsraumes der Raumverteidigungszone 1979. - 12 S., unveröff. Manuskript, Bundesministerium f. Landesverteidigung.

FASCHING, G. (1979b): Zur Wehrgeographie des Übungsraumes der Raumverteidigungszone 1979. - Truppendienst, 1979, 514-518.

HÄUSLER, H. (1980): Grundlagen für eine Karte der Befahrbarkeit des Geländes abseits des Straßen- und Wegenetzes für Räder- und Kettenfahrzeuge. - 51 S., unveröff. militärwissenschaftl. Arbeit, Bundesministerium f. Landesverteidigung, Generaltruppeninspektorat/Operationsabteilung/MilGeo.

HÄUSLER, H. (1986): Beispiele wehrgeologischer Aufgaben im 2. Weltkrieg. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 32, 125-136.

HÄUSLER, H. (1992): Grundlagen für eine taktische Boden- und Untergrundkarte: Bodenbefahrbarkeit. - Inf. milit. Geo-Dienstes, 41 (1985), 1-70.

HÄUSLER, H. (1999): Militärgeologische Beurteilung der Geländebefahrbarkeit im Waldviertel, 10 Jahre nach Beendigung des "Kalten Krieges". - Beiträge zur Arbeitstagung der Geol. B.-A. 1999, Retz-Hollabrunn, 20-31.

HEINRICH, M. (Projektl.) (2006): Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Bezirk Melk "Geogenes Naturraumpotential Melk". - Projekt N-C-52/2001-2003, Endbericht (2001-03), 86 S., Geol. B.-A.

PLEINER, H. (1980): Raumverteidigungsübung'79 - Korpsübung des österreichischen Bundesheeres. - Österr. Milit. Z. (Truppendienst), 18, 6-16.

WÖRTER, W. (1980): Die Raumverteidigungsübung 1979. - Truppendienst, 19, 11-19.

Geografischer und geologischer Überblick und Erforschungsgeschichte des Kartenblattes 55 Ober-Grafendorf der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000

W. SCHNABEL

Geografischer Überblick

Das Gebiet des Kartenblattes ÖK 55 Ober-Grafendorf liegt im Niederösterreichischen Zentralraum knapp westlich der Landeshauptstadt St. Pölten. Nach der geografisch-kulturellen Namengebung der Niederösterreichischen Großlandschaften liegt es im Viertel ober dem
Wienerwald, welches landläufig als "Mostviertel" bezeichnet wird. Das Gebiet besitzt eine typische Landschaft des Alpenvorlandes. Im Süden bildet es den Übergang zu den Voralpen,
im Norden ist es begrenzt durch die sanften Höhen des Dunkelsteinerwaldes. Die Gegend ist
intensiv landwirtschaftlich genutzt. Typisch sind Streuhöfe, oft auch charakteristische Vierkanter in Streuobstwiesen, kleine Weiler und Kleinstädte, in deren Umkreis sich in den letzten
Jahrzehnten zahlreiche mittelständische Betriebe und Fabriken niedergelassen haben. Hauptverkehrsachse ist das nördliche Alpenvorland, durch das in ost-westlicher Richtung die Westbahn und die Westautobahn A1 hindurchführen, die beiden wichtigsten Verkehrsträger
Ostösterreichs.

Politisch ist das Gebiet in die Bezirke St. Pölten-Land (im Gebiet des Pielachtales) und Melk (im Nordosten) aufgeteilt, ein kleinerer Teil im Südosten gehört zum Bezirk Lilienfeld. Der Bezirk St. Pölten-Stadt ragt mit dem westlichsten, schon ländlich geprägten Einzugsgebiet gerade noch auf den Ostrand des Kartenblattes. Die bedeutendste Siedlung ist das namengebende Ober-Grafendorf mit 4.650 Einwohnern. Daneben sind im Alpenvorland Loosdorf, Mank und Kilb, im Pielachtal Kirchberg und Rabenstein von größerer regionaler Bedeutung. Größte Stadt ist allerdings die Bezirkshauptstadt Melk an der westlichen Blattgrenze, sie ist namengebend für das westlich anschließende Blatt.

Das Gebiet wird hauptsächlich durch die Pielach entwässert, ihr bedeutendster Zubringer ist die Sierning, die von Kilb weg größtenteils parallel zur Pielach fließt und bei Haunoldstein in diese mündet. Anders als die meisten der großen nach Norden im Alpenvorland ungehindert zur Donau entwässernden Flüsse der Nordalpen, wird die Pielach noch vor ihrer Mündung in die Donau bei Prinzersdorf rund 15 km gegen Westen abgelenkt. An dem hier weit über die Donau reichenden Dunkelsteinerwald, einem Kristallinrücken der Böhmischen Masse, wird sie gestaut und lagert einen großen Teil ihrer Geröllfracht in der weiten Ebene von Prinzersdorf ab. Sie durchbricht im weiteren Verlauf von Haunoldstein bis Albrechtsberg, im malerischen engen Tal der Lochau, das kristalline Grundgebirge, tritt bei Loosdorf nochmals in eine erweiterte Tallandschaft zwischen Dunkelsteinerwald und Hiesberg ein und mündet schließlich in einem neuerlichen schluchtartigen Durchbruch im sogenannten "Pielamund" nordöstlich von

Melk in die Donau. Im südwestlichen Kartengebiet entwässert der Zettelsbach gegen Norden, er mündet bei der Marktgemeinde Mank in den Fluss Mank. Von untergeordneter Bedeutung ist für das dargestellte Gebiet die Traisen, die im südwestlichsten Eck der Karte gerade noch angeschnitten wird.

Der Dunkelsteinerwald im Norden hat Mittelgebirgscharakter mit Höhen bis rund 600 m und ist entsprechend seiner geologischen Beschaffenheit als aufragendes Kristallingebiet eine Rumpfflächenlandschaft. Ähnlich verhält es sich mit dem Hiesberg im Nordwesten mit Höhen bis knapp über 400 m. Südlich schließt das Alpenvorland an, das von den Aulandschaften des Pielachtales (Mündung in die Donau bei rund 200 m SH) mit seiner charakteristisch flachwelligen gegen Süden immer leicht höher werdenden Morphologie bis rund 300 m ansteigt. Es ist größtenteils Ackerland mit Ausnahme des bewaldeten Gebietes "Im Hochholz" westlich von Ober-Grafendorf, einem Rücken mit bis zu 352 m SH.

Von Norden kommend, ist schon von weitem vom Hummelbach beginnend über Kettenreith im Zettelsbachtal und weiter über Kilb, Bischofstetten und Dietmannsdorf im Pielachtal ein markanter SSW-ENE verlaufender Geländesprung von 300 auf 450 m SH zu sehen, ab dem die Landschaft einen Mittelgebirgscharakter annimmt. Es ist die Nordgrenze der Flyschzone ("Sandsteinzone"), mit der morphologisch die Alpen beginnen. Ein regelmäßiges angelegtes Tal- und Grabensystem mit Reliefunterschieden bis rund 200 m prägt nun die Landschaft, in der kleinräumige Wald und Weidewirtschaft betrieben wird. Mehrere West-Ost streichende Hügelzüge werden gegen Süden immer höher (Simmetsberg: 592 m, Plambachecker Höhe: 623 m, Graßberg: 561 m, Ehrenecker Kogel: 591 m).

Südlich einer auffallenden morphologischen Mulde, die vom Texingtal über Glosbach, die Wetterlucke und Rabenstein ins Plambachtal zur Meiselhöhe reicht, wird die Landschaft noch höher, steiler und schroffer. Wir treten in die Kalkalpen ein. Besonders auffallend ist dieser Übergang südlich von Rabenstein zu sehen, wo sich die Pielach durch die enge Steinklamm zwängen muss. Das Pielachtal ist das prägende landschaftliche Element des alpinen Teiles des Kartenblattes. Markante Berge sind der Bichlberg (859 m), Brandleitenkogel (749 m), Geißbühel (849 m), Kaiserkogel (716 m) und Staff (740 m). Der Lindenberg südlich des Moarigrabensattels ist mit 945 m SH die höchste Erhebung auf dem Kartenblatt.

Geologischer Überblick

Schon bei oberflächlicher Betrachtung einer Geologischen Karte der Ostalpen ist zu ersehen, dass im Raum von Melk bis St. Pölten am Nordrand der Alpen eine besondere geologische Situation besteht (Abb. 1). Der Südrand der Böhmischen Masse springt hier am weitesten gegen Süden vor, die Molassezone hat hier ihre schmalste Stelle, die Flyschzone mit den Klippenzonen ist ebenfalls auffallend verschmälert und auch der Nordrand der Kalkalpen reicht in einem auffallend weitem Bogen gegen Norden. Die zufällige Lage des Blattschnittes ÖK 55 Ober-Grafendorf im Gesamtkartenwerk 1:50.000 erlaubt es, diese außerordentlichen geologi-

schen Gegebenheiten neu bearbeitet auf einem einzigen Spezialkartenblatt zu zeigen. Abbildung 1 zeigt das Vorkommen der einzelnen geologischen Einheiten als Reliefdarstellung. Es ist eine einmalige Gelegenheit, auf so kleinem Raum den Bau des Nordrandes der Alpen und seine Beziehung zum Vorland und dem Grundgebirge darstellen zu können. Auf einer Nord-Süd-Erstreckung von nur rund 25 km sind fünf überregionale geologische Stockwerke mit insgesamt mindestens 13 tektonischen Großeinheiten vertreten. Sie reichen vom variszischen Grundgebirge Europas mit einer paläogenen und neogenen Bedeckung in autochthoner und parautochthoner Lagerung bis in die alpinen Decken, die mit ihren drei tektonischen Systemen, dem Helvetischen (im weitesten Sinn), dem Penninischen und dem Ostalpinen Deckensystem vertreten sind. Von Norden nach Süden können unterschieden werden:

Moldanubikum der Böhmischen Masse mit

- Gföhl-Deckensystem
- Drosendorf-Deckensystem
- Ostrong-Deckensystem

Molasse

- Autochthoner Molasse
- Allochthoner Molasse in zwei Einheiten, der gefalteten Randmolasse und der verschuppten "Inneralpinen" Molasse in Fenstern innerhalb der Flyschdecken die nun dem "Helvetikum im weitesten Sinn" zugezählt wird

Ultrahelvetikum

in Form der Grestener Klippenzone als Schuppenfenster zwischen den Flyschdecken

Penninikum

mit den Rhenodanubischen Flyschdecken

- Tulbingerkogel-Decke ("Nordzone")
- Greifenstein-Decke (im Osten) bzw. Flysch-Hauptdecke (im Westen)
- Laab-Decke
- Ybbsitz-Klippenzone

Ostalpin

mit dem Bajuvarischen Deckensystem der Nördlichen Kalkalpen

- Frankenfels-Decke
- Lunz-Decke

Das Moldanubikum ist mit dem südlichen Dunkelsteinerwald und dem östlichen Teil des Hiesberges vertreten. Letzterer ist eine isolierte Aufragung der Böhmischen Masse innerhalb der Molassezone und zeigt damit das sehr flache Einfallen dieses "Grundgebirges" unter die Vorlandmolasse.

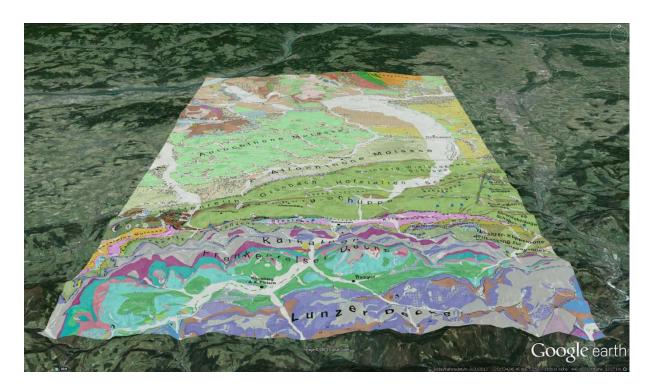


Abb. 1: Reliefdarstellung des Kartenblattes Ober-Grafendorf. Blickrichtung von Süd nach Nord.

Die Molassezone ist durch einen hier nur etwa 6 km breiten SSW-ENE streichenden Streifen in autochthoner Lagerung vertreten, gegen Süden gefolgt von einem 2 bis 3 km breiten, schon alpin deformierten Streifen. Schon innerhalb der alpinen Decken der Flyschzone (im weitesten Sinn) befindet sich die sogenannte "Inneralpine Molasse". Diese von Westen hineinstreichende Molasse findet im Fenster von Texing ihr östliches Ende. Sie ist mit der Buntmergelserie der Gresten-Klippenzone tektonisch eng verbunden, welche gegen Osten durch den gesamten Blattbereich weiterstreicht und im Plambachtal eine auffallend weite orografische Mulde bildet.

Die gegen Süden jeweils älteren Sedimente dieser allochthonen Einheiten der Molasse und der Gresten-Klippenzone zeigen in eindrucksvoller Weise das Alter der jungen alpinen Bewegungen an. Mit der Gresten-Klippenzone ist schließlich ein Relikt des Südrandes der Europäischen Platte in den alpinen Gebirgsbau einbezogen.

Was das Penninikum betrifft, erlaubt es der Blattschnitt durch das Hereinreichen des östlichsten Ausläufers der Kilb-Störung die Umstellung der Rhenodanubischen Hauptflyschdecke im Westen zur Greifenstein-Decke im Osten zu zeigen. Von dieser Stelle an, an der die gesamte Flyschzone nur etwa 2 km breit ist und die Greifenstein-Decke ihr westliches Ende findet, gewinnt die Hauptflyschdecke gegen Osten rasch an Breite. Im Blattbereich erreicht sie nach nur rund 15 km bereits etwa 8 km, um dann gegen Osten immer breiter zu werden. An der Kilb-Störung, deren Rolle im Gebirgsbau offenbar eine sehr bedeutende ist, erscheint ab hier gegen Osten auch die Tulbingerkogel-Decke (früher "Nordzone") mit den altbekannten Vorkommen von Serpentiniten im Raum Kilb.

Im Verlauf der Neubearbeitung hat sich herausgestellt, dass auch die Laab-Decke des Rhenodanubischen Deckensystems der Flyschzone hier wieder vertreten ist, nachdem diese ja nach früherem Kenntnisstand auf dem östlich anschließenden Blatt St. Pölten bei Bernreith im Gölsental geendet hatte. Der Streifen der Gresten-Klippenzone, hier hauptsächlich durch die Buntmergelserie vertreten, trennt diese von der Greifenstein-Decke im Norden und hat damit die gleiche Position wie die Hauptklippenzone im Wienerwald.

Die Ybbsitz-Klippenzone ist hier fast nur durch ihre kretazischen Anteile vertreten, unter denen nur vereinzelt die tiefmarinen Juragesteine an Schuppen- und Deckengrenzen aufgeschürft sind. Nur an einer einzigen Stelle (Sonnleitgraben bei Eschenau) konnte das blockförmige Vorkommen eines ophiolitischen Gesteins gefunden werden.

Das Ostalpin ist durch die beiden bajuvarischen Decken (Frankenfels- und Lunz-Decke) in charakteristischer Form vertreten. In der Frankenfels-Decke ist die Kirchberger Mulde das beherrschende tektonische Element. Sie kann auf dem Kartenblatt in ihrer gesamten W-E-Erstreckung dargestellt werden.

Erforschungsgeschichte

Im Zuge der ersten systematischen Geologischen Landesaufnahme ab 1850 waren es KUDERNATSCH (1852) und CŽJŽEK (1853), die eine regionale Grobgliederung der geologischen Struktur des Voralpengebietes erstellten, wobei der Schwerpunkt dieser Aufnahmen die Kalkalpen waren. Im Rahmen bergbaulich ausgerichteter Forschungen bearbeitete LIPOLD (1865a, b, 1866) das gesamte Kohlengebiet der nördöstlichen Alpen zusammen mit HERTLE, der die Kohlengruben im engeren Gebiet der Umgebung von Kirchberg an der Pielach beschrieb. Reste der Halden der längst aufgelassenen Baue in den Lunzer Schichten sind noch heute erkennbar.

Die zweite systematische Geologische Landesaufnahme ab etwa 1895 bis 1907 fand ihren Abschluss mit der Herausgabe der Geologischen Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Blatt St. Pölten von BITTNER et al. (1907). BITTNER (1896a, b) bearbeitete die Kalkalpen, PAUL (1897) die Flyschzone, ABEL (1903) und PAUL (1897) die Molasse- und Flyschzone und SUESS (1904) die kristallinen Anteile der Böhmischen Masse. ABEL (1903) ist auch der Entdecker der Serpentinvorkommen in der Umgebung von Kilb. Bedingt durch die Kriegsereignisse ab 1914 und die damit verbundenen Notzeiten blieb sie bis jetzt die einzige gedruckte Blattschnittskarte für diesen Raum.

In den Jahren 1927 bis 1934 war das Gebiet hauptsächlich im Rahmen von thematisch ausgerichteten kleinräumigen Forschungen geologisch begutachtet worden. CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI (1927) haben sich mit den Serpentinvorkommen bei Kilb befasst. Einen besonderen Impuls zur näheren Betrachtung der Region gab die Entdeckung des "Inneralpinen Schliers" auf den westlichen Nachbarblättern (VETTERS, 1929, 1930). Im Sommer 1929 kartierte ELLISON die Molassesedimente und das Quartär im nordwestlichen Teil des

Spezialkartenblattes 1:75.000 St. Pölten (ELLISON, 1940). GÖTZINGER (1931) berichtet über eine natürliche Gasexplosion im Bereich dieses Schliers bei Kettenreith. Damit war die Flyschzone dieser Region in das Interesse der Erdölprospektion gerückt, worüber VETTERS (1938) eine umfangreiche Zusammenfassung veröffentlichte. GÖTZINGER (1932, 1934) nahm sich in Vergleichen mit der Flyschzone des Wienerwaldes besonders der Klärung des Alters der Flyschserien an, ihn beschäftigte insbesondere auch die auffallende morphologische Mulde von Glosbach über die Wetterlucke nach Rabenstein und weiter gegen Osten in das Plambachtal, die er als die "Tektonische Linie von Rabenstein an der Pielach" beschrieb. Er entdeckte auch die "Neokomkalkklippen" (= Aptychenkalk/-Blassenstein-Formation) der Gresten-Klippenzone zwischen Rabenstein und der Wetterlucke (GÖTZINGER, 1932: 52), was zu einem Disput zwischen ihm und SOLOMONICA (1934) führte. Dieser meinte aber offenbar ein anderes Vorkommen, nämlich jenes "von der Plambacher Höhe", wo aber auch jetzt trotz mehrmaliger Erwähnungen in der Literatur keine Jura- bis Unterkreide-Klippe gefunden werden konnte. Möglicherweise sah er das auffallende Zementmergelvorkommen westlich vom Schneiderhof als eine solche "Klippe" an.

Die Schwerpunkte der geologischen Forschungen der Voralpenregion lagen in dieser Zeit im Wiener Raum. SPITZ (1910) und SOLOMONICA (1931) fassten Serien von bis dahin fraglicher Stellung in der von ihnen so bezeichneten "Kieselkalkzone" zusammen, die zu den Kalkalpen gezählt wurden. Diese Erkenntnisse hatten für unser Gebiet insofern Bedeutung, als diese Zone auch auf die Voralpenregion westlich davon übertragen wurden, wo ab diesem Zeitpunkt (SOLOMONICA, 1934, 1935) auch über das hier behandelte Kartenblatt hinweg in der Literatur Gesteinszonen fraglicher Stellung und Alters der Kieselkalkzone und damit den Kalkalpen zugerechnet wurden. Auf Blatt Ober-Grafendorf führt dieser Autor explizit die "Kulisse von Rabenstein S von Deutschbach" (SOLOMONICA, 1935: 110) als einen Beweis an. Auch SPITZ (1910: 422) hatte sich dahingehend schon geäußert.

Mit dieser Fragestellung bearbeiteten SCHWENK (1949) und FISCHAK (1949) als Dissertationsarbeiten des Geologischen Institutes der Universität Wien den Kalkalpenrand westlich und östlich des Pielachtales. Gemäß den Ansichten ihres Lehrers KOBER (1955) betrachteten sie die Klippenzone als Grestener Decke mit einer engen Beziehung zum Oberostalpin der Kalkalpen und die Kieselkalkzone als die tiefsten kalkalpinen Einheiten. In der "Kirchberger Neokombucht" erkannten beide Autoren den Frohnberg (SCHWENK) bzw. den Geißbühel (FISCHAK) als Deckfalte und FISCHAK den Kaiserkogel als Deckscholle, nach der damaligen Ansicht auf der "Kieselkalkzone" liegend. Die Arbeiten dieser beiden Autoren sind die ersten nach 1907, in denen größere geologische Zusammenhänge auf dem Gebiet von Blatt Ober-Grafendorf kartenmäßig dargestellt wurden. Zugleich wurden aber die Schwierigkeiten offenbar, in dieser schlecht aufgeschlossenen Gegend und vor allem ohne verlässliche Altersbelege die komplizierte Tektonik der Alpenrandzone zu entschlüsseln.

Eine Kartenskizze von RICHTER (1950) fasst die Untersuchungen zusammen, die 1944 gemeinsam mit MÜLLER-DEILE im Molassefenster von Texing gemacht wurden und bis auf Blatt Ober-Grafendorf reichen. Im gleichen Jahr wurde hier im Zug der Erdöl-Exploration auch eine

Bohrung (Glosbach 1) bis 393,3 m niedergebracht (BRIX & GÖTZINGER, 1964). Weitere Tiefbohrungen in der Vorlandmolasse folgten mit Kilb 1 (1944/47), Kilb 2 (1947/48) und Mank 1 (1958).

Am Beginn der 1950er Jahre setzte u.a. GÖTZINGER (1953), die durch die Kriegsereignisse unterbrochene systematische Begehung in der Flyschzone fort. GÖTZINGER & EXNER (1953) beschreiben Funde kristalliner Gesteine aus dem Plambach, von Rabenstein und Glosbach.

Was die eigentlichen Flyschserien betrifft, für die sich nach OBERHAUSER (1968) der Begriff "Rheno-Danubischer Flysch" durchgesetzt hat, bestand lange Unklarheit über deren genaues Alter und die Schichtfolge. Noch VETTERS (1929: 44) sah sich zu entsprechenden Bemerkungen veranlasst. Die Gliederung nach rein lithologischen Merkmalen im Vergleich mit den Flyschserien des Wienerwaldes erwies sich bis zum Einsatz der Mikropaläontologie ab 1950 als sehr unbefriedigend.

Der Durchbruch zur Klärung der komplizierten Stratigrafie und damit auch der Tektonik des Alpennordrandes kam durch die Anwendung der Mikropaläontologie nach 1950, wobei die den engen Raum des Kartenblattes betreffenden Erkenntnisse aus benachbarten Gebieten stammten. Eine Schlüsselrolle kommt dabei den Arbeiten von S. PREY zu, der, angelehnt an die Vorarbeiten in der westlichen Flyschzone, schrittweise das "Ultrahelvetikum" tektonisch vom Rhenodanubischen Flysch trennen konnte (PREY, 1952). Für den niederösterreichischen Abschnitt ist dabei die Arbeit über das Molassefenster von Rogatsboden ausschlaggebend (PREY, 1957), welche die "Buntmergelserie" als bestimmendes Bindeglied zum helvetischen Faziesraumes und als Klippenhülle der mesozoischen Klippen der Gresten-Klippenzone betrachtet.

SOKAL (1957) stellte in Wien seine von E. CLAR betreute Dissertation über die Molassesedimente zwischen Melkfluss und Zettelbach und im Fenster von Texing fertig, wobei seine Grenzziehungen und Interpretationen aus heutiger Sicht nicht nachvollziehbar sind. Im selben Jahr begann die ÖMV-AG ein umfangreiches Aufschließungsprogramm in der Molassezone Niederösterreichs, in dessen Rahmen weitere zwei Tiefbohrungen (Mank 1 auf Blatt ÖK 55 und Texing 1 nur 80 m westlich des Blattrandes auf ÖK 54) durchgeführt wurden (BRIX & GÖTZINGER, 1964). Um diese Zeit finden auch neue sedimentologische Arbeitsweisen Anwendung, GÖTZINGER (1961: A32) berichtet erstmals über Schwermineralanalysen in den Flyschserien des Kartenblattes. Im Zuge großregionaler Tertiär- und Quartärstudien arbeitete FUCHS von 1961-1963 und 1966-1970 in der Molassezone des Kartenblattes (FUCHS, 1972). Dabei entstanden auch geologische Karten vom gesamten Nordabschnitt der autochthonen Molasse im Blattbereich, die in Form von Tafelbeilagen publiziert vorliegen (FUCHS, 1964, 1972) und für die detaillierte Neuaufnahme im Rahmen des Kartierungsprogramms eine wichtige Grundlage darstellten

In den 1970er Jahren sind es wieder die besonderen Phänomene, die Interesse finden. RICH-TER & WIESENEDER (1975) sowie PREY (1977) berichten über die Untersuchungen der Serpentinvorkommen der Umgebung von Kilb am Nordrand der Flyschzone. Die Kristallinfunde in der Furche von Plambach-Rabenstein-Glosbach wurden von FAUPL (1975, 1977, 1978) als zum Alttertiär gehörige Komponenten der Buntmergelserie erkannt.

MATURA (1984) publizierte seine in den Jahren 1974 bis 1978 erfolgte Neuaufnahme des Kristallingebietes am Südostrand der Böhmischen Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten mit einer Karte 1:50.000, deren Anteil am Blatt 55 Ober-Grafendorf mit Angleichungen am Rand zur Molasse in die Endbearbeitung übernommen wird. Das kalkvoralpine Gebiet um Kirchberg an der Pielach wurde ab 1976 von SCHWINGENSCHLÖGL (1981) im Rahmen einer Dissertation des Geologischen Institutes der Universität Wien unter Leitung von A. TOLL-MANN bearbeitet. Um diese Zeit wurde das Kartenblatt in die systematische Kartierungsplanung der Geologischen Bundesanstalt einbezogen. OBERHAUSER (1984) berichtet über den von ihm 1981 bis 1983 bearbeiteten Ostteil der Flyschzone mit u.a. wertvollen Funden von Großforaminiferen und liefert eine Aufschlusskarte.

Der Bereich der Klippenzone und der Frankenfels-Decke wurde auf ÖK 55 Ober-Grafendorf ab 1983 im Rahmen von Diplomarbeiten der Universität Kiel unter der Leitung M. SARNTHEIN bearbeitet (SIROCKO, 1985; BAUMANN, 1986; HORWEGE, 1986; MILKERT, 1987; GÜNTHER, 1988; SCHULZ, 1988; HOMMERS, 1989; KÄHLER, 1990; KNAAK, 1990; JUNG, 1990; NIEBLER, 1990; VÖLKER, 1993; KREITER, 2001; SCHWAB, 2008). Diese 14 Arbeiten, die von der GBA mitbetreut wurden, fanden nach Revisionsbegehungen Eingang in die Endausfertigung. Parallel dazu wurde ab 1987 die Flyschzone von SCHNABEL systematisch neu aufgenommen. Von 1994 bis 2002 bearbeitete KRENMAYR den Molasseanteil der Karte und berichtet darüber in den Kartierungsberichten im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt. In den Jahren 1999 und 2000 ergänzte schließlich WESSELY (2000, 2003) den auf diesem Blatt noch nicht neu aufgenommen Teil der Lunz-Decke. Nach Revisionsarbeiten im gesamten alpinen Anteil des Kartenblattes durch SCHNABEL in den Jahren 2006 bis 2011 und WESSELY im Jahr 2011, konnte die Neuaufnahme beendet werden.

Literatur

ABEL, O. (1903): Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. - Jb. Geol. R.-A., 53, 91-138.

BAUMANN, K.-H. (1986): Geologie der Alpinen Deckenfolge am Südostrand des Molassefensters von Texing, südöstlich Texing, Niederösterreich. - 39 S., Dipl. Arb. (Kleinkartierung), Math.-Naturwiss. Fak. Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

BITTNER, A. (1896a): Über die geologischen Aufnahmsarbeiten im Gebiete der Traisen, der steyrischen Salza und der Pielach während des Sommers 1896. - Verh. Geol. R.-A., 1896, 331-335.

BITTNER, A (1896b): Geologisches aus dem Pielachthale nebst Bemerkungen über die Gliederung der alpinen Trias. - Verh. Geol. R.-A., 1896, 385-418.

BITTNER, A., PAUL, C.M., ABEL, O. & SUESS, F.E. (1907): Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Blatt St. Pölten (SW.-Gruppe Nr. 6). - Geol. R.-A.

BRIX, F. & GÖTZINGER, K. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957-1963. - Erdöl-Z., 80, 57-76.

CORNELIUS, H.P. & FURLANI-CORNELIUS, M. (1927): Einige Beobachtungen über das Serpentinvorkommen von Kilb am niederösterreichischen Alpenrande. - Verh. Geol. B.-A., 1927, 201-205.

CŽJŽEK, J. (1853): Geologische Beschaffenheit der Gebirge zwischen Guttenstein und Kirchberg an der Bielach. - Jb. Geol. R.-A., 4, 183-185.

ELLISON, F. (1940): Das Tertiär von Melk und Loosdorf. - Mitt. Alpenländ. Geol. Verein, 33, 35-84.

FAUPL, P. (1975): Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias - Neokom) von Ober- und Niederösterreich. - Jb. Geol. B.-A., 118, 1-74.

FAUPL, P. (1977): Untersuchungen an terrigenen Gesteinen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen (Vorbericht). - Verh. Geol. B.-A., 1977, 13-15.

FAUPL, P. (1978): Faziestypen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen. - Mitt. Österr. Geol. Ges. 68, 13-38.

FISCHAK, W. (1949): Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone östlich der Pielach. - 78 S., unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien.

FUCHS, W. (1964): Tertiär und Quartär der Umgebung von Melk. - Verh. Geol. B.-A., 1964, 283-299.

FUCHS, W. (1972): Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. - Jb. Geol. B.-A., 115, 205-245.

GÖTZINGER, G. (1931): Die natürliche Gasexplosion in der Flyschzone der Gemeinde Kettenreith bei Kilb, N.-Oe. - Int. Z. f. Bohrtech. Erdölbergb. u. Geol., 12, S. 3.

GÖTZINGER, G. (1932): Aufnahmsbericht über die Flyschzone auf den Blättern Tulln, Baden-Neulengbach und Vergleichsstudien auf Blatt St. Pölten. - Verh. Geol. B.-A., 1932, 48-52.

GÖTZINGER, G. (1934): Eine neue Klippe im Flysch W der Traisen. Die tektonische Linie von Rabenstein an der Pielach. - Verh. Geol. B.-A., 1934, 86-88.

GÖTZINGER, G. (1953): Aufnahmen 1952 im Flysch auf den Blättern Ybbs, St. Pölten und Ergänzungen auf Blatt Baden-Neulengbach. - Verh. Geol. B.-A., 1953, 61-63.

GÖTZINGER, G. (1961): Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt St. Pölten (56) und Blatt Obergrafendorf (57). - Verh. Geol. B.-A., 1961, A31-A32.

GÖTZINGER, G. & EXNER, Ch. (1953): Kristallingerölle und -scherlinge des Wienerwaldflysches und der Molasse südlich der Donau. - Skizzen zum Antlitz der Erde. - 81-106, Verlag Brüder Hollinek.

GÜNTHER, R. (1988): Zur Geologie des Kalkalpenrandes östlich Rabenstein in Niederösterreich. - 55 S., Dipl.-Kleinkartierung, Math.-Naturwiss. Fak. Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

HOMMERS, H. (1989): Stratigraphie und Bau der Nördlichen Kalkalpen im Gebiet Dobersnigg/Schwerbach westlich Kirchberg/Pielach, Niederösterreich. - 54 S., Dipl. Kurzkartierung, Math.-Naturwiss. Fak. Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

HORWEGE, S. (1986): Rhenodanubischer Flysch und Alpine Deckentektonik zwischen Glosbach und Wetterluke, östlich Texing; Niederösterreich. - 73 S., Dipl.-Kleinkartierung, Math.-Naturwiss. Fak. Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

JUNG, S. (1990): Geologie der Nördlichen Kalkalpen südöstlich Rabenstein a. d. Pielach, Niederösterreich). - 59 S., Dipl. Arb. (Teil 1: Kartierung) Fachber. Math.-Naturwiss. Fak., Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

KÄHLER, G. (1990): Stratigraphie und Tektonik der Frankenfelser und Lunzer Decke im Gebiet östlich von Kirchberg an der Pielach, Niederösterreich. - 71 S., Dipl. Arb. (Teil 1: Kartierung), Math.-Naturwiss. Fak. Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

KNAACK, J. (1990): Zur Geologie der Umgebung von Tradigist südlich von Rabenstein an der Pielach, Niederösterreich). - 52 S., Dipl. Arb. (Teil 1: Kartierung), Geol.-Paläont. Inst., Math.-Naturwiss. Fak. Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

KOBER, L. (1955): Bau und Entstehung der Alpen. - 379 S., Verlag F. Deuticke.

KREITER, S. (2001): Stratigraphie und Tektonik der Frankenfelser Decke mit angrenzenden Einheiten im Gebiet des Marbachtals und des Hauswaldes Kirchberg an der Pielach, Niederösterreich. - 47 S., Dipl. Arb. (Teil 1: Kartierung), Math.-Naturwiss. Fak. Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

KUDERNATSCH, J. (1852): Geologische Notizen aus den Alpen. - Jb. Geol. R.-A., 3, 44-87.

LIPOLD, M.V. (1865a): Das Kohlengebiet in den nordöstlichen Alpen. - Jb. Geol. R.-A., 15, 1-164.

LIPOLD, M.V. (1865b): Trias und rhätische Formation in der Umgebung von Kirchberg a. d. Pielach - Verh. Geol. R.-A., 1865, 55-57.

LIPOLD, M.V. (1866) Geologische Special-Aufnahmen der Umgegend von Kirchberg und Frankenfels in Nieder-Österreich. - Jb. Geol. R.-A., 16, 149-170.

MATURA, A. (1984): Das Kristallin am Südostrand der Böhmischen Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 127, 13-27.

MILKERT, D. (1987): Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Klippenzone westlich Rabenstein a. d. Pielach, NÖ. - 56 S., Dipl.-Kleinkartierung, Fachber. Math.-Naturwissensch. Fak. Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

NIEBLER, H.-S. (1990): Stratigraphie und Bau der Nördlichen Kalkalpen im Gebiet zwischen Geiseben und Löffelmühl (E) westlich von Eschenau, Niederösterreich. - 62 S., Dipl.-Kleinkartierung, Math.-Naturwiss. Fak. Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. - Jb. Geol. B.-A., 111, 115-145.

OBERHAUSER, R. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen in Flysch und Klippenzonen auf Blatt 55 Obergrafendorf. - Jb. Geol. B.-A., 127, 211-212.

PAUL, C.M. (1897): Studien im Wiener Sandsteingebiete. - Verh. Geol. R.-A., 1897, 77-78.

PREY, S. (1952): Helvetikum in der oberösterreichischen Flyschzone. - Verh. Geol. B.-A., 1952, 98-102.

PREY, S. (1957): Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ.). - Jb. Geol. B.-A., 100, 299-358.

PREY, S. (1977): Der Serpentin von Kilb in der Flysch-Mittelkreide am Nordrande der Flyschzone (Niederösterreich). - Verh. Geol. B.-A., 1977, 271-277.

RICHTER, M. (1950): Die Molassefenster in der Flyschzone von Niederösterreich. - N. Jb. Geol. Paläont., 92, 31-46.

RICHTER, W. & WIESENEDER, H. (1975): Zusammensetzung und geologische Position der Serpentinvorkommen von Kilb und Gstadt (Niederöstereich). - Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 112, 1-8.

SCHULZ, H. (1988): Die Klippenzone im Umkreis des Kaiserkogels westlich von Steubach (Niederösterreichische Voralpen). - 66 S., Dipl.-Kleinkartierung, Math.-Naturwiss. Fak. Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

SCHWAB, Ch. (2008): Stratigraphie und Bau der Frankenfelser Decke nördlich von Frankenfels (Südhang Weißenbachtal), Niederösterreich. - 48 S., Dipl.-Kurzkartierung, Math.-Naturwiss. Fak. Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

SCHWENK, H. (1949): Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone westlich der Pielach. - 117 S., unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien.

SCHWINGENSCHLÖGL, R. (1981): Geologie der Kalkvoralpen und der subalpinen Zone im Raume Kirchberg/Pielach in Niederösterreich. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 39-86.

SIROCKO, F. (1985): Stratigraphie und Tektonik der Frankenfelser Decke im Raum Frankenfels - Kirchberg / NÖ. - 51 S., Dipl. Arb. (Teil 1: Kleinkartierung), Math.-Naturwiss. Fak. Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

SOKAL, J. (1957): Die Molasse des Alpenvorlandes zwischen Zettelbach und Melkfluß. - 131 S., unpubl. Diss. Univ. Wien.

SOLOMONICA, P. (1931): Zur tektonischen Stellung der Kieselkalkzone zwischen Wien und Altenmarkt an der Triesting. - Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 16 (1931), 137-139.

SOLOMONICA, P. (1934): Die Grenzregion zwischen Flysch und Kalkalpen von der Traisen bis zur Mank. - Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 18 (1934), 221-223.

SOLOMONICA, P. (1935): Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Gebiete. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 27, 1-119.

SPITZ, A. (1910): Der Höllensteinzug bei Wien. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 3, 351-433.

SUESS, F.E. (1904): Das Grundgebirge im Kartenblatt St. Pölten. - Jb. Geol. R.-A., 54, 389-416.

VETTERS, H. (1929): Aufnahmsbericht über die Flyschzone und das Kalkalpengebiet auf Blatt Ybbs (4754) und die angrenzenden Teile von Blatt Gaming (4854). - Verh. Geol. B.-A., 1929, 41-45.

VETTERS, H. (1930): Aufnahmsbericht über das Flysch-und das Kalkalpengebiet auf Blatt Ybbs (4754). - Verh. Geol. B.-A., 1930, 54-58.

VETTERS, H. (1938): Ueber die Möglichkeiten von Erdölvorkommen in der nordalpinen Flyschzone Oesterreichs. - Bohrtechniker-Zeitung, 56/5, 65-73.

VÖLKER, A. (1993): Stratigraphie und Tektonik der nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone westlich von Traisen, Niederösterreich. - 63 S., Dipl. Arb. (Teil 1: Kartierung), Math.-Naturwiss. Fak. Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2013 – Melk	
Beiträge	

WESSELY, G. (2000): Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 55 Obergrafendorf. - Jb. Geol. B.-A., 142, S. 341.

WESSELY, G. (2003): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 55 Obergrafendorf. - Jb. Geol. B.-A., 143, 353-354.

Exkursionen

Exkursion E1 – Südrand des Dunkelsteinerwaldes Montag, 23.09.2013

M. LINNER & H.G. KRENMAYR



Übersichtskarte mit Exkursionsstopps: Ausschnitt aus der ÖK 1:200.000, AMAP.

Themen: Charakteristische Gesteine des Gföhl-Deckensystems im Moldanubikum.

Mauer-Formation (submarine Megabrekzie).

Geologischer Überblick über das Kristallin des Dunkelsteinerwaldes

Im Dunkelsteinerwald ist der südöstlichste Teil des Moldanubikums, einer internen großtektonischen Einheit des Variszischen Orogens, aufgeschlossen. Südlich von Melk - St. Pölten sind die kristallinen Gesteine durch oligozäne bis miozäne Formationen der Autochthonen Molassezone überlagert. Nach Süden setzen sie sich im Untergrund bis weit unter die Decken des Alpidischen Orogens fort (WESSELY, 1987; KRÖLL et al., 2001). Im Folgenden wird die regionale Verteilung und Lagerung der kristallinen Gesteine am Südrand des Dunkelsteinerwaldes

kurz dargestellt. Eine ausführliche Diskussion der Metamorphoseentwicklung und des Deckenbaues im südöstlichen Moldanubikum findet sich an anderer Stelle dieses Tagungsbandes (LINNER, 2013).

Hochmetamorphe Gesteine des Gföhl-Deckensystems dominieren den Südostrand des Moldanubikums. Die Moldanubischen Granulite der Granulit-Decke des Dunkelsteinerwaldes sind bis in das Gebiet Hafnerbach – Karlstetten, nordwestlich von St. Pölten, zu verfolgen. In den vorwiegend sauren Granuliten treten wiederholt eingeschuppte, serpentinisierte Peridotite auf. Die Granulite fallen generell mittelsteil in südliche Richtung ein und die Streckungslineare streichen in W-E Richtung (MATURA, 1984; NEUBAUER, 1990). Der Granulitkörper ist im Südwesten, zwischen Hafnerbach und Dunkelstein, durch NW-SE streichende, steilstehende Serpentinite begrenzt. Es schließen mächtige Gesteinszüge aus Pyroxen-Amphibolit, hellen Migmatiten und Kalksilikatgesteinen an, wobei die Lagerung in mittelsteil südwestlich einfallend übergeht.

Die Grenze zum, durch Marmor und Grafit (HOLZER, 1964) gekennzeichneten, Drosendorf-Deckensystem ist nordwestlich der Ortschaft Stein durch Syenitgneis markiert. Dieser ist wie der Wolfshofer Syenitgneis als syntektonische Intrusion des variszischen Deckenbaues zu interpretieren (FUCHS & MATURA, 1976; FRANK et al., 1990). Bei anhaltend südwestlichem Einfallen überlagert in diesem Bereich das Drosendorf-Deckensystem die Granulit-Decke des Gföhl-Deckensystems. Damit erscheint der gesamte Bereich zwischen den südlich einfallenden Granuliten und dem südwestlich einfallenden Drosendorf-Deckensystem tektonisch invertiert. Gegen Südwesten ist das Drosendorf-Deckensystem in normaler Lagerung durch migmatische Paragneise und Amphibolite des Gföhl-Deckensystems überlagert. Dieser Gesteinskomplex erstreckt sich bis zum Pielachtal am Westende des Dunkelsteinerwaldes, mittelsteil südwestlich einfallend und NW-SE streichend.

Haltepunkt E1/1:

Granulit-Steinbruch der Firma Marchart in Karlstetten

ÖK 37 Mautern, Rosenthal nordöstlich Karlstetten (BMN M34 R: 692159, H: 348250, WGS84 E: 15°33′11,3″, N: 48°16′11,7″)

Thema: Granulite des Dunkelsteinerwaldes. Lithologie: Granulit, serpentinisierter Peridotit.

Tektonische Einheit: Moldanubikum, Gföhl-Deckensystem.

Alter: Granulit, Ordovizium (magmatisch), frühes Karbon (metamorph).

Im Rosenthal nördlich von Karlstetten betreibt die Firma Marchart Steinbrüche zur Erzeugung von Split- und Schottermaterial. Der Großteil des Materials wird derzeit am Rücken nordwestlich vom Rosenthal im sogenannten Waldbruch (Abb. 1) gewonnen. In diesem Gebiet sind serpentinisierte Peridotite in den Granulit eingeschuppt.



Abb. 1: Granulit-Steinbruch der Firma Marchart nördlich von Karlstetten. Rechts der Bildmitte ist eine dunkle Linse aus serpentinisierten Peridotit zu erkennen (Datum der Aufnahme, 11.04.2013).

Die Moldanubischen Granulite sind sehr helle, feinkörnige, oft weiß-grauviolett gebänderte Gesteine mit mylonitischer Deformation. Diese außergewöhnliche Lithologie zeichnet sich durch ihren hohen Gehalt an Feldspat und Quarz, nur sehr wenig Biotit und eine spezifische Mineralparagenese aus. Dabei belegen Granat, Kyanit und ternärer Feldspat (Abb. 2a) den Höhepunkt der Metamorphose unter Hochtemperatur-Hochdruck-Bedingungen bei 1,6 GPa und 1.000° C (CARSWELL & O'BRIEN, 1993). Das Alter dieser Metamorphoseprägung ist durch Granat und Zirkon-Datierungen auf 345 bis 335 Ma eingegrenzt (BECKER, 1997b; FRIEDL et al., 2011). Die Umwandlung von Kyanit in Sillimanit belegt eine nachfolgende Rekristallisation unter deutlich geringerem Druck (P 0,65 GPa T 725° C, CARSWELL & O'BRIEN, 1993). Die damit verbundene Rekristallisation des Gefüges ist meist auch makroskopisch erkennbar. Die Zusammensetzung der Granulite weist auf fraktionierte I-Typ Granite als Ausgangsmaterial (VELLMER, 1992; JANOUŠEK et al., 2004), für die prämetamorphe Zirkonkerne ein ordovizisches Intrusionsalter (430-460 Ma, FRIEDL et al., 2011) anzeigen.

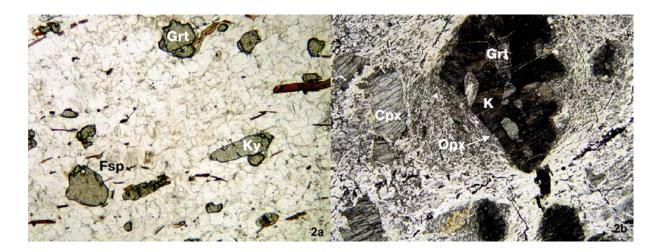


Abb. 2a (links): Moldanubischer Granulit: Granat [Grt], Kyanit [Ky] und ternärer Feldspat [Fsp] repräsentieren die Hochtemperatur-Hochdruck-Paragenese. Zu beachten sind die mesoperthitische Entmischung der Feldspate und der geringe Biotitgehalt (Probe ML12-37-4A, Bildbreite 5 mm).

Abb. 2b (rechts): Serpentinisierter Peridotit: Granat [Grt] mit Kelyphit [K] aus Ortho- und Klinopyroxen sowie einer Korona aus Orthopyroxen [Opx]. Während auch Klinopyroxen-Einsprenglinge [Cpx] gut erhalten sein können, ist die feinkörnige Matrix aus Olivin und Orthopyroxen weitgehend in Serpentin umgewandelt (Probe ML12-37-5B, Bildbreite 11,7 mm).

Die eingeschuppten Peridotite sind großteils serpentinisiert. Es handelt sich um Granat-Lherzolite sowie Granat und Spinell führende Harzburgite (BECKER, 1996). Granat ist fast vollständig in Kelyphit mit einer Korona aus Orthopyroxen umgewandelt (Abb. 2b). Olivin und Orthopyroxen sind weitgehend zu Serpentin hydratisiert, nur Klinopyroxen und Spinell haben sich besser erhalten. Die Peridotite lassen eine initiale Equilibrierung im Erdmantel bei etwa 3 bis 3,5 GPa und 1.100° C erkennen (BECKER, 1997a), gefolgt von nahezu isothermaler Dekompression zu Bedingungen vergleichbar dem Metamorphosehöhepunkt der Granulite. So sind die Peridotite auch ein guter Beleg dafür, dass die Granulit-Decken von der Basis einer verdickten Kruste stammen.

Die Schieferung der Granulite und Serpentinite zeigt im Bereich des Steinbruches eine durchwegs flache Lagerung mit vorwiegend südwestlichem Einfallen. Die zugehörige schwache Streckungslineation fällt flach westsüdwestlich ein. Die Serpentinitlinsen weisen auch mittelsteil südostgerichtete Schieferungsflächen auf. Diese könnten, wie die vergleichbare Orientierung der Serpentinitlinsen selbst, einer älteren Strukturprägung, möglicherweise der Einschuppung der Peridotite, entsprechen.

Haltepunkt E1/2:

Felsrippe westlich der Ruine Hohenegg

ÖK 55 Ober-Grafendorf, westlich der Ruine Hohenegg (BMN M34 R: 686329, H: 344268, WGS84 E: 15°28′30,2″, N: 48°14′01,1″)

Thema: Migmatite und migmatische Paragneise.

Lithologie: Migmatit mit Kalksilikat-Schollen, migmatischer Paragneis.

Tektonische Einheit: Moldanubikum, Gföhl-Deckensystem.

Alter: ? Neoproterozoikum-Kambrium (sedimentär), frühes Karbon (metamorph).

In einer Felsrippe im Wald westlich der Ruine Hohenegg sind Migmatite des Gföhl-Deckensystems prächtig aufgeschlossen. Die teilweise aufgelockerten Wollsackfelsen bestehen aus sehr stark aufgeschmolzenen hellen Migmatit mit nicht aufgeschmolzenen Lagen und Schollen aus Kalksilikatgestein (Abb. 3a). Die Kalksilikatgesteine sind aufgrund des hohen Calcitgehaltes stark ausgewittert (Abb. 3b).



Abb. 3a: Felsrippe mit Wollsackfelsen aus Migmatit: Heller Migmatit mit nicht aufgeschmolzenen dunklen Kalksilikatlagen.

Das helle Neosom (Schmelze) besteht hauptsächlich aus Alkalifeldspat und führt reichlich Apatit. In den nicht aufgeschmolzenen Kalksilikatgesteinen sind als Hauptbestandteile Diopsid, Aktinolith und Calcit signifikant (Abb. 4a). Neben diesem in der Zusammensetzung außergewöhnlichen Migmatit sind auch für das Gföhl-Deckensystem typische migmatische

Paragneise aufgeschlossen. Diese sind weniger stark migmatisch, mit gebändertem Gefüge aus dunkleren feinkörnigen Paragneislagen und heller grobkörniger Schmelze (Neosom), die teilweise auch quergreift. In biotitreichen Lagen führen die migmatischen Paragneise etwas Granat und im Dünnschliff ist der druckbedingte Abbau von Granat zu Plagioklas zu erkennen (Abb. 4b). Diese typische Reaktion lässt die Migmatisierung der Exhumierung und der damit verbundenen Dekompression zuordnen. Für den Höhepunkt der Metamorphose sind für Paragesteine des Gföhl-Deckensystems Bedingungen von etwa 0,8 bis 1,1 GPa und 700-800° C (PETRAKAKIS, 1997) anzunehmen.

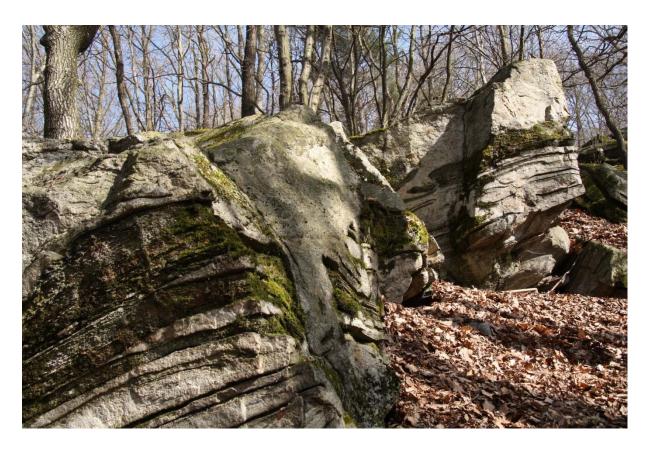


Abb. 3b: In Schollen aufgelöste Kalksilikatlagen in einem Neosom (Schmelze), das sehr reich an Alkalifeldspat ist. Die Schollen sind je nach Calcitgehalt mehr oder weniger stark ausgewittert.

Die Schieferung der Kalksilikatlagen und der migmatischen Paragneise fallen ebenfalls mittelsteil gegen Südwesten ein, die prämigmatischen Streckungslineare flach gegen Südsüdwesten. Steiler in westliche Richtung einfallend sind Scherbänder, die mit Boudinierung und quergreifendem Neosom verbunden sind.

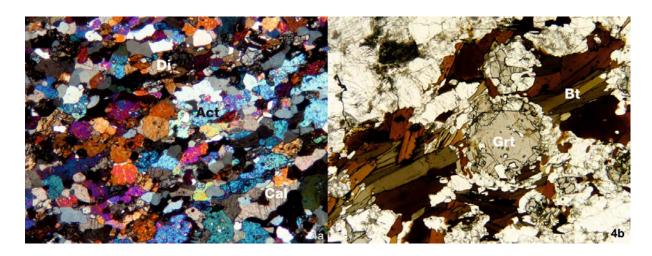


Abb. 4a (links): Kalksilikatgestein: Gleichkörnig rekristallisiertes Gemenge aus Diopsid [Di], Aktinolith [Act], Calcit [Cal] und Quarz (Probe ML12-55-3, Bildbreite 5,9 mm, gekreuzte Polarisatoren).

Abb. 4b (rechts): Migmatischer Paragneis: In den biotitreichen Lagen belegt eine Reaktionstextur den druckbedingten Abbau von Granat [Grt] zu Plagioklas (helle Korona) und Biotit [Bt]. (Probe ML13-55-5, Bildbreite 7,5 mm).

Allgemeine Einführung zur Mauer-Formation

Stratigrafischer Rahmen in der autochthonen Molasse

Im Verbreitungsgebiet der Mauer-Formation wird ein ausgeprägtes präoligozänes Relief des kristallinen Untergrundes teilweise von Sedimenten des Kiscellium, Egerium und Ottnangium verhüllt (Abb. 5). Die Schichtfolge des Kiscellium bis Egerium setzt sich aus der limnisch bis brackisch-marinen Pielach-Formation und der seichtmarinen "Linz-Melk-Formation" (invalider Formationsname) zusammen, diese wiederum werden von der mergeligen Beckenfazies des Älteren Schliers überlagert. Diese oligozänen bis basal-miozänen Sedimente sind von einer intensiven Horst- und Grabentektonik betroffen, die in den Sedimenten des unteren Ottnangium (oberes Unter-Miozän) im Hangenden der Schichtfolge nicht feststellbar ist. Nach einer bedeutenden Diskordanz wurden im unteren Unter-Eggenburgium fossilreiche Sande und Kalksandsteine (Fels-Formation) abgelagert, die aber aufgrund einer weiteren Erosionsphase nur mehr als resedimentierte Blöcke in der jüngeren Mauer-Formation nachweisbar sind. Über der Diskordanz folgen als jüngste Schichtglieder der autochthonen Molasse dieses Raumes die marinen Sedimente des Unteren Ottnangium, wobei drei Formationen unterschieden werden: In proximaler Position befindet sich die Mauer-Formation (1), die u.a. Riesenblockwerk aus Kristallinmaterial enthält, beckenwärts findet eine Verzahnung mit der Prinzersdorf-Formation (2) und der distalen Beckenfazies des Robulus-Schliers (3, feinsandig-siltige Mergel) statt. Die Sedimente der Mauer-Formation können auf der Hochstraße nördlich von Mauer bis auf über 400 m Seehöhe verfolgt werden. Sie könnten ursprünglich aber auch in noch höherer Position vorhanden gewesen sein. Eine Strand- oder Klifflinie konnte bislang nicht ausfindig gemacht werden.

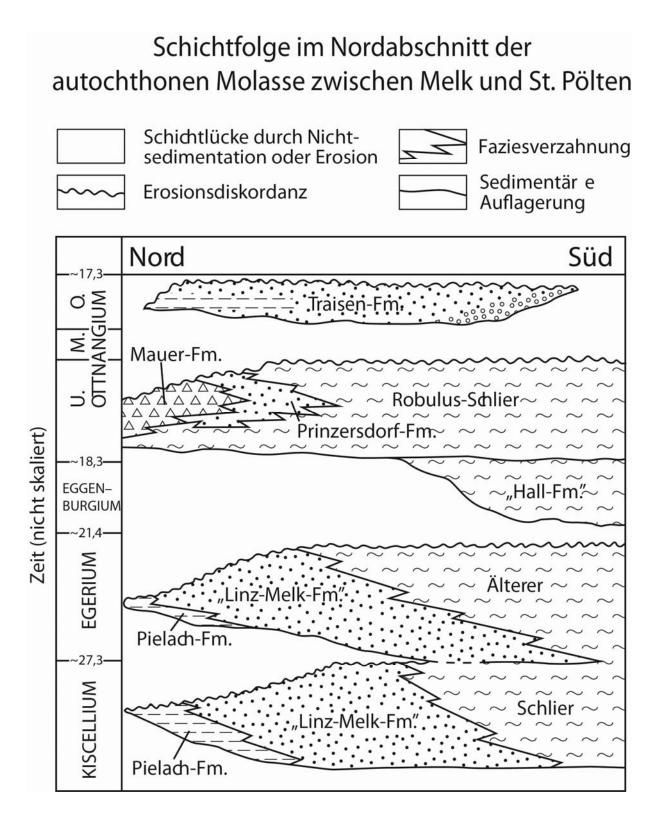


Abb. 5: Schichtfolge im Nordabschnitt der autochthonen Molasse zwischen Melk und St. Pölten. Absolute Altersangaben nach PILLER et al. (2007).

Litho- und Biostratigrafie, Fossilinhalt

Die Mauer-Formation wurde von KRENMAYR (2003a) formell als lithostratigrafische Einheit definiert. Zusätzliche Details finden sich in KRENMAYR (2003b). Erste Beschreibungen der blockführenden Sedimente stammen von HÖDL (1901) und ABEL (1904), die die "Blockschichten" als Faziestyp der aquitanen "Melker Schichten" ansahen. Auch ELLISON (1936, 1942) teilte diese Ansicht. Er interpretierte die "Blockschichten" als Küstenfazies und versuchte anhand ihrer höchstgelegenen Vorkommen die ehemalige Strandlinie zu rekonstruieren. GRILL (1957: 29) sprach von den "blockführenden Schichten" und erkannte anhand mikropaläontologischer Untersuchungen ihr miozänes Alter. FUCHS (1964, 1972) kartierte schließlich das gesamte Verbreitungsgebiet der "Blockmuren von Mauer" (FUCHS, 1972: 208, Tabelle 1) und interpretierte die Fazies als submarine Murstromablagerungen (I.c., S. 216). Er selbst schreibt diese Interpretation zwar bereits GRILL (1957) zu, dies lässt sich dort jedoch nicht nachvollziehen.

GRILL (1957: 29f.) konnte auf Basis seiner mikropaläontologischen Untersuchungen noch nicht entscheiden ob die "blockführenden Schichten" mit dem oberösterreichischen Haller Schlier oder Robulus-Schlier korreliert werden sollten. Vom Hohlweg nördlich von Rohr bestimmte er unter anderem *Robulus inornatus*, *Planularia* sp., *Globigerina* sp. und *Cibicides* aff. *dutemplei*. FUCHS (1964) sprach sich vorerst für eine Korrelation des miozänen Schliers (er nannte dieses mit den "Blockschichten von Mauer" verzahnende Umgebungssediment "Jüngerer Schlier") mit dem Haller Schlier aus. Nach weiteren Vergleichsstudien der Mikrofauna (FUCHS, 1972: 215) nahm er aber eine Parallelisierung mit dem *Robulus*-Schlier vor, der ins untere Ottnangium gestellt wird (NN3-NN4, in PILLER et al., 2007). Das von C. RUPP (pers. Mitt.) bestimmte Probenmaterial aus der Mauer-Formation zeigte eine reiche, z.T. auch diverse Foraminiferen-Fauna. *Bolivina scitula* HOFMANN aus einem Intraklasten der Typuslokalität zeigt ein Ottnangium-Alter an. Schwammnadeln und Radiolarien sind selten.

Makrofossilien finden sich in umgelagerten Komponenten von Kalksandsteinen des unteren Eggenburgium, die eine reiche Molluskenfauna enthalten und in der Literatur schon früh beschrieben wurden (z.B. ABEL, 1904: 114). FUCHS (1964: 287) bezieht sich auf Bestimmungen von F. STEININGER und erwähnt *Glycymeris* (*Gl.*) cor, Isocardia subtransversa major, Cardium (C.) edule felsense und Diloma (O.) amedei. Jüngere Studien dieser Fauna stammen von AMRY (1994) und MANDIC & STEININGER (2003). Die nächstgelegenen anstehenden Vorkommen dieser Kalksandsteine finden sich 35 Kilometer entfernt im Nordosten der Mauer-Formation in Form der Fels-Formation (STEININGER, 1963a, b; 1971: 157ff.), nahe Fels am Wagram. Vom Hohlweg nördlich Rohr beschreibt ABEL (1904: 113) eine Lage mit reichlich Ostrea fimbrioides ROLLE, die aus heutiger Sicht aus der Pielach-Formation stammen müssen. Große Schollen aus der Pielach-Formation wurden jedenfalls wiederholt in der Mauer-Formation als Komponenten des Riesenblockwerks angetroffen.

Sedimentologie des Riesenblockwerks in der Mauer-Formation

Die Mauer-Formation wird zu großen Teilen von chaotischem, komponentengestütztem Riesenbockwerk mit Einzelblöcken bis über 6 m Durchmesser aufgebaut. Es gibt keine Schichtung, keine Gradierung und die Sortierung ist extrem schlecht. Die Komponenten sind großteils vollkommen eckig, z.T. auch kantengerundet bis sehr gut gerundet, wobei auch größere Blöcke keine Ausnahme bilden. Die Matrix besteht einerseits aus dem Grus von zur Zeit der Sedimentation offenbar bereits stark verwittertem Kristallinmaterial, andererseits aus submarin erodiertem Robulus-Schlier. Dieser tritt auch in Form plastisch verformter Schollen mit erhaltenen Sedimentstrukturen innerhalb des Riesenblockwerks auf. Außerdem finden sich große Schollen der unterlagernden Pielach-Formation sowie des Älteren Schliers des Egeriums. Letzterer ist gegenwärtig erst im Beckeninneren wieder im Anstehenden bekannt. Weiters gibt es makrofossil-führende Blöcke aus Kalksandsteinen der Fels-Formation des unteren Eggenburgiums, wie sie erst 35 km weiter im Nordosten im Anstehenden bekannt ist. Die chaotischen Riesenblockwerk-Ablagerungen können als submarine "debris flows" interpretiert werden. Eine Analyse der kristallinen Komponenten zeigt, dass das Material in den jeweiligen Aufschlusslokalitäten immer aus den nächstliegenden kristallinen Rahmengesteinen ableitbar ist. Entsprechend korrelieren auch die Schüttungsrichtungen mit dem heutigen Kristallinrelief, das gegenüber den Verhältnissen zur Zeit des Ottnangiums vermutlich nur wenig abgeflacht ist.

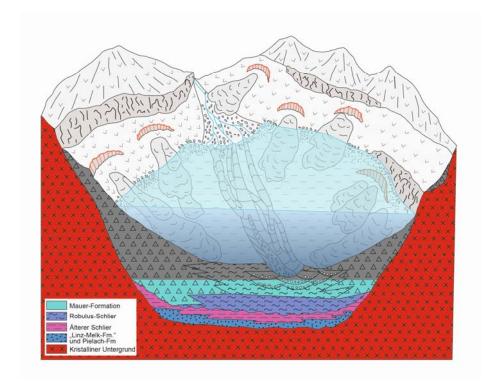


Abb. 6: Schematische Rekonstruktion des sedimentären Environments und der faziellen Beziehungen der Mauer-Formation.

Begleitfazies des Riesenblockwerks

Das Riesenblockwerk steht in direktem Kontakt mit verschiedenen geschichteten, sandig und kiesig dominierten Faziestypen (Abb. 6) die im Bereich nördlich Mauer (Hochstraße), wo reichlich gut gerundeter Feinkies in der Mauer-Formation auftritt, den Einfluss eines nahegelegenen fluviatilen Schüttungszentrums erkennen lassen. ELLISON (1942) und FUCHS (1964) kartierten aufgrund dieser Feinkiesvorkommen auf der Hochstraße fälschlich einen besonders hochgelegenen und alten, fluviatilen Kieskörper. Von besonderer Aussagekraft ist eine submarine Rinnenfazies (siehe Exkursionspunkt Pielachhäuser) aus mehrfach sich verschneidenden Rinnenfüllungskörpern mit z.T. ideal entwickelten "fining-upward" Abfolgen. Diese Rinnen zeigen, ebenso wie der regionale Korngrößentrend, einen Materialtransport gegen Ostsüdost an. Ungestört lagernder *Robulus*-Schlier findet sich ebenfalls im Nahbereich des Riesenblockschutts und verzahnt mit diesem (KRENMAYR, 2003b). Ebenso zeigt das Auftreten von kompakten Schlierpaketen in der sandig-kiesigen Rinnenfazies, dass die feinklastische Sedimentation nicht an distale Faziesbereiche gebunden war.

Die Mikrofaunen aus den Schlierschollen in den Riesenblockwerk-Ablagerungen sowie aus den anstehenden Schlierarealen im Bereich der Mauer-Formation haben alle Flachwassercharakter (seichtes Sublitoral), allerdings bei z.T. ungewöhnlich hohen Anteilen an planktonischen Foraminiferen (pers. Mitt. C. RUPP). Dadurch unterscheiden sie sich klar vom *Robulus*-Schlier des Beckenbereiches, der Faunen des tiefen Sublitorals enthält. In ihrem südöstlichen Verbreitungsgebiet verzahnt die Mauer-Formation mit der Prinzersdorf-Formation, die eine sandige Rinnen- und Gezeitenfazies repräsentiert und selbst in enger Wechsellagerung mit dem *Robulus*-Schlier steht. Mikropaläontologische Befunde ergeben für diesen einen flach- bis mindestens tiefneritischen Ablagerungsbereich, wodurch auch der Spielraum für die bathymetrische Interpretation der Mauer-Formation und der Prinzersdorfer Sande entsprechend eingeengt ist. Die Litoralfazies des unteren Ottnangiums am Kristallinrand wurde vollkommen erodiert.

Schwermineralogie

Eine Serie von sechs Schwermineralproben aus der Mauer-Formation und der Prinzersdorf-Formation (Bearbeitung C. PORPACZY) ergab in allen Proben einen hohen Granatanteil zwischen 34 % und 53 %, außerdem deutliche Gehalte von Apatit (4 bis 17 %), Hornblende (6 bis 12 %) und Staurolith (6 bis 11 %). Weites findet sich in allen Proben mit jeweils einigen Prozentpunkten Rutil und Turmalin; nicht in allen Proben vertreten sind Zirkon, Kyanit, Chlorit, Epidot und Zoisit. Mit Ausnahme des Stauroliths können alle genannten Schwerminerale aus den kristallinen Rahmengesteinen des näheren Umfeldes abgeleitet werden. Staurolith kommt erst viel weiter im Norden, in der Glimmerschieferzone im Grenzbereich Moldanubikum/Moravikum, sowie innerhalb des Moravikums im anstehenden Kristallin vor. Allerdings enthalten auch bestimmte Abschnitte der "Linz-Melk-Formation" Staurolith (u.a. in der Sandgrube am Wachberg bei Melk, ROETZEL et al., 1983). Sowohl sandig aufbereitete Sedimente der "Linz-Melk-Formation" als auch der heute im Raum Melk völlig erodierten Fels-Formation wurden

mit Sicherheit in großem Ausmaß in die Mauer- und Prinzersdorf-Formation umgelagert. Der Staurolith kann daher auch aus dieser Quelle abgeleitet werden. Vergleichsproben aus dem *Robulus*-Schlier und der "Hall-Formation" (Bearbeitung ebenfalls durch C. PORPACZY) zeigen trotz des – zumindest im Falle der "Hall-Formation" – eindeutig unterschiedlichen Liefergebietes aus dem Alpenkörper keine ins Auge springenden Unterschiede. Die Granatgehalte sind meist noch höher (über 50%) und die meisten übrigen Phasen sind in ähnlichen Anteilen vertreten wie im Falle der Sedimente am Massivrand. Nur Chlorit fehlt in der "Hall-Formation" immer und im *Robulus*-Schlier in manchen Proben, während Glaukonit in machen Proben der "Hall-Formation" hinzutritt. Offenbar hat der wenig stabile Chlorit den längeren fluviatilen Transportprozess vom Ostalpinen Kristallin über die Decken der Kalkalpen und Flyschzone hinweg bis ins Molassebecken nicht überdauert.

Tektonisch-eustatische Deutung der stratigrafischen Abfolge in Umfeld der Mauer-Formation

Es lassen sich fünf einzelne Schritte unterscheiden, die hier näher erläutert werden (siehe Schemazeichnungen in Abb. 7):

Schritt 1: Egerium (ohne Schemazeichnung)

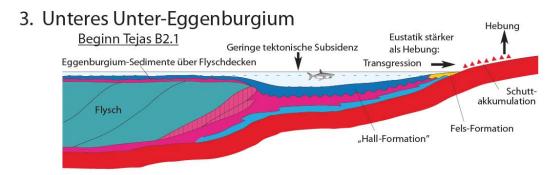
Aktive Deckentektonik bei der u.a. die Egerium-Schuppen der allochthonen Molasse bei laufender, syntektonisch aktiver Sedimentation gebildet werden. Die Vorlandplatte wird durch den vorrückenden Deckenstapel belastet und in die Tiefe gedrückt. Im Bereich des südlich gelegenen Orogenkeils findet über den Decken der nördlichen Kalkalpen im Egerium fluviatile Sedimentation statt ("Augenstein-Landschaft"). Sehr grobe Schüttungen mit ungeschichtetem, teilweise eckigem Blockwerk aus der Flyschzone und den Kalkalpen, etwas weiter gegen Nordosten, im Bereich Neulengbach (Ollersbach Konglomerat), belegen aber zumindest für diesen Bereich die Existenz eines alpinen Reliefs im nahen Hinterland (GEBHARDT et al., 2008).

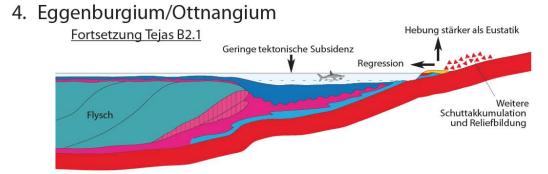
Schritt 2: Wende Egerium/Eggenburgium

Der Nordschub des alpinen Deckenstapels ist zur Ruhe gekommen. In der Folge konnte entsprechend dem Modell von ZWEIGEL (1998) eine viskoelastische Ausgleichsbewegung der Vorlandplatte einsetzen: An der Orogenfront findet nur mehr eine geringe tektonische Subsidenz statt, während am Nordrand der Paratethys Hebung einsetzt. Gleichzeitig führt eine starke eustatisch bedingte Regression (zwischen den sequenzstratigrafischen Zyklen Tejas B 1.5 und Tejas B 2.1, vgl. HAQ, 1991) zur Ausbildung einer ausgeprägten, beckenweiten Diskordanz, wobei auch submarine Erosion stattfindet (vgl. dazu in Bezug auf die Verhältnisse in der Molassezone von Oberösterreich WAGNER, 1996). Die Darstellung eines flachmarinen Sedimentationsraumes über den Flyschdecken in der Schemazeichnung ist hypothetisch.

1. Egerium synsedimentär aktive Deckentektonik

2. Wende Egerium/Eggenburgium Tejas B1.5/B2.1: Starke eustatische Regression Geringe tektonische Subsidenz Egerium-Sedimente über Flyschdecken Submarine Erosion Älterer Schlier Puchkirchener Serie Egerium-Schuppen





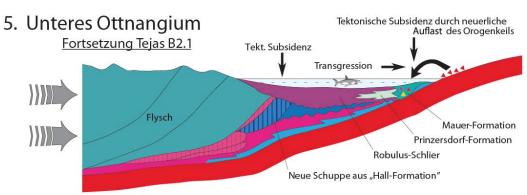


Abb. 7: Tektonisch-eustatische Deutung der stratigrafischen Abfolge im Umfeld der Mauer Formation (Erläuterung im Text).

Schritt 3: Unteres Unter-Eggenburgium

Beginn eines langen eustatischen Meeresspiegelanstiegs (Zyklus Tejas B 2.1) der im Untersuchungsgebiet die Hebung am Nordrand der Paratethys vorerst noch kompensiert bzw. übersteigt, wodurch die fossilreichen, marinen Sande und Kalksandsteine der Fels-Formation zur Ablagerung gelangen können. Diese sind rund 30 km gegen Nordosten, im Raum Fels am Wagram, ins untere Unter-Eggenburgium eingestuft, darüber folgt im oberen Unter-Eggenburgium eine pelitische Sedimentation ("Äquivalent des Haller Schliers" nach FUCHS et al., 1984). Möglicherweise beginnt nun als Ausdruck der viskoelastischen Ausgleichsbewegung der Vorlandplatte ein "forland bulge" (vgl. z.B. EINSELE, 1998: 319) nach Süden zu wandern, der im Kristallinmassiv eine erhöhte Reliefenergie bewirkt und zu beginnender Schuttakkumulation führt. Im Becken herrscht weiterhin schwache Subsidenz und die "Hall-Formation" wird abgelagert. Die Darstellung eines flachmarinen Sedimentationsraumes über den Flyschdecken in der Schemazeichnung ist hypothetisch. Weiter im Nordosten, im Raum Neulengbach, finden sich im Eggenburgium der allochthonen Molasse jedenfalls auch grobklastische Schüttungen aus den Flyschdecken und den Kalkalpen, die als "Fandelta"-Sedimente gedeutet werden (GEBHARDT et al., 2008).

Schritt 4: Eggenburgium-Ottnangium

Die fortgesetzte Hebung im Norden übersteigt nun den eustatischen Meeresspiegelanstieg (Fortsetzung Tejas B 2.1), der Sedimentationsraum der Fels-Formation fällt trocken und eine Aufarbeitung der Sande und Kalksandsteine findet statt. Diese zeitliche Eingrenzung beruht auf einer Parallelisierung mit dem weiter im Nordosten, im Raum Eggenburg und Maissau, an der Basis der ottnangischen Zogelsdorf-Formation nachweisbaren Erosionshiatus (ROETZEL et al., 1999: 43) und der Einstufung der Zogelsdorf-Formation ins Untere Ottnangium (PILLER et al., 2007: 155). Im Untersuchungsgebiet werden im Zuge dieser Regression Teile des kristallinen Untergrundes freigelegt. Am Kristallinmassiv erfolgt weitere Hebung, Reliefbildung und Schuttakkumulation, im Becken weiterhin langsame Subsidenz und die Sedimentation der "Hall-Formation" beziehungsweise des *Robulus*-Schliers. Die Ursache der offenbar kräftigen, reliefbildenden Hebung im Kristallinmassiv könnte, abgesehen von der erwähnten Möglichkeit eines nach Süden wandernden "foreland buldge", auch eine eher lokale Ursache in einer blockartigen Hebung des Krustenstücks zwischen Diendorfer Störung und der Parallelstörung im Raum Flinsbach haben. Die Darstellung eines weiterhin flachmarinen Sedimentationraumes über den Flyschdecken in der Schemazeichnung ist hypothetisch.

Schritt 5: Unteres Ottnangium

An der Wende Eggenburgium/Ottnangium wird eine weitere Molasseschuppe aus Sedimenten der "Hall-Formation" gebildet. Die damit verbundene Reliefgenese im alpinen Deckenkörper zeigt sich in submarinen Blockwerk-Ablagerungen innerhalb des unter-ottnangischen *Robulus*-Schliers am Beckensüdrand, südöstlich von Tulln (Blockmergel von Königstetten, Blockschichten vom Heuberg; z.B.: GÖTZINGER et al., 1954; GEBHARDT et al., 2008). Die neuerliche Auflast auf die Vorlandplatte und der fortgesetzte eustatische Trend (Meeresspiegelanstieg, Zyklus Tejas B 2.1) bewirken eine kräftige Transgression. Dadurch werden am

Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2013 – Melk

Beckennordrand die angesammelten Schuttmassen mobilisiert und in Form submariner Rie-

senblockwerk-Ströme (Mauer-Formation) verfrachtet. Fels-Formation und Älterer Schlier wer-

den dabei am Beckenrand vollständig aufgearbeitet, geringe Reste von Pielach-Formation und

"Linz-Melk-Formation" bleiben im Liegenden der Mauer-Formation erhalten.

Schlussfolgerungen zur tektonisch-eustatischen Deutung

1. Auch am passiven Rand eines klassischen Vorlandbeckens kann durch tektonische Ursa-

chen eine so ausgeprägte Reliefbildung stattfinden, dass es zur verbreiteten Ausbildung von

Riesenblockwerk-Ablagerungen kommt.

2. Die Ursache für den mehrfachen Wechsel von kurzfristigen Trans- und Regressionen im

Eggenburgium und Ottnangium der Paratethys liegt im Zusammenspiel von eustatischen und

tektonischen Prozessen.

3. Die verschiedenen Trans- und Regressionen zeigen in ihrer Abfolge innerhalb enger räum-

licher Grenzen (wenige 10er Kilometer) große Unterschiede, da die zugrundeliegenden tekto-

nischen Prozesse, nämlich die phasenhafte Deckenstapelung im alpinen Orogen, im Bereich

des eher kleinräumig strukturierten Musters von Hoch- und Tiefschollen im Bereich der Vor-

landplatte sehr differenzierte Auswirkungen hat.

4. Wahrscheinlich werden diese differenzierten Bewegungen entlang von Schollengrenzen

durch räumlich weiter gespannte viskoelastische Ausgleichsbewegungen der Vorlandplatte

überlagert.

Haltepunkt E1/3:

Mauer bei Melk

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Submarines Riesenblockwerk der Mauer-Formation (BMN M34 R:

682567, H: 343806, WGS84 E: 15°25'28,2", N: 48°13'44,5", Anriss an Forstweg östlich des

Seegrabens, ca. 650 m östlich von Mauer, ca. 240 m südsüdöstlich der Pfarrkirche von Mauer).

Lithostratigrafische Einheit: Mauer-Formation (Typuslokalität).

Tektonische Einheit: Autochtone Molasse.

Alter: Unteres Ottnangium.

Lithostratigrafische Einheit: Mauer-Formation (Typuslokalität).

229

Beschreibung des Aufschlusses

Dieser Aufschluss zeigt die Typusfazies der Mauer-Formation (Abb. 8, 9) und wurde auch als Typuslokalität für die lithostratigrafische Definition ausgewählt (KRENMAYR, 2003a). Erschlossen ist eine chaotische Masse aus Kristallinschutt und -blockwerk in einer sandig-pelitischen Matrix, wobei alle Übergänge zwischen matrix- und komponentengestützt auftreten. Das Größenspektrum der Komponenten reicht von Feinkies bis zu Riesenblockwerk. Der größte Block des Aufschlusses misst 5 m im Durchmesser. Die Komponenten sind meist vollkommen ungerundet, selten kantengerundet bis hin zu sehr gut gerundet, wobei auch größere Blöcke nicht ausgenommen sind.

Das kristalline Komponentenspektrum der Mauer-Formation beschränkt sich, je nach ihrem Verbreitungsgebiet, auf die unmittelbar benachbarten Rahmengesteine. So treten im Gebiet um Flinsbach ausschließlich Granulit und Serpentinit als Komponenten auf, während rund um Mauer Paragneis und Amphibolit dominieren, daneben treten auch Marmor und Grafit(schiefer) auf. Granulit fehlt hier hingegen vollständig!



Abb. 8: Aufschluss an der Typlokalität der Mauer-Formation.

Die Matrix besteht aus zerriebenen Komponenten, die zur Zeit der Sedimentation durch die terrestrische Verwitterung offenbar schon massiv entfestigt waren, teilweise ist auch aufgearbeiteter *Robulus*-Schlier am Matrixaufbau beteiligt. Das Sediment ist aber häufig oberflächennah so stark verwittert, dass die Matrix einheitlich lehmig ist. *Robulus*-Schlier ist auch in Form

von mehrere Meter großen, zerquetschten Schollen vorhanden, die in zahlreichen ähnlichen Aufschlüssen allerdings fehlen. Einzelne kleine Sandsteinkomponenten, die aus dem *Robulus*-Schlier resedimentiert wurden, lassen sich aber in vielen Aufschlüssen nachweisen. Stellenweise ist im Aufschluss anhand von reliktischen Sedimentstrukturen in den Schlierschollen erkennbar, dass diese die Kristallinkomponenten zähplastisch "umfließen". Das Sediment insgesamt zeigt jedoch keinerlei Schichtung, Gradierung oder sonstige Sedimentstrukturen.

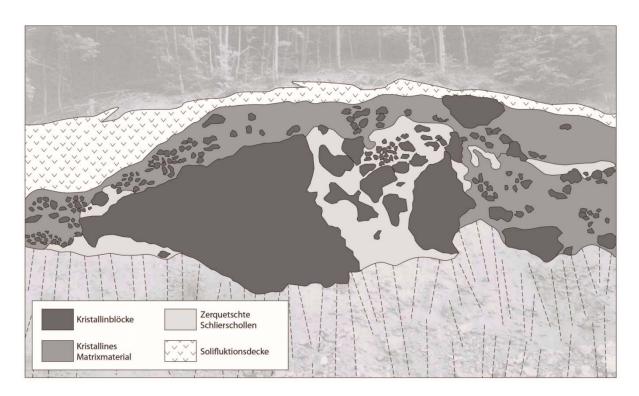


Abb. 9: Aufschlussskizze der Typuslokalität der Mauer-Formation (Grafik: P. Stromberger).

Die Bearbeitung einer Mikrofossilprobe (55/103/00-KR) aus der großen Schlierscholle im Zentralbereich des Aufschlusses durch C. RUPP brachte folgende Ergebnisse (h: häufig, s: selten, ss: sehr selten):

Allgemein: Probe recht reich, schlecht erhalten, Foraminiferen angelöst und deformiert.

Stratigrafie: Bolivina scitula HOFMANN u. a. sprechen für Ottnangium.

Ökologische Interpretation: Flachwasserfauna (seichtes Sublitoral).

Plankton (nur untergeordner vertreten): *Tenuitellinata angustiumbilicata*, *Globigerina praebulloides*, *G.* cf. praebulloides, *G.* ottnangiensis, *Globigerinoides primordius*, *Paragloborotalia acrostoma*, *Cassigerinella boudecensis*.

Benthos: Semivulvulina pectinata ss, Lenticulina inornata ss, Astacolus crepidulus ss, Plectofrondicularia digitalis ss, Hyalinonetrion clavata ss, Fissurina laevigata ss, F. obtusa ss, Palliolatella orbignyana ss, Bolivina concinna ss, B. scitula ss, B. cf. trunensis ss, Lapugyina cf. schmidi ss, Globocassidulina oblonga s, Angulogerina angulosa ss, Trifarina bradyi ss, Pappina cf. primiformis s, Bulimina elongata s, Fursenkoina acuta ss, Nodogenerina scripta ss, Cibicidoides lopjanicus ss, C. tenellus ss, Lobatula lobatula ss, Biapertorbis biaperturatus ss, Haynesina sp. ss, Nonion commune ns, Melonis pompilioides ss, Charltonina tangentialis ss, Hansenisca cf. soldanii ss, Hanzawaia boueana ss, Aubignyna sp. ss, Ammonia parkinsonia

h, A. tepida h, Porosononion granosum ss, Elphidium macellum ss, E. fichtelianum praeforme ss, E. subtypicum ss, E. glabratum ss, E. rugulosum ss und Elphidiella heteropora ss.

Sedimentologische Interpretation

Das aufgeschlossene Sediment wird als Produkt eines submarinen "debris-flows" interpretiert. Das dominierende Kristallinmaterial lag zur Zeit der Transgression im Unter-Ottnangium wohl bereits in Form von terrestrischem Verwitterungsschutt vor. Dieser wurde durch die marine Flutung mobilisiert (wobei auch ein Ausgangspunkt der "debris-flows" im subaerischen Bereich denkbar ist) und im Zuge des Transports mit gerundetem Material aus dem Brandungsbereich vermischt. Im submarinen Anteil des Transportweges sind außerdem große Schollen aus zähplastischem Schlier als Intraklasten hinzugekommen, die zerquetscht und teilweise in die Matrix aus kristallinem Verwitterungsschutt- und Grus eingearbeitet wurden.

Zur Pfarrkirche von Mauer mit spätgotischem Schnitzaltar

Die Wallfahrtskirche Mauer ist eine römisch-katholische Wallfahrtskirche in der zur Gemeinde Dunkelsteinerwald gehörenden Katastralgemeinde Mauer bei Melk. Sie ist der heiligenMaria Namen geweiht und dem Benediktinerstift Göttweig inkorporiert. Vom ältesten Kirchenbau ist heute nichts mehr erhalten. Möglicherweise war diese Kirche ursprünglich ein Holzbau. Die Besitzungen der Pfarre Mauer wurden im 14. und 15. Jahrhundert vergrößert. Von dieser Zeit stammt wahrscheinlich der älteste Teil der Pfarrkirche. Erst im späten 15. Jahrhundert wurde der hohe Chor angefügt. Die Kirche sollte im 15. Jahrhundert größer ausgebaut werden, doch die Reformation vereitelte weitere Bautätigkeit, weil die Herren von Albrechtsberg, die zu den Förderern gehörten, die neue Lehre angenommen hatten. In der letzten Bauphase wurde der spätgotische Turm errichtet. Gleichzeitig mit den Chor entstand die alte Sakristei in Verlängerung des nördlichen Seitenschiffes. In der Barockzeit wurde die Ausstattung der Kirche erneuert.

Von überregionaler, ja sogar internationaler Bedeutung, ist der spätgotische, mit 1509 datierte, holzsichtige Schnitzaltar, der – wohl um für den neuen Hochaltar aus 1756 Platz zu schaffen – an der inneren Nordwand, ohne die verloren gegangene Predella (Altarsockel), auf einer im 20. Jahrhundert nochmals neu errichteten Mensa steht. Dieser Altar wird häufig mit dem wesentlich bekannteren, höheren und früher datierten Retabelaltar (Retabel: Altaraufsatz) in Kefermarkt (1490-1497) im Mühlviertel in Verbindung gebracht, der ebenso durch die perfekte und höchst originelle Schnitztechnik seiner zahlreichen Figuren besticht. Das zentrale Altarbild, von unbekannter Meisterhand geschaffen, zeigt die Rosenkranzmadonna mit Jesuskind, flankiert von Gottvater und Heiligem Geist und einem über ihr schwebenden Kronenengelpaar. Unter ihr befindet sich eine äußerst lebhaft erscheinende Gruppe von Heiligen, Meister und Geselle der Schnitzwerkstatt sowie fünf Armen Seelen. Die Schnitzreliefs in den Altarflügeln, die von einem anderen Meister stammen, zeigen Szenen aus dem Leben Mariens. Der ehemals wohl eigenständige Altarauszug über dem zentralen Schrein wird einem dritten, ebenso unbekannten Meister zugeschrieben und zeigt eine Kreuzigungsgruppe, wobei die gewohnten

Assistenzfiguren Maria und Johannes Evangelist nachträglich durch die alttestamentarischen Propheten Zacharja und Jesaja ersetzt wurden. Die hier beschriebenen Informationen wurden LECHNER (2010) und WIKIPEDIA (2013) entnommen.

Literatur

ABEL, O. (1904): Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. - Jb. Geol. R.-A., 53, 91-140.

AMRY, D. (1994): Die Molluskenfauna aus dem Eggenburgium (Unter-Miozän) der "Blockschichten" (Felsformation) vom Raum Melk-Krems (Niederösterreich). – 73 S., Unpubl. Dipl.-Arbeit, Naturwiss. Fak. Univ. Wien.

BECKER, H. (1996): Geochemistry of garnet peridotite massifs from lower Austria and the composition of deep lithosphere beneath a Palaeozoic convergent plate margin. - Chem. Geol., 134, 49-65.

BECKER, H. (1997a): Petrological constraints on the cooling history of high-temperature garnet peridotite massifs in lower Austria. - Contr. Miner. Petr., 128, 272-286.

BECKER, H. (1997b): Sm-Nd garnet ages and cooling history of high-temperature garnet peridotite massifs and high-pressure granulites from Lower Austria. - Contr. Miner. Petr., 127, 224-236.

CARSWELL, D.A. & O'BRIEN, P.J. (1993): Thermobarometry and geotectonic significance of high-pressure granulites: examples from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. - J. Petr., 34, 427-459.

EINSELE, G. (1998): Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget. - 628 S., Springer Verlag.

ELLISON, F. (1936): Über das Tertiär um Loosdorf und Mauer östlich Melk, N.Ö. - Verh. Geol. B.-A., 1936, 139-143.

ELLISON, F. (1942): Das Tertiär von Melk und Loosdorf. - Mitt. Alpenländischen Geol. Vereins, 33, 35-86.

FRANK, W., HAMMER, S., POPP, F., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1990): Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmischen Masse: Proterozoische Gesteinsserien und Variszische Hauptorogenese. - Österr. Beitr. Met. Geoph., 3, 185-228.

FRIEDL, G., COOKE, R.A., FINGER, F., McNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. (2011): Timing of Variscan HP-HT metamorphism in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif: U-Pb SHRIMP dating on multiply zoned zircons from a granulite from the Dunkelsteiner Wald Massif, Lower Austria. - Miner. Petrol., 102, 63-75.

FUCHS, W. (1964): Tertiär und Quartär der Umgebung von Melk. - Verh. Geol. B.-A., 1964, 283-299.

FUCHS, W. (1972): Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. - Jb. Geol. B.-A., 115, 205-245.

FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse. - Jb. Geol. B.- A., 119, 1-43.

FUCHS, W., GRILL, R., MATURA, A. & VASICEK, W. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 38 Krems. - Geol. B.-A.

GEBHARDT, H., KRENMAYR, H.-G., ĆORIĆ, S. & ROETZEL, R. (2008): Grobklastika in der allochthonen Vorlandmolasse am Ostende der Alpen. Exkursionsführer PANGEO 2008. - J. Alpine Geol., 49, 137-154.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E. & ROSENBERG, G. (1954): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. – 150 S., Geol. B.-A.

GRILL, R. (1957): Aufnahmen 1956 auf den Blättern Krems an der Donau (38), Obergrafendorf (55) und St. Pölten (56). - Verh. Geol. B.-A., 1957, 29-32.

HAQ, B.U. (1991): Sequence stratigraphy, sea-level changes, and significance for the deep sea. - Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 12, 3-39.

HÖDL, R. (1901): Das untere Pielachtal, ein Beispiel eines epigenetischen Durchbruchtales. - Festschr. Gymn. VIII. Bez., 71 S., Wien.

HOLZER, H. (1964): Die Flinzgraphitvorkommen im außeralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs. - Verh. Geol. B.-A., 1964, 360-371.

JANOUŠEK, V., FINGER, F., ROBERTS, M.P., FRÝDA, J., PIN, C. & DOLEJŠ, D. (2004): Deciphering petrogenesis of deeply buried granites: whole-rock geochemical constraints on the origin of largely undepleted felsic granulites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. - Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci., 95, 141-159.

KRENMAYR, H.-G. (2003a): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 55 Obergrafendorf. - Jb. Geol. B.-A., 143, 351-353.

KRENMAYR, H.-G. (2003b): Bericht 2001 und 2002 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 55 Obergrafendorf. - Jb. Geol. B.-A., 143, 461-464.

KRÖLL, A., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2001): Strukturkarte der Molassebasis. - In: Geologische Themenkarten der Republik Österreich, Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete 1:200.000. - Geol. B.-A., Wien.

LECHNER, G.M. (2010): Der Schnitzaltar des Meisters von Mauer bei Melk. - 64 S., Verl. Schnell & Steiner, Regensburg.

LINNER, M. (2013): Metamorphoseentwicklung und Deckenbau des Moldanubikums mit Fokus auf den Raum Melk – Dunkelsteinerwald. - Dieser Band.

MANDIC, O. & STEININGER, F.F. (2003): Computer based mollusc stratigraphy - a case study from the Eggenburgian (Lower Miocene) type region (NE Austria). - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 197, 263-291.

MATURA, A. (1984): Das Kristallin am Südostrand der Böhmischen Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 127, 13-27.

NEUBAUER, F. (1990): Kinematics of variscan deformation in the Moldanubian Zone, southern Bohemian massif: preliminary results from the Danube section. - Österr. Beitr. Met. Geoph., 3, 57-76.

PETRAKAKIS, K. (1997): Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. - J. metamorphic Geol., 15, 203-222.

PILLER, W.E., HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. (2007): Miocene Central Paratethys stratigraphy - current status and future directions. - Stratigraphy, 4, 151-168.

ROETZEL, R., HOCHULI, P. & STEININGER, F. (1983): Die Faziesentwicklung des Oligozäns in der Molassezone zwischen Krems und Wieselburg (Niederösterreich). - Jb. Geol. B.-A., 126, 129-179.

ROETZEL, R., MANDIC, O. & STEININGER, F.F. (1999): Lithostratigraphie und Chronostratigraphie der tertiären Sedimente im westlichen Weinviertel und angrenzenden Waldviertel. - In: ROETZEL, R. (Red.): Arbeitstagung Geologische Bundesanstalt 1999. - 38-53, Geol. B.-A.

STEININGER, F. (1963a): Die Molluskenfauna aus dem Burdigal (U-Miozän) von Fels am Wagram in Niederösterreich: (Vorläufige Mitteilung). - Verh. Geol. B.-A., 1963, 33-39.

STEININGER, F. (1963b): Die Molluskenfauna aus dem Burdigal (Unter-Miozän) von Fels am Wagram In Nieder-österreich. - Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 110 (Abh. 5), 1-88.

VELLMER, C. (1992): Stoffbestand und Petrogenese von Granuliten und granitischen Gesteinen der südlichen Böhmischen Masse in Niederösterreich. - 111 S., Diss. Univ. Göttingen.

WAGNER, L.R. (1996): Stratigraphy and hydrocarbons in the Upper Austrian Molasse Foredeep (active margin). - In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. - EAGE Spec. Publ., 5, 217-235.

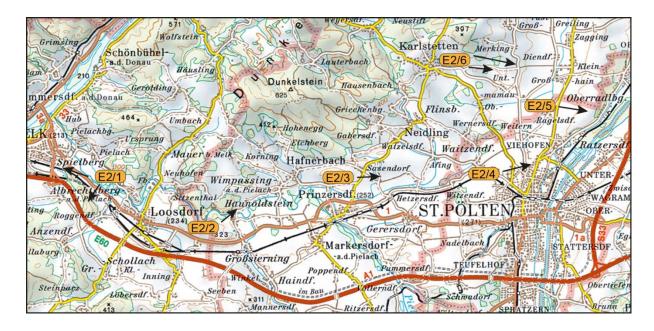
WESSELY, G. (1987): Mesozoic and Tertiary evolution of the Alpine-Carpathian foreland in eastern Austria. - Tectonophysics, 137, 45-59.

WIKIPEDIA (2013): http://de.wikipedia.org/wiki/Wallfahrtskirche Mauer. - abgefragt am 24.07.2013.

ZWEIGEL, J. (1998): Eustatic versus tectonic control on foreland basin fill: Sequence stratigraphy, subsidence analysis, stratigraphic modelling and reservoir modelling applied to the German Molasse basin. - Contr. Sed. Geol., 20, 1-140.

Exkursion E2 – Fazies und Stratigrafie der oligozänen und miozänen Sedimente in der alpinen Vortiefe auf den Blättern 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten Mittwoch, 25.09.2013

S. ĆORIĆ, R. ROETZEL, H. G. KRENMAYR & H. GEBHARDT



Übersichtskarte mit Exkursionsstopps: Ausschnitt aus der ÖK 1:200.000, AMAP.

Haltepunkt E2/1:

Melk - Wachberg - Sandgruben der Quarzwerke Österreich

(Bearbeiter: R. ROETZEL, H. G. KRENMAYR, M. HEINRICH & M. HARZHAUSER)

Ortsangabe: ÖK 55 Ober-Grafendorf.

Sandgruben der Fa. Quarzwerke am Wachberg, ca. $2.000\,\mathrm{m}$ südöstlich vom Stift Melk, ca. $500\,\mathrm{m}$ südlich von Spielberg (BMN M34 R: 677507, H: 343069, WGS84 E: $15^{\circ}21'23,5''$, N: $48^{\circ}13'18,6''$) und ca. $800\,\mathrm{m}$ nordwestlich von Roggendorf (BMN M34 R: 678512, H: 341449, WGS84 E: $15^{\circ}22'13,1''$, N: $48^{\circ}12'26,6''$).

Themen: Regressive Phase in Melker Sanden, Megasets einer offenen Schelffazies.

Lithostratigrafische Einheiten: Pielach-Formation, "Linz-Melk-Formation".

Alter: Oligozän-Untermiozän: Kiscellium, Egerium.

Einleitung

Die seichtmarinen Ablagerungen der "Linz-Melk-Formation" (Linzer Sande, Melker Sande) aus dem Kiscellium bis Egerium (Oligozän-Untermiozän) sind am gesamten Süd- und Südostrand der Böhmischen Masse in Ober- und Niederösterreich zwischen Peuerbach und Krems verbreitet. Lokal treten im Liegenden dieser Sande pelitreiche Sedimente der "Pielach-Formation" (Pielacher Tegel) auf.

Die Sande um Melk wurden erstmals im Zuge der frühen Kartierungsarbeiten (CŽJŽEK, 1853) und des Baus der Kaiserin Elisabeth-Westbahn zwischen Linz und Wien (WOLF, 1859) beschrieben. Der Begriff "Melker Sand" fiel zum ersten Mal bei ABEL (1904: 112), wobei in dieser Arbeit auch der Begriff "Melker Schichten" als gemeinsamer Begriff für die Sande und Tegel (später Pielacher Tegel) zum erstmals verwendet wurde (ABEL, 1904: 109). Auch ELLISON (1942) verwendete den Begriff "Melker Schichten", fasste jedoch darin im Gebiet um Loosdorf und Mauer nicht nur Pielacher Tegel und Melker Sand, sondern auch Kalkmergel (Älterer und Jüngerer Schlier) und Blockschichten (von Mauer) zusammen. Die Zweiteilung der Melker Sande im Gebiet zwischen Krems und Loosdorf wurde erstmals von NOWACK (1921: 41, Fig. 1) bemerkt, der diese Sande in einen "Unteren Melker Sand" und einen "Oberen Melker Sand" gliederte. Auch GRILL (1956: 43) fand bei seiner Kartierung auf den Blättern Krems, Ober-Grafendorf und St. Pölten in den Gruben "feine, resche, etwas glimmerige weiße Quarzsande im tieferen Teil des Profils" und "bräunlichen, groben Sand" im "höheren Teil". W. FUCHS interpretierte diese lokalen lithologischen Unterschiede später in chronostratigrafischer Weise und sprach in diesem Zusammenhang zuerst (FUCHS, 1962) vom "älteren, chattischen Anteil" der Melker Sande und dann (FUCHS, 1968) von Älteren Melker Sanden und Jüngeren Melker Sanden. FUCHS (1972: 210, 212) selbst zitierte GRILL (1956) als Erstautor der Begriffe "Ältere Melker Sande" und "Jüngere Melker Sande", dies jedoch missverständlich, da Grill in seiner Arbeit nur von unterschiedlicher Lithologie im "tieferen Teil" und "höheren Teil" der Schichtfolge schrieb.

In der Arbeit von NOWACK (1921) erfolgte auch erstmals die Nennung der Pielacher Tegel (NOWACK, 1921: 38) und des Älteren Schliers. Zuvor wurden die Tegel in der Umgebung von Pielach bei Melk wegen der Einschaltungen von Kohlelagen und ihres Molluskenreichtums erwähnt und von POŠEPNÝ (1865: 165) als Tegel und sandige Tegel, bzw. von. FUCHS (1868: 216) als Tertiärschichten mit *Cerithium margarithaceum* bezeichnet. Für die Linzer und Melker Sande bzw. Pielacher Tegel schlugen KRENMAYR & ROETZEL (2000b) eine lithostratigrafische Formalisierung und die Bezeichnungen "Linz-Melk-Formation" bzw. "Pielach-Formation" vor. Diese ist zwar bisher offiziell nicht erfolgt, die Begriffe fanden jedoch nun in der neuen geologischen Karte Blatt 55 Ober-Grafendorf bereits Verwendung (SCHNABEL et al., 2012).

Geologie am Wachberg und in den Tunneln der Neuen Bahn

Am Wachberg südöstlich von Melk befindet sich zwischen der Autobahn im Süden und dem Pielachtal im Norden ein großes, langgestrecktes Quarzsand-Vorkommen der "Linz-Melk-Formation" (Melker Sande), das von unterpleistozänen Terrassenschottern überlagert wird. Im Bereich des Ostportals des neuen Bahntunnels liegen die Sande direkt auf Paragneis der Gföhl-Einheit und beim Ostportal des alten Tunnels wurden unter den Sanden die fossilführenden Pelite der "Pielach-Formation" (Pielacher Tegel) angetroffen (WOLF, 1859; FUCHS, 1964). Beim Bau des neuen Tunnels wurde im Westabschnitt eine 5 bis 10 m breite, ungefähr West-Ost streichende Störungszone mit staffelförmigen Abschiebungen gegen Nord bis Nordost angefahren (WEIDINGER, 1997; FÜRLINGER & STADLMANN, 2002). Diese Störungszone trennt vermutlich einen höher gelegenen, südlichen Teil des Wachberges vom nördlichen, grabenartig eingesenkten Teil, wo in den dort mindestens 90 m mächtigen Sanden in bis zu 44 m tiefen Prospektionsbohrungen die kristalline Basis nicht erreicht wurde. Auch in dem südlich von Melk gelegenen Melker Tunnel der Neuen Bahn wurde beim Bau die komplette oligozane Schichtfolge angetroffen (HARZHAUSER & MANDIC, 2001; FÜRLINGER & STADLMANN, 2002). Dort liegen über den im Westen aufragenden und durch die Diendorfer Störung stark zerscherten Paragneisen und Amphiboliten östlich anlagernd die Pelite der "Pielach-Formation". Die mit 10° bis 15° gegen Ost bis Nordost einfallenden tonig-siltigen Sedimente werden nach Osten von den Sanden der "Linz-Melk-Formation" überlagert. Die Transgressionsfläche auf das Kristallin ist durch Abschiebungen tektonisch nachbewegt. Die rund 25 m mächtigen, dunkelgrauen bis blaugrauen Tone und Silte der "Pielach-Formation" enthalten besonders im Übergangsbereich zum Melker Sand verstärkt Einschaltungen sandiger Lagen. Kennzeichnend sind in den Peliten mehrere Schillhorizonte, die am häufigsten Acanthocardia bojorum und Anadara diluvii gemeinsam mit Crassostrea fimbriata, Perna aquitanica, Polymesoda subarata sowerbii, Euspira helicina und Calyptraea chinensis enthalten. Zusätzlich treten Lagen mit nahezu monospezifischen Massenvorkommen aus Hydrobia sp., Tympanotonos margaritaceus, Turritella venus, Perna aquitanica oder Crassostrea fimbriata auf (HARZHAUSER & MANDIC, 2001).

Sandgrube am Wachberg östlich Melk

In der westlichen Grube am Wachberg, nahe des westlichen Portals des alten Bahntunnels, ist eine mehr als 50 m mächtige Abfolge der "Linz-Melk-Formation" aufgeschlossen (Abb. 1, vgl. ROETZEL et al., 1983). In dem derzeit bei der nördlichen Grubeneinfahrt aufgeschlossenen basalen Bereich beginnt die Schichtfolge mit ca. 13 m einheitlichen, gelbbraunen bis gelbgrauen Feinsanden, feinsandigen Mittelsanden und Mittelsanden. Vereinzelt sind in 30 bis 40 cm mächtigen und oft lateral auskeilenden Sandkörpern Schrägschichtungsstrukturen erhalten, die einen überwiegenden Transport gegen Südwest bis Nordwest belegen. Die Sande beinhalten 10 bis 30 cm mächtige und lateral 1 bis 3 m verfolgbare Grobsand- und Feinkieslinsen, die manchmal als Bottomsets dieser undeutlich flach schräggeschichteten Körper zu erkennen sind. Dazwischen sind auch 10 bis 20 cm mächtige, vorwiegend durch *Ophiomorpha*

verwühlte Horizonte eingeschaltet. Die Verwühldichte nimmt in den oberen 2 m deutlich zu, wobei dort vor allem Spuren von Seeigeln und Einzelklappen von dickschaligen Bivalven auffallen. In einigen Bereichen dieser basalen Sande ist eine beginnende Bildung von kugelförmigen Konkretionen zu beobachten (Abb. 2).

Darüber setzt die Schichtfolge mit mehr als 4 m gelbbraunen bis gelbgrauen Mittel- bis Feinsanden fort. In diesem Abschnitt dominieren 25 bis 45 cm mächtige, intern schräggeschichtete Körpern mit grobsandig-kiesigen Bottomsets und manchmal kiesbelegten Leeblättern.

Über diesem liegenden Bereich tritt ein nahezu im gesamten Grubenareal verfolgbarer, 5 bis 7 cm mächtiger, z.T. lignitischer Ton und Kohleton auf, von dem ein Wurzelhorizont in unterschiedlicher Dichte mindestens 0,5 m in den darunter liegenden Sand reicht (Abb. 1). Dieser Horizont wurde auch im neuen Bahntunnel angetroffen. Über dem lignitischen Horizont folgen, eingebettet in ca. 5 m mächtige, gut bis sehr gut sortierte Feinsande und mittelsandige Feinsande, mehrere Molluskenschillhorizonte. Die unbestimmbaren Schalen der Individuen sind vollkommen gelöst und nur mehr als limonitische Verfärbungen erhalten (Abb. 1). Auszählungen in dem unteren Schillhorizont zeigten, dass 25 % der Bivalven doppelklappig, 70 % der Einzelklappen mit der Wölbung nach unten und nur 5 % mit der Wölbung nach oben eingebettet sind. Die manchmal undeutlich schräggeschichteten Feinsande wechseln mit tonig-siltigen, z.T. lignitischen Lagen und grobsandig-kiesigen Einschaltungen, die mitunter fossile Hölzer mit *Teredo* enthalten.

In dem darüber folgenden, stark verwühlten, gelbgrauen bis graugelben, 4 bis 5 m mächtigen Feinsandhorizont sind die gehäuft vorkommenden, kugelförmigen Konkretionen mit Durchmessern bis 60 cm bemerkenswert. Diese wahrscheinlich frühdiagenetischen Konkretionen bildeten sich um organogene Kerne, meist um einen Molluskenrest oder einen großen Grabgang.

Die weitere, sehr einförmige, ca. 17 m mächtige Schichtfolge aus gelbgrauen bis gelbbraunen Fein- bis Mittelsanden wird von zwei 50 bis 80 cm mächtigen, sehr massiven Konkretionshorizonten unterbrochen. Aus diesen Horizonten stammt eine schlecht erhaltene Bivalven- und Gastropodenfauna mit *Perna aquitanica*, *Glycymeris latiradiata*, *Crassostrea fimbriata*, *Habecardium tenuisulcatum*, *Arctica rotundata* und *Macrocallista beyrichi* sowie *Jujubinus* aff. *multicingulatus*, *Granulolabium plicatum*, *Tympanotonos margaritaceus*, *Euspira* cf. *helicina* und *Euthriofusus* cf. *szontaghi* (ROETZEL et al., 1983; HARZHAUSER & MANDIC, 2001).

Direkt im Liegenden des oberen Konkretionshorizonts sind in den Sanden mehrere 30 bis 55 cm mächtige, schräggeschichtete Sets zu finden, deren Leeblätter auf einen Transport gegen Westen bis Nordwesten weisen. Das Hangende des Aufschlusses bilden weitere 20 m Fein- bis Mittelsande, in denen ca. 1 bis 2,5 m mächtige, schräggeschichtete Megasets auffallen. Auch hier weisen die Schrägschichtungen auf eine Nordwest-gerichtete Strömung. Der Schwermineralgehalt der Sande am Wachberg ist mit 0,03 % bis 0,4 % äußerst gering. Das Spektrum der durchsichtigen Schwerminerale ist sehr homogen und wird von Granat neben Kyanit, Staurolith und Turmalin, manchmal auch Epidot dominiert. Obwohl der Melker Sand

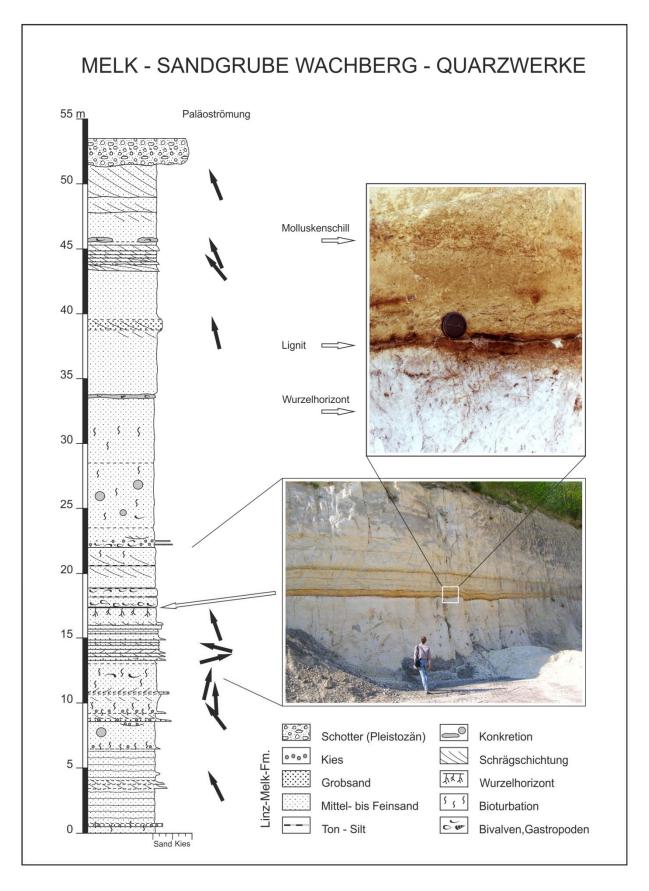


Abb. 1: Säulenprofil Sandgrube Melk-Wachberg mit Übersichts- und Detailfoto des Regressionshorizonts und Daten zu den Paläoströmungsrichtungen.

meist nicht zementiert ist, ist er durch die schlechte Rundung und gute Verzahnung der Einzelkörner in Verbindung mit einer starken mechanischen Verdichtung verfestigt. Dadurch ist der Sand in der Regel sehr standfest und ermöglicht in der Natur meistens steile Böschungswinkel (FÜRLINGER & STADLMANN, 2002). In manchen Bereichen, wie z.B. in dieser Grube in der Nähe der Diendorfer Störungszone, sind die Sande häufig von einem engen und steil stehenden Kluftnetz durchzogen. Die Kluftflächen fallen hier mit 60° bis 85° gegen NNW (340-350) und S bis SE (140-188) ein. Anhand von Leithorizonten, wie z.B. dem Lignithorizont, sind in der Grube auch Horst-Graben Strukturen mit Abschiebungen bis zu mehreren Metern zu erkennen.

Sandgruben am Wachberg nordwestlich von Roggendorf

Die hangende Fortsetzung der Schichtfolge in der Grube östlich Melk findet man in großen Gruben der Quarzwerke am südöstlichen Ende des Wachberges, nordwestlich von Roggendorf. Dort dominieren in den gelbbraunen bis gelbgrauen, feinsandigen Mittelsanden große, intern schräggeschichtete Sets, meist mit Mächtigkeiten zwischen 1,2 und 2 m. In einem Fall ist sogar ein mindestens 3,2 bis 5,5 m mächtiges, intern schräggeschichtetes Megaset aufgeschlossen, dessen Leeblätter mehrfach von Reaktivationsflächen durchschnitten werden (Abb. 3, KRENMAYR & ROETZEL, 2000a). Dieser große, keilförmige Schrägschichtungskörper hat eine Länge von mindestens 100 m. Die einheitlichen, ebenflächigen bis sigmoidalen Schrägschichtungsblätter sind durch etwas siltreichere Lagen hervorgehoben und weisen meist auf eine Schüttung gegen Südwest bis West, selten auch gegen Nordwest. Innerhalb der Sets sind schichtparallele Horizonte mit zyklisch auftretender, dichter Verwühlung durch Seeigel bemerkenswert.



Abb. 2: Beginnende Konkretionsbildung in der Sandgrube Melk-Wachberg.

Unterhalb der derzeitigen Sandgrube am südöstlichen Ende des Wachberges, nordwestlich von Roggendorf, wurde 1944 eine unterirdische Stollenanlage für die Rüstungsindustrie (Kugellagerwerk der Steyr-Daimler-Puch AG) errichtet. Diese Stollen wurden von ca. 15.000 Zwangsarbeitern und KZ-Häftlingen aus dem KZ Melk unter unmenschlichen Bedingungen gebaut. Der Stollenbau kostete etwa 5.000 Menschen das Leben. Der Verein ARGE QUARZ bemüht sich nun die Geschichte dieser Stollenanlage aufzuarbeiten (www.quarzroggendorf.at).



Abb. 3: Bis zu 5,5 m mächtiges, intern schräggeschichtetes Megaset einer submarinen Gezeitendüne in der Sandgrube NW Roggendorf.

Interpretation

Die Tone und sandigen Silte der "Pielach-Formation", wie sie im Tunnel Melk oder auch im Stauraum des Kraftwerks Melk an der Basis der "Linz-Melk-Formation" aufgeschlossen waren, können aufgrund der Molluskenfaunen als Ablagerungen geschützter Lebensräume von Lagunen und Ästuaren interpretiert werden (HARZHAUSER & MANDIC, 2001). Diese entstanden im Kiscellium am Beginn der oligozänen Transgression in Buchten am Rand der Böhmischen Masse. Dort waren ausgedehnte Schlammflächen von flachen Küsten begrenzt, wo typische Schlammküsten-Bewohner mit Arten des seichten Sublitorals siedelten. Aus den - wahrscheinlich Mangroven gesäumten - Küsten stammen die Schlammschnecken *Tympanotonos margaritaceus* und *Granulolabium plicatum*. Ihre modernen Verwandten leben heute in dichten Populationen in und über der Gezeitenlinie und weiden Algen ab. Ihre leeren Schalen werden gerne von Einsiedlerkrebsen besiedelt und verschleppt. Die Schlammküste war

auch Lebensraum der Auster *Crassostrea fimbriata*, die aufgrund ihrer stabilen Calcitschalen zu den häufigsten Fossilien der "Pielach-Formation" und "Linz-Melk-Formation" gehört. Auch die Herzmuschel *Acanthocardia bojorum* ist ein typisches Fossil der ehemaligen Schlammküste. Die Riesenmiesmuschel *Perna aquitanica* besiedelte wahrscheinlich felsigere Habitate im Küstenbereich und war wie die modernen Miesmuscheln, zumindest als Jungtier mit Byssus angeheftet. In der vorgelagerten Sandküste in wenigen Zehnermetern Wassertiefe lebten seicht grabende Muscheln wie *Glycymeris latiradiata* und *Arctica rotundata*.

Mit Fortschreiten der Meerestransgression wurden über den lagunären Sedimenten sandige Ablagerungen des Litorals und seichten Sublitorals abgelagert. Die in der Grube Melk aufgeschlossene Schichtfolge beginnt knapp vor einer Regressionsphase mit seichtmarinen, strandnahen Sanden, die teilweise auch aus subaquatischen Dünen hervorgegangen sind.

Hinweise auf die danach folgende regressive Phase und die Ablagerung in einem vermutlich lagunären Seichtwasserbereich sind die lignitischen Tone und Kohletone mit einem basalen Wurzelhorizont und mehrere Molluskenschillhorizonte. Eine sehr geringe Strömungsgeschwindigkeit während der Ablagerung der Schille lässt sich aus der bevorzugten Einregelung der Einzelklappen mit der Wölbung nach unten erkennen (nach FUTTERER, 1978: 8,2 bis 19,2 cm/sec.)

Durch die palynologische Bearbeitung der Kohletone durch P. HOCHULI (in ROETZEL et al., 1983) ist die Einstufung in das unterste Egerium (tiefe NG.Z.I) wahrscheinlich, womit die Korrelation mit den ebenfalls während einer regressiven Phase abgelagerten Kohletonen und Klebsanden in der Grube am Hermannschacht, nordwestlich von Statzendorf möglich ist. Mit der darüber wieder einsetzenden Transgression werden zuerst Sande im eher niedrigenergetischen litoralen Bereich abgelagert, worauf auch die stärkere Verwühlung der Sande ein Hinweis sein kann.

Die beiden Konkretionshorizonte in der Grube Melk, in denen ehemals die meisten Fossilien gefunden werden konnten, sind wahrscheinlich Reste ehemaliger Schillhorizonte, die bei Stürmen abgelagert wurden. Die daraus stammenden Molluskenfaunen zeigen zusammengeschwemmte Assoziationen in denen vor allem Arten des Litorals und seichten Sublitorals auftreten. Typische grabende Formen aus dem Küstenbereich, wie Mytilidae und Potamididae treten gemeinsam mit sublitoralen Elementen wie *Arctica rotundata* und *Euthriofusus* cf. *szontaghi* auf (vgl. ROETZEL et al., 1983; HARZHAUSER & MANDIC, 2001).

Im oberen Profilteil sind durch die schräggeschichteten Sandkörper submarine Dünenfelder eines flachen Schelfgebietes dokumentiert, die sowohl in der westlichen Grube am Wachberg als auch in den östlichen Gruben bei Roggendorf auftreten. Diese Megasets im hangendsten Bereich der Schichtfolge lassen eine weitere Vertiefung des Ablagerungsbereiches und eine bevorzugte Paläoströmung gegen Südwest bis Nordwest erkennen.

Da Sohlformen maximal die Höhe von 1/5 der Wassertiefe erreichen können in dem sie gebildet werden, muss diese – bezogen auf das 5,5 m mächtige Set – bis zu 30 m erreicht haben. Zahlreiche Detailbeobachtungen (und eindeutige Befunde in den zeitgleichen Sanden im

Raum Linz - Prambachkirchen in Oberösterreich) sprechen für das Vorhandensein von Gezeitenströmungen zur Zeit der Sedimentation. Diese erfuhren im Raum Melk, wo die südlich gelegenen Kristallinareale vermutlich als Inseln über die Meeresoberfläche aufragten, möglicherweise eine starke Fokussierung, womit die großen Setmächtigkeiten in diesem Bereich erklärt werden können (KRENMAYR & ROETZEL, 2000a).

Die Gewinnung und Aufbereitung von Quarzsand im Raum Melk

Die Quarzwerke Österreich GmbH (www.quarzwerke.at) sind eine Tochtergesellschaft der international tätigen Quarzwerke Gruppe mit Sitz in Frechen, Deutschland. Der Unternehmensschwerpunkt liegt in der Gewinnung, Aufbereitung und Veredelung der Industrieminerale Quarz, Feldspat und Kaolin. In Österreich werden laut dem Österreichischen Montan-Handbuch (BMWFJ, 2012) die Werke Melk und St. Georgen an der Gusen sowie zwölf Abbaustandorte betrieben. In Niederösterreich sind dies die Abbaue Karl-stetten, Wieland, Ober- und Unterwölbling (Hermannschacht), Winzing-Kleinrust (alle ÖK 50 Blatt 38 Krems) sowie Pöverding, Reithen III, Roggendorf, Neubach, Spielberg und Melk-Wachberg (alle ÖK 50 Blatt 55 Ober-Grafendorf), durchwegs mit Ziel auf die Feldspat führenden, quarzreichen Sande der "Linz-Melk-Formation".

Im Werk Melk werden etwa 350.000 Tonnen Sand pro Jahr in verschiedenen Körnungen erzeugt, die in vielerlei Bereichen eingesetzt werden: in der Glasindustrie (Hohlglas, Grün- und Braunglas), in der Bauchemie (Fliesenkleber, Betonsanierung) und Gießereiindustrie, als Strahl-, Filter- und Fugensand, als Bausand (Estrich-, Putz- und Mauersand, Schleif- und Reibsand), sowie als Spiel- und Sportsande und nicht zuletzt im Hochwasserschutz. Weißglasqualität wird derzeit nur im Werk St. Georgen an der Gusen (Oberösterreich) erzeugt. Die Veredelung der Rohsande erfolgt in einer mehrstufigen Aufbereitung durch Vorreinigung in der Rohsandsiebmaschine, durch Reibwäsche zur Befreiung von Tonmineralen, danach folgt die Vor- und Hauptentschlämmungsstufe. Zur Aufteilung des gereinigten Sandes nach Korngrößen wird eine Aufstromklassierung im Hydrosizer eingesetzt: der grobe Sand sinkt ab, der feinere Sand fließt über den Behälterrand. In der Flotationsanlage, die derzeit nur in St. Georgen in Betrieb ist, wird der Feldspat vom Quarz getrennt. Danach erfolgt die Entwässerung und allenfalls eine Feuertrocknung (Drehrohr- oder Wirbelschichtanlage) auf weniger als 0,1 % Restfeuchte.

Haltepunkt E2/2:

Pielachhäuser (Mauer-Formation)

(Bearbeiter: H. G. KRENMAYR)

Ortsangabe: ÖK 55 Ober-Grafendorf.

Aufschlusswand einer ehemaligen Kiessandgrube in einem Garten der Ortschaft Pielachhäu-

ser (BMN M34: R: 684805, H: 341066, WGS84 E: 15°27'18,1", N: 48°12'17,4").

Thema: Grobklastische submarine Rinnenfazies der Mauer-Formation am Nordrand des Molassebeckens.

Lithostratigrafische Einheit: Mauer-Formation.

Alter: Unteres Ottnangium.

Eine allgemeine Einführung zur Mauer-Formation finden sie im Exkursionsführer zur Exkursion am 23.09.2013 (E1/3).

Beschreibung des Aufschlusses

Der ehemalige Kiessandabbau erschließt eine Fazies aus zahlreichen sich verschneidenden Rinnenfüllungen (Abb. 4, 5). Die einzelnen Rinnen sind einige Meter bis wenige Zehnermeter breit und zeigen eine Füllung aus teilweise ungeschichteten Fein- bis Mittel-kiespaketen mit gröberen Geröllen und einzelnen Kristallinblöcken bis ca. 50 cm Durchmesser. Außerdem sind Grob- und Mittelsandpakete mit ebener Lamination, die der Rinnenmorphologie folgt, sowie vereinzelten, die Rinnenbasis markierenden, intern laminierten, massiven Pelitlagen und -paketen, die stellenweise flame structures zeigen und auch zu Pelitklasten-Schutt aufgearbeitet sein können, aufgeschlossen. Im Komponentenspektrum finden sich neben Material aus den kristallinen Rahmengesteinen auch vereinzelt Klasten aus Älterem Schlier (Egerium), makrofossilreiche Kalksandsteine der Fels-Formation (unteres Eggenburgium) und reichlich resedimentierte Splitter von aragonitischen Molluskenschalen. Beim sandigen Material handelt es sich wahrscheinlich großteils um resedimentierte Melker Sande sowie Sande der heute völlig erodierten Fels-Formation.

Einige Rinnenfüllungen zeigen eine interne Korngrößenabnahme von Liegend nach Hangend ("fining-upward"). Aus der Orientierung der Rinnenachsen, dem Einfallen der Laminae im Bereich eines Rinnenbodens und vereinzelten schräggeschichteten Sandkörpern kann eine Schüttung des Materials von WNW nach ESE abgeleitet werden. Aufschlüsse entlang der Zufahrtsstraße zu einer neuen Siedlung oberhalb des gegenständlichen Aufschlusses zeigten, dass die Fazies im Hangend zunehmend sandiger entwickelt ist und nur noch einzelne, geringmächtige Sedimentkörper mit kiesigem Material und vereinzelten gröberen Komponenten auftreten. Der "fining-upward" -Trend setzt sich also fort.

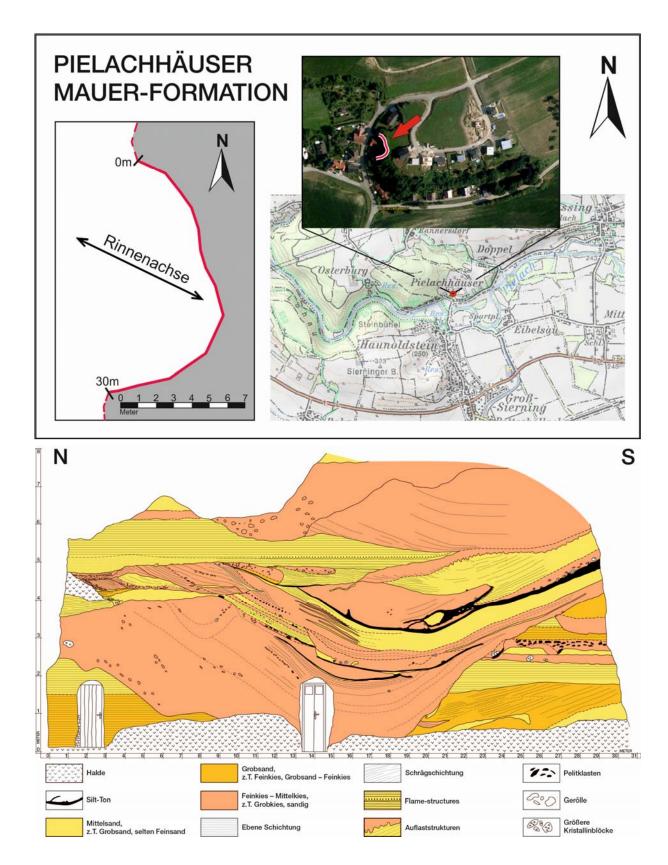


Abb. 4: Lage (oben) und Aufschlussskizze (unten) der ehemaligen Kiessandgrube in Pielachhäuser nach einer Aufnahme von R. ROETZEL & H. G. KRENMAYR (grafische Umsetzung: P. STROMBERGER); doppelt überhöht.

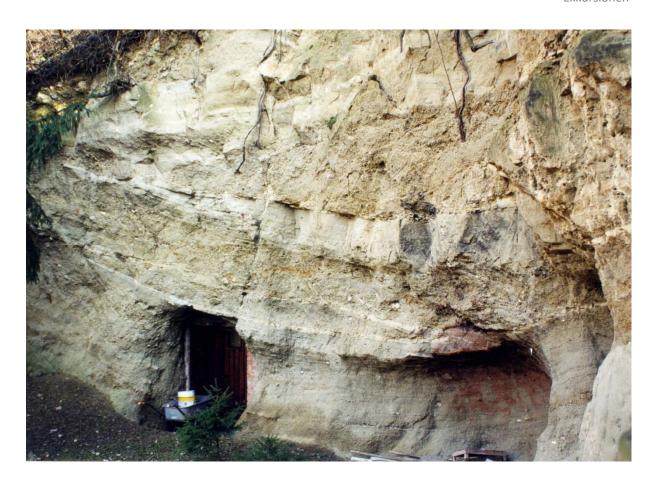


Abb. 5: Detail aus dem Mittelabschnitt des Aufschlusses in der ehemaligen Kiessandgrube in Pielachhäuser (vgl. Abb. 4).

Die Pelitintervalle führen eine arme, schlecht erhaltene Mikrofauna, die im Folgenden aufgelistet wird (Bearbeitung: C. RUPP, Probe 55/110/00-KR) (h: häufig, ns: nicht selten, s: selten, ss: sehr selten): Plankton (untergeordnet): Globigerinita sp., Tenuitellinata angustiumbilicata, Globigerina praebulloides, G. cf. praebulloides, G. ottnangiensis, Globigerinoides primordius, Paragloborotalia acrostoma. Benthos: Lenticulina inornata ss, Astacolus crepidulus ss, Bolivina concinna ss, Globocassidulina oblonga ss, Bulimina elongata s, Pappina cf. primiformis ss, Cibicidoides lopjanicus s, C. tenellus ss, Lobatula lobatula ss, Biapertorbis biaperturatus ss, Haynesina sp. ss, Nonion commune ns, Charltonina tangentialis ss, Gyroidinoides parvus ss, Hanzawaia boueana ss, Aubignyna sp. ss, Ammonia parkinsonia ns, A. tepida h, Elphidium subtypicum ss, E. glabratum ss, ?Elphidiella dollfusi ss, E. heteropora ss. Damit ist nur eine allgemeine Einstufung in das Untermiozän möglich.

Interpretation

Die aufgeschlossenen Sedimente werden als grobe submarine Rinnenfazies im Übergangsbereich zur sandigen Fazies der Prinzersdorfer Sande angesehen. Die Hauptmasse des Materials könnte von einem "fan-delta" im Nordwesten des Verbreitungsgebietes der Mauer-Formation stammen. Von den Beckenflanken eingleitende, blockführende "debris-flows" ha-

ben die submarine Rinnenfazies vermutlich zusätzlich gespeist, davon zeugt das meist kristalline Blockmaterial. Die fein-mittelkiesigen, weitgehend massigen Sedimentkörper können als Ablagerungen von "debris flows", wahrscheinlich mit Übergängen zu hochkohäsiven Suspensionsströmen interpretiert werden, während die laminierten Sedimente bei starker Strömung von fließendem Wasser als Bodenfracht (Traktions- und Saltationstransport) abgelagert wurden. Nach der erosiven Ausgestaltung von neuen Rinnen stand offenbar in deren distaleren Anteilen nicht immer sofort ausreichend grobes Material der Bodenfracht zur Verfügung, sodass es vorerst in Zeiten ruhigerer Strömung oder in Wasserstillstandsphasen (vgl. dazu die Ausführungen zu den Gezeitenströmungen beim Exkursionspunkt Zendorf in der Prinzersdorf-Formation) zur Ablagerung der feinkörnigen Schwebfracht und damit zur Ausbildung der erwähnten Pelitlagen und -pakete kommen konnte, die mehrfach an der Basis von Rinnen erhalten sind.

Die "fining-upward" Abfolge innerhalb einzelner Rinnenfüllungen sind ein typisches Merkmal für die Ablagerungsdynamik im Bereich von "verlassenen" Rinnen ("abandoned channels"): Die starken Strömungen, die ursprünglich auch die erosive Ausgestaltung der Rinnen bewirkt haben, transportieren anfänglich sehr grobes Material, das schließlich auch am Rinnenboden abgelagert wird. Mit der zunehmenden Verfüllung und dem Seichterwerden der Rinne nimmt auch die Strömungsgeschwindigkeit und in der Folge die Korngröße des abgelagerten Materials ab. Mit der endgültigen Verfüllung der Rinne wird diese als Transportweg inaktiv, während sich parallel dazu, durch Verlagerung der Hauptströmungslinien, an anderer Stelle neue Rinnen ausbilden, die das weiterhin anfallende Material transportieren.

"Flame structures" unterschiedlicher Dimension, die vor allem in Verbindung mit Pelitlagen teils eindrucksvolle Sedimentstrukturen darstellen, sind deutliche Hinweise auf die episodisch sehr rasche Sedimentation großer, grobklastischer Materialmengen in den submarinen Rinnenstrukturen. Die palökologische Interpretation der Mikrofossilassoziation durch C. RUPP als Flachwasserfauna (seichtes Sublitoral) mit Anzeichen einer Größensortierung durch Transportprozesse passt ausgezeichnet in dieses Bild.

Haltepunkt E2/3:

Zendorf

(Bearbeiter: H.G. KRENMAYR)

Ortsangabe: ÖK 55 Ober-Grafendorf.

Aufschluss in einem Erdkeller in der Ortschaft Zendorf (BMN M34: R: 690975, H: 342306,

WGS84 E: 15°32'17", N: 48°12'59").

Thema: Sandige Gezeitensedimente der Prinzersdorf-Formation in einem Erdkeller.

Lithostratigrafische Einheit: Prinzersdorf-Formation.

Alter: Unteres Ottnangium.

Einleitung

Der Begriff "Prinzersdorfer Sande" wurde von FUCHS (1969: A29) eingeführt. Der Name leitet sich von der Ortschaft Prinzersdorf, an der Westbahn im östlichen Teil des Kartenblattes ÖK 55 Ober-Grafendorf gelegen, ab, wo eine große Lehm- und Ziegelgrube existierte, die heute nahezu vollständig verwachsen ist. Die Formalisierung als "Prinzersdorf-Formation" wurde von KRENMAYR (2003a: 462) vorgenommen, wobei der zwei Kilometer nordwestlich des Ortskerns von Prinzersdorf gelegene Aufschluss in einem Prallhang der Pielach, der eindeutig im Bereich der autochthonen Molasse liegt, als Typuslokalität ausgewählt wurde (BMN M34 R: 687912, H: 341941, WGS84 E: 15°29'52", N: 48°12'48"). FUCHS (1972: 216) und FUCHS et al. (1984) bezeichneten auch die Sedimente entlang des Nordrandes der allochthonen Molasse zwischen der Traisen und der Ortschaft Königstetten (SE Tulln) als "Prinzersdorfer Sande". Diesem Konzept folgt auch die Darstellung auf der Geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) und in den zugehörigen Erläuterungen (ROETZEL, 2002). KRENMAYR (2003b) schloss diese Sedimente jedoch trotz einer möglichen, aber nicht nachgewiesenen altersmäßigen und faziellen Parallelität von der Prinzersdorf-Formation aus, da diese zu einer anderen tektonischen Einheit gehören. Auch hinsichtlich des Liefergebietes könnten sich Prinzersdorf-Formation und die genannten Sande östlich der Traisen unterscheiden, dafür steht ein Nachweis aber noch aus.

An der erwähnten Typuslokalität nordwestlich Prinzersdorf ist eine etwa sieben Meter mächtige Sedimentabfolge lateral über einige 10er-Meter weit erschlossen. Diese wird im liegenden Anteil von eben laminierten Peliten (Schlier) mit Zentimeter-dünnen Fein- bis Mittelsandlagen aufgebaut. Ein einzelnes, 25 cm dickes, laminiertes Sandpaket ist eingeschaltet. Über diesem Pelit-dominierten Abschnitt folgt eine lebhafte Wechselfolge von Fein- bis Mittelsand und Pelit, wobei der Sandanteil mit etwa 80 % dominiert. Die 10 bis 30 cm dicken Sandpakete mit stellenweise erhaltenen Schrägschichtungsstrukturen weisen eine extrem flachlinsenartige Geometrie auf. Vereinzelte und lagenweise angereicherte Pelitklasten sind häufig. Die Pelitintervalle sind meist nur durch feine Sandlaminae oder -linsen gegliedert, wobei völlig homogene, kompakte Pelitlagen eine Dicke bis zu 4 cm erreichen. Synsedimentäre Entwässerungsstrukturen sind stellenweise vorhanden. Die Lagerung der Schichten ist grundsätzlich

horizontal, vermutlich haben aber synsedimentäre Gleitvorgänge in Teilen des Aufschlusses leichte Verstellungen verursacht. Spurenfossilien und Makrofossilien wurden nicht beobachtet.

Dieser Aufschluss ist insofern typisch, als die Prinzersdorf-Formation allgemein durch den vielfachen Wechsel von Sand- und Pelit-dominierten Sedimentpaketen im Dezimeter- bis Meterbereich gekennzeichnet ist, weshalb auch die alte Bezeichnung "Prinzersdorfer Sande" durchaus irreführend war. Die zahlreichen Bohrungen und tiefen Einschnitte für den Ausbau der Westbahn zwischen Prinzersdorf und St. Pölten zeigten, dass die weitgehend Sand-dominierten Abschnitte, die selten mehr als 10 m mächtig sind, nur etwa ein Drittel der gesamten Abfolge ausmachen. Pelit-dominierte Abschnitte mit einem Sandanteil von wenigen Prozenten bis < 50 % überwiegen daher und wurden in den Bohrungen in einer Mächtigkeit bis > 20 m angetroffen. Die nachgewiesene Mächtigkeit der Prinzersdorf-Formation in diesen Bohrungen beträgt rund 50 m, wobei die tiefsten Bohrungen die Basis nicht erreicht haben und die Hangendgrenze erodiert ist.

In den Pelit-dominierten Abschnitten sind alle Übergänge von Linsenschichtung über wellige Wechselschichtung bis zu Flaserschichtung vorhanden. Auflaststrukturen ("convolute bedding") sind wiederholt zu erkennen. Typisch ist die im Unterschied zur benachbarten unterottnangischen Beckenfazies extrem geringe Bioturbation. Einzig bei Bohrkernaufnahmen wurden selten feine Grabgänge auf den Schichtflächen und vereinzelte Stopfstrukturen in Sandlagen beobachtet. Strömungslineationen auf den Schichtflächen dünner Sandlaminae und sandig gefüllte Erosionskolke zeigen, dass die Pelit-dominierte Sedimentation weniger durch ruhige Strömungsbedingungen, als durch einen Mangel an gröberklastischem Material verursacht wurde. Die Sand-dominierten Abschnitte lassen immer wieder Schrägschichtung und flachwellige Lamination mit Pflanzenhäcksellagen erkennen. Neben den typischen Fein- bis Mittelsanden treten in den Bohrungen entlang der Westbahn untergeordnet auch grobsandige und sogar feinkiesige Abschnitte auf. Die Sande können lagenweise konkretionär verfestigt sein, außerdem gibt es bis über zwei Meter große, unregelmäßig-laibförmige Konkretionen.

Ein für die Analyse des sedimentären Environments wichtiger Aufschluss in Prinzersdorf, hinter einem Haus an der Straße nach Uttendorf gelegen (BMN M34 R: 689500, H: 340400, WGS84 E: 15°31′09,7″, N: 48°11′58,6″), zeigt innerhalb einer Sand-Pelit-Wechselfolge große, plastisch verformte Pelitklasten, die regellos in einer Matrix aus Fein- bis Mittelsand schwimmen. Dies belegt einen Transport durch hochkonzentrierte Suspensionsströme, deren Sedimentfracht wahrscheinlich in flachen und breiten Rinnenstrukturen zum Absatz kam. Auch die Auswertung von Siebanalysen ergab für Rinnensande typische Korngrößenverteilungen. Die Einspeisung des klastischen Materials in das Rinnensystem kann von Nordwesten her, aus dem Bereich der Mauer-Formation, angenommen werden, eine flächige Verteilung erfolgte dann durch Gezeitenströmungen (vgl. dazu die Aufschlussbeschreibung des Exkursionspunktes).

Die Foraminiferenfaunen aus der Prinzersdorf-Formation sind schlecht erhalten und arm. (pers. Mitt. C. RUPP, vergl. FUCHS, 1972: 216). Soweit auswertbar zeigen sie Flachwasserbedingungen an. Die Beifauna umfasst Radiolarien, Diatomeen, Schwammspikulae und vereinzelt Ostrakoden. Die stratigrafische Einstufung ins untere Ottnangium ergibt sich aus der Lagebeziehung zum Schlier der Beckenfazies und zur Mauer-Formation, aus denen jeweils besser erhaltene und reiche Faunen vorliegen.

Beschreibung des Aufschlusses Zendorf

Der Aufschluss in einem Sandkeller (Abb. 6) an der Hohlweg-Kreuzung zeigt 15-50 cm dicke, schräggeschichtete, flach linsenförmige, feinsandige Mittelsandkörper mit Reaktivationsflächen, die von 10-15 cm dicken, linsengeschichteten Pelitintervallen, z.T. aber auch Pelitklasten-Schuttlagen getrennt werden. Die Einfallsrichtungen der Schrägschichtungsblätter sind breit gestreut, allerdings nicht in allen Sandpaketen erkennbar (Abb. 7). Die pelitischen Intervalle zeigen insgesamt ein leichtes Einfallen gegen ENE (078/08), das auch in den Aufschlüssen im Nahbereich erkennbar ist und eine leichte tektonische Verkippung anzeigt.



Abb. 6: Innenansicht des Sandkellers in Zendorf mit sandigen Gezeitensedimenten der Prinzersdorf-Formation.

Im Aufschluss finden sich keine Makrofossilien, auch Sprurenfossilien konnten nicht erkannt werden. Eine aktuelle Bearbeitung einer Nannofossilprobe durch S. ĆORIĆ erbrachte eine relativ reiche, gut erhaltene Nannopflora mit mehr als 50 % Umlagerungen aus Oberkreidesedimenten, die eine Einstufung in das Ottnagium ermöglicht (obere NN2-NN4, Auftreten von Helicosphaera ampliaperta und das Fehlen von Reticulofenestra lockeri). an miozänen

Formen treten auf: Coccolithus pelagicus, Cyclicargolithus floridanus, Helicosphaera ampliaperta, Reticulofenestra bisecta, R. gelida, R. pseudoumbilicus, Sphenolithus moriformis, Thoracosphaera saxea, und Zygrhablithus bijugatus. An umgelagerten kreidezeitlichen Formen wurden gefunden:

Arkhangelskiella cymbiformis, Biscutum ellipticum, Eiffellithus gorkae, Micula decussata, Retecapsa crenulata, Watznaueria barnesae, W. britannica und W. fossacincta.

Auf die Schwermineralführung der Prinzersdorf-Formation wird im Einführungstext zu den Exkursionspunkten in der Mauer-Formation eingegangen. Etwa 30 m vom Sandkeller entfernt sind in liegender Position, in einem kleinen Aufschluss an der Hohlwegflanke, mehrere "Slumping"-Falten in einer pelitreichen Abfolge erschlossen.

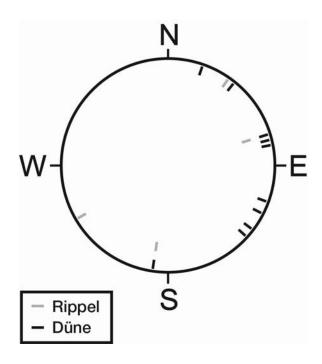


Abb. 7: Diagramm der Strömungsrichtungsindikatoren (Einfallswerte der Schrägschichtungsblätter von vier Rippeln und zehn subaquatischen Dünen) in dem Sandkeller in Zendorf.

Interpretation

Die aufgeschlossenen Sedimente werden als Ablagerung eines extrem seichtmarinen Dünenfeldes interpretiert, das sich innerhalb breiter und flacher, submariner Rinnenstrukturen oder in deren Nachbarschaft befand. Das breit gestreute Richtungsspektrum der gemessenen Schrägschichtungsblätter ist typisch für Gezeitenströmungen, wobei die dominante Strömungsrichtung gegen NE bis SE gerichtet ist. Weiters typisch für Gezeitensedimente ist der Wechsel von scharf begrenzten, dünnen Pelitlagen, die bevorzugt in der Wasserstillstandsphase zwischen Ebb- und Flutstrom zur Ablagerung gelangten und den schräggeschichteten Sandlagen und -paketen, die aus am Meeresboden wandernden Sandrippeln und -dünen hervorgegangen sind. Bei stärkerer Strömung, z.B. bei Stürmen, werden die Dünen entweder abgeflacht, dies führt zur Ausbildung von sogenannten Reaktivationsflächen, oder sogar ein-

geebnet, woraufhin die Dünen von neuem aufwachsen. Bei diesen erosiven Ereignissen werden häufig auch die Pelitpakete erodiert, ein Stück weit transportiert und als Pelitklasten-Schutt wieder abgelagert. Nahezu genau derselbe Faziestypus existiert z.B. auch in den unterottnangischen Atzbacher Sanden in Oberösterreich, wo er ebenso mit hochenergetischen Rinnensedimenten verknüpft ist (vgl. FAUPL & ROETZEL, 1987). Eine auffallende Differenz besteht im Fehlen von (erkennbaren) Spurenfossilien, wie diese in den Atzbacher Sanden in diesem Faziestypus recht häufig sind (UCHMAN & KRENMAYR, 2004). Eine Erklärung dafür steht noch aus.

Die "Slumping"-Strukturen in der pelitreichen Abfolge nahe des Sandkellers belegen die Existenz eines submarinen Reliefs, z.B. im Bereich einer Rinnenrandsituation, wo feinkörnige Sedimente des Zwischenrinnenbereiches in einem Prallhang der Rinne unterschnitten werden und in diese eingleiten.

Aufgrund der engen Verzahnung von Prinzersdorf-Formation und Mauer-Formation und der innerhalb der letzteren nachweisbaren Orientierung des Sedimenttransports in der Rinnenfazies gegen ESE (vgl. Exkursionspunkt Pielachhäuser) kann die Hauptmasse des Sedimentmaterials mit Sicherheit vom Kristallinmassiv und den von dort erodierten älteren Molassesedimenten abgeleitet werden. Dass ein geringe Zumischung von Material auch aus Süden kommend erfolgte, ist nicht auszuschließen und zumindest für die Suspensionsfracht anhand der aus der Rhenodanubischen Flyschzone umgelagerten kreidezeitlichen Nannofossilien belegt.

Haltepunkt E2/4:

Prater, St. Pölten

(Bearbeiter: H. GEBHARDT & S. ĆORIĆ)

Ortsangabe: ÖK 56 Blatt St. Pölten, nördliches Stadtgebiet von St. Pölten, Stadtteil Prater, nordwestlich der Straße Richtung Viehofen (BMN M34 R: 697468, H: 342748, WGS84 E: 15°37′34,5″, N: 48°13′17,2″).

Thema: Traisen-Formation (ehemalige "Oncophora-Schichten").

Lithostratigrafische Einheit: Traisen-Formation, Pixendorf Gruppe.

Tektonische Einheit: Autochthone Molasse (alpin-karpatische Vortiefe Niederösterreichs).

Alter: Untermiozän, oberes Ottnangium (mittleres Burdigalium).

Die Traisen-Formation

Das Hauptverbreitungsgebiet der Sande, Konglomerate und Tone der Traisen-Formation liegt im Nordteil des Blattes ÖK 56. Die Traisen-Formation liegt auf *Robulus*-Schlier und ist im

Hangenden meistens von pleistozänen Sedimenten und selten von unterbadenischen Konglomeraten der Hollenburg-Karlstetten-Formation überdeckt. Bei der Traisen-Formation handelt sich um kalkfreie, gelblich-graue, glimmer- und quarzreiche fein- bis grobkörnige Sande und Sandsteine mit siltig-tonigen Zwischenlagen. Gelegentlich sind auch Kies- bzw. Konglomeratlagen und geringmächtige Ligniteinschaltungen ausgebildet.

Innerhalb Traisen-Formation können zwei unterschiedliche Lithofaziestypen unterschieden werden: eine überwiegend sand- bzw. sandsteindominierte Fazies mit seltenen cm- bis dm-mächtigen Tonlagen und eine von Ton und Siltstein dominierte Fazies, die an der Oberfläche deutlich weniger häufig vorkommt. Die sandsteindominierte Fazies ist durch dm bis mehrere m mächtige, massige Sandpakete repräsentiert. Nur selten konnten ebene Laminationen, normale Gradierungen oder Schrägschichtungen beobachtet werden. Schichtflächen sind meistens eben, kleine Rippelmarken sind sehr selten. In manchen Aufschlüssen treten Entwässerungsstrunkturen im dm-Bereich auf. In sandigen Paketen kommen kommen oft cm-bis dm-große Tonklasten ("rip-up clasts") vor, die in seltenen Fällen auch mehr als einen m Durchmesser erreichen können. Die seltener aufgeschlossenen Ton/Sitstein-dominierten Abfolgen bestehen aus cm- bis dm- Wechsellagerungen von Tonen und Silt- bis Mittelsandsteinlagen. Oft konnten ebene Lamination und kleine Rippeln beobachtet werden. Die tonigen Lagen von enthalten 56-72 % Schichtsilikate, 22-24 % Quarz und 2-10 % Feldspäte (POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2009).

In tonigen und sandigen Sedimenten aus einem Profil im Raum Grunddorf (Blatt Krems, ÖK 38), das von POSCH-TRÖZMÜLLER et al. (2009) untersucht wurde, dominieren die Schichtsilikate (34-61 %), gefolgt von Quarz (23-34 %). Andere Bestandteile treten mit weit geringeren Anteilen auf (Plagioklas 10-14 %, Alkalifeldspat 0-3 %, Dolomit 2-12 %, und Kalzit 0-5 %). Bei den Tonmineralen sind Smektit (40-55 %) und Illit-Glimmer (26-37 %) am häufigsten. Zusätzlich treten Chlorit (10-14 %), Kaolinit (2-7 %) und Vermiculit (3-5 %) auf.

Generell ist die Fossilführung in Sedimenten der Traisen-Formation, abgesehen von vereinzelten schlecht erhaltenen Molluskenresten und verkohlten Pflanzenresten, sehr ärmlich. Bei der Ortschaft Rassing, am Nordrand des Blattes ÖK 56, konnten MANDIC & ĆORIĆ (2007) folgende Molluskenvergesellschaftung bestimmen: *Limnopagetia moravica*, *L.* cf. *bavarica*, *L.* aff. *ammoni*, *L.* cf. *ammoni*, *Rzehakia partschi*, *R. socialis*, *Mytilopsis subclaviformis*, *M.* cf. *amygdaloides*, *M. nucleolus* und *Melanopsis impressa*. Diese Molluskenassoziation entspricht den Assoziationen der *Oncophora*-Schichten in Bayern oder Mähren und bestätigt die Einstufung der Traisen-Formation ins obere Ottnangium.

Die Typuslokalität (Haltepunkt E2/4)

Der Aufschluss Prater im nördlichen Stadtgebiet von St. Pölten wurde als Typusprofil für die Beschreibung der Traisen-Formation (Abb. 8, 9; GEBHARDT et al., 2013) ausgewählt. Rund 18 m gelblichgraue, massige Feinsand- und Mittel bis Grobsandlagen repräsentieren hier die sandsteindominierte Fazies der Traisen-Formation.

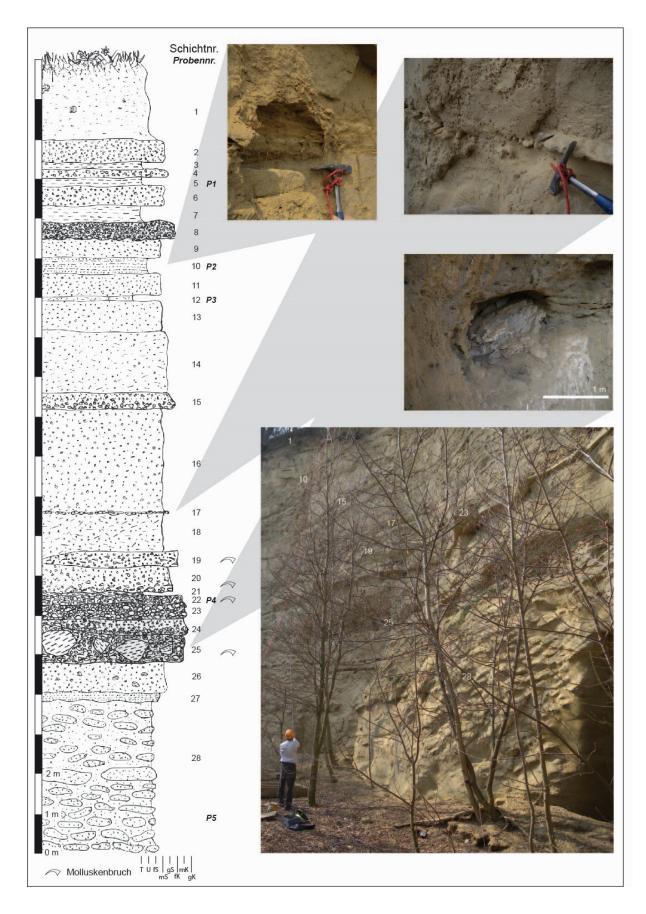


Abb. 8: Typusprofil der Traisen-Formation (aus GEBHARDT et al., 2013).

Im ca. 4 m mächtigen Feinsandstein im unteren Teil des Aufschlusses befinden sich harte, bis mehrere m große Sandsteinkonkretionen. In der Mitte des Profils ist eine breite und flache Rinnenstruktur mit umgelagerten, dm-großen Tonklasten zu sehen. Nach Korngrößenanalysen von Proben aus dem Profil am Prater reicht das Spektrum der Sedimente von tonig-sandigem Silt bis zu kiesigen Sand- und Gerölllagen. Das Profil ist im Hangenden von ca. 2 m mächtigem pleistozänem Löss mit Lössschnecken und Kalkkonkretionen überdeckt (Abb. 8, 9).



Abb. 9: Übersicht über die Typlokalität der Traisen-Formation.

Das Ablagerungssystem

Aus den Sedimentstrukturen in den klastischen Ablagerungen der Traisen-Formation wie z.B. ebene Lamination, Entwässerungsstrukturen (Abb. 10) und Tonklasten ("rip-up clasts", Abb. 9) kann eine Ablagerung in einem hochenergetischem Bereich abgeleitet werden. Die endemische Molluskenassoziation von Rassing weist auf die Ablagerung im flachem Subtidal eines Brackwassersees mit Salinitäten von höchstens 18-19 ppm hin (MANDIC & ĆORIĆ, 2007). Der Bereich des Vorkommens der Traisen-Formation wurde bisher als Teil eines größeren Seesystems betrachtet, daß während des unterem Miozäns bestand (genauer: oberes Ottnangium, mittleres Burdigalium; HARZHAUSER & MANDIC, 2008). Es es würde einen "sea level lowstand" während des TB 2.1-Zyklus wiederspiegeln (HAQ et al., 1988). Dem widersprechen allerdings die hochenergetischen Rinnenablagerungen und die ausschließlich umgelagerten Molluskenassoziationen. Daher sind andere, durch weitere Forschungsarbeiten näher zu spezifizierende, Ablagerungssysteme wahrscheinlicher.



Abb. 10: Entwässerungsstruktur aus dem unteren Teil der Aufschlüsse im Prater von St. Pölten (entspricht Einheit 28 in Abb. 9).

Haltepunkt E2/5:

Kiesgrube "Jägerbau", Viehofener Kogel

(Bearbeiter: S. ĆORIĆ)

Ortsangabe: ÖK 56 Blatt St. Pölten, am Viehofener Kogel, nördlich von St. Pölten, 1 km westlich von Oberradlberg, (BMN M34 R: 699812 H: 34512, WGS84 E: 15°39′27,4″, N: 48°14′26,5″).

Thema: Hollenburg-Karlstetten-Formation am Viehofener Kogel.

Lithostratigraphische Einheiten: Hollenburg-Karlstetten-Formation und Traisen-Formation (*Oncophora*-Schichten).

Alter: Mittelmiozän, Unterbadenium, Obere Lagenidenzone; Langhium (Hollenburg-Karlstetten-Formation) und oberes Ottnangium (Traisen-Formation).

Am Nordrand des Blattes ÖK 56, genauer am Viehofener Kogel nördlich St. Pölten, befindet sich ein extrem grobklastischer, maximal 8 m mächtiger Sedimentkörper mit der Basis in einer absoluten Höhe von 315 m oder ungefähr 75 m über dem heutigen Traisenniveau (Abb. 11). Das polymikte, teilweise konglomerierte Blockwerk wurden ursprünglich von FUCHS (1972) und HAUER (1993) als die ältesten quartären (prä-Günz) Ablagerungen in der Umgebung von

St. Pölten bezeichnet. Bei den Komponenten in der Kiesgrube handelt es sich überwiegend um kalkalpines Material (Abb. 12-14), vor allem Hauptdolomit, Kössener Schichten (mit häufigen Schalenquerschnitten), Quarzit, Lunzer Schichten und Hollensteiner Konglomerate (münd. Mitteilung G. WESSELY). In unterem Teil des Profils kommen auch sehr häufig Sandsteingerölle aus der Flyschzone vor. Dabei handelt sich vor allem um angerundete bis gut gerundete, fein- und mittelkörnige Sandsteinblöcke, die oft mehr als einen Meter groß sind. Seltener treten auch bis 40 cm große, überwiegend eckige, leicht verfestigte Ton- und Sandklasten aus der unterlagernden Traisen-Formation (*Oncophora*-Schichten) auf. Gefügeelemente wie Gradierung oder Schichtung sind nur selten und undeutlich ausgeprägt, die großen Gerölle lassen aber häufig Imbrikation erkennen, ansonsten erscheint das Sediment weitgehend chaotisch. Die Matrix ist mittel- bis grobsandig entwickelt. Zwischen den Geröllen tritt gelegentlich ein hellgrauer kalzitischer Zement auf. Im Nordteil der Grube sind außerdem im hangenden Bereich massive Caliche-Bildungen vorhanden.

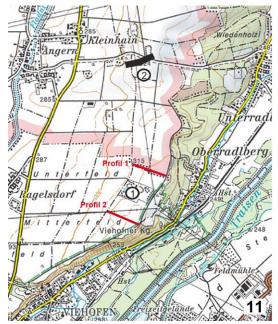




Abb. 11: Kiesgrube "Jägerbau" (1); EVN Gasleitung (2) und Geoelektrikprofile (siehe auch Abb. 19).

Abb. 12: Breites Geröllespektrum der Konglomerate der Hollenburg-Karlstetten-Formation.

Die beschriebenen Grobklastika überlagern diskordant die Sedimente der Traisen-Formation (Abb. 13). Diese wird im gegenständlichen Aufschluss von grünlichen, in der Regel 30-80 cm mächtigen, schwach verfestigten, fein- bis mittelkörnigen Sandpaketen aufgebaut, die in Wechsellagerung mit 10-40 cm mächtigen Pelitpaketen stehen. In den sandigen Lagen der Traisen-Formation treten linsen- und kugelförmige Konkretionen von teilweise mehreren Metern Durchmesser auf (Abb. 15). Neben ebener Lamination als dominanter Sedimentstruktur konnten mehrfach Dezimeter-große synsedimentäre Entwässerungsstrukturen beobachtet werden (Abb. 16). In den grobklastischen Sedimenten der Kiesgrube "Jägerbau" konnten keine Fossilien gefunden werden.





Abb. 13: Gut geschichtete Ablagerungen der Traisen-Formation (*Oncophora*-Schichten) mit Konglomeraten der Hollenburg-Karlstetten-Formation im Hangenden.

Abb. 14: Konglomerate der Hollenburg-Karlstetten-Formation in der Grube "Jägerbau".



Abb. 15: Sandsteinkonkretionen aus der Traisen-Formation und Flyschgerölle aus der Hollenburg-Karlstetten-Formation.

Abb. 16: Synsedimentäre Entwässerungsstrukturen in Traisen-Formation.

Im Jahr 2012 schloss die Trasse des Bauloses B der EVN-Gasleitung Westschiene 1,6 km nördlich der Kiesgrube "Jägerbau" (Abb. 11), in 315 m Seehöhe, auf einer Länge von 150 m graue Mergel mit gut gerundeten Geröllen auf. Die Komponenten sind hier maximal 40 cm groß und bestehen überwiegend aus kalkalpinem Material und Flyschsandstein. Diese Abfolge liegt wiederum mit einer Erosionsdiskordanz über Sedimenten der Traisen-Formation (*Onco-phora*-Schichten) und kann ebenfalls der Hollenburg-Karlstetten-Formation zugeordnet werden (Abb. 17, 18). Die Schichtlücke zwischen Traisen-Formation und Hollenburg-Karlstetten-Formation umfasst das gesamte Karpatium.



Abb. 17: Konglomerate der Hollenburg-Karlstetten-Formation in der EVN Gasleitung 1,6 km nördlich der Grube "Jägerbau".

Im Zuge der geologischen Kartierung wurden am Viehofener Kogel zwei geoelektrische Profile gelegt (Abb. 11, 19). In den Profilen 1 und 2 zeichnet sich eine N-S verlaufende flache Rinnenstruktur ab. In den Profilen ist eine deutliche Abgrenzung zwischen den chaotischen Grobklastika und den gut geschichteten, feinkörnigeren Sedimenten der Traisen-Formation im Liegenden sichtbar. Die Basis der Grobklastika konnte in 315 m Seehöhe festgestellt werden.

Die grobklastischen Sedimente in der Grube "Jägerbau" führen Gerölle bis über 1 m Durchmesser. Eine schwach ausgeprägte Dachziegellagerung besonders der Großgerölle und die rinnenförmige Struktur der Kieskörper weist auf eine Schüttungsrichtung von Süden nach Norden hin. Der Aufschluss liegt gegenwärtig und vermutlich auch bereits zur Zeit der Ablagerung der Hollenburg-Karlstetten-Formation rund 6 km (in Nord-Süd-Richtung) vom Nordrand der Rhenodanubischen Flyschzone entfernt. Der Transport der Sedimente über diese Mindestdistanz (die kalkalpinen Gerölle müssen natürlich entsprechend weiter transportiert worden sein) könnte in hochkonzentrierten Suspensionströmen erfolgt sein, wie diese – klimatisch ins Wärmeoptimum des Badenium passend – in Form von Schichtfluten in (semi-)ariden Gebieten mit episodischen Starkniederschlagsereignissen bekannt sind. Die dabei gebildeten Sedimente werden als Fanglomerate bezeichnet.

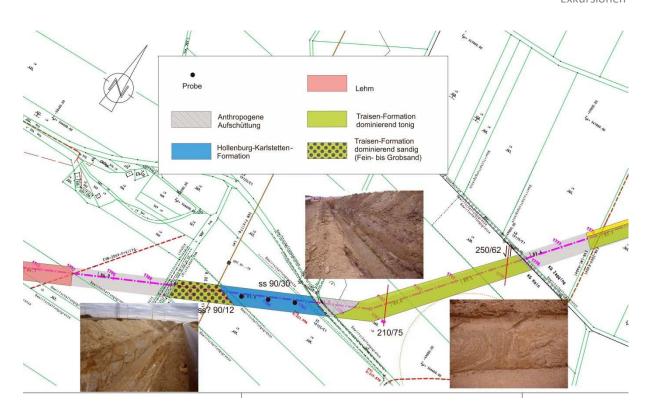


Abb. 18: Verlauf der Künette für die Gasleitung der EVN 1,6 km nördlich der Kiesgrube "Jägerbau".

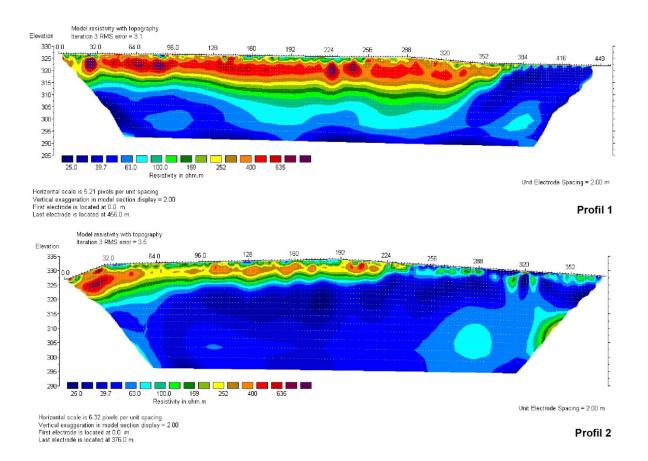


Abb. 19: Die Inversionsergebnisse der geoelektrischen Messungen entlang Profile 1 und 2 auf dem Viehofener Kogel (JOCHUM & ITA, 2008).

Auch die Caliche-Bildungen im Nordteil der Grube passen ins Bild der trocken-warmen Klimabedingungen, warum diese im Südteil der Grube nicht entwickelt sind, stellt allerdings eine offene Frage dar. Das Fehlen von Fossilien erlaubt keine genaue Alterseinstufung der Grobklastika am Viehofener Kogel. Die Einstufung ins Unterbadenium erfolgt aufgrund der Parallelisierung mit den lithologisch sehr ähnlichen und mikropaläontologisch entsprechend eingestuften Grobklastika im Bereich Großrust/Oberwölbling auf dem nördlich anschließenden Kartenblatt ÖK 38 Krems (FUCHS et al., 1984). Die grobklastischen Sedimente am Viehofener Kogel stellen das bis jetzt südlichste bekannte Vorkommen von Sedimenten der Hollenburg-Karlstetten-Formation dar.

Haltepunkt E2/6:

Untermamau - Sandgrube Spring

(Bearbeiter: R. ROETZEL, H. G. KRENMAYR, S. ĆORIĆ & F. RÖGL)

Ortsangabe: ÖK 38 Krems. Sandgrube der Fa. Spring, ca. 900 m nordwestlich von Untermamau, ca. 250 m südwestlich der Heimkehrerkapelle (BMN M34 R: 695915, H: 346776; WGS84 E: 15°36′13,5″, N: 48°15′25,3″).

Bohrung Schaubing NÖ 03, 190 m südwestlich der Kapelle Schaubing, ca. 40 m westlich der Straße nach Flinsdorf. (BMN M34 R: 696918, H: 346862; WGS84 E: 15°37'02,1", N: 48°15'28,3").

Themen: Sedimentologie und Fazies der Melker Sande über Kristallin und Überlagerung durch Älteren Schlier. Erosionsdiskordanz und transgressive Überlagerung durch *Robulus*-Schlier. Schichtfolge der Bohrung Schaubing NÖ 03.

Lithostratigrafische Einheiten: "Linz-Melk-Formation" (Melker Sande), Älterer Schlier, *Robulus*-Schlier, Traisen-Formation ("*Oncophora*-Schichten").

Alter: Oberoligozän-Untermiozän: Egerium (Melker Sande, Älterer Schlier), Ottnangium (*Robulus*-Schlier, Traisen-Formation).

Beschreibung

Nordwestlich von St. Pölten treten nördlich bis nordwestlich von Untermamau Sedimente aus dem Egerium und Ottnangium auf. Östlich einer Granulitaufragung liegen an der Basis Sande der "Linz-Melk-Formation", die lokal von einem Erosionsrelikt von Älterem Schlier überlagert werden. Über einer Diskordanz folgt der *Robulus*-Schlier und in dessen Hangendem Sedimente der Traisen-Formation ("*Oncophora*-Schichten") (vgl. FUCHS, 1972; FUCHS et al., 1984). Der Großteil dieser Schichtfolge ist in einer Sandgrube nordwestlich von Untermamau einsehbar (vgl. KRENMAYR, 2002).

Der Abbau in der Grube Spring erschließt die Transgressionsfläche der "Linz-Melk-Formation" (Melker Sande) über dem Granulit der Böhmischen Masse. Vertiefungen im geklüfteten Kristallinrelief sind mit grobsandig-kiesigem Material verfüllt. Unmittelbar über dem Kristallin zeigen die Sande einen etwa ein Meter mächtigen Bereich mit dichter Bioturbation. Ansonsten wirken die bis zu 16 m mächtigen Sande weitgehend strukturlos. Der Sand enthält zahlreiche, kleine, unregelmäßig geformte Konkretionen. Der hangende Anteil der Sande zeigt bereits die typische Lithologie des Übergangsbereichs in den Älteren Schlier in Form sehr schlecht sortierter, feinsandiger, z.T. sogar siltiger Grobsande bis Feinkiese.

In der Nordostecke der Grube sind über den Sanden noch wenige Meter der Beckenfazies des Älteren Schliers erhalten, die durch nachfolgende Erosion lateral auskeilen (Abb. 20). Es handelt sich um dunkelbraune bis schwarze, kleinstückig zerfallende, feinsandig-siltige Pelite mit guter Schichtung, die auch die typisch laibförmigen Mergelsteinkonkretionen enthalten.

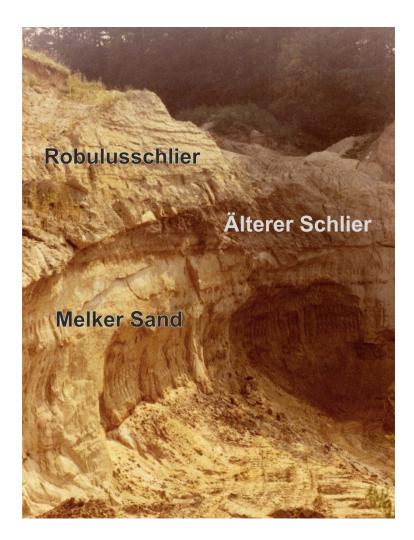


Abb. 20: Sandgrube Spring Untermamau. Winkeldiskordanz zwischen Melker Sand/Älteren Schlier und *Robulus*-Schlier.

Nach einer Schichtlücke folgt über einer Erosionsfläche mit einer Winkeldiskordanz der *Robulus*-Schlier des unteren Ottnangiums (Abb. 20). Unmittelbar über der Grenzfläche ist ein etwa

ein Meter mächtiger grobklastischer Horizont entwickelt, der zahlreiche aufgearbeitete Konkretionen aus dem Älteren Schlier enthält. Der *Robulus*-Schlier ist in seiner typischen Lithologie als monotone Abfolge von grauen, glimmerigen, schwach feinsandig-siltigen Mergeln entwickelt, in der sich feinlaminierte und durch dichte Bioturbation weitgehend entschichtete Sedimentpakete im Dezimeter-Bereich vielfach abwechseln.

Die für das Ottnangium typische, kleinwüchsige Mikrofauna des *Robulus*-Schliers zeigt einen hohen Anteil planktischer Foraminiferen und eine reiche benthische Fauna, die auf einen Ablagerungsbereich im tiefen Sublitoral, in kühlem Wasser hindeutet. Im Plankton treten vor allem *Globigerina lentiana*, *G. ottnangiens*is, *G. praebulloides* und *G. steiningeri* auf. Das Benthos setzt sich aus *Fontbotia wuellerstorfi*, *Lenticulina melvilli*, *Cibicidoides choproviensis*, *C. lopjanicus*, *C. ungerianus*, *Ammonia pseudobeccarii*, *?Charltonina* sp., *Caucasina cylindrica*, *Pullenia bulloides*, *Nonion commune* und *Elphidium minutum* zusammen. Zur Begleitfauna zählen Schwammspikel, Radiolarien, Diatomeen und selten Ostrakoden. Auch dünnschalige, grabende Mollusken sind anzutreffen.

Kalkiges Nannoplankton

Aus dem Robulus-Schlier im Aufschluss Untermamau wurde das kalkige Nannoplankton von drei Proben untersucht. Diese Proben enthalten eine gut erhaltene, kalkige Nannoflora mit einem hohen Anteil von Coccolithus pelagicus und Helicosphaera ampliaperta, die auf einen hohen Nährstoffgehalt in einem vollmarinen Milieu hinweisen. Die Einstufung in die Zone NN3/NN4 (MARTINI, 1971) erfolgte aufgrund des Auftretens von Helicosphaera ampliaperta, Helicosphaera scissura und dem Fehlen von Triquetrorhabdulus carinatus und Sphenolithus heteromorphus. Da der Zonenmarker Sphenolithus belemnos in den Proben nicht vorhanden ist, ist die Abgrenzung von NN3 zu NN4 nicht durchführbar. Die für das Eggenburgium/Ottnangium in der Zentralen Paratethys typische, endemische Form Reticulofenestra excavata konnte ebenfalls beobachtet werden. Dadurch konnte die ursprüngliche, von C. MÜLLER (in ROETZEL et al., 1983) durchgeführte Einstufung in die Zone NN2/NN3 revidiert werden. In den Proben wurden auch selten Umlagerungen aus der Oberkreide (Campan/Maastricht) mit Arkhangelskiella cymbiformis und Prediscosphaera cretacea festgestellt. Die Florenliste Robulus-Schlier von Untermamau beinhaltet: Coccolithus pelagicus, Coccolithus sp., Cyclicargolithus floridanus, Helicosphaera ampliaperta, H. carteri, H. euphratis, H. scissura, Reticulofenestra excavata, R. minuta, R. pseudoumbilicus, Sphenolithus moriformis und Zygrhablithus bijugatus. An Umlagerungen aus Campanium/Maastrichtium wurde gefunden: Arkhangelskiella cymbiformis, Micula decussata, Prediscosphaera cretacea und Watznaueria barnesae.

Bohrung Schaubing NÖ 03

Ungefähr 1 km östlich der Grube Spring, südwestlich von Schaubing wurde 1985 im Rahmen der Kohleprospektion am Südostrand der Böhmischen Masse die Bohrung Schaubing NÖ 03

bis in eine Tiefe von 146 m abgeteuft. Diese Bohrung traf an der Basis ab 130,97 m auf Granulit mit einer ca. 6 m mächtigen, tonig-sandigen Verwitterungsschwarte.

Mit einem schmalen basalen Geröllhorizont folgten über der Verwitterungsschwarte bis 111,9 m ca. 19 m dünn geschichtete, graue, tonige Silte mit geringmächtigen, sandigen Einschaltungen. Die Pelite führten häufig Fischschuppen und andere Fischreste sowie dünnschalige Bivalven. Die in Horizonten auftretende geringe, kleinwüchsige und verdrückte Foraminiferenfauna enthält im Plankton *Globigerina* cf. ottnangiensis und *G*. cf. steiningeri und im Benthos Sigmoilinita sp., Bolivina dilatata, B. cf. subtumida, B. cf. korynoides, Cibicidoides lopjanicus, Globocassidulina sp., ?Ammonia sp. und Nonion sp.. Das Nannoplankton (det. J. KRHOVSKY, Prag) mit Helicosphaera kamptneri, H. ampliaperta, Reticulofenestra pseudoumbilicus, R. gelida, Calcidiscus leptoporus und Geminilithella rotula ermöglicht eine Einstufung in die Nannoplanktonzone NN4. Die Sedimente können damit mit dem Robulus-Schlier des unteren Ottnangiums korreliert werden.

Über dem *Robulus*-Schlier lagen bis 70,6 m mehr als 41 m sehr einheitliche, hellgraue, mmdünn geschichtete Silte mit vielen Fischschuppen und seltenen kleinen Bivalven auf den Schichtflächen. Die großteils als "*Meletta*-Schlier" ausgebildeten Sedimente führen auch hier bei 104 m eine ärmliche Foraminiferenfauna mit *Globigerina* cf. *steiningeri*, *G. ottnangiensis*, *Cassigerinella boudecensis*, *Tenuitella* sp. sowie *Pseudotriloculina* sp. und *Bolivina* sp. und bei 70,9 m meist pyritisierte Bolivinen (*Bolivina* cf. *korynoides*). Damit ist auch hier die Einstufung in das Ottnangium möglich, wobei am ehesten eine Parallelisierung mit der Fazies der Zellerndorf-Formation nördlich der Donau möglich ist.

Von 70,6 m bis 66,4 m waren darüber etwas mehr als 4 m meist karbonat- und fossilfreie, dunkelgraue Tone und mittelgraue Silte aufgeschlossen, die danach bis ca. 42 m von ca. 24 m mächtigen, ebenflächig geschichteten, kalkfreien, grauen Silten mit glimmerigen Feinsandzwischenlagen und seltenen Fischresten überlagert waren. Der oberste Teil der Bohrung erschloss eine 40 m mächtige intensive Wechsellagerung aus meist karbonatfreien, glimmerreichen, siltigen Fein- bis Mittelsanden und tonig-feinsandigen Silten. Diese hangende, ungefähr 70 m mächtige, kalkfreie Sedimentfolge kann der Traisen-Formation ("*Onco-phora*-Schichten") aus dem uberen Ottnangium zugeordnet werden. Das Bohrprofil wurde von einer 2 m mächtigen quartären Bedeckung abgeschlossen.

Interpretation

Die Schichtfolge in der Sandgrube Spring zeigt an der Basis die Sedimente der oberoligozänen Meerestransgression. Über dem Kristallin der Böhmischen Masse (Granulit) liegt ein grobklastisches Transgressionssediment, das nach oben in die Sande der "Linz-Melk-Formation" in massiger Ausbildung übergeht. In dieser Grube konnten keine aussagekräftigen Sedimentstrukturen festgestellt werden. In vergleichbaren Sandgruben in der näheren Umgebung wurden in diesem Abschnitt der Schichtfolge großdimensionale Schrägschichtungsstrukturen

erkannt, die vermuten lassen, dass auch diese scheinbar massigen und sehr schlecht sortierten Sandpakete aus subaquatischen Dünen hervorgegangen sind. Darüber erfolgt der Übergang in die oberoligozäne Beckenfazies des Älteren Schliers.

Über einer deutlichen Erosionsdiskordanz folgen in der Grube Spring feinsandig-siltige Ablagerungen des Robulus-Schliers aus dem unteren Ottnangium. Die Schichtlücke an dessen Basis umfasst mindestens das gesamte Eggenburgium. Der basale Aufarbeitungshorizont enthält in der Grube Spring nur Komponenten des Älteren Schliers. Zeitgleiche Aufschlüsse in diesem Raum in der Mauer-Formation (vgl. Exkursionspunkte Pielachhäuser und Mauer) enthalten jedoch auch aufgearbeitete Komponenten mit einer Molluskenfauna aus dem Eggenburgium (vgl. FUCHS, 1964, 1972; AMRY, 1994; KRENMAYR, 2003c), die das ehemalige Vorhandensein, danach jedoch die vollkommene Erosion der Sedimente aus dem Eggenburgium in diesem Raum belegen. Mithilfe des kalkigen Nannoplanktons kann der Robulus-Schlier relativ ungenau in die Nannoplanktonzone NN3/NN4 (MARTINI, 1971) eingestuft werden. Eine genauere biostratigrafische Einstufung des Robulus-Schliers in das Untere Ottnangium ermöglicht jedoch die Foraminiferenfauna. Sedimentstrukturen, Mikro- und Makrofauna im Robulus-Schlier weisen auf ein flaches, vollmarines Meeresbecken mit schwachen Bodenströmungen hin. Da man in der Paratethys zur Zeit des Unteren Ottnangium von keinem Schelf-Kontinentalhang-Beckenprofil mehr sprechen kann, hat der fazielle Vergleich mit Sedimenten eines mittleren bis tiefen Schelfbereiches nur bedingte Gültigkeit.

In der Bohrung Schaubing NÖ 03 liegt der *Robulus*-Schlier des unteren Ottnangium direkt über dem Kristallin und geht nach oben in sehr monotone Fischschuppen-reiche Pelite ("*Meletta*-Schlier") über, die faziell mit der Zellerndorf-Formation nördlich der Donau verglichen werden können. Sedimente des mittleren Ottnangium konnten im Unterschied zu Oberösterreich bisher in Niederösterreich biostratigrafisch nicht nachgewiesen werden. Unklar ist, ob diese der Erosion zum Opfer fielen oder biostratigrafisch nicht abgrenzbar sind. Möglich erscheint auch, dass die Fischschuppen-reiche Fazies ("*Meletta*-Schlier") über dem *Robulus*-Schlier in der Bohrung Schaubing diesem Zeitabschnitt entspricht. Im Bahneinschnitt nordwestlich von St. Pölten, südöstlich der Mooshöfe (Blatt 56 St. Pölten), wurde jedenfalls eine Erosionsdiskordanz direkt über tonigen Einschaltungen der Prinzersdorf-Formation (unteres Ottnangium) festgestellt. Darüber lagen kalkfreie Ablagerungen der Traisen-Formation ("*Oncophora*-Schichten"), die bereits ins obere Ottnangium eingestuft werden. Letztere wurden in der Bohrung Schaubing NÖ 03 als hangendstes Schichtglied mit einer Mächtigkeit von nahezu 70 m erbohrt.

Literatur

ABEL, O. (1904): Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. - Jb. Geol. R.-A., 53, 91-140.

AMRY, D.D. (1994): Die Molluskenfauna aus dem Eggenburgium (Unter-Miozän) der "Blockschichten" (Felsformation) vom Raum Melk-Krems (Niederösterreich). - 73 S., Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Wien.

BMWFJ (BUNDESMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFT, FAMILIE UND JUGEND) (2012): Österreichisches Montanhandbuch. - 291 S.

CŽJŽEK, J. (1853): Geologische Zusammensetzung der Berge bei Mölk, Mautern und St. Pölten in Niederösterreich. - Jb. Geol. R.-A., 4, 264-283.

ELLISON, F. (1942): Das Tertiär von Melk und Loosdorf. - Mitt. Alpenländischen Geol. Vereins, 33, 35-86.

FAUPL, P. & ROETZEL, R. (1987): Gezeitenbeeinflußte Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottnangien) in der oberösterreichischen Molassezone. - Jb. Geol. B.-A., 130, 415-447.

FUCHS, T. (1868): Conchylien aus dem Braunkohlenschurf mit *Cerithium margaritaceum* BROCC. bei Pielach nächst Melk. - Verh. Geol. R.-A., 1868, 216-217.

FUCHS, W. (1962): Bericht 1961 über Aufnahmen auf Blatt Obergrafendorf (55). - Verh. Geol. B.-A., 1962, A24-A26.

FUCHS, W. (1964): Tertiär und Quartär der Umgebung von Melk. - Verh. Geol. B.-A., 1964, 283-299.

FUCHS, W. (1968): Bericht 1966 über Aufnahmen auf den Blättern Obergrafendorf (55), St. Pölten (56), Spitz (37) und Krems (38). - Verh. Geol. B.-A., 1967, A24-A26.

FUCHS, W. (1969): Bericht 1968 über Aufnahmen auf den Blättern Obergrafendorf (55), St. Pölten (56) und Krems (38). - Verh. Geol. B.-A., 1969, A28-A31.

FUCHS, W. (1972): Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. - Jb. Geol. B.-A., 115, 205-245.

FUCHS, W., GRILL, R., MATURA, A. & VASICEK, W. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 38 Krems. - Geol. B.-A.

FÜRLINGER, W. & STADLMANN, T. (2002): Tunnel der HL-AG an der Westbahnstrecke Melk-Wachberg und Wienerwald. - In: SCHWAIGHOFER, B. & SCHNEIDER, J.F.: Baugeologisches Seminar: Vorträge 2000/01. - Mitt. Inst. Angew. Geol., Angew. Geowiss., 12, 41-64.

FUTTERER, E. (1978): Studien über Einregelung, Anlagerung und Einbettung biogener Hartteile im Strömungskanal. - N. Jb. Geol. Paläontol. Abh., 156, 87-131.

GEBHARDT, H., ĆORIĆ, S., KRENMAYR, H.G., STEININGER, H. & SCHWEIGL, J. (2013): Neudefinition von lithostratigrafischen Einheiten des oberen Ottnangium (Untermiozän) in der alpidisch-karpatischen Vortiefe Niederösterreichs: Pixendorf-Gruppe, Traisen-Formation und Dietersdorf-Formation. - Jb. Geol. B.-A., 153/1-4, in Druck.

GRILL, R. (1956): Aufnahmen 1955 auf den Blättern Krems a. d. Donau (38), Obergrafendorf (55) und St. Pölten (56). - Verh. Geol. B.-A., 1956, 42-46.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level changes. In: WILGUS, C.K. (Ed.): Sea-level Changes - An Integrated Approach. - SEPM Spec. Publ., 42, 71-108.

HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. (2001): Late Oligocene gastropods and bivalves from the Lower and Upper Austrian Molasse Basin. - In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W. (Eds.): Paleogene of the Eastern Alps. - Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., 14, 671-795.

HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. (2008): Neogene lake systems of Central and South-Eastern Europe: Faunal diversity, gradients and interrelations. - Palaegeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 260, 417-434.

HAUER, F. (1993): Quartär- und hydrogeologische Bearbeitung des Beckens von St. Pölten (Niederösterreich). - 97 S., Diplomarbeit an der Formal- Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien.

JOCHUM, B. & ITA, A. (2008): Geoelektrische Messungen bei St. Pölten (NÖ) 2008. - 26 S., hausinterner Bericht, Geol. B.-A.

KRENMAYR, H.G. (2002): Untermamau - Sandgrube Spring. - In: KRENMAYR, H.-G. & ROETZEL, R.: Exkursionen in die niederösterreichische Molassezone südlich der Donau. - Molasse-Treffen 2002, Wien 5.-7.April 2002, 5 S.

KRENMAYR, H.G. (2003a): Bericht 2001 und 2002 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 55 Obergrafendorf. - Jb. Geol. B.-A., 143, 461-464.

KRENMAYR, H.G. (2003b): Bericht 2002 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 57 Neulengbach. - Jb. Geol. B.-A., 143, 464-465.

KRENMAYR, H.G. (2003c): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 55 Obergrafendorf. - Jb. Geol. B.-A., 143, 351-353.

KRENMAYR, H.G. & ROETZEL, R. (2000a): Mega-scale cross-stratified beds in tide-influenced Egerian sands of the Austrian Molasse. - Meeting of the Molasse Group, Abstracts, Kempten (Allgäu), April 2000, S. 20.

KRENMAYR, H.G. & ROETZEL, R. (2000b): Die lithostratigraphische Formalisierung der Melker- und Linzer Sande: Die "Linz-Melk-Formation". - Austrostrat 2000, 24.-26. November 2000 Gossendorf/Stmk. Vortragskurzfassungen und Exkursionsführer. - Ber. Inst. Geol. Pal. Karl-Franzens-Univ. Graz, 2, S.10.

MANDIC, O. & ĆORIĆ, S. (2007): Eine neue Molluskenfauna aus dem oberen Ottnangium von Rassing (NÖ) - taxonomische, biostratigraphische, paläoökologische und paläobiogeographische Auswertung. - Jb. Geol. B.-A., 147, 387-397.

MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. - Proceedings of the II Planktonic Conference. - 739-785, Ed. Tecnoscienza.

NOWACK, E. (1921): Studien am Südrand der Böhmischen Masse. - Verh. Geol. St.-A., 1921, 37-47.

POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., ĆORIĆ, S., EGGER, H., HASLINGER, E., HEIN-RICH, M., KOLLARS, B., LIPIARSKI, P., MOSHAMMER, B., RABEDER, J. & ROETZEL, R. (2009): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahmean Bauvorhaben in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. - Projekt NC 63 / 2006-2008, Jahresendbericht 2008, Geol. B.-A, 139 S.

POŠEPNÝ, F. (1865): Oligocene Schichten bei Pielach nächst Melk. - Verh. Geol. R.-A., 1865, 165-166.

ROETZEL, R. (2002): 2.2. Molasse (T2 - T5). - In: SCHNABEL, W. et al.: Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. Legende und kurze Erläuterungen. - 24-28, Land Niederösterreich und Geol. B.-A.

ROETZEL, R., HOCHULI, P. & STEININGER, F. (1983): Die Faziesentwicklung des Oligozäns in der Molassezone zwischen Krems und Wieselburg (Niederösterreich). - Jb. Geol. B.-A., 126, 129-179.

SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., MATURA, A., KRENMAYR, H.G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1: 200.000. - 47 S., Land Niederösterreich und Geol. B.-A., Wien.

SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.G. & LINNER, M. (2012): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. 55 Ober-Grafendorf. - Geol. B.-A.

WEIDINGER, F. (1997): Die Umfahrung Melk - Vortrieb zweier Eisenbahntunnel in verfestigten Sanden. - Felsbau, 15, 522-525.

WOLF, H. (1859): Geologische Studien beim Bau der Kaiserin Elisabeth-Westbahn zwischen Wien und Linz. - Verh. Geol. R.-A., 1859, , 36-38.

UCHMAN, A. & KRENMAYR, H.G. (2004): Trace Fossils, Ichnofabrics and Sedimentary Facies in the Shallow Marine Lower Miocene Molasse of Upper Austria. - Jb. Geol. B.-A., 144, 233-251.

Exkursion E3 – Flysch- und Klippenzone, Rutschungen und Massenbewegungen in der Flyschzone der Blätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten Donnerstag, 26.09.2013

W. SCHNABEL, J. SCHWEIGL, K. GRÖSEL, H.G. KRENMAYR & C. RUPP



Übersichtskarte mit Exkursionsstopps: Ausschnitt aus der ÖK 1:200.000, AMAP.

Themen: Rutschungen bei Kilb und im Kreisbachtal, Altlengbach-Formation,

Serpentinit-Steinbruch bei Kilb, Unterkreide der Ybbsitz-Klippenzone,

Buntmergelserie, "Aptychenkalk".

Einführung

Die Exkursion E3 soll Einblick in die Flyschzone des Blattes 55 Ober-Grafendorf geben. Ein weiterer Exkursionspunkt führt auf das östlich angrenzende Blatt 56 St. Pölten. Es soll an Hand ausgewählter Exkursionspunkte der Bau der Flyschzone und die unterschiedliche Rolle der in ihr integrierten Klippenzonen gezeigt werden. Dieser Raum hat lange Zeit geologisch nur sehr punktuell interessiert und erst jetzt stehen der Zeit entsprechende Spezialkarten zur Verfügung. Diese zeigen die bisher nicht erkannte wichtige Rolle dieses Segments am Nordrand der Alpen mit dem Übergang der Flyschzone des westlichen Niederösterreichs zum Wienerwaldflysch im Osten. Beide Bereiche weisen einen in diesem Ausmaß bisher nicht wahrgenommenen unterschiedlichen Bau auf.

Den Erläuterungen zu den Exkursionspunkten sind kurze allgemeine Abrisse zu den einzelnen tektonischen Einheiten vorangestellt, um die nicht einfachen Zusammenhänge mit direktem Bezug zum geologischen Aufschluss in der Natur erklären und diskutieren zu können. Die Exkursion zeigt die Ergebnisse der Landesaufnahme der Geologischen Bundesanstalt, sowie in ausgewählten Rutschgebieten die Spezialaufnahmen des Geologischen Dienstes der Niederösterreichischen Landesregierung.

In den westlichen Ostalpen (Bayern und Salzburg) ist eine klare Trennung zwischen dem Helvetikum im Norden und der südlich anschließenden Flyschzone des Penninikums möglich. An der West-Ostalpengrenze (Vorarlberg) gibt es eine nördliche und eine südliche Flyschzone, zwischen denen fensterartig das Helvetikum in typischer Helvetischer Fazies der Säntis-Decke auftritt. Von diesen Verhältnissen ausgehend, hat OBERHAUSER (1968) für letztere den allgemein akzeptierten Terminus der "Rhenodanubischen Flyschzone" vorgeschlagen, er selbst spricht allerdings in der Folgezeit immer von einem Rhenodanubischen Flysch (nicht Flyschzone!). Hier in Niederösterreich sollte es ähnlich gehandhabt werden. Wir sprechen in diesem Führer wegen der komplexen tektonischen Verhältnisse von einer Flyschzone, die alle Einheiten nördlich der Nordfront der Kalkalpen und südlich der Überschiebung auf die Molassezone umfasst, nur bei den Einheiten mit dominierender Flyschfazies des Penninischen Raumes vom Rhenodanubischen Flysch (bzw. den Rhenodabubischen Flyschdecken).

Übersicht über die Exkursionspunkte

- 1: Rutschgelände bei Kilb südlich des Sportplatzes (Tulbingerkogel-Decke, "Nordzone")
- 2: Alter Serpentinbruch bei der Rotte Fleischessen (Tulbingerkogel-Decke, "Nordzone")
- 3a: 1. Kehre der Luftstraße: Kontakt Penninikum-Ostalpin (Frankenfels-Decke, Oberostalpin)
- **3b**: 2. Kehre der Luftstraße: Glosbach-Formation (Unterkreide der Ybbsitz-Klippenzone, Südpenninikum)
- 4: Steinbruch im "Aptychenkalk" im Königsbachtal (Gresten-Klippenzone, Hauptklippenzone)
- 5: Steinbruch Rabenstein: Altlengbach-Formation (Greifenstein-Decke)
- **6a**: Wiesengelände beim Hof S der Brücke über den Plambach, Buntmergelserie im Plambachtal (Gresten-Klippenzone, Hauptklippenzone)
- **6b**: Prallhang des Plambaches, Buntmergelserie im Plambachtal (Gresten-Klippenzone, Hauptklippenzone)
- **7**: Steinbruch im oberen Plambachtal: Kalkgraben-Formation ("Zementmergel", Greifenstein-Decke).
- **8**: Übersichten von der Meiselhöhe, **8a**: Blick gegen Westen entlang der "Tektonischen Linie von Rabenstein", **8b**: Blick gegen Süden zur Kaiserkogel-Deckscholle.
- 9: Rutschungen im Kreisbachtal auf ÖK 56

Allgemeiner Abriss für die Haltepunkte E3/1 und E3/2:

Die Tulbingerkogel-Decke ("Nordzone") am Nordrand des Rhenodanubischen Flysches

Die Tulbingerkogel-Decke (früher als Nordzone oder Nördliche Randzone (GÖTZINGER & BECKER, 1932: 345; GÖTZINGER et al., 1952, 1954) und später als Tulbingerkogel-Schuppe beschrieben (SCHNABEL, 1997, SCHNABEL et al., 2002), beginnt am Ostrand des Kartenblattes 55 Ober-Grafendorf an der Kilb-Störung. Inwieweit sie auch weiter im Westen nochmals auftritt, wie aus mehreren Berichten und Manuskriptkarten älterer Arbeiten geschlossen werden könnte (z.B. bei Hilm-Kematen im Ybbstal als "Nördlichste Neocomienzone" in PAUL, 1899: 284), muss einer Neukartierung dieses Gebietes vorbehalten bleiben. Die Tulbingerkogel-Decke erstreckt sich auf dem Kartenblatt Ober-Grafendorf entlang des gesamten Nordrandes der Flyschzone, scheint aber gegen Osten ab dem Pielachtal an der Oberfläche auszukeilen. GÖTZINGER (1953) erwähnt "Neokomkalksandsteine" im Flussbett der Pielach bei Klangen, "die auch noch im Graben W Wielandsberg zu erkennen sind". Es wäre auf dem Kartenblatt das östlichste Vorkommen, heute ist es nicht mehr auffindbar. Dass dieses Auskeilen aber nur ein kurzes Stück der Fall ist, zeigen die bisherigen Kartierungen auf Blatt 56 St. Pölten, wo sie östlich des Traisentales in gleicher Position immer breiter wird und bis zur Donau bei Wien und im Bisambergzug in klassischer Weise entwickelt ist. Gesteinsbestand und Stratigrafie sind von GRÜN et al. (1972) aus der Gegend beim Passauerhof im Wienerwald detailliert bearbeitet worden. Auf dem Kartenblatt Ober-Grafendorf sind die Serpentinvorkommen von Kilb und Fleischessen die hervorstechendsten Merkmale dieser Zone. Sie wurden von ABEL (1903) zum ersten Mal beschrieben und als Schürflinge aus dem kristallinen Grundgebirge gedeutet. Die gesamte Zone wurde noch nicht als eigenständige tektonische Einheit erkannt. PREY (1977) hat die unmittelbare Umgebung von Kilb und Fleischessen stratigrafisch bearbeitet und die Ähnlichkeit mit den Verhältnissen im Bereich des Wienerwaldflysches bei Wien bestätigt.

Der Schichtbestand (Nummern entsprechend der Legende der Geologischen Karte ÖK 55 Ober-Grafendorf).

Wolfpassing-Formation (99)

Der Formationsname geht aus den Wolfpassinger Schichten (STUR, 1894) hervor und fasst Lithologien zusammen, die wegen ihrer geringen Mächtigkeit, Ausdehnung, tektonischen Zerstückelung und der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht im Einzelnen abzugrenzen sind. Es ist eine Folge von kalkigen und siliziklastischen Flyschgesteinen, die mit den vergleichbaren Vorkommen der Flyschzone bei Wien große Übereinstimmung zeigen und dort vom Barremium bis ins Albium, möglicherweise auch bis ins Cenomanium reichen (GRÜN et al., 1972). Aus dem Gebiet von Blatt ÖK 55 Ober-Grafendorf hat PREY (1977) trotz sehr sorgfältiger

stratigrafischer Bearbeitung der Umgebungen der Serpentin-Vorkommen von Kilb und Fleischessen nur sehr allgemein ein "Mittelkreide"-Alter angeben können. Verlässliche Mächtigkeitsangaben liegen nicht vor.

Die Schwermineralführung von auf der Karte nicht gesondert ausgewiesenen Sandsteinen, ergab eine Granatvormacht (50-60 %) neben viel Zirkon (20-30 %) und etwas Turmalin, Rutil und Apatit. Auch Chromit und Chloritoid sind in Spuren vorhanden. Die Schwermineralführung entspricht damit nicht den Profilen bei Wien, die ein Vorherrschen von Zirkon und Turmalin auf Kosten des Granats zeigen. Dieser Unterschied und die auch etwas tieferen Nannoplankton-Alter der Kalkmergel (Berriasium-Hauterivium, siehe unten) geben vielleicht einen Hinweis darauf, dass die Schichtfolge hier im Westen gegenüber der bei Wien früher beginnt. Möglicherweise kann damit auch das hier gehäufte Vorkommen der Ultrabasite zusammenhängen, da solche in der Nordzone bei Wien noch nicht gefunden worden.

Bunte Schiefer (100)

Züge bunter Schiefer sind meist durch die rötliche Färbung des Bodens erkennbar, nur sehr selten sind sie auch anstehend sichtbar. Es handelt sich um eine dünnbankige Folge von feinkörnigem Kalksandstein, Siltstein und grauem, grünlichem und rötlichem Schieferton. PREY (1977) beschreibt daraus ärmliche Sandschalerfaunen (benthische Foraminiferen), die für "Mittelkreide" sprechen.

Glaukonitsandstein und schwärzliche Schiefer (101)

Diese harten, z.T. glasigen "Glaukonitquarzite", sind zusammen mit dunklen Schiefern ein markantes Schichtglied des Rhenodanubischen Flysches und wurden bisher meist als "Flyschgault" beschrieben. Die Vorkommen innerhalb der Wolfpassing-Formation sind nicht weiter abgrenzbar, doch scheinen sie sehr verbreitet zu sein und sind im Waldboden gut erkennbar. Es ist auffallend, dass diese Gesteine gehäuft in unmittelbarer Nachbarschaft zu den Blöcken aus Serpentin zu finden sind, jedoch nie im direkten Kontakt.

Kalksandstein, Kalkmergel, kalkiger Flysch (102)

Dies ist die aufgrund der hellgrauen Färbung und kalkigen Lithologien am besten erkennbare Abfolge innerhalb der Wolfpassing-Formation. Ein repräsentativer Aufschluss befindet sich an der Straßenkurve bei Kohlenberg, etwa 2 km östlich Kilb, ganz in der Nähe des Serpentins. Der Aufschluss zeigt eine etwa 7 m mächtige Serie von bis zu 20 cm dicken Bänken aus hellgrauem, hartem Kalkmergelstein, untergeordnet auch feinkörnigem Kalksandstein und bis zu 1 m mächtigen hellgrau-weißlichen Kalkmergeln mit dünnen Kalkbänkchen, die etwa 240/50 gegen SW einfallen. Allerdings sind die Schichten intern gestört und wahrscheinlich überkippt. Die z.T. reiche Nannofossilführung ergab ein Unterkreide-Alter. Aus einer Brunnengrabung NE Freudeckhof stammt ein sehr verlässliches Berriasium bis Hauterivium-Nannoplanktonalter

(det. H. STRADNER). Ein weiterer erwähnenswerter Aufschluss ist in einem kleinen Wasserriss etwa 200 m NE des Hofes "Im Hames" zu sehen, nicht weit von dem dortigen Ultrabasitvorkommen. Es ist auffallend, dass Ultrabasite immer in nächster Nachbarschaft zu diesen kalkigen Abfolgen gefunden wurden, ohne das allerdings irgendwelche direkte Kontakte gesehen oder darauf geschlossen werden konnte.

Serpentinit (103)

Serpentinit ist das wohl spektakulärste Gestein in der Tulbingerkogel-Decke. Seit ABEL (1903) sind die Vorkommen bei der Rotte Fleischessen und bei Kilb bekannt. Diese wurden seitdem immer wieder neu beschrieben, wobei aus allen Arbeiten ersehen werden kann, wie rasch sich die Aufschlussverhältnisse ändern. Zuletzt wurde das Vorkommen bei Fleischessen von RICHTER & WIESENEDER (1975) analysiert und gedeutet, jenes von Kilb konnte von diesen Bearbeitern jedoch nicht wiedergefunden werden. (Näheres siehe Exkursionspunkt 2).

Zur Tektonik der Tulbingerkogel-Decke

Schon aus ihrer Lage als schmale Zone am Nordrand der mächtigen Greifenstein-Decke ist ersichtlich, dass es sich bei der Tulbingerkogel-Decke um eine extrem tektonisch beanspruchte Einheit handelt. Das zeigt sich trotz der schlechten Aufschlussverhältnisse schon daran, dass stratigrafische Einheiten kartierungsmäßig nicht verfolgt werden können. Nach den jüngsten Aufnahmen ist nun ersichtlich, dass diese Zone im Westen in der Kilb-Störung endet, gemeinsam der dort ebenfalls auskeilenden Greifenstein-Decke. Bei Berücksichtigung der Annahme von EGGER (1997), dass der sinistrale Versatz dieser Störung hier rund 30 km beträgt, muss sich dieser konsequenterweise im weiteren Verlauf gegen Osten am Nordrand der Flyschzone entlang der Tulbingerkogel-Decke fortsetzen. Der Nordrand der Flyschzone wäre also ab hier mit einem bedeutenden linksseitigen lateralen Versatz verbunden, wie das ja auch EGGER (1997) am Nordrand der Flyschzone in Oberösterreich annimmt, wo der Hauptast des ISAM-Blattverschiebungssystems (ISAM: Innsbruck-Salzburg-Amstetten-BV) am Nordrand der Flyschzone ausfächert und an der Pettenbach-Störung südlich Gmunden diese gegenüber der Molasse um 20 km versetzt. Hier bei Kilb erklärt ein ähnlicher Versatz auch das spitzwinkelige Ausstreichen der nördlichen Schuppen der Greifenstein-Decke zur Tulbingerkogel-Decke, wie das besonders deutlich am Nordrand des Flysches südlich Bischofstetten zu sehen ist.

Haltepunkt E3/1a: Rutschgelände bei Kilb

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Kilb südlich des Sportplatzes (BMN M34 R: 681512, H: 329070, WGS84 E: 15°24'45,6", N: 48°05'47,0").

Thema: Rutschungen im Grenzbereich Flysch-Molasse

Lithologie: Haller Schlier, Sandsteine der Altlengbach-Formation

Tektonische Einheit: Molasse, Flyschzone

Geologischer Überblick

Der südlich von Kilb verlaufende Nordrand der Flyschzone ist von Rutschungen außerordentlich stark betroffen und stellt das gesamte Baugeschehen und vor allem die Erhaltung von Verkehrswegen und Versorgungsleitungen seit jeher vor große Probleme. In exemplarischer Weise ist davon die Zweite Wiener Hochquellenleitung betroffen, die von Scheibbs bis in das Gemeindegebiet von Kilb bei Kettenreith in dieser Zone verläuft. Gerade in der Umgebung von Kilb ist im Verlauf der Straße von Kilb auf die Höhe bei Kohlenberg diese Situation besonders augenfällig. Die Straße bedarf ständiger aufwendiger Wartung und will nicht zur Ruhe kommen. Auf der geologischen Karte ÖK 55 Ober-Grafendorf tritt diese Zone auf einer Länge von etwa 20 km auf und zeigt gerade hier in klassischer Weise die besondere Instabilität des Geländes an, die ihre Ursachen im geologischen Bau und der durch diesen verursachten morphologischen Gegebenheiten hat.

Die Ursachen für die auffallende Häufung von Hanginstabilitäten in dieser Zone sind wohl vor allem durch die relativ weichen Molassesedimente (hier "Hall-Formation" = Haller Schlier) verursacht, die von den generell härteren Gesteinen der Flyschzone überschoben sind. Der auf kleinem Raum sich vollziehende Geländesprung von rund 300 m Seehöhe (Kilb) zum nur 1 km südlich gelegenen Kamm von über 400 m (Kohlenberg 437 m) ist bedingt durch die Überdeckung der Sandsteine der Altlengbach-Formation. Dadurch geraten die mergeldominierten Molassesedimente in Hangneigungen über 7 Grad, die weit über ihren natürlichen Böschungswinkel von nur bis rund 5 Grad liegen, und kommen dadurch ins Rutschen. Bei Neubing/Bischofstetten reichen sie bis 360 m SH. Die ebenfalls rutschanfälligen Gesteine der schmalen Nordzone verstärken die Neigung zu Rutschungen noch zusätzlich. Westlich davon, im Gebiet des Steinberges, wo es keine vorgelagerte Nordzone gibt und die Flyschfront durch die noch härtere Kalkgraben-Formation (= Zementmergelserie) gebildet wird, rutscht die Molasse von 430 m SH bei Hangneigungen von bis zu 10 Grad ab.

Vom Sportplatz südlich Kilb, der genau an der Grenze der Flyschzone zur Molassezone liegt, wird in einer kurzen Wegstrecke von etwa 300 m leicht bergauf die Tulbingerkogel-Decke ("Nordzone") durchquert und bei der Hütte des Naturwanderweges die örtliche Geologie vorgestellt. Bei der Hütte verläuft die Grenze der Tulbingerkogel-Decke zur südlich angrenzenden Greifenstein-Decke, die die dominierende Einheit der Rhenodanubischen Flyschdecken der

östlichen Flyschzone ist. Deren Nordrand ist durch einen aufgelassenen Steinbruch in der Altlengbach-Formation (Maastrichtium) gut aufgeschlossen. Am Fuß des Steinbruches ist deutlich eine flache Deponie aus Abbruchmaterial erkennbar, davor befindet sich eine zu einem Biotop (geschützes Feuchtgebiet) umgestaltete vernässte Mulde.

Die aufgeschlossene Steinbruchwand zeigt mächtige Sandsteinbänke der Altlengbach-Formation. mit nur sehr untergeordnet zwischengeschalteten Tonmergellagen. Die Ablagerungen repräsentieren eine typische proximale Turbiditfazies. Die Bänke streichen genau E-W und fallen mit mehrheitlich 60 Grad gegen Süden, flacheres Einfallen ist auf weniger verstellte Partien zurückzuführen. Die Schichtfolge ist aufrecht und Unterflächenmarken ("flute-casts") zeigen eine Transportrichtung aus östlichen Richtungen an. Die Schwermineralspektren zeigen eine dominierende Granatvormacht (über 70 %) an, daneben sind Zirkon, Turmalin, Rutil, Apatit und Staurolith mit jeweils 5-8 % vertreten. Chloritoid, Brookit und Chromit ist in Spuren nachweisbar. Die Fossilführung ist wie meist in proximalen Turbiditen spärlich. Nannofossilien belegen höhere Oberkreide und die Foraminiferen mit benthonischen Sandschalerfaunen sind hier nicht aussagekräftig. Alle diese Merkmale sind für das Maastrichtium-Alter der Altlengbach-Formation typisch.

Die nördlich anschließende Tulbingerkogel-Decke ist nicht nur hinsichtlich ihrer großtektonischen Stellung problematisch, sondern stellt vor allem wegen ihrer extrem ungünstigen Aufschlussverhältnisse besondere Anforderungen an die geologische Aufnahme. Gute und verlässliche Aufschlüsse sind spärlich, zusammenhängend aufgeschlossene Schichtfolgen eine Rarität und die geologische Kartierung fußt auf Rollstückkartierungen in Kombination mit morphologischen Gegebenheiten. Tiefreichende Verwitterung, Solifluktion, Hangschutt, Rutschtendenzen und großflächige Rutschungen verdecken den anstehenden Gesteinsuntergrund. Die unmittelbare Umgebung des Exkursionshalts gibt ein anschauliches Bild dieser Situation.

Haltepunkt E3/1b:

"Hall-Formation" in der allochthonen Molasse

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Böschung am N-Rand des Geländes des Sportplatzes von Kilb (westlicher Platz).

(BMN M34 R: 681512, H: 329070, WGS84 E: 15°24'45,6", N: 48°05'47,0").

Thema: "Hall-Formation".

Lithostratigrafische Einheit: "Hall-Formation".

Alter: Eggenburgium.

Einleitung

Der Begriff "Hall-Formation" wurde in der Literatur nie ausreichend formalisiert. Es handelt sich daher um einen nicht validen Formationsnamen, der daher sowohl an dieser Stelle, als auch auf dem geologischen Kartenblatt 55 Ober-Grafendorf unter Anführungszeichen verwendet wird. Der Begriff leitet sich vom oberösterreichischen Bad Hall ab und meint den dort auftretenden Schlier des Eggenburgium, eine Typuslokalität wurde jedoch nie definiert. In Oberösterreich beschreiben BOROWSKI et al. (2008) und HINSCH (2008) für den Schlier des Eggenburgiums eine fazielle Vielfalt, die von Turbiditen über Tempestiten bis zu Gezeitensedimenten reicht. Die Anwendung des Begriffs "Hall-Formation" auf die eggenburgischen Sedimente in der allochthonen Molasse des Kartenblattes 55 Ober-Grafendorf bezieht sich aber in erster Linie auf deren entsprechende stratigrafische Position.

Biostratigrafische Einstufungen mit Foraminiferen und kalkigem Nannoplankton von Proben im Kartenblattbereich von ÖK 55 (det. I. CICHA, C. RUPP, B. HAMRŠMID, S. ĆORIĆ) zeigen, dass der lithologisch recht einheitliche Schlier im weiteren Bereich vor der Flyschüberschiebung zeitlich das untere Eggenburgium bis zum unteren Ottnangium umfasst. Dabei ist eine etwa parallel zum Flyschrand verlaufende, etwa zwei bis drei Kilometer breite Zone mit Schlier des Eggenburgium zu erkennen, in den häufig Sandsteinlagen und lokal mächtigere Sandsteinpakete eingeschaltet sind. Die Sandsteinlagen erreichen dabei einige Zentimeter bis maximal 40 cm Dicke. Besonders sandsteinreich ist das Gebiet des Hochholzes SW Ober-Grafendorf. Dies dürfte auch die Ursache für das morphologische Hervortreten dieses Waldgebietes gegenüber dem niedrigeren Schlierhügelland der Umgebung sein.

Das Auftreten von plattigen Sandsteinen, meist ausgeackert in den Feldern, ist in fleckenhafter Verteilung, aber auch im nördlich anschließenden Schliergebiet des unteren Ottnangiums zu beobachten und kann daher nicht als lithologisches Kriterium zur Abgrenzung vom Schlier des Eggenburgiums verwendet werden. Generell nehmen die Sandsteinlagen aber im Ottnangium in nördlicher Richtung an Häufigkeit und Dicke ab. Die sandsteinfreie, hochbioturbate Fazies des *Robulus*-Schliers des unteren Ottnangiums dominiert dann den Bereich des übrigen Schlierhügellandes bis zum Auftauchen des Älteren Schliers und der Melker Sande weiter im Norden.

Die Grenze zwischen dem Schlier des Eggenburgiums und des Ottnangiums dürfte als Schuppengrenze ausgebildet sein, die allerdings nie im Aufschluss angetroffen wurde, sondern deren Verlauf anhand der biostratigrafischen Einstufungen zahlreicher Proben für die Darstellung im Kartenbild definiert wurde. Die Einfallswerte erreichen aber auch noch nördlich dieser Linie Werte bis 60 Grad, erst ab einer Linie nördlich Kälberhart – Rammersdorf sind deutlich flachere Werte, z.T. auch horizontale Lagerung zu beobachten. Möglicherweise existieren weitere Schuppengrenzen innerhalb des Ottnangiums.

Die Sandsteine im Schlier des Eggenburgiums und Ottnangiums zeigen verschiedene Sedimentstrukturen wie ebene Lamination, Rippelschichtung und Ansätze von "hummocky"-

Schrägschichtung. Auch wenige Millimeter dicke Schillkonzentrationen von winzigen Bivalvenschalen sowie diverse Grabspuren wurden beobachtet. Eindeutige turbiditische oder konturitische Sedimentstrukturen wurden im Blattbereich von ÖK 55 Ober-Grafendorf nicht angetroffen. Die Sandsteinlagen sind damit jenen des Typus "Sandstreifenschlier" (z.B. Aufschluss Türkensturz an der Erlauf) gut vergleichbar und deuten damit nach KUFFNER (1994) auf ein sturmgeprägtes Milieu in einem siliziklastischen Flachmeer hin.

Die mikropaläontologische Bearbeitung einer Probenserie von zehn Proben aus der "Hall-Formation" des Kartenblattbereiches (Bearb. C. RUPP) erbrachte folgende Ergebnisse: Die Mehrdurchwegs als Cibicidoides-Faunen zu bezeichnenden Vergesellschaftungen weisen Größensortierung vor allem bei aufsitzenden Arten (Cibicidoides, Lobatula) und flachmarinen Arten (Elphidium, Ammonia etc.) auf, was teilweise auf Umlagerung (vor allem synchron allochthon) und eine erhöhte Strömungsenergie (Cibicidoides) im Nahbereich der Proben hinweist. Größere und eher autochthone Elemente wie Bathysiphon, Semivulvulina, Astacolus, Lenticulina, Heterolepa und Melonis machen eine Ablagerungstiefe von tiefem Neritikum (bis oberes Bathyal) wahrscheinlich. Bathyale Mikrofaunen des Eggenburgiums aus Oberösterreich weisen neben einem wesentlich höheren Anteil von Bathysiphon ebenfalls immer wieder hohe Werte von Cibicidoides und umgelagerten Flachwasserarten (Ammonia) auf (GRUNERT et al., 2013), auch der "helvetische" Bathysiphon-Cibicides-Schlier aus dem Wiener Becken (PAPP, 1956) könnte ein unter ähnlichen Bedingungen abgelagertes Sedimentpaket darstellen. CICHA (1997) kommt bei seiner ökologischen Interpretation der Foraminiferen-Assoziationen im Blattbereich von ÖK 55 Ober-Grafendorf zu einem analogen Befund, auch er gibt oberes Bathyal bis tiefes Neritikum als Ablagerungstiefe für die Proben aus dem Eggenburgium an. Die mikropaläontologischen Befunde deuten damit auf eine tendenziell größere Ablagerungstiefe hin als die sedimentologische Analyse.

Aufschlussbeschreibung

Im nordwestlichen Bereich der Sportplatzanlage oberhalb des Ortsbereiches von Kilb tritt, nur etwa 150 Meter von der Überschiebung der Rhenodanubischen Flyschzone entfernt, an einer künstlichen Böschung mit Begrünungsmaßnahmen typischer Schlier des Eggenburgium in Form von grauem, feinsandig-siltigem Mergel auf. Vermutlich aufgrund der dichten, gefüge-auflösenden Bioturbation und der engständigen Klüftung mit unterschiedlicher Orientierung ist das Einfallen der sedimentären Schichtung nicht erkennbar. Sandsteinlagen fehlen in diesem Aufschluss, sind aber in nahegelegenen Aufschlüssen westlich des Sportplatzes entlang der Sierning vorhanden.

Die Bearbeitung der allgemein ärmlichen Mikrofauna durch C. RUPP ergab folgende Ergebnisse (sh. sehr häufig, h. häufig, ns. nicht selten, s. selten, ss. sehr selten): Benthos: Bathysiphon sp. ss, Semivulvulina pectinata s, Amphimorphina hauerina ss, Plectofrondicularia digitalis ss, Plectofrondicularia vaughani ss, Lenticulina inornata s, Astacolus crepidulus s, Lagena gracilicosta ss, Homalohedra acuticosta ss, Palliolatella orbignyana ss, Bolivina concinna

ss, Bolivina antiqua ss, Bolivina matejkai ss, Bolivina sp. ss, Lapugyina cf. schmidi s, Globocassidulina crassa s, Globocassidulina subglobosa ss, Bulimina elongata ss, Angulogerina cf. angulosa ss, Virgulopsis tuberculata ss, Fursenkoina acuta ss, Nodogerina? scabra ss, Siphonodosaria sp. ss, Rosalina semiporata ss, Cibicidoides lopjanicus sh, Cibicidoides tenellus h, Lobatula lobatula ns, Biapertorbis biaperturatus ss, Biapertorbis? discigera ss, Nonion commune ss, Astrononion perfossum ss, Pullenia bulloides ss, Melonis pompilioides ss, Svratkina perlata ss, Charltonina tangentialis ss, Oridorsalis umbonatus ss, Heterolepa dutemplei ss, Heterolepa cf. dertonensis ss, Escornebovina sp. ss, Hansenisca soldanii ss, Hanzawaia boueana ss, Hanzawaia? sp. ss, Ammonia parkinsonia ns, Elphidium crispum s, Elphidium glabratum ss, Elphidium rugulosum ss, Elphidium sp. ss, Elphidiella cryptostoma ss und Elphidiella semiincisa ss. Plankton s: Tenuitellinata sp., Globigerina praebulloides, Globigerina ottnangiensis und Paragloborotalia acrostoma. Sonstiges: Schwammspikel h, Seeigelstachel ns. Diese Probe kann mit Elphidiella cryptostoma in das Eggenburgium gestellt werden. Umlagerung aus Flysch und oligozäner Molasse ist nicht selten.

Die Bearbeitung des häufigen und gut erhaltenen kalkigen Nannoplanktons durch S. ĆORIĆ ergab folgendes Ergebnis: Coccolithus pelagicus, Coronocyclus nitescens, Cricolithus jonesii, Cyclicargolithus floridanus, Helicosphaera ampliaperta, H. carteri, Pontosphaera multipora, Reticulofenestra bisecta, R. minuta, R. gelida, R. lockeri, R. pseudoumbilicus, Reticulofenestra sp., Sphenolithus moriformis und Zygrhablithus bijugatus. Umgelagert aus dem Eozän wurden Chiasmolithus sp., und Lanternithus minutus. Umgelagert aus der Kreide wurden: Arkhangelskiella cymbiformis, Cribrosphaerella ehrenbergii, Micula decussata, Placozygus fibuliformis, Prediscosphaera cretacea und Watznaueria britannica. Die stratigrafische Einstufung erfolgte daher in das Eggenburgium, obere NN2 (Auftreten von H. ampliaperta, R. lockeri und Z. bijugatus).

Haltepunkt E3/2:

Serpentinbruch Rotte Fleischessen

OK 55 Ober-Grafendorf, Alter Serpentinbruch bei der Rotte Fleischessen (BMN M34 R: 680193, H: 327709, WGS84 E: 15°23′46,5″, N: 48°05′04,3″).

Lithologie: Serpentinbrekzie, Chromspinell-führender Chrysotilserpentin.

Tektonische Einheit: Tulbingerkogel-Decke.

Alter: Frühe Kreide.

Vom Bushalt bei den Bauernhäusern Fleischessen wird in einem etwa 400 m über einen flach abfallenden Wiesenhang am Waldrand der alte kleine Steinbruch erreicht. Die durchquerte Wiese ist ein einziges großes Rutschgelände mit typischer Ruscht-Morphologie. Es handelt

sich um den schon von ABEL (1903) im Zuge der geologischen Landesaufnahme beschriebenen klassischen Bruch, der damals schon verfallen war, aber noch immer gut zugänglich ist (Abb. 1). ABEL (1903: 108) beschreibt das Gestein wie folgt: "... ein normaler Serpentin mit Maschenstruktur und mit accessorischen Pseudomorphosen nach Pyroxen und einzelnen Picotitkörnern". Dieses Vorkommen von Serpentin im Süden von Kilb ist das erste, welches bisher aus der ostalpinen Flyschzone bekannt wurde.



Abb. 1: Aufgeschlossene Reste des alten Serpentinbruchs bei der Rotte Fleischessen.

CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI (1927) haben sich ebenfalls mit den Vorkommen befasst und im nahen "Wasserriss" von Schützen eine Serpentinbrekzie gefunden, die PREY (1977) als sedimentär erkannt und aufgrund der Begleitgesteine ins "Neokom" einstufen konnte. Zuletzt wurde der Serpentin bei Fleischessen von RICHTER & WIESENEDER (1975) analysiert und gedeutet. Das Gestein kann zusammenfassend als ein Chromspinell-führender Chrysotilserpentin mit niedrigstem Metamorphosegrad bezeichnet werden. Die Ansicht dieser Bearbeiter, dass es sich um einen Scherling aus der Böhmischen Masse handelt, hat schon PREY (1977) in Frage gestellt. Aus heutiger Sicht sind diese ultramafischen Gesteine der Flyschzone Ophiolithe im weitesten Sinn, eine moderne monografische Bearbeitung aller Vorkommen in der Flyschzone währe lohnend.

Alle bekannten Vorkommen befinden sich unmittelbar unter der überschiebenden Altlengbach-Formation. Sie können beträchtliche Ausmaße erreichen. Schon ABEL (1903) hat in Fleischessen eine Ausdehnung von 600 m angenommen, was nach den jüngsten Kartierungen betätigt werden kann. Zu den zwei altbekannten Vorkommen von Kilb und Fleischessen sind nun weitere entdeckt worden (siehe Abb. 2)

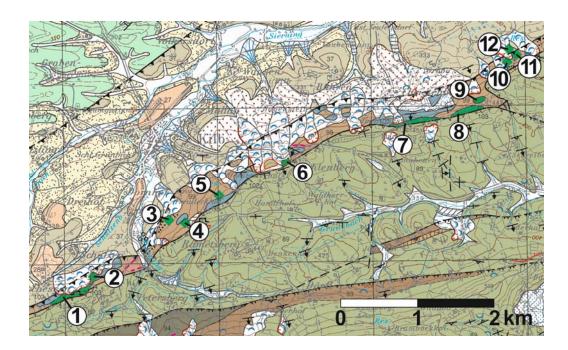


Abb. 2: Die Lage der Ultrabasitvorkommen in der Umgebung von Kilb. 1. Der Steinbruch bei Fleischessen (Serpentin; ABEL, 1903). 2. Der "Wasserriss S Schützen (Serpentinbrekzie; CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI, 1927). 3. Fahrspur im Jungwald ca. 500 m E Freyen (gehäufte kleine faustgroße Stücke einer Serpentinitbrekzie", 10 m darüber ein Ophikalzitblock; 1987 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden). 4. Fahrspur im Jungwald ca. 700 m E Freyen unterhalb des verfallenen Steinbruchgeländes (im Waldboden sichtbarer Block eines Ultrabasits; 1987 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden). 5. Karrenweg im Wald 150 m N Freudeckhof (aus Waldboden herausragender Block eines Ultrabasits; SCHNABEL, Kartierung 1987). 6. Die Typlokalität des "Serpentins von Kilb" an der Straße Kilb-Kohlerberg (ABEL, 1903). 7. Großer Aufschluss in der Steilstufe (Rutschungsabriss) hinter dem Hof "Im Hames" und am Zufahrtsweg zum Hof unmittelbar N der Kote 451 (tektonisch stark beanspruchter Ultrabasit, der in Rollstücken im Wiesengelände östlich davon noch etwa 400 m weiter verfolgt werden kann, was auf ein großes Vorkommen schließen lässt; 1996 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden). 8. 100 m W Kote 445, etwa 1 km E von "Im Hames" (Aushubmaterial einer zugeschütteten Wasserleitung auf einer Länge von 200 m größtenteils aus Ultrabasitschutt, 1996 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden). 9. Kuppe im Wald etwa 80 m N Pkt. 8 (Härtling im Wald aus ultrabasischem Material, 1996 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden). 10. Etwa 500 m NNE von Kote 445 am Rand eines Wildgeheges, 360 m SH (Ophikalzitblock über 1 m³, SCHNABEL Kartierung 1996). 11. 150 m NE von Fund 10 auf 340 m SH (Ophiolitblock über 1 m³, 1996 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden). 12. etwas unterhalb Pkt. 11 (auf Molasse abgeglittener Ophiolitblock, 1996 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden).

Das Alter dieser Ultramafite ist wiederholt diskutiert worden, ein relativer Hinweis ist aus der Serpentinbrekzie (Fund 2, Abb. 2) ableitbar. Diese Brekzie ist ein in einen "Mergelschiefer" eingebettetes Sediment, in welchem immer wieder Serpentinfragmente beobachtet werden

konnten. PREY (1977). Aufgrund von spärlichen Fossilresten (Foraminiferen und Echinodermen) konnte PREY (1977) eine Einstufung in die Unter-Kreide nachweisen, welches Alter als jüngstes für die Platznahme der Serpentine in Frage kommt.

Haltepunkt E3/3:

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Hohenbrand/Luftstraße, Unterkreide der Ybbsitz-Klippenzone (Südpenninikum) am Kontakt zur Frankenfels-Decke (Oberostalpin).

Geologie bei der Anreise

Die LH 103 verbindet Mank mit Marbach bei Kirchberg an der Pielach und durchschneidet im Abschnitt von Kettenreith bis zur Passhöhe des Gasthauses Luft auf einer Strecke von nur rund 3 km die gesamte Flyschzone mit sechs tektonischen Einheiten. Es sind das von Nord nach Süd:

- 1) Die Tulbingerkogel-Decke ("Nordzone") in ihrem in der Kilb-Störung auskeilenden westlichsten Ende (hier noch rund 100 m breit) mit der Wolfpassing-Formation (späte Unterkreide bis frühe Oberkreide).
- 2) Die nördliche Schuppe der Greifenstein-Decke mit der Altlengbach-Formation (Maastrichtium) in aufrechter Lagerung (hier rund 500 m breit).
- 3) Eine südliche Schuppe der Greifenstein-Decke mit einer im Süden überkippten, steilen Mulde mit einer Schichtfolge von Aptium/Albium bis Maastrichtium. Diese ist an einem steilen N-S verlaufenden Bruch stark gestört, wobei der westliche Teil gehoben ist und nur die älteren Schichtglieder erhalten sind (hier rund 1.700 m breit).
- 4) Die Gresten-Klippenzone, hier eine schmale Schuppe mit Buntmergelserie paleozänen bis früheozänen Alters (rund 200 m breit).
- 5) Die Laab-Decke mit Sandstein des Maastrichtium-Paleozän (hier rund 50 m breit).
- 6) Die Ybbsitz-Klippenzone mit der Glosbach-Formation (hier rund 500 m breit).

Haltepunkt E3/3a:

Spitzkehre in 540 m SH

(BMN M34 R: 679907, H: 324215, WGS84 E: 15°23'24,7", N: 48°03'11,1").

Thema: "Überschiebung" der Opponitz-Formation (Trias/Karn der Frankenfels-Decke) auf Glosbach-Formation (Unterkreide der Ybbsitz-Klippenzone).

Lithologie: Rauhwacke, Kalksiltite und Kalksandsteine.

Tektonische Einheit: Frankenfels-Decke, Ybbsitz-Klippenzone.

Alter: Oberes Karnium, Frühe Kreide.

Die Opponitz-Formation (Opponitzer Rauhwacke) bildet entlang des gesamten Kartenblattes 55 Ober-Grafendorf und auch darüber hinaus, westlich (54 Melk) wie östlich (56 St. Pölten), den Nordrand der Frankenfels-Decke, deren ältestes Schichtglied sie ist. Sie ist meist nur ein schmales Band, jedoch ununterbrochen vorhanden. Am Haltepunkt der Luftstraße ist die Opponitz-Formation sehr gestört und zum Teil als Kalk- oder Dolomitbrekzie ausgebildet. Die Brekzie bildet gemeinsam mit Gips (in Bohrungen und an der Typlokalität bei Opponitz) und Anhydrit das Ausgangsgestein. Am nahen Kontakt zur überschobenen Glosbach-Formation der Ybbsitz-Klippenzone sind einzelne Dolomitschollen eingeschuppt. Mit einem verhältnismäßig flach gegen Süden einfallenden Kontakt (Überschiebung) erscheint unter der Rauhwacke die extrem gestörte und verfaltete Glosbach Formation (Abb. 3, 4). Der Kontakt selbst ist nicht deutlich sichtbar und innerhalb eines Bereiches von einigen Metern unter der verstürzten und verwitterten Straßenböschung zu suchen.



Abb. 3: Überschiebung von Opponitzer Rauhwacke auf Glosbach-Formation. Aufschlusssituation 1988, kurz nach Fertigstellung der Straße.



Abb. 4. Überschiebung von Opponitzer Rauhwacke auf Glosbach-Formation (Aufschlusssituation Mai 2013).

Die Lithologie der Glosbach-Formation wird von HOMAYOUN & FAUPL (1992) beschrieben als: "... mittel- bis dünnbankige Abfolge von kieselig-mergeligen Kalksiltiten bis feinkörnigen Kalksandsteinen im Wechsel mit kieseligen Tonstein-Tonmergellagen. Die Bankdicken sowohl der Siltite als auch der Mergellagen schwanken zwischen wenigen Zentimetern und 25 cm. Auf die Feinsand-Siltitbänke lässt sich die BOUMA-Abfolge anwenden. Die häufigsten sedimentären Strukturen sind ebene Feinlamination und untergeordnet auch Rippelschichtung. Basale Ta-Abschnitte fehlen. Einmessbare Unterflächenmarken konnten nicht beobachtetet werden. Die Kalksiltite weisen nur einen sehr geringen Gehalt an siliziklastischem Material auf. Der Karbonatanteil der pelitischen Intervalle schwankt zwischn 8 und 40 % CaCO₃. Häufig sind auch gut abgrenzbare pelitische Bänke festzustellen. In der Schichtabfolge wurden keine deutlichen Bankmotive, wie thinning/thickening-upward, beobachtet. Die Glosbachschichten lassen sich gut mit der Tiefwasserfazies D2.1 (Graded-stratified silt) im Übergang zu C2.2 (Medium bedded sand-mud couplets) von PICKERING et al. (1986) vergleichen".

Die von HOMAYOUN & FAUPL (1992) als Glosbach-Schichten beschriebene, in derselben Arbeit aber auch als Glosbach-Formation bezeichnete lithostratigrafische Einheit, kommt mit Recht der Formationsrang gemäß den internationalen Empfehlungen der stratigrafischen Kommissionen zu, da es eine kartierbare und von angrenzenden lithologischen Einheiten gut zu trennende lithostratigrafische Einheit ist. Der namengebende Glosbach liegt rund 1,5 km westlich des Exkursionspunktes. Auf der Karte ÖK 71 Ybbsitz (RUTTNER & SCHNABEL, 1988) ist das Äquivalent der Glosbach-Formation im Flysch-Neokom der Ybbsitz-Klippenzone enthalten, dort allerdings oft in grober klastischer Entwicklung mit Brekzien an der Basis der deutlicher ausgeprägten Turbidite. Deshalb und auch wegen der auf ÖK 55 Ober-Grafendorf viel breiteren Entwicklung wäre der Name Glosbach-Formation sehr berechtigt.

Es handelt sich bei diesen Vorkommen um die wichtigste Vertretung der in der Literatur bis in die 1960er Jahre so benannten "Kieselkalkzone", die den Nördlichen Kalkalpen zugerechnet wurde. Demgegenüber hat SCHWINGENSCHLÖGL (1981) sie als kieselige Varietät der Schrambachschichten der Cenomanrandzone angesehen. Beide Ansichten können als überholt gelten. Sein großes Verdienst aber ist es, in einem längt verfallenen Steinbruch der Kehre

der Luftstraße bei 420 m , etwa 400 m nördlich des Exkursionspunktes, drei bestimmbare Ammonitenreste gefunden zu haben, was in der sehr fossilarmen Formation einer Sensation gleichkommt und eine Einstufung in die späte Unterkreide erlaubt. Die Bestimmung von L. KRYSTYN ergab: *Crioceratites*(?) sp., *Puzosia*(?) sp., *Pulchellia* sp. und ein Belemnitenbruchstück. Ansonsten ist die Fossilführung sehr spärlich und stratigrafisch nicht aussagekräftig. Schlämmproben der schiefrigen Zwischenlagen erwiesen sich als fossilleer, ebenso waren unzählige Beprobungen auf kalkige Nannofossilien mehrerer Bearbeiter negativ. SCHWIN-GENSCHLÖGEL (1981: 59), erwähnt spärliche *Watznaueria* spp. (kalkiges Nannoplankton und Kieselschwammnadeln.

Haltepunkt E3/3b:

Straßenkehre nach etwa 250 m

(BMN M34 R: 679756, H: 324442, WGS84 E: 15°23'27,3", N: 48°03'18,3").

Thema: Sedimentologie und die Tektonik der Glosbach-Formation.

Lithologie: Kalksiltite und Kalksandsteine. Tektonische Einheit: Ybbsitz-Klippenzone.

Alter: Frühe Kreide.

Die Mächtigkeit der Glosbach-Formation ist wegen der intensiven Verfaltung nicht verlässlich anzugeben (Abb. 5, 6, 7). HOMAYOUN & FAUPL (1992) schätzen sie wie SCHWINGEN-SCHLÖGL (1981) auf maximal rund 200 m. HORWEGE (1986) hat dieses Gebiet im Rahmen seiner Diplomarbeit an der Universität Kiel auch strukturell vermessen. Die Schichten fallen mehrheitlich steil nach Süd bis Südwest ein, ein deutliches β -Maximum liegt bei 65/12; Achsenstreichen ENE-WSW; generelles SE-Fallen mit allgemeinen Streichrichtung des Gebirgsbaues (siehe Abb. 8).

Die Glosbach-Formation ist auf dem gesamten Kartenblatt Ober-Grafendorf die bei weitem bedeutendste Abfolge der Ybbsitz-Klippenzone und erstreckt sich von West nach Ost fast über das gesamte Kartenblatt mit wechselnder Breite von 100 m (bei Rabenstein) bis auf über 750 m (bei Glosbach).

Unter der Glosbach-Formation befindet sich eine Radiolaritfolge aus grünem und rotem Radiolarit und geringmächtigen pelagischen Kalksteinen (Fasselgraben-Formation, "Aptychenkalk"). Sie bilden im Westen in der Gegend des Glosbaches den Nordsaum gegen die schmale Laab-Decke und sind im Höllgraben und weiter gegen Westen mehrfach geschuppt. Im Osten, wo sie von der Kaiserkogel-Deckscholle der Frankenfels-Decke der Kalkalpen überlagert werden (Ansicht von Haltepunkt 8), liegt die Glosbach-Formation dem Radiolarit auf, was auf eine

inverse Lagerung hindeutet. Im Sonnleitgraben bei Eschenau ist etliche Meter mächtiger dunkler Kieselschiefer aufgeschlossen, dort ist auch das bisher einzige Ultrabasitvorkommen des Kartenblattes in Form eines ca. 1 m³ großen Blockes gefunden worden.



Abb. 5, 6, 7: Mehrere Detailansichten des Großaufschlusses Luftstraße

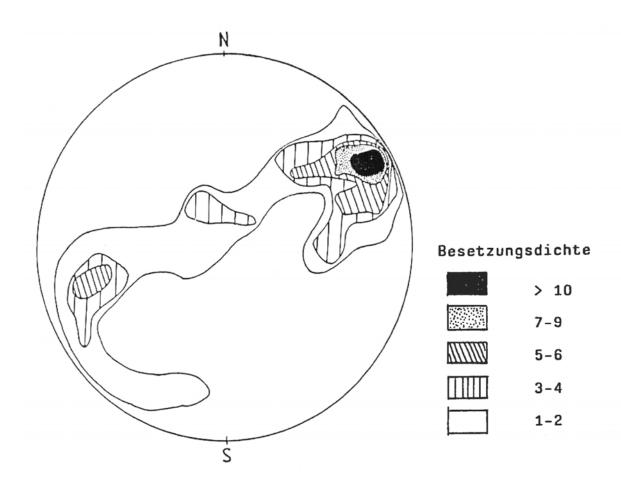


Abb. 8: Summendiagramm der β -Faltenachsen der Glosbach-Formation an der Luftstraße (nach HORWEGE, 1986).

Zur großtektonischen Position der Ybbsitz-Klippenzone

Es kann heute als weitgehend akzeptiert gelten, dass die Ybbsitz-Klippenzone mit ihrer Ophiolithsequenz, der Radiolaritfazies der Mittel-Jura-Gesteine und dem Calpionellenkalk des späten Jura bis Valanginium mit der darauffolgenden "flyschoiden" Kreideentwicklung weitgehende Übereinstimmung mit der Südpenninischen Arosazone zeigt und damit dem Piemontais-Ozean zuzurechnen ist (u.a. DECKER, 1990; SCHNABEL, 1992). Aber noch immer ist der Bezug zu den entsprechenden Einheiten im Tauernfenster bzw. Rechnitzer Fenster nicht geklärt. Wo in diesen Räumen ist die Ybbsitz-Klippenzone zu finden und wie ist ihre weitere Geodynamik ab der beginnenden Subduktion des Südrandes des Penninikums in der Unterkreide verlaufen?

Die auf Blatt Ober-Grafendorf auffallend breite Entwicklung der Unterkreide der Ybbsitz-Klippenzone in Form der Glosbach-Formation gibt nun neue Hinweise auf ihre Herkunft im Penninischen Raum. Die gesamte Ybbsitz-Klippenzone, und mit ihr auch die Glosbach-Formation, nimmt gegen Westen auf Blatt 54 Melk rasch an Breite ab und verschwindet unter den Kalkalpen. Sie ist im Größing-Fenster SW Plankenstein noch nachweisbar. Erst westlich Gresten

und im namengebenden Raum Ybbsitz ist sie wieder breit entwickelt. Diese auffallende "Struktur von Ybbsitz" kann bisher noch nicht befriedigend erklärt werden, denn weiter gegen Westen bei Waidhofen an der Ybbs nimmt sie wieder rasch an Breite ab und verschwindet im Pechgraben, im Gebiet der Weyrer Bögen, gänzlich vom Nordrand der Kalkalpen. Unter diesen ist sie allerdings sicher zumindest als Schollenteppich vorhanden, wie Funde von Ophikarbonaten im Fenster von Windischgarsten belegen, wo von PREY (1992) auch Schollen von "Neokom" beschrieben werden, deren Lithologie durchaus der Glosbach-Formation entsprechen. Auch im Wolfgangsee-Fenster sind vergleichbare Serien mit Ophikarbonaten beschrieben (zusammenhängende Erörterungen aller dieser Vorkommen samt Literaturhinweisen in DECKER, 1987).

Erst im Engadiner Fenster (Fimber-Zone) und an der West-Ostalpengrenze liegt in gleicher tektonischer Position unter und am Rand des Ostalpins die Arosa-Zone, die auch hinsichtlich ihrer Schichtfolge mit der Ybbsitz-Klippenzone eine auffallende Homologie zeigt und mit ihr verglichen wurde (DECKER, 1987; SCHNABEL, 1992). In westlicher Fortsetzung wird in der Platta-Decke die kalkige Bündnerschiefer-Entwicklung z.T. als Palombini-Formation bezeichnet. Diese wird freilich gegen Westen in den Walliser Alpen immer höhermetamorpher und leitet in die Internen Ligurischen Einheiten des klassisch entwickelten Ligurisch-Piemontesischen Ozeans über, wo die Typlokalitäten der Palombini-Schiefer (späte Unter-Kreide – frühe Ober-Kreide) und der Val Lavagna Schiefer (späte Ober-Kreide) zu finden sind.

Wolfgang SCHNABEL hatte vor Jahren Gelegenheit, die Typlokalitäten der Ybbsitz-Klippenzone und die Glosbach-Formation an der Luftstraße mit R. TRÜMPY (Zürich) und M. LEMO-INE (Paris) zu besuchen. Beide Kollegen ließen keinen Zweifel daran, dass es sich hier in Niederösterreich um Äquivalente des Südpenninikums handelt. Besonders LEMOINE bezeichnete spontan die hier in Niederösterreich aufgeschlossene schiefrige Unter-Kreide-Entwicklung als die Palombini-Schiefer der Typlokalitäten in den Westalpen und des Nordappenin. Die Ähnlichkeit von Glosbach-Formation und Palombini-Schiefern unterstreicht die enge Verbindung der Ybbsitz-Klippenzone mit dem Südpenninischen Ozean.

Beziehung der Ybbsitz-Klippenzone zur Klippenzone von St. Veit

Die Ybbsitz-Klippenzone wird gegen Osten, etwa ab dem Raum Eschenau immer schmäler und die Glosbach-Formation wird dort von Sandstein, Buntem Schiefer und karbonatischem Flysch jüngeren Alters (Oberkreide, "Zementmergel") abgelöst. Sie wird ab hier und weiter gegen Osten auf Blatt 56 St. Pölten der Oberkreidefazies der Kahlenberg-Decke immer ähnlicher, die nach PREY (1979) und SCHNABEL (1992) die sedimentäre Hülle der St. Veit-Klippenzone darstellt. Seit der jüngst erfolgten Bearbeitung der Großaufschlüsse des Lainzer Tunnels am Westrand von Wien durch PFERSMANN (2013) sind diese angenommenen engen Beziehungen zwischen der Ybbsitz-Klippenzone und der St. Veit-Klippenzone mit der Kahlenberg-Decke wieder zur Diskussion gestellt worden.

Allgemeiner Abriss für die Haltepunkte E3/4 bis E3/8:

Die Gresten-Klippenzone auf Blatt 55 Ober-Grafendorf

Auf Blatt 55 Ober-Grafendorf entspricht der Verlauf der Gresten-Klippenzone genau der von GÖTZINGER (1934) so benannten "tektonischen Linie von Rabenstein an der Pielach", die eine bewegte Erforschungsgeschichte hat. Die auffallende morphologische Depression, die von Texing gegen Osten über Glosbach, die Wetterlucke, den Oberlauf des Königsbaches über Rabenstein und Deutschbach in das Plambachtal zur Meiselhöhe streicht, ist erst mit der Entdeckung des "Inneralpinen Schliers" auf den westlichen Nachbarblättern durch VETTERS (1929, 1930) in den Blickpunkt der geologischen Forschung geraten. GÖTZINGER (1932, 1934) befasst sich mit der Fortsetzung gegen Osten über das heutige Kartenblatt 55 hinweg, wobei er die gesamte breite Talmulde als "Inneralpine Schlierzone" auffasst. Die Bedeutung der hier dominierenden Buntmergelserie war ihm noch nicht bewusst. Er berichtet über eine natürliche Gasexplosion im Bereich dieses Schliers bei Kettenreith (GÖTZINGER 1931), er entdeckte die "Neokomkalkklippen" (= Aptychenkalk/Blassenstein-Formation, Haltepunkt 4), es beschäftigten ihn die "Granitscherlinge in der Klippen-Schlierzone" (GÖTZINGER 1934: 87) und er deutete die gesamte Zone als eine "Aufpressungszone bzw. Aufschiebungszone" ... "mit großer Ähnlichkeit mit der Hauptklippenzone des Wienerwaldes".

Durch die Lehrmeinungen der folgenden Zeit (Gresten-Klippenzone ist Grestener Decke der Kalkalpen; u.a. KOBER, 1955: 252; SCHWENK, 1949; FISCHAK, 1949) ist diese Pionierleistung Götzingers in den Hintergrund getreten. Erst die Anwendung der Mikropaläontologie in den 1950er Jahren brachte die endgültige Klärung der Stratigrafie der "Klippenhülle" als Buntmergelserie (mit einem Alter von spätem Alb bis spätem Eozän, PREY (1957) in Rogatsboden) und der großtektonischen Zuordnung der Gresten-Klippenzone in den Faziesraum des Helvetikums. Aus faziellen und großregionalen Überlegungen wird nun hier von "Helvetikum im weitesten Sinn" gesprochen.

Die bis dahin fragliche Provenienz der Kristallinfunde in der Furche von Plambach-Rabenstein-Glosbach wurden von FAUPL (1975, 1977, 1978) als zum Alttertiär gehörige Komponenten der Buntmergelserie erkannt. Die zusammenhängende flächige Aufnahme der gesamten Klippenzone und ihres Rahmens wurde in den Jahren von 1985 bis 1988 von Arbeitsgruppen der Universität Kiel im Rahmen von Diplomarbeiten unter der Leitung von M. SARNTHEIN aufgenommen (BAUMANN, 1986; HORWEGE, 1986; MILKERT, 1987; GÜNTHER, 1988; SCHULZ, 1988). In Anlehnung an die Verhältnisse im westlichen Niederösterreich wurde der südliche Rahmen der Gresten-Klippenzone allerdings noch als zur Flyschhauptdecke gehörig angesehen. Die Überarbeitung für die Fertigstellung von Blatt 55 Ober-Grafendorf ergab eine Zugehörigkeit zur Laab-Decke hauptsächlich durch die Auswertung der Schwermineralanalysen (Zirkonvormacht) und durch die Verfolgung der Zone gegen Osten auf das Blatt 56 St. Pölten.

Die Aufschlussverhältnisse in dieser "Tektonischen Linie von Rabenstein an der Pielach" sind die denkbar schlechtesten. Die dominierende Buntmergelserie ist nur an wenigen Stellen des Plambaches in Prallhängen gut sichtbar (z.B. Haltepunkt 6), ansonsten nur durch Rotfärbung im Boden verfolgbar oder in kleinen periodischen Aufschlüssen in Seitengerinnen. In den flach abfallenden Wiesen sind großflächige Solifluktionsdecken bis zu etlichen Metern Mächtigkeit, Rutschtendenzen und abgrenzbare Rutschkörper die Regel. Die Nordbegrenzung der Gresten-Klippenzone bildet der Flysch der Greifenstein-Decke (Haltepunkte 5 und 7), der auch morphologisch deutlich in Erscheinung tritt. Ebenso deutlich tritt im Süden der meist schmale Zug der Sandsteine der Laab-Decke hervor, an den wieder die Ybbsitz-Klippenzone anschließt. Damit ist der Bau der Gresten-Klippenzone dieses Raumes eher mit jener der Haupt-klippenzone des Wienerwaldes vergleichbar

Von besonderem Interesse an dieser Depression sind zwei lange epigenetische Täler an deren Rändern. Westlich des Pielachtales ist es der Unterlauf des Königsbaches, der beim Maunglberg bis zur Mündung in die Pielach südlich Rabenstein die weichen Gesteine der Buntmergelserie verlässt und durch den Zug der harten Glosbach-Formation und sogar durch die Rauhwacke der Stirn der kalkalpinen Frankenfels-Decke einschneidet. Östlich des Pielachtales ist es der Plambach, der im Unterlauf bei Postl von seinem E–W-Verlauf in der Buntmergelserie plötzlich gegen NW abbiegt und durch ein 1 km langes enges Tal quer zu den harten Flyschgesteinen zum Pielachtal westlich Mainburg durchbricht.

Geologie bei der Anreise zu Haltepunkt E3/4

Die Fahrt führt von der Luftstraße ein kleines Stück zurück nach Norden und dann gegen Osten über die Straße Richtung Rabenstein über die Wetterlucke in den Oberlauf des Königsbaches zum alten Steinbruch an der Straße. Die besondere Stellung der Klippen hier inmitten der Flyschzone hat GÖTZINGER (1932: 52 oben) erst verhältnismäßig spät entdeckt, waren doch bis dahin zwischen den Stollberger Klippen der Hauptklippenzone im Gölsental und der Klippenregion bei Scheibbs keine "Klippen" bekannt.

Haltepunkt E3/4:

Steinbruch im "Aptychenkalk" im Königsbachtal

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Königsbachtal.

(BMN M34 R: 682389, H: 325682, WGS84 E: 15°25'33,7", N: 48°03'59,5").

Thema: Blassenstein-Formation.

Lithologie: Dünn- bis mittelbankige, hellgraue Mergelsteine und Fleckenmergel, Calpionellen-

kalk.

Tektonische Einheit: Gresten-Klippenzone, Helvetikum.

Alter: SpäterJura (spätes Tithonium) bis späte Frühe Kreide (Aptium).



Abb. 9: Aufgelassener Steinbruch mit "Aptychenkalk".

Der aufgelassene kleine Steinbruch (Abb. 9) zeigt das typische Bild des "Aptychenkalkes" (nun Blassenstein-Formation) der Gresten-Klippenzone. Es handelt sich um dünn- bis mittelbankige, hellgraue Mergelsteine und Fleckenmergel mit auffallend weißlicher Anwitterung und zwischengelagerten dünnen, weichen Mergellagen. Das Gestein fällt mittelsteil in südliche Richtungen und ist stark gestört. Im Steinbruch wie in der gesamten Umgebung zeigen Faltenachsen fast durchwegs mittelsteil bis steil gegen Süden.

Es ist auffallend, dass im gesamten Abschnitt der Gresten-Klippenzone des Kartenblattes 55 solche "Klippen" eine Seltenheit sind und nur im Abschnitt von der Wetterlucke über den Oberlauf des Königsbaches und entlang des Loizenbaches bis Rabenstein deutlich hervortreten. Nur im Plambachtal ist noch ein kleines Vorkommen extrem zerscherten "Aptychenkalkes" westlich Postl gefunden worden. Die "Klippen" hier sind fast nur in der "Aptychenkalk"-Fazies vertreten, einzelne geringmächtige Lagen der grünlichen Tonsteine der Zeller Schichten sind in der Klippe beim Loizenbach westlich Rabenstein vorhanden. Wegen ihrer geringen Mächtigkeit sind sie aber im Maßstab 1:50.000 nicht darstellbar. Alle diese Vorkommen sind der Waidhofener Fazies (s.u.) zuzuordnen. Vereinzelte Hinweise in den Aufnahmsberichten von GÖTZINGER über Vorkommen von Grestener Schichten sind anzuzweifeln. Nicht unerwähnt soll sein, dass unmittelbar SE von Rabenstein ein Kohleschurf existiert haben soll. Die Klippen im Königsbach und Loizenbach grenzen im N an steile bis überkippte, sehr gestörte ältere Flysch-Formationen der südlichsten Schuppe der Greifenstein-Decke (Mainburg-Schuppe), an allen anderen Seiten sind sie von Buntmergelserie umgeben.

Noch immer ist der traditionell überlieferte Terminus "Aptychenkalk" der für diese Formation übliche Bezeichnung, obwohl Aptychen hier wie auch über weite Strecken der Klippenzone kaum zu finden sind. Die Bezeichnung "Calpionellenkalk" würde der Charakterisierung dieser Fazies wohl eher entsprechen. Den Empfehlungen der stratigrafischen Kommission folgend wurde für den "Aptychenkalk" der Gresten-Klippenzone als lithostratigrafische Einheit der Formationsname Blassenstein-Formation gewählt. Typlokalität ist der Blassenstein bei Scheibbs, die höchste Erhebung in der Gresten-Klippenzone, an dessen Nordhang diese Formation besonders schön aufgeschlossen ist. Der Name leitet sich von den "Blassenstein-Schichten" ab (TRAUTH, 1950; Untere und Obere Blassenstein-Schichten). DECKER (1987) hat eine zeitgemäße Faziesanalyse der Gesteine der Klippenzonen im westlichen Niederösterreich durchgeführt. Aufgrund reicher Foraminiferen-, Nanno-, und Calpionellenführung reicht das Alter der Blassenstein-Formation vom Späten Jura (spätes Tithonium) bis in die späte Frühe Kreide (Aptium). Gegen das Hangende nehmen die Mergellagen zu.

Der Ablagerungsraum der Gresten-Klippenzone am passiven Kontinentalrand Europas mit listrischen Verwerfungen und unterschiedlichen, von Canyons durchschnittenen Sedimentationsräumen schafft wechselnde kleinräumige Lithologien und hat zu einer Vielzahl von stratigrafischen Namen geführt, die in zahlreichen Arbeiten von TRAUTH ihren Niederschlag gefunden haben. Im Wesentlichen können zwei Faziesbereiche erkannt werden – die eher küstennahe Waidhofener Fazies mit geringmächtigen Formationen und die küstenfernere Scheibbser Fazies mit mächtigeren und besonders im Mittel-Jura pelagischen Entwicklungen am tieferen Kontinentalhang. Die Scheibbser Fazies könnte zur karbonatfreien Tiefseesedimentation der Ybbsitzer Entwicklung im Penninischen Ozean überleiten.

Abschließend sei noch eine Episode über diesen Klippenzug im Königsbachtal erwähnt. GÖT-ZINGER (1932: 52), entdeckte erstmals die als "Neokomkalkklippen" beschriebenen Vorkommen zwischen Rabenstein und der Wetterlucke was zu einem Disput über die Priorität zwischen ihm und SOLOMONICA (1934a) führte. Dieser meinte aber offenbar ein anderes

Vorkommen, nämlich "von der Plambacher Höhe", wo aber auch jetzt trotz mehrmaliger Erwähnungen in der Literatur keine Jura-Unterkreide-Klippe gefunden werden konnte. Wahrscheinlich sah er das auffallende Zementmergelvorkommen westlich vom Schneiderhof als eine solche "Klippe" an (Exkursionspunkt 7), denn bereits im selben Jahr SOLOMONICA (1934b: 2 unten) schreibt er: "Zweifelhaft ist, ob die von mir 1934 beschriebene Klippe westlich Rotheau in diese Reihe gehört."

Weiterfahrt nach Rabenstein zum Haltepunkt 5: Richtung Rabenstein führt die Straße gegen Osten zunächst durch eine Talweitung des Königsbaches durch Buntmergelserie. Nach etwa 0,5 km ist bei der Brücke im Bachbett periodisch der tektonische Kontakt der Buntmergelserie (hier Eozän) mit der Glosbach-Formation (Ybbsitz-Klippenzone) zu sehen. Die hier zu erwartende Laab-Decke ist auf einige 100 m Länge ausgequetscht. Es beginnt ein epigenetisches Tal (s.o.) in dem der Königsbach die durch die Buntmergelserie verursachte Mulde verlässt und südlich des Maunglberges mit steilen Flanken die harte Glosbach-Formation durchschneidet, an einer Stelle sogar die Rauhwacke an der Stirn der Frankenfels-Decke. Die Straßenbiegung gegen Rabenstein durchschneidet einen schmalen Streifen der Laab-Decke und tritt gegen den Ort wieder in die Buntmergelserie ein. In der Umgebung von Rabenstein hat die Pielach entlang des tektonischen Streichens eine breite Talflur geschaffen.

Allgemeiner Abriss für die Haltepunkte E3/5 und E3/7

Die Greifenstein-Decke an deren Südrand zur Gresten-Klippenzone

Der Blattschnitt von 55 Ober-Grafendorf erlaubt es, durch das Hereinreichen des östlichsten Ausläufers der Kilb-Störung den Übergang der Rhenodanubischen Hauptflyschdecke im Westen zur Greifenstein-Decke im Osten zu zeigen. Von dieser Stelle an, an der die gesamte Flyschzone nur etwa 2 km breit ist und die Greifenstein-Decke ihr westliches Ende findet, gewinnt die Greifenstein-Decke gegen Osten rasch an Breite. Im Blattbereich erreicht sie nach nur rund 15 km bereits etwa 8 km Breite, um dann weiter gegen Osten noch breiter zu werden.

An der bedeutenden Kilb-Störung erscheint am Nordrand der Flyschzone die Tulbingerkogel-Decke, die an den Haltepunkten 1 und 2 besprochen wurde. Südlich davon entwickelt sich die Greifenstein-Decke, die am westlichen Kartenrand an der Störung fast gänzlich auskeilt und sich von dort gegen Osten über das Pielachtal hinweg mit vier Schuppen zunächst auf 6 km verbreitert, östlich des Plambacheck-Störungssystems existieren am östlichen Blattrand sogar sechs Schuppen mit insgesamt 8 km Breite.

Diese Schuppen besitzen keilförmige Schrägzuschnitte an ihren Rändern (Abb. 10). Von Norden nach Süden werden unterschieden:

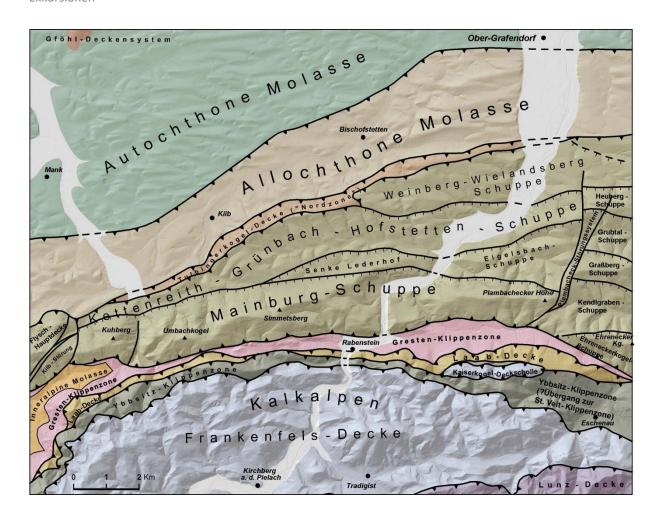


Abb. 10: Schuppenbau der Flyschzone auf ÖK 55 Ober-Grafendorf.

1. Die Weinburg-Wielandsberg-Schuppe

Sie beginnt im Westen keilförmig beim Hamesberg und weist meist eine ungestörte, südfallende Folge von der Altlengbach-Formation (Maastrichtium-Paleozän) bis in die Greifenstein-Formation (oberstes Paleozän-Eozän) auf. Im liegenden Nordteil wurde bei Haltepunkt 2 bereits der Steinbruch angesehen. Die Alter sind durch Nannofossilien gesichert. Die Schwermineralfraktionen der von siliziklastischem Sandstein dominierten Altlengbach-Formation haben im Maastrichtium das übliche Granat-Maximum. Im Paleozän ist der Umschlag zu Zirkon-Turmalin dominierten Spektren gut nachweisbar. Im Paleozän setzen Pelit-dominierte, distale Turbidite ein, die gegen oben von mürben, groben, bräunlichen, siliziklastischen Sandsteinen abgelöst werden. Deren Schwermineralführung ist durch ein sehr deutliches Zirkon-Maximum gekennzeichnet. OBERHAUSER (1984) führt von einem kleinen Steinbruch bei Waasen am Pielachufer den Fund einer Discocyclina im Dünnschliff an. Begleitende Tonmergel ergaben an der Blattgrenze (Zeilerbauer) ein früh-eozänes Alter (NP12). Es handelt sich hier also eindeutig um das westlichste Auftreten der Greifenstein-Formation, die damit beim Pielachtal beginnt. Westlich des Pielachtales lässt sich die pelitreiche Folge des Paleozäns noch im Hangenden bis zum Auskeilen der Weinburg-Wielandsberg-Schuppe an der Nordfront der Greifenstein-Decke bei Kote 445 verfolgen und ist durch auffallend flache Hangformen auch im unaufgeschlossenen Gelände gut verfolgbar.

2. Die Kettenreith-Grünsbach-Hofstetten-Schuppe

Sie beginnt ganz schmal an der Kilb-Störung, wo vollständig zerriebene Sandsteine schon als Kataklasit des Störungsbereiches zu deuten sind. Die Schwermineralführung mit Granatdominanz lässt auf die Altlengbach-Formation schließen, die sich dann immer breiter werdend, über den Zettelsbach bei Kettenreith und südlich Kilb entlang in das Grünsbachtal bis Hofstetten erstreckt und auch über das Pielachtal hinaus verfolgen lässt. Die Schuppe endet am Plambacheck-Störungssystem und findet gegen Osten eine entsprechende Fortsetzung in der Heuberg-Schuppe. Die Kettenreith-Grünsbach-Hofstetten Schuppe besteht größtenteils wieder aus der Altlengbach-Formation, die meist flach bis mittelsteil gegen Süden einfällt. Häufig sind kalkmergelbetonte Partien, deren kalkige Nannoplanktonführung oft ein Campanium-Alter anzeigt. Das dürfte allerdings auf Umlagerungen in die silizklastischen Turbidite des Maastrichtium der Altlengbach-Formation zurückzuführen sein, wie sie auch in der Ahornleiten-Subformation (EGGER, 1995) im westlichen Abschnitt der Flyschdecke nachgewiesen sind, ohne dass allerdings hier eine solche Subformationsgliederung möglich ist. Schwermineralspektren haben in diesen Partien durchwegs ein Granatmaximum. Strömungsmarken zeigen einen Transport von Ost gegen West an. Dies sind alles typische Merkmale für das Maastricht der Altlengbach-Formation. Im Abschnitt des Pielachtales südlich Hofstetten ist im Hangenden dieser Schuppe im Unterhang des Hofstettnerberges und über den Aigelsbach hinwegstreichend zum Hof Merkenberg Untereozän (NP 10 und 11) in sehr pelitisch-mergeliger Flyschfazies nachgewiesen, ebenso an der Mündung des Grünsbaches. Dieses Alter deckt sich mit dem des Greifenstein-Decke-Sandsteins der nördlichen Weinberg-Wielandsberg-Schuppe und es ist durchaus denkbar, dass sich hier die distale Entwicklung dieses Greifenstein-Decke-Turbiditfächers erhalten hat. Auch die Schwerminerale haben Zirkon/Turmalin/Rutil-Maximum bei weitgehendem Zurücktreten von Granat.

3. Die Eigelsberg Schuppe

Sie beginnt westlich des Pielachtales in der praktisch aufschlusslosen Senke bei der Rotte Dörfl und dem Lehenhof. Wieder ist es eine normal gelagerte Folge der späten Oberkreide, die hier allerdings in einem kurzen Abschnitt beim Jägerhof schon mit der Kalkgraben-Formation ("Zementmergelserie") des Campaniums beginnt und mit einem Aufschluss der Perneck-Formation des Ober-Campanium zur Altlengbach-Formation überleitet. Östlich des Pielachtales verbreitert sich diese Schuppe und die Schichtfolge wird vollständigt. Im Norden beim Kühberg erscheint an der Basis nochmals die Kalkgraben-Formation. Über den Hofstettnerberg und durch den Aigelsbach streicht eine mächtige Sandsteinfolge der Altlengbach-Formation. In den südlichen Seitengräben des Aigelsbaches ist wieder Paleozän in zunehmend pelitischer Fazies vertreten, nachgewiesen durch kalkiges Nannoplankton und einer allmählichen Zunahme des Zirkons gegenüber dem Granat in den Schwermineralspektren. Die Schuppe endet am Plambacheck-Störungssystem und findet östlich davon keine Entsprechung. Sie wird dort von zwei weiteren Schuppen abgelöst (Grubtal- und Graßberg-Schuppe).

4. Die Mainburg-Schuppe

Es ist die südlichste der vier Schuppen östlich des Plambacheck-Störungssystems und zeigt eine fast vollständige Schichtfolge der Hauptdecke des Rhenodanubischen Flysches von der

späten Unterkreide bis (zumindest) zum spätesten Maastrichtium. Das ist insofern bemerkenswert, als die älteren Formationen bis zur Kalkgraben-Formation, die im westlichen Abschnitt (Vorarlberg, Bayern) dominieren, gegen Osten zugunsten der jüngeren zurücktreten und im Niederösterreichischen Anteil nur mehr sehr untergeordnet vorhanden sind.

Die Mainburg-Schuppe ist eine Mulde, die gegen Westen, d.h. gegen die Kilb-Störung, mit einem achsialen Gefälle gegen Osten aushebt und an der Kilb-Störung mit ihren ältesten Schichtgliedern auskeilt. Diese sind entsprechend stark gestört, sodass sie kaum flächig abgrenzbar sind und meist nur als "Ältere Flyschformationen i. Allg." zusammengefasst werden können. Sie umfassen die kalkige Tristel-Formation mit stellenweise bunten Brekzienbänkchen, ("Neokomflysch"), die Rehbreingraben-Formation ("Gaultflysch", kenntlich an den dunklen Schiefern und den Glaukonitquarziten), Bunte Schiefer verschiedener Niveaus und die siliziklastischen Sandsteine der Reiselsberg-Formation (Cenomanium-Turonium). Durch einen Querbruch verstellt, tauchen ab dem Zettelsbach gegen Osten die jüngeren Formationen auf. Am Nord-Schenkel der Mulde ist im Teufelsgraben das vollständigste Profil nachzuweisen (Unterkreide und Cenomanium) mit Reiselsberg-Formation, bunten Schiefern der Kalkgraben-Formation (mit gut erhaltenen Helmintoidea-Spuren) und den bunten Schiefern der Perneck-Formation, bis in die Altlengbach-Formation. Diese bildet entlang der gesamten Schuppe den Kern und ist im Süd-Schenkel stellenweise überkippt. Die älteren Schichtglieder sind hier sehr reduziert und gegen den Kontakt zur Gresten-Klippenzone stark gestört oder fehlen gänzlich (Haltepunkte 5 und 7).

Östlich des Plambacheck-Störungssystems dürfte die Mainburg-Schuppe der Kendlgraben-Schuppe entsprechen. Auch diese bildet eine Mulde, deren Schenkel mächtige Abfolgen der Altlengbach-Formation enthält, die im Muldenkern bis in das Paleozän reichen. Südlich davon schließt noch eine weitere Schuppe an, die Ehreneckerkogel-Schuppe. Es ist dies die sechste Schuppe östlich des Störungssystems, der sich auf Blatt 56 St. Pölten vielleicht sogar noch eine weitere anschließt.

Das Plambacheck-Störungssystem

Es ist auffallend, dass an der Linie Schneiderhof im Plambachtal über die Senke Dreihöf (K 515) und den Oberlauf des Grubtales die Morphologie einen auffallenden Wechsel zeigt. Die von West her lange regelmäßig gegen Ost streichenden Höhenzüge, die vom Pielachtal zwar durchschnitten, aber nicht unterbrochen werden, enden an dieser Linie abrupt und finden östlich davon keine Fortsetzung. Es kann geradezu von einer Reliefumkehr im weiteren Sinn gesprochen werden. Im Oberlauf des Grubtales sind an einer fast geraden, NNE-SSE verlaufenden Linie auffallende Quellsinterbildungen, abweichende Streichrichtungen, Steilstellungen und z.T. steile Falten zu finden. Ähnlich ist es im Oberlauf des Aigelsbaches (über die Verhältnisse im Süden gegen das Plambachtal, siehe Haltepunkt 7).

Endgültige Gewissheit über dieses Störungssystem hat die Laserscan-Aufnahme gebracht. Abbildung 10 zeigt das System mit den darin eingetragenen tektonischen Einheiten. Gegen

Norden wird der Betrag der Verstellung immer geringer und die nördliche Weinburg-Wielandsberg-Schuppe scheint davon nicht mehr betroffen zu sein.

Haltepunkt E3/5:

Steinbruch Rabenstein

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Steinbruch bei Rabenstein (BMN M34 R: 686606, H: 326107, WGS84 E: 15°28′57,2″, N: 48°04′14,8″).

Thema: Altlengbach-Formation.

Lithologie: Wechsellagerung von Sandstein- und Tonsteinbänken.

Tektonische Einheit: Greifenstein-Decke.

Alter: Maastrichtium.

Im Steinbruch ist eine ca. 60 m mächtige Schichtfolge der Altlengbach-Formation aufgeschlossen (Abb. 11, 12), die derzeit leider verfüllt wird. Die Abfolge ist eine Wechsellagerung von Sandstein- und Tonsteinbänken, wie sie für eine Flyschfazies mit Turbiditen und hemipelagischen Sedimenten charakteristisch ist, die unter den Bedingungen von periodischen Trübeströmen in unterschiedlichen Fächerbereichen sedimentiert wurde.

Der Steinbruch befindet sich am Südrand der Mainburg-Schuppe, der südlichsten Schuppe der Greifenstein-Decke. Sie bildet hier eine Mulde, deren Südrand gegen die Gresten-Klippenzone (oder Hauptklippenzone) überkippt ist und an die "tektonische Linie von Rabenstein an der Pielach" grenzt. Der südliche Teil ist also das ursprünglich Liegende.

HINTEREGGER (1977) beschreibt von den "obersten Metern des Steinbruches" Funde der Fraßspur *Helmintoidea*. Dies könnte ein Hinweis darauf sein, dass wir uns ganz nahe der liegenden Kalkgraben-Formation ("Zementmergelserie") befinden, für die diese Lebensspur typisch ist. Diese ist ja nur wenige 100 m gegen Osten auch an der Oberfläche erschlossen. Derselbe Autor beschreibt von hier auch Strömungsmarken von NW nach SE, was für die Altlengbach-Formation nicht typisch ist, in der ein Tarnsport von Osten gegen Westen vorherrscht, vielleicht auch das ein Hinweis auf die Nähe der Kalkgraben-Formation. Die Fossilführung ist sehr spärlich, auch Foramiferen beschränken sich auf nicht-leitende agglutinierende Benthos-Formen. Nur kalkige Nannofossilien ergaben ein verlässliches Maastrichtium-Alter (det. H. STRADNER in HINTEREGGER, 1977).

Der Steinbruch schließt also das Liegende der Altlengbach-Formation auf, das in der Flysch-Hauptdecke der westlichen Flyschzone durch eine mehrere 100 m mächtige sandsteindominierte Folge gekennzeichnet ist (Roßgraben-Subformation, EGGER, 1995). Auch auf Blatt ÖK 71 Ybbsitz (RUTTNER & SCHNABEL, 1988) konnte diese noch kartierungsmäßig gut erfasst

werden. Hier, östlich der Kilb-Störung, ist das nicht mehr möglich, ebenso wie im Wienerwald auf Blatt 58 Baden.



Abb 11: Der Steinbruch Rabenstein (Zustand August 2011).

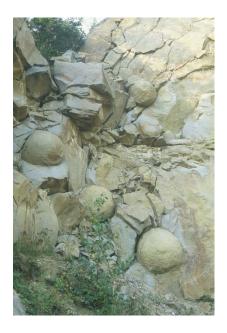


Abb. 12: Kugelförmige Konkretionen (bis zu 1 m Durchmesser) in einem subaquatischen Rutschkörper im linken Teil des Steinbruchs (Fotos: D. MILKERT und W. SCHNABEL, Zustand 1986 und 1989).

Die Buntmergelserie im Plambachtal.

Geologie bei der Anreise zu Haltepunkt E3/6

Von Haltepunkt 5 (Steinbruch Rabenstein) über die B39 (Pielachtal-Bundesstraße) nach Norden bis Mainburg (Pielachknie) und 0,75 km gegen Osten bis zur Abzweigung der Straße nach Steubach. Weiter gegen SE durch ein enges epigenetisches Tal, welches quer zum Streichen durch die Mulde der südlichsten Schuppe der Greifenstein-Decke durchführt, erst durch die eingemuldete Altlengbach-Formation, dann durch den gestörten und teilweise überkippten Südschenkel mit Kalkgraben-Formation ("Zementmergelserie") und Bunten Flyschschiefern, die an die Buntmergelserie grenzen. Im Herbst 2008 war hier in einem periodischen Aufschluss der Kontakt des Flysches mit der Buntmergelserie zu sehen, die die auffallend weite Senke des Plambachtales morphologisch prägt. Nach etwa 0,5 km entlang des Plambaches gegen Osten wird der Haltepunkt 6 erreicht.

Haltepunkt E3/6a: Wiesengelände

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Hof südlich der Brücke über den Plambach (BMN M34 R: 689097, H: 326074, WGS84 E: 15°30′57,5″, N: 48°04′14,6″).

Thema: Buntmergelserie

Lithologie: bunte Schiefer, grünliche, glaukonitführende Sandsteinbänke, grüngraue siltige

Tonmergel.

Tektonische Einheit: Gresten-Klippenzone.

Alter: Albium bis Spätes Eozän.

Die Senke des Plambachtales ist durch die Buntmergelserie verursacht, die hier besonders breit entwickelt ist. Gegen Westen ist der flache Rücken zum Deutschbachtal sichtbar, durch den, obwohl nur rund 25 m hoch, der Plambach nicht durchgebrochen ist, sondern stattdessen den Weg durch die harten Flyschgesteine nach NNW gewählt hat. Dieser Rücken ist größtenteils von härteren Gesteinen des hangenden (paläogenen) Teils der Buntmergelserie aufgebaut, die hier Sandsteine und auch offenbar in größerem Maße die Kristallinkonglomerate führte (GÖTZINGER & EXNER, 1953; FAUPL, 1975). Im kleinen Wäldchen gegen das Plambachtal zu waren sie undeutlich aufgeschlossen, leider wurden dort 2012 auch größere Mengen von Aushubmaterial abgelagert. Im kleinen Seitentälchen südlich des Hofes Klaus ist ein kleiner Aufschluss eines tektonisch stark zerscherten Aptychenkalkes angetroffen worden, die einzige vorgefundene Stelle einer "Klippe" im gesamten Plambachtal.

Die flach gegen Süden und Norden ansteigenden Wiesen des Plambachtales wachsen auf tiefgreifenden Solifluktionsböden und Rutschungen. Dass diese durch die Buntmergelserie bedingt sind, kann aus kleinen Aufschlüssen in den Seitentälchen und stellenweiser Rotfärbung der Böden geschlossen werden. Die Geländekanten zu den Rändern der flachen Wiesen sind sehr deutlich, im Norden grenzt die Greifenstein-Decke an die Mulde, im Süden die Laab-Decke.

Der hier beschriebene Bereich deckt sich mit der "tektonischen Linie von Rabenstein an der Pielach" (GÖTZINGER, 1931). GÖTZINGER (1932: 51) berichtet über eine östliche Fortsetzung der "inneralpinen Schlierzone" (= Molasse) über Rabenstein bzw. Deutschbach. Später erwähnt er ebenfalls "dunklen Schliermergel" (GÖTZINGER, 1961: A32). Auch FISCHAK (1949) kartierte einen Streifen "Oligozän" auf seiner Karte aus. Molasse konnte im Zuge der jüngsten Arbeiten für dieses Blatt nicht festgestellt werden. Die weiche weite Morphologie der Mulde des Plambachtales lässt eine solche Vermutung allerdings nicht ganz unbegründet erscheinen. Hier ist sicher in Erwägung zu ziehen, dass sich die Aufschlussverhältnisse gegenüber den frühen Bearbeitern in den 1930er und späten 1940er Jahren des vorigen Jahrhunderts dramatisch verschlechtert haben, hauptsächlich durch den Einsatz schwerer Erntegeräte und Planiermaßnahmen.

Als Beispiel möge ein Bericht von SOLOMONICA (1934b) dienen, der aus der Umgebung von Eschenau, Eichberg, Mangelberg und Glosbach, also entlang der gesamten Gresten-Klippenzone, "Quarz-Feldspat-Sandsteine ... graue Kalkbreccien, die reichlich Nummuliten führen" beschreibt. Das sind alles Gesteine, die in das heutige Bild des Paleozän-Eozän der Buntmergelserie passen, doch ist von alledem an den angegebenen Lokalitäten nichts mehr zu finden gewesen. Andererseits konnten auch etliche neue Vorkommen solcher Klastika gefunden werden.

Zum besseren Verständnis des alten Schrifttums ist hervorzuheben, dass das völlige Fehlen von Megafossilien in der Buntmergelserie die zeitliche Einstufung sehr erschwert hat. Die Bunten Schichten sind als "Klippenhüllgesteine" natürlich aufgefallen und galten lange Zeit als "Neokom". SOLOMONICA (1934b, siehe oben) hat aufgrund der Nummulitenfunde in den Kalkbrekzien geschlossen, dass "sich aber, zumindest für den größten Teil der Hüllgesteine, insbesondere für die roten Schiefer, ebenfalls eozänes Alter" ergibt. Die ersten Hinweise auf Frühe Kreide finden sich im Aufnahmsbericht des Jahres 1952 (GÖTZINGER, 1953), wo die ersten Foraminiferenbestimmungen von NOTH in "schlierähnlichen Schiefern ….. grünliche und graue Mergel, auch violettgraue härtere Mergel" Hinweise auf oberste Kreide ergeben haben. Daraus ist auch ersichtlich, dass auch die Buntmergelserie lange als "Inneralpiner Schlier" angesehen wurde. GÖTZINGER (1961) berichtet von "dunklem Schliermergel und …. Schliermergel mit Kalksandsteinbänken" beim Hof Schneider (möglicherweise Exkursionspunkt 7). Der Begriff "Schlier" im älteren Schrifttum ist also weit gefasst und kann nach heutiger Anschauung missverständlich sein.

Große Fortschritte wurden dafür seitdem hinsichtlich der stratigrafischen Einstufungen gemacht, fußend auf der Auswertung der reichen Foraminiferenfauna (PREY, 1957, Rogatsboden) und der Nannoflora (det. STRADNER, Pionierarbeiten). So kann das Alter der Buntmergelserie von spätem Albium bis spätem Eozän als gesichert gelten, wenn auch wegen der extremen tektonischen Beanspruchung kaum durchgehende Schichtfolgen überlebt haben. Die primäre Mächtigkeit ist wegen der intensiven tektonischen Beanspruchung schwer abschätzbar und dürfte 200 m kaum überschreiten. Es ist auffallend, dass im Abschnitt der Karte ÖK 55 Ober-Grafendorf (fast) nur die jüngeren Anteile ab der höheren Oberkreide vertreten zu sein scheinen. Es fehlen aber auch die älteren Klippengesteine mit wenigen Ausnahmen.

In den Prallhängen des Plambaches rund um den Hof ist das Paläogen der Buntmergelserie immer wieder sichtbar, die Aufschlüsse verändern sich jedoch von Jahr zu Jahr. Die tektonische Beanspruchung ist enorm. Neben den charakteristischen bunten Schiefern sind hier auch grünliche, glaukonitführende Sandsteinbänke zwischen grüngrauen siltigen Tonmergellagen zu finden, das kalkige Nannoplankton ergab Alter von frühem Eozän (ab Ypresium, NP12) ergeben haben. Die Sandsteine haben ein sehr einheitliches Schwermineralspektrum. Rund 20 Proben aus dem weiteren Bereich streuen kaum und haben Zirkongehalte von rund 70 %, daneben kommen Turmalin (20 %), Rutil (19 %), und andere, einschließlich Granat mit 1 % vor. Es bestand also ein saures Liefergebiet, wie es hier am südlichen Kontinentalhang Europas zu erwarten ist.

Haltepunkt E3/6b:

Prallhang

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Prallhang des Plambaches (BMN M34 R: 689097, H: 326074, WGS84 E: 15°30′57,5″, N: 48°04′14,6″).

Thema: BuntmergelserieLithologie: bunte Schiefer, grünliche, glaukonitführende Sandsteinbänke, grüngraue siltige Tonmergel.

Tektonische Einheit: Gresten-Klippenzone.

Alter: Späte Kreide.

Der Aufschluss zeigt die charakteristische bunte Fazies der Oberkreide der Buntmergelserie (Abb. 13). Die extreme tektonische Beanspruchung ist nicht nur für hier, sondern für den ganzen Verlauf der Gresten-Klippenzone typisch. Erfahrungsgemäß sind diese Mergel sehr reich an Foraminiferen, wobei benthonische Sandschaler überwiegen. Dagegen ist diese bunte Fazies meist frei von kalkigen Nannofossilien. An dieser Stelle wurden keine genauen Einstufungen vorgenommen, da die geologische Einordnung in den Gebirgsbau eindeutig ist.



Abb. 13: Typisches Gestein der Buntmergelserie im Plambachtal.

Geologie bei der Anreise zu Haltepunkt E3/7

Vom Haltepunkt 6 etwa 1,5 km entlang des Plambaches gegen Osten wird wieder der nördlich angrenzende Flysch der Greifenstein-Decke erreicht, was sich deutlich in der steileren Morphologie bemerkbar macht. Hier sind am Südrand der Decke schmale Späne von älteren Formationen und auch sehr deutlich die Kalkgraben-Formation vorhanden. Sie ist in einem Steinbruch in einem deutlichen Härtling im Hang gut aufgeschlossen.

Haltepunkt E3/7:

Steinbruch Kalkgraben-Formation

ÖK 55 Ober-Grafendorf, oberes Plambachtal, (BMN M34 R: 690570, H: 326278, WGS84 E: 15°32′08,6″, N: 48°04′21,7″).

Thema: Kalkgraben-Formation ("Zementmergel").

Lithologie: Kalksandsteine und Kalkmergel.

Tektonische Einheit: Greifenstein-Decke (Mainburg-Schuppe).

Alter: spätes Campanium.

Der Steinbruch befindet sich am Südrand der Greifenstein-Decke und zeigt die Kalkgraben-Formation am Südrand der Greifenstein-Decke (Mainburg-Schuppe). Er schließt die sehr stark gestörte "Zementmergelserie" in typischer Fazies auf. Harte Kalksandstein- und Kalkmergelbänke von bis zu etlichen dm Dicke wechsellagern mit "weicheren" hellgrauen Kalkmergeln und prägen die sehr gestörte Abfolge (Abb. 14). Auf den Schichtflächen lässt sich die Kriechspur Helmintoidea finden, die als Weidespur von Würmern gedeutet wird und für dieses Schichtglied typisch ist. Die Alterseinstufung aufgrund der guten kalkigen Nannofossilführung ergibt hier spätes Campanium.

Die Auswertung der Achsengefüge ergab ein uneinheitliches Bild, die Maxima der β-Achsen sind breit gestreut, das Hauptmaximum liegt bei 118/28, also ESE-Richtung. Dies widerspricht der direkt zu messenden B-Achse mit 014/30 nach NNE (ähnlich der Messungen in der angrenzenden Altlengbach-Formation) und unterstreicht die intensive tektonische Beanspruchung (SCHULZ, 1988).

Eigenartig ist der Bericht von SOLOMONICA (1934a) "über eine neue Klippe im Flysch W der Traisen". In ihm führt eine recht gute Ortsbeschreibung etwa zu der Stelle an der sich heute der Steinbruch befindet, der damals noch nicht bestanden haben muss, doch ist die auffallende Kuppe sicher aufgefallen. Dieser Autor hat das Vorkommen vorerst für eine Klippe der Gresten-Klippenzone gehalten ("weiße hornsteinführende Kalke") und er beschreibt daraus einen Belemnitenquerschnitt, aber keine Helmintoideen. Das ist auffallend in einer Zeit, in der die Suche nach Fossilien eine große Rolle gespielt hat. Im selben Jahr schreibt SOLOMONICA (1934b) aber: "Zweifelhaft ist, ob die von mir 1934 beschriebene Klippe westlich Rotheau in diese Reihe (ergänzt: der Grestener Klippen) gehört". Trotz intensiven Suchens konnte bei der jüngsten Neuaufnahme in naher Umgebung keine Spur einer "Klippe" wie im Königsbach gefunden werden. Das einzige derartige Vorkommen im Plambachtal scheint sich 3 km westlich beim Hof Klaus zu befinden. In östlicher Fortsetzung streicht die Kalkgraben-Formation gegen NE und verschwindet extrem gestört am Plambacheck-Störungssystem, dessen südliches Ende hier in einem kleinen Seitengraben deutlich nachzuweisen ist.

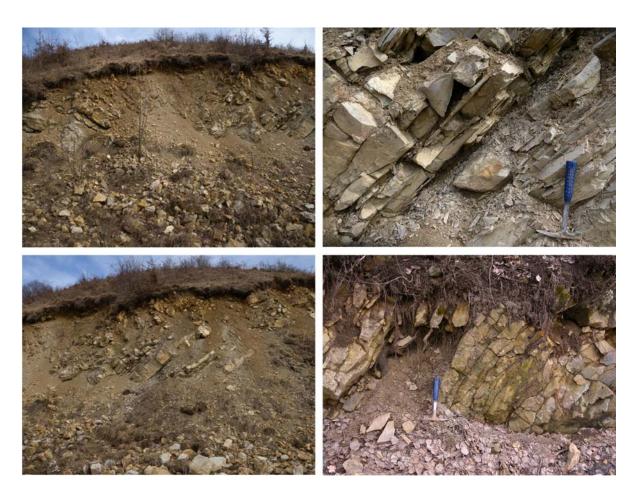


Abb. 14: Detailansichten der Kalkgraben-Formation aus dem Steinbruch im oberen Plambachtal.

Haltepunkt E3/8: Meiselhöhe Aussichtspunkt

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Meiselhöhe (BMN M34 R: 691733, H: 326362, WGS84 E: 15°33′04,7″, N: 48°04′24,9″).

Thema: Tektonische Linie von Rabenstein an der Pielach, Kaiserkogel-Deckscholle.

Bei der Meiselhöhe am Ostende des Plambachtales, wo die Ybbsitz-Klippenzone nur rund 100 m breit ist, zweigt gegen N in die Greifenstein-Decke hinein die Zufahrtsstraße zu den Höfen von Plambacheck ab. Nach etwa 1 km bietet sich auf halber Höhe gegen Osten und Süden ein schöner Überblick über die tektonischen Verhältnisse zwischen der Greifenstein-Decke im Noreden und dem Nordrand der Kalkalpen. Vom Haltepunkt bei der Kapelle bekommt man einen Eindruck über die enormen paläogeographischen Weiten, die hier von einer Schuppenzone von stellenweise nur wenigen 100 m Breite repräsentiert werden.

8a: Blick gegen W entlang der "Tektonischen Linie von Rabenstein an der Pielach"

Der Blick zeigt eindrucksvoll den Verlauf der Gresten-Klippenzone von der Senke der Wetterlucke am Horizont gegen E über Rabenstein im Pielachtal und weiter über das Plambachtal hinweg. Die Senke ist verursacht durch die Erosion der weichen Gesteine der Buntmergelserie. W von Rabenstein ist an deren Nordrand der Klippenzug des "Aptychenkalkes" (Haltepunkt 4) gut erkennbar. Darauf ist die Greifenstein-Decke überschoben worden, hier mit der südlichsten Schuppe, der überkippten Mainburg-Schuppe mit den Schichtgliedern der tieferen Oberkreide und der Altlengbach-Formation.

Im Süden grenzt die Laab-Decke mit sandsteinreichem Flysch des Maastrichtium-Paleozän (?Hois-Formation) an die Gresten-Klippenzone. Die Laab-Decke unterscheidet sich vom Flysch der Altlengbach-Formation durch die Vorherrschaft der Zirkon/Turmalin/Rutil-Gruppe. An der Grenze zur Buntmergelserie sind stellenweise schmale Schuppen von buntem Flysch unsicherer Herkunft eingeschaltet. An die Laab-Decke grenzt im S die Ybbsitz-Klippenzone, hier fast ausschließlich repräsentiert durch die Glosbach-Formation, stellenweise unterlagert von einem schmalen Zug des Radiolarits.

Auf die Laab-Decke ist vom S die Frankenfels-Decke des Bajuvarikums (Nördliche Kalkalpen) aufgeschoben. Die nördliche Schuppe ist immer sehr deutlich erkennbar durch ein schmales Band von Rauhwacke der Opponitz-Formation, auf der die Ruine der Burg Rabenstein steht, gefolgt von Hauptdolomit und Kössen-Formation, die am Südhang des Stirberg den Kern einer Mulde im Hauptdolomit markiert. Weiter südlich folgt die normal gelagerte Schichtfolge des Nordschenkels der Kirchberger Mulde mit dem Rauhwackenband der Opponitz-Formation, gefolgt von Hauptdolomit, Kössen-Formation, Allgäu-Formation ("Liasfleckenmergel") und, hier gerade noch sichtbar, bunten Oberjura-Kalken.

8b: Blick gegen S und SW auf den Kaiserkogel

Am Nordhang des Kaiserkogels ist der tektonische Stockwerkbau südlich des Plambachtales besonders eindrucksvoll sichtbar. In der Senke des Plambachtales befindet sich die Buntmergelserie und ein deutlicher Geländeknick markiert die Überschiebung der Laab-Decke. An dieser ist ein dünner Span von Kalkmergel mit Helmintoiden eingeklemmt, (Campanium, Zuordnung fraglich). In der Gipfelregion liegt auf der Laab-Decke die Kaiserkogel-Deckscholle der Frankenfels-Decke flach auf mit Rauhwacke, Hauptdolomit und Kössen-Formation. Diese hat hier die Ybbsitz-Klippenzone fast gänzlich überschoben, nur ein dünner Reibungsteppich aus Radiolarit ist an der Basis mitgeschleift worden. Er ist an dem (von hier nicht sichtbaren) Südhang im Verband mit anderen Schichtgliedern der Ybbsitz-Klippenzone aufgeschlossen. Die Hügelkulisse im Hintergrund ist der Geißbühel mit dem inversen Hangendschenkel der Juraschichtfolge der Kirchberger Mulde.

Haltepunkt E3/9:

Rutschung Daxböck

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Kreisbachtal, Gemeinde Wilhelmsburg, Bezirk St. Pölten Land (BMN M34 R: 698288, H: 328251, WGS84 E: 15°38′20,6″, N: 48°05′28,1″).

Thema: Rutschungen.

Lithologie: Altlengbach-Formation, Kalksandstein in Wechsellagerung mit Mergelsteinen, Ver-

witterungslehm.

Tektonische Einheit: Greifenstein-Decke.

Chronologie

Die Rutschung Daxböck im Kreisbachtal (Abb. 15) ist seit Mai 1996 amtsbekannt. Diese komplexe Rotationsrutschung ist aufgrund ihrer Morphologie und Größe höchstwahrscheinlich weit älter. Im Mai 1996 traten deutlich sichtbare Rotationsrutschungen mit Abrisskanten, Zugspalten, Rutschmulden und Rutschbuckeln in der Wiese auf Grundstück Nr. 1094/2 und im Wald auf Grundstück Nr. 1099 der KG Kreisbach auf. Verwaltungsmäßig wurde die Rutschung als Katastrophenschaden aufgrund einer intensiven Schneeschmelze und lang andauernden Regenfälle im Frühjahr 1996 eingestuft.

Auf der Wiese von Herrn Daxböck wurde im März 1996 eine Nutsondierung durchgeführt, die ergab, dass der rutschanfällige Verwitterungslehm dort eine Mächtigkeit von 8 m aufweist. Er besteht aus einem grauen, weichen bis plastischen, tonigem Schluff. Insgesamt konnten drei Gleithorizonte mit Sickerwasserzutritt beobachtet werden, genauer gesagt in 2,5 m, in 5 m und in 7,5 m Tiefe. Als Sanierungsmaßnahme wurde lediglich eine unterirdische Drainage in der Wiese im Jahre 1998 verlegt.

Im Zuge der starken Schneeschmelze und des Hochwassers vom August 2006 hat sich die Rutschung deutlich vergrößert. Insgesamt sind jetzt 5 ha Wiese und Wald bis hinunter zum Kreisbach betroffen, genauer gesagt die Grundstücke 1094/2, 1099, 1178/1, 1178/2 der KG Kreisbach. Die gesamte Länge der Rutschung beträgt ca. 250 m, die Breite ca. 200 m und die Höhendifferenz rund 70 m.

An der Oberfläche im Hang sind zahlreiche stille Zeugen, Vernässungszonen, Quellaustritte und unkontrollierte Versickerungen in den Untergrund zu beobachten. Während die Wiese eine Hangneigung von 15-20 Grad aufweist, ist der Hang zum Bach hinunter 20-30 Grad geneigt. Die am Ufer des Kreisbaches aufgeschlossenen Kalksandsteine und Mergelsteine fallen mit 35-40 Grad nach Süden ein. Im Bereich der Rutschung auf der Wiese besteht der Boden laut österreichischer Bodenkarte aus Felsbraunerde, südlich anschließend aus Pseudogley.

Das periodisch bewohnte Wohnhaus nahe dem Kreisbach auf Grundstück 1178/2 zeigt bereits Risse im Mauerwerk. Als Sanierungsmaßnahme des Katastrophenschadens vom August 2006

wurde der Bach, der oberhalb der Hauptabrisskante versickerte, gefasst und mittels Rohren in einen Graben innerhalb der Rutschung verlegt, damit das Wasser nicht mehr oberhalb versickern kann. Auch eine zweite unterirdische Drainage wurde verlegt. Vom Amt der Landesregierung und der Stadtgemeinde wurde im Februar 2008 eine Vielzahl von geodätischen Messpunkten in und außerhalb der Rutschung errichtet. Diese werden seitdem jährlich zwei Mal vermessen. Die Messungen ergaben, dass sich der Messpunkt EM21 in über vier Jahren 28,8 cm bewegt hat, d.h. jährlich 7 cm. Die Messpfeiler 8 und 9 insgesamt bis zu 4,4 cm, d.h. 1 cm jährlich. Die meisten Messpunkte jedoch haben sich nicht oder nur wenige Zentimeter bewegt. Dies bedeutet, dass es sich um eine sehr langsame Rutschung handelt, eine sogenannte Kriechbewegung. Die Messungen laufen bis 2016 weiter, um das langfristige Gefahrenpotential einschätzen zu können. Im Juli 2009 fand ein geomorphologisches Studentenpraktikum vom Institut für Geografie der Universität Wien statt. Dabei wurde die Rutschung auskartiert und Rammkernsondierungen abgeteuft (Abb. 16). In den bis zu 5,5 m tiefen Rammkernen wurden mehrere Gleithorizonte gefunden, darunter in 3,5 und 4,5 m Tiefe. Der Ton und Schluff hatte dort eine breiige bis flüssige Konsistenz. Die Mächtigkeit der Gleithorizonte lag zwischen 5 und 10 cm.





Rutschung in der Wiese.

Abgerutschter Messpfeiler im Wald.





Sanierung des Baches durch Rohrleitung.

Flyschsandstein im Kreisbach.

Abb. 15: Rutschungserscheinungen und Sanierungsmaßnahmen der Rutschung Daxböck.

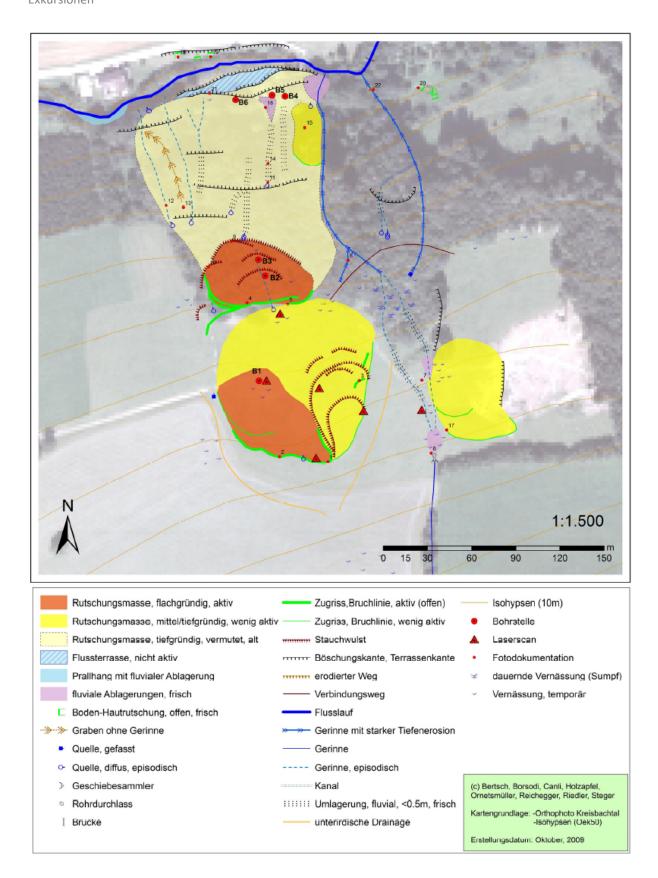


Abb. 16: Geomorphologische Karte vom Studentenpraktikum 2009 der Universität Wien.

Ein wesentlicher Punkt in der Sanierung der Rutschung besteht darin, die oberirdischen und unterirdischen Wässer am Hang zu fassen und geregelt zum Vorfluter, dem Kreisbach, abzuleiten. Dies ist bis heute nur zu einem geringen Anteil geschehen, auch die geforderten Untersuchungen mit Baggerschürfen und Bohrungen wurden nicht durchgeführt.

Gefährdete Objekte: Periodisch bewohntes Haus auf Grundstück 1178/2 und Aufstauung des Kreisbaches mit Überflutung der Landesstraße L5117.

Literatur

ABEL, O. (1903): Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. - Jb. Geol. R.-A., 53, 91-138.

BAUMANN, K.-H. (1986): Geologie der Alpinen Deckenfolge am Südostrand des Molassefensters von Texing, südöstlich Texing, Niederösterreich. - 39 S., Dipl.Arb. (Kleinkartierung) Math.-Naturwiss. Fak, Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

BOROWSKI, K., STRAUSS, C. & HINSCH, R. (2008): Lithofacies and depositional environment in the upper Hall Formation, Alpine Molasse basin, Upper Austria. - J. Alpine Geol., 49, S.13.

CICHA, I. (1997): Bericht 1995-1996 über mikropaläontologische Aufnahmen auf Blatt 55 Obergrafendorf. - Jb. Geol. B.-A., 140, 354-355.

CORNELIUS, H.P. & FURLANI-CORNELIUS, M. (1927): Einige Beobachtungen über das Serpentinvorkommen von Kilb am niederösterreichischen Alpenrande. - Verh. Geol. B.-A., 1927, 201-205.

DECKER, K. (1987): Faziesanalyse der Oberjura- und Neokomschichtenfolgen der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone im westlichen Niederösterreich. - 248 S., Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien.

DECKER, K. (1990): Plate tectonics and pelagic facies: Late Jurassic to Early Cretaceous deep-sea sediments of the Ybbsitz ophiolite unit (Eastern Alps, Austria). - Sed. Geol., 67, 85-99.

EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Altlengbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 196, 69-91.

EGGER, H. (1997): Das sinistrale Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Blattverschiebungsystem: ein weiterer Beitrag für die miozäne laterale Extrusion der Ostalpen. - Jb. Geol. B.-A., 140, 47-50.

FAUPL, P. (1975): Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias - Neokom) von Ober- und Niederösterreich. - Jb. Geol. B.-A., 118, 1-74.

FAUPL, P. (1977): Untersuchungen an terrigenen Gesteinen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen (Vorbericht). - Verh. Geol. B.-A., 1977, 13-15.

FAUPL, P. (1978): Faziestypen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 68, 13-38.

FISCHAK, W. (1949): Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone östlich der Pielach. - 78 S., unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien.

GÖTZINGER, G. (1931): Aufnahmsbericht über die Flyschzone auf den Blättern Baden-Neulengbach, Tulln und Vergleichsstudien auf Blatt St. Pölten. - Verh. Geol. B.-A., 1931, 55-60.

GÖTZINGER, G. (1932): Aufnahmsbericht über die Flyschzone auf den Blättern Tulln, Baden-Neulengbach und Vergleichsstudien auf Blatt St. Pölten. - Verh. Geol. B.-A., 1932, 48-52.

GÖTZINGER, G. (1934): Eine neue Klippe im Flysch W der Traisen. Die tektonische Linie von Rabenstein an der Pielach. - Verh. Geol. B.-A., 1934, 86-88.

GÖTZINGER, G. (1953): Aufnahmen 1952 im Flysch auf den Blättern Ybbs, St. Pölten und Ergänzungen auf Blatt Baden - Neulengbach. - Verh. Geol. B.-A., 1953, 61-63.

GÖTZINGER, G. (1961): Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt St. Pölten (56) und Blatt Obergrafendorf (57). - Verh. Geol. B.-A., 1961, A31-A32.

GÖTZINGER, G. & BECKER, H. (1932): Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (Neue Fossilfunde). - Jb. Geol. B.-A., 82, 343-396.

GÖTZINGER, G. & EXNER, C. (1953): Kristallingerölle und -scherlinge des Wienerwaldflysches und der Molasse südlich der Donau. - Skizzen zum Antlitz der Erde, 81-106, Verlag Brüder Hollinek.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. & VETTERS, H. (1952): Geologische Karte der Umgebung von Wien 1:75.000. - Geol. B.-A.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E. & ROSENBERG, G. (1954): Erläuterungen der Geologischen Karte der Umgebung von Wien 1:75.000. - Geol. B.-A.

GRÜN, W., KITTLER, G., LAUER, G., PAPP, A., SCHNABEL, W. & CORNA, O. (1972): Studien in der Unterkreide des Wienerwaldes. - Jb. Geol. B.-A., 115, 103-186.

GRUNERT, P., HINSCH, R., SACHSENHOFER, R.F., BECHTEL, A., ĆORIĆ, S., HARZHAUSER, M., PILLER, W.E. & SPERL, H. (2013): Early Burdigalian infill of the Puchkirchen Trough (Northern Alpine Foreland Basin, Central Paratethys): Facies development and sequence stratigraphy. - Mar. Petrol. Geol., 39, 164-186.

GÜNTHER, R. (1988): Zur Geologie des Kalkalpenrandes östlich Rabenstein in Niederösterreich. - 55 S., Dipl.-Kleinkartierung Math.-Naturwiss. Fak, Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

HINSCH, R. (2008): New Insights into the Oligocene to Miocene Geological Evolution of the Molasse Basin of Austria. - Oil Gas Europ. Mag., 34/3, 138-143.

HINTEREGGER, H. (1977): Geologische Bearbeitung des Steinbruchs ENE Rabenstein/Pielach (Flyschzone). - Unveröff. Bericht Geol. Prakt. 4, Geol. Inst. Univ. Wien.

HOMAYOUN, M. & FAUPL, P. (1992): Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 38, 1-20.

HORWEGE, S. (1986): Rhenodanubischer Flysch und Alpine Deckentektonik zwischen Glosbach und Wetterluke, östlich Texing; Niederösterreich. - 73 S., Dipl.-Kleinkartierung Math-Naturwiss, Fak. Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

KOBER, L. (1955): Bau und Entstehung der Alpen. - 379 S., Verlag F. Deuticke.

KUFFNER, T. (1994): Zur Sedimentologie des "Sandstreifenschliers" der östlichen Molassezone. - 103 S., unpubl. Diplomarbeit, Univ. Wien.

MILKERT, D. (1987): Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Klippenzone westlich Rabenstein a.d. Pielach, NÖ. - 56 S., Dipl.-Kleinkartierung Fachber. Math.-Naturwissensch., Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. - Jb. Geol. B.-A., 111, 115-145.

OBERHAUSER, R. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen in Flysch und Klippenzonen auf Blatt 55 Obergrafendorf. - Jb. Geol. B.-A., 127, 211-212.

PAPP, A. (1956): Probleme der Grenzziehung zwischen der helvetischen und tortonischen Stufe im Wiener Becken. - Mitt. Geol. Ges., 49, 235-256.

PAUL, C.M. (1899): Die Wienersandsteine des Ybbsthales in Niederösterreich. - Verh. Geol. R.-A., 1899, 282-284.

PFERSMANN, C. (2013): Stratigraphy, lithofacies and geochemistry of the St. Veit Klippenzone and the Flysch units from the Lainz Tunnel, Vienna. - 209 S., unveröff. Diss. Univ. Wien.

PICKERING, K., HISCOTT, R.N. & HEIN, F.J. (1986): Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. - Earth Sci. Rev., 23, 75-174.

PREY, S. (1957): Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ.). - Jb. Geol. B.-A., 100, 299-358.

PREY, S. (1977): Der Serpentin von Kilb in der Flysch-Mittelkreide am Nordrande der Flyschzone (Niederösterreich). - Verh. Geol. B.-A., 1977/3, 271-277.

PREY, S. (1979): Der Bau der Hauptklippenzone und der Kahlenberger Decke im Raum Purkersdorf-Wienerwaldsee (Wienerwald). - Verh. Geol. B.-A. 1979, 205-228.

PREY, S. (1992): Das Flyschfenster von Windischgarsten und seine Umgebung - Eine Dokumentation über Schichtfolgen und Tektonik. - Jb. Geol. B.-A., 135, 513-577.

RICHTER, W. & WIESENEDER, H. (1975): Zusammensetzung und geologische Position der Serpentinvorkommen von Kilb und Gstadt (Niederöstereich). - Anz. Akad. Wiss., math-naturwiss. Kl., 1975, 1-8.

RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 71 Ybbsitz. - Geol. B.-A.

SCHNABEL, W. (1992): New data on the Flysch Zone of the Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects concerning the transition to the Flysch Zone of the Capathians, - Cret. Res., 13, 405-419.

SCHNABEL, W. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50.000, Blatt 58 Baden. - Geol. B.-A.

SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., MATURA, A., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. - 47 S., Land Niederösterreich und Geol. B.-A.

SCHULZ, H. (1988): Die Klippenzone im Umkreis des Kaiserkogels westlich von Steubach (Niederösterreichische Voralpen). - 66 S., Dipl.-Kleinkartierung Math.-Naturwiss. Fak., Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2013 – Melk	
Exkursionen	

SCHWENK, H. (1949): Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone westlich der Pielach. - 117 S., unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien.

SCHWINGENSCHLÖGL, R. (1981): Geologie der Kalkvoralpen und der subalpinen Zone im Raume Kirchberg/Pielach in Niederösterreich. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 39-86.

SOLOMONICA, P. (1934a): Eine neue Klippe im Flysch W der Traisen. - Verh. Geol. B.-A., 1934, S. 48.

SOLOMONICA, P. (1934b): Die Grenzregion zwischen Flysch und Kalkalpen von der Traisen bis zur Mank. - Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1934, 221-223.

STUR, D. (1894): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Wien. - Geol. R.-A.

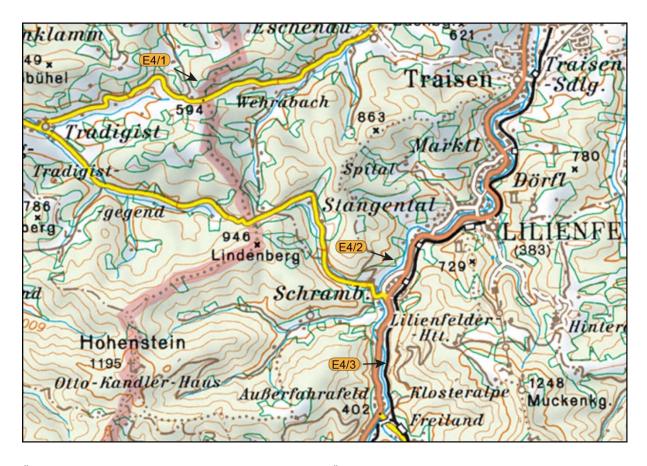
TRAUTH, F. (1950): Die fazielle Ausbildung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. - Verh. Geol. B.-A., 1948, 145–218.

VETTERS, H. (1929): Aufnahmsbericht über die Flyschzone und das Kalkalpengebiet auf Blatt Ybbs (4754) und die angrenzenden Teile von Blatt Gaming (4854). - Verh. Geol. B.-A., 1929, 41-45.

VETTERS, H. (1930): Aufnahmsbericht über das Flysch-und das Kalkalpengebiet auf Blatt Ybbs (4754). - Verh. Geol. B.-A., 1930, 54-58.

Exkursion E4 - Schichtfolgen und Tektonik von Frankenfels- und Lunz-Decke in den Lilienfelder Kalkalpen Freitag, 27.09.2013

G. WESSELY & L. KRYSTYN



Übersichtskarte mit Exkursionsstopps: Ausschnitt aus der ÖK 1:200.000, AMAP.

Haltepunkt E4/1:

Steinbruch Tradigist/Geiseben der Firma Grasmann GmbH+CoKG

(Bearbeitung: G. WESSELY, W. SCHNABEL)

Der Steinbruch liegt NE Geiseben, 3,4 km ENE Tradigist.

(BMN M34 R: 689260, H: 322577; WGS84 E: 15°31'07,2", N: 48°02'21,5").

Thema: Obertrias der Frankenfels-Decke.

Tektonische Einheit: Frankenfels-Decke (Abb. 1, 2).

Lithostratigraphische Einheiten: Opponitzer Rauhwacke, Hauptdolomit, Kössen-Formation,

Schattwalder Schichten (Abb. 3).

Alter: Obertrias bis unterster Unterjura.

Der Steinbruch erschließt eine ca. 200 m mächtige Abfolge: 1) die Grenze Rauhwacke/Hauptdolomit an seiner westlichen Seite: grauer, gebankter Dolomit im Hangenden, Rauhwacke mit dünnschichtigen, oft rötlich gefärbten Dolomitlagen im Liegenden, 2) die gesamte Abfolge des Hauptdolomites der Frankenfels-Decke mit einem tieferen Anteil, der gröber gebankt ist, und einem höheren Anteil, der intensiver geschichtet ist und vermehrt dünne grüne oder schwarze Mergellagen enthält, 3) die Grenze zu der Kössen-Formation mit dunklen Kalken und Mergeln, mit reichlich Biogenen, z.T. Schalenresten, aber auch Korallenstücken, 4) die Grenze Kössen-Formation zu den Schattwalder Schichten mit ihren violetten und ockerbraunen Mergeln und braun verwitternden dunklen sandigen Kalken in einem getrennten Abschnitt des Steinbruches, 5) die Auflagerung von tiefstem Unterjura mit Mergeln, dünnen Hornsteinlagen und Lagen vom dunklen Kalk (mündl. Mitteilung L. KRYSTYN). Die Schichten fallen mittelsteil gegen SSE, im mittleren Teil des Abbaues tritt Verfaltung in Erscheinung. Häufig sind Störungsdurchgänge sichtbar, wodurch das Schichtfallen etwas divergieren kann.

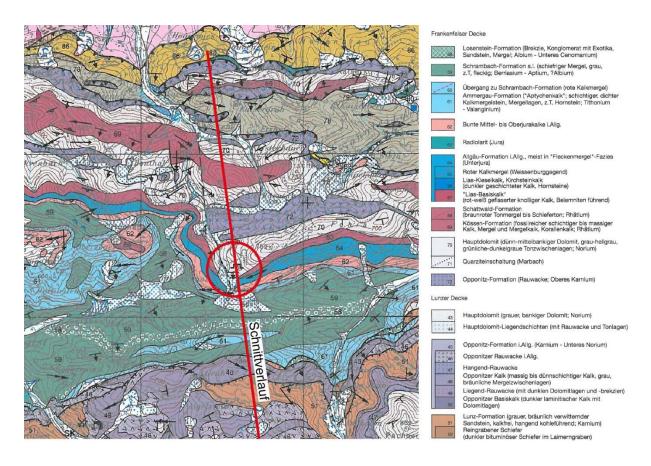


Abb.1: Geologische Situation des Steinbruchs Tradigist/Geiseben in der Frankenfels-Decke. Ausschnitt aus Blatt 55 Ober-Grafendorf, 1:50.000.

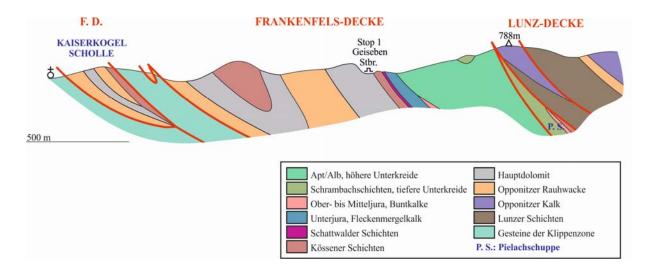


Abb. 2: Geologischer Schnitt durch die Frankenfels-Decke über den Steinbruch Tradigist/Geiseben.

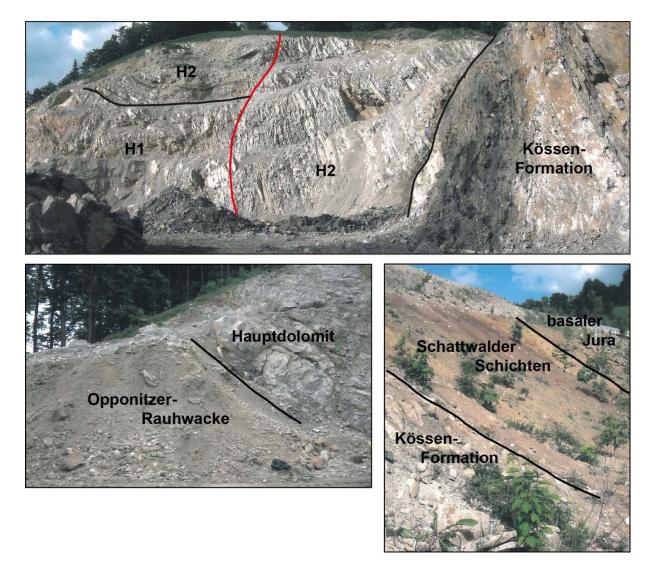


Abb. 3: Die stratigrafischen Einheiten im Steinbruch Tradigist/Geiseben.

Haltepunkt E4/2:

Steinbruch Kogler, jetzt im Besitz der Firma Traunfellner

(Bearbeiter: L. KRYSTYN & R. LEIN)

Ortsangabe: ÖK 55 Ober-Grafendorf, ca. 15 km südlich von St. Pölten im Ortsgebiet von Schrambach (BMN M34: R: 693352, H: 318769, WGS84 E: 15°34'26,6", N: 48°00'19,5").

Thema: Die Mitteltrias der Lunz-Decke.

Lithostratigrafische Einheiten: "Annaberger Kalk" (Steinalmkalk s.l.), "Gutensteiner Kalk", Reif-

linger Kalk.

Alter: Mittlere Trias.

Der im Ortsgebiet von Schrambach gelegene Steinbruch kann über die Bundestrasse 20 erreicht werden. Von dieser abzweigend führt der weitere Weg westwärts über eine Brücke direkt zum Steinbruch. Dieser befindet sich im Mitteltrias-Zug der Hohenstein-Schuppe, welche im Nordabschnitt der an dieser Stelle schmäler werdenden Lunz-Decke liegt (Abb. 1). Ursprünglich zur Bruchsteingewinnung genutzt, wurde der Bruch vor 1990 aufgelassen und beherbergt seitdem einen Betriebstennisplatz der Firma Traunfellner. Heute ist der Randbereich des Steinbruchs stark verwachsen. Trotz dieses Hindernisses kann die aufrechte und mittelsteil südfallende Schichtfolge am östlichen Bruchrand noch einigermaßen gut studiert werden. Faziell entspricht die durch eine tiefmarine Mitteltrias (ohne Wettersteinkalk) und mächtige Lunzer Schichten charakterisierte Serie dem (nördlichen) Randbereich des Reiflinger Beckens in Lunzer Fazies.

Die Schichtfolge (Abb. 4)

Dem Südfallen entsprechend sind nördlich des Steinbruches die ältesten Gesteine der Abfolge als mittelanisische Seichtwasserkarbonate entwickelt. Darüber folgt ein geringmächtiger Abschnitt (10-15 m) mit dunklen Bankkalken, welche makroskopisch normalem Gutensteiner Kalk ähneln, sich von diesem aber mikrofaziell klar unterscheiden. Sie sind in der Nordwand des Steinbruches aufgeschlossen (Abb. 5a) und werden von einer ca. 50 m mächtigen Serie von Reiflinger Kalken (Ostwand des Steinbruches, Abb. 5b-c) überlagert, wobei sich lithologisch zwei Abschnitte unterscheiden lassen (Unterer bzw. Oberer Reiflinger Kalk). Das Profil endet im Oberladin mit zunehmenden Mergellagen, die das darüber folgende Einsetzen der Partnach-Schichten ankünden. Diese sind, wie zumeist, aus Gründen ihrer geringen Resistenz gegen Verwitterung im unmittelbaren Umfeld des Steinbruches nicht aufgeschlossen, könnten aber auch aus tektonischen Gründen nicht aufgeschlossen sein.

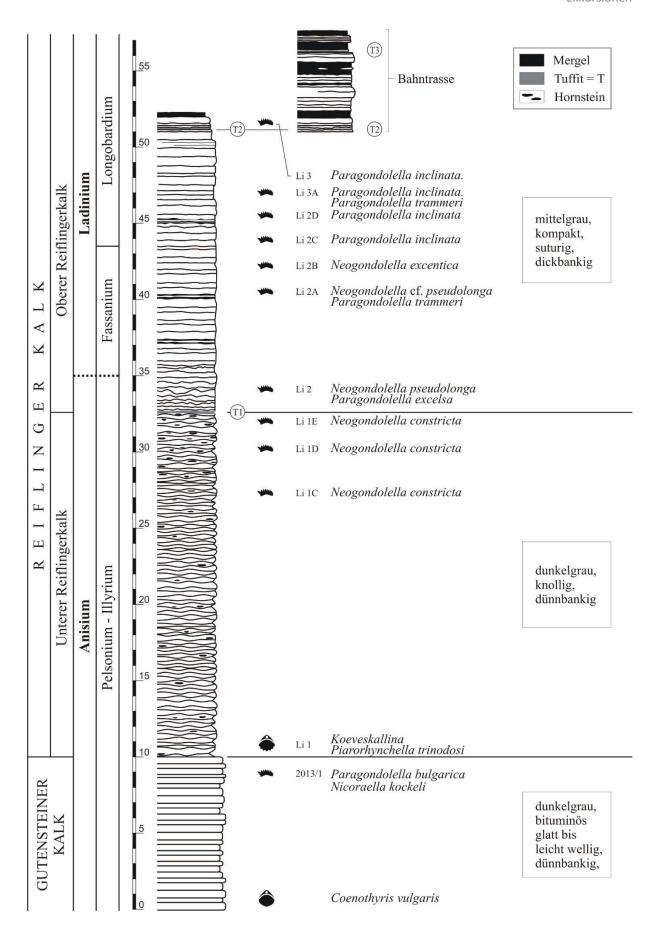


Abb. 4: Die Stratigrafie in der Mitteltrias im Steinbruch Kogler und in der Bahntrasse bei Schrambach südlich Lilienfeld.

"Annaberger Kalk" (Steinalmkalk s.l.)

Die Gesamtmächtigkeit des wandbilödenden Gesteins beträgt ca. 200 m. Unter der obigen provisorischen Bezeichnung wird hier eine Serie von Seichtwasserkarbonaten verstanden, welche zwar altersmäßig dem Niveau des Steinalmkalkes in dessen Typusregion im Tirolikum entsprechen, hinsichtlich einiger lithologischer Details von diesem aber abweichen. Neben überraschenden Rekurrenzen zur Fazies echter Gutensteiner Kalke im Liegenden (Abb. 5b), die mitten im Profil auftreten können, ist das fazielle Spektrum dieser im Bajuvarikum situierten rampenförmigen Seichtwasserareale deutlich größer als man es von typischen Steinalmkalken der Tirolikums kennt. Auffällig ist auch der hohe Grad an tempestitischer Umlagerung (Abb. 5a). Auf offene Plattformbereiche mit deutlich unter der Sturmwellenbasis gelegenen Senken folgen auf kurze Distanz stark eingeschränkte Flachwasserareale, deren Sedimente häufig dolomitisiert sind (Abb. 5c). Aufgrund einer charakteristischen Algenflora mit *Physoporella pauciforata*, *Macroporella* sp. und *Oligoporella pilosa* kann auf ein Pelsonium-Alter geschlossen werden.

"Gutensteiner Kalk"

Diese 10-15 m mächtige Serie setzt sich aus einer Vielzahl feinkörniger Kalkturbiditlagen zusammen, deren ausschließlich pelagischer Komponentenbestand (Filamente, sedimentgefüllte Sphären) aus einem oberen Hangbereich remobilisiert wurde (Abb. 6/4). Das plötzliche Einsetzen dieser Serie in Verbindung mit der weiträumigen Flutung einstiger Seichtwasserareale wird als Hinweis phasenhaft beschleunigter Subsidenz im Ablagerungsraum gedeutet. Es liegt nahe, in dieser tiefermarinen Ausbildung ein zeitliches und fazielles Gegenstück zum obersten und ebenfalls offenmarinen Gutensteiner Kalk von Großreifling mit Ammoniten, pelagischen Bivalven und Conodonten zu vermuten. Alter: Pelsonium (Conodontenfauna mit *Paragondolella bulgarica* und *Nicoraella kockeli*)

Unterer Reiflinger Kalk

Es handelt sich um 27 m mächtige, knollig-wellige, braungraue, im Schnitt ein Dezimeter gebankte Hornsteinknollen führende Kalke. Mikrofaziell handelt es sich um bioklastische wackestones, wobei an der Basis auch Brachiopoden (*Tetractinella*?) und Echinodermen auftreten. Nach Brachiopoden und Conodonten (*Neogondolella constricta, N. pseudolonga*) kann Oberpelsonium bis Illyrium als Alter angegeben werden.

Oberer Reiflinger Kalk

Es handelt sich um einen 25 m mächtigen hellgrauen, dicker bankigen, wechselnd hornsteinreichen Bankkalk mit drei jeweils bis 5 cm dicken feinkörnigen Tuffitlagen (T1: Basis, T2: 18 m über der Basis, T3: 23 m über Basis) und im Hangenden dicken olivbraunen Mergellagen. Die erwähnten drei Tuffitniveaus lassen sich im gesamten Kalkalpenraum verfolgen. Auffällig ist die geringe Mächtigkeit im unteren Ladinium (< 9 m). In der Mikrofazies herrschen filamentund radiolarienführende (Pel)Mikrite (Abb. 6/5, 6/6), die ab dem Tuffniveau 2 auch Karbonatdetritus führen (Abb. 6/5-7). Das Alter nach Conodonten (*N. excentrica, Paragondolella trammeri, P. inclinata*) lautet Unteres Ladinium bis mittleres, oberes Ladinium.

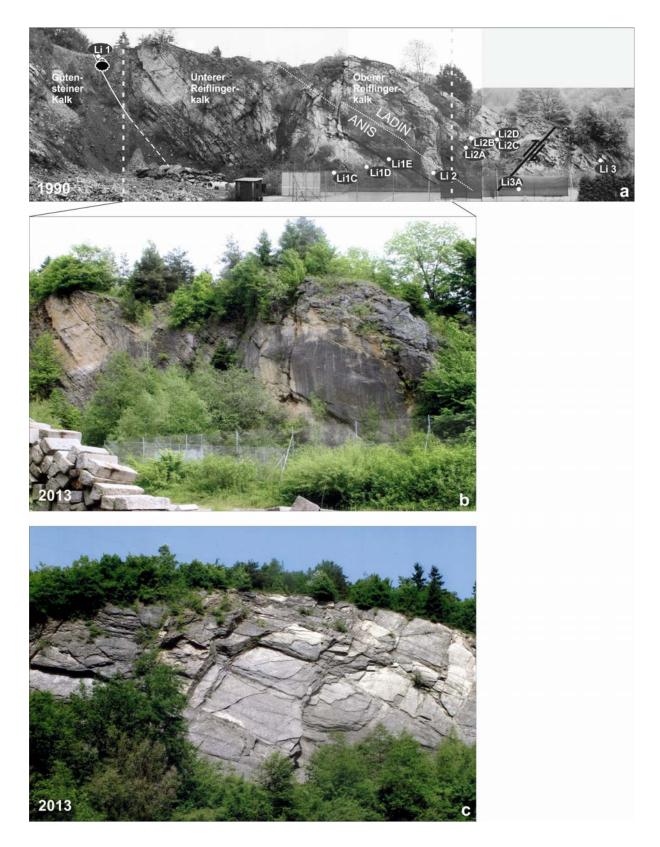


Abb. 5: Aufschlussfotos des Steinbruchs. a: N-Wand mit "Gutensteiner Kalk", b und c: Ostwand mit Reiflinger Kalk.

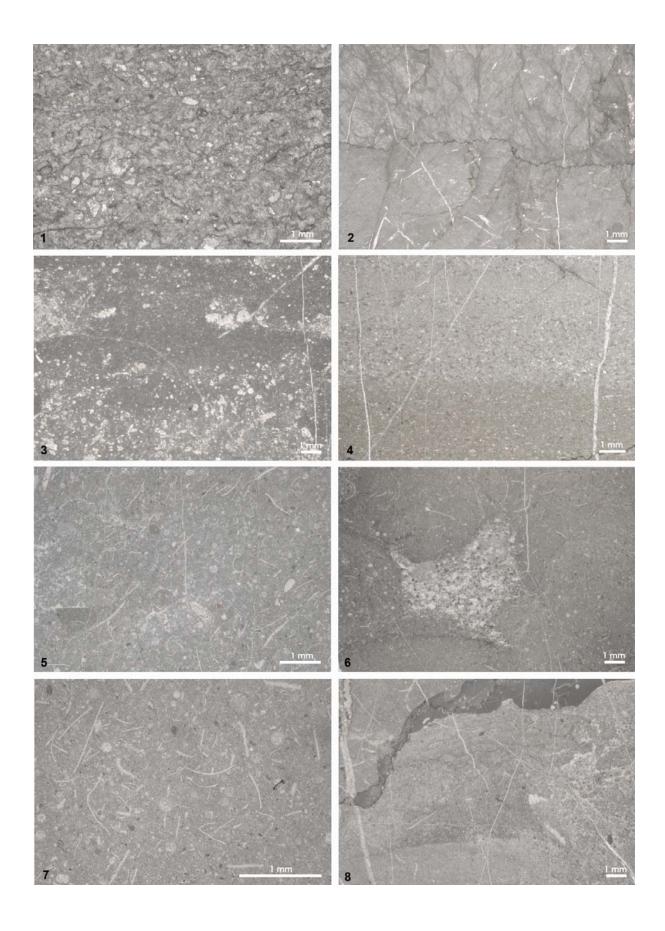
Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2013 – Melk	
Exkursionen	

Die Kohlelager von Schrambach

(Bearbeiter: G. WESSELY)

Die Mitteltrias wird überlagert von einer mächtigen Abfolge der Lunzer Schichten, in deren höherem Anteil die Kohlenlager von Schrambach liegen. Sie waren Objekt langjähriger Bergbautätigkeit und für die Industrie, vor allem des Traisentales, von großer Bedeutung. Heute zeugen aus dieser Zeit nur mehr einige Stolleneingänge und Abbauhalden, die immer wieder Pflanzenfossilien geliefert haben (umfassende Information über die Bergbaugeschichte liefern vor allem die Nachforschungen von Harald SCHMID, Schrambach).

Abb. 6 (siehe rechte Seite): 1) "Annaberger Kalk", bioklastischer grainstone, zusamengesetzt aus einzelnen allochthonen Schuttlagen (mit Lithoklasten, Dasycladaceen und Echinodermendetritus), deren Begrenzung durch Drucklösung verstärkt wurde (Probe A 1064). 2) "Annaberger Kalk", steriler Mudststone; die durch Kompaktion aus einem feinkörnigen Pelletschlammm hervorgegangene Matrix zeigt noch Spuren einers ursprünglichen Lagengefüges (Probe A 1065). 3) "Annaberger Kalk", feinkörniger Grain- bis Packstone mit beginnender horizontgebundener Dolomitisierung (Probe A1067). 4) "Gutensteiner Kalk", aufgebaut aus gradierten Lagen feinkörniger Grain- bis Packstones mit Filamanten und als Radiolarien, deren Sedimentfüllungen Umlagerung und Herkunft aus einem noch unkonsolidierten Sedimentverband belegen (Probe A 1063). 5) Reiflingerkalk (U.Ladinium), pelagischer Wackestone mit Radiolarien und dünnschaligen Bivalven (Daonellen). 6) Selber Schliff wie 5), der ursprünglich angelegte Wechsel von korn- und matrixgestützten Sedimentlagen belegt ebenfalls die grösstenteils allochthone Herkunft der randlichen Beckensedimente. Zumeist ist dieser Lagenbau aber durch Bioturbation zerstört (Probe A 1062). 7) Reiflinger Kalk (U.Ladinium), pelagischer Wackestone mit Radiolarien, dünnen Bivalvenschalen und Foraminiferen (selten). Die häufig beigemengten Lithoklasten (dunkle Körner im Bild) von unterschiedlicher Größe belegen ebenfalls die bedeutende Größenordnung von Prozessen der Sedimentumlagerung in den Randbereichen des Reiflinger Beckens (Probe Li 2x). 8) Reiflinger Kalk (basales Oberladinium), feinkörniger Grain- bis Packstone mit lagigem Internbau; Einschaltungen von grünen Mergellagen sind erste Vorboten der darüber folgenden Partnachschichten (Probe Li 3).



Haltepunkt E4/3:

Steinbruch Außerfahrafeld südlich Lilienfeld, Forstdirektion Stift Lilienfeld

(Bearbeitung: G. WESSELY, R. SAUER, W. HUJER)

ÖK 55 Ober-Grafendorf, ca. 1,5 km südlich von Schrambach (BMN M34 R: 693152, H: 316622, WGS84 E: 15°34′17,6″, N: 47°59′09,8″).

Thema: Eingleitungen im Jura der Lunz-Decke.

Tektonische Einheit: Lunz-Decke, Wendlgupf Muldensystem, inverser Muldenschenkel.

Litho- und chronostratigrafische Einheiten: rötlicher Hierlatz-Crinoidenkalk des Unterjura, Blockschichten und detritische bunte Kalke des ?oberen Unterjura, roter Klauskalk des Mitteljura, roter und grüner Radiolarit des unteren Oberjura, grauer Neokom-Mergelkalk der Unterkreide (Abb. 7, 8, 9).

Alter: Unter- bis Oberjura.

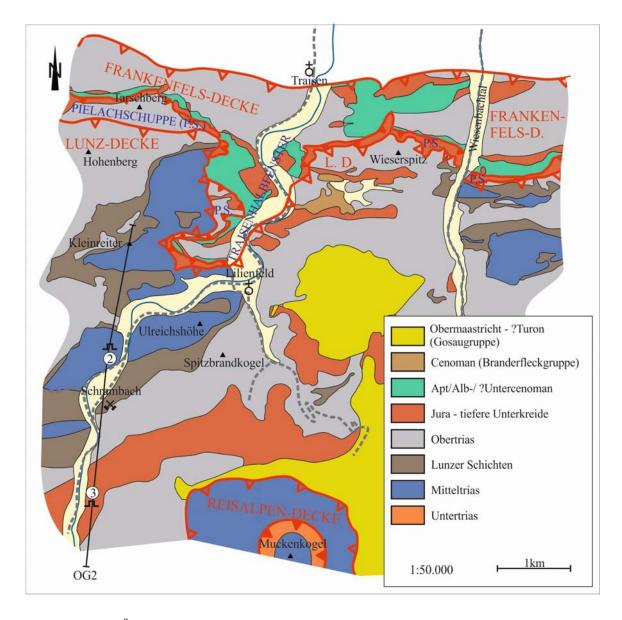


Abb. 7: Geologische Übersichtsskizze der Lilienfelder Kalkalpen.

Im Oberjura eingelagert liegen großdimensionale Eingleitungen aus grauem norisch/rhätischem Kalk (mit Triasinen in der Mikrofazies und einigen Korallenquerschnitten), aus Kössen-Formation mit einsedimentierten Korallenstöcken und aus roten Juragesteinen. Die Olistholithe sind immer wieder von den Radiolariten umgeben (Abb. 9, 10). Die Mächtigkeit des Hierlatzkalkes erreicht 100 m, die der stratigrafisch jüngeren Abfolge samt Olistholithen 80-100 m (Abb. 11). Der Steinbruch ist derzeit stillgelegt, eine Fortführung im Bereich des Hierlatzkalkes ist von der Firma Mineral Abbau GmbH geplant.

Die im Kern aus Neokom und Jura bestehende Mulde des Wendlgupfsystems, in welcher der Steinbruch liegt, ist stark nach NE überkippt. Das Einfallen der inversen Schichten des Hangendschenkels beträgt oft nur 30° in südliche Richtungen, schwankt aber häufig, vor allem im Bereich der Olistholitheinlagerungen.

Außerhalb des Steinbruches wird der Hierlatzkalk bei weiterer Inverslage von oolithisch biodetritischem Oberrhätkalk, von norisch/rhätischem Plattenkalk (Wechsellagerung von dolomitischen Kalken, Dolomiten und Kalken), von Hauptdolomit und von Opponitzer Rauhwacke überlagert. Die ursprüngliche Auflagerung des Hierlatzkalkes über unterschiedliche Schichten (Plattenkalk, Oberrhätkalk) ist möglicherweise einer Bruchbewegung vor seiner Ablagerung zuzuschreiben.

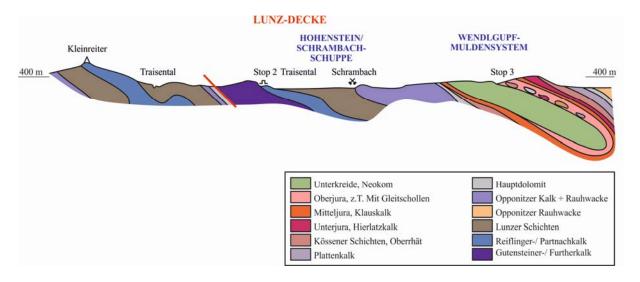


Abb. 8: Geologischer Schnitt durch die Punkte 2 und 3 in den Lilienfelder Kalkalpen.

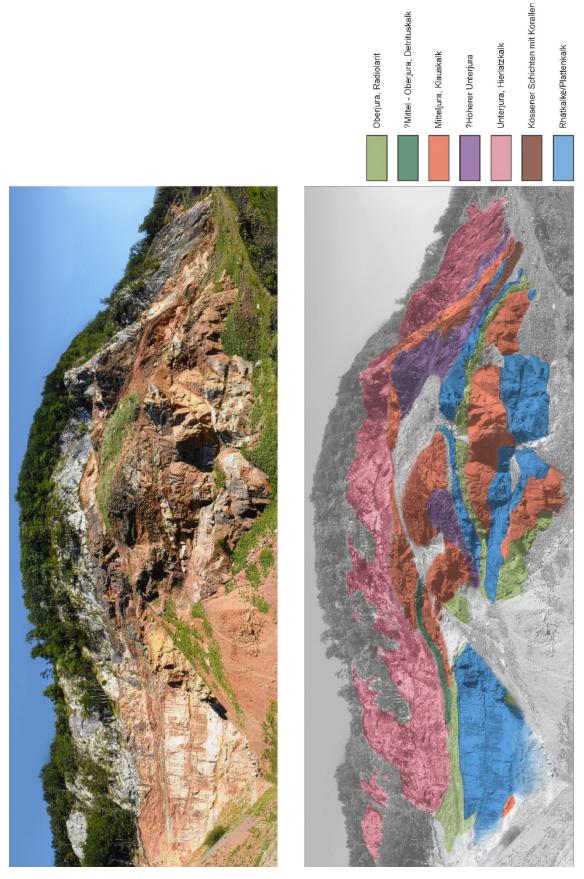


Abb. 9: Ansicht der Nordwestwand des Steinbruchs Außerfahrafeld und Interpretation der Eingleitungen im invers liegenden Jura der Lunz-Decke.



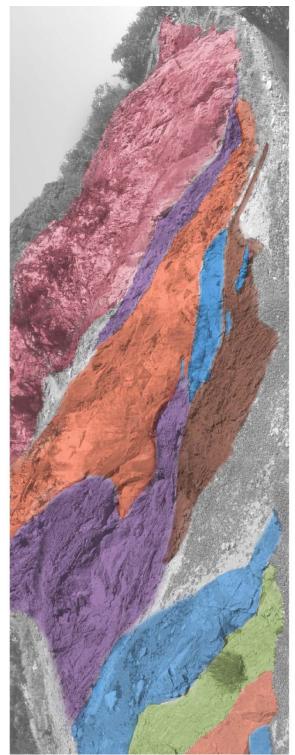


Abb. 10: Ansicht der Westwand des Steinbruches Außerfahrafeld und Interpretation der Eingleitungen. (Legende siehe Abb. 8)

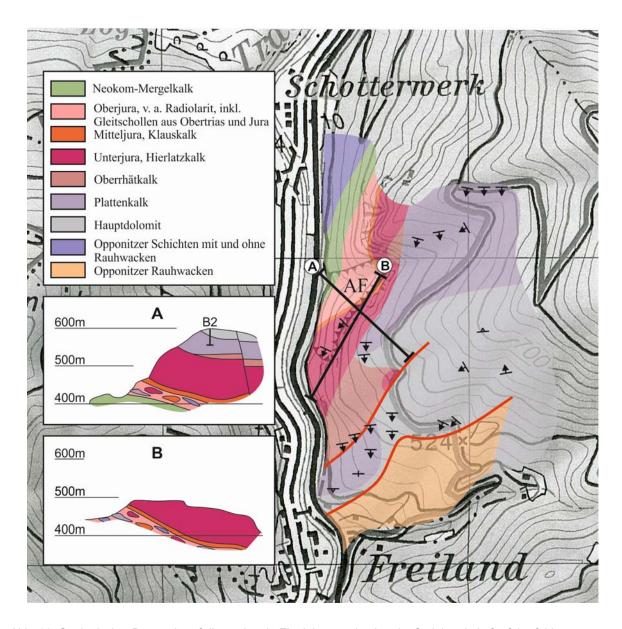


Abb. 11: Geologischer Bau und großdimensionale Eingleitungen im Jura im Steinbruch Außerfahrafeld.





