



RALF SCHUSTER & TANJA ILICKOVIC (Redaktion)

**Arbeitstagung 2015 der
Geologischen Bundesanstalt
Geologie der Kartenblätter GK50
ÖK 103 Kindberg und ÖK 135 Birkfeld**

**Mitterdorf im Mürztal
21.–25. September 2015**

Titelbild mit Fotos von: T. ILICKOVIC, J. NIEVOLL, R. SCHUSTER, N. TILCH & I. ZORN

Impressum

2. korrigierte Auflage, 2016

ISBN-13: 978-3-85316-087-9

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt im Rahmen der Teilrechtsfähigkeit, Neulinggasse 38, 1030 Wien

Für die Redaktion verantwortlich: Ralf Schuster, Tanja Ilickovic

Layout: Tanja Ilickovic, Monika Brüggemann-Ledolter

Lektorat: Christian Cermak, Gerit Griesmeier

Technische Redaktion: Christoph Janda

Umschlag: Monika Brüggemann-Ledolter, Tanja Ilickovic

Herstellungsort: Wien

Satz: Geologische Bundesanstalt

© Topografie BEV 2015, vervielfältigt mit Genehmigung des BEV – Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, N 7395/2015

Druck: Riegelnik Ges.m.b.H, Piaristengasse 17–19, 1080 Wien

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	1
Programm der Tagung	2
Beiträge	
RALF SCHUSTER: Geografischer und geologischer Überblick über die Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld.	4
RALF SCHUSTER & AXEL NOWOTNY: Die Einheiten des Ostalpinen Kristallins auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld.	10
RALF SCHUSTER: Grauwackenzone und Veitsch-Silbersberg-Deckensystem.	38
JOSEF NIEVOLL: Alpidische Tektonik in der Norischen Decke der östlichen Grauwackenzone zwischen Neuberg und Turnau (GK50 Blatt 103 Kindberg).	44
JOSEF NIEVOLL & THOMAS J. SUTTNER: Stratigrafie der Norischen Decke auf GK50 Blatt 103 Kindberg.	58
RALF SCHUSTER, PHILIP SCHANTL & AXEL NOWOTNY: Tektonik, Metamorphose und Abkühlgeschichte des Grazer Paläozoikums auf Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld.	71
GERHARD W. MANDL: Das Kalkalpine Stockwerk auf GK50 Blatt 103 Kindberg.	88
CHRISTOPH LEITNER: Zur Sedimentologie und frühen Diagenese der Salz führenden Haselgebirge-Formation.	102
SYLVAIN RICOZ, LEOPOLD KRYSSTYN & RICHARD LEIN: Detailstratigrafie der Sedimente des Karnium der Aflenzer Bürgeralpe.	103
PHILIPP STRAUSS: Juvavischer Olistolith in den Kalkalpen unter dem Wiener Becken erbohrt.	111
GERHARD W. MANDL: Der Nordrand des Juvavischen Deckensystems zwischen Mariazellerland und Wiener Becken (Nördliche Kalkalpen, Niederösterreich, Steiermark) – eine Bestandsaufnahme.	112
RALF SCHUSTER, JOSEF NIEVOLL, CHRISTIAN RUPP, STJEPAN ČORIĆ & TANJA ILICKOVIĆ: Neogene Sedimente und Landschaftsentwicklung im Umfeld der Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld.	127
IRENE ZORN: Mittelmiozäne Ostrakoden aus dem Aflenz-Becken (Ostalpen, Österreich).	144
MATHIAS HARZHAUSER, THOMAS NEUBAUER, OLEG MANDIĆ, MARTIN ZUSCHIN & STJEPAN ČORIĆ: A Middle Miocene endemic freshwater mollusc assemblage from an intramontane Alpine lake (Aflenz Basin, Eastern Alps, Austria).	151
ANDREA SCHÖBER, LUKAS PLAN, DENIS SCHOLZ, CHRISTOPH SPÖTL, PAVEL BOSÁK & PETR PRUNER: Taleintiefungsraten in den östlichsten Ostalpen: Ergebnisse aus der Hermannshöhle (Kirchberg/Wechsel).	152

NILS TILCH, LEONHARD SCHWARZ, ARBEN KOÇIU, HERWIG PROSKE, CHRISTIAN BAUER, KARL HAGEN, KLAUS KLEBINDER, ERICH LANG, PETER ANDRECS, FRANZ SCHMID, REINHARD RIBITSCH, SIEGFRIED HERMANN, JÜRGEN LOITZENBAUER & GEORG PISTOTNIK: Gefahrenprävention – aus Katastrophen für die Zukunft lernen und Planungsgrundlagen schaffen.	156
MARIA HEINRICH, IRENA LIPIARSKA, PIOTR LIPIARSKI, BEATRIX MOSHAMMER, SEBASTIAN PFLEIDERER, JULIA RABEDER, HEINZ REITNER, BARBARA TRÄXLER, THOMAS UNTERSWEIG, JULIA WEILBOLD & INGEBORG WIMMER-FREY: Baurohstoffe auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld.	162
BEATRIX MOSHAMMER & RALF SCHUSTER: Zur Kenntnis der Marmore auf GK50 Blatt 135 Birkfeld im Rahmen österreichweiter Karbonatrohstoffuntersuchungen.	166
PETER SLAPANSKY, INGRID SCHATTAUER, ANDREAS AHL & RALF SCHUSTER: Geophysikalische Untersuchungen der Geologischen Bundesanstalt auf den Kartenblättern ÖK50 103 Kindberg und 135 Birkfeld.	177
WOLFGANG PAVLIK, ISABELLA BAYER, HANS-GEORG KRENMAYR, OTTO KREUSS & MICHAEL MOSER: GEOFAST – Ergänzung des Kartenwerkes GK50 durch kompiliertes Archivmaterial.	210
CHRISTINE HÖRFARTER & CHRISTOPH MIKULA: Sehen und verstehen – Die vielseitigen Visualisierungsmöglichkeiten des Datensatzes GK50 Blatt 135 Birkfeld.	212
BENJAMIN HUET & CHRISTOPH IGLSEDER: WNW-gerichtete Überschiebungen und ESE-gerichtete Abschiebungen in den Gurktaler Alpen – Hinweise auf eoalpine Tektonik (Drauzug-Gurktal-Deckensystem; Oberostalpin).	214
GERHARD BRYDA: Digitale Geologische Manuskriptkarte zu GK50 Blatt 102 Aflenz Kurort 1:25.000.	215
Exkursionen	
JOSEF NIEVOLL, GERHARD W. MANDL, JÜRGEN M. REITNER, STJEPAN ĆORIĆ, MATHIAS BICHLER & RALF SCHUSTER: Exkursion 1 (21.09.2015): Ostalpine Einheiten sowie neogene und quartäre Ablagerungen auf GK50 Blatt 103 Kindberg.	216
MARTIN KRONDORFER, RALF SCHUSTER, TANJA ILICKOVIC, CHRISTOPH IGLSEDER, CHRISTIAN LEITER, ANDREA SCHOBER, MATHIAS BICHLER & INGEBORG WIMMER-FREY: Exkursion 2 (23.09.2015): Waldstandorte und ostalpine Einheiten im Bereich östlich der Anger-Piregg-Störung.	232
RALF SCHUSTER, NILS TILCH, ARBEN KOÇIU, MARCUS EBNER, TANJA ILICKOVIC, CHRISTOPH IGLSEDER & CHRISTIAN RUPP: Exkursion 3 (24.09.2015): Das Ostalpine Kristallin im Bereich des „Angerkristallins“ und die angrenzenden Einheiten.	241
RALF SCHUSTER, TANJA ILICKOVIC, CHRISTOPH IGLSEDER, CHRISTIAN RUPP, BEATRIX MOSHAMMER & PHILIP SCHANTL: Exkursion 4 (25.09.2015): Die untere Deckengruppe des Grazer Paläozoikums auf GK50 Blatt 135 Birkfeld.	259
Anschriften der Autorinnen und Autoren	266

Vorwort

Seit vielen Jahrzehnten gibt es Arbeitstagungen der Geologischen Bundesanstalt. Sie waren und sind ein wichtiger Fixpunkt der geowissenschaftlichen Forschung in Österreich. Alle zwei Jahre kommen Geowissenschaftlerinnen und Geowissenschaftler verschiedener Forschungsinstitutionen zusammen, um die regionale Geologie eines bestimmten Gebietes in Österreich zu diskutieren. Die Kombination von wissenschaftlichen Vorträgen zum geologischen Aufbau dieses Gebietes, das in einem Kartenblatt des GBA-Programms im Maßstab 1:50.000 detailliert dargestellt wird, mit nachfolgender Präsentation und Diskussion an Aufschlüssen im Gelände, hat sich bewährt.

Die Existenz und Weiterführung der Arbeitstagung ist ein wichtiges Zeichen für unser Bestreben, die große Bedeutung der geowissenschaftlichen Kartierung als einen Eckpfeiler der geowissenschaftlichen Grundlagenforschung in Österreich zu betonen. Die flächenmäßige und ganzheitliche Erfassung aller geowissenschaftlichen Daten im Gelände ist die Basis für die Erstellung und Verfeinerung des geologischen Modells Österreichs. Geologische Daten unterstützen mehr denn je die Bewältigung verschiedener gesellschaftlich bedeutender Fragestellungen wie die Vorkommen und Verfügbarkeit von Wasser, Rohstoffen und Energie bis zu Naturgefahren und deren Auswirkungen auf Siedlungsräume. Die GBA setzt die wichtige Tätigkeit der flächenhaften geowissenschaftlichen Kartierung bewusst fort und bemüht sich, die enorme Bedeutung dieser Tätigkeit den vorgesetzten Dienststellen im Bundesministerium für Wissenschaft, Forschung und Wirtschaft (BMWFW) immer wieder bewusst zu machen.

Die Arbeitstagung 2015 fokussiert sich auf das gedruckt vorliegende Kartenblatt GK50 135 Birkfeld und präsentiert auch das geologische Konzept des benachbarten Blattes 103 Kindberg. Das Blatt Birkfeld wird von drei Deckensystemen des Oberostalpins eingenommen. Die neuesten Erkenntnisse der Korrelation dieser Deckensysteme quer über Österreich werden an Hand der lokalen Beispiele auf diesem Kartenblatt erläutert. Der weitere geologische Aufbau gegen Norden wird im Rahmen von Vorträgen und einem Exkursionspunkt, der bis zum Südrand der Nördlichen Kalkalpen führt, dargelegt.

Ein wesentlicher Aspekt im Bereich der angewandten Geowissenschaften ist auf diesem Kartenblatt die Erforschung der Naturgefahren, speziell der Massenbewegungen. Die GBA hat, zusammen mit anderen österreichischen Forschungsinstitutionen, eine Detailstudie über das Gefahrenpotenzial für ein gesamtes Tal, Gasen–Haslau, erarbeitet.

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

Arbeitstagung 2015 – Vorträge

Dienstag, 22. September

Vormittag

- 08.30–08.45 Begrüßung durch Dir. Dr. PETER SEIFERT, BM JOCHEN JANCE (Marktgemeinde Sankt Barbara im Müürztal) & BM DI REGINA SCHRITTWIESER (Marktgemeinde Krieglach).
- 08.45–09.00 RALF SCHUSTER: Geografischer und geologischer Überblick über die Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld.
- 09.00–09.30 RALF SCHUSTER: Die kristallinen Einheiten auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld.
- 09.30–10.00 JOSEF NIEVOLL: Die Grauwackenzone im Bereich des Kartenblattes GK50 Blatt 103 Kindberg.
- 10.00–10.20 Kaffeepause.
- 10.20–10.50 GERHARD W. MANDL: Die Nördlichen Kalkalpen im Bereich des Kartenblattes GK50 Blatt 103 Kindberg.
- 10.50–11.10 RALF SCHUSTER, CHRISTIAN RUPP & TANJA ILICKOVIC: Überblick über die neogene Landschaftsentwicklung und Neogene Sedimente vom Südrand der Nördlichen Kalkalpen bis ins Steirische Becken.
- 11.10–11.35 MARTIN KRONDORFER: Waldstandorte im Bereich Mehlstübl nördlich Mitterdorf (Steiermark).
- 11.35–12.00 NILS TILCH, LEONHARD SCHWARZ, ARBEN KOÇIU, HERWIG PROSKE, CHRISTIAN BAUER, KARL HAGEN, KLAUS KLEBINDER, ERICH LANG, PETER ANDRECS, FRANZ SCHMID, REINHARD RIBITSCH, SIEGFRIED HERMANN, JÜRGEN LOIZENBAUER & GEORG PISTOTNIK: Gefahrenprävention – aus Katastrophen für die Zukunft lernen und Planungsgrundlagen schaffen.

Nachmittag

- 13.30–13.55 CHRISTIAN LEITER: Die Leukophyllit-Lagerstätte Rabenwaldkogel (Steiermark).
- 13.55–14.20 SYLVAIN RICHOUZ, LEOPOLD KRYSSTYN & RICHARD LEIN: Detailstratigraphie der karnischen und norischen Sedimente der Aflenzer Bürgeralpe.
- 14.20–14.45 PHILIPP STRAUSS: Mitteltrias-Olistolith in oberjurassischer Schichtfolge. Tirolikum, Wiener Becken.
- 14.45–15.45 Kaffeepause und Poster.
- 15.45–16.10 GREGOR GÖTZL, JULIA WEILBOLD & HEINZ REITNER: Die geothermische Nutzung von Altbergbauen am Beispiel Arzberg und Rosental.
- 16.10–16.35 WOLFGANG PAVLIK, ISABELLA BAYER, HANS-GEORG KRENMAYR, OTTO KREUSS & MICHAEL MOSER: GEOFAST – Ergänzung des Kartenwerkes GK50 durch kompiliertes Archivmaterial.
- 16.35–17.00 HANS-GEORG KRENMAYR: Stand und Entwicklungen in der Geologischen Landesaufnahme in Österreich.

Arbeitstagung 2015 – Poster

1. NILS TILCH, LEONHARD SCHWARZ, ARBEN KOÇIU, HERWIG PROSKE, CHRISTIAN BAUER, KARL HAGEN, KLAUS KLEBINDER, ERICH LANG, PETER ANDRECS, FRANZ SCHMID, REINHARD RIBITSCH, SIEGFRIED HERMANN, JÜRGEN LOIZENBAUER & GEORG PISTOTNIK: Gefahrenprävention – aus Katastrophen für die Zukunft lernen und Planungsgrundlagen schaffen.
2. CHRISTINE HÖRFARTER & CHRISTOPH MIKULA: Sehen und verstehen – Die vielseitigen Visualisierungsmöglichkeiten des Datensatzes GK50 Blatt 135 Birkfeld.
3. MARIA HEINRICH, IRENA LIPIARSKA, PIOTR LIPIARSKI, BEATRIX MOSHAMMER, SEBASTIAN PFLEIDERER, JULIA RABEDER, HEINZ REITNER, BARBARA TRÄXLER, THOMAS UNTERSWEIG, JULIA WEILBOLD & INGEBORG WIMMER-FREY: Baurohstoffe auf den GK50 Blättern 103 Kindberg und 135 Birkfeld.
4. GERHARD W. MANDL: Der Nordrand des Juvavischen Deckensystems zwischen Mariazellerland und Wiener Becken (Nördliche Kalkalpen, Niederösterreich, Steiermark) – eine Bestandsaufnahme.
5. GERHARD BRYDA: GK50 Blatt 102 Aflenz Kurort: Plot vom derzeitigen Stand der Manuskriptkarte im Maßstab 1:25.000.
6. PHILIPP STRAUSS: Mitteltrias-Olistolith in oberjurassischer Schichtfolge. Tirolikum, Wiener Becken.
7. IRENE ZORN: Mittelmiozäne Ostrakoden aus dem Aflenz-Becken (Ostalpen, Österreich).
8. WOLFGANG PAVLIK, ISABELLA BAYER, HANS-GEORG KRENMAYR, OTTO KREUSS & MICHAEL MOSER: GEOFAST – Ergänzung des Kartenwerkes GK50 durch kompiliertes Archivmaterial.
9. JOSEF NIEVOLL & THOMAS J. SUTTNER: „Das Alter der Manganvererzung vom Friedlkogel bei Veitsch (Norische Decke, GK50 Blatt 103 Kindberg).
10. ANDREA SCHOBER, LUKAS PLAN, DENIS SCHOLZ, CHRISTOPH SPÖTL, PETR PRUNER & PAVEL BOSÁK: Taleintiefungsraten in den östlichsten Ostalpen: Ergebnisse aus der Hermannshöhle (Kirchberg/Wechsel).
11. CHRISTOPH LEITNER: Zur Sedimentologie und frühen Diagenese der Salz führenden Haselgebirge-Formation.
12. INGRID SCHATTAUER, PETER SLAPANSKY, RALF SCHUSTER, JOHANNES, REISCHER, KLAUS MOTSCHKA, ALEXANDER RÖMER & ROBERT SUPPER: Radiometrie am GK50 Blatt 135 Birkfeld: Neuauswertung der radiometrischen Aufnahmen 1991/1992 am GK50 Blatt 135 Birkfeld mithilfe von GIS Anwendungen und der Vergleich der radiometrischen Daten mit geochemischen Analysen.
13. GREGOR GÖTZL, HEINZ REITNER & JULIA WEILBOLD: Die geothermische Nutzung von Altbergbauen am Beispiel Arzberg und Rosental.

Geografischer und geologischer Überblick über die Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld

RALF SCHUSTER*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. ralf.schuster@geologie.ac.at

1. Geografischer Überblick

Die beiden im Rahmen der Arbeitstagung vorgestellten Kartenblätter liegen in der nordöstlichen Steiermark (Abb. 1). Das nördlicher gelegene Kartenblatt GK50 Blatt 103 Kindberg umfasst Teile des Verwaltungsbezirkes Bruck-Mürzzuschlag und stößt mit seiner SE-Ecke an die NW-Ecke des Kartenblattes GK50 Blatt 135 Birkfeld, welches Bereiche der Verwaltungsbezirke Weiz und Hartberg abdeckt.

Beide Kartenblätter zusammen bilden ein Gebiet mit einer N–S Erstreckung von ca. 55 km ab und sind durch eine deutlich unterschiedliche Morphologie gekennzeichnet. Das nördliche Kartenblatt GK50 Blatt 103 Kindberg zeigt eine ausgeprägte NNW–SSE Zonierung. Im Norden befinden sich die östlichen Kalkhochalpen mit den felsigen Bergstöcken der Veitsch (Hohe Veitsch, 1.981 m) und den westlichen Ausläufern der Schneealpe (Schönhaltereck, 1.860 m). Diese werden durch ein markantes WSW–ENE verlaufendes Lineament gegen Süden begrenzt, welches durch den Stübmringgraben über den Pretalsattel in Richtung der Ortschaft Veitsch und weiter in den Schwarzenbachgraben und in Richtung Neuberg an der Mürz zieht. Südlich davon liegt ein gänzlich bewaldeter Bergrücken, der nur durch das Tal der Veitsch durchschnitten wird und als höchsten Punkt das Troiseck (1.466 m) aufweist. Es folgt das wiederum WSW–ENE orientierte Mürztal mit den Ortschaften Kindberg, Wartberg im Mürztal, Mitterdorf im Mürztal und Krieglach. Hier verlaufen auch wesentliche Verkehrswege, wie die Südbahnstrecke und die Semmering Schnellstraße. Die Hänge auf der Südseite des Mürztales gehören zu den Fischbacher Alpen.

Der höchste Punkt der Fischbacher Alpen ist der Teufelstein (1.489 m), welcher sich bereits auf dem Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld befindet. Auffällig ist, dass die Täler an der Nordseite des Bergzuges immer zunächst gegen Süden bis ESE führen und dann gegen Osten abbiegen. Das gilt besonders für das Stanzertal, den Freßnitzgraben und den Traibachgraben. Über die Passstraßen, die über das Alpl und Auf der Schanz führen, gelangt man in das südlich gelegene Almenland bzw. Joglland. Diese Gebiete, welche den Großteil des Kartenblattes einnehmen, sind durch eine hügelige Landschaft mit unregelmäßig gewundenen Tälern und Bergrücken charakterisiert. Von besonderer Bedeutung ist das Feistritztal, welches das gesamte Kartenblatt von Ratten im Norden über Birkfeld bis nach Anger und Oberfeistritz im Süden durchquert. Die östliche Wasserscheide wird durch einen N–S verlaufenden, flachen Bergrücken gebildet, dessen höchste Erhebungen die Wildwiesen (1.254 m) und der Rabenwaldkogel (1.280 m) sind. Der Nordwesten des Kartenblattes wird durch die Täler des Waldbachs und der Lafnitz entwässert. Hier liegen die Ortschaften St. Jakob im Walde und Wenigzell. Im Südosten reicht die Pöllauer Bucht als Randbucht des Steirischen Beckens in den Bereich des Kartenblattes. Dieser Bereich wird von der Pöllauer Safen entwässert. Von Westen her münden der Waisenbach und Gasenbach bei Birkfeld und der Naintschgraben bei Anger in die Feistritz. In diesem Bereich ist die Landschaft auffallend enger gegliedert und die Hügel sind steiler. Zu den höchsten Erhebungen zählen der Sauerkogel (1.451 m), der Ofner Berg (1.225 m) und der Pommesberg (1.287 m). Die Südwestecke des Kartenblattes wird von einem sehr markanten Höhenrücken gebildet, welcher vom Schöckel bei Graz kommend gegen ENE über den Patschaberg (1.271 m) zum Zetz (1.274 m) führt und hier in rechtem Winkel gegen SSE abbiegt und hier den Hohen Zetz (1.264 m) und Raasberg (1.009 m) aufbaut. Dieser Höhenrücken wird durch die Weizklamm durchschnitten.

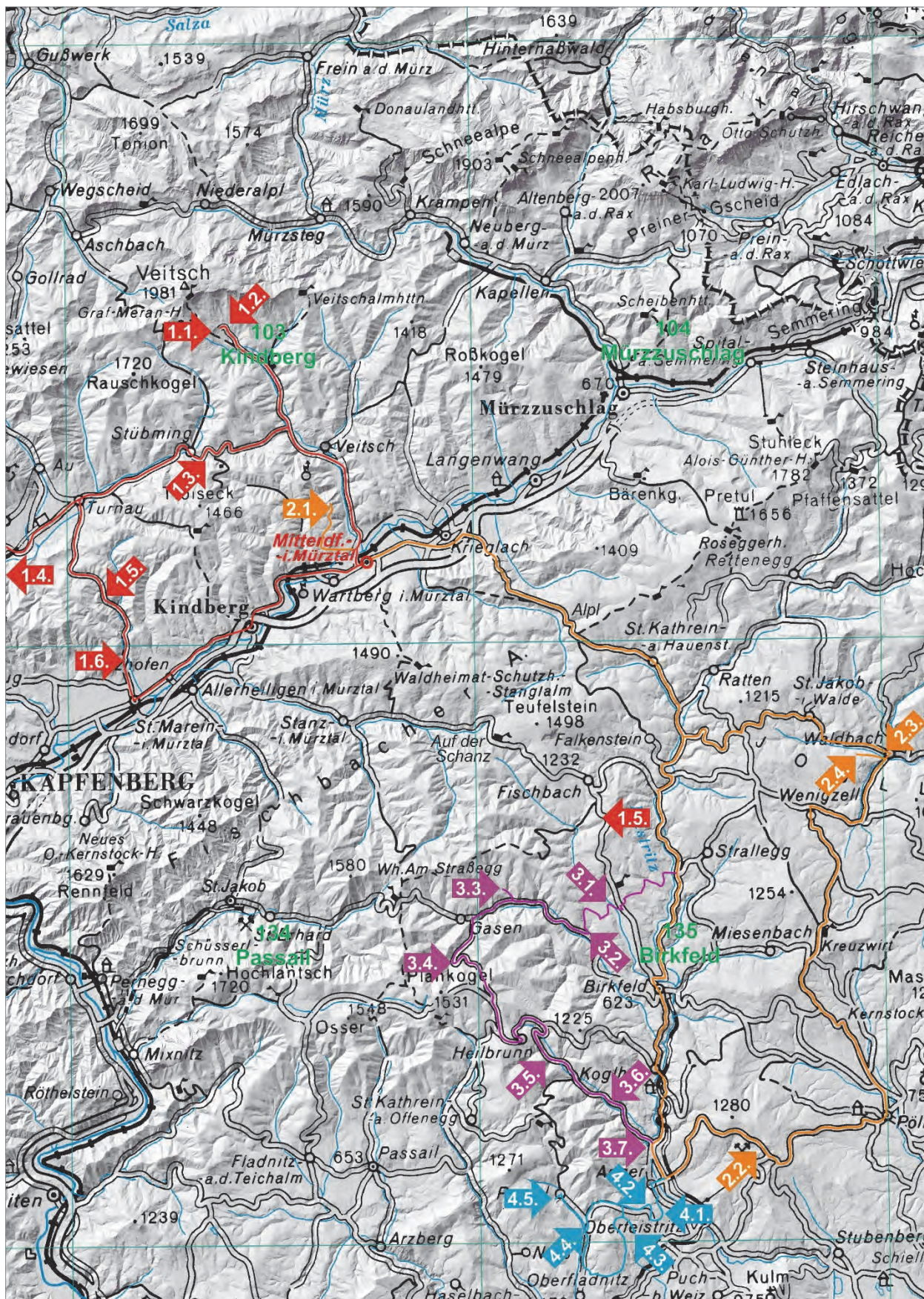


Abb. 1: Übersichtskarte über die Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und Blatt 135 Birkfeld. Eingetragen sind die Exkursionsrouten und Stops (Exkursion 1: rot; Exkursion 2: orange; Exkursion 3: violett; Exkursion 4: blau).

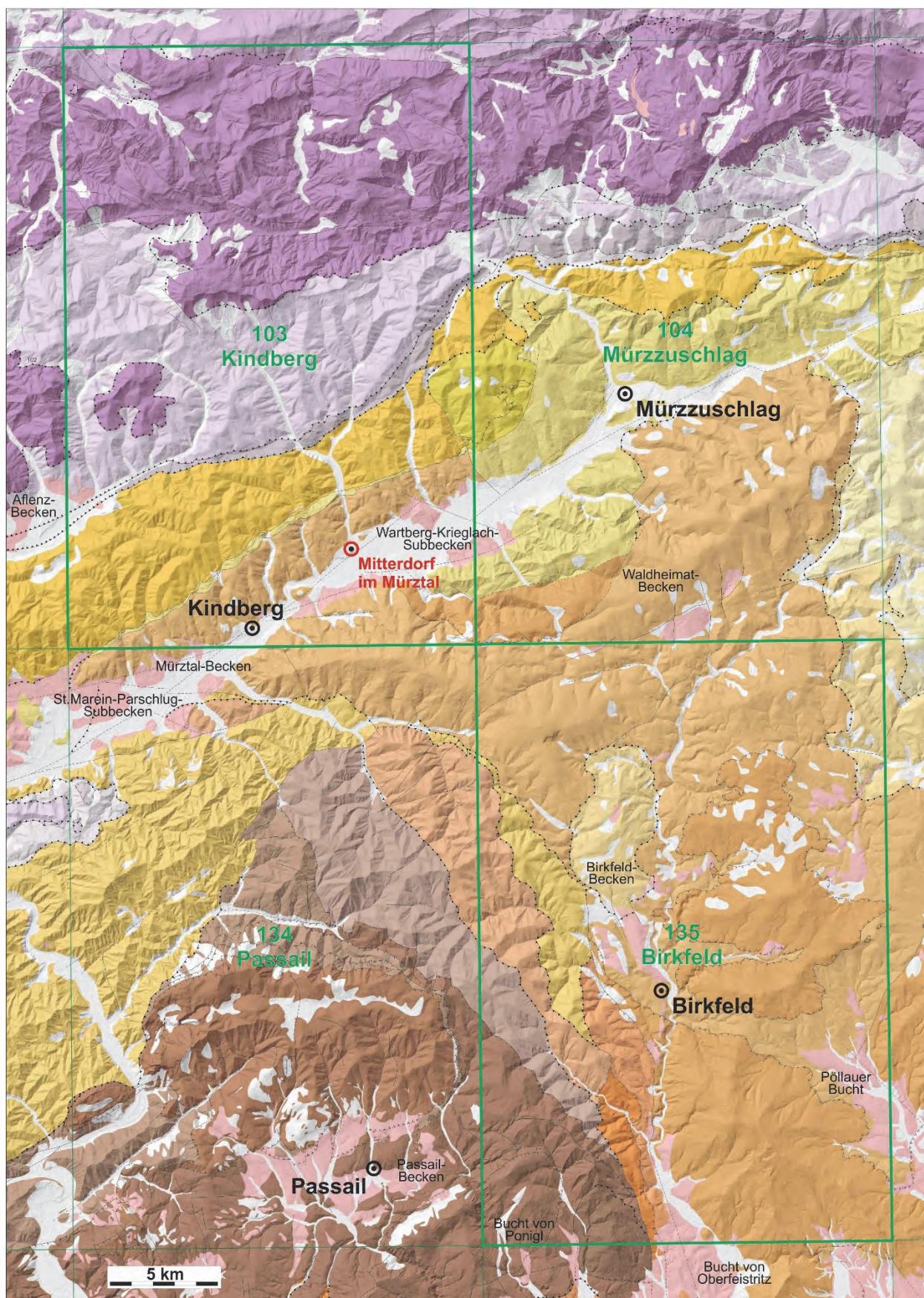


Abb. 2: Tektonische Übersichtskarte über die Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. Zur Legende siehe Abbildung 3.

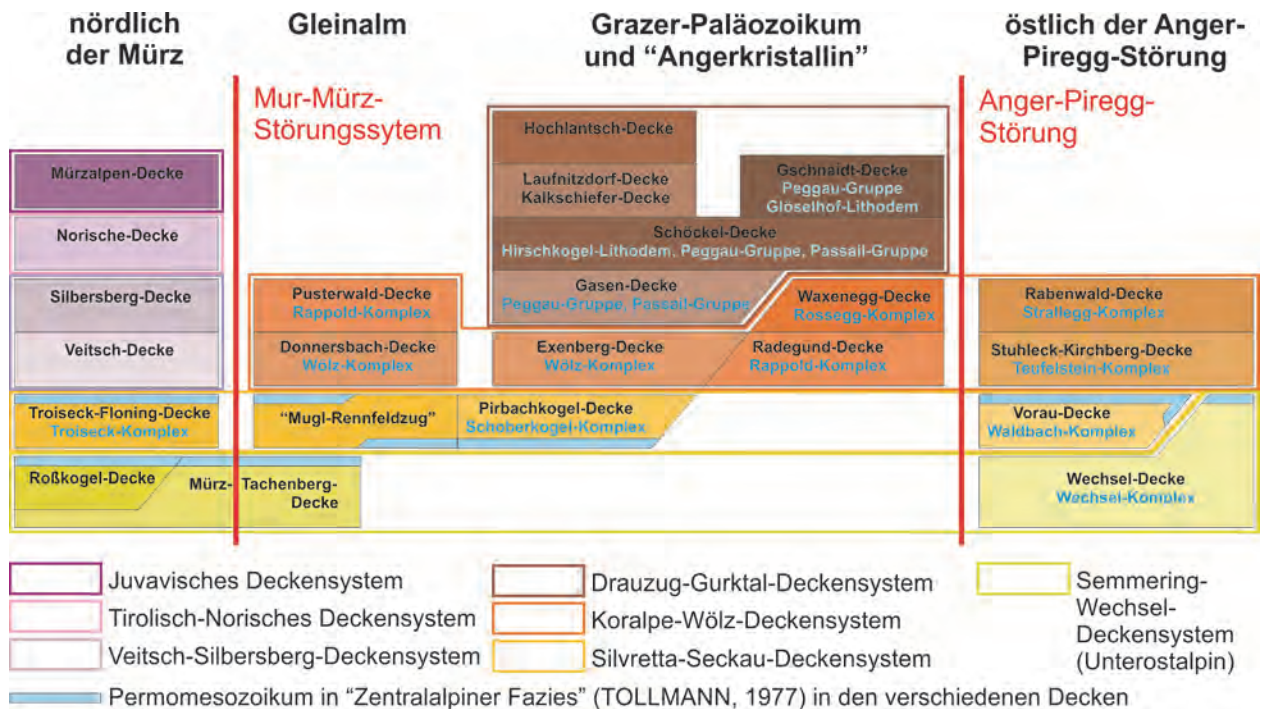


Abb. 3: Schemadiagramm zum tektonischen Aufbau des behandelten Gebietes. Eingetragen sind auch die kristallinen Komplexe, welche wesentlich am Aufbau der Decken beteiligt sind. Die tektonische Nomenklatur folgt SCHMID et al. (2004).

2. Geologischer Überblick

Die oben beschriebene Topografie ist weitestgehend durch die Geologie und dabei durch die Verbreitung unterschiedlicher Gesteine und die Auswirkungen der miozänen Tektonik geprägt. Eine eiszeitliche Überformung der Landschaft ist nur ganz lokal in den Kalkhochalpen, z.B. an der Südseite der Veitsch und an den SE-Abfällen des Teufelsteins vorhanden. Mit Bezug auf die Nomenklatur von SCHMID et al. (2004) bzw. FROITZHEIM et al. (2008) treten folgende tektonischen Einheiten im Bereich der Kartenblätter auf (Abb. 2, 3):

Die tektonisch tiefsten Decken gehören zum Semmering-Wechsel-Deckensystem des Unterostalpins. Permomesozoische Metasedimente mit typischen Abfolgen aus Alpinem Verrucano (Perm), (Roßkogel-)Porphyroid (Perm), Semmeringquarzit (Untertrias), dunkelgrauem Kalkmarmor (Unter- und Mitteltrias) und hellgrauem Dolomit (Mitteltrias) der Mürz-Tachenberg-Decke bauen die Nordabfälle der Fischbacher Alpen südlich von Krieglach im Bereich des Freßnitzgrabens auf. Auch die Scherlinge aus triassischen Karbonatgesteinen, welche den Bergrücken nördlich des Mürztales durchziehen, gehören zu dieser Decke, wie die Fortsetzung gegen Osten in den Bereich um Mürzzuschlag zeigt. Am Roßkogel wird die ebenfalls unterostalpine Roßkogel-Decke überlagert, welche sich vor allem aus dem permischen Roßkogel-Porphyroid aufbaut.

Dem überlagernden Silvretta-Seckau-Deckensystem sind die Voralpe-Decke bei Waldbach und im Fischbacher Fenster, sowie die Troiseck-Floning-Decke im Bergrücken nördlich des Mürztales zuzurechnen. Auch die Pirbachkogel-Decke bei Piregg kann als Teil dieses Deckensystems aufgefasst werden. Die Einheiten des Silvretta-Seckau-Deckensystems zeigen eine ähnliche lithologische Zusammensetzung. Sie bestehen aus einem kristallinen Untergrund mit Paragneisen, Hornblende führenden Gneisen, Amphiboliten, Orthogneisen mit Aplitgneisen und Pegmatitgneisen, welche eine variszische, amphibolitfaziale Metamorphose erfahren haben und eoalpidisch unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies häufig stark phyllonitisiert wurden. Darauf lagern permomesozoische Metasedimente, die gleiche Abfolgen wie die Decken des Unterostalpins zeigen.

Das nächsthöhere Koralpe-Wölz-Deckensystem ist durch die Stuhleck-Kirchberg-Decke, Rabenwald-Decke, Exenberg-Decke, Radegund-Decke und Waxenegg-Decke vertreten, wobei nur die zwei erstgenannten auf das Kartenblatt GK50 Blatt 103 Kindberg reichen. Die einzelnen Decken werden aus unterschiedlichen Komplexen aufgebaut, welche v.a. durch eine permische und eine eoalpidische Metamorphose geprägt sind. Während der beiden Metamorphosephasen wurden Bedingungen der oberen Grünschieferfazies oder Amphibolitfazies erreicht. Von besonderem Interesse ist die Leukophyllit-Lagerstätte am Rabenwaldkogel, welche sich im Strallegg-Komplex in der Rabenwald-Decke befindet (siehe SCHUSTER & NOWOTNY, 2016).

Gegen Norden auf GK50 Blatt 103 Kindberg werden die kristallinen Einheiten durch das Veitsch-Silbersberg-Deckensystem überlagert (siehe SCHUSTER, 2016). Diese ist hier nur relativ geringmächtig und stark zerschert. Intern lässt sich eine tiefere Veitsch-Decke und eine höhere Silbersberg-Decke unterscheiden. Die Veitsch-Decke besteht aus karbonen Metasedimenten, die durch organisches Material meist dunkelgrau gefärbt sind. Hervorzuheben ist das Auftreten von Magnesitkörpern, welche im Bereich der Ortschaft Veitsch lange Zeit abgebaut wurden. Die Silbersberg-Decke liegt invers. Sie beinhaltet amphibolitfazielles Kristallin mit Amphiboliten, Paragneisen, Serpentiniten und Marmoren sowie permische Metasedimente in Form von Metakonglomeraten und Phylliten. Außerhalb des Kartenblattes finden sich darin die Körper aus Gloggnitzer Riebeckitgneis.

Mit steil N-fallendem Kontakt folgt das Tirolisch-Norische Deckensystem, welches am Südrand der Nördlichen Kalkalpen durch die Norische-Decke vertreten ist (siehe NIEVOLL, 2016). Diese zeigt eine Abfolge aus ?kambrischen bis früh karbonen Metasedimenten und Metavulkaniten, welche von permischen Metakonglomeraten der Präbichl-Formation überlagert werden (SCHÖNLAUB, 1979).

Das Juvavische Deckensystem beinhaltet als wesentliches Element die Mürzalpen-Decke, die, wie auch die anderen juvavischen Einheiten, eine Schichtfolge vom Perm bis in den Jura beinhaltet (siehe MANDL, 2016).

Auf GK50 Blatt 135 Birkfeld wird das Koralpe-Wölz-Deckensystem durch das Grazer Paläozoikum tektonisch überlagert, welches zum Drauzug-Gurktal-Deckensystem zu zählen ist. Dieses besteht aus mehreren Decken (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; FRITZ, 1988; GASSER et al., 2009), von denen nur solche der unteren Deckengruppe auf dem Kartenblatt vorhanden sind. Von Liegend nach Hangend handelt es sich um die Gasen-, Schöckel- und Gschnaidt-Decke, die sich alle aus silurischen bis früh karbonen Metasedimenten und Metavulkaniten aufbauen (SCHUSTER et al., 2016a).

Weit verbreitet finden sich neogene Sedimente (SCHUSTER et al., 2016b). Auf dem GK50 Blatt 103 Kindberg sind es die östlichen Ausläufer des Aflenzers Beckens und die deutlich tektonisch verstellten Reste eines Neogenbeckens im Bereich des Müürztals. Auf dem GK50 Blatt 135 Birkfeld sind im Norden die letzten Ausläufer des Waldheimat-Beckens (NEUBAUER & UNZOG, 2003) zu erkennen. Rund um Birkfeld, aber auch bei Wenigzell, lagen auf den Hügeln Reste einer neogenen Sedimentauflage, während von Süden Randbuchten des Steirischen Beckens bis in den Bereich des Kartenblattes reichen. Es sind dies die Pöllauer Bucht sowie die Buchten im Bereich des Feistritztales und des Poniglgrabens nördlich von Weiz.

Als wesentliche neogene Störungen sind im Norden die WSW–ENE orientierten Störungszonen im Bereich des Veitsch-Silbersberg-Deckensystems und die Mur-Mürz-Störung zu nennen. Im Süden ist die etwa N–S verlaufende Anger-Piregg-Störung von Bedeutung.

Als wichtige Rohstoffvorkommen sind auf den behandelten Kartenblättern der bereits heimgesagte Magnesitabbau in der Veitsch-Decke bei Veitsch und der in Betrieb befindliche Leukophyllitabbau Rabenwald bei Oberfeistritz zu nennen. Marmore aus verschiedenen Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems und der Schöckel-Decke werden in mehreren Steinbrüchen vornehmlich als Baurohstoff abgebaut (HEINRICH et al., 2016; MOSHAMMER & SCHUSTER, 2016).

Eine erste Detailkarte, die das Gebiet von GK50 Blatt 103 Kindberg darstellt, ist die Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1:75.000, Blatt Müzzuschlag (CORNELIUS, 1936). Für das GK50 Blatt 135 Birkfeld sind es die Karten von SCHWINNER (1935), VACEK et al. (1947) und WIESENER, (1981). Teile des Kristallins sind auch in der Geologischen Karte des Weizer Berglandes 1:25.000 (FLÜGEL & MAURIN, 1958) enthalten.

Literatur

- CORNELIUS, H.P. (1936): Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1:75.000, Blatt Mürzzuschlag. – Geol. B.-A., Wien.
- FLÜGEL, H.W. & MAURIN, V. (1958): Geologische Karte des Weizer Berglandes 1:25.000. – Geol. B.-A., Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark. – 127 S., Geol. B.-A., Wien.
- FRITZ, H. (1988): Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the northwestern Paleozoic of Graz (eastern Alps). – *Geodynamica Acta*, **2**, 53–62, Paris.
- FROITZHEIM, N., PLAŠIENKA, D. & SCHUSTER, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. – In: MCCANN, T. (Hrsg.): *The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*, 1141–1232, London.
- GASSER, D., STÜWE, K. & FRITZ, H. (2009): Internal structural geometry of the Paleozoic of Graz. – *International Journal of Earth Sciences*, **99/5**, 1067–1081, Berlin.
- HEINRICH, M., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., MOSHAMMER, B., PFLEIDERER, S., RABEDER, J., REITNER, H., TRÄXLER, B., UNTERSWEG, T., WEIBOLD, J. & WIMMER-FREY, I. (2016): Baurohstoffe auf den GK50 Blättern 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 162–165, Wien.
- MANDL, G.W. (2016): Das Kalkalpine Stockwerk auf GK50 Blatt 103 Kindberg. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 88–101, Wien.
- MOSHAMMER, B. & SCHUSTER, R. (2016): Zur Kenntnis der Marmore auf Blatt Birkfeld im Rahmen österreichweiter Karbonatrohstoffuntersuchungen. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 166–176, Wien.
- NEUBAUER, F. & UNZOG, W. (2003): Halfgraben formation in an extruding wedge: the Neogene Waldheimat basin in the Eastern Alps. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen*, **230**, 277–298, Stuttgart.
- NIEVOLL, J. (2016): Alpidische Tektonik in der Norischen Decke der östlichen Grauwackenzone zwischen Neuberg und Turnau (GK50 Blatt ÖK103 Kindberg). – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 44–57, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae geologicae Helvetica*, **97/1**, 93–117, Basel.
- SCHÖNLAUB, H. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht metamorpher und metamorpher Abfolgen. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **33**, 124 S., Wien.
- SCHUSTER, R. (2016): Grauwackenzone und Veitsch-Silbersberg-Deckensystem. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 38–43, Wien.
- SCHUSTER, R. & NOWOTNY, A. (2016): Die Einheiten des Ostalpinen Kristallins auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 10–37, Wien.
- SCHUSTER, R., SCHANTL, P. & NOWOTNY, A. (2016a): Tektonik, Metamorphose und Abkühlgeschichte des Grazer Paläozoikums auf Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 71–87, Wien.
- SCHUSTER, R., NIEVOLL, J., RUPP, C., ČORIĆ, S. & ILICKOVIĆ, T. (2016b): Neogene Sedimente und Landschaftsentwicklung im Umfeld der Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 127–143, Wien.
- SCHWINNER, R. (1935): Zur Geologie von Birkfeld. – *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, **72**, 67–100, Graz.
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich: Band I: Die Zentralalpen*. – 766 S., Wien.
- VACEK, M., HERITSCH, F., KUNTSCHNIG, A., SCHWINNER, R. & FRIEDRICH, O.M. (1947): Geologische Manuskriptkarte Zone 16 Col. XIII, Birkfeld 1:75.000. – Geol. B.-A., Wien.
- WIESENER, H. (1981): 135 Birkfeld – Geologische Manuskriptkarte 1:50.000. – Wien (Bibl. Geol. B.-A., Wiss. Archiv Nr. A 05371).

Die Einheiten des Ostalpinen Kristallins auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld

RALF SCHUSTER* & AXEL NOWOTNY*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. ralf.schuster@geologie.ac.at; axel.nowotny@aon.at

1. Einleitung

In diesem Beitrag werden jene Bereiche der Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld behandelt, die aus Gesteinen des Ostalpinen Kristallins aufgebaut werden (siehe dazu SCHUSTER, 2016: Abb. 2, 3). Das Ostalpine Kristallin wird in dieser Arbeit vollständig in tektonische und lithostratigrafische bzw. lithodemische Einheiten untergliedert und diese werden einzeln beschrieben. Die tektonische Untergliederung folgt dabei inhaltlich jener nach SCHMID et al. (2004) und nomenklatorisch den redaktionellen Vorgaben aus dem Thesaurus der Geologischen Bundesanstalt.

2. Erforschungsgeschichte und Geologischer Überblick

Die erste Karte, die den hier behandelten Teil des Ostalpinen Kristallins darstellt, ist die „Geologische Übersichtskarte des Herzogthums Steiermark“ (1865). In den Erläuterungen dazu (STUR, 1871) sind in relativ knappen Worten und ohne weitere Untergliederung einige der auftretenden Lithologien beschrieben. Nach weiteren Arbeiten von TOULA (1877) und VACEK (1892) wird in DIENER (1903) ein zwar etwas detaillierteres, aber immer noch autochthonistisches Model dargelegt. SCHWINNER (1935) unterteilt das Kristallin in die „Gesteinsprovinz“ der „Muralpen“, welche sich in die Gleinalpe und Niedere Tauern fortsetzt und die „Raabalpen“, die in den Alpen alleine stehen, aber Ähnlichkeiten zum Moravikum am Ostrand der Böhmisches Masse aufweisen sollen. Die beiden Einheiten unterscheiden sich in ihrer lithologischen Zusammensetzung und die „Gesteinsprovinz der Raabalpen“ soll eine stärkere retrograde Überprägung aufweisen. Diese Unterteilung wurde im Folgenden beibehalten und findet zum Teil bis heute Verwendung. So unterteilt KOBER (1938) in die tektonisch tieferen Semmeringiden des Unterostalpins, welche das „Raabalpenkristallin“ beinhalten, und in die höheren Muriden. Die Muriden werden in weiterer Folge von TOLLMANN (1959, 1977) zu einem Teil des Mittelostalpins (Abb. 1A).

Innerhalb des Unterostalpins am Alpenostrand wird bei TOLLMANN (1964, 1977) ein liegendes „Wechselsystem“ von einem hangenden „Semmeringsystem“ unterschieden. Letzteres beinhaltet einen kristallinen Untergrund, der als wesentlichen Bestandteil die „Grobgneisserie“ (WIESENER, 1932, 1962, 1971), bzw. das „Raabalpenkristallin“ von SCHWINNER (1935) beinhaltet. Die „Grobgneisserie“ besteht dabei aus den „Hüllschiefern“, in welche während des Variszischen Ereignisses große Massen von porphyrischem Granit intrudiert sein sollen. Danach kam es zu einer tiefgreifenden Erosion und zur Ablagerung einer postvariszischen Bedeckung, die vom Perm bis in den Lias reicht. Die gesamte Abfolge wurde während des Alpidischen Ereignisses zu „Faltendecken mit aufrechten und invers liegenden permomesozoischen Sedimentauflagerungen“ geformt. Von Liegend gegen Hangend lassen sich die Stuhleck-Kirchberg-Decke, die Mürz-Tachenberg-Decke und die Roßkogel-Decke unterscheiden.

Das Mittelostalpin wird von TOLLMANN (1977) als eine große zusammenhängende Decke mit nur geringer interner alpidischer Deformation gesehen. Im betrachteten Gebiet umfasst es den „Troiseckzug“ nördlich des Müürztals sowie den „Mugl-Rennfeldzug“ im Bereich der Gleinalpe, das „Angerkristallin“ und das „Kristallin von Radegund“ (FLÜGEL, 1961) südlich der Mürz. Alle diese Begriffe beschreiben geografische Vorkommen von kristallinen Gesteinen, sind aber weder als tektonische, noch als lithostratigrafische Einheiten im eigentlichen Sinne aufzufassen.

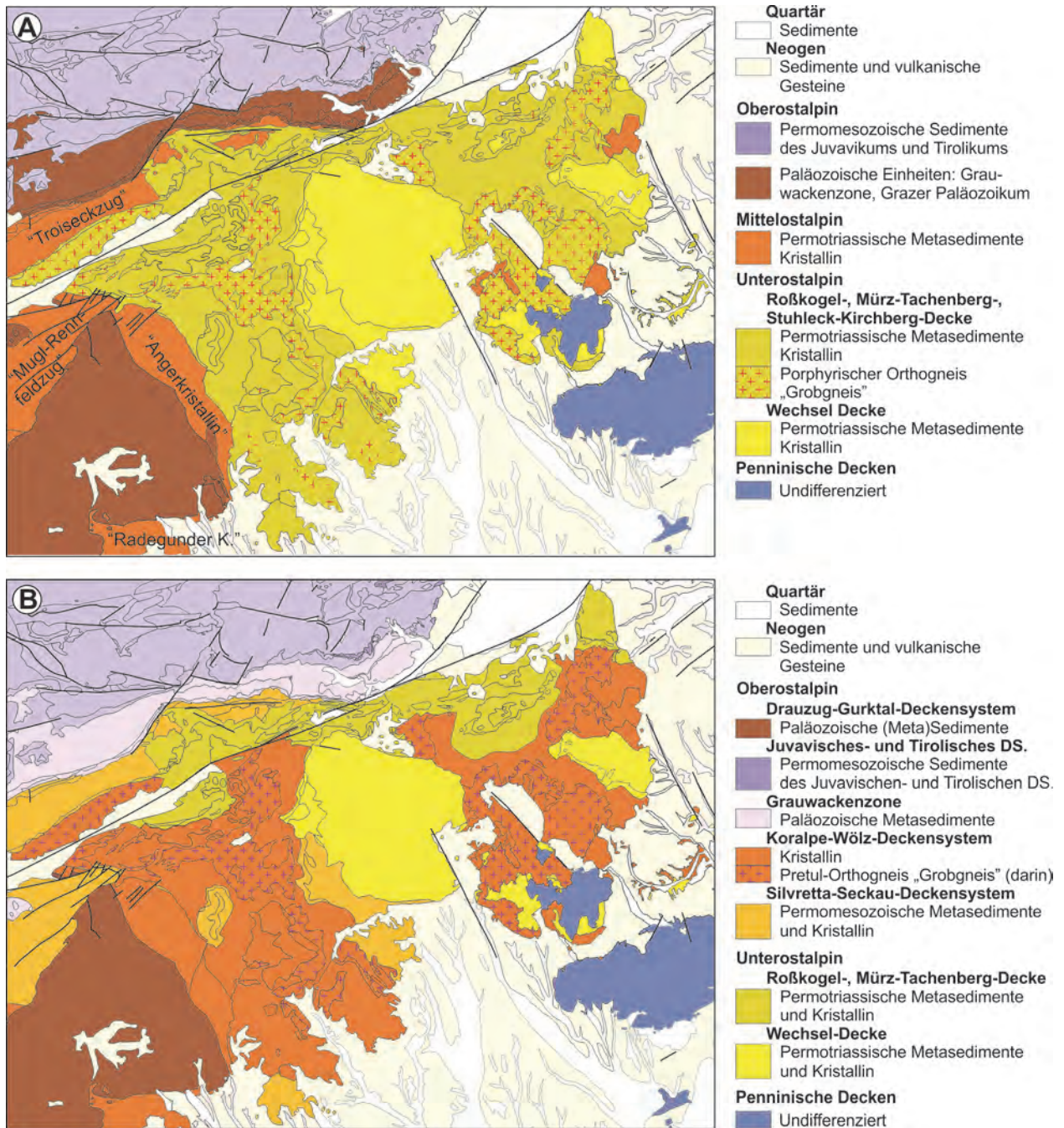


Abb. 1: Tektonische Karte vom Ostrand der Alpen. **A)** Untergliederung nach TOLLMANN (1977) und **B)** nach SCHMID et al. (2004) bzw. FROITZHEIM et al. (2008).

Ab den 1990er Jahren entstanden zahlreiche geochronologische und petrologische Daten, die unser Bild vom Ostalpinen Kristallin grundsätzlich verändert haben. Dieses erfuhr nach der variszischen Prägung in weiten Teilen noch eine permische und eine eoalpidische (kretazische) Metamorphose (z.B. FRANK et al., 1987; SCHUSTER et al., 2001a; THÖNI, 2006), und der heute vorhandene tektonische Internbau ist im Wesentlichen auf das Alpidische Ereignis zurückzuführen (z.B. DALLMEYER et al., 1998; NEUBAUER et al., 2000; FROITZHEIM et al., 2008). Das gesagte trifft insbesondere auch für den in diesem Beitrag behandelten Teil des Ostalpinen Kristallins zu. Besonders die Datierungen der porphyrischen Granitgneise der „Grobgneisserie“ durch PUMHÖSL et al. (1999) und SCHUSTER et al. (2010) führten zwangsläufig zu Veränderungen bei den tektonischen Zuordnungen. Diese Datierungen ergaben für Proben von mehreren Lokalitäten permische Kristallisationsalter zwischen 250 und 280 Ma.

Damit können die Granite, welche in über 10 km Tiefe erstarrt sind, nicht mehr als Untergrund für die manchmal in unmittelbarer Nähe auftretenden permischen Metasedimente des Unterostalpins erhalten (SCHUSTER et al., 2001b). Kartierung und Geländebegehungen haben gezeigt, dass zwischen der „Grobgneisserie“ mit den im Perm kristallisierten Granitgneisen und den permomesozoischen Metasedimenten auch durchwegs tektonische Grenzflächen vorhanden sind. Dort, wo Orthogneise tatsächlich transgressiv von den Metasedimenten überlagert werden, wie z.B. im Leithagebirge oder bei Bromberg (Niederösterreich), ist ein ordovizisches Kristallisationsalter für die Orthogneise belegt (KLÖTZLI & SCHUSTER, unpubl. Daten) oder wahrscheinlich. Daher ist die „Grobgneisserie“ in zwei Komplexe aufzuteilen:

Ein noch unbenannter Komplex im Norden, der die ordovizischen Orthogneise enthält und der von transgressiv auflagernden permotriassischen Metasedimenten überlagert wird, gehört zur unterostalpinen Mürz-Tachenberg-Decke. Die Hauptmasse, bestehend aus den permischen Orthogneisen und großen Teilen der „Hüllschiefer“, befindet sich im Hangenden. In MATURA & SCHUSTER (2014) wurde diese Gesteinsassoziation als Teufelstein-Komplex und die enthaltenen Orthogneise als Pretul-Orthogneis bezeichnet. Der Teufelstein-Komplex baut die gegenüber TOLLMANN (1977) in ihrer Ausdehnung etwas veränderte Stuhleck-Kirchberg-Decke auf, welche auch nicht mehr dem Unterostalpin, sondern dem oberostalpinen Koralpe-Wölz-Deckensystem angehört.

Weiters zeigten Kartierungen, dass sowohl das „Kristallin von Radegund“ (FLÜGEL et al., 2011), als auch das „Angerkristallin“ (SCHUSTER et al., 2006; RÖGGLA, 2007; MATURA & SCHUSTER, 2014) aus mehreren Komplexen bestehen. Da zwischen den Komplexen Metamorphosesprünge zu verzeichnen sind, sind diese auch durch markante Scherzonen voneinander getrennt und bauen verschiedene Decken auf.

Diesen Veränderungen versucht die Nomenklatur von SCHMID et al. (2004) Rechnung zu tragen. Es wird nur ein Unter- und ein Oberostalpin unterschieden, diese werden aber weiter in Deckensysteme gegliedert (Abb. 1B). Im Oberostalpin finden sich Anteile von Ostalpinem Kristallin in folgenden Deckensystemen: Das Silvretta-Seckau-Deckensystem enthält kristalline Einheiten mit prä-permischen Magmatiten und einer prägenden variszischen Metamorphose, welche von post-variszischen, permotriassischen Metasedimenten überlagert werden. Das überlagernde Koralpe-Wölz-Deckensystem besteht nur aus kristallinen Komplexen, die vor allem permische Magmatite enthalten und die vornehmlich durch eine permische und die kretazische Metamorphose gekennzeichnet sind. Darin befinden sich auch die kretazischen Eklogite. Darüber folgen das Ötztal-Bundschuh- und das Drauzug-Gurktal-Deckensystem, bestehend aus kristallinen Einheiten mit prä-permischen Magmatiten und einer prägenden variszischen Metamorphose, sowie post-variszischen, permomesozoischen (Meta)Sedimenten. Innerhalb dieser beiden Deckensysteme nimmt die kretazische Metamorphose gegen das Hangende zu ab.

3. Tektonische und Lithostratigrafische Einheiten

Im Folgenden werden die unterostalpinen und oberostalpinen Decken, die Ostalpinen Kristallin enthalten und die sich im Bereich der hier behandelten Kartenblätter befinden, beschrieben. Die Beschreibung erfolgt vom Liegenden gegen das Hangende. Die Verteilung der variszischen, permischen und eoalpidischen Metamorphose ist in Abbildung 2 dargestellt.

3.1. Semmering-Wechsel-Deckensystem (Unterostalpin)

Die tektonisch tiefsten Einheiten stellen die Mürz-Tachenberg-Decke (KOBEL, 1912) und die überlagernde Roßkogel-Decke (im Sinne von CORNELIUS, 1936) des Unterostalpins dar. Der Doppelname Mürz-Tachenberg-Decke beinhaltet den Fluss Mürz westlich des Semmeringpasses und die Katastralgemeinde Tachenberg (Bezirk Neunkirchen, Niederösterreich) östlich davon. Die Roßkogel-Decke ist nach dem Roßkogel (1.479 m) westlich von Mürzzuschlag benannt. Die Decken bestehen aus einem kristallinen Untergrund sowie auflagernden permischen Metavulkaniten und permomesozoischen Metasedimenten.

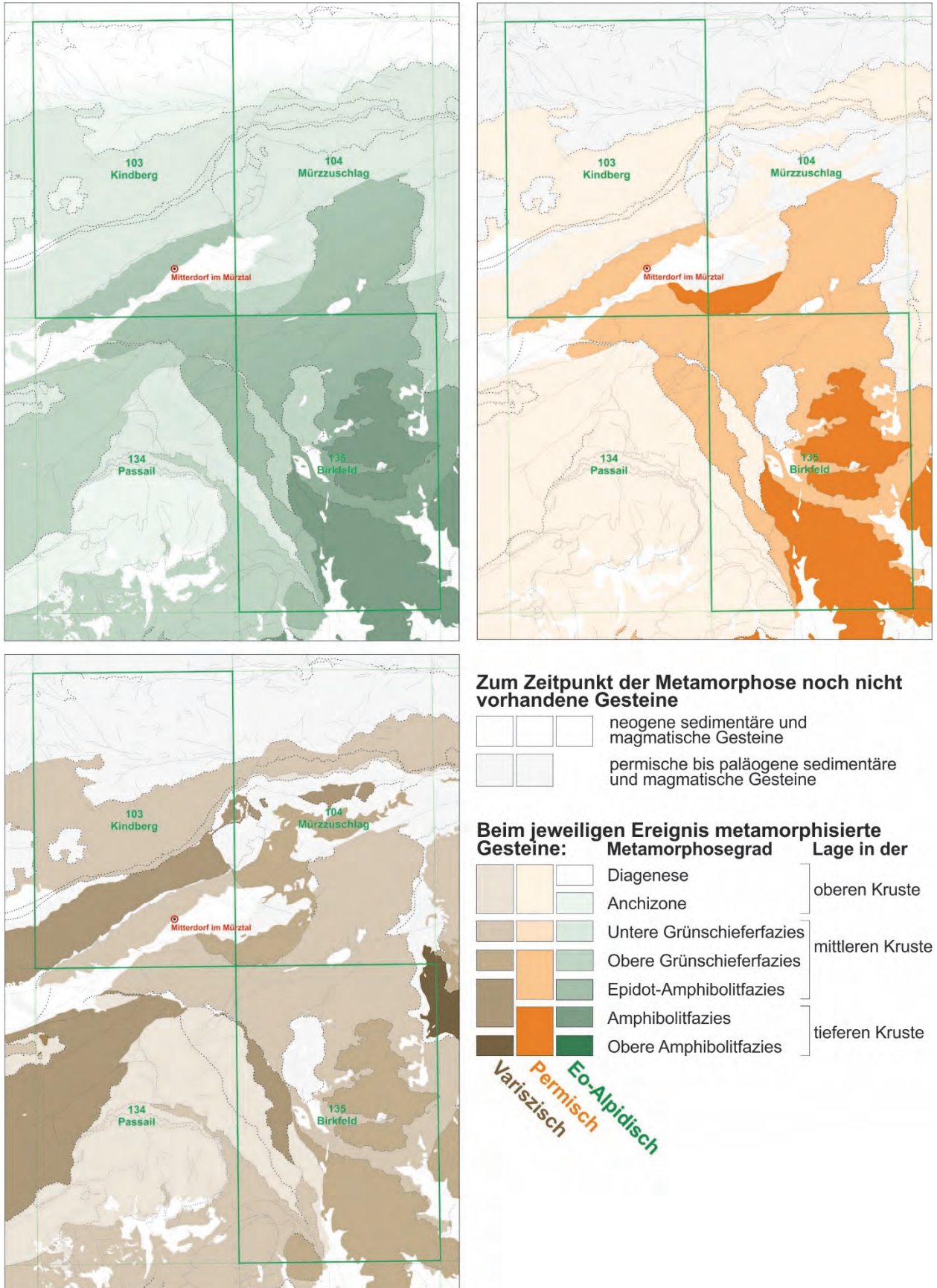


Abb. 2: Die Verteilung der variszischen, permischen und eoalpidischen Metamorphose. Die Einheiten des Silvretta-Seckau-Deckensystems zeichnen sich durch eine amphibolitfazielle variszische Metamorphose aus, während jene des Koralpe-Wölz-Deckensystems eine grünschiefer- bis amphibolitfazielle permische Prägung zeigen.

Tektonik: Die Mürz-Tachenberg-Decke besteht im Raum nördlich von Kapfenberg – auf Blatt GEOFAST 133 Leoben (PAVLIK, 2009) – aus permomesozoischen Metasedimenten, die auf phyllonitischen Glimmerschiefern aufliegen. Von Kapfenberg gegen ENE finden sich Scherlinge triassischer Karbonatgesteine und vereinzelt Quarzite in einer steilstehenden Zone, welche den Bergrücken nördlich des Mürztals der Länge nach durchzieht. Diese Zone manifestiert sich auch in der Morphologie. Das Ostende dieser Zone verbindet sich im Bereich der Blattgrenze zu GK50 Blatt 104 Mürzzuschlag (MANDL et al., 2001) mit den permomesozoischen Metasedimenten, die unter den permischen Metavulkaniten (Roßkogel-Porphyr) des Roßkogels auftreten und die hier wieder phyllonitischen Glimmerschiefern aufliegen. Auch wenn der Kontakt der permomesozoischen Gesteine zu den phyllonitischen Glimmerschiefern lokal gestört ist, kann von einem ehemals sedimentären Kontakt ausgegangen werden. Die Mürz-Tachenberg-Decke lässt sich von hier aus weiter gegen Osten bis unter den Drahtkogel verfolgen, wobei z.B. im Raum Mürzzuschlag im Liegenden wiederum permomesozoische Metasedimente mit inverser Lagerung auftreten. Es ist daher möglich, dass es sich um eine Liegendfalte handelt. Aufrechte und invers liegende permomesozoische Abfolgen wurden auch von GMEINDL (1999) östlich des Drahtkogels beschrieben. Südlich der Mürz bildet die Mürz-Tachenberg-Decke zwischen Freßnitz und Hönigsberg die nördlichsten Anteile der Fischbacher Alpen. Permische Metavulkanite, permomesozoische Metasedimente und phyllonitische Glimmerschiefer fallen flach gegen Norden ein. Sie sind durch ein NNW–SSE bzw. WSW–ENE streichendes konjugiertes Störungssystem zerteilt. Gegen Süden muss eine S-gerichtete Abschiebung mit bedeutendem Höhenversatz vorhanden sein, da hohe Anteile des Koralpe-Wölz-Deckensystems in Form der Rabenwald-Decke unmittelbar angrenzen. Gegen Südosten ist die Begrenzung dieses Teils der Mürz-Tachenberg-Decke nicht definiert und in der Karte in SCHUSTER (2016: Abb. 2) nur schematisch eingezeichnet. Östlich des Semmering baut die Mürz-Tachenberg-Decke den nördlichen Teil der Buckligen Welt und das Rosaliengebirge auf den Kartenblättern GK50 Blatt 105 Neunkirchen (HERRMANN et al., 1992) und 106 Aspang-Markt (FUCHS & SCHNABEL, 1995) sowie das Leithagebirge auf GK50 Blatt 77 Eisenstadt (BRIX & PASCHER, 1994) und Blatt 78 Rust (HERRMANN et al., 1993) auf. Die Roßkogel-Decke besteht zum Großteil aus permischen Metavulkaniten und untergeordnet aus Alpinem Verrucano und Semmeringquarzit, wobei nach dem Kartenbild eine interne Schuppung anzunehmen ist.

Als Liegendes der Mürz-Tachenberg-Decke ist die Wechsel-Decke zu nennen, welche ebenfalls dem Unterostalpin angehört. Allerdings ist die Grenze der beiden Decken zueinander nicht genau festgelegt. Sie verläuft steilstehend und durch das miozäne Mürztal-Störungssystem überprägt innerhalb von triassischen Karbonatgesteinen. Die Mürz-Tachenberg- und die Roßkogel-Decke werden von der Troiseck-Flöning-Decke überlagert. Letztere ist dem Silvretta-Seckau-Deckensystem zuzurechnen. Die ursprüngliche Deckengrenze ist im Bereich nördlich von Mürzzuschlag klar erkennbar. Sie fällt am Roßkogel, unter der Mahdtalkogel Deckscholle und am Drahtkogel flach bis mittelsteil gegen Norden ein. Die Gesteine im Grenzbereich zeigen eine duktile Deformation, die unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies erfolgte und daher mit Bezug auf geochronologische Altersdaten (DALLMEYER et al., 1998; SCHUSTER et al., 2001b) in der späten Kreide entstanden sein muss. Im Süden wird die Mürz-Tachenberg-Decke über weite Strecken von der Stuhleck-Kirchberg-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems überlagert. Der genaue Verlauf der Deckengrenze ist auch hier unsicher, da phyllonitische Glimmerschiefer beider Decken aneinandergrenzen und diese gemeinsam als „Hüllschiefer“ kartiert wurden (HERRMANN et al., 1992; FUCHS & SCHNABEL, 1995). Die Phyllonitisierung erfolgte aber im Zuge der Deckenstapelung bei NE-gerichteter Bewegung in der späten Kreide (WILLINGSHOFER & NEUBAUER, 2002).

Lithostratigraphie und Lithologie:

Kristalline Gesteine: Die kristallinen Anteile der Mürz-Tachenberg-Decke bestehen größtenteils aus monotonen phyllonitischen Glimmerschiefern. Diese sind feinkörnig, silberig bis silberig grau, selten grünlich gefärbt und bestehen hauptsächlich aus Hellglimmer, Quarz, (Plagioklas) Albit, und Chlorit. Die Gesteine brechen nach der Schieferung und oft im flachen Winkel zur Schieferung stehenden Klüften zu linsigen Stücken. Die Klüftflächen sind oft durch Eisenhydroxide stark rostbraun gefärbt. Typisch ist die Ausbildung von zwei Schieferungen sowie

einer *crenulation cleavage* (SCHMIDT, 1999). Unregelmäßig geformte Quarzmobilisate können bis mehrere Dezimeter Dicke erreichen und sind bisweilen isoklinal verfault. Im Dünnschliff zeigt der Albit eine einfache Verwilligung. Als Hinweise auf eine vormals höhere Metamorphose ist sehr selten reliktscher Biotit vorhanden. Bei rundlichen Aggregaten aus Chlorit könnte es sich um ehemaligen Granat handeln. Akzessorisch ist neben opakem Erz, Epidot/Klinozoisit, Zirkon und Apatit häufig schön zonierter Turmalin vorhanden. Östlich des Semmering sind in der nördlichsten Buckligen Welt und im Leithagebirge vereinzelt Amphibolite eingeschaltet. Außerdem finden sich dort porphyrische Orthogneise, wie z.B. bei Bromberg und am Sonnberg im Leithagebirge. Datierungen von Zirkonen der letztgenannten Lokalität mittels der LA-ICP-MS-Methode ergaben ordovizische Alter (KLÖTZLI & SCHUSTER, unpubl. Daten).

Bisher wurden die kristallinen Anteile der Mürz-Tachenberg-Decke als „Grobgneisserie“ (WIESENER, 1932, 1962, 1971) bezeichnet. Deren wesentliche Gesteine sind ein porphyrischer Orthogneis – der Grobgneis (VACEK, 1892) – und die umgebenden „Hüllschiefer“ (MOHR, 1912; SCHWINNER, 1935), welche als „Altes Dach“ der plutonischen Gesteine zu betrachten sind. Es finden sich aber auch Namen wie „Grobgneis-Komplex“ (HERRMANN et al., 1992; MATURA, 2006), „Kristallin der Semmering Einheit“ (MANDL et al., 2001), „Semmeringserie“ (SCHMIDT, 1999) oder „Semmering-Komplex“ (SCHUSTER et al., 2001b) bezeichnet. Abgesehen davon, dass die meisten dieser Begriffe nicht als moderne lithostratigrafische Bezeichnungen tauglich sind, umfassen sie alle auch die Gesteine der Stuhleck-Kirchberg-Decke (siehe unten). Eine vernünftige Namensgebung steht also noch aus.

Die **permotriassischen Metavulkanite und Metasedimente** der ostalpinen Decken am Alpenostrand und deren Erforschungsgeschichte sind in TOLLMANN (1977) zusammenfassend beschrieben. Die Lithologien und Abfolgen in den verschiedenen unterostalpinen und mittel- bzw. oberostalpinen Einheiten zeigen große Übereinstimmungen und sollen einem gemeinsamen „zentralalpinen“ Faziesbereich entstammen. Die Einheiten werden im Folgenden beschrieben, treten sie auch in anderen Decken auf, wird dort nur mehr auf lokale Besonderheiten verwiesen. **Metavulkanit, „Roßkogel-Porphyröid“ (Perm):** Es handelt sich um hellgraue, gelblich oder leicht grünlich gefärbte Gesteine, die im Zentimeter- bis Dezimeterbereich nach der Schieferung und zumeist senkrecht dazu stehenden Klüften zu polygonalen Stücken brechen. Zumeist zeigen sie eine engständige Schieferung (S_x) und ein ausgeprägtes Streckungslinear (L_x), sodass zumeist ein mylonitisches Gefüge vorhanden ist (CORNELIUS, 1952; GAAL, 1966). Es sind aber auch wenig deformierte Bereiche mit klar erkennbaren vulkanischen Gefügen erhalten. In letzteren Bereichen sind bereits im Handstück bis zu 2 mm große Quarz- und zum Teil herausgewitterte Feldspat-Phänokristalle sowie lithische Fragmente in einer feinkörnigen Matrix zu erkennen (Abb. 3A). In den stärker deformierten Gesteinen zeigt die Matrix einen stofflichen Lagenbau mit leicht unterschiedlichem Gehalt an Porphyroklasten sowie Serizit auf den Schieferungsflächen.

Im Dünnschliff ist zu erkennen, dass die Matrix aus feinkörnigem Quarz, Serizit und Albit besteht. In weniger deformierten Proben zeigen die bis zu mehrere Millimeter großen Quarz-Phänokristalle häufig Korrosionsschläuche (Abb. 3B). In den weniger deformierten Proben ist der Alkalifeldspat ein Fleckenperthit mit Übergängen zu Schachbrettalbit. Hingegen sind die magmatischen Feldspäte in den Myloniten zumeist stark alteriert und die ehemals zumindest teilweise glasige Matrix ist völlig rekristallisiert. Als Akzessorien finden sich Zirkon, Orthit, Rutil und Ilmenit. Als Ausgangsprodukt sind quarzporphyrische, saure Laven, Tuffe, Tuffite und Ignimbrite anzunehmen. Das Alter der Gesteine ist aus ihrem Auftreten mit dem Alpinen Verrucano und dem überlagernden untertriassischen Semmeringquarzit abgeleitet.

Am Roßkogel finden sich mit den sauren Metavulkaniten verbunden auch Biotit-Uralitschiefer (als Uralit werden Pseudomorphosen von Mineralien der Amphibol-Gruppe – hauptsächlich Aktinolith – nach einem Mineral der Pyroxen-Gruppe – hauptsächlich Augit – bezeichnet), welche als andesitische Metavulkanite gedeutet werden.

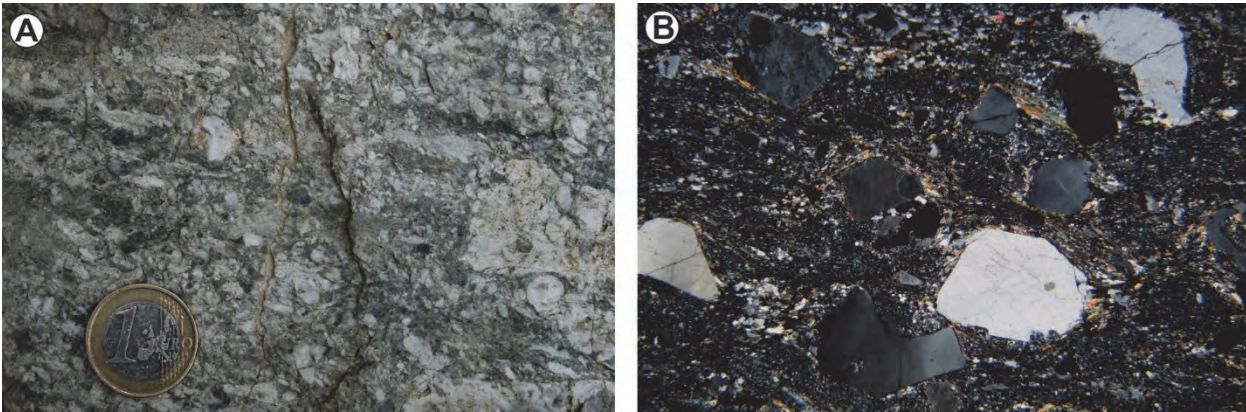


Abb. 3: Permische Metavulkanite aus der Vorau-Decke im Bereich des Fischbacher Fensters. **A)** Textuell gut erhaltener rhyolithischer Vulkanit. **B)** Dünnschliff mit einer feinkörnig rekristallisierten Matrix und Quarz-Phänokristallen mit Korrosionsschläuchen (06R02, Bildbreite: 12 mm, gekreuzte Polarisatoren).

Alpiner Verrucano (Perm): Der Alpine Verrucano besteht aus klastischen Metasedimenten in Form von Metabrekzien, Metakonglomeraten und verschiedenen Phylliten. Zusammen mit den Metavulkaniten wurde er von FAUPL (1970b) auch als „Arkoseschiefer-Breccien-Porphyrroid-Serie“ (= ABP-Serie) bezeichnet. Die Metakonglomerate des Alpiner Verrucano enthalten als Komponenten vor allem Quarzolite, die aus Quarzmobilisatgängen hervorgegangen sind sowie Quarzite und quarzitisches Schiefer. Seltener sind helle, feldspatreiche Gneise, längliche Schieferkomponenten von hellbrauner bis rötlicher Farbe und schwarze Kieselschiefergerölle vorhanden. Manche Quarzgerölle zeigen noch eine rötliche Färbung, die reliktsch auf die Farbe des ursprünglich roten Sediments zurückgeht. Die Matrix besteht aus Quarzit, Metaarkose oder grünlichem Serizitschiefer. Die Hauptmasse des Alpiner Verrucano stellen Metapelite in Form von feinkörnigen, hellgrauen und grünlichen Serizitschiefern, Quarzphylliten und Phengitschiefern. Sie bestehen hauptsächlich aus Hellglimmer, Quarz und Chlorit. Nebengemengteile sind detritärer Alkalifeldspat und eisenschüssiges Karbonat, das bei höheren Anteilen zu einer rostigen Verwitterung führt. Als Akzessorien ist Rutil immer vorhanden, daneben treten auch Ilmenit, Zirkon, Apatit und Turmalin auf.

Semmeringquarzit (Untertrias): Im bearbeiteten Gebiet sind im liegenden Teil des Semmeringquarzites quarzreiche Metabrekzien und Metakonglomerate vorhanden (CORNELIUS, 1952; FAUPL, 1970a; SCHMIDT, 1999). Darin finden sich weiße, aber auch rosa und violett gefärbte Quarzkomponenten mit einer maximalen Größe von bis zu 3 cm. Vereinzelt sind auch schwarze Lydite und lithische Fragmente vorhanden, bei denen es sich zum größten Teil um Porphyroide handeln sollte. Die feinkörnige serizitreiche Matrix der Metakonglomerate zeigt eine späte, unter kühleren Bedingungen ausgebildete *crenulation cleavage*, während die gelängten Quarze bruchhaft reagierten. Gegen das Hangende zu kommt es zur Ausbildung einer feldspatreichen Arkose. Gekennzeichnet ist dieser Übergang durch Korngrößenabnahme und durch die Zunahme des Feldspatgehaltes. Besonders auf den angewitterten Bruchflächen sind die Feldspatkörner an der kreideweißen Färbung deutlich erkennbar. Vereinzelt können noch weiße oder rosa Quarzgerölle auftreten. In weiterer Folge nimmt der Feldspatgehalt in das Hangende wieder ab und es folgen die typischen weiß bis grünlich gefärbten, im Zentimeter- bis Dezimeterbereich gebankten, homogenen Quarzite. Die Bankung liegt parallel zur Hauptschieferung (S_x). Die Quarzite zeigen einen splitterigen Bruch. Oft sind sie sehr stark tektonisiert und bilden zum Teil feinstückige, kohäsionslose Kataklasite. Die weißen Typen bestehen fast nur aus Quarz und haben etwas Serizit auf den Schieferungsflächen, während in den grünlichen Typen ein höherer Hellglimmergehalt vorhanden ist. Häufig sind auch Wechsellagerungen von weißen quarzreichen und grünlichen serizitreichen Lagen vorhanden. Als akzessorische Gemengteile sind unter dem Mikroskop Eisenoxide, Zirkon, Titanit, Rutil, Turmalin und Chlorit sichtbar.

Marmor, Dolomit, Rauwacke (Anisium–Ladinium): Bei den verschiedenen Kartierungen wurden Kalkmarmore, Dolomitmarmore und Rauwacken unterschieden (CORNELIUS, 1936; HERRMANN et al., 1992, 1993). Die Kalkmarmore sind zumeist wandbildend und gut

aufgeschlossen (FAUPL, 1970a; SCHMIDT, 1999). Ihre Farbe ist zumeist dunkelgrau, sie variiert aber von weiß über rosa, bis hin zu einem „schmutzigen“ grau. Es sind dünnbankige oder massige Typen mit allen Übergängen vorhanden. Im Nahbereich zum prä-permischen Kristallin sind die Kalkmarmore manchmal etwas grobkristalliner ausgebildet. Auf den Schieferungsflächen sind Glimmerbeläge als metamorphe Neubildungen keine Seltenheit. Die Spröddefomation führte zur Ausbildung von zahlreichen Kluftsystemen und zu Harnischflächen, die offenbar mehrmals wiederbetätigt wurden. Dolomitmarmore sind feinkörniger ausgebildet, ihre Farbe ist von unterschiedlich dunklen Grautönen geprägt. Vereinzelt kann beim Anschlagen des Gesteins leicht bituminöser Geruch wahrgenommen werden. Die Rauwacken umfassen nach TOLLMANN (1977) sedimentäre Reichenhaller Rauwacke, große Teile davon sind aber bestimmt durch Deformation aus den Kalkmarmoren und Dolomiten hervorgegangen.

3.2. Silvretta-Seckau-Deckensystem (Oberostalpin)

Das Silvretta-Seckau-Deckensystem umfasst auf den in dieser Arbeit betrachteten Kartenblättern die Voralpe-, Pibbachkogel- und Troiseck-Flözing-Decke. Wie oben erwähnt, bestehen diese Decken aus variszisch amphibolitfaziell geprägten kristallinen Komplexen und darauf auflagernden permotriassischen Metasedimenten. Die Metasedimente zeigen große Ähnlichkeiten zu jenen des Unterostalpins (TOLLMANN, 1977). Ihre Deformation und eine grünschieferfazielle Metamorphose erfuhren sie gemeinsam mit den kristallinen Gesteinen während des Eoalpidischen Ereignisses in der späten Kreide.

3.2.1. Voralpe-Decke / Waldbach-Komplex

Als Voralpe-Decke wurde auf Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) die tektonische Einheit bezeichnet, welche aus dem Waldbach-Komplex sowie den darauf auflagernden permischen Metavulkaniten (Porphyroiden) und permotriassischen Metasedimenten besteht. Namensgebend ist der Ort Voralpe (Steiermark).

Tektonik: Die Voralpe-Decke bedeckt im östlichen Teil des Ostalpins eine zusammenhängende Fläche, die sich auf die Kartenblätter GK50 Blatt 104 Mürzzuschlag (MANDL et al., 2001), 105 Neunkirchen (HERRMANN et al., 1992), 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) und GEOFAST Blatt 136 Hartberg (PAVLIK, 2008) verteilt. In NW–SE Richtung erreicht sie eine Länge von ca. 25 km bei einer maximalen Breite von ca. 13 km. Die Voralpe-Decke überlagert die Wechsel-Decke des Unterostalpins an einer gegen S- bzw. W-einfallenden Deckengrenze, die unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies in der späten Kreide entstand. Die Voralpe-Decke wurde dabei gegen NE auf die Wechsel-Decke aufgeschoben und zeigt auch interne N-gerichtete Aufschiebungen (KRONDORFER et al., 2016). Nach FLÜGEL & NEUBAUER (1984) bildet die Voralpe-Decke eine überkippte Antiklinale, deren Kern aus Metapeliten gebildet wird, die von der „Voralper Serie“, welche sich aus Orthogneisen, Hornblendegneisen und Amphiboliten zusammensetzt, überlagert wird. Am Westrand befinden sich die transgressiv auflagernden permomesozoischen Metavulkanite und Metasedimente, die in überkippter Lagerung auch als Deckenscheider zur Wechsel-Decke auftreten.

Das Nordende der Voralpe-Decke besteht aus permotriassischen Gesteinen, welche an ebensolche der Wechsel-Decke grenzen, sodass die Abtrennung der beiden Decken zueinander nicht klar ist. Das Nordende könnte sich auf der Höhe von Rettenegg befinden, oder aber erst 6 km weiter nördlich am Pfaffensattel. Auffällig ist, dass nördlich von Rettenegg ein Karbonatzug – welcher noch zu einer aufrechten Abfolge in der Wechsel-Decke gehören könnte – vorhanden ist, über dem nochmals ein Zug von Semmeringquarzit folgt, der noch zur Voralpe-Decke gehören könnte (SCHUSTER, 2016: Abb. 2).

Hellglimmer aus dem untertriassischen Semmeringquarzit lieferten ein Ar-Ar Plateau-Alter von 82 Ma (DALLMEYER et al., 1998). Dieses Alter kann als Kristallisationsalter aufgefasst werden und liegt möglicherweise nahe dem eoalpidischen Metamorphosehöhepunkt in dieser Einheit.

Lithostratigraphie und Lithologie:

Waldbach-Komplex: Im Waldbach-Komplex treten Glimmerschiefer in verschiedenen Niveaus auf. Den hangenden Anteil bilden phyllonitische Glimmerschiefer mit Albitporphyroblasten. In den

Hornblendegneisen sind hingegen Lagen von grobschuppigen Granatglimmerschiefern, Glimmerschiefern und Gneisen eingeschaltet. Aus diesen Glimmerschiefern ist das reliktsche Auftreten von Staurolith und Chloritoid bekannt (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Bei den Orthogneisen handelt es sich zum Teil um Mikroklinaugengneise. Die Amphibolit führenden Gesteine zeigen eine variable Ausbildung, hervorzuheben sind Muskovit führende Hornblendegneise und Metagabbroamphibolite (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Bereichsweise, vor allem im westlichen Teil, sind die Basite durch eine retrograde Überprägung in Grünschiefer umgewandelt.

Trotz fehlender geochronologischer Altersdaten ist die prägende Metamorphose des Waldbach-Komplexes in jedem Fall einem prä-alpidischen Ereignis zuzuschreiben, da ein Metamorphosesprung zu den auflagernden permomesozoischen Metasedimenten vorhanden ist. Nach FAUPL (1970b) erreicht die voralpidische – wahrscheinlich variszische – Metamorphoseprägung Bedingungen der oberen Amphibolitfazies und lokal sogar Anatexis.

Die **permotriassischen Metavulkanite und Metasedimente** sind oben beschrieben.

3.2.2. Pirbachkogel-Decke / Schoberkogel-Komplex

Der Begriff Pirbachkogel-Decke wurde auf Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) für eine Decke verwendet, die aus dem Schoberkogel-Komplex und damit in Verbindung stehenden Schuppen von permotriassischen Metavulkaniten und Metasedimenten besteht. Die Metasedimente befinden sich im Liegenden der kristallinen Gesteine und daher ist eine inverse Lagerung gegeben. Der namensgebende Pirbachkogel (1.152 m) befindet sich 6,8 km nordwestlich von Birkfeld.

Tektonik: Die Pirbachkogel-Decke befindet sich auf den Kartenblättern GK50 Blatt 134 Passail (FLÜGEL et al., 1990) und 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014). In NW–SE Richtung erreicht sie eine Länge von ca. 15 km bei einer maximalen Breite von ca. 13 km.

Im Nordwesten entwickelt sich die Pirbachkogel-Decke aus dem stark tektonisierten Ostende des „Mugl-Rennfeldzug“ und aus der nach dieser Deutung dazugehörigen Trias im Bereich der Gips-Anhydrit-Lagerstätte Edelsdorf bei Stanz. Das widerspricht zwar den Ansichten von TOLLMANN (1977) und der Darstellung in FLÜGEL et al. (1990), folgt aber den Angaben von BAUER (1967), der für eine inverse Lagerung der Metasedimente eintritt. In der Pirbachkogel-Decke fällt die Schieferung (S_x) im Allgemeinen gegen WSW–SW ein und Streckungslineare (L_x) fallen gegen SW (Abb. 11).

Die Liegendgrenze gegen die Stuhleck-Kirchberg-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems ist eine gegen SW einfallende, bis wenige 10er Meter mächtige Kataklysezzone, in der kristalline Gesteine beider Decken, aber auch permomesozoische Metavulkanite und Metasedimente auftreten. An einer Stelle konnte ein in einem Bachbett temporär aufgeschlossener *clay gauge* beobachtet werden. Basierend auf verschiedenen Beobachtungen stellt die Deckengrenze eine – junge – post-kretazische Überschiebung gegen NE dar (SCHUSTER et al., 2016). Die Hangendgrenze zum Wölz-Komplex der Exenberg-Decke ist vergleichbar mit der Situation in der Gleinalpe. Es handelt sich um eine spät-kretazische Überschiebung.

Lithostratigrafie und Lithologie:

Der **Schoberkogel-Komplex** ist nach dem 1.039 m hohen und ca. 5 km WNW von Birkfeld gelegenen Schoberkogel benannt (MATURA & SCHUSTER, 2014), der fast zur Gänze aus monotonen Paragneisen und Glimmerschiefern dieser lithostratigrafischen Einheit aufgebaut ist. Darin befinden sich zumeist nur wenige Dezimeter bis einige Meter mächtige Einschaltungen von Granat-Glimmerschiefern, hellen Hornblende-Gneisen, Amphiboliten und Granat-Amphiboliten. Die zum Teil quarzitischen Paragneise sind blockig brechend und an den Verwitterungsflächen sind rostige Eisenhydroxidbeläge vorhanden. Sie haben eine dunkelgraue Färbung, sind feinkörnig und reich an Biotit. Granat ist zumeist vorhanden, dieser ist jedoch klein und im Handstück nur schwer zu erkennen. Die Gesteine sind zum Teil mylonitisch und von schieferungsparallelen Ultramyloniten durchzogen. In den Granat-Glimmerschiefern erreichen die idiomorphen Granatporphyroblasten bis zu 3 mm im Durchmesser. Selten konnte im

Dünnschliff auch stark serizitisierter Staurolith beobachtet werden (Abb. 4A). Die Hornblende-Gneise sind feinkörnig, hell und straff geschiefert. In einer Matrix aus Quarz und Feldspat sind Granat-, Biotit- und Hornblende-Porphyroblasten zu erkennen. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um saure Metavulkanite. Die Amphibolite sind feinkörnig, reich an Hornblende und schwarzgrün gefärbt. Vor allem im Bereich des Pirbachkogels enthalten sie bis zu 10 Vol-% Granat, welcher zumeist eine Korngröße von 1–2 mm aufweist (Abb. 4B).

Das Alter der amphibolitfaziellen Metamorphose im Schoberkogel-Komplex ist nicht durch Daten gesichert. Aus der Literatur ist eine variszische Prägung anzunehmen. Ein Versuch Granat mit der Sm-Nd-Methode zu datieren, schlug zwar fehl, die erhaltenen Messergebnisse für einphasig gewachsenen Granat würden sich aber eher mit einer kretazischen Bildung im Zuge des Eoalpidischen Ereignisses erklären lassen.

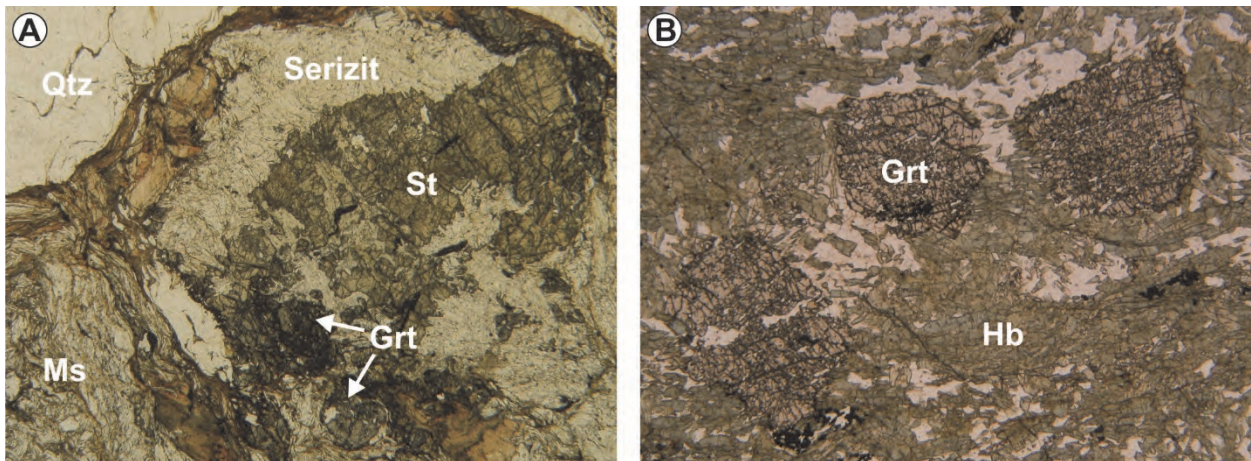


Abb. 4: Dünnschliffbilder von Lithologien aus dem Schoberkogel-Komplex der Pirbachkogel-Decke. **A**) Staurolithrelikt in Serizit in einem Glimmerschiefer mit Quarz, Biotit, Granat und Muskovit (12R05, Bildbreite: 7,5 mm). **B**) Granatamphibolit mit 2 mm großen Granatblasten in einer Matrix aus Amphibol, Plagioklas und Quarz (05R39, Bildbreite: 7,5 mm).

3.2.3. Troiseck-Floning-Decke / Troiseck-Komplex

Die hier verwendeten Namen Troiseck-Floning-Decke und Troiseck-Komplex leiten sich aus den Begriffen „Troiseckkristallin“ (CORNELIUS, 1952; MATURA, 1996), „Troiseck-Decke“ (CORNELIUS, 1952), „Troiseckzug“ (TOLLMANN, 1977), „Troiseck-Floning-Zug“ (PISTOTNIK, 1980) und Troiseck-Floning-Komplex (SCHMIDT, 1999; SCHUSTER et al., 2001b) ab. Für die Decke wurde der oft verwendete Doppelname beibehalten, der Komplex wurde aber mit nur einem Ortsbegriff versehen, wie es für lithostratigrafische Begriffe vorgeschrieben ist.

Tektonik: Die Troiseck-Floning-Decke besteht aus dem Troiseck-Komplex und transgressiv überlagernden permotriassischen Metasedimenten. Die westliche Begrenzung der Decke liegt auf dem GEOFAST Blatt 133 Leoben (PAVLIK, 2009) und wird durch die miozäne Trofaiach-Störung gebildet. An dieser ist sie etwa 20 km sinistral gegenüber dem „Mugl-Rennfeldzug“ versetzt. Von hier aus lässt sich die Decke bei einer Breite von 3–5 km über 30 km bis nördlich von Krieglach (an der Grenze der Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 104 Mürzzuschlag, MANDL et al., 2001) verfolgen. Von hier aus ziehen die permomesozoischen Anteile kontinuierlich bis Klamm, ca. 4,5 km westlich von Gloggnitz (auf GK50 Blatt 105 Neunkirchen; HERRMANN et al., 1993) weiter. Die kristallinen Gesteine des Troiseck-Komplexes finden sich hingegen nur noch im Bereich des Hirschbachlappens, der Mahdtalkogel Deckscholle und der Drahtkogel Deckscholle (TOLLMANN, 1977).

Die Troiseck-Floning-Decke überlagert die unterostalpine Mürz-Tachenberg- und Roßkogel-Decke mit einer nordfallenden spät-kretazischen Deckengrenze. An vielen Stellen ist diese aber durch miozäne sinistrale Seitenverschiebungen überprägt. Im Hangenden befindet sich die Veitsch-Decke des Veitsch-Silbersberg-Deckensystems. Auch diese kretazische Deckengrenze ist durch miozäne Tektonik überprägt.

Lithostratigrafie und Lithologie:

Der **Troiseck-Komplex** besteht größtenteils aus Paragneisen und Zweiglimmerschiefern, in die zahlreiche aber zumeist geringmächtige Lagen von Amphiboliten, Orthogneisen, Albitgneisen und Pegmatitgneisen eingelagert sind. Die Gesteine zeigen eine unterschiedlich starke retrograde Überprägung, die generell gegen Osten zunimmt und besonders im Hirschbachlappen und in der Drahtekogel Deckscholle zur Bildung von Phylloniten führte, die von einigen Autoren als „Quarzphyllite“ angesprochen wurden (CORNELIUS, 1952; GAAL, 1966).

Die Paragneise sind oft quarzreich oder Hornblende führend. Teilweise sind sie mylonitisch und zeigen ein undeutliches Streckungslinear. Im Schriff erkennt man ein gefaltetes, manchmal linsiges Gefüge, welches noch reliktsch ältere Strukturen erkennen lässt. Die Mikrostrukturen weisen auf eine polymetamorphe Entwicklung hin. Eine ältere, gröberkörnige Paragenese besteht aus Granat, Plagioklas, Biotit, Muskovit und Quarz. Der Plagioklas ist polysynthetisch verzwillingt, hypidiomorpher Granat erreicht bis zu mehrere Millimeter im Durchmesser. Im Zuge einer retrograden Überprägung kam es zum Wachstum von Albit, Serizit, Chlorit, Epidot/Klinozoisit und Leukoxen. Granat und Biotit wurden oft vollständig chloritisiert. Erhaltene Biotite sind häufig mit Hellglimmer verwachsen. Plagioklas und Albit sind serizitisiert und mit Klinozoisit, Epidot und Chlorit gefüllt. Die grobkörnigen Hellglimmer der älteren Paragenese sind gebogen, gekinkt und löschen undulös aus.

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

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

Die Pegmatite sind zumeist ungeschiefert, der magmatische Mineralbestand setzt sich aus Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas, Muskovit und selten Biotit und Granat zusammen. Akzessorisch ist Apatit und Zirkon vorhanden.

Die prägende Metamorphose im Troiseck-Komplex erreichte amphibolitfazielle Bedingungen, wie aus dem Auftreten von tschermakitischer Hornblende abgeleitet werden kann. Geochronologische Altersdaten belegen ein variszisches Alter für diese Metamorphose (HANDLER, 1994; HANDLER et al., 1997; SCHMIDT, 1999). Magmatische Hellglimmer (> 3 mm Durchmesser) von Pegmatiten aus dem Troiseck-Flöning Zug und der Drahtekogel Deckscholle lieferten Rb-Sr Alter von 284 (HANDLER, 1994) und 255 (SCHMIDT, 1999), bei Sr-Initialwerten von 0,7109 und 0,7094. Die permischen Alterswerte können entweder als permische Intrusionsalter, oder aber als eoalpidisch verjüngte, variszische Alter interpretiert werden. Nach SCHUSTER et al. (2001b) ist letzteres wahrscheinlich. Die retrograde Überprägung fand während des Eoalpidischen Ereignisses in der Kreide statt. Bedingungen der unteren Grünschieferfazies führten zu einer teilweisen Verjüngung der Ar-Ar Muskovitalter und zu einer Teilverjüngung oder Neueinstellung der Rb-Sr Biotitalter (HANDLER, 1994; SCHMIDT, 1999).

Permotriassische Metavulkanite und Metasedimente sind in der Troiseck-Flöning-Decke in Form von Porphyroiden, Alpinem Verrucano, Semmeringquarzit sowie Kalkmarmoren, Dolomiten und Rauwacken der Unter- und Mitteltrias vorhanden (siehe oben).

3.3. Koralpe-Wölz-Deckensystem (Oberostalpin)

Das Koralpe-Wölz-Deckensystem ist auf den diskutierten Kartenblättern mit einigen Decken vertreten. Östlich der Anger-Piregg-Störung sind das die liegende Stuhleck-Kirchberg-Decke und die überlagernde Rabenwald-Decke, westlich davon im Bereich des „Angerkristallins“ sind es die Exenberg-, Radegund- und Waxenegg-Decke. Die Komplexe, die diese Decken aufbauen sind allesamt durch eine permische und eine eoalpidische (kretazische) Metamorphose gekennzeichnet. Permomesozoische Metasedimente sind in diesen Decken nicht enthalten.

3.3.1. Stuhleck-Kirchberg-Decke / Teufelstein-Komplex

Der Begriff Stuhleck-Kirchberg-Decke wird in TOLLMANN (1977) als Zusammenfassung der Stuhleck-Decke (KOBEL, 1912) und Kirchberg-Decke (MOHR, 1910) verwendet. Die Ausdehnung der Decke ist jedoch in dieser Arbeit gegenüber der in TOLLMANN (1977) reduziert, da die Teile mit den permomesozoischen Metasedimenten und den ordovizischen Orthogneisen der unterostalpinen Mürz-Tachenberg-Decke zugeschlagen sind. Die Stuhleck-Kirchberg-Decke wird vom Teufelstein-Komplex (MATURA & SCHUSTER, 2014) aufgebaut.

Tektonik: Die Stuhleck-Kirchberg-Decke nimmt große Teile der Buckligen Welt östlich des Wechselsefners (auf GK50 Blatt 106 Aspang-Markt, FUCHS & SCHNABEL, 1995; auf Blatt 137 Oberwart, HERRMANN & PAHR, 1982), im Bereich der Fischbacher Alpen, des Jogellandes westlich und südlich des Wechselsefners (auf GK50 Blatt 104 Müzzuschlag, MANDL et al., 2001; Blatt 135 Birkfeld, MATURA & SCHUSTER, 2014) und des Bergzuges nördlich des Müürztals ein. An der Westseite des Wechselsefners zeigt die Stuhleck-Kirchberg-Decke einen flach gegen Westen fallenden kretazischen Kontakt zur unterlagernden Vorau-Decke des Silvretta-Seckau-Deckensystems und zur Wechsel-Decke des Unterostalpins. Auch an der Westseite des Wiesmather Fensters ist eine flach, WSW fallende kretazische Deckengrenze erhalten. Die Deckengrenzen gegenüber den Penninischen Decken im Bereich der Rechnitzer Fenstergruppe und Begrenzungen, die durch steilstehende, oft gegen ENE einfallende Abschiebungen gebildet werden, entstanden im Miozän. Die Deckengrenze zur überlagernden Rabenwald-Decke liegt flach und entstand in der Oberkreide als grünschiefer- bzw. amphibolitfazielle, NE gerichtete Überschiebung. Im Bereich des Freßnitz- und Traibachgrabens ist diese durch miozäne Tektonik stark überprägt und in ihrer Lage unsicher. Die Platznahme der Sieggraben-Decke erfolgte ebenso an einer NE gerichteten Überschiebung in der Oberkreide. Auch hier sind die primären Kontakte lokal durch steilstehende jüngere Störungen überprägt.

Lithostratigraphie und Lithologie:

Der **Teufelstein-Komplex** besteht im Wesentlichen aus retrograd metamorphen bzw. phyllonitischen Glimmerschiefern und Paragneisen, die vormals als „Hüllschiefer“ bezeichnet wurden (SCHWINNER, 1935) sowie aus im Perm kristallisierten granitischen Schmelzen, die hier als Pretul-Orthogneis(-Suite) zusammengefasst werden.

Die phyllonitischen Glimmerschiefer sind sehr dünnplattig brechende, feinkörnige Gesteine mit graugrüner Farbe (Abb. 5A). Kluft- und Schieferungsflächen zeigen ockerfarbene Beläge durch Eisenhydroxide. Bisweilen sind gröbere Glimmer und rotierte Granatporphyroblasten als Reste einer älteren Paragenese vorhanden. Die Matrix besteht aus Hellglimmer, Chlorit und Quarz. Bereichsweise verlief die retrograde Überprägung ohne begleitende Deformation ab. In diesen Fällen sind die ehemaligen Gefüge und auch Mineralrelikte besser erhalten. Solche Bereiche sind z.B. am Alpl, bei St. Jakob im Walde und besonders am Tommer (heute Buchwald, 1.058 m). Von letzter Lokalität sind aus den „Tommerschiefern“ (SCHWINNER, 1935) bis zu mehrere Zentimeter große Pseudomorphosen von Hellglimmer nach Staurolith beschrieben (HUSKA, 1968; WIESENEDER, 1971; MATURA, 1998). Im Zentrum der Hellglimmeraggregate sind oft kleine, regellos gewachsene Chloritoide vorhanden. An den anderen Lokalitäten sind die Pseudomorphosen zumeist nur im Schliff zu erkennen, sie belegen aber trotzdem, dass Staurolith in dieser Einheit einstmals weiter verbreitet war.

Der Normaltyp des **Pretul-Orthogneises** ist ein grobporphyrischer Orthogneis. Dieser zeigt je nach Deformationsgrad einen blockigen bis plattigen Bruch. Die gelblich gefärbten Mikroklinphänokristalle erreichen im Normalfall eine Größe von bis zu 3 cm. Sie befinden sich in

einer grauen, feinkörnigen Matrix aus Hellglimmer, Plagioklas, Quarz, und lokal erhaltenem Biotit. Im Dünnschliff ist des weiteren Granat, Epidot-Klinozoisit und Zirkon zu erkennen. Die Gesteine wurden über einen weiten Temperaturbereich unterschiedlich stark deformiert. Kaum deformierte Biotit-Granite finden sich beim Tschudihof, ca. 4 km östlich von Edlitz (Niederösterreich). Die weit verbreiteten Orthogneise zeigen ein linsiges Gefüge mit duktil deformierten Feldspat-Phänokristallen und deutlichem Streckungslinear. Orthogneismylonite, die auf GK50 Blatt 106 Aspang-Markt (FUCHS & SCHNABEL, 1995) als permische Porphyroide kartiert wurden, bilden die Obergrenze der Stuhleck-Kirchberg-Decke gegenüber der Sieggraben-Decke. Sie brechen plattig und zeigen rundliche Porphyroklasten aus Quarz und Feldspat in einer sehr feinkörnigen Matrix aus Feldspat, Quarz, Hellglimmer und akzessorischem Turmalin (Abb. 5B). Häufiger sind jedoch feinplattig brechende Phyllonite mit einer feinkörnigen Matrix aus Hellglimmer, Chlorit und Quarz, die vereinzelte Feldspat-Porphyroklasten enthalten. Solche bilden die Deckengrenze zum überlagernden „Angerkristallin“. Für den Pretul-Orthogneis wurde mittels LA-ICP-MS Datierungen an Zirkonen ein permisches intrusionsalter ermittelt (SCHUSTER et al., 2010).

Andernorts fand die Phyllonitisierung bei gleichzeitiger chemischer Veränderung statt, und dabei entstanden Leukophyllite. Diese auch als „Weißschiefer“ bezeichneten Gesteine sind zumeist feinplattig brechend und daher nur schlecht als größere Handstücke zu gewinnen. Ihr Mineralbestand umfasst Muskovit, Mg-reichen Chlorit (Leuchtenbergit, Sheridanit) und Quarz (Abb. 5C). Dazu kommen Apatit(?), Zirkon, opakes Erz und manchmal etwas grafitisches Pigment. Die Gehalte der Hauptminerale schwanken stark, sodass das Spektrum von Muskovit-Quarzschiefern bis zu Muskovit-Leuchtenbergitschiefern reicht. Nach HUBER (1994) sind die „Weißschiefer“ durch Mg-Metasomatose mit hochsalinaren Formationswässern bei etwa 450 °C und 4 bis 5 kbar entstanden. Zur Umwandlung gelangten hauptsächlich granitische Orthogneise, vereinzelt aber auch Paragneise und Glimmerschiefer. Im Zuge der Metasomatose wurde in den Leukophylliten MgO (bis zum 18-fachen), TiO₂, MnO, Zr und V angereichert, während Fe₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O, Sr, Rb, Pb und Ba gegenüber den Orthogneisen abgereichert wurde. Ar-Ar Datierungen von Muskovit aus den „Weißschiefern“ ergaben Alter von 75–80 Ma (Turonium–Coniacium). Diese Alter werden als Bildungsalter interpretiert (HUBER, 1994). Weiters finden sich homogene, leukokrate Granitgneise, die feldspatreich sind und wahrscheinlich magmatische Hellglimmer mit bis zu 2 mm Größe enthalten. Im Bergzug nördlich des Mürztales sind bis zu 10 m mächtige Quarzolitgänge vorhanden, die von CORNELIUS (1952) als Rittiser-Quarzit bezeichnet wurden.

Basite in Form von Gabbros, Metagabbros und Amphiboliten sind eher selten (Abb. 5D), treten aber in einigen Bereichen gehäuft auf. Gabbros finden sich im Raum Birkfeld und Kirchsschlag (WIESENER, 1961, 1965), Metagabbroamphibolite und Granatamphibolite wurden von DRAGANITS (1998) aus dem Ödenburger Gebirge beschrieben. Amphibolite sind beispielsweise nördlich vom Stuhleck vorhanden (CORNELIUS, 1936), ein Amphibolitzug findet sich in der Nordumrahmung des Fischbacher Fensters (MATURA & SCHUSTER, 2014). Allgemein bilden die Basite Körper von wenigen hundert Metern Erstreckung. Selten auftretende Olivin-Gabbros zeigen eine geochemische Signatur, die ihre Herkunft aus dem subkontinentalen Mantel belegt (PUMHÖSL et al., 1999). Sie haben einen magmatischen Mineralbestand aus Olivin, Klinopyroxen, Orthopyroxen, Plagioklas, Biotit und Ilmenit und kristallisierten im Perm. In Verbindung mit den Metagabbros finden sich Korund-Spinell-Felse, die als Restite einer Anatexis gedeutet werden (WIESENER, 1961, 1967).

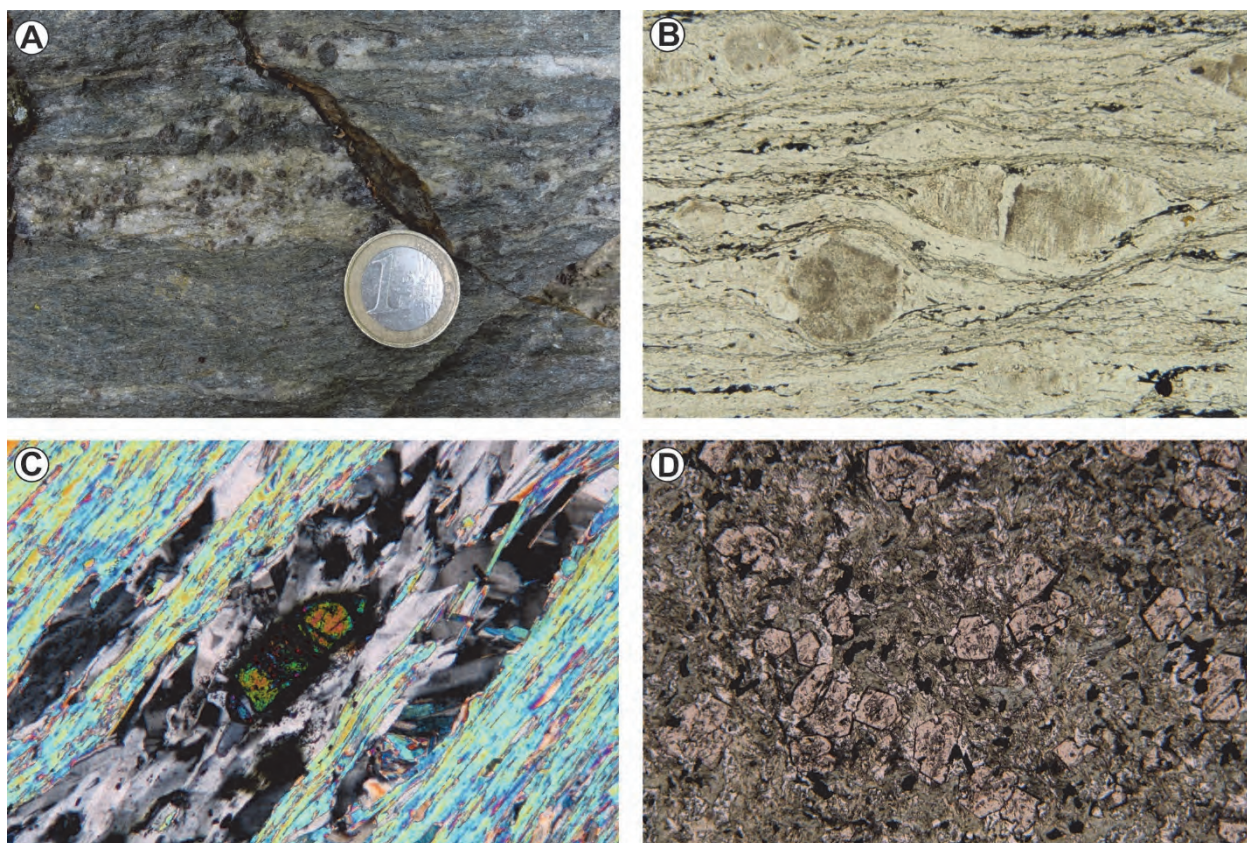


Abb. 5: Lithologien aus dem Teufelstein-Komplex der Stuhleck-Kirchberg-Decke. **A)** Phyllonitischer Glimmerschiefer (Hüllschiefer) mit feinkörniger graugrüner Matrix aus Hellglimmer, Quarz und Chlorit sowie Quarz-Mobilisatlagen mit Granatrelikten. **B)** Dünnschliffbild eines mylonitischen Orthogneises vom Hangendkontakt der Decke gegenüber der Siegraben-Decke (452-06, Bildbreite: 7,5 mm). **C)** Dünnschliffbild eines „Weißschiefers“. Hellglimmer zeigt bunte- und Mg-Chlorit graue Interferenzfarben. In der Bildmitte ist ein idiomorpher Zirkonkristall zu erkennen (05R10, Bildbreite: 2 mm). **D)** Dünnschliffbild vom Birkfelder Gabbro mit feinkörnigem Granat in einer amphibolreichen Matrix (05R12, Bildbreite: 3,75 mm).

3.3.2. Rabenwald-Decke / Strallegg-Komplex

Der Begriff Rabenwald-Decke wurde im Zuge der Erstellung des Kartenblattes GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) geschaffen. Er beschreibt eine Decke, die sich zur Gänze aus dem Strallegg-Komplex aufbaut. Namensgebend ist der Rabenwald mit dem Rabenwaldkogel (1.280 m) südöstlich von Birkfeld.

Tektonik: Die Rabenwald-Decke ist im östlichen Teil des Ostalpins in drei Gebieten vorhanden. Die größte Verbreitung findet sie in den Raabalpen auf den Kartenblättern GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) sowie auf ÖK50 Blatt 136 Hartberg und 165 Weiz, wo sie einen mehr oder weniger zusammenhängenden Bereich mit einer maximalen N–S Erstreckung von 25 km bei einer E–W Ausdehnung von bis zu 17 km bedeckt. Weiters ist sie in den nördlichen Fischbacher Alpen auf den Kartenblättern ÖK50 Blatt 103 Kindberg und 104 Müzzzuschlag sowie im Günser Gebirge auf ÖK50 Blatt 107 Mattersburg-108 Deutschkreuz vorhanden. In allen Fällen überlagert sie die Stuhleck-Kirchberg-Decke. Die Deckengrenze liegt in den Raabalpen (WIESENER, 1981; MATURA & SCHUSTER, 2014) und im Günser Gebirge (DRAGANITS, 1998) recht flach. Die Gesteine an der Deckengrenze sind phyllonitisch, wobei eine zunehmende Chloritisierung der Biotite gegen Norden zu verzeichnen ist. In den nördlichen Fischbacher Alpen geben die Kartierungen aufgrund der starken Phyllonitisierung unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies widersprüchliche Angaben zur Verteilung der Raabalpen-Decke (BERKA, 2000; MANDL et al., 2001). Nach letzten Begehungen ist aber davon auszugehen, dass die Deckengrenze knapp nördlich der Vorkommen des Pretul-Orthogneises mittelsteil gegen Norden einfällt. Angaben über die Überschiebungsrichtung sind derzeit nicht vorhanden, mit Bezug auf

Abkühlalter (SCHUSTER et al., 2001b) muss die Platznahme aber in der späten Kreide erfolgt sein. Die Rabenwald-Decke wird nirgendwo von einer höheren Decke überlagert und sie ist damit in einer ähnlichen Position wie die Siegraben-Decke. Da es keinen direkten Kontakt zwischen Rabenwald- und Siegraben-Decke gibt, muss offen bleiben, welche der beiden Decken die höhere Position einnimmt.

Die Schieferungsflächen (S_x) in der Rabenwald-Decke fallen im Nahebereich zur Anger-Piregg-Störung zumeist gegen WNW bis WSW. Streckungslineare (L_x) und einrotierte Achsen verfallener Quarzmobilisatlagen (F_{x+1}) sind bei geringer Streuung N–S orientiert und bisweilen ist eine Bewegung gegen Norden zu erkennen. Vereinzelt finden sich spätere, zumeist offene Verfaltungen (F_{x+2}) um E–W orientierte Achsen (Abb. 11).

Lithostratigrafie und Lithologie:

Der **Strallegg-Komplex** und dessen Äquivalente (Traibachschiefer: CORNELIUS, 1952; BERKA, 2000; Obrennberg-Kaltes Bründl Serie: DRAGANITS, 1998) bauen sich großteils aus unterschiedlich stark retrograd überprägten bzw. phyllonitisierten migmatischen Paragneisen auf. Darin eingelagert sind Orthogneise und Granite. Nur vereinzelt finden sich Amphibolite und Olivin führende Marmore. Besonders typisch sind weiße Quarzite („Kornsteine“) und Leukophyllite (Abb. 6E) mit einem Mineralbestand aus Hellglimmer, Kyanit und Magnesium-Chlorit sowie Talkschiefer (Abb. 6F). Diese werden in der Lagerstätte am Rabenwaldkogel abgebaut. Große Teile der Einheit sind von retrograder Metamorphose und Phyllonitisierung unter grünschieferfaziellen Bedingungen betroffen.

Nach MATURA (2000) und SCHUSTER et al. (2001b) handelt es sich bei den weniger stark retrograd überprägten migmatischen Paragneisen um kompakte Gesteine, die im Gelände häufig steile Schultern oder Kuppen bilden, die für gewöhnlich zu Blockwerk zerglitten sind. An den Oberflächen sind rostige Verwitterungsbeläge typisch. Das stromatitische Migmatitgefüge ist örtlich erhalten. Ein reliktsicher Mineralbestand umfasst Granat, Biotit, Staurolith, Sillimanit, Disthen (nach Andalusit) und Feldspat. Durch die zumeist weit fortgeschrittene retrograde Umwandlung liegen nur mehr Relikte dieser Minerale in einem Filz aus Hellglimmer, Chlorit, kleinem idiomorphen Granat, Chloritoid, Quarz und Ilmenit vor (Abb. 6A, 6B). Bei stärkerer Durchbewegung entwickelten sich mit fließendem Übergang phyllonitische Glimmerschiefer, die im Gelände nicht scharf abzugrenzen sind.

Bei den Orthogneisen lassen sich verschiedene Typen unterscheiden. Besonders hervorzuheben sind der Buchkogel-Granit (Abb. 6C, 6D), bei dem es sich um einen teilweise vergneisten Biotit-Granit handelt, und der Feistritzal-Orthogneis, welcher aus einem leukokraten, feinkörnigen Granit hervorgegangen ist. Weiters sind kleinere Tonalitgneiskörper vorhanden (PEINDL, 1990; SCHARBERT, 1990). Datierungen mit Sm-Nd an magmatischem Granat (SCHUSTER et al., 2001a) und *laser-ablation* Datierungen an Zirkon (SCHUSTER et al., 2010) zeigen, dass es sich bei den Granitoiden vornehmlich um permische Intrusionen handelt.

Die Amphibolite haben unterschiedliches Aussehen, wobei Granatamphibolite und Metagabbro-Amphibolite hervorzuheben sind (REINDL, 1989; PEINDL, 1990; BERKA, 2000). Eine ältere Paragenese besteht aus Hornblende, Klinopyroxen (Diopsid), Granat, Plagioklas, Biotit, Quarz und Titanit. Im Zuge einer unterschiedlich stark wirkenden Überprägung entstanden Aktinolith, Epidot/Klinozoisit und Serizit und möglicherweise auch Granat (BERKA, 2000). Marmore und Kalksilikate sind nur extrem selten vorhanden. Jene aus dem Steinbruch Stubenberg zeichnen sich durch eine erste hochtemperierte Paragenese aus forsterrtreichem (95 %) Olivin, Kalzit, Ti-Klinohumit und Phlogopit bzw. Wollastonit, Vesuvian, Granat, Zoisit, Biotit und Titanit aus. In jüngeren Deformationszonen kam es später zur Bildung komplexer Mineralvergesellschaftungen, die unter anderem Baddeleyite und Zirconolit enthalten (TROPPEL et al., 2001).

Aus den Metapeliten lässt sich eine dreiphasige Metamorphosegeschichte für den Strallegg-Komplex ableiten: Die älteste Paragenese entstand bei mittleren Druckbedingungen und beinhaltet Granat und Staurolith. Datierungen von Granat mit der Sm-Nd Methode (BERKA, 2000; DÉGI et al., 2015) sowie einige U-Th-Pb-(EMP) Alter an Monaziten (BERNHARD et al., 1998) zeigen, dass diese um 330 Ma im Zuge der variszischen Metamorphose gebildet wurde. Es folgte eine Hochtemperatur/Niederdruck (HT/LP) Metamorphose, bei der Andalusit (Abb. 6A), Sillimanit und Biotit unter anderem auf Kosten von Staurolith und Hellglimmer gebildet wurden. Diese

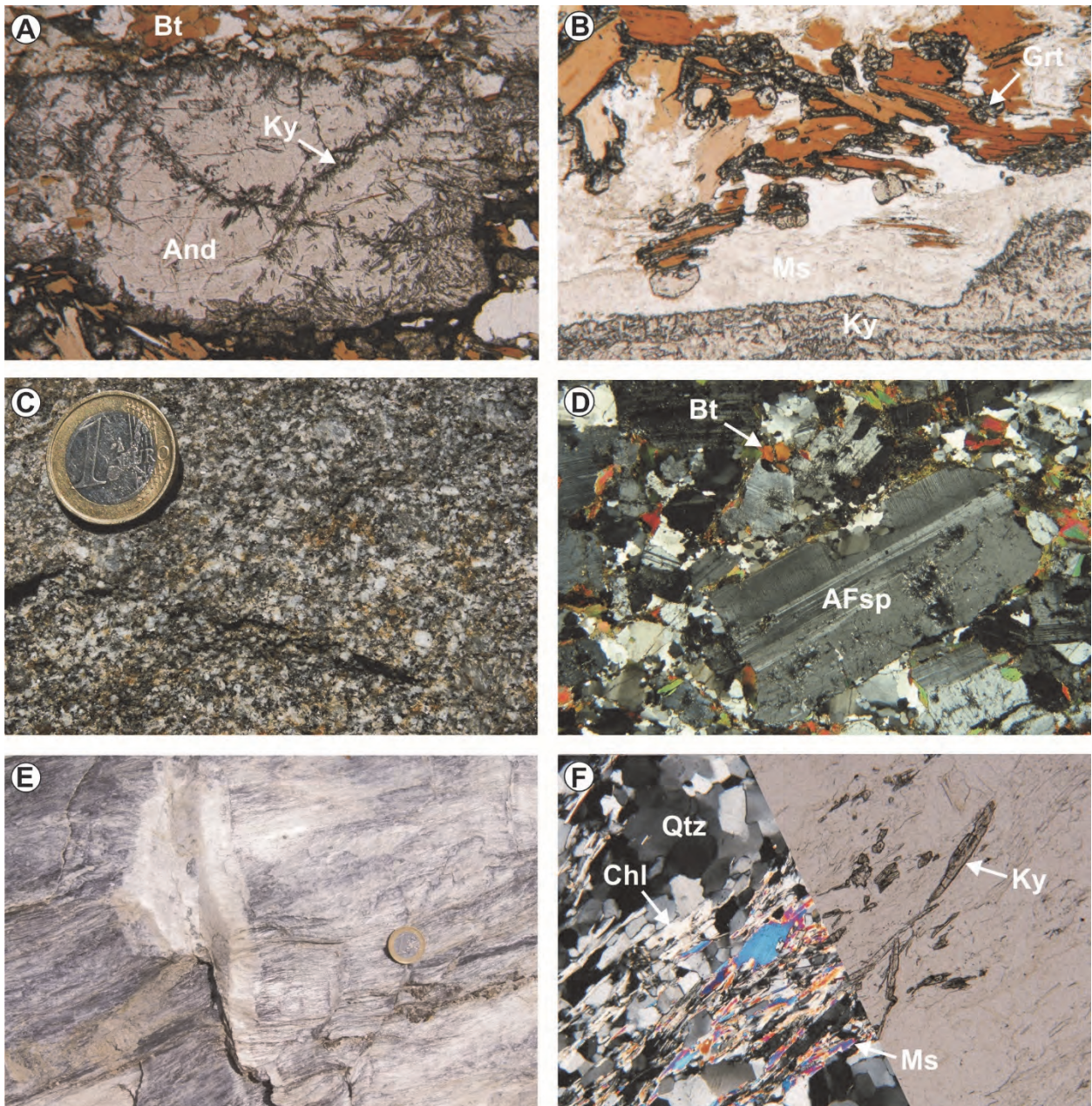


Abb. 6: Lithologien aus dem Strallegg-Komplex der Rabenwald-Decke. **A)** Dünnschliffbild eines permischen Andalusits, der während des Eoalpidischen Ereignisses randlich und an Rissen in feinkörnigen Kyanit umgewandelt wurde (RS7/96, Bildbreite: 7,5 mm). **B)** Dünnschliffbild eines migmatischen Paragneises mit einer Pseudomorphose von kretazischem Kyanit nach permischem Andalusit (unten) sowie kretazischem Granat der Biotite umwächst (RS29/98, Bildbreite: 7,5 mm). **C)** Der Buchkogel-Granit ist ein bereichsweise wenig deformierter permischer Biotit-Granit. **D)** Dünnschliffbild eines wenig deformierten Buchkogel-Granits. Das magmatische Gefüge ist gut erhalten, zu sehen ist Alkalifeldspat mit Mikroklingitterung, Biotit sowie Quarz und Plagioklas (05R13, Bildbreite: 12 mm). **E)** Talkschiefer im Bergbau Rabenwald. **F)** Dünnschliffbild eines „Kornsteins“ mit Kyanit, Mg-Chlorit, Hellglimmer und Quarz (RS21/98, Bildbreite: 3,75 mm, gekreuzte und parallele Polarisatoren).

HT/LP Metamorphose erfolgte im Perm (SCHUSTER et al., 2001b), zeitgleich mit der Intrusion der permischen Granitoide. Andalusit und Sillimanit sind aufgrund der eoalpidischen Überprägung heute nur mehr lokal im Freßnitzgraben (BERKA, 2000) und im Ödenburger Gebirge (LELKES-FELVÁRI & SASSI, 1984; DRAGANITS, 1998) erhalten. Im Zuge einer druckbetonten Überprägung, die während des Eoalpidischen Ereignisses stattfand, entstanden komplexe Reaktionstexturen. Unter trockenen amphibolitfaziellen Bedingungen wurden Andalusit und Sillimanit in feinkörnigen Kyanit umgewandelt (Abb. 6A, 6B). Zeitgleich kam es zum Wachstum von Granat entlang von Korngrenzen zwischen Biotit und Plagioklas, und von PEINDL (1990) wird auch eine Neubildung

von Staurolith beschrieben. Fand die Umwandlung unter grünschieferfaziellen Bedingungen statt, entstanden aus dem Andalusit bei gleichzeitiger Chloritisierung von Biotit komplexe Pseudomorphosen mit Chloritoid, Korund, Staurolith und Paragonit (TÖRÖK, 1999; BERKA, 2000). In einer Spätphase kam es unter erhöhter Fluidzufuhr oft noch zu einer Serizitisierung von Feldspat und Alumosilikat. Für die eoalpidische Metamorphose im Steinbruch Stubenberg berechneten TROPPER et al. (2001) Bedingungen von 530–600 °C bei 1,2–1,5 GPa. Für die etwas weiter nördlich gelegene Talklagerstätte Rabenwald geben MOINE et al. (1989) 500–550 °C bei 0,8–0,9 GPa an. Die Talklagerstätte ist an Scherzonen ausgebildet, welche bei der Exhumation nach dem eoalpidischen Metamorphose-Höhepunkt entstanden.

3.3.3. Exenberg-Decke / Wölz-Komplex

Der Begriff Exenberg-Decke wurde im Zuge der Erstellung des Kartenblattes GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) geschaffen und sie wird vom Wölz-Komplex aufgebaut. Der namensgebende Exenberg (1292 m) befindet sich ESE Stanz im Müürztal.

Tektonik: Die Exenberg-Decke nimmt NNW–SSE orientiert eine Fläche von 18 km Länge bei einer maximalen Breite von maximal 2,5 km ein. Sie erstreckt sich über die Grenze der Kartenblätter GK50 Blatt 134 Passail (FLÜGEL et al., 1990) und 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014). Im Osten wird die Exenberg-Decke durch die Pirbachkogel-Decke des Silvretta-Seckau-Deckensystems unterlagert. Die Deckengrenze fällt nach SW und entstand unter Bedingungen der oberen Grünschieferfazies in der späten Kreide. Im Hangenden wird die Exenberg-Decke von der Gasen-Decke (Grazer Paläozoikum) des Drauzug-Gurktal-Deckensystems überlagert. An der Deckengrenze bestehen die hangendsten Anteile der Exenberg-Decke aus einer mehrere 10er Meter mächtigen Phyllonitzone. Diese zeigt, so wie die liegendsten Anteile der Gasen-Decke, eine Prägung in der unteren Grünschieferfazies. Mit Bezug auf die Abkühlung muss die Deckengrenze in der späten Kreide entstanden sein (siehe unten). Die prägende Schieferung (S_x) fällt in der Exenberg-Decke etwa nach Westen bis SW ein (Abb. 11). Das Streckungslinear (L_x) fällt gegen SSW. Faltenachsen (F_{x+1}) sind in die Streckung einrotiert und auch eine L_x parallele Grenulation ist in den Granat-Glimmerschiefern zumeist zu beobachten. Im Grenzbereich zum Heilbrunn-Lithodem sind ebene Schieferungsflächen (S_{x+1}) ausgebildet und das darauf befindliche Streckungslinear (L_{x+1}) fällt nach SSW bis Süden ein. Um Reste von Granatporphyroklasten sind langgezogene Auslenkungen der Schieferung zu beobachten. Da L_x und L_{x+1} parallel liegen, ist anzunehmen, dass die beiden Deformationsphasen während der Exhumation der Gesteine unmittelbar aufeinander folgten.

Lithostratigraphie und Lithologie

Der Wölz-Komplex wird zum allergrößten Teil aus hellglimmerreichen, zum Teil quarzitischen Granat-Glimmerschiefern (Abb. 7A) aufgebaut. Darin finden sich Glimmer-Quarzite und Lagen von Amphiboliten sowie Hornblende-Garbenschiefern (Abb. 7E, 7F).

In den Granat-Glimmerschiefern sind lokal Albit-Quarz-Mobilisate eingeschaltet. Diese liegen zumeist konkordant und sind in der prägenden Schieferung (S_x) mitdeformiert.

Nach RÖGGLA (2007) zeigen die Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes eine mineralogische Zusammensetzung aus Granat + Muskovit ± Paragonit + Chlorit + Quarz ± Biotit ± Plagioklas + Ilmenit. Der Granat ist lagen- bzw. bereichsweise einphasig oder zweiphasig ausgebildet (Abb. 7B). Zweiphasiger Granat misst 5–15 mm im Durchmesser, wobei sowohl der Kern als auch der Rand idiomorph ausgebildet sind. Manchmal sind im inneren Teil des Randes Einschlüsse von Chloritoid und/oder Staurolith vorhanden. Generell zeigen die Ränder höhere Grossulargehalte als die Kerne (Abb. 7C, 7D).

Eine Sm-Nd Datierung eines Granatkernes ergab ein Alter von 273 ± 3 Ma, darin eingeschlossene Monazite lieferten EMS (Elektronenstrahl Mikrosonde)-Alter von 267 ± 10 Ma. Der Wölz-Komplex erfuhr demnach eine permische Metamorphoseprägung unter Bedingungen der oberen Grünschieferfazies. Diese Beobachtung deckt sich gut mit Daten aus den Niederen Tauern (SCHUSTER & FRANK, 2000; GAIDIES et al., 2006). EMS-Monazitalter von 88 ± 10 Ma datieren die eoalpidische Überprägung, welche unter amphibolitfaziellen Bedingungen von 550 ± 30 °C und 1,0 GPa ablief (RÖGGLA, 2007).

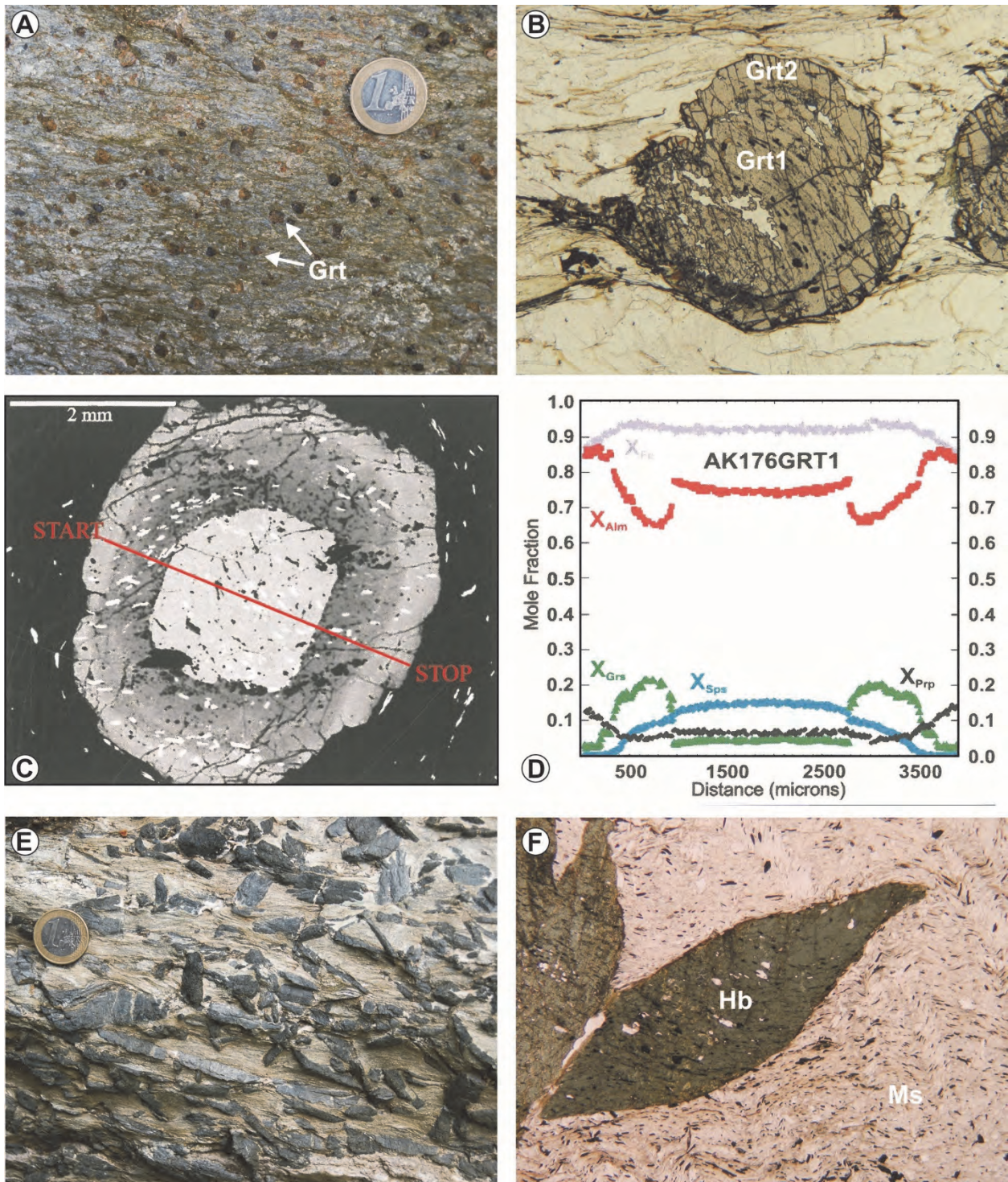


Abb. 7: Lithologien aus dem Wölz-Komplex der Exenberg-Decke. **A)** Glimmerschiefer mit ca. 2 mm großen Granatkristallen in einer silbergrauen, hellglimmerreichen Matrix. **B)** Dünnschliffbild eines zweiphasig gewachsenen Granatkristalls mit permischem Kern und kretazischem Rand (AK250, Bildbreite: 12 mm). **C, D)** BSE-Bild und chemisches Profil durch einen Granat der Probe AK176. Zwischen dem permischen Kern und dem kretazischen Rand ist ein deutlicher Sprung im chemischen Zonarbau zu erkennen, wobei insbesondere das $X_{\text{Grossular}}$ im Rand sprunghaft ansteigt (RÖGGLA, 2007). **E)** Hellglimmerschiefer mit bis zu mehreren Zentimeter großen Hornblendekristallen („Hornblende-Garbenschiefer“). **F)** Dünnschliffbild eines „Hornblende-Garbenschiefers“ mit idiomorphen Amphibolkristallen in einer feinkörnigen, grenulierten Hellglimmermatrix (06R27, Bildbreite: 12 mm).

3.3.4. Radegund-Decke / Rappold-Komplex

Der Ausdruck Radegund-Decke wird in SCHUSTER et al. (2014) und in der Legende des Kartenblattes GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) verwendet. Sie wird ausschließlich aus dem Rappold-Komplex aufgebaut. Der Name leitet sich von der Ortschaft St. Radegund ab.

Tektonik: Die Radegund-Decke umfasst große Teile des „Radegunder Kristallins“ bei der namensgebenden Ortschaft St. Radegund (Stmk.) auf GK50 Blatt 164 Graz (FLÜGEL et al., 2011), einen schmalen Streifen kleiner Aufschlüsse am Nordrand des Steirischen Beckens (NOWOTNY & SCHUSTER, 2011) auf ÖK50 Blatt 165 Weiz sowie Anteile des „Angerkristallins“ zwischen Haslau und Oberfeistritz auf GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014). Tektonische Einheiten im Liegenden der Radegund-Decke sind nicht aufgeschlossen, nach den Verhältnissen in der Gleinalpe sollte aber eine Decke, die aus dem Wölz-Komplex besteht oder die dem Silvretta-Seckau-Deckensystem angehört, folgen. Im Hangenden überlagert an mehreren Stellen die Waxenegg-Decke, wobei die Gesteine im Grenzbereich unter Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies geprägt sind. Streckungslineare in beiden Einheiten fallen nach SW ein und zeigen einen gegen SW abschiebenden Schersinn. Die Deckengrenze ist in der späten Kreide entstanden. An anderen Stellen wird die Hangendgrenze der Radegund-Decke im Verband mit der Waxenegg-Decke durch jüngere, post-kretazische Grenzflächen gebildet. So stellt der Westrand des „Radegunder Kristallins“ östlich des Schöckel (1.445 m) eine N–S streichende, W-fallende Abschiebung dar, welche im Norden mit einer E–W streichenden, mittelsteil gegen Norden fallenden sinistralen Störung verbunden ist. Im Hangenden befindet sich jeweils die Schöckel-Decke. Gegen Osten wird die Radegund-Decke durch die N–S streichende, steilstehende Anger-Piregg-Störung gegen die Stuhleck-Kirchberg- und die damit verbundene Rabenwald-Decke begrenzt. Eine weitere, steil E-fallende Störung begrenzt die beiden Decken innerhalb des „Angerkristallins“ gegen die Pirbachkogel-Decke und die sie überlagernde Waxenegg-Decke.

Die Schieferungsflächen (S_x) in der Radegund-Decke fallen zumeist gegen WNW bis Süden, einige wenige auch gegen NE. Streckungslineare (L_x) und einrotierte Achsen verfallteter Quarzmobilisatlagen (F_{x+1}) fallen flach bis mittelsteil gegen SW bzw. NE (Abb. 11).

Lithostratigrafie und Lithologie

Die dominierende Lithologie im Rappold-Komplex sind dunkelgraue, grafitreiche Glimmerschiefer bis Paragneise. Darin eingelagert finden sich bis wenige Zehnermeter mächtige Marmorzüge (Bretstein-Marmor-Lithodem, „Koglhof-Marmor“). Weiters sind weiße und dunkelgraue Quarzite, Amphibolite und helle, feinkörnige Orthogneise vorhanden. Typisch ist das Auftreten von Pegmatitgneisen, welche in einem Fall auch Spodumen führen und die im Perm kristallisierten (ESTERLUS, 1983, 1986).

Die Glimmerschiefer des Rappold-Komplexes zeigen eine mineralogische Zusammensetzung aus Granat + Muskovit + Plagioklas + Biotit + Quarz + Ilmenit ± Staurolith ± Kyanit. Chlorit ist als retrograde Bildung vorhanden (RÖGGLA, 2007). Die Granate sind oft unauffällig, zumeist einige Millimeter im Durchmesser und bis auf die Kernbereiche durch Grafit dunkelgrau gefärbt. Sie sind immer zweiphasig, wobei durch die unregelmäßigen, polykristallinen Anwachsäume eine xenomorphe Kornform entsteht (Abb. 8B). Der Grossulargehalt fällt vom Zentrum der Kerne nach außen hin ab und steigt an der Grenze zum Rand wieder sprunghaft an (Abb. 8C, 8D). Die Datierung eines Granatkerns lieferte ein Sm-Nd Alter von 274 ± 4 Ma (Abb. 8A), darin eingeschlossene Monazite ergaben EMS-Alter von 275 ± 10 Ma (SCHUSTER et al., 2006). Basierend auf der gleichzeitigen Intrusion der Pegmatite sind für den Rappold-Komplex im Perm amphibolitfazielle Metamorphosebedingungen anzunehmen. Gleichartige Ergebnisse sind auch aus dem Rappold-Komplex in den Niederen Tauern dokumentiert (GAIDIES et al., 2008). Die eoalpidische Metamorphose erreichte nach Untersuchungen von RÖGGLA (2007) 630 ± 10 °C und $0,94 \pm 0,01$ GPa.

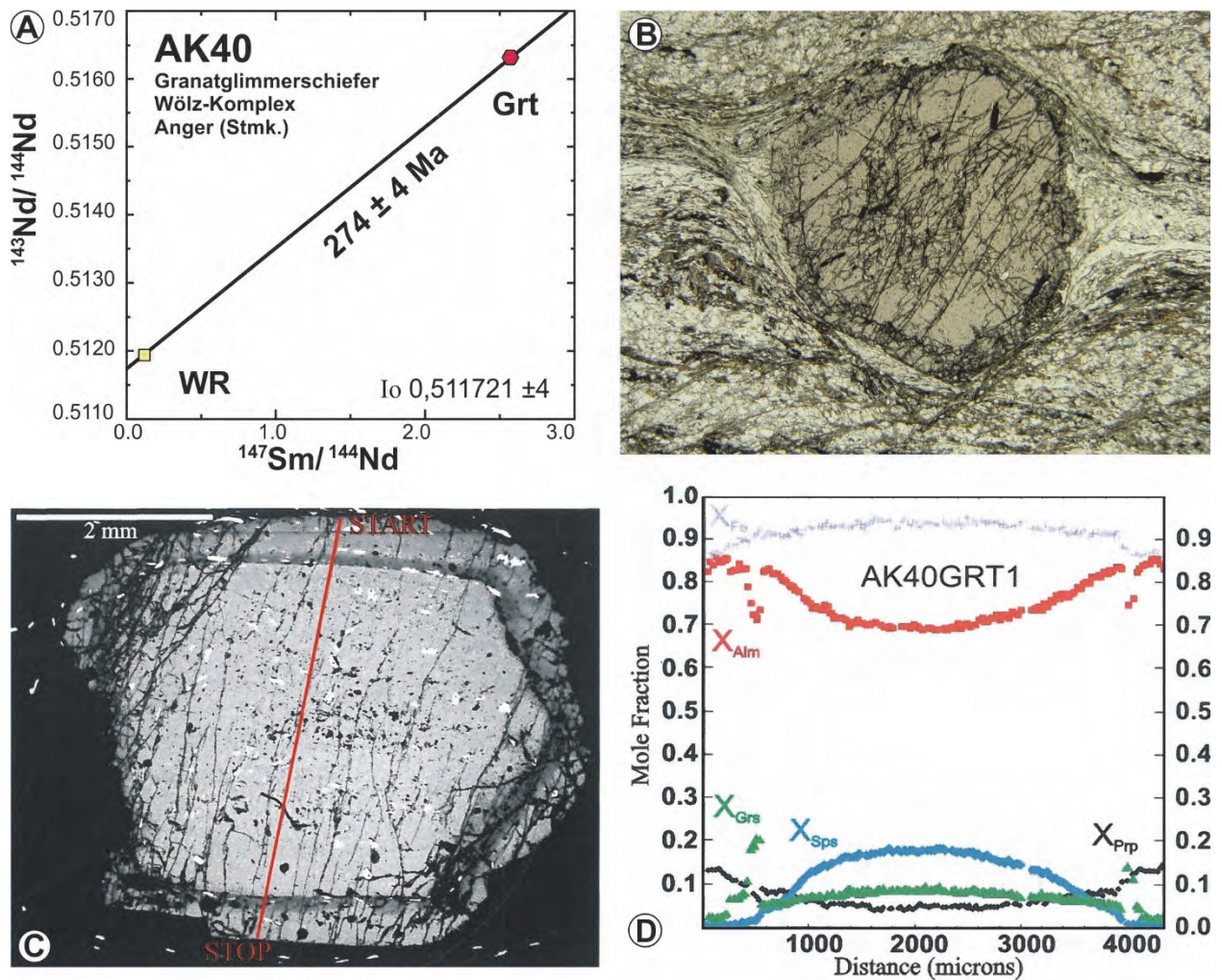


Abb. 8: Lithologien aus dem Rappold-Komplex der Radegund-Decke. **A**) Sm-Nd Isochrone der Probe AK40. **B**) Dünnschliffbild eines zweiphasig gewachsenen Granatkristalls mit permischem Kern und kretazischem Rand (AK40, Bildbreite: 12 mm). **C**, **D**) BSE-Bild und chemisches Profil durch einen Granat der Probe AK40. Zwischen dem permischen Kern und dem kretazischen Rand ist ein deutlicher Sprung im chemischen Zonarbau zu erkennen, wobei insbesondere das $X_{\text{Grossular}}$ im Rand sprunghaft ansteigt (RÖGGLA, 2007).

3.3.5. Waxenegg-Decke / Rossegg-Komplex

Der Begriff Waxenegg-Decke wurde im Zuge der Erstellung des Kartenblattes GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) eingeführt und ist auch in SCHUSTER et al. (2014) verwendet. Die Waxenegg-Decke wird vom Rossegg-Komplex aufgebaut. Namensgebend ist der Ort Waxenegg westlich von Anger (Stmk.).

Tektonik: Die Waxenegg-Decke umfasst den nordwestlichen Teil des „Radegunder Kristallins“ auf GK50 Blatt 164 Graz (FLÜGEL et al., 2011) und einen N–S orientierten, 10 x 2 km breiten Streifen des „Angerkristallins“ zwischen Rossegg und Oberfeistritz auf GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014). Wie oben erwähnt, überlagert die Waxenegg-Decke die Radegund-Decke mit einer SW-fallenden Deckengrenze, die unter Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies geprägt ist und in der Oberkreide entstanden ist. Im Bereich des „Radegunder Kristallins“ wird die Waxenegg-Decke an sprödduktilen Grenzflächen von der Schöckel-Decke überlagert. Die Hangendgrenze im Bereich des „Angerkristallins“ besteht aus mehreren Segmenten, die an steil gegen SW-einfallenden Störungen an die Schöckel- und Gasen-Decke (Grazer Paläozoikum) sowie an die Exenberg-Decke grenzen.

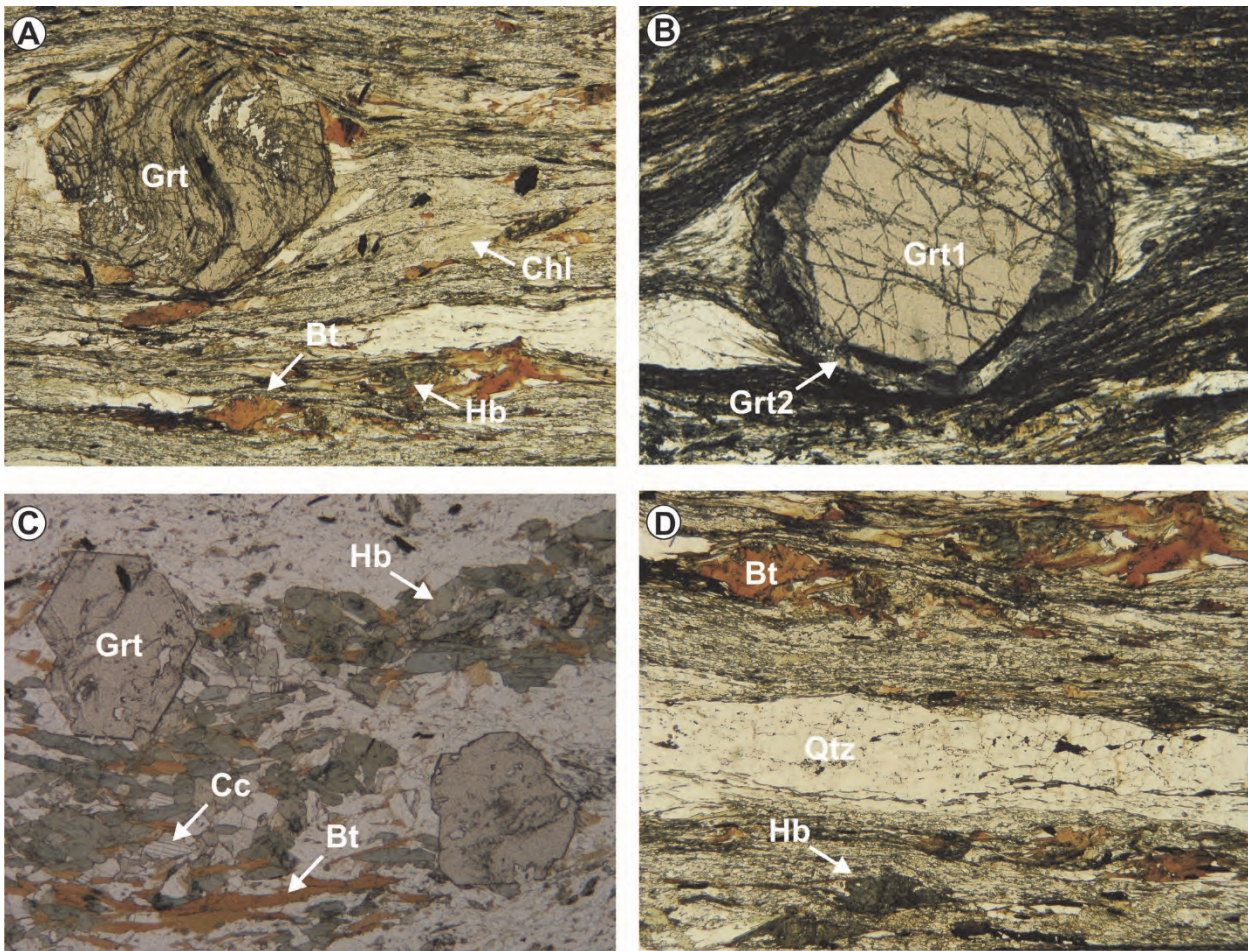


Abb. 9: Dünnschliffbilder von Lithologien aus dem Rossegg-Komplex der Waxenegg-Decke. **A)** Granat in Biotit-Porphyroblastenschiefer mit einer Matrix, in der typischer Weise feinkörniger Amphibol enthalten ist (NO07-135-114, Bildbreite: 12 mm) **B)** Zweiphasig gewachsener Granatkristall mit wahrscheinlich permischem Kern und kretazischem Rand (08R56, Bildbreite: 7,5 mm). **C)** Karbonatischer, Hornblende führender Granat-Glimmerschiefer mit idiomorphem Granat, grünem Amphibol und braunem Biotit in einer Matrix aus Quarz, Feldspat und Karbonat (03R69, Bildbreite: 7,5 mm). **D)** Biotit-Porphyroblastenschiefer mit einer Matrix mit kleinen Amphibolkristallen (NO07-135-114, Bildbreite: 7,5 mm).

In der Waxenegg-Decke fallen die Schieferungsflächen (S_x) mittelsteil gegen WNW bis Süden. Streckungslineare (L_x) und einrotierte Achsen verfallener Quarzmobilisatlagen (F_{x+1}) sind SW–NE orientiert. Basierend auf der Rotation der Granatporphyroblasten ist nach KRENN et al. (2008) eine scherende Bewegungskomponente gegen SW anzunehmen, während in SCHANTL & BRANDNER (2013) auch eine Rotation der Granate gegen NE dokumentiert ist. Sehr vereinzelt finden sich spätere offene Verfallungen (F_{x+2}) um NW bis SE orientierte Achsen (Abb. 11).

Lithostratigraphie und Lithologie

Der Rossegg-Komplex zeigt eine sehr bunte lithologische Zusammensetzung. In einer Matrix aus karbonatischen oder grafitischen Glimmerschiefern sind Lagen von weißen und grauen Marmoren, Quarziten, Amphiboliten, Hornblende führenden Gneisen und Glimmerschiefern sowie Grafit-schiefern eingelagert.

Die Glimmerschiefer (Abb. 9) bestehen aus Granat + Muskovit + Quarz + Ilmenit + Chlorit \pm Biotit \pm Amphibol \pm Kalzit (SCHANTL & BRANDNER, 2013). Als Akzessorien finden sich Klinozoisit/Epidot, Allanit, Apatit, Rutil, Turmalin, Zirkon und Pyrit. Chlorit ist sowohl als prograde Bildung in der Matrix, als auch als retrograde Bildung nach Biotit und Granat vorhanden. Granat erreicht bis einige Millimeter im Durchmesser. Er ist oftmals idiomorph ausgebildet, enthält gegen den Rand hin abnehmend häufige Einschlüsse, welche bisweilen eine Rotation der Kristalle während des Wachstums belegen. Eingeschlossen im Granat findet sich selten Chloritoid, aus dem Steinbruch

Naintsch ist auch Staurolith in der Matrix beschrieben (KRENN et al., 2008). An einigen Lokalitäten enthalten die Granate klar abgegrenzte ältere Kerne (Abb. 9B). Die Bildung der Kerne ist nicht datiert, mit Bezug auf die umgebenden Einheiten erscheinen ein permisches Alter und eine dazugehörige Prägung in der oberen Grünschieferfazies am wahrscheinlichsten. Die Amphibole treten in den hellglimmerreichen Glimmerschiefern als kurze stängelige Kristalle mit einem Pleochroismus von grün nach blaugrün auf (Abb. 9A, 9D). Es handelt sich um Ferro-Tschemmakite. Für die eoalpidische Metamorphoseprägung ermittelten KRENN et al. (2008) Bedingungen von 580 ± 20 °C bei $0,8 \pm 0,1$ GPa, was Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies entspricht und sich mit den Daten von SCHANTL & BRANDNER (2013) deckt.

4. Neue Erkenntnisse und Probleme

In diesem Kapitel wird kurz auf die Abkühlgeschichte und die kretazische Deformation in den Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems eingegangen.

4.1. Abkühlgeschichte der Einheiten nach der alpidischen Metamorphose

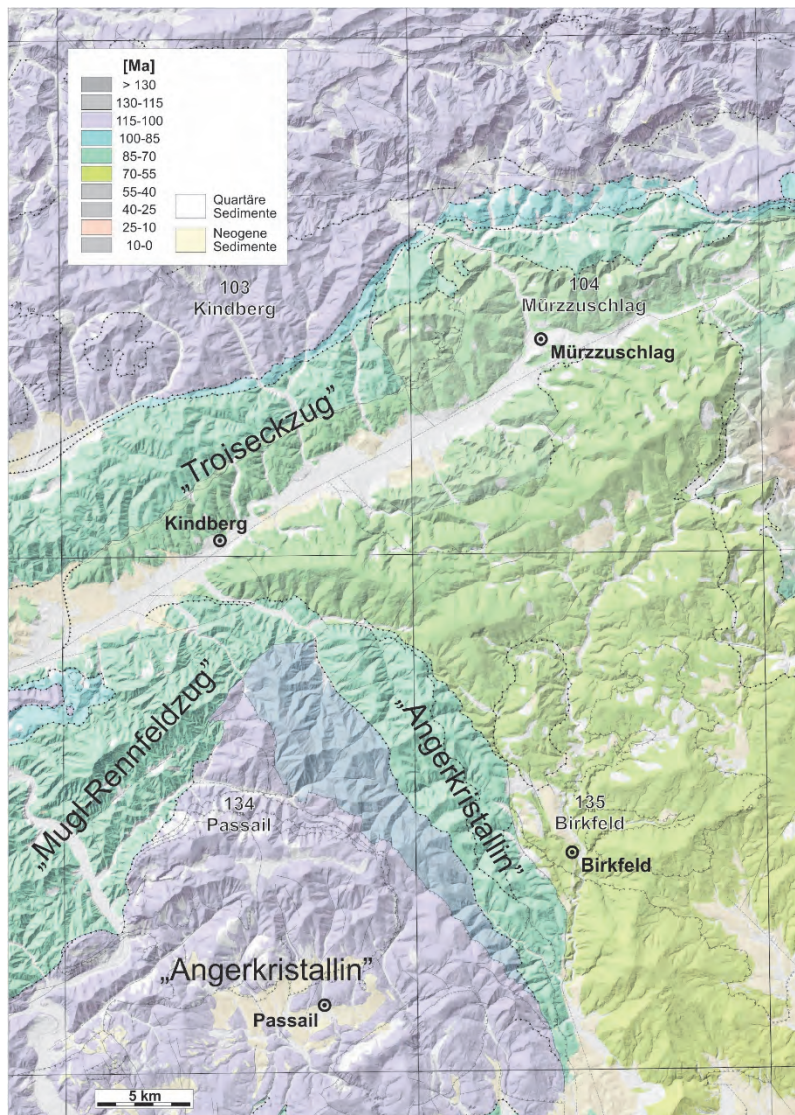


Abb. 10: Karte, welche die Abkühlung der Ostalpinen Decken nach dem Höhepunkt der eoalpidischen Metamorphose zeigt. Interpretation nach Daten von FRITZ (1988), SCHARBERT (1990), DUNKL (1992), HANDLER, et al. (1997), DALLMEYER et al. (1998), SCHMIDT (1999), BERKA (2000), SCHUSTER et al. (2001b), GASSER et al. (2010), SCHANTL et al., (2015), und eigenen unpublizierten Daten. Erläuterung siehe Text.

Aus dem Bereich des Kartenblattes bzw. aus dessen unmittelbarer Umgebung sind eine Reihe von geochronologischen Altern vorhanden, die auf die Abkühlgeschichte der einzelnen Decken schließen lassen (Abb. 10). Im Folgenden werden Rb-Sr Biotitalter als Abkühlalter bzw.

Bildungsalter um/bei 320 ± 40 °C (HARRISON & MCDUGALL, 1980) und Ar-Ar Muskovitalter als Abkühlungs- bzw. Bildungsalter um/bei 425 ± 30 °C (HARRISON et al., 2009) interpretiert. Die Alter aus den alpidisch nur schwach metamorphen Gesteinen des Juvavischen- und Tirolisch-Norischen Deckensystems, des Grauwackezone-Deckensystems und dem Grazer Paläozoikum des Drauzug-Gurktal-Deckensystems liefern zum Teil noch kadomische und variszische Alter des Einzugsgebietes der Sedimente (HANDLER et al., 1997) oder streuen in einem Bereich zwischen 170 und 100 Ma (SCHMIDT, 1999; FRITZ, 1988; GASSER et al., 2010). Auch die starke Streuung ist wahrscheinlich auf eine detritäre Beeinflussung zurückzuführen. In der alpidisch höher metamorphen unteren Deckengruppe des Grazer Paläozoikums finden sich Alter, die in die Unterkreide fallen und die als Bildungs- bzw. Abkühlalter interpretiert werden können (FRITZ, 1988; SCHANTL et al., 2015). Im Bereich des „Troiseckzuges“, „Mugl-Rennfeldzuges“, „Angerkristallins“ und „Radegunder Kristallins“ sind die Rb-Sr Biotitalter im Koralpe-Wölz- und Silvretta-Seckau-Deckensystem sehr einheitlich bei 80 Ma. Vom Mürztal gegen Süden bis zum Steirischen Becken nehmen die Werte der Rb-Sr Biotitalter in der Stuhleck-Kirchberg- und Rabenwald-Decke von 80 gegen 65 Ma ab (SCHARBERT, 1990; DALLMEYER, 1998; SCHANTL et al., 2015; eigene unpublizierte Daten). Offensichtlich wird der Teil des Ostalpins östlich der Anger-Piregg-Störung in der späten Kreide oder im Paläogen verkippt und im Süden stärker abgetragen. Das muss noch vor der Bildung der Altlandschaft in diesem Gebiet erfolgen (SCHUSTER et al., 2016).

Aus der unterostalpinen Wechsel-Decke sind keine Rb-Sr Biotitalter bekannt, da Biotit nur sehr selten vorhanden ist. Basierend auf Daten aus dem Wiesmather Fenster sowie Apatit-*fission track* Altern aus dem Wechselfenster (DUNKL, 1992) ist aber anzunehmen, dass zumindest die zentralen Teile der Wechsel-Decke erst im Neogen abgekühlt sein können.

4.2. Zusammenfassung der Strukturen auf GK50 Blatt 135 Birkfeld

Betrachtet man die Strukturdaten aus den Einheiten des Koralpe-Wölz-Deckensystems, so ist ein deutlicher Unterschied zu beiden Seiten der Anger-Piregg-Störung zu erkennen (Abb. 11) (ILICKOVIC, 2014). Östlich der Störung, in der Stuhleck-Kirchberg- und Rabenwald-Decke streichen die Streckungslineare (L_x) und die darin einrotierten Faltenachsen (F_{x+1}) mit geringer Streuung N–S. Schersinnindikatoren sprechen für eine nordgerichtete scherende Bewegungskomponente. Achsen jüngerer, weit offener Falten (F_{x+2}) sind E–W orientiert. Westlich der Störung, in der Exenberg-, Radegund- und Waxenegg-Decke sind L_x und F_{x+1} hingegen SW–NE orientiert und es finden sich überschiebende als auch abschiebende Schersinnindikatoren (KRENN et al., 2008; SCHANTL & BRANDNER, 2013). Die jüngeren Faltenachsen (F_{x+2}) sind NW–SE orientiert.

Es stellt sich die Frage, ob die unterschiedlichen Orientierungen zu beiden Seiten der Störung primär unterschiedlich angelegt sind, oder ob eine spätere Verstellung, möglicherweise im Zuge der Anlage der Anger-Piregg-Störung stattgefunden hat. Dazu ist zu sagen, dass die Faltung (F_{x+2}) im gesamten Ostalpin östlich des Tauernfensters vorhanden ist. Sie wurde nach dem Metamorphose-Höhepunkt um 95 Ma (THÖNI, 2006) angelegt und die Achsen sind generell etwa E–W orientiert (WILLINGSHOFER & NEUBAUER, 2002; FROITZHEIM et al., 2008). Daher ist von einer Verstellung nach der Kreide auszugehen. Die ursprüngliche Orientierung von L_x war folglich zu beiden Seiten der Störung etwa N–S orientiert und ist wahrscheinlich westlich der Störung heute um etwa 45° im Uhrzeigersinn verdreht.

Die Streckungslineare (L_x) und Faltenachsen (F_{x+1}) aus dem Grazer Paläozoikum stimmen mit jenen in den direkt unterlagernden Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems überein. Es ist jedoch Vorsicht bei der Interpretation geboten, da die Strukturen nicht gleich alt sein müssen! Nach den geochronologischen Altern erfolgte die Abkühlung im Grazer Paläozoikum in der Unterkreide (SCHANTL et al., 2015) und daher müssen auch die duktilen Strukturen in der Unterkreide entstanden sein. Das deckt sich auch mit den Angaben von FRITZ (1988), der für das Grazer Paläozoikum eine NW-gerichtete Deckenstapelung in der Unterkreide (ca. 120 Ma) postuliert. Der Metamorphose-Höhepunkt in den Einheiten des unterlagernden Koralpe-Wölz-Deckensystems erfolgte erst um 95 Ma (THÖNI, 2006) und erst danach können die bei der Exhumation der Decken entstandenen Strukturen entstanden sein.

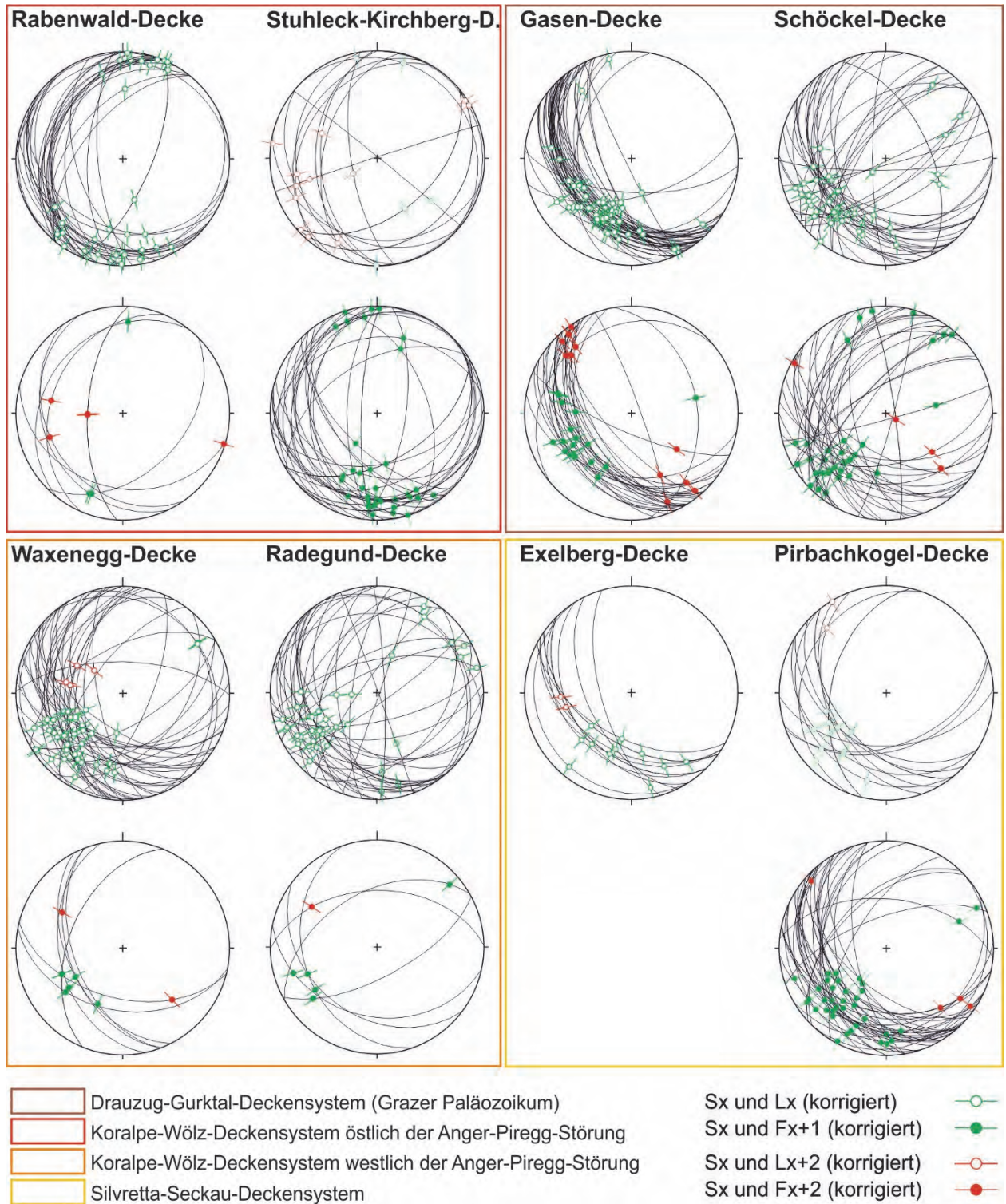


Abb. 11: Strukturdaten aus den Einheiten des Koralpe-Wölz-Deckensystems auf GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014). Die Richtungen der Streckungslineare (Lx) zeigen unterschiedliche Orientierung zu beiden Seiten der Anger-Piregg-Störung. Im Osten sind sie etwa N-S orientiert, während sie im Westen NW-SE orientiert sind. Erläuterung siehe Text.

5. Literatur

- BAUER, F.K. (1967): Gipslagerstätten im zentralalpinen Mesozoikum. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1967**, 70–90, Wien.
- BERKA, R. (2000): Die Stellung der Traibachschiefer im Semmering-Wechsel System. – Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Wien, 133 S., Wien.
- BERNHARD, F., FINGER, F., SCHITTER, F., BERKA, R. & SCHUSTER, R. (1998): Electron microprobe ages of monazite and xenotime from the austroalpine basement units of the Fischbacher Alpen, Styria, Austria. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **143**, 246–248, Wien.
- BRIX, F. & PASCHER, G. (1994): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 77 Eisenstadt. – Geol. B.-A., Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1936): Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1:75.000, Blatt Mürzzuschlag. – Geol. B.-A., Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1952): Die Geologie des Mürztalgebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag 1:75.000). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sb. **4**, 94 S., Wien.
- DALLMEYER, R.D., HANDLER, R., NEUBAUER, F. & FRITZ, H. (1998): Sequence of Thrusting within a Thick-Skinned Tectonic Wedge: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr Ages from the Austroalpine Nappe Complex of the Eastern Alps. – *Journal of Geology*, **106**, 71–86, Cambridge.
- DÉGI, J., TÖRÖK, K. & SCHUSTER, R. (2015): Distinction of Variscan, Permo-Triassic and Alpine events in andalusite-biotite-sillimanite schists from Sopron area, W-Hungary. – CETEG 2015, 13th Meeting of the Central European Tectonic Groups, Kadaň, Czech Republic, Abstract Volume, 12.
- DIENER, C. (1903): Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. – In: SUSS, E. (Hrsg.): Bau und Bild Österreichs, 324–646, Wien–Leipzig.
- DRAGANITS, E. (1998): Seriengliederung im Kristallin des südlichen Ödenburger Gebirges (Burgenland) und deren Stellung zum Unterostalpin am Alpenostrand. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **141**, 113–146, Wien.
- DUNKL, I. (1992): Final Episodes of the cooling history of Eastern Termination of the Alps. – ALCAPA-Field Guide, 137–139, Graz.
- ESTERLUS, M. (1983): Kurzer Überblick über die Pegmatite im Angerkristallin der Oststeiermark. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **3**, 31–34, Wien.
- ESTERLUS, M. (1986): Kristallisationsgeschichte und Strukturprägung im Kristallin E des Grazer Paläozoikums. – Dissertation Univ. Wien, 187 S., Wien.
- FAUPL, P. (1970a): Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ.) und Fröschnitz (Stmk.) – Österreich. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **19**, 27–70, Wien.
- FAUPL, P. (1970b): Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **63**, 22–51, Wien.
- FLÜGEL, H. (1961): Die Geologie des Grazer Berglandes: Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. – Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum Joanneum Graz, **23**, 212 S., Graz.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark. – 127 S., Geol. B.-A., Wien.
- FLÜGEL, H.W., HÖTZEL, H. & NEUBAUER, F. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 134 Passail. – Geol. B.-A., Wien.
- FLÜGEL, H.W., NOWOTNY, A. & GROSS, M. (2011): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 164 Graz. – Geol. B.-A., Wien.
- FRANK, W., KRÁLIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1987): Geochronological data from the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 272–281, Wien.
- FRITZ, H. (1988): Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the northwestern Paleozoic of Graz (eastern Alps). – *Geodinamica Acta*, **2**, 53–62, Paris.
- FROITZHEIM, N., PLAŠIENKA, D. & SCHUSTER, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. In: MCCANN, T. (Ed.): The Geology of Central Europe. Volume **2**: Mesozoic and Cenozoic, 1141–1232, Geol. Soc. London, London.
- FUCHS, G. & SCHNABEL, W. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 106 Aspang-Markt. – Geol. B.-A., Wien.
- GAAL, G. (1966): Geologie des Roßkogelgebietes W Mürzzuschlag (Steiermark). – Mitteilungen der Geologie und Bergbaustudenten Österreichs, **16** (1965), 105–148, Wien.
- GÄDIES, F., ABART, R., DECAPITANI, C., SCHUSTER, R., CONNOLLY, J.A.D. & REUSSER, E. (2006): Characterisation of polymetamorphism in the Austroalpine basement east of the Tauern Window using garnet isopleth thermobarometry. – *Journal of Metamorphic Geology*, **24**, 451–475, Oxford.

- GAIDIES, F., KRENN, E., DE CAPITANI, D. & ABART, R. (2008): Coupling forward modelling of garnet growth with monazite geochronology: an application to the Rappold Complex (Austroalpine crystalline basement). – *Journal of Metamorphic Geology*, **26**, 775–793, Oxford.
- GASSER, D., STÜWE, K. & FRITZ, H. (2010): Internal structural geometry of the Paleozoic of Graz. – *International Journal of Earth Sciences*, **99/5**, 1067–1081, Berlin.
- GMEINDL, M. (1999): Sprödetektonische Strukturanalyse der Talhofstörung (Semmeringgebiet). – Unveröff. Diplomarbeit, 143 S., Wien.
- HANDLER, R. (1994): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr mineral dating within a complex polymetamorphic terrain: the northeastern Alps, Austria. – Unveröff. Dissertation Karl-Franzens-Universität Graz, 143 S, Graz.
- HANDLER, R., DALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F. (1997): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of detrital white mica from Upper Austroalpine units in the Eastern Alps, Austria: Evidence for Cadomian and contrasting Variscan sources. – *Geologische Rundschau*, **86**, 69–80, Berlin.
- HARRISON, T. & MCDUGALL, I. (1980): Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand. – Thermal, chronological and isotopic constraints. – *Geochimica et cosmochimica acta*, **44/12**, 1985–2003, New York.
- HARRISON, T., CÉLÉRIER, J., AIKMAN, A., HERMANN, J. & HEIZLER, M. (2009): Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73/4**, 1039–1051, New York.
- HERRMANN, P. & PAHR, A. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 137 Oberwart. – Geol. B.-A., Wien.
- HERRMANN, P., MANDL, G.W., MATURA, A., NEUBAUER, F.R., RIEDMÜLLER, G. & TOLLMANN, A. (1992): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 105 Neunkirchen. – Geol. B.-A., Wien.
- HERRMANN, P., PASCHER, G. & PISTOTNIK, J. (1993): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 78 Rust. – Geol. B.-A., Wien.
- HUBER, M. (1994): Bildung und geotektonische Bedeutung von Scherzonen (Leukophylliten) am Alpenostrand. – Unveröff. Dissertation, Institut für Geowissenschaften Montanuniversität Leoben, 136 S, Leoben.
- HUSKA, G. (1968): Die Geologie der Umgebung von Waldbach (Das Problem des südlichen Wechselfensters). – Unveröff. Dissertation, Univ. Wien, 111 S., Wien.
- ILICKOVIC, T. (2014): Strukturgeologische Datenauswertung Blatt 135 Birkfeld. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A. Wien, 6 S., Wien. (Geol. B.-A., Wiss. Archiv Nr. A 18108-RA/135/2014)
- KOBER, L. (1912): Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **5**, 368–481, Wien.
- KOBER, L. (1938): Der Geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., Wien.
- KRENN, K., FRITZ, H., MOGESSIE, A. & SCHAFLECHNER, J. (2008): Late Cretaceous exhumation history of an extensional extruding wedge (Graz Paleozoic Nappe Complex, Austria). – *International Journal of Earth Sciences*, **97**, 1331–1352, Berlin.
- KRONDORFER, M., SCHUSTER, R., ILICKOVIC, T., IGLSEDER, C., LEITER, C., SCHOBER, A., BICHLER, M. & WIMMER-FREY, I. (2016): Exkursion 2 (23.09.2015): Waldstandorte und Ostalpine Einheiten im Bereich östlich der Anger-Piregg-Störung. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 232–240, Wien.
- LELKES-FELVÁRI, G. & SASSI, F.P. (1984): Pre-alpine and alpine developments of the austridic basement in the Sopron area (Eastern Alps, Hungary). – *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **39**, 593–612, Milano.
- MANDL, G.W., NOWOTNY, A. & ROCKENSCHAUB, M. (2001): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 104 Mürzzuschlag. – Geol. B.-A., Wien.
- MATURA, A. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Troiseckkristallin und in den nördlich anschließenden Einheiten auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **139/3**, 320–322, Wien.
- MATURA, A. (1998): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Grobgneiskomplex, im Waldbachkristallin und im zentralalpinen Permomesozoikum auf Blatt 135 Birkfeld. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **141/3**, 337–339, Wien.
- MATURA, A. (2000): Bericht 1998 über geologische Aufnahmen im Grobgneiskomplex und im Strallegg-Komplex auf Blatt 135 Birkfeld. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **142/3**, 296–298, Wien.
- MATURA, A. (2006): Kristallin-Einheiten der Zentralalpen. – In: WESSELY, G.: *Geologie der Österreichischen Bundesländer – Niederösterreich*, 173–181, Wien.
- MATURA, A. & SCHUSTER, R. (2014): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 135 Birkfeld. – Geol. B.-A., Wien.
- MOHR, H. (1910): Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (N.-Oe.). – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **3**, 104–213, Wien.

- MOHR, H. (1912): Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. – Denkschrift der Akademie der Wissenschaften Wien, Math.-Naturw. Kl., **88**, 633–652, Wien.
- MOINE, B., FORTUNE, J.P., MOREAU, P. & VIGUIER, F. (1989): Comparative mineralogy, geochemistry, and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits: Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria). – *Economic Geology*, **84**, 1398–1416, El Paso.
- NEUBAUER, F., GENSER, J. & HANDLER, R. (2000): The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **92**, 117–134, Wien.
- NOWOTNY, A. & SCHUSTER, R. (2011): Bericht 2008 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 135 Birkfeld und 165 Weiz. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **151**/1–2, 131–133, Wien.
- PAVLIK, W. (2008): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 Blatt 136 Hartberg: Stand 1999, Ausgabe 2008/05. – Geol. B.-A., Wien.
- PAVLIK, W. (2009): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 Blatt 133 Leoben: Stand 1999, Ausgabe 2009/03. – Geol. B.-A., Wien.
- PEINDL, P. (1990): Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des südöstlichen Raabalpenkristallins (Steiermark). – Unveröff. Diss. Karl-Franzens-Universität Graz, 252 S., Graz.
- PISTOTNIK, J. (1980): Der Troiseck-Floning-Zug. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 403–404, Wien.
- PUMHÖSL, H., KOLLER, F., EL DALOK, A., SEIFERT-FALKNER, C., THÖNI, M. & FRANK, W. (1999): Origin and evolution of gabbroic intrusions within the Grobgnais-Unit, Lower Austroalpine Unit (Eastern Alps). – *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft*, Beiheft zum *European Journal of Mineralogy*, **11**, 185, Stuttgart.
- REINDL, H. (1989): Das östliche Raabalpenkristallin. – Unveröff. Dissertation Karl-Franzens-Universität Graz, 235 S., Graz.
- RÖGGLA, M. (2007): Petrographie und Petrologie des Anger Kristallins, Steiermark. – Unveröff. Diplomarbeit Karl-Franzens-Universität Graz, 168 S., Graz.
- SCHANTL, P. & BRANDNER, K. (2013): Petrologische und strukturgeologische Untersuchungen am Ostrand des Grazer Paläozoikums und im angrenzenden Ostalpinen Kristallin. – Bachelorarbeit Karl-Franzens-Universität, Graz, 125 S., Graz.
- SCHANTL, P., SCHUSTER, R., KRENN, K. & HOINKES, G. (2015): Polyphase metamorphism at the southeastern margin of the Graz Paleozoic and the underlying Austroalpine basement units – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **108**/2, 219–238, Wien.
- SCHARBERT, S. (1990): Rb-Sr Daten aus dem Raabalpenkristallin. – In: PEINDL, P., NEUBAUER, F., MOYSCHWITZ, G., REINDL, H. & WALLBRECHER, E.: *Die geologische Entwicklung des südlichen Raabalpen- und Wechselkristallins*. – Excursion guide TSK III Exkursion „Raabalpen- und Wechselkristallin“ 24. April 1990, Geol. Inst. Univ. Graz, 22–25, Graz.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **97**/1, 93–117, Basel.
- SCHMIDT, K. (1999): Geochronologie entlang eines Metamorphoseprofils vom S-Rand der Nördlichen Kalkalpen bis zum Unterostalpin des Semmeringgebietes (Niederösterreich, Steiermark). – Unveröff. Diplomarbeit Univ. Wien, 127 S., Wien.
- SCHUSTER, K., BERKA, R., DRAGANITS, E., FRANK, W. & SCHUSTER, R. (2001b): Lithologien, Metamorphosengeschichte und tektonischer Bau der kristallinen Einheiten am Alpenostrand. – Arbeitstagung Geol. B.-A. 2001 – Neuberg a. d. Müurz, 29–56, Wien.
- SCHUSTER, R. (2016): Geografischer und geologischer Überblick über die Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 4–9, Wien.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (2000): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. – *Mitteilungen der Geologie und Bergbaustudenten Österreichs*, **42**, 37–58, Wien.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001a): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. – *Mitteilungen der Geologie und Bergbaustudenten Österreichs*, **44**, 111–141, Wien.
- SCHUSTER, R., RÖGGLA, M. & HAUZENBERGER, C. (2006): The „Angerkristallin“ and its relation to the Graz Paleozoic (Styria, Austria). – *Abstract Vol. PANGEO Austria 2006 Innsbruck*, 320–321, Innsbruck.
- SCHUSTER, R., ROCKENSCHAUB, M., KLÖTZLI, U., NOWOTNY, A. & GRÖSEL, K. (2010): In-situ laser ablation zircon U-Pb ages on granitic rocks from the eastern margin of the Eastern Alps: implications for the tectonic and lithostratigraphic subdivision. – *Journal of Alpine Geology*, Abstract PANGEO 2010 Leoben, **52**, 228, Wien.

- SCHUSTER, R., SCHANTL, P., ILICKOVIC, T., MOSHAMMER, B., KRENN, K., PUHR, B., BRANDNER, K., PROYER, A., RICHOSZ, S. & HOINKES, G. (2014): PANGEO Austria. Excursion 4. Grazer Paläozoikum und Ostalpinen Kristallin im Bereich nördlich von Weiz: Neues zur Tektonik und Lithostratigraphie. – Berichte des Institutes für Erdwissenschaften, Karl-Franzens-Universität Graz, **20/2**, 53–75, Graz.
- SCHUSTER, R., NIEVOLL, J., RUPP, C., ČORIĆ, S. & ILICKOVIC, T. (2016): Neogene Sedimente und Landschaftsentwicklung im Umfeld der Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 127–143, Wien.
- SCHWINNER, R. (1935): Zur Geologie von Birkfeld. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, **72**, 67–100, Graz.
- STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark. – 654 S., Geognostisch-montanistischer Verein für Steiermark, Graz.
- THÖNI, M. (2006): Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps – approaches, results, interpretations: a review. – Mineralogy and Petrology, **88**, 123–148, Wien.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **10**, 4–62, Wien.
- TOLLMANN, A. (1964): Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1964**, 270–299, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band 1: Die Zentralalpen. – 766 S., Wien.
- TÖRÖK, K. (1999): Pre-Alpine development of the andalusite-sillimanite-biotite-schists from the Sopron Mountains, Eastern Alps, Western Hungary. – Acta Geologica Hungarica, **42**, 127–160, Budapest.
- TOULA, F. (1877): Petrefaktenkunde im Wechsel-Semmering-Gebiete. – Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, **1877**, 195–197, Wien.
- TROPPEL, P., BERNHARD, F. & KONZETT, J. (2001): Trace Element Mobility in Contact Metamorphic Rocks: Baddeleyite-Zirconolite-(Zircon) Veins in Olivine-Bearing Marbles from the Stubenberg Granite Contact Aureole (Styria, Austria). – EUG11, Journal of Conference Abstracts, **6/1**, 278, Graz.
- VACEK, M. (1892): Ueber die krystallinischen Inseln am Ostende der alpinen Centralzone. – Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, **1892**, 367–377, Wien.
- WIESENER, H. (1932): Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes. – Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie: Abteilung B: Mineralogische und petrographische Mitteilungen: N.F. **42**, 136–181, Leipzig.
- WIESENER, H. (1961): Die Korund-Spinellfelse der Oststeiermark als Restite einer Anatexis. – Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum, Mitteilungsblatt, **1961/1**, 1–30, Graz.
- WIESENER, H. (1962): Die alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand. – Geologische Rundschau, **52**, 238–246, Stuttgart.
- WIESENER, H. (1965): Wien–Semmering–Birkfeld. – Fortschritte der Mineralogie, **42/1**, 148–154, Stuttgart.
- WIESENER, H. (1967): Über die Genesis chloritoidführender Gesteine der Oststeiermark. – Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum, Mitteilungsblatt, **1967/1–2**, 124–128, Graz.
- WIESENER, H. (1971): Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der Österreichischen Zentralalpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, 344–357, Wien.
- WIESENER, H. (1981): 135 Birkfeld – Geologische Manuskriptkarte 1:50.000. – 1 Bl., Wien. (Geol. B.-A., Wiss. Archiv Nr. A 05371-ÖK50/135-1)
- WILLINGSHOFER, E. & NEUBAUER, F. (2002): Structural evolution of an antiformal window: the Scheiblingkirchen Window (Eastern Alps, Austria). – Journal of Structural Geology, **24**, 1603–1618, Oxford.

Grauwackenzone und Veitsch-Silbersberg-Deckensystem

RALF SCHUSTER*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. ralf.schuster@geologie.ac.at

1. Einleitung

Der Begriff (nördliche) Grauwackenzone wurde erstmals von HAUER (1857) eingeführt und TOULA (1877a: 240) schreibt dazu: „Zwischen der, der Hauptsache nach aus krystallinischen Schiefergesteinen gebildeten Centralkette und der aus mesozoischen Gesteinen aufgebauten Kalkzone, treten in den Nordalpen Schiefer, Sandsteine, Conglomerate und Kalke auf, die man als Ganzes unter dem Namen der nördlichen Grauwackenzone der Alpen bezeichnet“.

Der Begriff stammt somit aus einer Zeit, in der von einem Deckenbau der Alpen und tektonischen Einheiten im heutigen Sinne noch keine Rede war. Hier wird diskutiert, was der Begriff Grauwackenzone heute bedeutet und wie die Gesteine, welche in der Grauwackenzone auftreten, in unsere heutigen tektonischen Konzepte eingebaut werden können.

Die folgenden beiden Beiträge von NIEVOLL (2016) sowie NIEVOLL & SUTTNER (2016) beschäftigen sich eingehend mit der Stratigrafie und Tektonik der Grauwackenzone im Bereich des Kartenblattes GK50 Blatt 103 Kindberg.

2. Bedeutung des Begriffes Grauwackenzone

Bis etwa 1870 betrachtete man die Abfolge vom Wechsel bis zum Schneeberg als ein mehr oder weniger zusammenhängendes Profil von einem alten kristallinen Untergrund über paläozoische Metasedimentserien bis hinauf zu mesozoischen Sedimenten (HAUER, 1868; STUR 1871). Die von Schiefen dominierte Abfolge zwischen den kristallinen Gesteinen der „Zentralzone“ und der „Nördlichen Kalkzone“ wurde entweder als „Übergangsgebirge“ oder nach dem vermuteten Alter als „Silur Formation“ bezeichnet. Erst TOULA (1877b) erkannte, dass es sich bei den Marmoren und Quarziten, die immer wieder zwischen verschiedenartigem Kristallin auftreten, um triassische Metasedimente handelt. Diese Erkenntnis und die Übertragung der Deckenlehre auf die Ostalpen durch TERMIER (1904) warfen die frühere Vorstellung einer zusammenhängenden Abfolge über den Haufen und es begann die Aufschlüsselung der komplexen Tektonik des Gebietes. Basierend auf Arbeiten von MOHR (1912), HAMMER (1924), KOBER (1925, 1938), CORNELIUS (1936, 1952), TOLLMANN (1959, 1963) und anderen, entwickelte sich ein Bild über den geologischen Bau des Alpenostrandes, bei dem die Grauwackenzone in eine liegende Veitsch-Decke und eine hangende Norische Decke gegliedert wurde (CORNELIUS, 1952; TOLLMANN, 1977; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) (Abb. 1).

Eine grundlegende tektonische und lithostratigrafische Überarbeitung erfuhr dieses Bild erst durch NEUBAUER et al. (1994). In dieser Arbeit wird von Liegend gegen Hangend in eine Veitscher-, Silbersberg-, Kaintaleck- und Norische Decke untergliedert (Abb. 2B). Dabei umfasst die Veitscher Decke weiterhin die karbonen Sedimente, welche sich seit EBNER & PROCHASKA (2001) in die Steilbachgraben-, Triebenstein- und Sunk-Formation aufteilen, sowie lokal darüber erhaltene permische Ablagerungen (Graschnitz-Formation). Die Silbersberg-Decke besteht aus Quarzphyllit, Grünschiefern, dem Gloggnitzer-Riebeckitgneis, der als jurassischer Vulkanit interpretiert wird (ZEMANN, 1951; KOLLER et al., 1991), und dem Silbersberg-Konglomerat. Dieses Silbersberg-Konglomerat wurde aufgrund lithologischer Ähnlichkeiten bereits von NIEVOLL (1984) als mögliches permisches Metasediment gehandelt und auch von NEUBAUER et al. (1994) als Alpiner Verrucano bezeichnet. Die nächst höhere Kaintaleck-Decke liegt tektonisch zumindest lokal invertiert vor und besteht aus einem variszisch metamorphen Kristallin, welches primär transgressiv vom Kalwanger Gneiskonglomerat und anderen klastischen Sedimenten in gleicher Position überlagert wird. Ar-Ar Alter von Helglimmern, welche die Abkühlung unter 400 °C definieren, liegen bei 360–380 Ma und fallen damit ins Oberdevon (HANDLER et al., 1999; SCHMIDT, 1999; SCHUSTER et al., 2001).

Im Kalvanger Gneiskonglomerat und in transgressiv mit dem Kaintaleck-Komplex (inkludiert das „Vöstenhofkristallin“) verbundenen Metasedimenten am Silbersberg bei Gloggnitz finden sich detritäre Hellglimmer, welche idente Alter zeigen. Damit ist belegt, dass es sich bei diesen Metasedimenten um post-oberdevone (NEUBAUER et al., 1994), wahrscheinlich aber permische Ablagerungen handelt. Der östliche Teil der Grauwackenzone („Östliche Grauwackenzone“) besteht aus den Phylliten der Gerichtsraben-Formation, dem mittelordovizischen Blasseneck-Porphyrroid und den Radschiefern. Darüber liegen transgressiv die Metakonglomerate der permischen Präbichl-Formation und die Werfener Schiefer der Untertrias. Der westliche Teil der Grauwackenzone („Westliche Grauwackenzone“) zeigt ähnliche Abfolgen wie die Norische Decke im östlichen Teil. Gewisse lithologische Unterschiede und die Bearbeitung durch andere Autoren bedingt aber eine andere Formationsgliederung (z.B. HEINISCH et al., 2015).

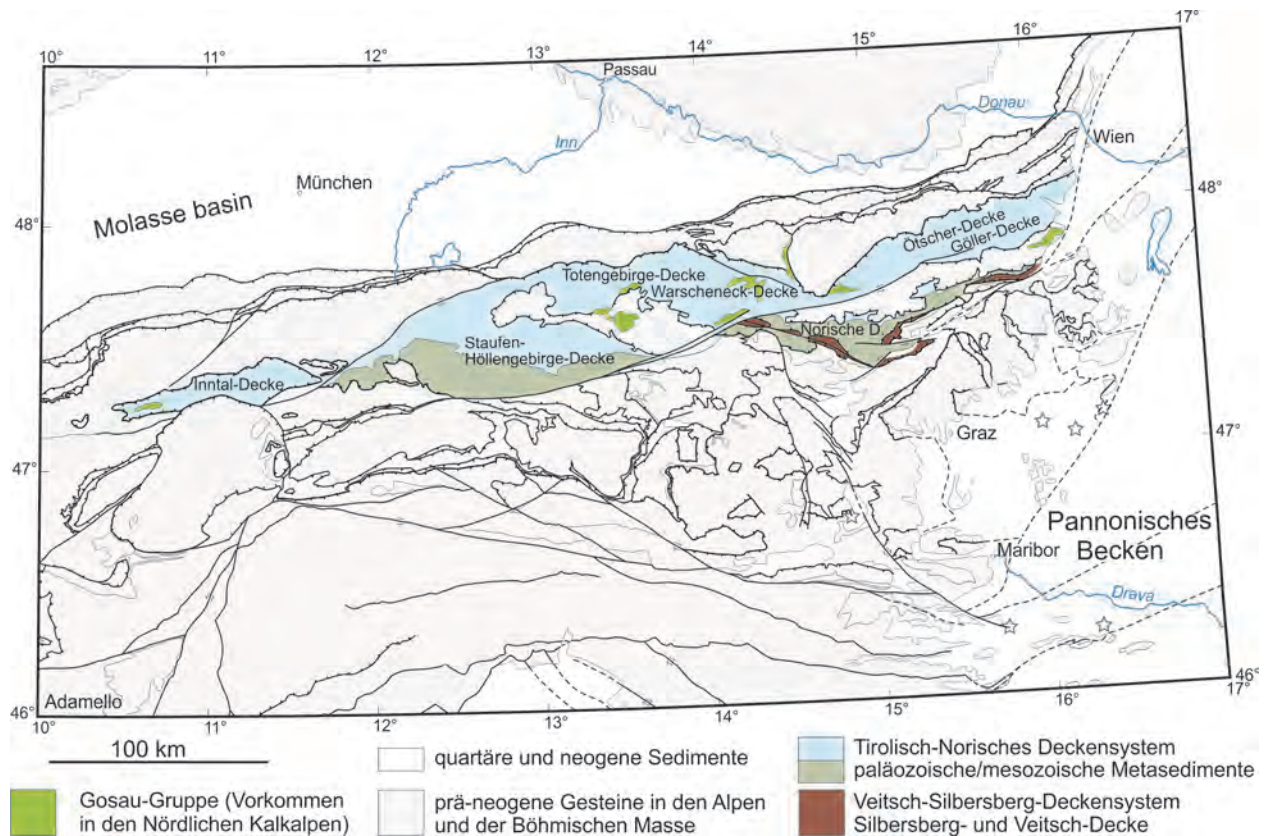


Abb. 1: Karte der Ostalpen mit hervorgehobenem Tirolisch-Norischen Deckensystem und Veitsch-Silbersberg-Deckensystem.

Wie schon in NEUBAUER et al. (1994) festgehalten, gehen die paläozoischen Sedimentfolgen in die mesozoischen Schichtfolgen der tirolischen Decken über. Insbesondere im Westen ist klar ersichtlich, dass die „Westliche Grauwackenzone“ tektonisch mit der Staufeu-Höllengebirge-Decke zusammenhängt. Daher ist die Norische Decke bzw. deren Äquivalente im westlichen Teil der Grauwackenzone in tektonischem Sinne Teil eines Tirolisch-Norischen Deckensystems. Der Begriff Grauwackenzone beschreibt aber damit keine tektonische, sondern eine geografische Einheit. Diese ist durch eine relativ sanfte Morphologie charakterisiert, die durch die häufig auftretenden weichen Phyllite bedingt ist. Im Gegensatz dazu sind die karbonatdominierten Abfolgen der Nördlichen Kalkalpen wesentlich schroffer. Wenn also die Norische Decke und deren Äquivalente im westlichen Teil der Grauwackenzone zum Tirolisch-Norischen Deckensystem gehören, so stellt sich die Frage, wohin die verbliebenen Teile tektonisch zugeordnet werden sollen. In der Tektonischen Nomenklatur nach SCHMID et al. (2004) lassen sie sich jedenfalls nicht einem der Deckensysteme zuordnen, die südlich der Grauwackenzone liegen und die vornehmlich aus kristallinen Gesteinen aufgebaut sind. Es bietet sich an, diese Teile als Veitsch-Silbersberg-Deckensystem zusammenzufassen.

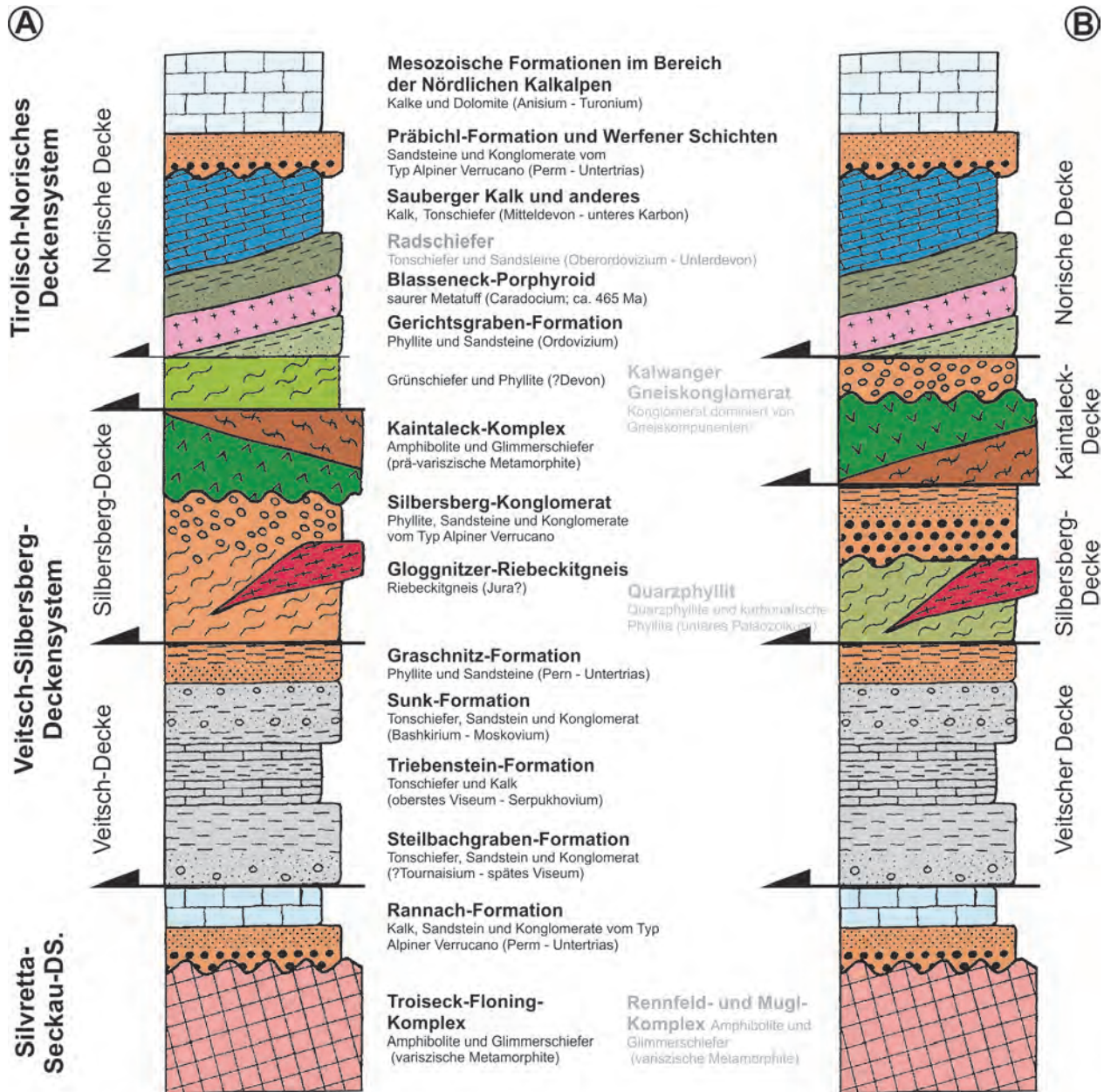


Abb. 2: Schematische Säulenprofile zur tektonischen und lithostratigraphischen Gliederung der Grauwackenzone. **A)** Gliederung in ein Tirolisch-Norisches Deckensystem und ein Veitsch-Silbersberg-Deckensystem. **B)** Gliederung nach NEUBAUER et al. (1994) in eine Tirolisch-Norische Decke und drei weitere Decken: Kaintaleck-, Silbersberg- und Veitsch-Decke. Die grau geschriebenen Textblöcke beziehen sich auf Einheiten bzw. Benennungen, die im Schema von NEUBAUER et al. (1984) vorkommen. Zeitliche Einstufungen aus HUBMANN et al. (2014).

3. Neue Ideen zur internen Gliederung der Grauwackenzone

Die Geologische Karte Blatt 105 Neunkirchen (HERRMANN et al., 1995) deckt den östlichsten Teil der Grauwackenzone ab. Das Gebiet ist von Bedeutung, da hier die Grauwackenzone recht mächtig entwickelt ist und zumindest bereichsweise weniger stark tektonisiert vorliegt. In der Legende der Karte wird die Grauwackenzone traditionell in die Veitscher- und Norische Decke aufgeteilt. Innerhalb der Norischen Decke werden jedoch drei Schuppen ausgeschieden. Die liegende Schuppe besteht aus der „Silbersberggruppe“ (Silbersberg-Formation nach HUBMANN et al., 2014) und kristallinen Gesteinen (Kaintaleck-Komplex), worauf eine Schuppe folgt, die vornehmlich aus Grünschiefern und etwas Phyllit aufgebaut ist. Erst die hangendste Schuppe

enthält die typische Abfolge der Norischen Decke mit Blasseneck-Porphyrroid, Radschiefer, Präbichl-Formation und Werfener Schichten. Interessant ist, dass innerhalb der Phyllite und Metakonglomerate der Silbersberg-Formation Grünschiefer nur im südwestlichen, stark tektonisierten und verschuppten Teil auftreten. Dieser Teil besteht aus einem bunten Gemisch aus Lithologien aller Decken der Grauwackenzone, von ordovizischem Blasseneck-Porphyrroid, der Norischen Decke, über diaphtoritisches Kristallin über der Kaintaleck-Decke, Phylliten und Metakonglomeraten der Silbersberg-Decke bis zu Magnesiten der Veitscher Decke. Betrachtet man dieses Bild, so kann man bezüglich der tektonischen und lithostratigrafischen Untergliederung der Grauwackenzone auch zu folgendem Bild kommen (Abb. 2A):

Als tektonische Einheit besteht die Grauwackenzone aus der liegenden Veitsch- und der hangenden Silbersberg-Decke, welche im Folgenden als **Veitsch-Silbersberg-Deckensystem** zusammengefasst werden.

Die **Veitsch-Decke** baut sich aus karbonen klastischen und karbonatischen (inkl. Magnesite) und permischen klastischen (Meta-)Sedimenten auf. Sie befindet sich am Südrand der Grauwackenzone und grenzt zumeist an steilstehende miozäne Störungen, welche zumindest zum Teil aus oberkretazisch-?paläogenen Deckengrenzen hervorgegangen sind, an die unterostalpine Mürz-Tachenberg-Decke und an Einheiten des Silvretta-Seckau-Deckensystems. Die eoalpidische (kretazische) Metamorphose in der Veitsch-Decke ist im Osten anchizonal, steigt aber gegen Westen hin an. Dabei wurden im Bereich um Trieben und Aigen im Ennstal Bedingungen der mittleren Grünschieferfazies erreicht, die durch das Auftreten von Granat zu erkennen sind (RATSCHBACHER, 1983, 1984). In diesem Bereich ist in den publizierten Karten die Abgrenzung der Veitsch-Decke gegenüber der Norischen Decke nicht ganz klar. Insbesondere Gesteinsassoziationen aus Granat führenden Grafitphylliten, bunten (weiß, rosa und grünlich gefärbten), mittelkörnigen Marmoren mit Hellglimmer und Granat führenden Grünschiefern geben Anlass zur Diskussion. Am östlichen Ende des westlichen Teils der Grauwackenzone finden sich übrigens ganz ähnliche Gesteinsassoziationen, welche möglicherweise auch zur Veitsch-Decke gehören.

Die **Silbersberg-Decke** liegt invers und besteht aus den kristallinen Gesteinen des Kaintaleck-Komplexes und den auflagernden Metakonglomeraten (inkl. Kalvanger Gneiskonglomerat) und Phylliten der Silbersberg-Formation. Letztere wurde sicher erst nach dem Oberdevon und wahrscheinlich im Perm abgelagert. Die Silbersberg-Decke zeigt eine eoalpidische Metamorphose in der unteren Grünschieferfazies. Die Grenze zur Veitsch-Decke ist oft durch eine Scherzone gegeben, welche bestimmt eine mehrphasige Bildung von der Kreide bis ins Neogen haben sollte.

Im Hangenden liegt das **Tirolisch-Norische Deckensystem**. An paläozoischen Gesteinen, die im Bereich der geografischen Grauwackenzone auftreten, beinhaltet dieses im Osten die **Norische Decke** und im Westen die liegenden Teile der **Staufen-Höllengebirge-Decke**. Beide zeigen eine Abfolge aus ordovizischen bis spät karbonen Metasedimenten und Metavulkaniten. Neue Untersuchungen sprechen dafür, dass in der Stocker-Formation auch kambrische Sedimente und Vulkanite enthalten sind (siehe NIEVOLL & SUTTNER, 2016).

Die Stellung der von Grünschiefern dominierten Schuppe am östlichen Ende der Grauwackenzone (HERRMANN et al., 1995) kann man bei der derzeitigen Datenlage unterschiedlich sehen. Die naheliegendste Interpretation ist, dass es sich dabei tatsächlich um einen Teil der Norischen Decke handelt. Aus der Lage unter dem Blasseneck-Porphyrroid sollte man aber nicht auf ein kambrisches oder unterordovizisches Alter schließen, da in der Stocker-Formation, welche diesen Zeitabschnitt abdeckt, Basite nicht typisch sind. Im westlichen Teil der Grauwackenzone treten Basite vor allem in der ordovizischen Jausern-Formation und innerhalb der devonen Ablagerungen der Glemmtal-Einheit auf (HEINISCH et al., 2015). Es ist aber auch möglich, dass die Schuppe nicht aus dem vormesozoischen Nahebereich der Norischen Decke stammt, sondern aus jenem des Veitsch-Silbersberg-Deckensystems.

Diese Möglichkeit erscheint gegeben, wenn man die Situation im Gemerikum der Zentralen Westkarpaten betrachtet, wo ähnliche Einheiten wie in der Grauwackenzone auftreten (FROITZHEIM et al., 2008). Am Nordrand des Gemerikum befindet sich die Rakovec-Einheit, welche aus Grünschiefern und Phylliten besteht. Diese erinnert an die grünschieferreiche Schuppe an der Basis der Norischen Decke. Direkt im Anschluss folgt die Klátov-Einheit, welche, wie der Kaintaleck-Komplex, vornehmlich aus Amphiboliten und Paragneisen besteht. Die Gesteine der Norischen Decke wurden schon während des Variszischen Ereignisses in Decken gelegt und erfuhren dabei eine Metamorphose in der untersten Grünschieferfazies (SCHÖNLAUB, 1979; BRYDA et al., 2013; HEINISCH et al., 2015). Darüber lagern die permischen Sedimente der Präbichl-Formation, welche über die untertriassischen Werfener Schiefer zu den triassischen Schichtfolgen der tirolischen Decken in den Nördlichen Kalkalpen überleiten. Die lithologisch bunt zusammengesetzte Zone, welche sich zumeist zwischen der Veitsch- und der Silbersberg-Decke befindet, ist eine Scherzone. Besonders vielfältig ist diese, wie schon erwähnt, im Bereich um Gloggnitz. Über weite Strecken, und so auch auf GK50 Blatt 103 Kindberg, besteht sie nur aus grafitischen Phylliten und Magnesiten der Veitsch-Decke, Phylliten, Metakonglomeraten und einzelnen Kristallinschollen der Silbersberg-Decke und Grünschiefern und Phylliten aus der Norischen-Decke. In vielen Fällen ist auch noch eine gewisse Abfolge in diesem Sinne gegeben. Die Scherzone könnte ihre Fortsetzung im Gemerikum in den Zentralen Westkarpaten finden (FROITZHEIM et al., 2008). In diesem Falle sollte die Scherzone bereits in der Unterkreide entstanden sein.

Literatur

- BRYDA, G., VAN HUSEN, D., KREUSS, O., KOUKAL, V., MOSER, M., PAVLIK, W., SCHÖNLAUB, H.P. & WAGREICH, M. (2013): Erläuterungen zu Blatt 101 Eisenerz. – 223 S., Geol. B.-A., Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1936): Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1:75.000, Blatt 4955 Mürtzschlag. – Geol. B.-A., Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1952): Die Geologie des Mürtzgebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürtzschlag 1:75.000). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sb. 4, 94 S., Wien.
- EBNER, F. & PROCHASKA, W. (2001): Die Magnesitlagerstätte Sunk/Hohentauern und ihr geologischer Rahmen. – Joannea – Geologie und Paläontologie, 3, 63–103, Graz.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark. – 127 S., Geol. B.-A., Wien.
- FROITZHEIM, N., PLAŠIENKA, D. & SCHUSTER, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. – In: MCCANN, T. (Ed.): The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. – Geological Society of London, 1141–1232, London.
- HAMMER, W. (1924): Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 74, 1–34, Wien.
- HANDLER, R., NEUBAUER, F., HERMANN, S. & DALLMEYER, R.D. (1999): Silurian-Devonian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages from the Kaintaleck nappe: evidence for Mid-Paleozoic tectonothermal activity in upper Austroalpine basement of the Eastern Alps (Austria). – *Geologica Carpathica*, 50/3, 229–239, Bratislava.
- HAUER, F. VON (1857): Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. – Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Math.-Naturwiss. Cl., 25, 253–348, Wien.
- HAUER, F. VON (1868): Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. – Blatt VI: Östl. Alpenländer. – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 18, 1–44, Wien.
- HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geol. B.-A., Wien.
- HERRMANN, P., MANDL, G.W., MATURA, A., NEUBAUER, F., RIEDMÜLLER, G. & TOLLMANN, A. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich 1.50.000, Blatt 105 Neunkirchen. – Geol. B.-A., Wien.
- HUBMANN, B., EBNER, F., FERRETTI, A., KIDO, E., KRÄINER, K., NEUBAUER, F., SCHÖNLAUB, H.-P. & SUTTNER, T.J. (2014): The Paleozoic Era(them). In: PILLER, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions) – Vol. I, Second Edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 66, 9–133, Wien.
- KOBER, L. (1925): Die tektonische Stellung des Semmering-Wechselgebietes. – *Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 38, 268–276, Wien.
- KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., Wien.
- KOLLER, F., KRÁLIK, M. & ZEMANN, J. (1991): Die Riebeckitgneise am Ostende der Grauwackenzone (Österreich). – *European Journal of Mineralogy*, Beiheft 1/3, 147, Stuttgart.

- MOHR, H. (1912), Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. – Denkschrift der Akademie der Wissenschaften Wien, Math.-Naturwiss. Kl., **88**, 633–652, Wien.
- NEUBAUER, F., HANDLER, R., HERMANN, S. & PAULUS, G. (1994): Revised Lithostratigraphy and Structure of the Eastern Graywacke Zone (Eastern Alps). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **86**, 61–74, Wien.
- NIEVOLL, J. (1984): Der Südrand der Grauwackenzone zwischen Stübing und Neuberg (Oststeiermark, ÖK 103 Kindberg). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **77**, 63–71, Wien.
- NIEVOLL, J. (2016): Alpidische Tektonik in der Norischen Decke der östlichen Grauwackenzone zwischen Neuberg und Turnau (GK50 Blatt ÖK103 Kindberg). – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 44–57, Wien.
- NIEVOLL, J. & SUTTNER, T.J. (2016): Stratigrafie der Norischen Decke auf GK50 Blatt 103 Kindberg. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 58–70, Wien.
- RATSCHBACHER, L. (1983): Geologische Untersuchungen in hohen ostalpinen Decken (Obersteiermark, Österreich). – Unveröff. Dissertation, Karl-Franzens Universität Graz, 306 S., Graz.
- RATSCHBACHER, L. (1984): Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127**, 423–453, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97/1**, 93–117, Basel.
- SCHMIDT, K. (1999): Geochronologie entlang eines Metamorphoseprofils vom S-Rand der Nördlichen Kalkalpen bis zum Unterostalpin des Semmeringgebietes (Niederösterreich, Steiermark). – Unpubl. Diplomarbeit, Univ. Wien, 127 S., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht metamorpher und metamorpher Abfolgen. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **33**, 124 S., Wien.
- SCHUSTER, K., BERKA, R., DRAGANITS, E., FRANK, W. & SCHUSTER, R. (2001): Lithologien, Metamorphosegeschichte und tektonischer Bau der kristallinen Einheiten am Alpenostrand. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2001 – Neuberg a.d. Mürz, 29–56, Wien.
- STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark. – 654 S., Graz.
- TERMIER, P. (1904): Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. – *Bulletin de la Société Géologique de France*, Série **IV/3** (1903), 711–765, Paris.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten in Wien, **10**, 1–62, Wien.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. – 256 S., Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. – Band 1: Die Zentralalpen. – 766 S., Wien.
- TOULA, F. (1877a): Beiträge zur Kenntniss der "Grauwacken-Zone" der nördlichen Alpen. – Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, **1877**, 240–244, Wien.
- TOULA, F. (1877b): Petrefaktenkunde im Wechsel-Semmering-Gebiete. – Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, **1877**, 195–197, Wien.
- ZEMANN, J. (1951): Zur Kenntnis der Riebeckitgneise des Ostendes der Nordalpinen Grauwackenzone. – *Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **3.F/2**, 1–23, Wien.

Alpidische Tektonik in der Norischen Decke der östlichen Grauwackenzone zwischen Neuberg und Turnau (GK50 Blatt 103 Kindberg)

JOSEF NIEVOLL*

* Gumpendorfer Straße 83–85/2/48, 1060 Wien, Österreich. josef.nievoll@rhi-ag.com

Einleitung

In der letzten umfassenden Darstellung des Ostabschnitts der östlichen Grauwackenzone durch CORNELIUS (1952) wurde diese als variszisch verschuppt und heftig durchbewegt beschrieben; alpidisch soll sie vorwiegend als Block bewegt und nur von untergeordneten Teilbewegungen betroffen worden sein, deren Größenordnung nicht über einige 100 m bis 1 km hinausgegangen ist. Diese Interpretation war bereits damals alles andere als schlüssig, weil für CORNELIUS (1952) selbst die Bewegungen sowohl an der (damaligen) Basis der Grauwackenzone als auch an ihrer Hangendgrenze nordvergent und alpidisch waren und die Grauwackenzone aus „leicht umformbarem Material“ bestand, das einen größeren tektonischen Transport ohne interne Bewegungen nicht überstehen konnte. Die Norische Überschiebung, das heißt nach heutigem Verständnis die basale Begrenzung des „altpaläozoischen Anteils der Grauwackenzone“ bzw. der Norischen Decke, wurde von CORNELIUS (1952) zunächst stets für alpidisch gehalten; erst Beschreibungen weiter westlich gelegener Abschnitte veranlassten ihn, „mit sehr großer Wahrscheinlichkeit“ doch ein variszisches Alter dafür anzunehmen.

Zwar ist innerhalb der Norischen Decke und deren Äquivalenten in der westlichen Grauwackenzone ein variszischer Internbau vorhanden (SCHÖNLAUB, 1979; BRYDA et al., 2014; HEINISCH et al., 2015), es bestehen aber keine Zweifel darüber, dass die gesamte Grauwackenzone während des Alpidischen Ereignisses entscheidend strukturell geprägt wurde und die Norische Überschiebung im Sinne von CORNELIUS (1952) eine alpidische Bewegungszone darstellt. Auch das Fehlen eines Grundgebirges in der Veitscher Decke verwundert niemanden mehr. In einer früheren Arbeit konnte gezeigt werden, dass zwischen Neuberg und Stübming neben der Norischen Überschiebung weitere Überschiebungen vorhanden sind, die miteinander verzweigen und bis an die Unterkante des Blasseneck-Porphyrroids hinaufreichen (NIEVOLL 1984). Bereits REDLICH (1913) vermutete, dass im Abschnitt Semmering–Veitsch zwischen Blasseneck-Porphyrroid und seiner Unterlage kein normaler Schichtverband, sondern eine „Dislokation“ vorliegt. CORNELIUS (1952) fügt weitere diesbezügliche Beobachtungen an und schließt vor allem wegen der zahlreichen Magnesitlinsen an der Basis des Blasseneck-Porphyrroids auf eine „größere Gleitbewegung des Porphyrroids über seine Unterlage von Silbersbergserie“, die während des alpidischen Ereignisses stattgefunden hat.

In der vorliegenden Arbeit wird die Tektonik der Norischen Decke zwischen der Präbichl-Formation und der Unterkante des Blasseneck-Porphyrroids beschrieben. Grundlage dafür ist eine geologische Neuaufnahme im Maßstab 1:10.000, die in den Jahren 1979 bis 1985 und 2010 bis 2015 durchgeführt wurde (Abb. 1). Die Beschreibung erfolgt in mehreren Abschnitten von NE nach SW, weil die Verhältnisse im NE im Bereich des Veitschbachgrabens den Schlüssel für das Verständnis der Tektonik bilden.

- Neuberg bis Tebrin
- Tebrin bis Brunnalm
- Brunnalm bis Almweg/Eisnerkogel
- Hinterhofgraben und Rotsohlalm
- Stübming und Brücklergraben
- Turntaler Kogel und Schottenkogel
- Aschbach–Niederlalm

Zum besseren Verständnis wurden 15 Profile angefertigt (Abb. 2).

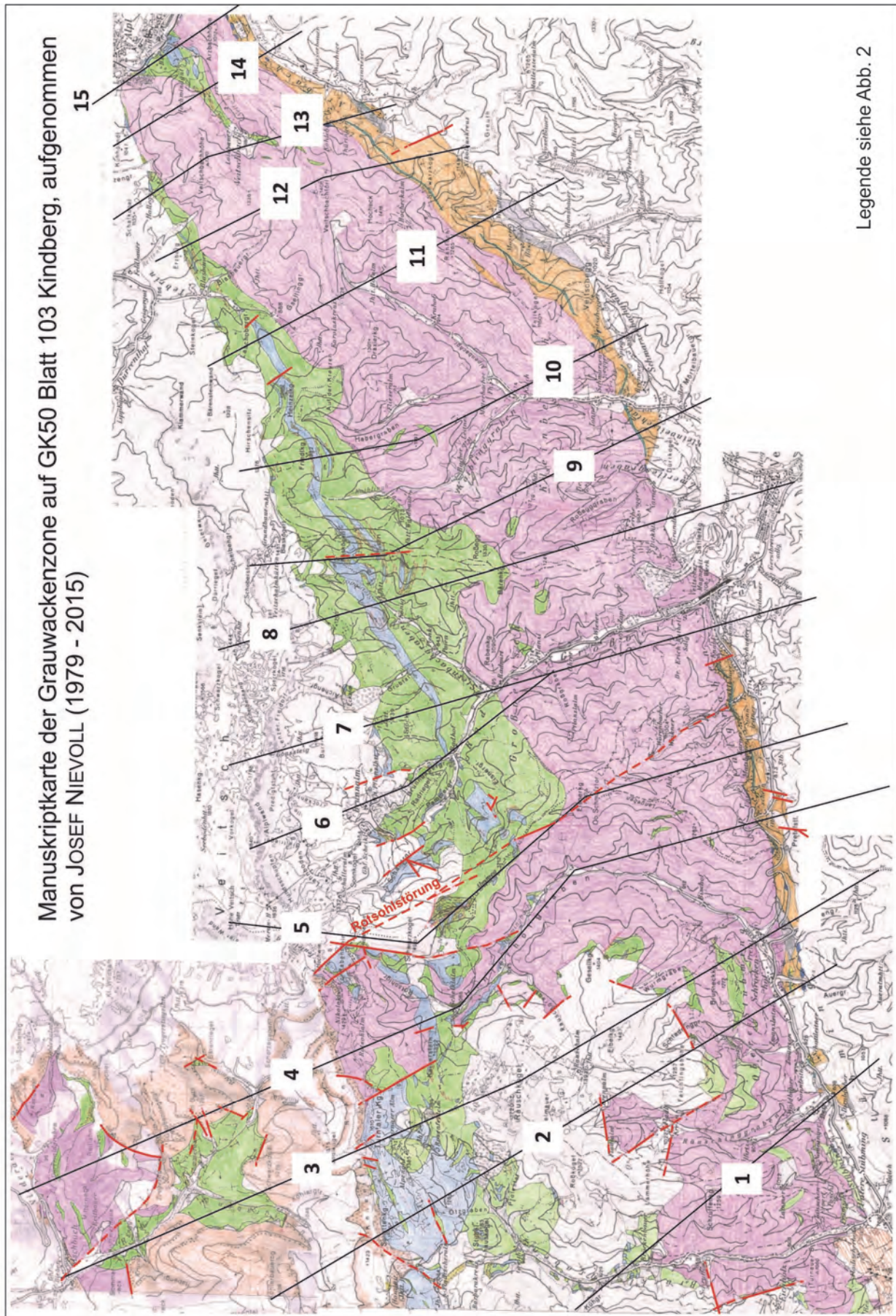


Abb. 1: Geologische Manuskriptkarte der Grauwackenzone auf GK50 Blatt 103 Kindberg.

Profile durch die Grauwackenzone auf Kartenblatt Kindberg

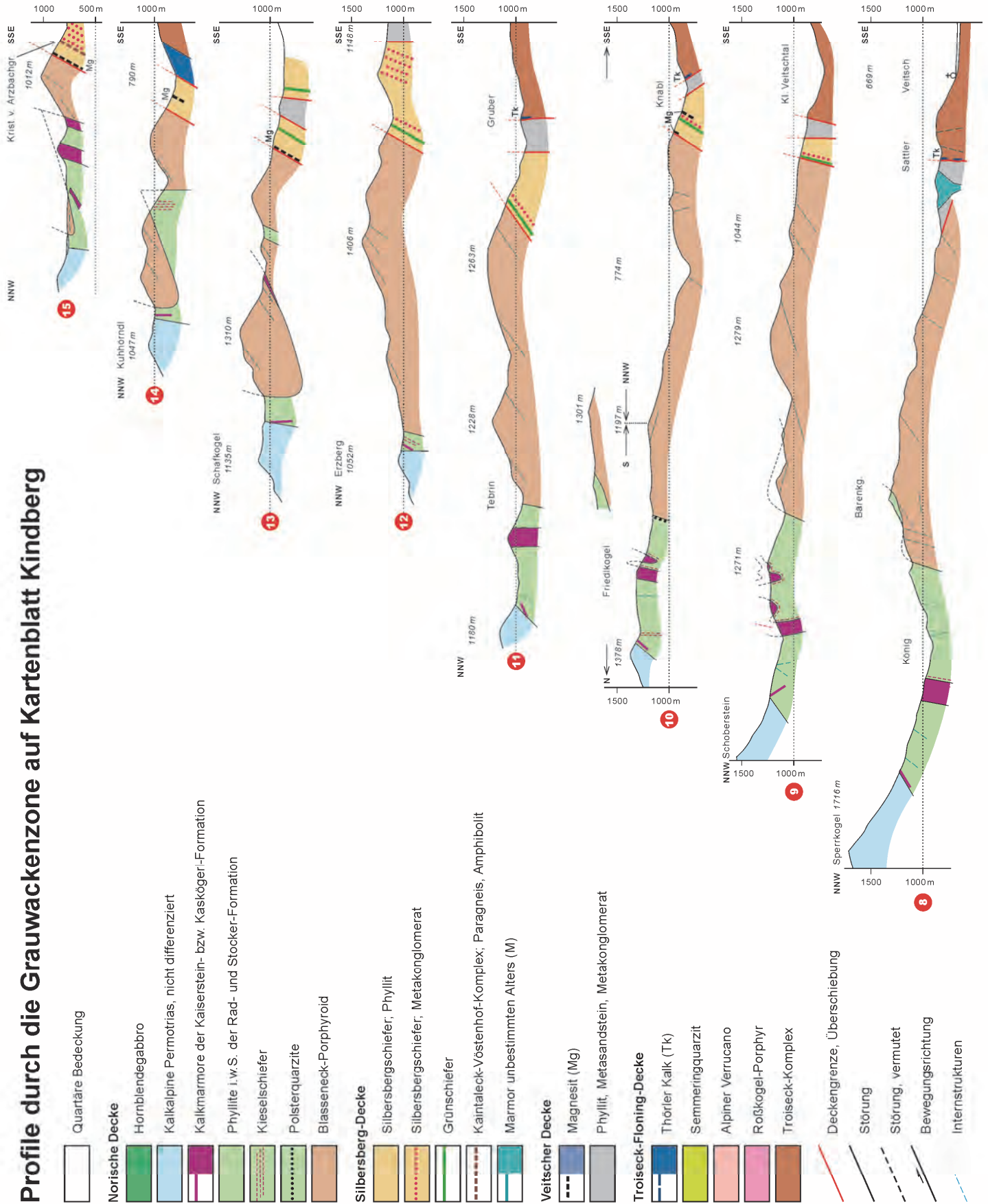
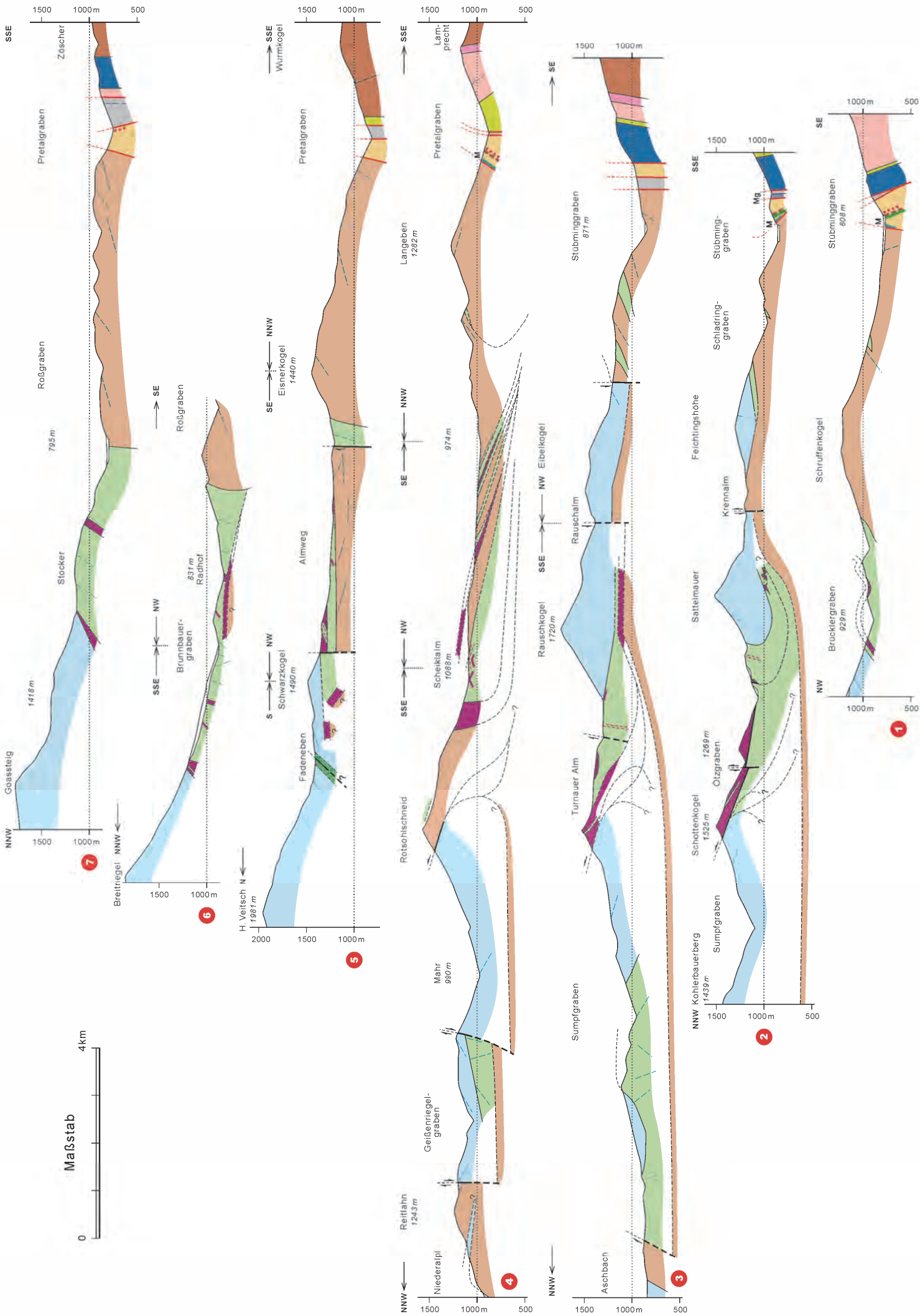


Abb. 2: Profile durch die Grauwackenzone auf GK50 Blatt 103 Kindberg. Die Lage der Profile ist aus Abbildung 1 zu entnehmen (Grafik: M. BRÜGGEMANN-LEDOLTER).



Neuberg bis Tebrin (Profile 13–15, Abb. 2)

Im Veitschbachgraben treten zwischen dem Blasseneck-Porphyroid der Arzbachhöhe im SW und der Veitschbachhöhe im NE Phyllite, kieselige Schiefer und massige Kalkmarmore zu Tage; nach SW nähern sich beide Porphyroidmassen an und vereinen sich im hinteren Veitschbachgraben (Abb. 3A) (Profil Nr. 13). Nach CORNELIUS (1952: 167) ist der Porphyroid der Veitschbachhöhe „auf einen starken Kilometer Breite nach N überfaltet“ (gesperrt im Original). Plausibler erscheint, dass vom rund 500 m mächtigen, steil NW-fallenden Porphyroid der Arzbachhöhe der Hangendanteil entlang der flach NNW fallenden Schieferungsflächen abgeschert und um 1,25 km nach NW verfrachtet wurde. Zwei Gründe sprechen für diese Interpretation:

- Während die Unterkante des Porphyroids der Veitschbachhöhe am Ostrand zum Müürztal hin flach nach Norden abfällt, stehen die kieseligen Schiefer darunter seiger; im Porphyroid selbst ist vereinzelt eine ältere, seiger stehende Schieferung erhalten.
- In der Verlängerung der Unterkante des Porphyroids der Veitschbachhöhe nach SW treten innerhalb des Porphyroids an zwei Stellen geringmächtige Einschüppungen von massigen Kalkmarmoren und Phylliten auf.

Die Nordgrenze der Norischen Decke fällt zwischen Neuberg und Tebrin (Kuhhörndl, Schafkogel) sehr steil nach NW bzw. steht seiger (Erzberg) (Profil Nr. 12). Es liegt nahe, diese Steilstellung auf den Vorschub des Porphyroids der Veitschbachhöhe nach NW zu erklären, wodurch sich ein alpidisches Alter für den Vorschub ergibt. Ein solches Alter wurde bereits von CORNELIUS (1952) erwogen, aufgrund der Annahme entsprechender Lagerungsverhältnisse im Untergrund des Rauschkogels rund 20 km weiter südwestlich aber nicht weiter verfolgt. Der Porphyroid der Veitschbachhöhe wird am Kuhhörndl von der Präbichl-Formation durch einen nur sehr schmalen Streifen von altpaläozoischen Phylliten und Kalkmarmoren (< 20 m) getrennt, der sich nach SW unter Beteiligung von kieseligen Schiefen auf 500 m verbreitert (Profil Nr. 14). Auch die beiden Porphyroidmassen der Arzbach- und Veitschbachhöhe legen nach SW konstant an Mächtigkeit zu und erreichen im oberen Veitschbachgraben Mächtigkeiten von 900 bzw. 500 m, gemessen jeweils senkrecht zu den dominierenden Schieferungsflächen (Profil 13). Diese Verbreiterung der Norischen Decke wird mit einem generellen flachen Abtauchen nach SW erklärt, was Einblick in zunehmend höhere Abschnitte gewährt.

Tebrin bis Brunnalm (Profile 7–12, Abb. 2)

Die Transgressionsfläche der Präbichl-Formation, die in der Tebrin noch seiger steht, verflacht sich nach SW zusehends; gleichzeitig weicht, entsprechend dem vorhin beschriebenen Abtauchen der Norischen Decke nach SW, der Blasseneck-Porphyroid immer weiter von der Kalkalpenbasis zurück. Zwischen Hirschensitz und den ehemaligen Johanni-Bauen östlich Brunnalm sinkt die Transgressionsfläche über eine Länge von 5 km, von 1.320 auf 1.140 m Seehöhe ab; dies entspricht einem Neigungswinkel von $2,1^\circ$. Die Ausbildung der Präbichl-Formation (CORNELIUS, 1936) spricht eher für eine nachträgliche Verkippung einer ursprünglich horizontalen Landoberfläche als für eine primäre Neigung. Die Kartierung ergibt keinen Hinweis für eine Verfaltung der Transgressionsfläche im großen Ausmaß, wenn auch in den Kalkmarmoren der Eckalm im Kern offener Falten mit NE-fallenden Achsen Siderit auftritt, der alpidisch mobilisiert worden sein dürfte. Diskordante Auflagerung der Präbichl-Formation ist mehrmals zu erschließen, z.B. nördlich vom Stocker, wo die flach N-fallende Transgressionsfläche seiger stehende altpaläozoische Quarzite und Kalkmarmore abschneidet (Profil Nr. 7). Für eine weitgehend ungestörte Auflagerung der Präbichl-Formation in diesem Abschnitt auf präalpidischem Untergrund sprechen auch die sehr seltenen Kalkmarmor-Komponenten in der Präbichl-Formation im Bereich der ehemaligen Johanni-Baue (Abb. 3B).

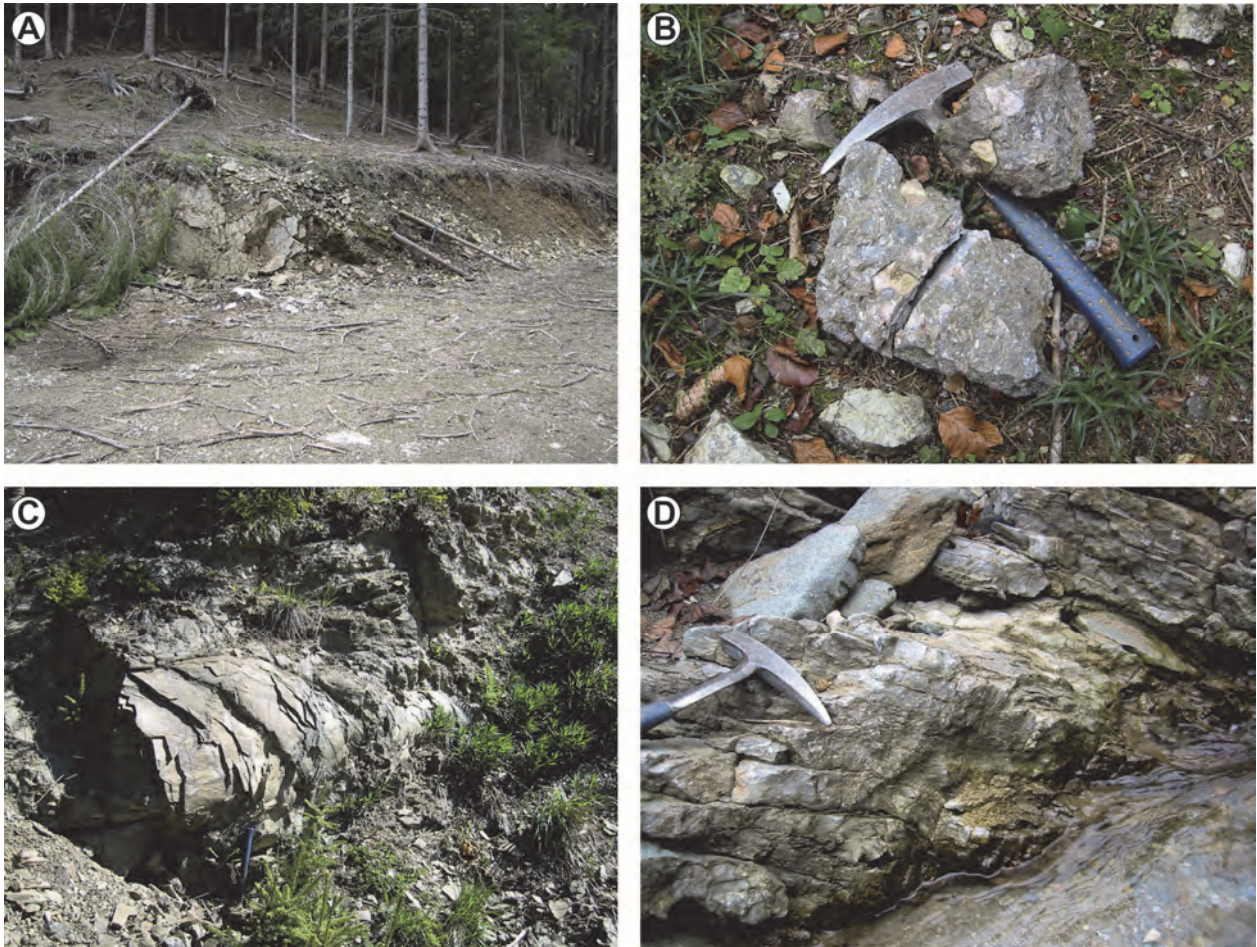


Abb. 3: **A)** Massiger Kalkmarmor als geringmächtige Einschuppung im Blasseneck-Porphyroid (Veitschbach, Rücken 500 m SW Loisbauer, 1.170 m Seehöhe). **B)** Brekzie der Präbichl-Formation mit hellgrauen Kalkmarmor-Komponenten (ehemalige Johanni-Baue, 1 km östlich Wh. Pflanzhütte). **C)** Präalpidisch mehrphasig deformierte quarzitische Phyllite der Rad-Formation (Kaiblinggraben, 600 m SSW Friedlkogel). **D)** Isoklinale Falte in einer geringmächtigen Einschuppung von Kalkmarmoren im Blasseneck-Porphyroid (Hinterhofgraben, 1.020 m Seehöhe).

In der Norischen Decke setzen südwestlich Tebrin an einer Querstörung gebänderte Kalkmarmore ein, die sich in Streichrichtung über 14 km durchgehend verfolgen lassen und erst an der großen Störung, die den Almweg quert (Rotsohlstörung bei CORNELIUS, 1952), abgeschnitten werden (Profil Nr. 5). Diese als Kaskögerl-Marmore bezeichneten Gesteine trennen die durch saure bis intermediäre Vulkanite sowie Sandsteine und Quarzite charakterisierte Stocker-Formation von der Rad-Formation, die aus Feinklastika besteht und an mehreren Stellen eine schlecht erhaltene Makrofauna führt. Betreffend die stratigrafische Stellung der Stocker-Formation sei an dieser Stelle auf frühere Arbeiten verwiesen (NIEVOLL, 1987, NIEVOLL et al., 2012, NIEVOLL & SUTTNER, 2016). Die Kaskögerl-Marmore sind nach zumeist flach SW-, seltener auch flach NE-fallenden Achsen verfaltet, die meist offenen Falten gehen vom cm-Bereich bis in den Zehnermeter-Bereich. Typische Beispiele sind z.B. an den Forstwegen am Westabhang des Kaskögerls aufgeschlossen. Die dazugehörige Achsen-ebenen-schieferung löscht auch bei starker Ausprägung die sedimentäre Schichtung und erste Schieferung nie vollständig aus. Eine dritte Schieferung, eher bruchhaft und von deutlich geringerer Intensität, kann lokal beobachtet werden. In der Rad- und der Stocker-Formation sind die grundsätzlich gleichen Gefügeelemente anzutreffen, wenn auch die Falten materialbedingt kleiner dimensioniert sind und vor allem in Phylliten oft nicht mehr zu entscheiden ist, wie weit eine sedimentäre Schichtung erhalten ist. Diese Gefügeelemente sind in dieser Mehrphasigkeit bzw. Intensität in der Präbichl-Formation nicht vorhanden und werden daher als präalpidisch betrachtet (Abb. 3C).

Der Blasseneck-Porphyroid selbst bildet zwischen Veitschbachtörl und Großveitsch auf der Karte ein einheitliches Areal, ohne tektonische Einschaltungen von Marmoren oder Phylliten, die eine Verfolgung der Unterkante des Porphyroidflügels der Veitschbachhöhe nach SW erlauben würden (Profile Nr. 7–11). Dennoch wird angenommen, dass die im vorigen Kapitel beschriebene Überschiebung sich in ähnlichem Ausmaß nach SW fortsetzt (siehe dazu auch CORNELIUS, 1952). Die Mächtigkeit des Porphyroids im Querschnitt Friedlkogel–Veitschegg erreicht > 1.700 m, gemessen senkrecht zur vorherrschenden Schieferung, bzw. > 500 m, abgeleitet aus der Topografie in Kleinveitsch. Die flache Auflagerung der Rad-Formation auf dem Porphyroid von Auf der Kreuzen und am Roßegg kontrastiert zum steilen NW-Fallen im Tebrin- und Kaiblinggraben sowie am Ausgang des Steinbachgrabens und macht deutlich, dass der Porphyroid nicht als eine einzige, mittelsteil nach NW fallende Platte aufgefasst werden darf; vielmehr dürfte er in seiner nordwestlichen Hälfte als flache Platte mit steil abtauchender Stirn die Rad-Formation unterlagern (Profil Nr. 8).

Brunnalm bis Almweg/Eisnerkogel (Profile 5–6, Abb. 2)

Dieser rund 2 km breite Streifen stellt einen strukturellen Übergangsbereich zum westlich anschließenden Bereich Hinterhofgraben und Rotsohlalm dar. Der Blasseneck-Porphyroid und die überlagernde Rad-Formation setzen sich über das Großveitschtal bis zum Eisnerkogel fort, ebenso sind Vulkanite der Stocker-Formation bis zum Almweg an mehreren Stellen zu finden. Doch tauchen am Radriegel und an der Zufahrt zur Schalleralm geringmächtige und im Streichen nicht weit verfolgbare gebänderte Kalkmarmore auf, die untypisch sind für die Stocker-Formation und aller Wahrscheinlichkeit nach tektonisch eingeschaltet sind. Weiters kommen im Brunnbauer- und Pammergraben Kalkmarmore zum Vorschein, die mit den gebänderten Kaskögerl-Marmoren nicht in Verbindung stehen und weder lithologisch noch lagerungsmäßig zu diesen passen. Sie werden als Kaiserstein-Marmore bezeichnet, sind überwiegend massig ausgebildet, bilden hier eine mehr oder weniger zusammenhängende, horizontal liegende Platte und werden von steil NNW bis NW-fallenden Phylliten überlagert; sie setzen sich in den massigen Kalkmarmoren des Schallergrabens und des Rabensteins fort.

Den augenfälligsten Unterschied zum Abschnitt Tebrin bis Brunnalm bildet jedoch der Kontakt zwischen präalpidischem Untergrund und der Kalkalpenbasis. Ab etwa der Störung, welche die ehemaligen Johanni-Baue im Westen abschneidet (ROSSIWALL, 1860), ist dieser Kontakt tektonisch überprägt und an Querstörungen vertikal verstellt: von 1.140 m Seehöhe im Bereich der ehemaligen Johanni-Baue springt er im Aushub hinter dem Lawinendamm auf der Brunnalm auf 1.210 m Seehöhe; zwischen Gasthof Scheikl und Schallergraben ist die Präbichl-Formation auf einer Breite von 250 m auf 1.000 m Seehöhe abgesenkt, um im Schallergraben selbst erneut auf 1.200 m Seehöhe anzusteigen. Am Schwarzkogel, bereits westlich der großen Störung, die den Almweg quert, liegt der Kontakt zur Präbichl-Formation auf 1.350 m Seehöhe, letztere im Meterbereich nach mittelsteil gegen NNE fallenden Achsen verfalltet. Diese intensive bruchhafte Tektonik wird sich zweifellos ins überlagernde kalkalpine Gebirge fortgesetzt und zu dessen Abtragung im Bereich der heutigen Brunnalm beigetragen haben.

Die Kaskögerl-Marmore vom Geländerücken südwestlich Radhof bilden ab einer Seehöhe von 1.180 m keine geschlossene Einheit mehr, sondern lösen sich in einzelne Schollen auf, die im flachen Waldgelände nordwestlich des Eisnerkogels freilich nur schematisch abzugrenzen sind. Diese Schollen, die wie in den Gipfelregionen des Friedlkogels und Kaskögerls weiter im Nordosten vermehrt kieselige Einschaltungen enthalten und von kieseligen Schiefen begleitet werden, finden lithologisch und lagerungsmäßig ihr Entsprechen in den vorhin beschriebenen Kalkmarmoren und kieseligen Schiefen am Südostfuß des Schwarzkogels (Profil Nr. 5).

Hinterhofgraben und Rotsohlalm (Profil 4, Abb. 2)

Die Störung über den Almweg, von CORNELIUS (1952) als Rotsohlstörung bezeichnet, bringt eine grundlegende Änderung im Bau der Norischen Decke mit sich. Der Blasseneck-Porphyroid, quasi das Rückgrat der Norischen Decke auf GK 50 Blatt 103 Kindberg, taucht nicht mehr steil NW-fallend unter die Rad-Formation ab, sondern setzt sich auf der Ostseite des

Hinterhofgrabens sehr flach nach Norden fallend bis zur Scheiklalm fort und überschiebt mindestens 2 km weit Kalkmarmore und Phyllite; zählt man den Porphyroid der Rotsohlalm hinzu, der in Gesteine der Prächl-Formation hineingefahren ist bzw. diese überfahren hat (siehe unten), und projiziert man die Oberkante des Porphyroids von jenseits der Störung über den Almweg herein, vergrößert sich die Überschiebungsweite des Porphyroids über stratigrafisch jüngere Einheiten auf 4,5 km. Addiert man den 1,25 km weiten Vorschub des Porphyroids westlich Neuberg, ergibt sich ein Überschiebungsbetrag nach NW von insgesamt 5,75 km auf einer Breite von ca. 2 km.

Die Störung über den Almweg wird dementsprechend als seitliche Begrenzung des nach NW vorgeschobenen Porphyroids betrachtet; sie wird auch für das oben beschriebene Umbiegen der Kaskögerl-Marmore vom Geländerücken SW Radhof und das Auflösen in einzelne Schollen verantwortlich sein.

Auf der Scheiklalm (Kote 1.088 m) kommen unter dem Porphyroid gebänderte Kalkmarmore, Phyllite und kieselige Schiefer zum Vorschein; in letzteren ist eine ältere Schieferung erhalten, die durch die dominierende jüngere Schieferung sigmoidal gegen NW geschleppt ist. Der Porphyroid seinerseits wird zu beiden Seiten des Hinterhofgrabens von massigen Kaiserstein-Marmoren überlagert. Auf der SW-Seite des Hinterhofgrabens ist der Porphyroid mit 50 m weniger als halb so mächtig wie auf der NE-Seite. Die Kalkmarmore der SW-Seite ziehen in den Hinterhofgraben hinunter und werden bei der Einmündung des Rauschgrabens erneut von Blasseneck-Porphyroid überlagert; sie lassen sich als geringmächtige Einschuppung im Porphyroid gemeinsam mit Phylliten 1,5 km weit nach SE im Bachbett verfolgen. Die massigen Kalkmarmore auf der NE-Seite hingegen werden durch die N–S verlaufende Störung westlich des Schwarzkogels abgeschnitten. Der NW–SE-verlaufende Ast des Hinterhofgrabens folgt einer seiger stehenden bzw. steil nach SW einfallenden Störung, was den unterschiedlichen Bau der beiden Grabenseiten wenigstens teilweise erklären mag (Abb. 3D).

Der Porphyroid der Rotsohlalm wird von jenem des Hinterhofgrabens durch eine Reihe von gegeneinander verkippter Schollen von Kaiserstein-Marmoren und einem schmalen Streifen von Phylliten getrennt. Im Rotsohlgraben treten an mehreren Stellen zwischen Marmoren und dem Porphyroid bzw. innerhalb des Porphyroids violette Schiefer auf, die ihrem Habitus nach als Werfener Schiefer angesprochen werden. Dies erscheint nicht ungewöhnlich, sind doch am Nordabfall der Rotsohlalm neben Quarzkonglomeraten auch Werfener Schiefer in den Porphyroid eingeschuppt. Wie im Hinterhofgraben ist die Mächtigkeit des Porphyroids keineswegs konstant: wo er im Westen an die Kalkmarmore des Turntaler Kogels grenzt, ist er an seiner Stirn ca. 80 m mächtig; am Geländerücken westlich der Rotsohlalm und zum Rabenstein hinauf ist er 160 m mächtig; auf der Nordseite des Rabensteins ist er auf < 50 m ausgedünnt, kommt aber unter 100 m Prächl-Formation und Werfener Sandsteinen ein zweites Mal ca. 50 m mächtig zum Vorschein.

Die Phyllite, die im Liegenden des Porphyroids gemeinsam mit geringmächtigen gebänderten Kalkmarmoren und kieseligen Schiefen von der Scheiklalm hinauf zum Nordfuß des Rauschkogels ziehen, werden wegen der teilweise reichen Fossilführung der Rad-Formation zugeordnet. Dass die recht reinen und z.T. auch grobkörnigen Quarzite südlich vom Kaiserstein Teil der Stocker-Formation sind, ist wenig wahrscheinlich. Zum einen fehlen hier saure Vulkanite und Tuffite und zum anderen ist keine Wechsellagerung mit Phylliten gegeben. Ähnlich ausgebildete Quarzite liegen ca. 2 km weiter nordwestlich zwischen Turnauer Alm und Rotsohlalm nach Lesesteinen unmittelbar auf Blasseneck-Porphyroid. Diese sind demnach als Polsterquarzit einzustufen.

Am Gesellkogel und seinem Vorberg im SE erinnern die geringmächtigen Kalkmarmore und kieseligen Schiefer an die Kaskögerl-Marmorschollen, die beiderseits der Störung über den Almweg in geringer Entfernung der Oberkante des Blasseneck-Porphyroids in Phylliten auftreten. Erwähnt seien noch die Einschaltungen quarzitischer Phyllite innerhalb des Porphyroids am Westabhang der Langeben in den Hinterhofgraben hinunter; auf 1.180 m Seehöhe sind durch einen Forstweg einige Blöcke Kalkmarmore aufgeschlossen, die sich jedoch im Waldgelände ober- und unterhalb nicht verfolgen lassen. Positionsmäßig könnten die Phyllite und Kalkmarmore den Einschaltungen im oberen Veitschbachgraben entsprechen, die dort eine tektonische Zweiteilung des Porphyroids markieren.

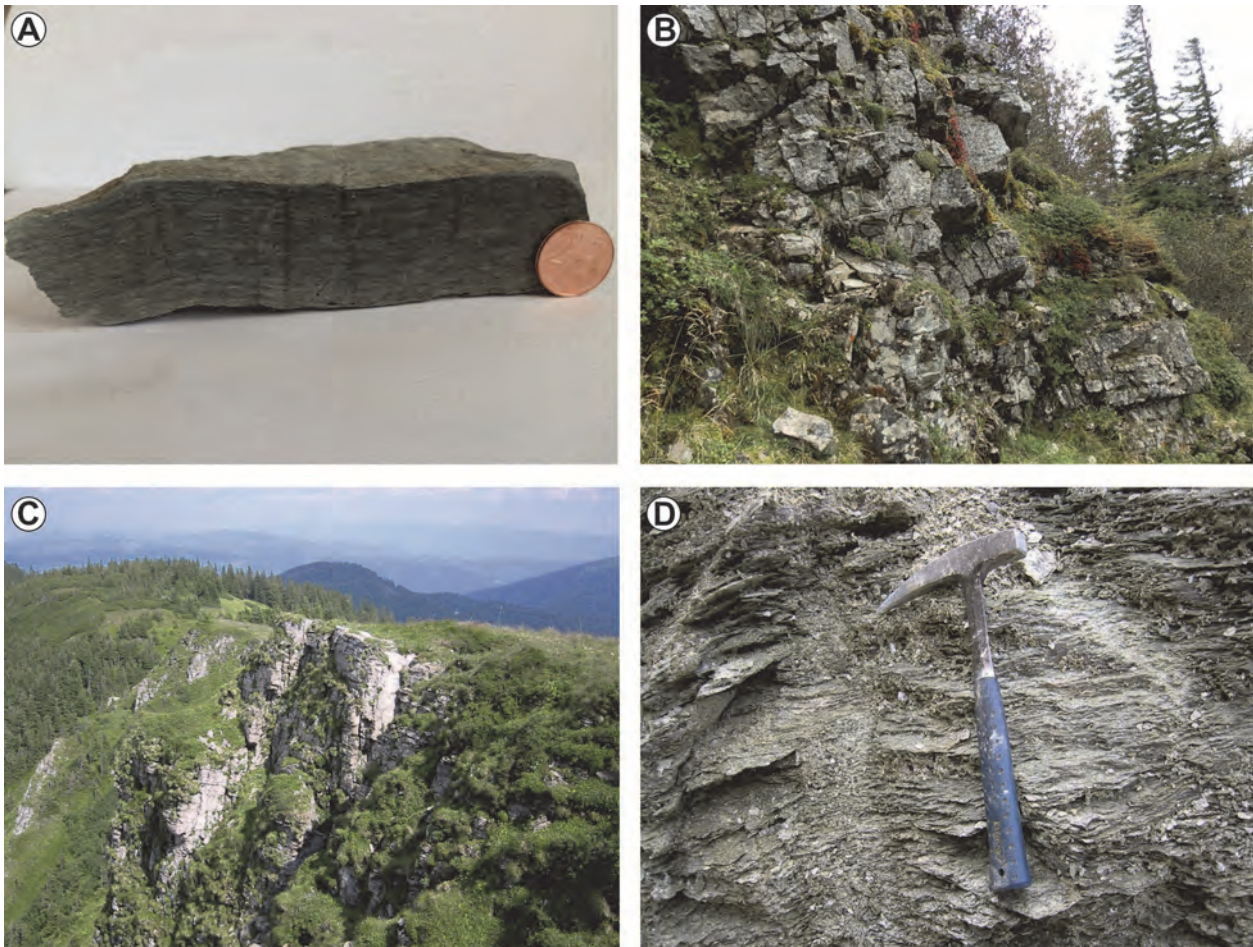


Abb. 4: **A)** Mylonitischer Blasseneck-Porphyr (anpoliertes Handstück, 200 m NE Unterschein, Pretalgraben). **B)** Steil NW fallende gebankte Kalkmarmore werden von einer flach nach SW fallenden Schieferung zerschert (alter Tagbau am Nordabfall des Schottenkogels, 1.490 m Seehöhe). Die Überschiebung der Marmore auf Präbichl-Konglomerat auf ca. 1.460 m Seehöhe verläuft parallel dieser Schieferungsflächen. **C)** Flach nach SE fallende Kaiserstein-Marmore am Turmtaler Kogel und Steilabbruch nach Norden. **D)** Blasseneck-Porphyr blättert entlang engständiger, sehr flach nach NNE fallender Schieferungsflächen auf (Aschbacher Rotsohlgraben, 1.285 m Seehöhe).

Die Unterkante des Blasseneck-Porphyr am Südrand der Norischen Decke bleibt von der Störung über den Almweg gänzlich unberührt; sie zieht mit bemerkenswerter Kontinuität von Großveitsch über den Pretalsattel in den Stübminggraben, so als ob ein fertiger Internbau der Norischen Decke – samt den auflagernden Kalkalpen – über ein Polster aus Kristallinschuppen des Kaintaleck-Komplexes, Verrucanoschiefern (die Silbersbergserie *sensu* CORNELIUS 1952), Klastika und Karbonaten der Veitscher Decke und der permotriassischen Bedeckung des Troiseck-Kristallins transportiert worden wäre. Der Porphyroid weist in seinen untersten Anteilen mylonitisches Gefüge auf, ist aber durch die Quarzeinsprenglinge unschwer von unterlagernden Einheiten zu unterscheiden (Abb. 4A).

Stübming und Brücklergraben (Profile 1–3, Abb. 2)

In diesem Bereich sind an der Basis des Blasseneck-Porphyr gehäuft Schuppen von Kristallin des Kaintaleck-Komplexes vorhanden. Dazu gehören die erstmals von CORNELIUS (1941) beschriebenen auffälligen Granatamphibolite beim Gehöft Zwanzgen (Kote 826 m) in der Stübming; nach SW folgen im Streichen diaphthoritische Gneise und Grünschiefer (Zufahrt Schattleitner), wobei die Grünschiefer auch nördlich des Stübmingbaches am Fuß der Niederterrasse aufgeschlossen sind. Am Ausgang des Räuschinggrabens sind teils Geröll führende Silbersbergschiefer unter dem Porphyroid aufgeschlossen, an der Geländekante

südlich Gehöft Derv geringmächtige Kalkmarmore (Profil Nr. 1). Westlich Gehöft Dirnbacher kommt schließlich eine nach SE überkippte Kristallinlinse zum Vorschein, die, ähnlich wie beim Zwanzen, eine Position unterhalb des Porphyroids einnimmt; weiter nach Südwesten fehlen Aufschlüsse des Kaintaleck-Komplexes.

Zwischen Wurm- und Rauschinggraben wird der Blasseneck-Porphyroid samt seinen Phyllit- und Quarziteinschaltungen und einer geringmächtigen Überdeckung aus Phylliten, kieseligen Schiefen und gebänderten Kalkmarmoren durch die kalkalpinen Sedimenten des Eibelkogels und der Feichtingshöhe auf einen verhältnismäßig schmalen Streifen beschränkt; ein NW–SE-Profil durch Zwanzen (Kote 826 m) umfasst ca. 240 m Porphyroid, ca. 30 m Phyllite und quarzitisches Phyllite, ca. 50 m Porphyroid sowie ca. 60 m Phyllite und kieselige Schiefer. Eine ungestörte Überlagerung durch die Präbichl-Formation scheint nur am Südabhang der Feichtingshöhe vorzuliegen; im Schladinggraben östlich davon grenzen Werfener Schiefer entlang einer NE–SW verlaufenden Störung an Porphyroid. Die teils sehr reinen und grobkörnigen Quarzite, die am S-Abhang des Brunneckkogels auf 1.100 m Seehöhe über einen Kilometer im Streichen auftreten, erinnern an die oben beschriebenen Quarzite vom Kaiserstein und der Rotsohlalm. Wenn dieser makroskopische Befund zutrifft, würde sich für die Quarzite vom Brunneckkogel und jene vom Kaiserstein und Rotsohlalm ein Versetzungsbetrag von ca. 5 km ergeben, entlang einer NW–SE verlaufenden Störung – eventuell das Gegenstück der großen Störung über den Almweg.

Am Westabhang der Feichtingshöhe setzen sich die Phyllite über dem Porphyroid nicht fort, Präbichl-Formation überlagert direkt Blasseneck-Porphyroid. Im oberen Rauschinggraben ist der Porphyroid entlang von NW–SE bzw. ENE–SSW verlaufenden Störungen um rund 200 m herausgehoben, während am Rücken zwischen den Gehöften Krenn und Fladl Werfener Schiefer 160 m keilförmig in Porphyroid eingesenkt sind. Am Südabhang der Lammerhöhe und weiter nach Westen in den Brücklergraben hinunter treten störungsbedingte Verkippungen dieser Art nicht mehr auf, die Unterkante der kalkalpinen Sedimente fällt flach bis mittelsteil nach Nordwest. Auf der Lammerhöhe überlagern Werfener Schiefer und Sandsteine Blasseneck-Porphyroid, am Westabhang der Lammerhöhe Werfener Schiefer und kalkige Werfener Schiefer Phyllite; nordöstlich vom Brückenbauer überlagert Präbichl-Formation Phyllite und gebänderte Kalkmarmore (Profil Nr. 1). Auf der Westseite des Brücklergrabens liegt zwischen Brückenbauer und Schruffen Präbichl-Formation auf Phylliten, allerdings in wesentlich tieferer Lage als auf der Ostseite. Auch die Oberkante des Porphyroids liegt westlich Schruffen um mindestens 240 m tiefer als auf der Ostseite des Brücklergrabens; daran ändert auch die Störung südwestlich Schruffen nicht viel, an der Porphyroid im Südteil um 60 m herausgehoben ist. Eine weitere Störung, diesmal NNW–SSE verlaufend, senkt Werfener Schiefer bis zum Gehöft Eichholz ab. Vom Blasseneck-Porphyroid, der am Schruffenkogel über 450 m mächtig ist, sind am Turnauer Berg nur noch etwa 150 m aufgeschlossen. Die beiden kleinen Vorkommen von gebänderten Kalkmarmoren südlich Eichholz werden, wie die Kalkmarmore vom Gesellkogel, vom Porphyroid nur durch geringmächtige Phyllite getrennt; allerdings werden sie hier offenbar nicht von kieseligen Schiefen begleitet.

Die Nordseite der Unteren Stübming wird von Phylliten und feinkörnigen quarzitischen Schiefen bis Quarziten aufgebaut, die der Gerichtsgraben-Formation zugeordnet werden und denen an zwei Stellen geringmächtige Kalkmarmore eingeschaltet sind (Zufahrt Nauninger bzw. nördlich Kote 768 m). Ob die Gesteine, die in den beiden Gräben nördlich Turnau zwischen Neogen und den Phylliten und Quarziten aufgeschlossen sind, tatsächlich als Blasseneck-Porphyroid anzusprechen sind, ist nicht gesichert; in Dünnschliffen konnten jedenfalls keine eindeutigen Relikte höher metamorpher Mineralien im sehr stark durchbewegten Gefüge gefunden werden, die eine Zuordnung zum Kristallin des Kaintaleck-Komplexes erlaubt hätten.

Die von CORNELIUS (1952) beschriebene Überfaltung der Phyllite durch Blasseneck-Porphyroid beim Brückenbauer konnte nicht bestätigt werden: auf der östlichen Grabenseite zieht der Porphyroid von der Lammerhöhe steil nordfallend unter die Phyllite beim Brückenbauer hinein; auf der westlichen Grabenseite ergibt sich nördlich Schruffen eine flach N-fallende Auflagerung der Phyllite auf Porphyroid (Profil Nr. 1). Vom Brückenbauer nach Norden bis zur Einmündung des Kühgrabens korrespondieren die beiden Grabenseiten wieder besser: auf beiden Seiten stecken in den Phylliten ungefähr auf gleicher Höhe geringmächtige, um NE–SW streichende

Achsen verfaltete Kalkmarmore; offene Falten mit Amplituden im Dezimeter- bis Meterbereich sind auch in quarzitischen Phylliten zu beobachten. Ähnlich orientiert ist die flache Einmuldung der kalkalpinen Gesteine vom Roßkogel, Sattelmauer und Rauschkogel in die Norische Decke: zwischen Hinterhof- und Brücklergraben weist die Grenze zwischen dem prävariszischen Untergrund und den permomesozoischen Abfolgen der Kalkalpen auf einer Länge von 3,5 km eine Höhendifferenz von 360 bis 420 m auf, woraus sich ein Einfallen der Achse der Einmuldung von 5,9 bis 6,8° nach SW errechnen lässt.

Rund 2 km weiter im Süden stellt im Rauschinggraben die Feichtingshöhe eine ebenfalls nach SW abtauchende flache Einmuldung kalkalpiner Sedimente in den prävariszischen Untergrund dar (CORNELIUS, 1952). Auf Höhe Fladl reichen hellgraue, gebankte Dolomite bis auf eine Seehöhe von 1.150 m herunter, während auf gleicher Höhe am Ostabfall Quarzkonglomerate der Präbichl-Formation angetroffen werden. Auch hier ist die Einmuldung der kalkalpinen Gesteine in den präalpidischen Untergrund weniger tiefgehend als man aus den Lagerungsverhältnissen in den kalkalpinen Gesteinen erwarten würde (Profil Nr. 2).

Die wenigen Lesesteine von recht eindeutigem Blasseneck-Porphyroid in der Forstwegböschung 330 m SSW Kote 929 im Brücklergraben wären „übergangen“ worden, hätte sie nicht bereits CORNELIUS (1952) erwähnt; am stark mit Hangschutt überrollten Gegenhang konnte nichts Gleichwertiges gefunden werden.

Zwischen Kühgraben und Greith bilden auf der westlichen Grabenseite Kalkmarmore kleinere Felsen im Wald, am stark überrollten Gegenhang sind nur punktuell Phyllite aufgeschlossen.

Schottenkogel und Turntaler Kogel (Profile 2–3, Abb. 2)

Am westlichen Blattrand sind die Kaiserstein-Marmore nördlich Fladischeralm gegenüber dem Schottenkogel um > 100 m abgesenkt, vermutlich entlang des Grabens, der von Kote 1.084 m nach NE bis hinauf zur Einsenkung westlich Schottenkogel verläuft. Unterlagert werden in diesem Graben die Marmore bis auf eine Höhe von 1.165 m von Phylliten, ab 1.180 m von Konglomeraten der Präbichl-Formation. Am Schottenkogel weisen die Kaiserstein-Marmore eine Mächtigkeit von ca. 130 m auf, gemessen senkrecht zur dominierenden, flach nach SE fallenden Schieferung; ältere Flächen, wahrscheinlich die sedimentäre Bankung, sind steil SE- bzw. NW-fallend am Gipfel des Schottenkogels und im alten Tagbau am Nordabhang zu beobachten (Abb. 4B). Die Phyllite am Südabhang des Schottenkogels überlagern die Marmore und lassen sich nur nach Nordosten verfolgen, wo sie vom westlichen Ausleger der Marmore vom Turntaler Kogel überlagert werden. Setzt man diese Phyllite mit jenen gleich, die am Forstweg südöstlich der Handhütte auf 1.300 m Seehöhe aufgeschlossen sind und die sich – stark durch Hangschutt überrollt – auf der markanten Verebnung nach Westen in Richtung Göriacher Alm fortsetzen, ergibt sich zwischen den Marmoren des Schottenkogels und nördlich Fladischeralm ein Versatzbetrag von rund 140 m – eine gute Übereinstimmung mit dem oben aus der Unterkante der Marmore ermittelten Betrag. Im SE vorgelagert ist dem Schottenkogel ein weiterer Zug von Kaiserstein-Marmoren, ebenfalls flach nach SE einfallend, der den morphologisch auffälligen Rücken mit der Kote 1.269 m aufbaut und als tektonische Wiederholung des Schottenkogelzuges gedeutet wird (Profil Nr. 2).

Am Nordwestabhang des Rauschkogels erscheint am ehesten folgende Interpretation zuzutreffen: als liegendstes Element treten Phyllite auf, die im Waldgelände westlich Fh. Greith reichlich Fossilabdrücke führen und daher der Rad-Formation zugeordnet werden. Darüber folgt eine Reihe von Schollen des Typus Kaskögerl-Marmore, die einerseits im Brückler- und Greithgraben auf der Westseite zu Tage treten, andererseits die Felstürme nördlich vom Prolestal aufbauen. Positionsmäßig würden auch die Marmore vom Stübelhauskogel dazu passen, doch sind zumindest die Kalkmarmore im Gipfelbereich nicht direkt vergleichbar, in dem sie reich an Fe₂O₃ und MnO sind (13,8 bzw. 7,2 %) und damit an die Situation am Friedlkogel und Kaskögerl mit ihren Manganvererzungen erinnern. Über diesen Marmorschollen folgen Phyllite, denen geringmächtige Quarzite, karbonatische Sandsteine und saure Vulkanite eingeschaltet sind. Letztere umfassen kristallreiche Tuffe, Lapilli- und Aschentuffe und können vom Waldrücken östlich vom Fh. Greith nach NE bis zum Wanderweg am Nordfuß des Rauschkogels verfolgt werden.

Diese Gesteinsabfolge weist eine Mächtigkeit von 300 bis 400 m auf und wird der Stocker-Formation zugeordnet. Darüber folgt erneut eine Reihe von Kalkmarmorschollen, ganz so wie am Südfall der Hohen Veitsch. Als Besonderheit ist vom Nordwestabhang des Roßkogels zu erwähnen, dass unterhalb der Kalkalpenbasis auf 1.240 m Seehöhe neben Kalkmarmor Blasseneck-Porphyrroid in einer Mächtigkeit von 10 bis 15 m aufgeschlossen ist – vom Porphyrroid der Fladalm südöstlich des Roßkogels nur 1,25 km entfernt.

Zwischen Hochwiese und dem westlichen Blattrand sind Kaiserstein-Marmore und Blasseneck-Porphyrroid auf einer Breite von 5 km Gesteinen der Präbichl-Formation aufgeschoben (Profil Nr. 4). Im Graben, der von der Fladischeralm (Kote 1.084 m) nach NE ansteigt, liegen auf 1.180 m Seehöhe mittelsteil SE-fallend Kalkmarmore auf Quarzkonglomeraten der Präbichl-Formation. Am Westabhang des Schottenkogels kommt am neuen Forstweg die Grenze zwischen Marmoren und siliziklastischer Präbichl-Formation auf 1.385 bis 1.390 m Seehöhe zu liegen. Zwischen beiden Einheiten treten in der Böschung auf mehreren Metern lose Blöcke aus Rohwand und Kalkbrekzien, beide wahrscheinlich tektonischen Ursprungs, auf. Am Nordabfall des Schottenkogels sind Kalkmarmore auf ca. 1.450 m Seehöhe Quarzkonglomeraten der Präbichl-Formation überschoben. Gegen Osten schalten sich im Knieriffel zwischen Präbichl-Formation und Kalkmarmoren stark zerdrückte Phyllite ein; die Überschiebungsfläche liegt hier auf ca. 1.400 m Seehöhe. Obwohl am Schottenkogel selbst steiles NW- und SE-Fallen gemessen werden kann (siehe oben), ist ein Abtauchen der Marmore unter die Präbichl-Formation, wie von CORNELIUS (1952) beschrieben, mit dem Verlauf der lithologischen Grenzen unvereinbar. Zudem fallen die Quarzkonglomerate und Grobsandsteine im Knieriffel flach nach SW bis SE ein, ungefähr parallel zur Überschiebungsfläche der Marmore. Noch deutlicher ist die Überschiebung der Marmore über Präbichl-Formation am Turntaler Kogel erkennbar: am Gipfel (1.610 m Seehöhe) sehr flach nach SE einfallende Marmore; 200 m weiter nördlich am Nordabfall auf 1.470 m Seehöhe erste Lesesteine von Quarzkonglomeraten und am Forstweg auf 1.330 m Seehöhe dann sehr flach nach NE fallende, hellbraune Sandsteine (Abb. 4C). CORNELIUS (1939: 160) lag also richtig, wenn er die „Turntaler Antiklinale“ als ausgesprochen unsymmetrisch und „wahrscheinlich auf einem guten Teil ihrer Erstreckung sogar gegen N überschoben oder überkippt“ beschrieb (Profil Nr. 3).

Die Marmore des Turntaler Kogels werden von einer NW–SE verlaufenden Seitenverschiebung abgeschnitten, die sich nach SE bis zur Einsattelung westlich Kaiserstein verfolgen lässt. Ein vertikaler Versetzungsbetrag des bei CORNELIUS (1952) N–S verlaufenden Turntaler Bruches von hunderten von Metern ist nach Aufgabe der Hypothese der „Turntaler Antiklinale“ nicht notwendig; auch erübrigt sich mit der Überschiebungstektonik das Argument eines vorpermischen Alters des Bruches. Der Blasseneck-Porphyrroid östlich dieser Seitenverschiebung fällt sehr flach nach NE bis NNE ein; gleiches Einfallen ist in den unterlagernden Quarzkonglomeraten der Präbichl-Formation im Schlapfen- oder Aschbacher Rotsohlgraben zu beobachten. Die Überschiebung von Blasseneck-Porphyrroid auf Quarzkonglomerate der Präbichl-Formation ist zur Zeit durch einen Forstweg im Aschbacher Rotsohlgraben auf 1.285 m Seehöhe frisch aufgeschlossen: die engständige Schieferung führt zu einem Aufblättern des Porphyrroids, der zusätzlich von zahlreichen Störungen mit z.T. dm-dicken Kataklasten durchsetzt wird (Abb. 4D). Zwei Störungsscharen sind zu beobachten: eine mit mittelsteil nach NNE bis E und SW fallenden Störungsflächen, die zweite mit mittelsteil nach NW und SE fallenden Störungsflächen, wobei die SE-fallenden Flächen z.T. um flach SW fallenden Faltenachsen geknickt sind und einen Relativbewegungssinn Top gegen SE anzeigen. Im unterlagernden, d.h. überschobenen Quarzkonglomerat führt die Schieferung ebenfalls zu einer Entfestigung bzw. zu kleinstückigem Zerbrechen, unterstützt durch steil NE und SW fallende Störungen.

Die Überschiebungsweite der prävariszischen Gesteine, die sich aus dem Kartenbild ergibt, beträgt einige 100 m. Offen bleibt die Geometrie der Überschiebungsfläche weiter unten: ob die Präbichl-Formation rampenartig abtaucht oder bei der Überschiebung invertiert wurde. Die Kalkbrekzien unter den Kalkmarmoren des Schottenkogels oder am Nordwestabfall der Hochwiese dürften jedenfalls tektonischen Ursprungs sein, ebenso wie die Brekzien aus rotviolett und braunen Sandsteinen (und etwas Gangquarz) unterhalb des Blasseneck-Porphyrroids im Schlapfengraben auf 1.280 m Seehöhe.

Wahrscheinlicher ist, dass die in diesem Abschnitt nach NW vorgepreschten prävariszischen Gesteine die Präbichl-Formation und Werfener Schiefer vor sich hergeschoben und auf ≥ 750 m verdickt haben. Die Mächtigkeit der überschobenen permotriassischen Klastika wurde bereits von STUR (1871) mit im Mittel 1.500 Fuß recht gut erfasst, der auch auf die vergleichsweise geringe Mächtigkeit (40 Klafter) des „rothen Sandsteins“ am Westabfall der Hohen Veitsch hingewiesen hat.

Aschbach–Niederlpl (Profile 2–4, Abb. 2)

Das Auftreten von prävariszischen Gesteinen südlich Aschbach und südwestlich Niederlpl wird von CORNELIUS (1952) durch eine N–S verlaufende Aufbiegung zweier flacher W–E bis ENE streichender Antiklinalen erklärt, „die sich jedoch nach N bald ausgleicht“. Strukturgeologische Aufnahmen auf den Forststraßen lassen einige Zweifel an diesem Bild aufkommen:

- Ganz am Nordrand erinnert der mittelsteil nach NW abtauchende Blasseneck-Porphyröid an den steil abtauchenden Porphyröid vom Veitschbachtal bei Neuberg. Er kann hier jedoch keine „Überfaltung“ bzw. Abscherung von oben darstellen, sondern muss von unten hochgepresst sein: am NE-Rand (Radlboden) und südlich der Reitlahn an steilstehenden Störungen, am Sommerreck und seiner Fortsetzung nach SW in den Lerchgraben (GK 50 Blatt 102 Aflenz Kurort) normal zum Einfallen. Zwischen Reitlahn und Sohlenalm wird der Porphyröid von geringmächtigen Phylliten überlagert und taucht nach SE flach unter Präbichl-Formation und Werfener Schiefer ab, während der Porphyröid vom Sommerreck und jener auf dem gegenüberliegenden Hang zwischen Sommerhaus und Engg von Phylliten unterlagert wird (Profil Nr. 3).
- Die Obergrenze der Phyllite liegt zwischen Kracher und Sommerauer auf Talniveau (< 900 m Seehöhe) und steigt im Sumpfgaben rasch wieder auf > 1.100 m Seehöhe an. Im Sumpf- und im Rotsohlgraben südöstlich Sommerauer sind den Phylliten immer wieder gebankte Quarzite eingeschaltet, am Nordabfall des Kl. Schwarzkogels sogar Feinkonglomerate. In beiden Gräben scheinen die Phyllite und Quarzite am Südende an steilstehenden Störungen abgeschnitten zu sein.
- In den Phylliten und Quarziten beim Sommerauer, im Sumpf- und im Rotsohlgraben ist nach konstant NE–SW verlaufenden Achsen sehr wechselhaftes Einfallen zu beobachten; kein E- oder W-Fallen, wie es bei einer N–S verlaufenden Aufbiegung zu erwarten wäre (Profil Nr. 3).
- Es herrscht alles andere als eine ungestörte Auflagerung der Präbichl-Formation auf dem präalpidischen Untergrund; dies geht schon aus der sehr wechselhaften Lagerung innerhalb derselben hervor, auf die bereits CORNELIUS (1939) hingewiesen hat (Profil Nr. 3).

Für den Aschbacher Raum erscheint somit ein Herauspressen der prävariszischen Gesteine im Zusammenhang mit der nach NW gerichteten Einengung bzw. Überschiebungstektonik zutreffender, als das Vorliegen einer N–S verlaufenden, nicht näher begründeten Aufbiegung.

Zusammenfassung

Die alpidische Tektonik ist östlich vom Querschnitt Brunnalm–Großveitsch vergleichsweise unauffällig: durch den Vorschub des Blasseneck-Porphyröids der Veitschbachhöhe nach NW und dessen Fortsetzung nach SE wird der heute aufgeschlossene Teil der Norischen Decke flächenmäßig zwar ungefähr verdoppelt, die diskordante Auflagerung der Präbichl-Formation über der prävariszischen Abfolge aus Blasseneck-Porphyröid, Rad-Formation, Kaskögerl-Marmoren, Stocker-Formation und nochmals Kaskögerl-Marmoren bleibt aber erhalten. Ganz anders die Bereiche westlich der Brunnalm: zwischen Brunnalm und Almweg wird die Transgressionsfläche der Präbichl-Formation durch eine Reihe von vertikalen Brüchen mit Sprunghöhen < 200 m verstellt. Westlich der großen NW–SE verlaufenden Störung über den Almweg bestimmt hingegen die alpidische Tektonik das Kartenbild.

Im Hinterhofgraben überschiebt Blasseneck-Porphyröid kilometerweit jüngere Einheiten und an seiner Stirn Gesteine der Präbichl-Formation. Nach Westen zu und vom Porphyroid durch eine ebenfalls NW–SE verlaufende Seitenverschiebung getrennt, überschieben auf gleichem Niveau und in ähnlichem Ausmaß – einige 100 m – Kaiserstein-Marmore die Gesteine der Präbichl-Formation. Die im NW vorgelagerten, nicht überschobenen Anteile der Präbichl-Formation und Werfener Schiefer werden dabei beträchtlich verdickt. Diese nach NW gerichtete Einengungstektonik dürfte auch für das Herauspressen der prävariszischen Gesteine südlich Aschbach und Niederalpl verantwortlich sein. Gemeinsam mit dem prävariszischen Untergrund muss auch der gesamte Rauschkogel kilometerweit nach NW transportiert worden sein. Die untersten 200 bis 300 m des Blasseneck-Porphyröids bilden offenbar wiederum eine geschlossene Masse, ohne erkennbare NW–SE verlaufende Störungen oder Seitenverschiebungen. Die Unterkante des Blasseneck-Porphyröids verläuft von Großveitsch beinahe geradlinig über den Pretalsattel bis zum Zwanzgen in der Stübming und nach einem Schwenk weiter bis zum Dirnbacher östlich Turnau. Die kilometerweiten, nach NW gerichteten alpidischen Bewegungen innerhalb des präalpidischen Untergrunds im Westabschnitt der GK50 Blatt 103 Kindberg müssen daher älter sein, als die Überschiebung an der Unterkante des Blasseneck-Porphyröids, an der heute so unterschiedliche Gesteine wie Klastika und Magnesite der Veitscher Decke, Silbersbergschiefer und Diaphthorite des Kaintaleck-Komplexes zu finden sind.

Literatur

- BRYDA, G., VAN HUSEN, D., KREUSS, O., KOUKAL, V., MOSER, M., PAVLIK, W., SCHÖNLAUB, H.P. & WAGREICH, M. (2014): Erläuterungen zu Blatt 101 Eisenerz. – 223 S., Geol. B.-A., Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1936): Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1:75.000, Blatt Mürzzuschlag. – Geol. B.-A., Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1939): Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. – Jahrbuch der Reichsstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, **89**, 27–175, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1941): Das Vorkommen altkristalliner Gesteine im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone. – Mitteilungen der Reichsstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, **2**, 19–52, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1952): Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpenostrand bis zum Aflenzner Becken. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, **42/43** (1949–1950), 1–234, Wien.
- HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geol. B.-A., Wien.
- NIEVOLL, J. (1984): Der Südrand der Grauwackenzone zwischen Stübming und Neuberg (Obersteiermark, ÖK 103 Kindberg). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **77**, 63–71, Wien.
- NIEVOLL, J. (1987): The Lower Paleozoic of the Noric nappe at Veitsch (Eastern Alps, Austria). – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Hrsg.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. – Mineralia slovacica – Monography, 379–386, Bratislava.
- NIEVOLL, J. & SUTTNER, T.J. (2016): Stratigrafie der Norischen Decke auf GK50 Blatt 103 Kindberg. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 58–70, Wien.
- NIEVOLL, J., NEUBAUER, F., LIU, X. & DONG, Y. (2012): Cambrian acidic volcanics in the eastern Greywacke zone? The Stocker unit enigma. – PANGEO 2012 Abstracts, 105, Salzburg.
- REDLICH, K.A. (1913): Der Carbonzug der Veitsch und seine Magnesite. – Zeitschrift für praktische Geologie, **21**, 406–419, Berlin.
- ROSSIWALL, J. (1860): Die Eisen-Industrie des Herzogthums Steiermark im Jahre 1857. – 542 S., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht metamorpher und metamorpher Abfolgen. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **33**, 124 S., Wien.
- STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark. – 654 S., Graz.

Stratigrafie der Norischen Decke auf GK50 Blatt 103 Kindberg

JOSEF NIEVOLL¹ & THOMAS J. SUTTNER²

¹ Gumpendorfer Straße 83–85/2/48, 1060 Wien, Österreich. josef.nievoll@rhi-ag.com

² Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. thomas.suttner@geologie.ac.at

Einleitung

Die außerordentlich genaue und detailreiche Karte von CORNELIUS (1936), die dazugehörigen Erläuterungen und die ausführliche Beschreibung der Gesteine und der Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone durch CORNELIUS (1952a, b) hatten zur Folge, dass dieses Gebiet über Jahrzehnte quasi „ad acta“ gelegt wurde. Zudem zeigten die Berichte von EBNER (1973, 1974), dass Erhaltungszustand und zeitlicher Umfang der Conodonten im Ostabschnitt der Grauwackenzone nicht vergleichbar waren mit dem Eisenerzer Gebiet, wo eine ± durchgehende Schichtfolge vom Oberordovizium bis ins Mississippium nachgewiesen werden konnte (SCHÖNLAUB, 1982, cum lit.).

Die Neuaufnahme der Grauwackenzone im Abschnitt Neuberg bis Stübming zwischen 1979 und 1983 ergab einige neue Aspekte (NIEVOLL, 1984, 1987).

- Der Blasseneck-Porphyroid ist in seinen liegenden Anteilen wesentlich geschlossener als von CORNELIUS (1936) dargestellt und wird auf Kosten der Silbersbergserie sensu CORNELIUS (1952a, b) ausgeweitet. Die Mehrzahl der Schubschollen aus Magnesit und kristallinen Gesteinen kommen damit nicht an der Basis der Silbersbergserie zu liegen, sondern an der Unterkante des Blasseneck-Porphyroids.
- Nachdem über weite Strecken eine tektonische Grenze zum Blasseneck-Porphyroid besteht, wird ein Großteil der Silbersberg-Formation (HUBMANN et al, 2014) aufgrund der Ähnlichkeit dem Alpinen Verrucano gleichgestellt. Somit wird das „unterste Stockwerk der Norischen Decke“ (CORNELIUS, 1952b) von dieser abgetrennt.
- Die Radschiefer erweisen sich nicht als „einförmiger Schieferstoß“ (CORNELIUS, 1952a), sondern durch Einschaltungen von Quarziten, sauren Vulkaniten und pyroklastisch-epiklastischen Mischgesteinen als unerwartet abwechslungsreich, was zur Unterteilung in eine Rad- und eine Stocker-Formation führt (siehe unten).
- Conodontenstratigrafische Untersuchungen erweitern den Umfang der Bänderkalkmarmore bis ins mittlere Oberdevon; Silur konnte dagegen nicht eindeutig nachgewiesen werden.

Ab 2009 erfolgten neuerliche Begehungen und ergänzende Kartierungen am Westrand des Kartenblattes, die z.T. neue Fragen aufwarfen (NIEVOLL et al., 2012).

Die nachfolgend verwendete Bezeichnung der lithologischen Einheiten lehnt sich so weit wie möglich an die an der Geologischen Bundesanstalt verwendete Terminologie an (PILLER et al., 2004; HUBMANN et al., 2014). Wo notwendig, wurden lithostratigrafische Einheiten, den Regeln der Internationalen Kommission für Stratigraphie (ICS) entsprechend, umbenannt. Die hier neu aufgestellten Einheiten sind: Rad-Formation, Stocker-Formation, Kaiserstein-Formation und Kaskögerl-Formation (Tab. 1).

Gerichtsgraben-Formation (Phyllite, Quarzite, Marmor, Grünschiefer?; Mittelordovizium und älter)

Dieser Formation werden Serizitphyllite und feinkörnige Quarzite im Liegenden des Blasseneck-Porphyroids in der unteren Stübming bei Turnau zugeordnet. Die Phyllite beinhalten hier mehrere dünne Lagen von dunkelgrauen Kalkmarmoren, die bisher keine Conodonten lieferten. Ebenfalls mit der Gerichtsgraben-Formation werden Serizitphyllite im unmittelbar Liegenden des Porphyroids im hinteren Massinggraben verglichen, die dort mit Allanit führenden Kristalltuffen wechsellagern. Die Grünschiefer führen vereinzelt Einsprenglinge (Fleckenperthite

bzw. Hornblende, < 1 mm), als metamorphe Neubildungen auch Turmalinnadeln, und werden von basischen Metatuffen hergeleitet. Unklar ist, ob die Grünschiefer tatsächlich zur Gerichtsgraben-Formation oder bereits zur unterlagernden Silbersberg-Formation (HUBMANN et al, 2014) zu zählen sind: nach dem Geländebefund scheint ein Übergang zu den (hangenden) Serizitphylliten zu bestehen, doch sprechen der schwankende Abstand zur Unterkante des Blasseneck-Porphryoids, die lokal beobachtbaren isoklinalen Falten und das Auftreten von Magnesit- und Kristallinschürflingen dazwischen eher für einen tektonischen Verband mit der Gerichtsgraben-Formation.

CORNELIUS (1936, 1952a)	NIEVOLL & SUTTNER (diese Arbeit)
	Eisenerzer Schichten
„Erzführender Kalk“	Kaskögerl-Formation
	Kaiserstein-Formation
Lydit	Kieselschiefer
Radschieferserie	Stocker-Formation
	Rad-Formation
Quarzite im Hangenden des Porphyroids	Polsterquarzite
Blasseneckporphyroid	Blasseneck-Porphryoid
Silbersbergserie	Gerichtsgraben-Formation
	Alpiner Verrucano
Veitscher Decke	Veitsch-Decke

Tab. 1: Gegenüberstellung des stratigrafischen Schemas von CORNELIUS (1936, 1952b) und NIEVOLL & SUTTNER (diese Arbeit) des altpaläozoischen bzw. prävariszischen Anteils der Norischen Decke auf GK50 Blatt 103 Kindberg.

Blasseneck-Porphryoid (dazitisch-rhyolitischer Porphyroid; Mittelordovizium; Abb. 1)

Dieses flächenmäßig so verbreitete Gestein ist recht einförmig ausgebildet: grüngraue, massige bis grob gebankte, grobblockig brechende bis straff geschieferte, kristallreiche Porphyroide dazitisch-rhyolitische Zusammensetzung (HEINISCH, 1980). Morphologisch setzt es sich von den Phylliten der überlagernden Rad-Formation mit vergleichsweise steilen Hängen und kleineren Felspartien deutlich ab. Seine Mächtigkeit beträgt im mittleren Abschnitt zwischen Veitschbachtörl (1.403 m) im NE und Eisnerkogel (1.440 m) im SW mehrere hundert Meter. An Einsprenglingen dominiert Quarz, doch treten auch Varianten mit (stark zersetzten) Alkalifeldspäten auf (Rotsohlalm – 1.413 m). Die Einsprenglinge können lokal Durchmesser von 1 cm und mehr erreichen (Turnauer Rotsohlgraben; hier auch mit Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit). Die Quarzeinsprenglinge sind auch bei sehr starker Verschieferung, wie sie etwa am Südrand verbreitet ist, stets erhalten und erlauben eine eindeutige Abtrennung von Gesteinen der Silbersberg-Formation.

Weniger einförmig ist der Blasseneck-Porphryoid im südwestlichen Bereich des Kartenblattes: Geringmächtige Einschaltungen dunkelgrauer Schiefer, gehäuft in der Stübming und im Brücklergraben anzutreffen, erweisen sich im Dünnschliff anhand der Einsprenglinge als Abkömmlinge vulkanitischer Sedimente. Es sind in diesem Gebiet auch Übergänge von Porphyroid zu hellgrauen, sauren Metatuffiten, Phylliten und Quarziten zu beobachten. Auch die Farbe variiert hier stärker als im Großteil des Porphyroidareals: grüne, einsprenglingsarme Varianten nördlich Pöschl und weiße Porphyroide mit Einsprenglingen an der Zufahrt zum Fladischerhof. Südlich Aschbach weist der kristallreiche Porphyroid z.T. körnige Struktur auf und enthält gut gerundete, bis 20 cm große Gerölle mit porphyrischer Struktur.

Das Alter des Blasseneck-Porphryoids wurde zuletzt mittels U/Pb-Datierung an 28 Zirkonen einer Probe aus dem Polsterprofil bei Eisenerz mit $463,9 \pm 3,5$ Ma bestimmt (NIEVOLL et al., 2012), in guter Übereinstimmung mit Datierungen aus der westlichen Grauwackenzone (SÖLLNER et al., 1991).

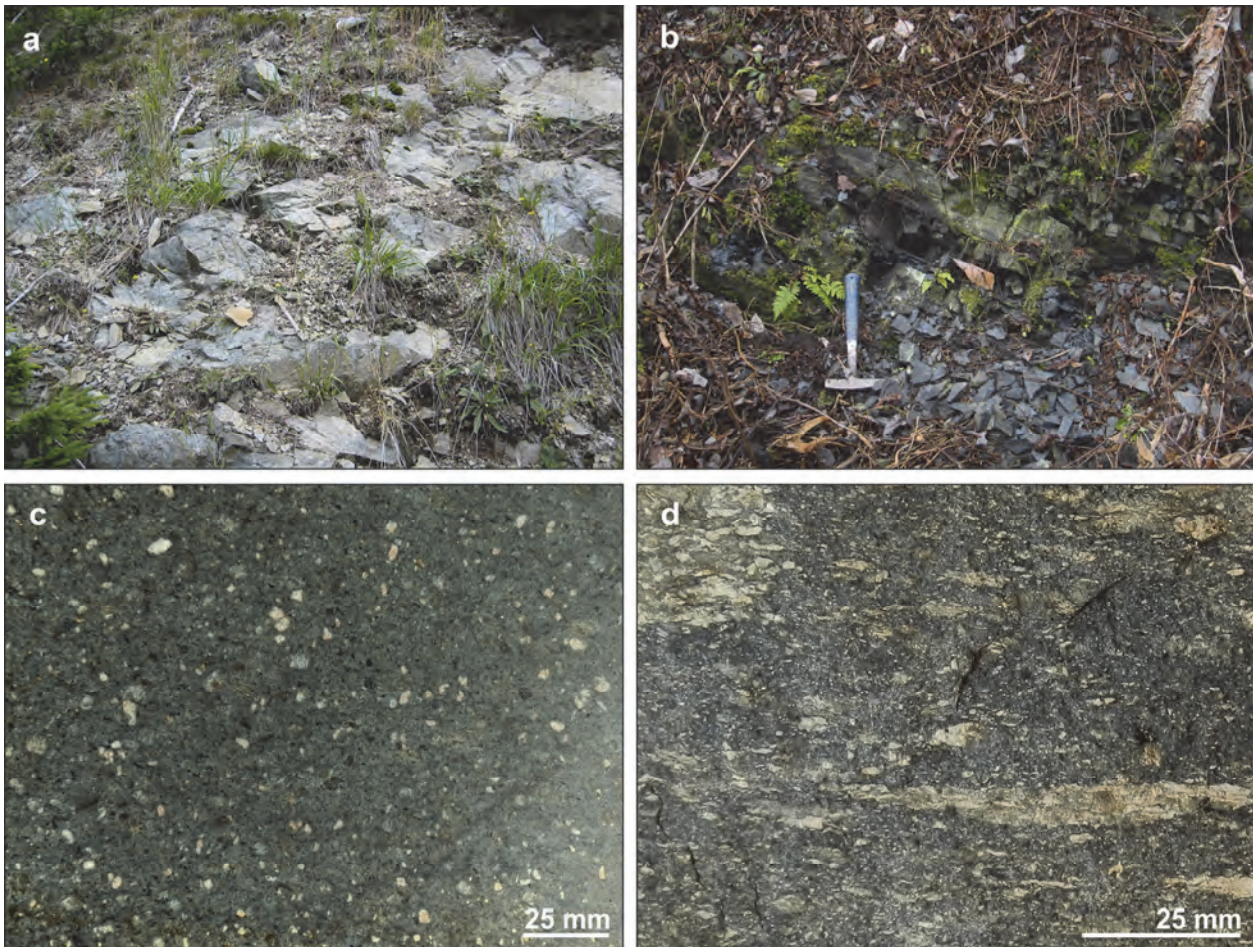


Abb. 1: Blasseneck-Porphyr. **a)** Typischer Aufschluss im Blasseneck-Porphyr: grüngraues, eher massig brechendes Gestein (Eisnerkogel); **b)** Dunkelgrauer Metaaschentuff innerhalb des Porphyroids (Obere Stübmung); **c)** Anpoliertes Handstück eines massigen Porphyroids (Hinterhofgraben); **d)** Ignimbitischer Porphyroid (Hocheck-alm).

Polsterquarzit (Metaquarzwacken und Quarzite; Mittelordovizium)

Bezeichnend sind auf GK50 Blatt 103 Kindberg hellgraue Metaquarzwacken von geringer Mächtigkeit (< 10 m) und begrenzter lateraler Ausdehnung. Sie sind durch ihren Reichtum an groben Quarzkörnern (< 2 mm Durchmesser) im Gelände leicht vom liegenden Blasseneck-Porphyr und der überlagernden Rad-Formation abzutrennen. Sie werden wegen der zahlreichen monokristallinen Quarzkörner mit Dihexaederformen und Korrosionsbuchten als Aufarbeitungsprodukt unverfestigter Anteile am Top des Porphyroids gedeutet. Lesesteine zeigen vereinzelt gradierte Gefüge und Wechsellagerung mit Phylliten der Rad-Formation.

Als Polsterquarzit werden auch grobkörnige Quarzite westlich der Wurmalm (obere Stübmung), südlich vom Kaiserstein (1.322 m) und westlich der Rotsohlalm (Hinterhofgraben), sowie feinkörnige Quarzite südöstlich der Reitlahn (1.243 m) bei Aschbach angesprochen. Ausschlaggebend dafür ist die Nähe zum Blasseneck-Porphyr, obwohl die genetische Beziehung zu ihm nicht näher untersucht wurde.

Rad-Formation (Phyllite, quarzitische Phyllite; Mittelordovizium bis Unterdevon?; Abb. 2)

Damit werden in Anlehnung an die Radschiefer (CORNELIUS, 1952a) die grünlichgrauen Phyllite und Quarzphyllite zwischen Tebrin und Eisnerkogel benannt, die über dem Blasseneck-Porphyr und unter den Bänderkalkmarmoren vom Kaskögerl liegen. Durch Unterschiede in der Korngröße und im Verhältnis Quarz zu Phyllosilikate ist häufig eine Schichtung in Abständen von 1 bis 10 mm ausgebildet. Nähere Aussagen über Korngröße und Kornform der Quarzkörner sind wegen der metamorphen Überprägung nicht möglich; die Schwermminerale (in

abnehmender Häufigkeit Turmalin, Zirkon, Rutil, Titanit und Epidot) sind stets gut gerundet, ihr Gehalt ist jedoch sehr gering. Die Mächtigkeit der Rad-Formation beträgt im Steinbachgraben rund 500 m.



Abb. 2: Rad-Formation. **a)** Quarzitische Phyllite (Steinbachgraben); **b)** Siltiger Phyllit mit herausgewitterten Fossilien (Hinterhofgraben); **c)** Abdruck einer Brachiopodenschale; Länge des Abdrucks: 21 mm (Hinterhofgraben); **d)** Abdruck von ästigen Bryozoen (Pfeil, Hinterhofgraben); **e)** Abdruck einer Cystoidea; Länge des horizontal verlaufenden Stiels: 25 mm (Hinterhofgraben).

Bezeichnend für die Rad-Formation sind graubraun verwitternde, siltige bis feinsandige Phyllite, die im verwitterten Zustand eine schlecht erhaltene und noch nicht näher bestimmte Makrofauna (Brachiopoden, Bryozoen, Cystoideen) führen. Im Steinbachgraben wurde die Fauna bisher an drei Stellen über insgesamt ca. 2 km in Streichrichtung gefunden, rund 250 m unter den hangenden Kalkmarmoren. Eine vergleichbare Fauna wurde in ähnlichen Gesteinen im Hinterhofgraben 500 bis 750 m westlich der Scheiklalm (1.088 m) sowie im Brücklergraben westlich vom Forsthaus Greith gefunden.

Da zu den Metaquarzwacken im Liegenden ein sedimentärer Kontakt besteht, wird als unterstes Alter der Rad-Formation Mittelordovizium angenommen. Zu den Kalkmarmoren im Hangenden besteht nach dem Geländebefund ebenfalls ein sedimentärer Kontakt, weshalb als oberstes Alter höheres Silur bis unteres Devon anzunehmen ist.

Stocker-Formation (Phyllite, Metasandsteine und Quarzite, Metavulkanite und -tuffite, Kieseliefer; Kambrium bis Mississippium?; Abb. 3–5)

Als Stocker-Formation wird derjenige Teil der Radschiefer (CORNELIUS, 1952a) bezeichnet, der am Südfuß der Hohen Veitsch (1.981 m) zwischen den Bänderkalkmarmoren vom Kaskögerl im Liegenden und der Präbichl-Formation bzw. gebänderten Kalkmarmoren im Hangenden auftritt; benannt ist sie nach der Lokalität Stocker nordöstlich Radhof wegen der hier verbreitet auftretenden Metavulkanite und Quarzite. Das Typusprofil (Abb. 4) liegt 2,25 km nordöstlich davon im N–S verlaufenden hinteren Steinbachgraben zwischen 1.030 und 1.190 m Seehöhe. Es umfasst vom Liegenden gegen das Hangende 120 m Phyllite, Metasandsteine und Quarzite in Wechsellagerung, 80 m Phyllite und 300 m Phyllite und Metasandsteine mit geringmächtigen Einschaltungen saurer bis intermediärer Vulkanite, in Summe also 500 m. Die Metavulkanite umfassen einen ca. 10 m mächtigen, lateral nicht verfolgbaren ehemaligen *lava flow* andesitischer Zusammensetzung (1.090 m Seehöhe), grobe, schwach karbonatische Metasandsteine mit cm-großen Lithoklasten (Phyllite, feinkörnige Metasandsteine, 1.110 m Seehöhe), deren monokristalline Quarzkörner (Durchmesser < 3 mm) mit Dihexaederformen und Korrosionsschläuchen die vulkanitische Herkunft eines Teils der Sediments belegen, weißdunkelgrau gebänderte Schiefer (1.155 m Seehöhe), die als ehemalige Aschentuffe interpretiert werden sowie Phyllite mit Einstreuung von monokristallinen, porphyrischen Quarzkörnern und < 5 mm großen weißen Geröllchen, die als ehemalige Lapilli gedeutet werden (1.170 m Seehöhe). Auf 1.160 m Seehöhe sind den Phylliten kieselige Schiefer, ebenfalls nur in geringer Mächtigkeit (< 2 m), eingeschaltet.

Außerhalb dieses Profils sind die sauren Metavulkanite und pyroklastisch-epiklastischen Metasedimente z.T. besser erhalten:

- Kristallreiche Aschentuffe: am Stocker, aber auch im Prolestal (hier z.T. mit phyllitischen Lithoklasten).
- Lapillituffe: unsortiert am Stocker, sortiert im Königgraben auf 1.000 m Seehöhe und am Nordfuß des Rauschkogels (1.720 m).
- Aschentuffe: am Stocker (hier z.T. mit Rutschgefügen), zwischen Pammergraben und Almweg, sowie südöstlich Forsthaus Greith.
- Grobsandsteine mit Dihexaederquarzen und Feldspatklasten: nördlich Friedlkogel (1.332 m), Kaiblinggraben (hier mit phyllitischen Lithoklasten und cm-großen Lapilli), südöstlich Eckalm und Prolestal (hier mit karbonatischer Grundmasse).

Das bisher einzige, vorläufige U/Pb-Alter von idiomorphen, zonar gebauten Zirkonen eines kristallreichen Aschentuffs vom Stocker (511 ± 13 Ma, NIEVOLL et al., 2012) wirft mehr Fragen auf, als es Antworten gibt. Zum einen wäre es der erste Nachweis von kambrischen Sedimenten in der Grauwackenzone, zum anderen würde es sich um eine stratigrafisch tiefe Einheit in einer tektonisch hohen Position handeln. Leichter verständlich wäre ein mittelordovizisches Alter gewesen, vergleichbar dem Blasseneck-Porphyr.

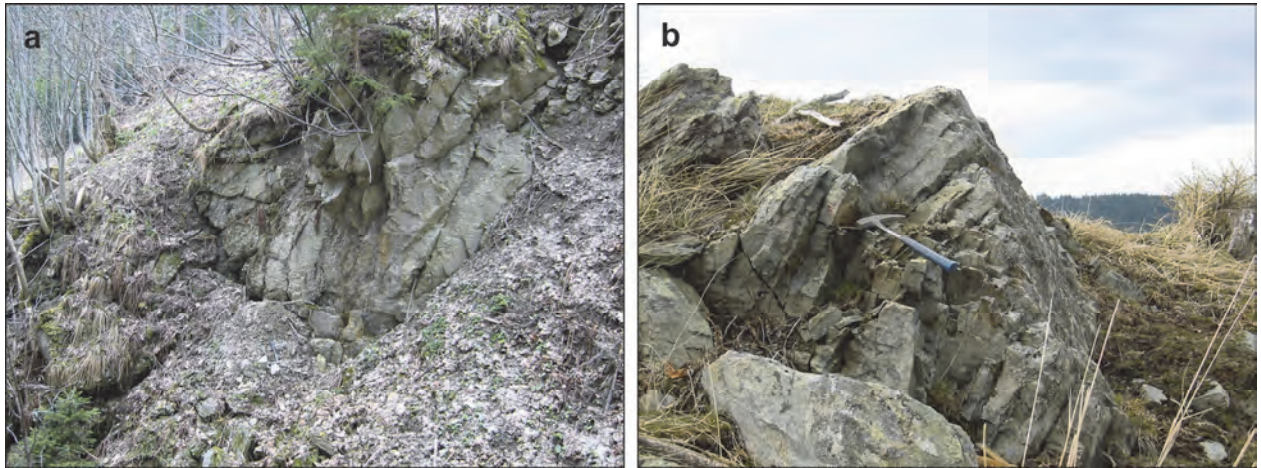


Abb. 3: Stocker-Formation. **a)** Andesitischer *lava flow* (Steinbachgraben, 1.090 m Seehöhe); **b)** Quarzit (Eckalm, 1.170 m Seehöhe).

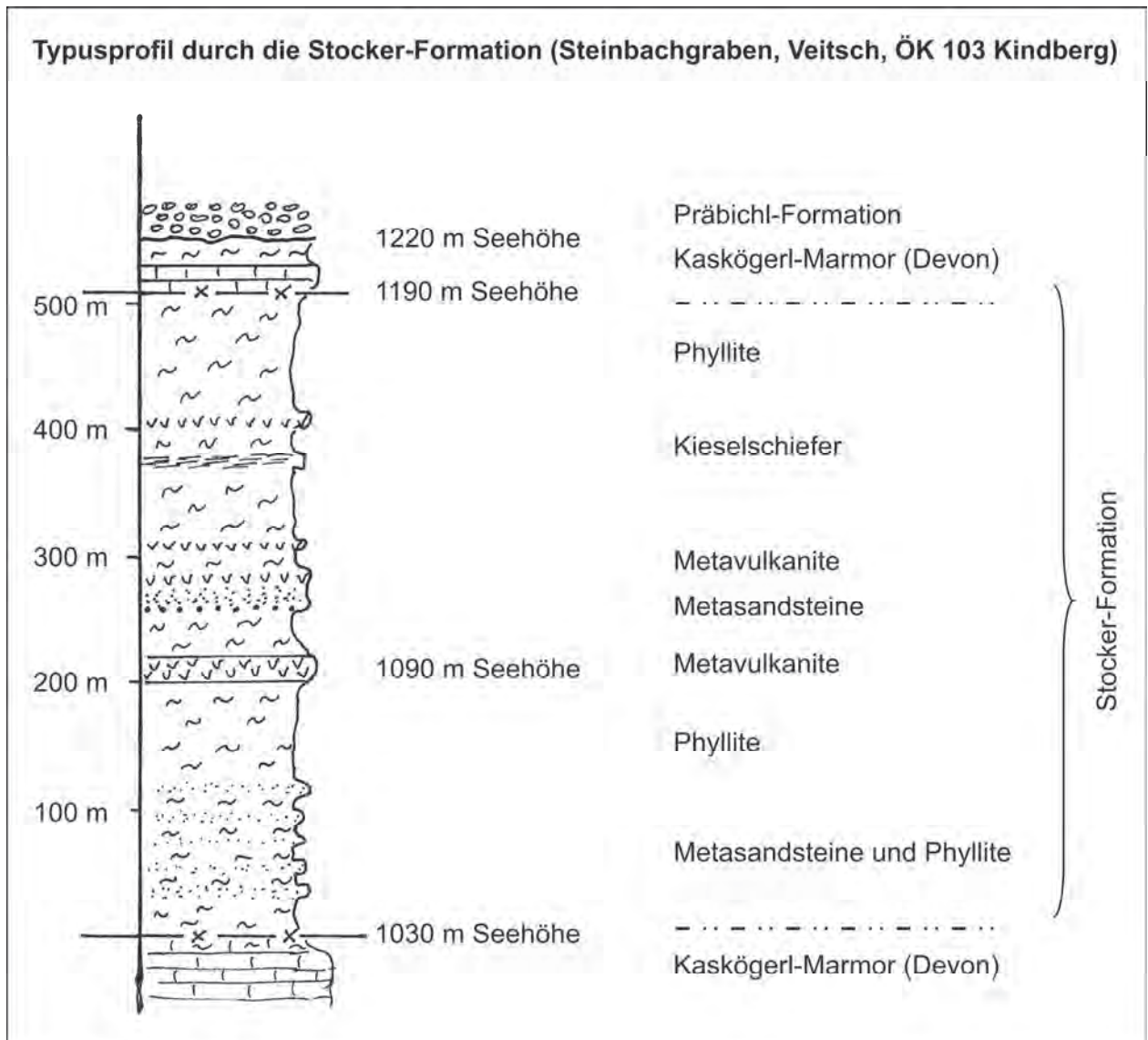


Abb. 4: Typusprofil der Stocker-Formation (Skizze nach NIEVOLL, 1983).

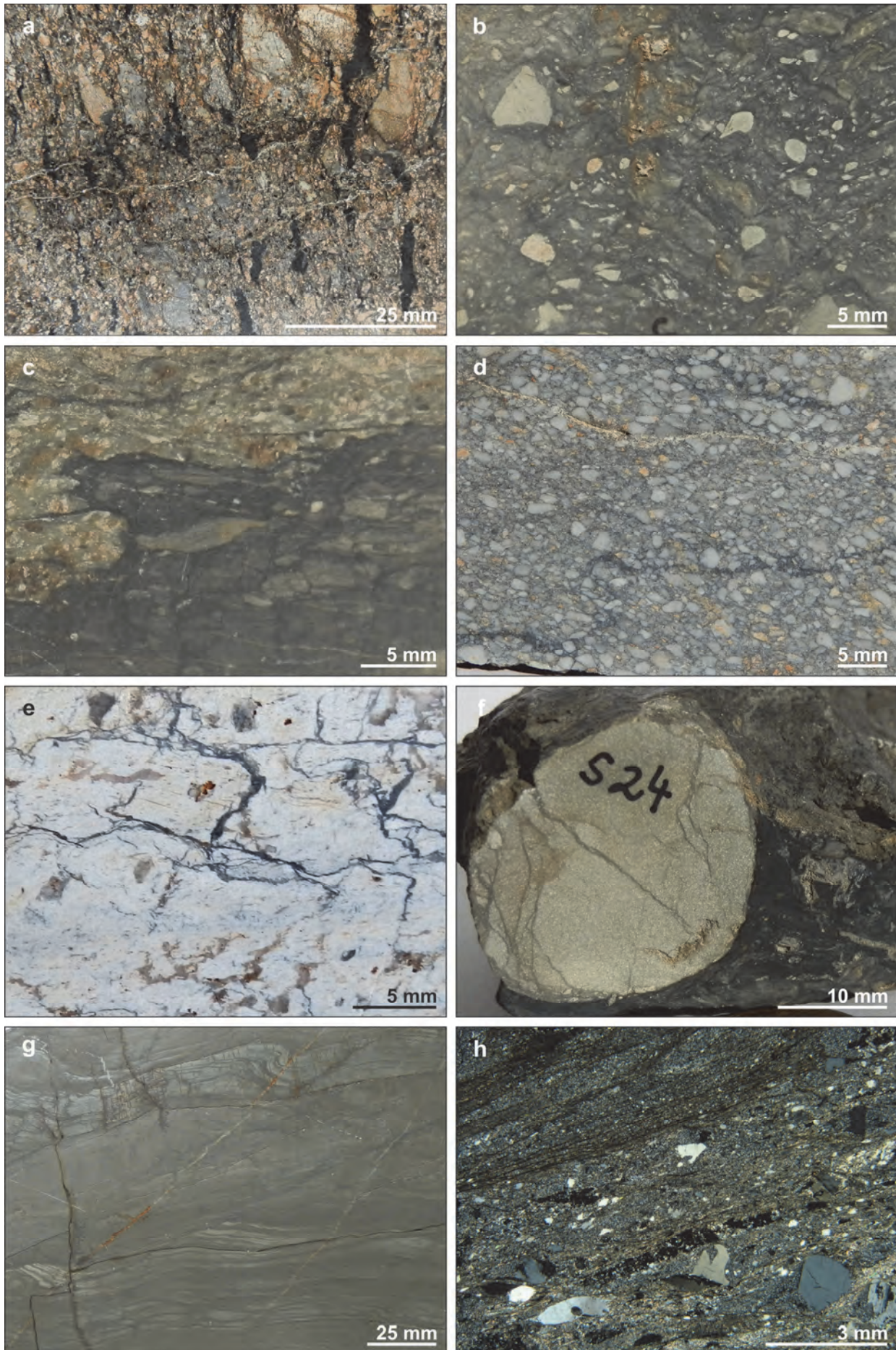


Abb. 5: Stocker-Formation. **a)** Anpoliertes Handstück eines Kristall-, Lapilli- und Lithoklasten-führenden Metatuffs. Lapilli hellgrau, Lithoklasten (Phyllit) schwarz (Kaiblinggraben, 1.180 m Seehöhe); **b)** Anpoliertes Handstück eines unsortierten Metalapillituffs (Stocker); **c)** Anpoliertes Handstück eines rhyolitischen, Kristall führenden Metaaschentuffs im Kontakt zu Phyllit (Stocker); **d)** Anpoliertes Handstück eines sortierten Metalapillituffs (Königgraben, 1.110 m Seehöhe); **e)** Anpoliertes Handstück eines rhyolitischen Metaaschentuffs mit Einsprenglingen (Pammergraben, 980 m Seehöhe); **f)** Anpoliertes Handstück eines Lapillus (weiß) im dunkelgrauen Phyllit (Stocker); **g)** Anpoliertes Handstück eines laminierten Phyllits mit Rutschgefügen (Stocker); **h)** Dünnschliff eines Metaaschentuffs mit Quarz- und Feldspateinsprenglingen; links oben phyllitischer Lithoklast. X Nicols (Greith).

In diesem Fall sollten die Sedimente in Begleitung der sauren Metavulkanite und -tuffite der Gerichtsgraben-Formation bzw. der Rad-Formation entsprechen, wofür die lithologische Ausbildung jedoch kaum Anhaltspunkte liefert. Zudem treten die Metavulkanite und -tuffite im Typusprofil und im Prolestal in mehreren Horizonten auf und dürften daher kein einmaliges Ereignis abbilden. Chemisch fallen die bisher vorliegenden Analysen der Hauptelemente im TAS-Diagramm ins Andesit- bzw. Rhyolitfeld und unterscheiden sich somit vom Blasseneck-Porphryoid, dessen Analysen aus dem Veitscher Raum überwiegend dazitische Zusammensetzung aufweisen (HEINISCH, 1980). Auch können diese Metavulkanite nicht mit K-Bentonithorizonten (HISTON et al., 2007) verglichen werden, weil Ausbildung und Mächtigkeit, erosive Kontakte, unsortierte Lapilli und Lithoklasten keine ruhige Sedimentation, sondern sporadische Eingleitungen und Resedimentation belegen.

Eingleitungen etwas anderer Art haben im Aschbachgraben stattgefunden. Gemeinsam mit gebankten Quarziten treten südöstlich Sommerauer feinkörnige Metakonglomerate (Abb. 6b) auf, in denen *convolute bedding* und *load casts* (Abb. 6a) zu beobachten sind. In Streichrichtung sind die Metakonglomerate über die gesamte Breite der altpaläozoischen Gesteine (ca. 1 km) zu verfolgen. Ihre Mächtigkeit beträgt in einem Aufschluss, in dem Quarzite und Metakonglomerate gemeinsam anstehen, 40 bis 50 cm, in losen Blöcken < 60 cm.



Abb. 6: Sedimentstrukturen auf Gesteinsblöcken im Aschbachgraben. **a)** Load casts; **b)** Handstück eines Feinkonglomerats.

Die Überlegungen, dass ein Teil der Radschiefer im Karbon abgelagert worden wäre, wurden bereits von CORNELIUS (1952a) mit Skepsis betrachtet, wobei bedacht werden muss, dass damals auch das Alter des Blasseneck-Porphryoids noch mit Fragezeichen versehen war. Neuen Auftrieb erlebten diese Überlegungen mit dem Nachweis von Kalkbrekzien des Mississippium und den darüber folgenden klastischen Sedimenten in den Eisenerzer Alpen (SCHÖNLAUB et al., 1980). Die Ähnlichkeiten der Eisenerzer Schichten mit den Radschiefern sind jedoch nicht sehr groß (NIEVOLL, 1987), und die bisher bekannt gemachten radiometrischen Zirkonalter aus Metavulkaniten der Stocker-Formation (siehe oben) sprechen ebenfalls gegen eine Korrelation mit den Eisenerzer Schichten. Solange jedoch keine weiteren Ergebnisse von radiometrischen Datierungen vorliegen, muss das Alter der Stocker-Formation offen bleiben. Die Quarzite und Metasandsteine der Stocker-Formation, die z.T. reichlich gut gerundete Zirkone führen, könnten ebenfalls zur Klärung der Altersfrage beitragen.

Kaiserstein-Formation und Kaskögerl-Formation (Kalkmarmor; Devon)

Die bei CORNELIUS (1936) als „Erzführende Kalke“ zusammengefassten Kalkmarmore werden aufgrund der lithologischen Ausbildung und der bisher vorliegenden Conodonten-stratigrafischen Daten in helle Marmore und Kalkschiefer einerseits (Kaiserstein-Formation), und verschiedenfarbige, gebänderte Marmore andererseits (Kaskögerl-Formation) unterteilt; letztere werden häufig von kieseligen Schiefen begleitet bzw. führen kieselige Partien. Stratigrafisch verwertbare Conodonten sind auf Tafel 1 abgebildet.

Kaiserstein-Formation (Kalkmarmor; Unterdevon; Abb. 7)

Benannt nach dem Kaiserstein (1.322 m) nordwestlich der Scheiklalm (1.088 m) handelt es sich um helle, massige Kalkmarmore und dünnplattig brechende Kalkschiefer (Mächtigkeit: ca. 140 m). Sie bauen am Westrand des Kartenblattes die Felswände nördlich der Fladischeralm, den Schottenkogel (1.525 m) und den Turntaler Kogel (1.610 m) auf; auch der Rabenstein (1.510 m; SW der Hohen Veitsch) und die Marmorzüge zu beiden Seiten der Scheiklalm sind hierher zu zählen. Zwischen Scheiklalm und Rabenstein treten auch rotviolett gefärbte Varianten auf, die an einer wenig deformierten Stelle reichlich Crinoidenschutt führen. Helle, kleinstückig brechende, massige Kalke treten weiters im Schaller-, Pammer- und Brunnbauergraben auf. Marmore dieses Typs kommen erneut am Ostrand des Kartenblattes am Eingang des Veitschbachgrabens bzw. südwestlich Veitschbach als Einschuppung im Blasseneck-Porphyr zum Vorschein. Diese Marmore sind vergleichsweise arm an Conodonten, die eine Einstufung ins Unterdevon (Lochkovium) erlauben; eventuell kommt auch noch jüngstes oberes Silur in Frage (EBNER, 1974).

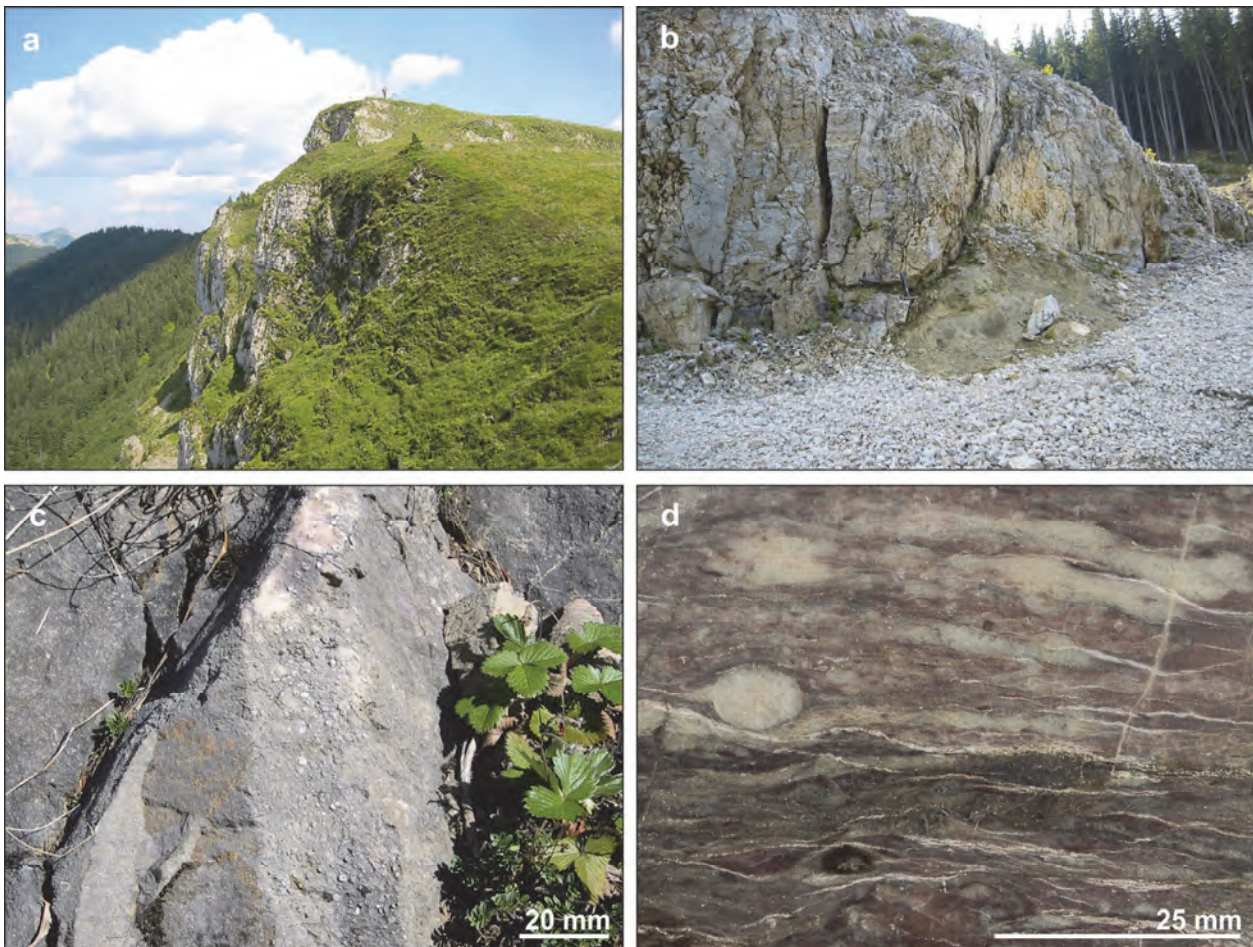


Abb. 7: Kaiserstein-Formation. **a)** Massige Kalkmarmore des Turntaler Kogels (1.610 m); **b)** Massige Kalkmarmore auf zerrüttetem Blasseneck-Porphyr liegend (Scheiklalm); **c)** Rotvioletter Crinoidenschutt-Kalkmarmor; eine Beprobung auf Conodonten verlief negativ (Turnauer Rotsohlgraben, 1.360 m); **d)** Anpoliertes Handstück eines Crinoidenschutt-Kalkmarmors (Turnauer Rotsohlgraben).

Kaskögerl-Formation (Kalkmarmor; Unterdevon–Oberdevon; Abb. 8)

Die verschiedenfarbigen, gebänderten und feinlaminiert anwitternden Kalkmarmore bauen den < 300 m mächtigen Zug auf, der vom Laschobergraben über Heinzkogel (1.296 m), Friedlkogel (1.332 m) und Kaskögerl bis zum Almweg durchgehend verfolgbar ist; am besten zu studieren sind diese Marmore entlang der Forstwege am Westabhang des Kaskögerls. Dazu gehören auch die geringmächtigen Marmore rund ums Gasthaus Scheiklalm im Hinterhofgraben, am Gesellkogel (1.404 m) und Brunneckkogel (1.212 m), beim Eichholzer, im Brücklergraben, dem Stübelhauskogel (1.183 m) und am Nordwestabhang des Rauschkogels (1.720 m). Die lateral nicht sehr beständigen Marmorvorkommen am Südabhang der Hohen Veitsch, die sich von der Brunnalm über die Eckalm, den oberen Steinbachgraben, die Tebrin und Hallegg bis zum Kuhhörndl (1.047 m) fortsetzen, sind ebenfalls dieser Einheit zuzuordnen. Zu den umgebenden Phylliten und kieseligen Schiefern bestehen offensichtlich Übergänge. Zeitlich umfassen diese Marmore Unterdevon (Lochkovium) bis spätes Oberdevon (mittleres Famennium). Mittel- und oberdevonische Marmore fallen durch ihren Reichtum an Conodonten auf; gelegentlich sind im säureunlöslichen Rückstand auch Steinkerne von Tentakuliten enthalten.

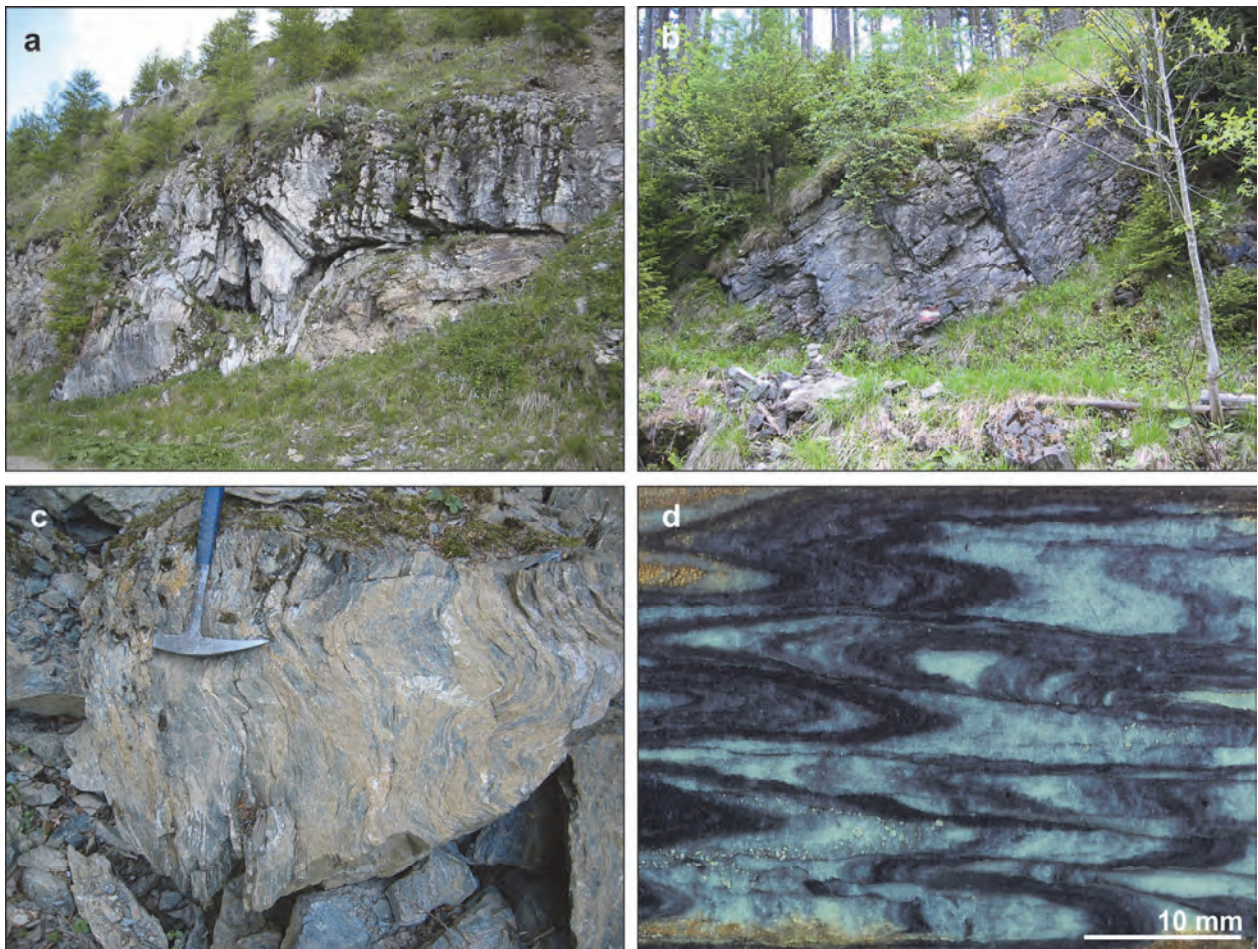


Abb. 8: Kaskögerl-Formation. **a)** Hellbraune Kieselschiefer im Kern einer offenen Falte aus dünnplattigen Kalkmarmoren; eine Beprobung der Marmore auf Conodonten verlief negativ (Kaskögerl, Kote 1.271 m); **b)** Dünnplattige Kalkmarmore des unteren Oberdevon (Kaskögerl, 1.140 m); **c)** Karbonatphyllit (Königgraben, 980 m); **d)** Anpoliertes Handstück eines isoklinal verfalteten bzw. zerscherten Kalkmarmors, Pyrit führend und randlich verwittert. Trotz der starken Deformation führt dieser Marmor reichlich Conodonten des unteren Mitteldevon. Bildbreite: 10 cm (Königgraben, 1.190 m).

Die ursprünglich namensgebenden Vererzungen halten sich nur bedingt an die lithostratigraphische Zweiteilung. Die Vorkommen von Rohwand (Ankerit) treten in Kalkmarmoren im Liegenden der Präbichl-Formation bzw. auf diese aufgeschoben auf, unabhängig davon, ob

die Marmore hell und massig ausgebildet oder verschiedenfarbig und gebändert sind. Die Manganvererzungen wiederum, für die HADITSCH (1968) eine sedimentäre Entstehung nachweisen konnte, sind auf gebänderte Kalkmarmore in Verbindung mit kieseligen Schiefen beschränkt.

Kieselschiefer (Unter- bis Mitteldevon?)

Solche Gesteine treten überwiegend innerhalb der Phyllite der Rad-Formation in unmittelbarer Nähe zur Kaskögerl-Formation auf. Am Kaskögerl beinhalten die Kalkmarmore kieselige Lagen; eine nähere biostratigrafische Einstufung ist bisher nicht gelungen. Die Farbe der kieseligen Schiefer ist meist schwarz, es treten aber auch weiße Varianten auf, die leicht mit den benachbarten Kalkmarmoren verwechselt werden können, so z.B. im Königgraben auf 1.190 m Seehöhe. Kieselige Schiefer kommen auch als wenige Meter mächtige Einschaltung innerhalb der Stocker-Formation (siehe oben) vor. In der Aschbacher Gegend sind innerhalb der Phyllite ebenfalls kieselige Schiefer vorhanden, ohne dass hier auf mitteldevonisches Alter oder Stocker-Formation geschlossen werden sollte. In der Karte werden diese Gesteine mit einer Übersignatur in den Phylliten bzw. Kalkmarmoren gekennzeichnet.

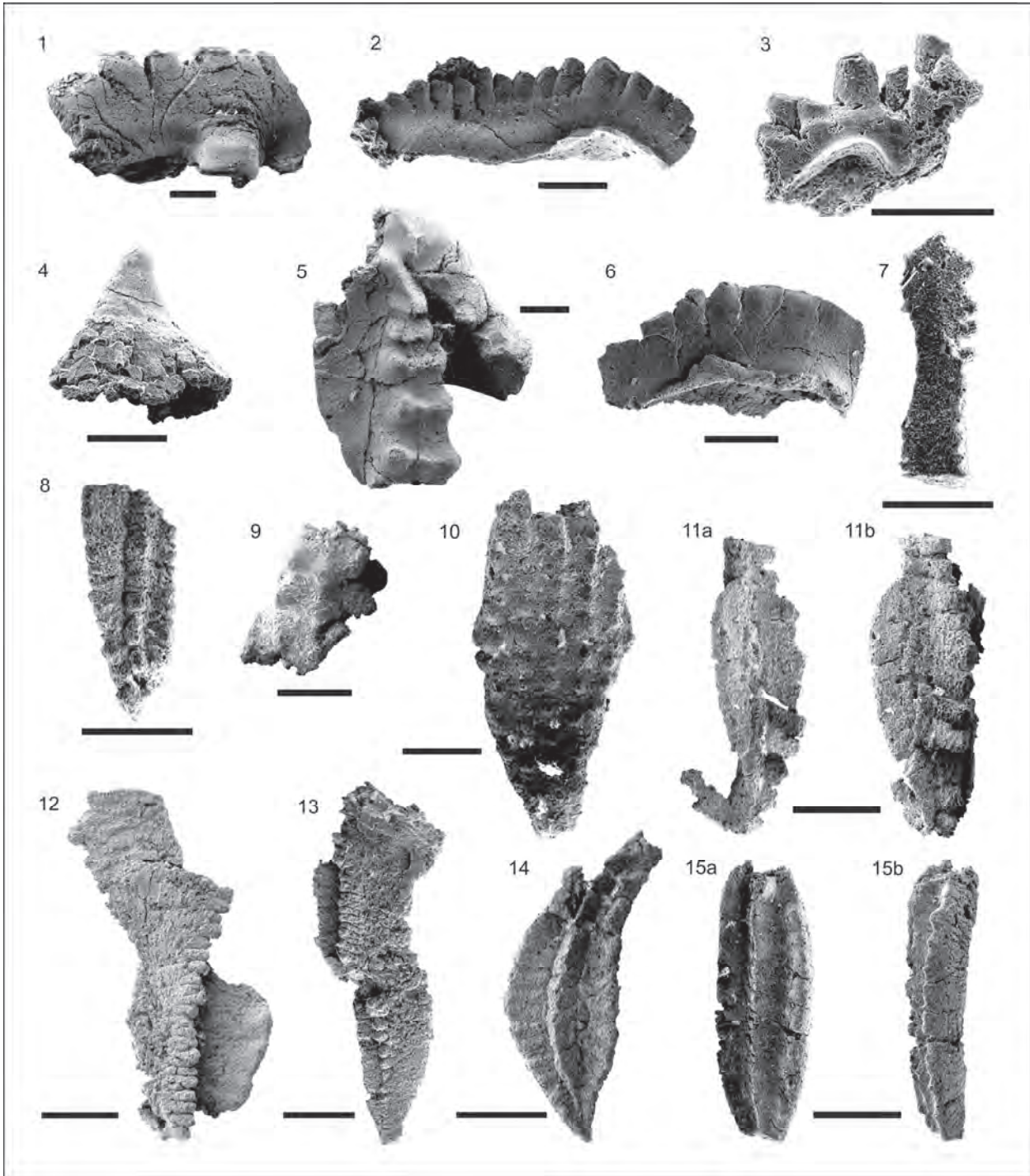
Eisenerzer Schichten (Phyllite und Metasandsteine; Karbon)

Beim Lawinenschutzbau wurden auf der Brunnalm im Bereich der alten Eisengruben (CORNELIUS, 1936) auf 1.190 m Seehöhe ca. 10 Meter mächtige Phyllite mit Einschaltungen von Metasandsteinen aufgeschlossen. Im Hangenden werden sie tektonisch von hellen, massigen und teilweise mit Rohwand vererzten Kalkmarmoren begrenzt, die vermutlich nicht jünger als Mitteldevon sind. Unterlagert werden die Phyllite und Metasandsteine von ca. 24 m mächtigen Bänderkalkmarmoren, die Conodonten des Famennium führen. Diese Marmore beinhalten am Kontakt zu den Phylliten in taschenförmigen Vertiefungen grobsandige Sedimente, die als Verfüllung eines ehemaligen Reliefs gedeutet werden. Anzeichen einer tektonischen Überprägung fehlen, weshalb die Klastika auch ohne Zwischenschaltung von Brekzien als Eisenerzer Schichten angesprochen werden.

Literatur

- CORNELIUS, H.P. (1936): Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1:75.000, Blatt Mürzzuschlag. – Geol. B.-A., Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1952a): Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpenostrand bis zum Aflenzer Becken. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **42/43**, 1–234, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1952b): Die Geologie des Mürztalgebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag 1:75.000). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sb. **4**, 94 S., Wien.
- EBNER, F. (1973): Bericht 1972 über stratigraphische Untersuchungen in der Steirischen Grauwackenzone (Raum Neuberg an der Mürz – Leoben). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1973**, A86–A87, Wien.
- EBNER, F. (1974): Bericht 1973 über stratigraphische Untersuchungen in der Steirischen Grauwackenzone (Raum Veitsch–Aflenz). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**, A116–A118, Wien.
- HADITSCH, J.G. (1968): Die Manganerzlagerstätten der Veitsch. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **7**, 112–169, Leoben.
- HEINISCH, H. (1980): Der ordovizische „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen. Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Diss. Univ. München, 253 S., München.
- HISTON, K., KLEIN, P., SCHÖNLAUB, H.P. & HUFF, W.D. (2007): Lower Palaeozoic K-Bentonites from the Carnic Alps, Austria. – Austrian Journal of Earth Sciences, **100**, 26–42, Wien.
- HUBMANN, B., EBNER, F., FERRETTI, A., KIDO, E., KRAINER, K., NEUBAUER, F., SCHÖNLAUB, H.-P. & SUTTNER, T.J. (2014): The Paleozoic Era(them). – In: PILLER, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions) – Vol. I, Second Edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 9–133, Wien.
- NIEVOLL, J. (1983): Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen in der Grauwackenzone bei Veitsch (Steiermark). – Unpublizierte Diss., Univ. Graz, 150 S., Graz.

- NIEVOLL, J. (1984): Der Südrand der Grauwackenzone zwischen Stübing und Neuberg (Obersteiermark, ÖK 103 Kindberg). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **77**, 63–71, Wien.
- NIEVOLL, J. (1987): The Lower Paleozoic of the Noric nappe at Veitsch (Eastern Alps, Austria). – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Hrsg.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. – Mineralia slovaca-Monography, 379–386, Bratislava (Alfa Publishers).
- NIEVOLL, J., NEUBAUER, F., LIU, X. & DONG, Y. (2012): Cambrian acidic volcanics in the eastern Greywacke zone? The Stocker unit enigma. – PANGEO 2012 Abstracts, 105, Salzburg.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs. Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **124**, 361–423, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., FLAJS, G. & THALMANN, F. (1980): Conodontenstratigraphie am Steirischen Erzberg (Nördliche Grauwackenzone). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **123**, 169–229, Wien.
- SÖLLNER, F., HÖLL, R. & MILLER, H. (1991): U-Pb-Systematik der Zirkone in Meta-Vulkaniten („Porphyroiden“) aus der Nördlichen Grauwackenzone und dem Tauernfenster (Ostalpen, Österreich). – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **142**, 285–299, Hannover.



Tafel 1: Conodonten von Blatt 103 Kindberg.

1) *Lanea eoeleanorae*, Seitenansicht, Friedlkogel, K57a, Unterdevon (Lochkovium); 2) *Wurmiella excavata*, Seitenansicht, Friedlkogel, K57a, Unterdevon (Lochkovium); 3) *Oulodus* sp., Seitenansicht, Friedlkogel, K57b, Unterdevon (Lochkovium); 4) *Pseudooneotodus beckmanni*, Schallergraben, SG 2, Unterdevon (Lochkovium); 5) *Pedavis* sp., Oberansicht, Schallergraben, SG 2, Unterdevon (Lochkovium); 6) *Pelekysgnathus* cf. *serratus*, Seitenansicht, Schallergraben, SG 2, Unterdevon (Lochkovium); 7) *Polygnathus* sp., Seitenansicht, Greith bei Turnau, K156, Unterdevon (Emsium); 8) *Polygnathus* sp., Oberansicht, Greith bei Turnau, K156, Unterdevon (Emsium); 9) *Icriodus* sp., Oberansicht, Brunnalm, K33a, Devon; 10) *Polygnathus nodocostatus*, Oberansicht, Brunnalm, K33c, Oberdevon (Famennium); 11a, b) *Polygnathus glaber glaber*, Seiten- und Oberansicht, Brunnalm, K33f, Oberdevon (Famennium); 12) *Polygnathus* sp. Oberansicht, Brunnalm, K33g, Oberdevon (Famennium); 13) *Palmatolepis glabra pectinata*, Oberansicht, Brunnalm, K33g, Oberdevon (Famennium); 14) *Polygnathus* aff. *dubius*, Oberansicht, Brunnalm, K33h, Oberdevon; 15a, b) *Polygnathus* sp., Ober- und Seitenansicht, Brunnalm, K33h, Oberdevon.

Alle Massstäbe: 200µm.

Tektonik, Metamorphose und Abkühlgeschichte des Grazer Paläozoikums auf Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld

RALF SCHUSTER¹, PHILIP SCHANTL² & AXEL NOWOTNY¹

¹ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. ralf.schuster@geologie.ac.at, nowotny.axel@aon.at

² Universität Graz, Institut für Erdwissenschaften, Universitätsplatz 2, 8010 Graz, Österreich. philip.schantl@edu.uni-graz.at

1. Einleitung

In diesem Artikel wird ein kurzer Überblick über das Grazer Paläozoikum gegeben. Es folgt eine Beschreibung der tektonischen und lithostratigrafischen Einheiten, die sich auf dem Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld befinden. Abschließend wird die Beziehung des Grazer Paläozoikums zum unterlagernden „Angerkristallin“ diskutiert.

2. Geologischer Überblick

Das Grazer Paläozoikum ist ein Deckenstapel, der nördlich von Graz eine Fläche von ca. 30 x 50 km einnimmt. Die Decken bestehen aus niedriggradig metamorphen paläozoischen Metasedimenten und Metavulkaniten (CLAR, 1935; FLÜGEL, 1961, 1975; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; FRITZ & NEUBAUER, 1988). Unterlagert ist das Grazer Paläozoikum von Decken des Ostalpinen Kristallins, die eine kretazische Metamorphose in Epidot-Amphibolitfazies bis Eklogitfazies erlebt haben (OBERHÄNSLI, 2004; SCHUSTER & NOVOTNY, 2016) (Abb. 1). Im westlichen Teil wird das Grazer Paläozoikum von den oberkretazisch bis paläogenen Sedimenten der Gosau-Gruppe und im Süden von neogenen Sedimenten des Steirischen Beckens transgressiv überlagert (GRÄF, 1975; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; FRITZ, 1988; FRITZ et al., 1992; EBNER & RANTITSCH, 2000; GROSS et al., 2007).

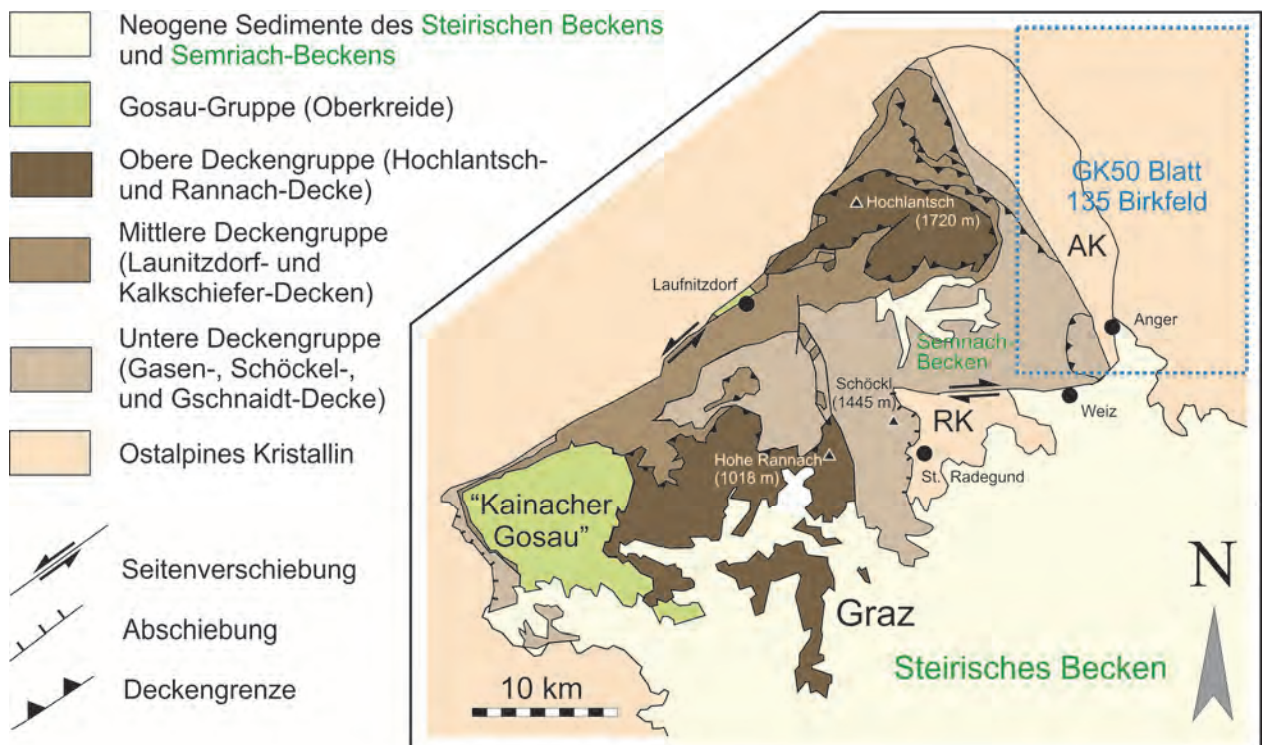


Abb. 1: Geologische Karte des Grazer Paläozoikums und der angrenzenden Gebiete, modifiziert nach KRENN et al. (2008). In dieser Arbeit werden die Decken der unteren Deckengruppe des Grazer Paläozoikums behandelt, welche sich auf GK50 135 Birkfeld befinden. AK: „Angerkristallin“, RK: „Radegunder Kristallin“.

Die Abfolgen des Grazer Paläozoikums zeigen im Allgemeinen eine ähnliche Entwicklung wie andere Schichtfolgen vom Nordrand von Gondwana, wobei verschiedene interne Faziesbereiche schon lange bekannt sind (HOERNES, 1892). Die fossilbelegten Abfolgen beginnen im späten Silur bis frühen Devon mit vulkanoklastischen bis siliziklastischen Sedimenten, gefolgt von mitteldevonischen Ablagerungen einer gegliederten Karbonatplattform mit Riffen und internen Becken. Sie enden mit pelagischen Kalken und Tonschiefern aus dem späten Devon bis frühen Karbon (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; FRITZ & NEUBAUER, 1988; FLÜGEL, 2000; GASSER et al., 2010). Mit Bezug auf FLÜGEL (2000) können 35 Formationen und fünf Fazieszonen (Laufnitzdorf-, Kalkschiefer-, Schöckel-, Rannach- und Hochlantschfazies) unterschieden werden. Nach FLÜGEL et al. (1990) und FRITZ et al. (1992) sind diese Fazieszonen auf drei Deckengruppen verteilt: Die untere Schöckel-, die mittlere Laufnitzdorf-Kalkschiefer- und die obere Rannach-Hochlantsch-Deckengruppe.

Die Metamorphosebedingungen im Grazer Paläozoikum wurden mittels Illit-Kristallinität, Vitrinit-Reflexion und Raman-Spektroskopie bestimmt (HASENHÜTTL, 1994; RUSSEGGER, 1996; RANTITSCH et al., 2005). Gesteine der oberen Deckengruppe erfuhren Temperaturen von 200 bis 300 °C. In der mittleren und unteren Deckengruppe lagen die Temperaturen in der Laufnitzdorf-Decke unter 300 °C, während in der Kalkschiefer- und Schöckel-Decke mehr als 300 °C erreicht wurden.

Die Zuteilung der einzelnen Decken des Grazer Paläozoikums zu der unteren, mittleren und oberen Deckengruppe ist in den vorhandenen Detailkarten (z.B. FLÜGEL et al., 1990) nicht überall eindeutig und daher wurde von GASSER et al. (2010) lediglich eine untere und obere Deckengruppe unterschieden, wobei beide durch die sogenannte Rannach-Überschiebung voneinander getrennt sind. Die untere Deckengruppe ist durch eine penetrative Schieferung, isoklinale Falten und eine E–W gerichtete Streckungslineation charakterisiert. Im Bereich der Rannach-Überschiebung ist eine Streckungslineation dominierend, die zunehmend von E–W nach SE–NW dreht. Sowohl in der unteren als auch in der oberen Deckengruppe gibt es offene Falten mit NE–SW orientierten Achsen. Zahlreiche interne spröde Seitenverschiebungen sind vorhanden, aber größere Abschiebungen, die den ganzen Deckenstapel durchschlagen, sind nicht bekannt. Begrenzt ist das Grazer Paläozoikum durch eine Abschiebung im Westen, eine sinistrale Seitenverschiebung im Nordwesten und ein komplexes Muster aus Seitenver-, Auf- und Abschiebungen im Osten und Süden (FRITZ et al., 1992; KRENN et al., 2008). Hier überlagert es das sogenannte „Angerkristallin“ und „Radegunger Kristallin“ (Abb. 1).

Die Metamorphose und Deformation im Grazer Paläozoikum erfolgte während des Variszischen Ereignisses im späten Devon und Karbon sowie während des Eoalpidischen Ereignisses in der Kreide. Lange wurde diskutiert welches der beiden tektonometamorphen Ereignisse dominiert (FRANK, 1981; FRITZ et al., 1991; NEUBAUER et al., 1999). Nach FRITZ (1988) und FRITZ et al. (1992) ist das Eoalpidische Ereignis prägend, wobei der Höhepunkt der Überschiebungstektonik in der Unterkreide um 125 Ma erfolgte. In der unteren Deckengruppe ist für manche Decken eine polymetamorphe Entwicklung belegt, die meisten geochronologischen Altersdaten fallen aber in die Kreide (GASSER et al., 2010; SCHANTL et al., 2015).

Die Neukartierung des östlichsten Teiles des Grazer Paläozoikums durch MATURA & SCHUSTER (2014) zeigt, dass die untere Deckengruppe in diesem Bereich komplizierter gebaut ist, als bisher vermutet. Von Liegend nach Hangend lassen sich eine Gasen- Schöckel- und Gschnaidt-Decke unterscheiden.

Für die tektonische Zuordnung des Grazer Paläozoikums zu einer der übergeordneten ostalpinen Einheiten ist dessen Beziehung zum unterlagernden Ostalpinen Kristallin von essenzieller Bedeutung. Besonders die östliche Begrenzung rund um den Raasberg nimmt dabei eine Schlüsselstellung ein. So ergeben sich in der Geologischen Karte des Weizer Berglandes 1:25.000 (FLÜGEL & MAURIN, 1958) Übergänge zwischen Schichtgliedern des Grazer Paläozoikums, wie z.B. dem „Schöckelkalk“ und den zum Teil Chloritoid- und Granat führenden Glimmerschiefern der „höhermetamorphen Gesteinsserien“ in deren Liegendem. Im Gegensatz dazu vermutet TOLLMANN (1963) in den Quarziten und Karbonatgesteinen des Raasberges triassische Ablagerungen in zentralalpiner Fazies, die er dem mittelostalpinen „Angerkristallin“ zurechnet, um darüber eine Deckengrenze zum oberostalpinen Grazer Paläozoikum zu legen.

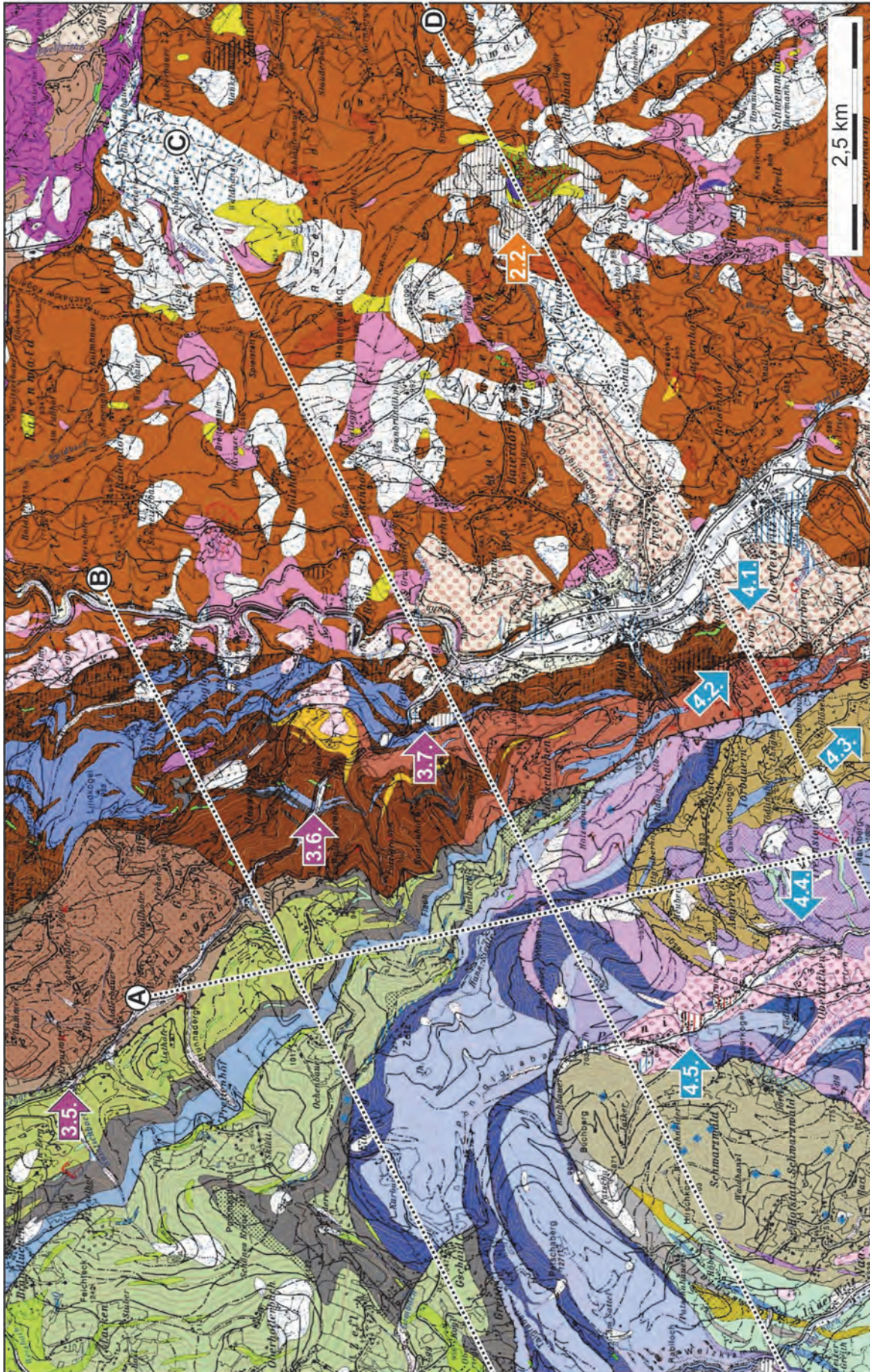
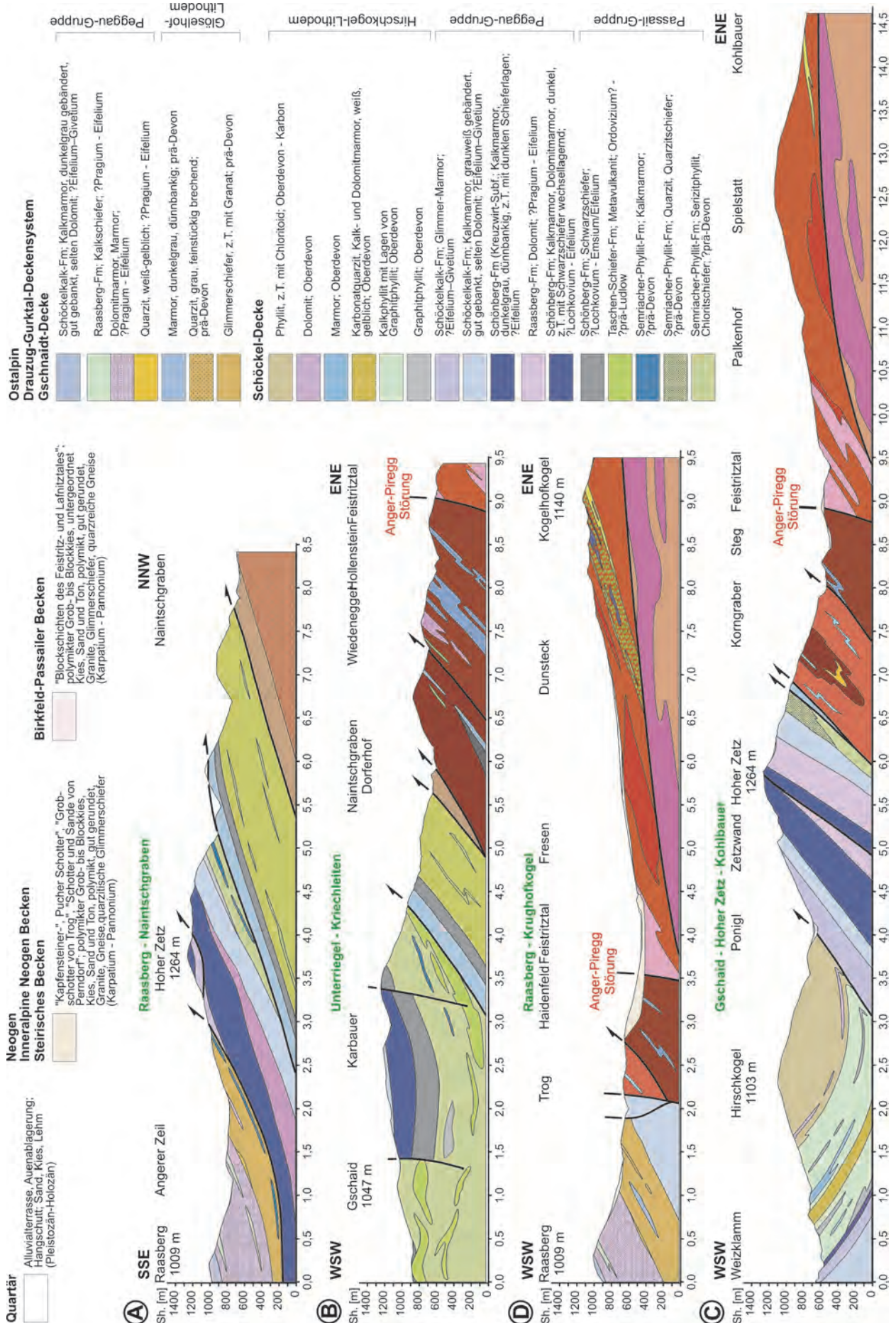


Abb. 2: Geologische Karte des Exkursionsgebietes rund um den Raasberg und Hohen Zetz bei Anger (Steiermark). Die Darstellung basiert auf der Neuaufnahme von GK50 Blatt 135 Birkfeld von MATURA & SCHUSTER (2014). Eingezeichnet ist die Lage der in Abbildung 3 dargestellten Profile. Legende siehe Abbildung 3. Die Pfeile markieren die während der Exkursionen im Rahmen der Arbeitstagung angefahrenen Stops (siehe dieser Band).



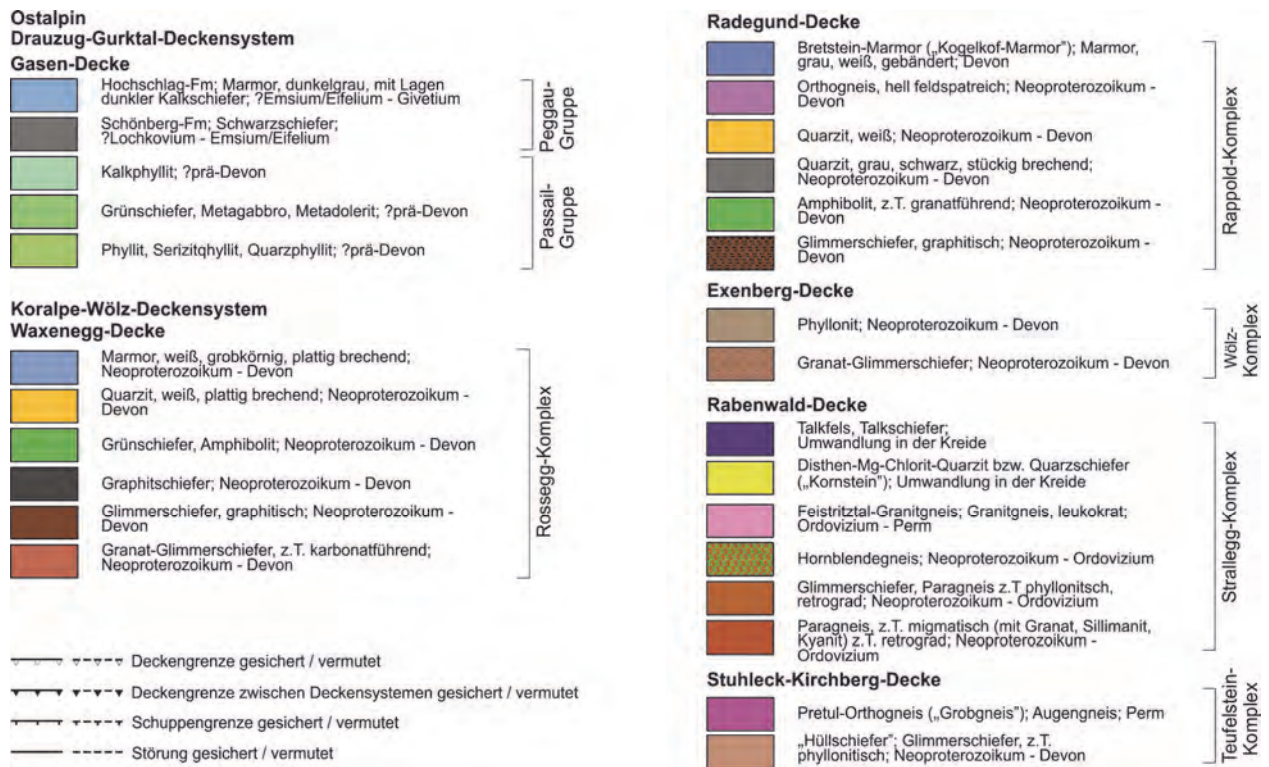


Abb. 3: Profile durch das in Abbildung 2 dargestellte Gebiet. Legende gilt auch für Abbildung 2.

Nachdem geklärt war, dass die Abfolge am Raasberg paläozoischen Alters ist, traten FLÜGEL & NEUBAUER (1984) für eine kontinuierliche Abfolge vom „Angerkristallin“ in das Grazer Paläozoikum und für einen präalpidischen Kontakt der beiden Einheiten ein. Diese Interpretation beruhte auf zwei Argumenten: Erstens sollten sich die Marmore der Hochschlag-Formation vom Grazer Paläozoikum kontinuierlich in das darunterliegende Kristallin verfolgen lassen und zweitens wäre vom Hangenden gegen das Liegende eine kontinuierliche Abnahme der Metamorphose vorhanden, die gegen eine alpidische Überschiebungstektonik im Kontaktbereich spräche. Im Zuge von extensioneller Tektonik, welche auch von KRENN et al. (2008) bestätigt werden konnte, wäre das Metamorphoseprofil in der späten Kreide noch durch SW-gerichtete Abschiebungen deutlich ausgedünnt worden.

Arbeiten von SCHUSTER et al. (2006, 2014), RÖGGLA (2007) und die Karte von MATURA & SCHUSTER (2014) widersprechen dieser Annahme (Abb. 2, 3). In diesen Arbeiten wird das „Angerkristallin“ als Teil eines sich gegen Westen zu fortsetzenden, kretazischen Deckenstapels gesehen, der erst in der späten Kreide mit dem Grazer Paläozoikum in direkten Kontakt gekommen ist. Unter der Verwendung der Nomenklatur von SCHMID et al. (2004) bedeutet das, dass die aus kristallinen Gesteinen aufgebauten Decken dem Koralpe-Wölz-Deckensystem angehören, während das überlagernde Grazer Paläozoikum zum Drauzug-Gurktal-Deckensystem zu stellen ist (siehe auch SCHUSTER & NOVOTNY, 2016).

3. Lithostratigrafische (lithodemische) und tektonische Einheiten im östlichsten Teil des Grazer Paläozoikums

In diesem Kapitel werden die auf GK50 Blatt 135 Birkfeld auftretenden lithostratigrafischen (lithodemischen) und tektonischen Einheiten kurz beschrieben. Die lithostratigrafischen Einheiten ergeben sich aus der flächigen Kartierung charakteristischer Gesteinsassoziationen. Im Grazer Paläozoikum wurden diese vollständig in Gruppen, Formationen und Subformationen untergliedert (FLÜGEL, 2000; HUBMANN et al., 2014). Obwohl die meisten dieser Einheiten mangels brauchbarer Fossilien nur sehr schlecht chronostratigrafisch eingestuft sind und keine Typusprofile beschrieben sind, wurde die bestehende Nomenklatur soweit als möglich übernommen. Für manche Schichtglieder scheint es aber sinnvoller, lithodemische Einheiten zu verwenden. Wiederholungen in den stratigrafischen Abfolgen und Änderungen im

Metamorphosegrad belegen eine interne Tektonik innerhalb der unteren Deckengruppe. Die einzelnen durch distinkte Bewegungszonen begrenzten tektonischen Körper wurden daher als Decken und Schuppen klassifiziert.

3.1. Gasen-Decke / Heilbrunn-Lithodem, Schönberg-Formation, Hochschlag-Formation

Der Name Gasen-Decke wurde auf Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) für die tektonisch tiefste Decke am Ostrand des Grazer Paläozoikums eingeführt. Sie besteht aus einer silurischen bis mitteldevonischen Abfolge, welche Schichtglieder der Passail- und Peggau-Gruppe beinhaltet. Namensgebend ist der Ort Gasen (Steiermark).

3.1.1. Tektonik

Die Gasen-Decke gehört zur unteren Deckengruppe und bildet nahezu dessen gesamten NE-Rand von 4 km südlich Stanz im Müürztal (auf GK50 Blatt 134 Passail) bis Edelsachen, 3 km nordwestlich Anger (auf GK50 Blatt 135 Birkfeld). Sie lässt sich damit über gut 25 km verfolgen. Die größte Breite an der Erdoberfläche erreicht sie im Norden mit etwas über 4 km. Nach Süden wird sie immer schmaler, bis sie schließlich auskeilt. Im Liegenden der Gasen-Decke befindet sich im Norden über weite Strecken die Exenberg-Decke und im Süden die Waxenegg-Decke des Koralle-Wölz-Deckensystems. An der Deckengrenze finden sich Gesteine, die eine Phyllonitisierung unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies erfahren haben. Mit Bezug auf Rb-Sr Biotitalter, die bei etwa 80 Ma liegen und die eine Abkühlung unter 300 °C widerspiegeln, muss die Deckengrenze in der späten Kreide entstanden sein (siehe auch SCHUSTER & NOVOTNY, 2016). In den südlichen Anteilen wird die Gasen-Decke von der Schöckel-Decke und im Norden von der Laufnitzdorf- und Kalkschiefer-Decke, welche der mittleren Deckengruppe angehören, überlagert (FLÜGEL et al., 1990). Zumindest für die Grenze zur Schöckel-Decke ist ein kretazisches Alter gesichert (SCHUSTER et al., 2014).

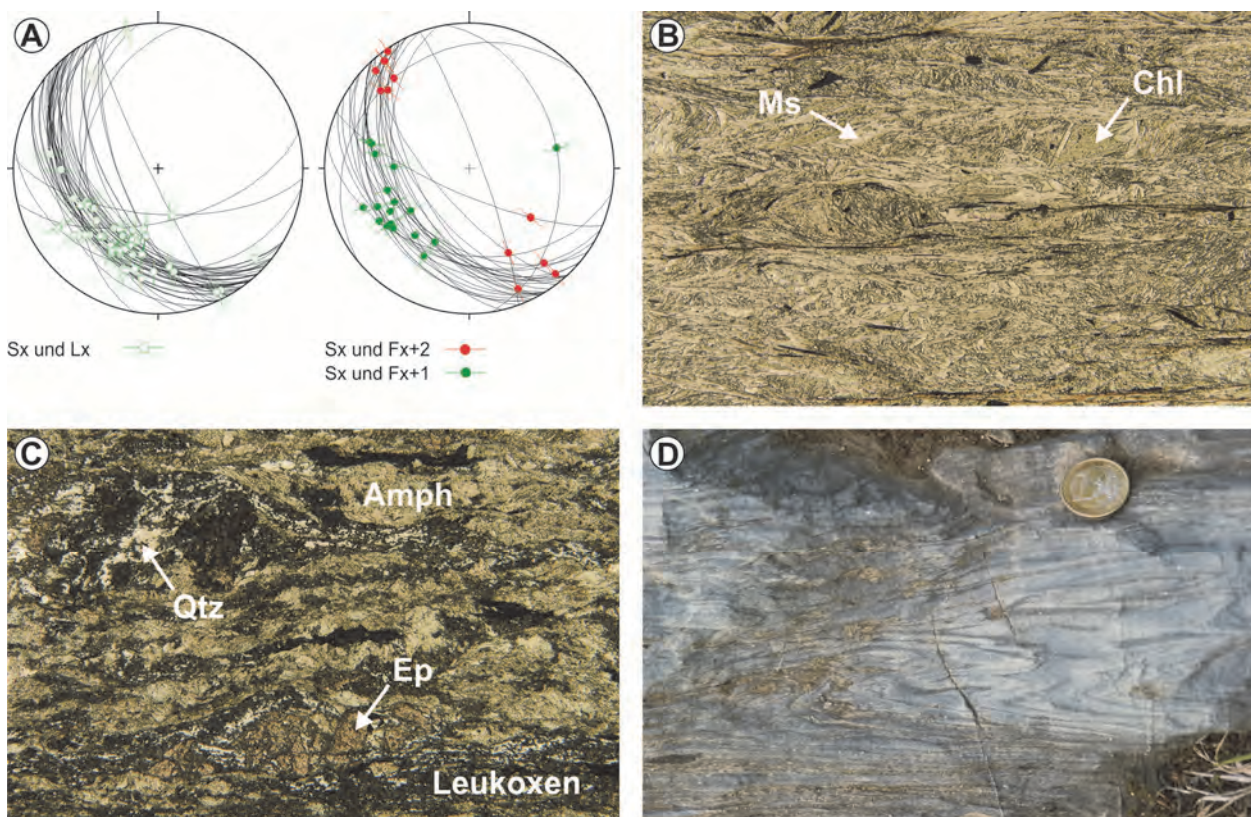


Abb. 4: Strukturdaten und Lithologien aus der Gasen-Decke. **A**) Die Schieferungsflächen (Sx) fallen mittelsteil gegen SW ein, Streckungslineare (Lx) und einrotierte, isoklinale Falten (Fx+1) streuen zwischen S und WSW. Eine wellige Faltung (Fx+2) ist NW–SE orientiert. **B**) Phyllit des Heilbrunn-Lithodems mit Muskovit, Chlorit und Quarz (07R04; Bildbreite: 7,5 mm). **C**) Grünschiefer des Heilbrunn-Lithodems mit feinkörnigem Amphibol, Quarz, Epidot, Klinkzoisit und Leukoxen (08R14, Bildbreite: 7,5 mm). **D**) Marmor der Hochschlag-Formation mit isoklinaler Faltung.

In der Gasen-Decke fallen die Schieferungsflächen (Sx) sehr konstant mittelsteil gegen SW ein. Streckungslineare (Lx) und einrotierte, isoklinale Falten (Fx+1) im Marmor streuen zwischen S und WSW. Eine wellige Faltung (Fx+2) und eine dazugehörige, oft nur schwach ausgebildete Grenulation (Lx+2) ist NW–SE orientiert (Abb. 4A).

3.1.2. Lithostratigrafie und Lithologie

Der liegende Teil der Gasen-Decke wird von der **Passail-Gruppe** (FLÜGEL, 2000) aufgebaut, für die ein prädevones Alter angegeben wird (FLÜGEL, 2000). Da die Phyllite in der Gasen-Decke zwar jenen der Semriach-Formation der Schöckel-Decke ähneln, aber doch einige im Gelände ersichtliche Unterschiede aufweisen, sollte man sie wahrscheinlich besser als **Heilbrunn-Lithodem** (SCHUSTER et al., 2014) bezeichnen. Die Phyllite dieser Einheit sind ebenflächig und dünnplattig nach der prägenden Schieferung (Sx) brechend. Sie sind durch feinschuppigen Hellglimmer silberig gefärbt. Daneben ist bereichsweise etwas Pyrit oder Biotit makroskopisch zu erkennen. Durch die Verwitterung des Pyrits können rostige Flecken auf den Schieferungsflächen entstehen. In Sx eingeregelt Quarzmobilisate sind relativ selten. Unter dem Mikroskop sind Muskovit + Chlorit + Quarz ± Albit ± opakes Erz (Ilmenit) zu erkennen (Abb. 4B). Eingelagert finden sich Grünschiefer bzw. feinkörnige Amphibolite, welche eine Zusammensetzung aus Amphibol + Chlorit + Quarz ± Albit ± Epidot/Klinozoisit ± Leukoxen ± Kalzit aufweisen (Abb. 4C). Im Allgemeinen bilden sie Härtlinge, die auch morphologisch heraustreten und stückig brechen. Sie bilden mehrere Meter bis wenige Zehnermeter mächtige Lagen, welche im hangenden Teil des Heilbrunn-Lithodems über einige hundert Meter weit verfolgt werden können. Weiters sind Einschaltungen aus Kalkphylliten vorhanden. Die Semriach-Formation wird von FLÜGEL (2000) als prädevonisch eingestuft, und gleiches sollte für das Heilbrunn-Lithodem gelten.

Darüber folgt die **Peggau-Gruppe** mit der Schönberg- und Hochschlag-Formation (FLÜGEL, 2000). Die **Schönberg-Formation** (?Lochkovium–Emsium/Eifelium) ist durch sehr dünnplattig brechende, grafitreiche Phyllite vertreten. Eingeschaltet sind im liegenden Teil immer wieder Phyllite, die jenen des Heilbrunn-Lithodems gleichen. Im Hangenden treten vermehrt Lagen dunkelgrauer bis schwarzer Kalkmarmore auf, welche zur **Hochschlag-Formation** überleiten.

Die Hochschlag-Formation besteht aus plattig brechenden, schiefrigen Kalzitmarmoren mit zwischengelagerten, bräunlich gefärbten, kalkigen Phylliten. In den Marmoren sind vereinzelt isoklinale Falten zu erkennen (Abb. 4D). Selten finden sich Einschaltungen hellgrauer Dolomite und basische Metavulkanite. Im nördlichen Teil der Hochschlag-Formation wurden selten schlecht erhaltene rugose und tabulate Korallen bekannt. Nach FLÜGEL (2000) ist die Einheit in das ?Emsium–Eifelium und/oder Givetium einzustufen.

Basierend auf dem makroskopischen Erscheinungsbild der Gesteine und auf Schlibbeobachtungen ist in der Gasen-Decke eine einphasige Metamorphose in der unteren Grünschieferfazies festzustellen. Da sich der Übergang zu den unterlagernden Phylloniten der Exenberg-Decke ohne Metamorphosesprung und strukturell kontinuierlich vollzieht, muss diese Metamorphose als eoalpidisch eingestuft werden.

3.2. Schöckel-Decke / Passail-Gruppe, Schönberg-Formation, Raasberg-Formation, Schöckel-Formation, Hirschkogel-Lithodem

Die Schöckel-Decke wird seit FLÜGEL (1975) als Element der unteren Deckengruppe des Grazer Paläozoikums genannt. Sie besteht aus einer silurischen bis wahrscheinlich karbonen Abfolge, welche Schichtglieder der Passail- und Peggau-Gruppe sowie das Hirschkogel-Lithodem beinhaltet. Benannt ist die Decke nach dem Berg Schöckel (auch Schöckl) nördlich von Graz (Steiermark).

3.2.1. Tektonik

Die Schöckel-Decke gehört zur unteren Deckengruppe des Grazer Paläozoikums. Sie ist vor allem im östlichen und zentralen Bereich (auf GK50 Blatt 134 Passail, 135 Birkfeld, 164 Graz und 165 Weiz) desselben vorhanden und bildet einen schmalen Streifen an dessen Westrand (auf GK50 Blatt 162 Köflach und 163 Voitsberg).

Im Liegenden befindet sich im Osten die Gasen-Decke, während ansonsten Einheiten des Koralpe-Wölz-Deckensystems unterlagern. Die Deckenkontakte zu letzteren sind Abschiebungen, welche in der Oberkreide unter grünschieferfaziellen Bedingungen entstanden. Im Hangenden befindet sich im Osten die Gschnaidt-Decke, welche ebenfalls zur unteren Deckengruppe gehört, ansonsten sind es Decken der mittleren Deckengruppe (FLÜGEL et al., 1990; FRITZ et al., 1992).

Innerhalb der Schöckel-Decke gibt es mächtige Abfolgen die einerseits von Phylliten (Passail-Gruppe, Hirschkogel-Lithodem) und andererseits von Karbonaten (Peggau-Gruppe) dominiert werden und die sehr unterschiedlich auf Deformation reagieren. Die mächtige Marmorabfolge der Peggau-Gruppe streicht am Patschaberg WSW–ENE und biegt im Bereich des oberen Poniglgrabens gegen SE um. Das Umbiegen der Streichrichtung ist durch eine Großfalte F_{x+1} bedingt, welche eine SW–NE streichende Achse aufweist, und die im Bereich des Hirschkogels liegt. Aufgrund der großen Kompetenzkontraste kommt es dabei zu einer Schuppung innerhalb der mächtigen Marmorabfolge und zur Anlage von Scherflächen an deren Unter- und Obergrenze hin zu den metapelitisch dominierten Schichtgliedern. Die Phyllite des hangenden Hirschkogel-Lithodems sind durch *flexural slip* teilweise abgeschert. Die Schuppung führt auch dazu, dass die Marmore im Bereich Eibisberg sehr steil und teilweise gegen NW überkippt einfallen. Bedingt durch Raumprobleme bei der Faltung und die Schuppenbildung ist das Einfallen der Schieferungsflächen S_x in der Schöckel-Decke etwas weniger einheitlich und lokal unterschiedlich (Abb. 5A). Streckungslineare L_x und einrotierte, isoklinale Falten F_{x+1} streuen zwischen WNW bis SSW. Eine offene wellige Faltung F_{x+2} und eine nur lokal in phyllitischen Gesteinen entwickelte Grenulation zeigt NW–SE orientierte Faltenachsen.

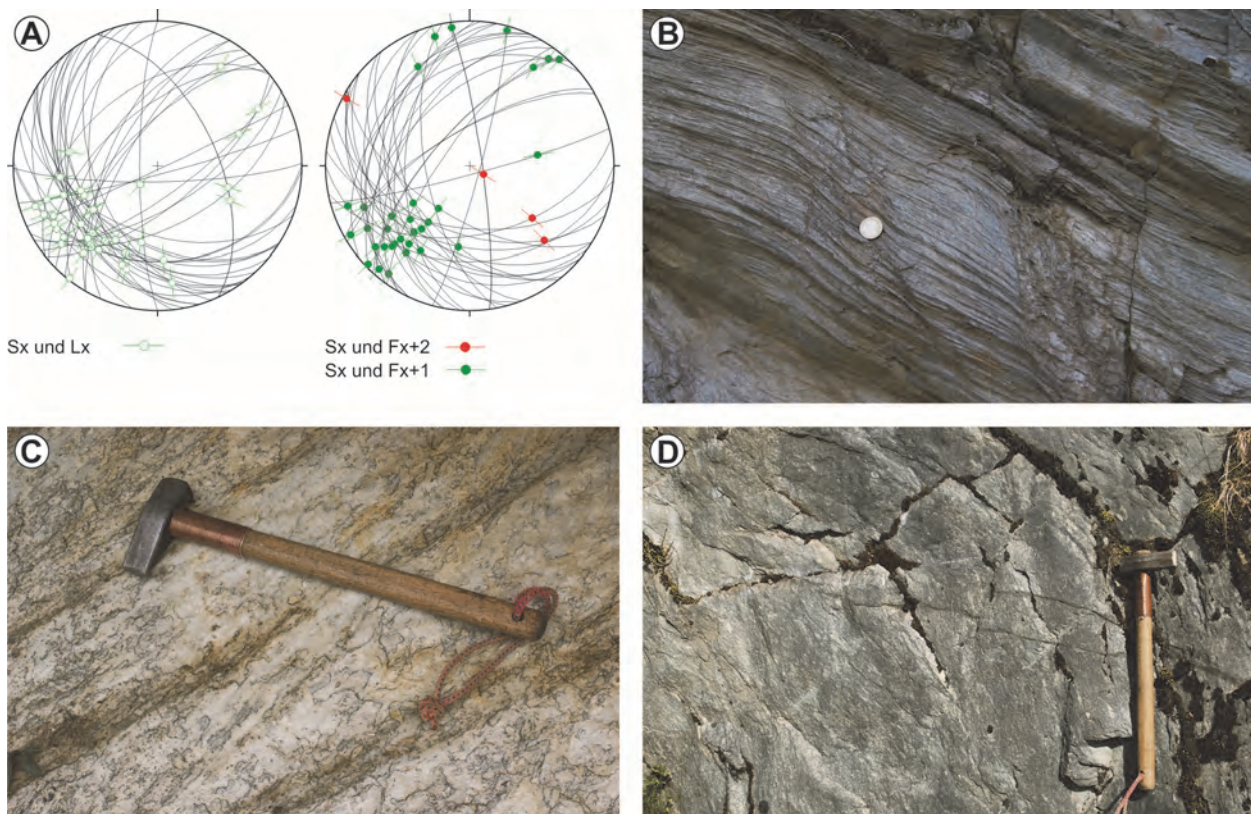


Abb. 5: Strukturdaten aus der Schöckel-Decke und Lithologien aus der Passail-Gruppe der Schöckel-Decke. **A)** Die Schieferungsflächen S_x fallen mittelsteil gegen SW ein, Streckungslineare L_x und einrotierte, isoklinale Falten F_{x+1} streuen zwischen S und WSW. Eine wellige Faltung F_{x+2} ist NW–SE orientiert. **B)** Verfalteter und grenulierter Phyllit der Semriach-Formation. **C)** Verfalteter und straff geschieferter Quarzit der Hundsberg-Subformation (Semriach-Formation). **D)** Grünschiefer der Taschen-Formation.

3.2.2. Lithostratigrafie und Lithologie

Die basalen Anteile der Schöckel-Decke werden von der **Passail-Gruppe** aufgebaut. Diese besteht großteils aus grauen, stückig brechenden Phylliten der **Semriach-Formation** (prä-Devon) (Abb. 5B) und darin eingeschalteten Körpern von Metabasiten in Form von Grünschiefern (Abb. 5C), die aus Vulkanoklastika, Laven, aber auch Ganggesteinen und seichten Intrusionen hervorgegangen sein könnten und als **Taschen-Formation** (?prä-Ludlow) zusammengefasst werden. Weiters finden sich in der Semriach-Formation Lagen von mittel- bis grobkörnigen weißen und rosa gefärbten Marmoren (Rötschgraben-Subformation) sowie hellgraue bis gelblich gefärbte Quarzite und Feinkonglomerate mit einzelnen serizitreichen Lagen (FLÜGEL, 1975) (Hundsberg-Subformation, Abb. 5D). Letztere brechen blockig, zeigen eine deutliche Schieferung und ein Streckungslinear. Die Schieferungsflächen haben einen Abstand von 1–3 mm. Auf den Schieferungsflächen sieht man ein deutliches Streckungslinear und in den Serizitlagen auch eine sehr feine Grenulation.

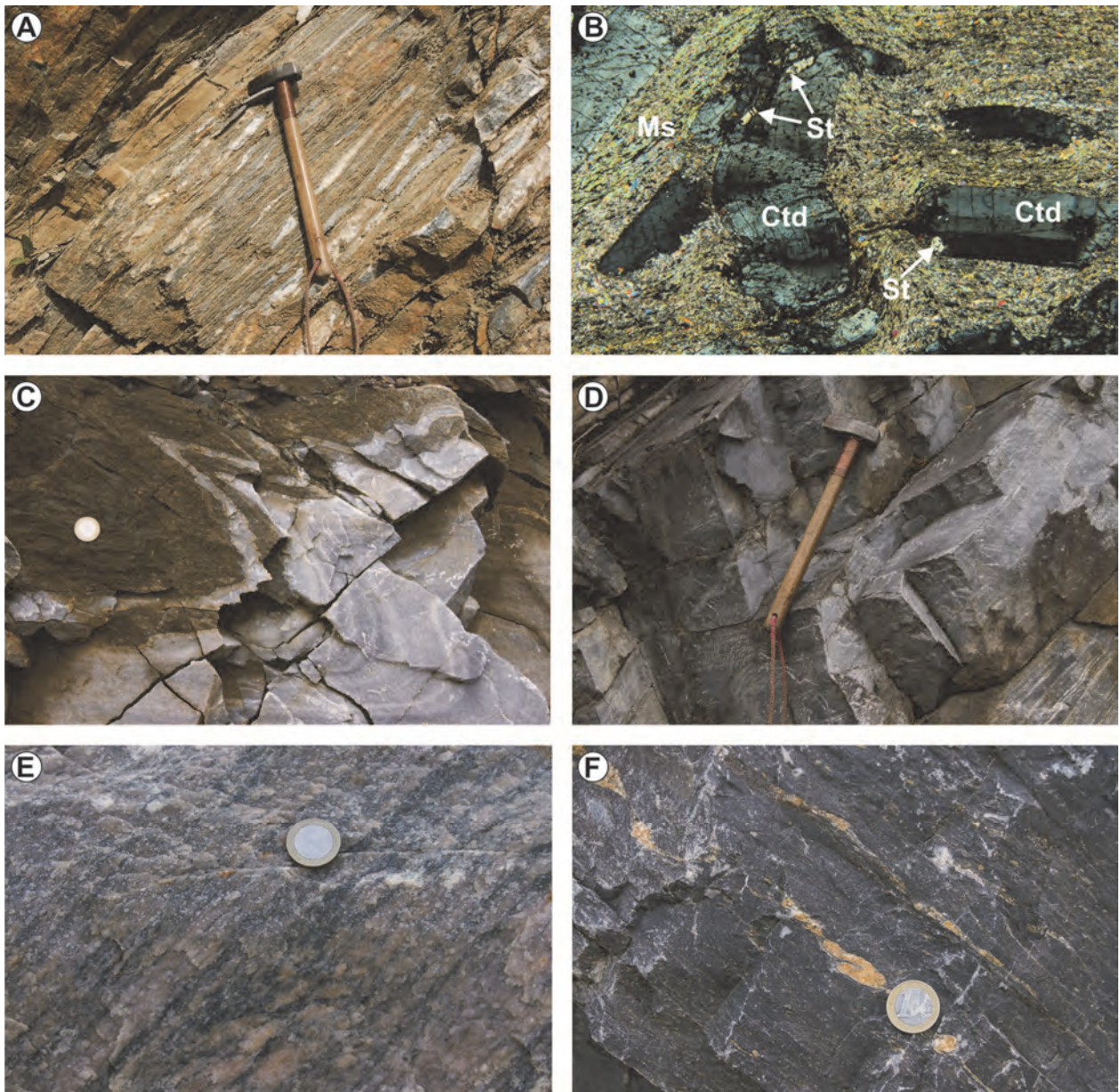


Abb. 6: **A)** Dünnbankige Marmore der Schönberg-Formation. **B)** Dünnschliffbild mit Chloritoid und Staurolith in einem Glimmerschiefer der Raasberg-Formation. **C–F)** Lithologien der Schöckel-Formation: **C)** Falte im Bereich zwischen Marmor und Metapelit, **D)** Dickbankiger grau-weißer, mittelkörniger Marmor, **E)** bunter, silikatischer Marmor und **F)** dunkelgrauer, feinkörniger Marmor.

Die hierarchische Bezeichnung Gruppe erscheint für die Gesteinsassoziation im Liegenden der Peggau-Gruppe zweifelhaft. Im Zuge der Kartierung sind, außer an den Grenzflächen der Subformationen, fast nie sedimentäre Schichtungen, sondern immer nur eine Schieferung zu erkennen. In den Phylliten treten die Metabasite, aber auch die anderen Lithologien, völlig regellos auf. Es ist auch nicht klar, ob alle Metabasite genetisch zusammengehören oder ob sie während mehrerer unabhängiger Phasen entstanden sind.

Es folgt die Peggau-Gruppe mit der **Schönberg-Formation** (?Lochkovium)–Emsium/Eifelium). Diese besteht aus dünnplattig brechenden, grafitreichen Schwarzschiefern (Rauchenberg- bzw. Pfaffenkogel-Subformation), die gegen das Hangende mit Wechsellagerungen in dünnlagige dunkelgraue bis schwarze Kalkmarmore (Kreuzwirt-Subformation) übergehen (Abb. 6A). Im Bereich zwischen Hoher Zetz und Anger liegt die Raasberg-Formation (?Pragium–Eifelium) zwischen dem von dunklen Phylliten dominierten liegenden Teil der Schönberg-Formation und deren Kreuzwirt-Subformation. Hier finden sich über der Raasberg-Formation zunächst dunkle, dünnplattige Kalzitmarmore, die im liegenden Teil noch einige hellere Dolomitlagen enthalten. Die Mächtigkeit dieser Lithologien liegt am Hohen Zetz bei über 100 m und nimmt gegen den Raum Weiz weiter zu.

An der Basis der **Raasberg-Formation** (?Pragium–Eifelium) finden sich manchmal einige Meter von plattigen weißen Serizitquarziten und gelblichen, plattigen Marmoren. Die Hauptmasse bilden aber hellgraue Dolomite, die Zwischenlagen von Kalkschiefern und feinkörnigen Glimmerschiefern aufweisen. In Rollstücken hellglimmerreicher Glimmerschiefer aus dem Graben westlich von Waxenegg konnten Chloritoidkristalle mit bis zu 2 cm Durchmesser gefunden werden. Nach dem Dünnschliffbefund enthalten diese Gesteine auch Staurolith (Abb. 6B).

Die **Schöckel-Formation** (?Eifelium–Givetium) setzt oft tektonisch überprägt, aber doch in stratigrafischem Verband direkt über der Schönberg-Formation ein. Darüber folgen die typischen hellgrau und hellgrau-weiß gebänderten, fein- bis mittelkörnigen Kalzitmarmore, welche dicker plattig oder massig sind (Abb. 6C, 6D). In diesen Marmoren sind nur selten dünne Lagen von Phylliten oder Grünschiefern anzutreffen und sie erreichen am Schöckel und Patschaberg viele 10er Meter Mächtigkeit. An der Zetzwand ist ein über 10 m mächtiger, weiß gefärbter und recht massig ausgebildeter Abschnitt bemerkenswert. Im Bereich zwischen Hoher Zetz und Weiz folgen darüber silikatisch stärker verunreinigte, grau, schmutzig-rosa, gelblich oder grünlich gefärbte Glimmermarmore (Abb. 6E). Darin sind auch Einschaltungen von Dolomiten, Phylliten und Kalkschiefern sowie von feinkörnig brechenden grauen Quarziten anzutreffen. Den hangendsten Anteil bilden dunkelgraue dünnplattige Kalzitmarmore (Abb. 6F), die in dunkelgraue Phyllite übergehen, welche bereits zum überlagernden Hirschkogel-Lithodem zu zählen sind. Die Mächtigkeit der Schöckel-Formation beträgt gut 500 m und soll einen zeitlichen Umfang vom Pragium bis ins Eifelium umfassen.

Das **Hirschkogel-Lithodem** zeigt im liegenden Abschnitt eine bunte Abfolge mit dunkelgrauen Grafitphylliten und Kalkphylliten, in die Quarzite, Karbonat führende Quarzite, Dolomite und Kalzitmarmore eingelagert sind. Darüber folgen graue bis silbrige Phyllite, die häufig Chloritoid mit bis zu 1 mm Durchmesser führen und die oft rostbraune Verwitterungsoberflächen zeigen (Abb. 7A). Die Phyllite zeigen die Mineralzusammensetzung Quarz + Serizit + Chlorit ± Chloritoid ± Kalzit + opake Phasen (Abb. 7B). Die Mächtigkeit des Hirschkogel-Lithodems liegt bei wenigen hundert Metern. Basierend auf der Position über der Schöckel-Formation ist eine stratigrafische Reichweite vom Mitteldevon bis möglicherweise ins Karbon anzunehmen.

Die Metamorphosebedingungen in der Schöckel-Decke liegen im Bereich der oberen Grünschieferfazies bei etwa 500 °C. Diese Abschätzung beruht auf dem weit verbreiteten Auftreten von Chloritoid und dem Fehlen von Granat. Weiters sind die Dolomite noch nicht zu Dolomitmarmoren umkristallisiert. Staurolith ist nur in ganz bestimmten Lithologien, vergesellschaftet mit Chloritoid, vorhanden. Thermobarometrische Berechnungen ergaben Temperaturen um 490 °C. Das Alter dieser Metamorphose liegt nach Ar-Ar und Rb-Sr Datierungen an Muskovit und Biotit in der späten Unterkreide.

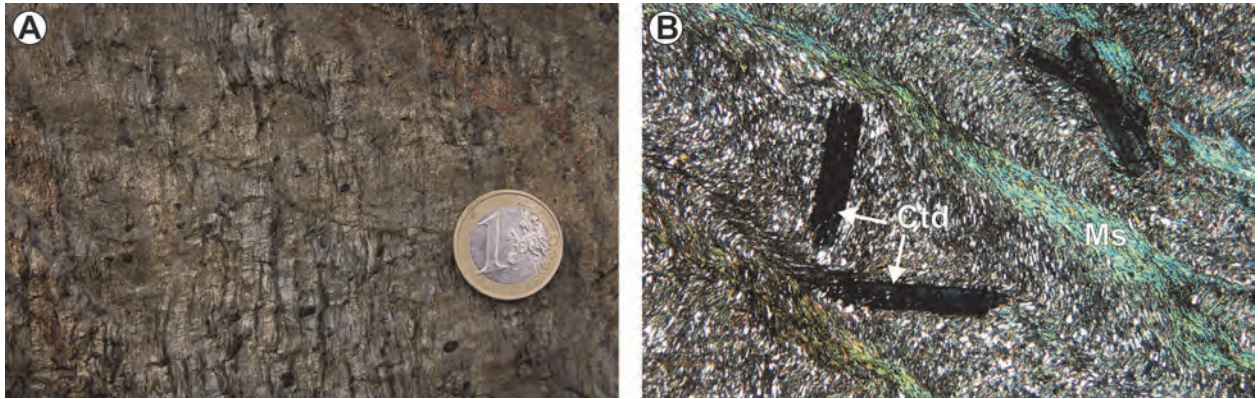


Abb. 7: Phyllite des Hirschkogel-Lithodems der Schöckel-Decke. **A)** Silbriger Phyllit mit bis zu 2 mm großen, dunkel gefärbten Chloritoidblättchen. Weiters sind zwei Grenulationen Fx+1 und Fx+2 zu erkennen. **B)** Phyllit mit Chloritoid im Dünnschliff (10R40, Bildbreite: 7,5 mm).

3.3. Gschnaidt-Decke / Glöselhof-Lithodem, Raasberg-Formation, Schöckel-Formation

Als Gschnaidt-Decke wurde in MATURA & SCHUSTER (2014) das neu kartierte, hangendste Element der unteren Deckengruppe bezeichnet. Der liegende Anteil besteht aus dem Glöselhof-Lithodem, darüber folgt die Peggau-Gruppe mit der Raasberg- und Schöckel-Formation (FLÜGEL, 2000). Namensgebend für die Decke ist die Ortschaft Gschnaidt nordöstlich vom Raasberg.

3.3.1. Tektonik

Die Gschnaidt-Decke nimmt ein Gebiet von 5 x 3 km um den Raasberg (1.009 m) auf den Kartenblättern GK50 Blatt 135 Birkfeld und 165 Weiz ein. Sie überlagert die Schöckel-Decke an einer Bewegungsfläche, die unter grünschieferfaziellen Bedingungen in der Unterkreide entstand (SCHANTL et al., 2015). In der Oberkreide wurde der Deckenstapel durch extensionelle Bewegungen überprägt (KRENN et al., 2008).

In der Gasen-Decke streut das Einfallen der Schieferungsflächen (Sx) zwischen WSW und SE. Faltenachsen (Fx+1) und einige Streckungslineare (Lx) fallen gegen SW (Abb. 8A).

3.3.2. Lithostratigrafie und Lithologie

Das **Glöselhof-Lithodem** besteht vorwiegend aus feinkörnigen, muskovitdominierten Glimmerschiefern, in die dünnplattige, dunkelgrau gefärbte, feinkörnige Marmore und graue Quarzite eingelagert sind. Die Glimmerschiefer bestehen aus Muskovit + Quarz ± Granat ± Amphibol ± Biotit + Chlorit ± Klinozoisit. Als Akzessorien finden sich Apatit, Rutil, Turmalin, Zirkon, Ilmenit und andere opake Phasen. Der Granat ist selten größer als 0,5 mm und enthält manchmal klar abgegrenzte, ältere Kerne (Abb. 8B, 8C). Die Granatränder entstanden in jedem Fall in der Kreide während des Eoalpidischen Ereignisses, die Kerne können während des Variszischen oder des Permischen Ereignisses gebildet worden sein. Das Sedimentationsalter der Einheit kann nur als prädevonisch angegeben werden. Eine detaillierte Beschreibung und mineralchemische Daten finden sich in SCHANTL et al. (2015).

An der Basis der überlagernden **Raasberg-Formation** (?Pragium–Eifelium) finden sich manchmal einige Meter von plattigen weißen Serizitquarziten, gelblichen, plattigen Marmoren oder rosa gefärbten massigen Marmoren. Charakteristisch sind jedoch die weißen bis gelben, zuckerförmigen Dolomitmarmore, welche bei der Verwitterung raue, absandende Oberflächen bilden. Neben Dolomit sind im Handstück wenige Zehntel-Millimeter große, schwarze Erzphasen zu erkennen. Als Zwischenlagen finden sich Kalkphyllite. An vielen Stellen, vor allem entlang der Straße von Gschnaidt nach Naas sind die Marmore stark tektonisch brekziiert und sie verwittern löchrig. Diese Bereiche wurden fälschlicherweise von TOLLMANN (1963) als triassische sedimentäre Rauhwacken aufgefasst.

Der Gipfel des Raasberges wird von grauen bis dunkelgrauen Kalzitmarmoren („Pseudoschöckelkalk“ in FLÜGEL & MAURIN, 1958) aufgebaut, die der **Schöckel-Formation** (?Eifelium–Givetium) zugeordnet werden können.

Aufgrund der Mehrphasigkeit der Granate in der Gschnaidt-Decke ist eine polyphase Metamorphoseprägung zwingend anzunehmen. Möglicherweise sind in den Granatkristallen sowohl das Variszische-, als auch das Permische Ereignis dokumentiert (SCHANTL & BRANDNER, 2013). Die Metamorphosebedingungen während des Eoalpidischen Ereignisses lagen nach thermobarometrischen Berechnungen bei etwa 530 °C (berechnet auf 0,8 GPa).

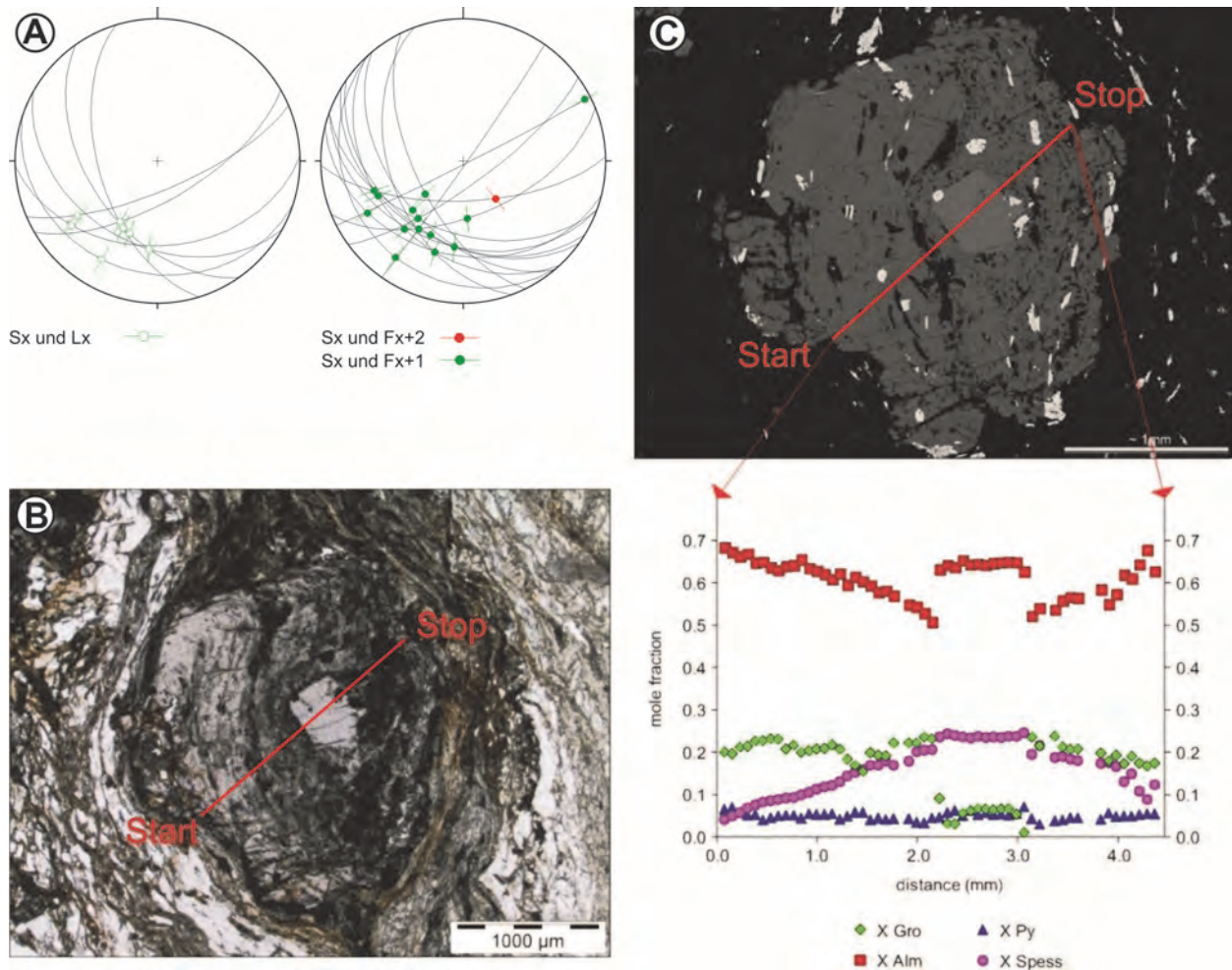


Abb. 8: Strukturdaten und Glimmerschiefer des Glöselhof-Lithodems in der Gschnaidt-Decke.

A) Die Schieferungsflächen fallen generell gegen SW, sie streuen aber um die gegen SW einfallenden Faltenachsen Fx+1. B, C) Granat im Glimmerschiefer des Glöselhof-Lithodems im Dünnschliff und im BSE-Bild. Weiters ist der chemische Zonarbau mit niedrigem CaO im Kern abgebildet (Abb. B und C aus SCHANTL et al., 2015).

4. Neue Erkenntnisse und Probleme

In diesem Kapitel sollen einige Fragen und wesentliche Erkenntnisse, die sich aus der Neubearbeitung des Grazer Paläozoikums auf GK50 Blatt 135 Birkfeld ergeben haben, diskutiert werden.

4.1. Unterschiedliche stratigrafische Abfolgen in der Peggau-Gruppe

Die lithologischen Abfolgen innerhalb der Peggau-Gruppe sind am Patschaberg und Hohen Zetz unterschiedlich. Am Patschaberg folgt über den liegenden, von dunkelgrauen Phylliten dominierten Phylliten der Schönberg-Formation, die von dünnbankigen Marmoren dominierte Kreuzwirt-Subformation. Darüber folgen die typischen, grau-weiß gebänderten Marmore der Schöckel-Formation, welche in ihrem Hangenden nur eine wenige 10er Meter mächtige, bunte Abfolge aus Silikatmarmoren, dunkelgrauen Marmoren, Schiefen und Quarziten enthält. Am Hohen Zetz sind zwischen dem liegenden und hangenden Teil der Schönberg-Formation hellgraue Dolomite und Kalkschiefer der Raasberg-Formation eingeschaltet.

Über der Kreuzwirt-Subformation der Schönberg-Formation folgt die Schöckel-Formation mit einem nur etwas über 10 m mächtigen, weiß gefärbten und recht massig ausgebildeten Marmor sowie einem wesentlich mächtiger entwickelten bunten Hangendabschnitt. Das eindrucklichste Profil durch die Karbonatabfolge der Raasberg-, Schönberg- und Schöckel-Formation findet sich in der Schuppe, welche die Westseite des Hohen Zetz aufbaut.

Offensichtlich sind am Patschaberg und am Hohen Zetz verschiedene ehemalige Faziesräume aufgeschlossen. Die bunten hangendsten Teile der Schöckel-Formation sind sowohl im Steinbruch am Ausgang der Weizklamm, als auch im Steinbruch bei Ponigl gut aufgeschlossen. Diese bunten Abfolgen sind nach dem makroskopischen Befund bei der Kartierung deutlich anders als der Übergang von den metapelitdominierten- in die karbonatdominierten Abfolgen im Liegenden der Peggau-Gruppe. Es spricht alles dafür, dass im untersuchten Gebiet aufrechte Abfolgen innerhalb der Peggau-Gruppe vorhanden sind. Die Neukartierung und die Strukturaufnahme spricht gegen das Vorhandensein einer isoklinalen Großfalte, wie es von FLÜGEL (1952) und FLÜGEL & MAURIN (1958) postuliert wurde.

4.2. Isotopenuntersuchungen an Marmoren der Peggau-Gruppe

Isotopenuntersuchungen an Marmoren der Raasberg-, Schönberg- und Schöckel-Formation lieferten Werte von 0,7079 bis 0,7084 für $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 1,6 bis 3,1 für $\delta^{13}\text{C}$ und -3,0 bis 5,6 für $\delta^{18}\text{O}$ (Abb. 9, 10). Die gemessenen Sr-Isotopenverhältnisse sind mit dem vorgeschlagenen (mittel)devonischen Alter für die Peggau-Gruppe durchaus kompatibel. Die O- und C-Isotopien streuen stärker, da sie sich im Zuge metamorpher Überprägungen leichter verändern (Abb. 10 verändert nach SCHUSTER et al., 2014).

Die niedrigsten gemessenen Werte für die Sr-Isotopie ergaben sich für dunkelgraue Marmore aus der Kreuzwirt-Subformation der Schönberg-Formation. Die niedrigsten Werte liegen unter 0,7080 (Abb. 10). Da das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnis durch eine Verunreinigung der Probe mit einer primären Tonkomponente immer erhöht und niemals erniedrigt wird, sind diese Werte von besonderer Bedeutung. Sie zeigen, dass die untersuchten Karbonate tatsächlich aus dem Zeitraum vom späten Emsium bis ins frühe Frasnium stammen müssen. Insgesamt zeigen die Werte, welche entlang eines Profils „Im Kessel“ westlich vom Hohen Zetz gemessen wurden, eine Verteilung, die sich mit dem Minimum in der Sr-Meerwasserkurve im Mitteldevon parallelisieren lassen könnte (Abb. 9).

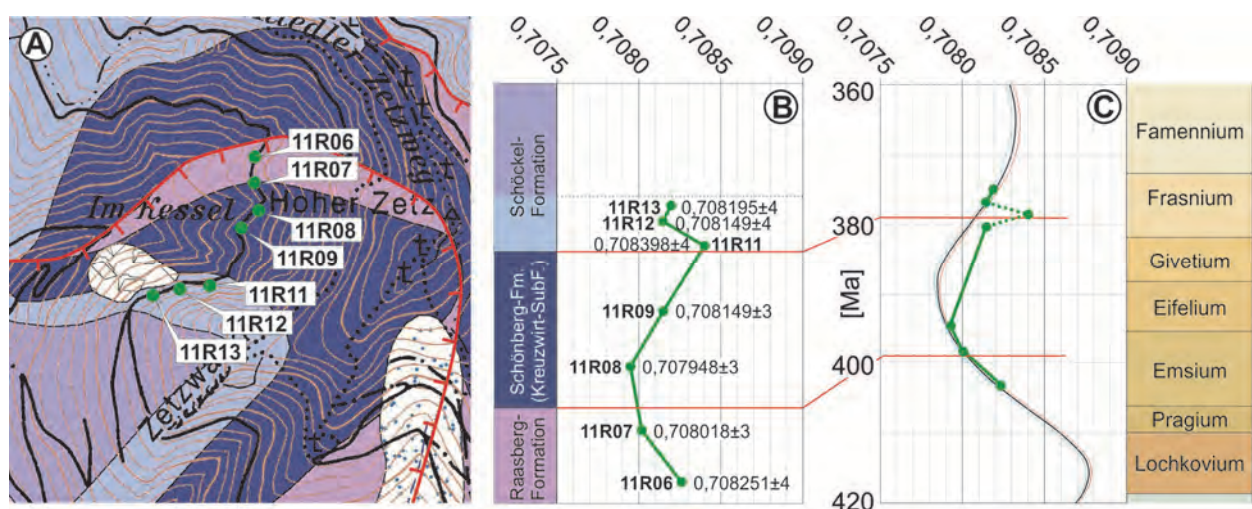


Abb. 9: Sr-Isotopie von Marmoren der Raasberg-, Schönberg- und Schöckel-Formation entlang eines Profils im Bereich „Im Kessel“ westlich vom Hohen Zetz (1.264 m). **A)** Lage der untersuchten Proben entlang des Profils. **B)** Gemessene Werte in Bezug auf die lithostratigraphische Abfolge entlang des Profils. **C)** Mögliche Lage der Messwerte in Bezug auf die Sr-Meerwasserkurve von McARTHUR et al. (2001) (Erläuterung siehe Text).

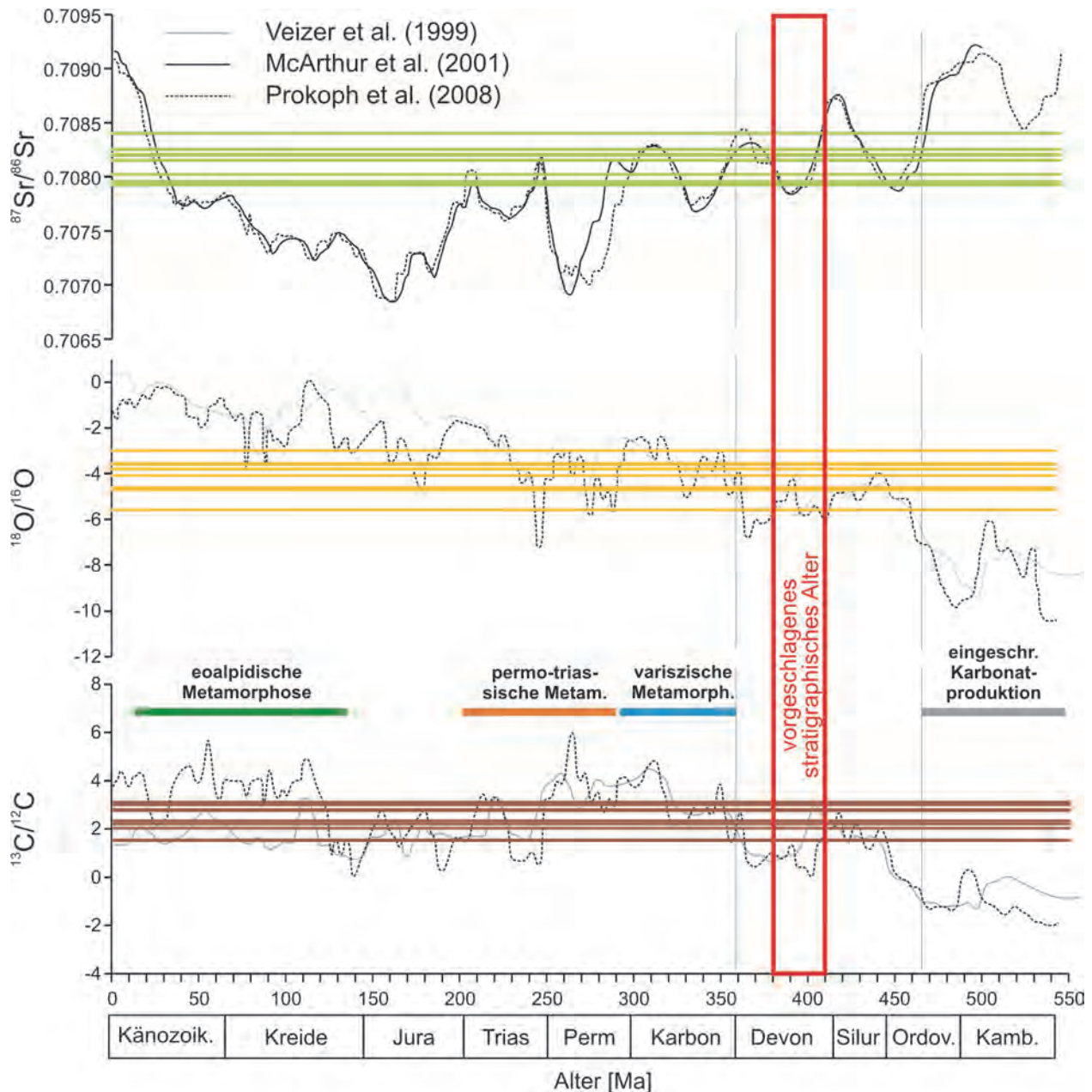


Abb. 10: Werte für die Sr-, C- und O-Isotopie von Marmoren aus der Raasberg-, Schönberg- (Kreuzwirt-Subformation) und Schöckel-Formation der Peggau-Gruppe. Die Sr-Isotopenverhältnisse geben Werte, die mit dem vorgeschlagenen (mittel)devonischen Alter für die Peggau-Gruppe durchaus kompatibel sind. Die O- und C-Isotopien streuen stärker (Abbildung verändert nach SCHUSTER et al., 2014).

4.3. Problem der Raasberg-Formation

Die derzeitige Definition der Raasberg-Formation und ihrer Subformationen wirft einige nomenklatorische Probleme auf.

Erstens wurde bei der Definition der Einheiten davon ausgegangen, dass die Schöckel-Decke im östlichen Teil des Grazer Paläozoikums eine isoklinale Falte darstellt (FLÜGEL, 1952; FLÜGEL & MAURIN (1958), und dass somit die lithologischen Abfolgen im Liegenden und Hangenden der Schöckel-Formation ident sind. So liegt die Typlokalität der Raasberg-Formation strukturell unter der Schöckel-Formation, während die Stroß-Subformation, welche am Stroß (ca. 7 km NNW von Weiz) aufgestellt wurde, strukturell hangend der Schöckel-Formation auftritt. Wie oben dargelegt, spricht die Neukartierung gegen eine Verfaltung und somit befindet sich die Stroß-Subformation nicht mehr innerhalb der Raasberg-Formation.

Zweitens besteht die Raasberg-Formation nach FLÜGEL (2000) aus Dolomiten, Kalken, Rauwacken, Kalkschiefern und Quarziten. Am Raasberg finden sich jedoch Dolomitmarmore, Kalzitmarmore und Kalkschiefer, die eine polyphase Metamorphose in der oberen Grünschieferfazies erlebt haben. Weiters ist das Alter der Formation selbst, sowie das der liegenden und hangenden Einheit an der Typlokalität, sehr schlecht und nur über allgemeine Vergleiche lithologischer Abfolgen bestimmt. Ein Typusprofil ist nicht definiert.

Aus heutiger Sicht scheint es überlegenswert, ein Raasberg-Lithodem zu definieren und für die schwächer metamorphen, möglichen Äquivalente mit ihren nicht identen Lithologien in der Schöckel-Decke eine neue lithostratigrafische Einheit festzulegen. Die Stroß-Subformation kommt nach der Karte von MATURA & SCHUSTER (2014) im Hirschkogel-Lithodem zu liegen.

4.4. Interne Deckengliederung des Grazer Paläozoikums

Im Bereich des Kartenblattes GK50 Blatt 135 Birkfeld gliedert sich das Grazer Paläozoikum in drei Decken. Vom Liegenden gegen das Hangende sind das die Gasen-, Schöckel- und Gschnaidt-Decke. Zumindest von der Schöckel- in die überlagernde Gschnaidt-Decke nimmt die Metamorphose gegen das Hangende hin zu. Demnach handelt es sich um eine tektonisch invertierte Metamorphoseabfolge, wie sie für metamorphe Extrusionskeile typisch ist. Nach den geochronologischen Daten (SCHANTL et al., 2015) erfolgte die Metamorphose in der Unterkreide und es handelt sich demnach um initiale Teile des eoalpidischen Orogenkeiles.

4.5. Stellung des „Angerkristallins“ zum Grazer Paläozoikum

Die Verteilung der Indexminerale im Grazer Paläozoikum und dem im Osten angrenzenden „Angerkristallin“ ist seit langem bekannt (NEUBAUER, 1981, 1982). Sie wurde dahingehend interpretiert, dass sie ein zusammenhängendes, variszisches Metamorphoseprofil darstellt (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) und deshalb das „Angerkristallin“ die primäre Basis des Grazer Paläozoikums darstellt. Basierend auf dieser Annahme ist in verschiedenen Karten auch eine Fortsetzung der Marmore der Hochschlag-Formation in das „Angerkristallin“ eingezeichnet (z.B. FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

Die Neukartierung (MATURA & SCHUSTER, 2014) kommt zu einem anderen Ergebnis. Demnach endet die Gasen-Decke mit der Hochschlag-Formation im Bereich von Edelsachen und die Marmore am Lindkogel gehören zum Bretstein-Lithodem und befinden sich in der Radegund-Decke. Weiters besteht das „Angerkristallin“ aus mehreren Komplexen bzw. Decken des Koralpe-Wölz- und Silvretta-Seckau-Deckensystems (SCHUSTER & NOVOTNY, 2016). Die Verteilung der Indexminerale zeigt fraglos im Groben eine gegen das Hangende abnehmende Metamorphoseprägung, diese ist aber nicht überall zeitgleich und auch nicht so kontinuierlich, wie die Verteilung der Indexminerale über die einzelnen Decken zeigt. Wie schon zuvor diskutiert, ist innerhalb des Grazer Paläozoikums lokal eine inverse Metamorphosezonierung feststellbar und gleiches gilt auch für die nördlichen Anteile des „Angerkristallins“. Außerdem ist die im Gebiet anzutreffende prägende Metamorphose nicht während des Variszischen, sondern während des Eoalpidischen Ereignisses entstanden (siehe auch FRITZ, 1988).

Zwischen dem Koralpe-Wölz-Deckensystem und dem Grazer Paläozoikum, welches nach der Nomenklatur von SCHMID et al. (2004) zum Drauzug-Gurktal-Deckensystem gehört, befindet sich eine wesentliche kretazische Deckengrenze, welche über ihre gesamte Erstreckung sicher mehrphasig entstanden ist.

5. Zusammenfassung

Im Zuge der Neukartierung des Gebietes um den Hohen Zetz und den Raasberg ergaben sich Veränderungen bei der lithostratigrafischen und tektonischen Gliederung in der unteren Deckengruppe des Grazer Paläozoikums.

Das Grazer Paläozoikum wird im Exkursionsgebiet vom Liegenden gegen das Hangende von der Gasen-, Schöckel- und Gschnaidt-Decke aufgebaut. Zumindest in den beiden letztgenannten nimmt die eoalpidische Metamorphose gegen das Hangende hin zu. Während des Metamorphose-Höhepunktes in der Unterkreide wurden Bedingungen der mittleren bis oberen Grünschieferfazies erreicht.

In der Gschnaidt-Decke ist eine polymetamorphe Entwicklung durch polyphas gewachsene Granate belegt (siehe auch SCHANTL et al., 2015).

Die Schöckel-Decke ist intern geschuppt und zeigt eine aufrechte Schichtfolge. Daher sind die phyllitischen Gesteine am Hirschkogel (Hirschkogel-Lithodem) stratigrafisch jünger als die Schöckel-Formation und reichen somit vom Mitteldevon bis möglicherweise ins Karbon.

Literatur

- CLAR, E. (1935): Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abteilung B, Beilagen-Band, **74**, 1–39, Stuttgart.
- EBNER, F. & RANTITSCH, G. (2000): Das Gosaubecken von Kainach – ein Überblick. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten Österreichs, **44**, 157–172, Wien.
- FLÜGEL, H. (1952): Kinematik einer Großfalte des Grazer Paläozoikums. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1952**, 169–180, Stuttgart.
- FLÜGEL, H. (1961): Die Geologie des Grazer Berglandes: Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. – Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum Joanneum Graz, **23**, 212 S., Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1975): Die Geologie des Grazer Berglandes: Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. – Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum Joanneum, Sonderheft **1**, 288 S., Graz.
- FLÜGEL, H.W. (2000): Die lithostratigraphische Gliederung des Paläozoikums von Graz (Österreich). – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **13**, 7–59, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & MAURIN, V. (1958): Geologische Karte des Weizer Berglandes 1:25.000. – Geol. B.-A., Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark. – 127 S., Geol. B.-A., Wien.
- FLÜGEL, H.W., HÖTZL, H. & NEUBAUER, F. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 134 Passail. – Geol. B.-A., Wien.
- FRANK, W. (1981): Geochronologische Datierung frühalpiner Metamorphosevorgänge in den Ostalpen (Jahresbericht 1980 des Geochronologischen Labors). – Die frühalpine Geschichte der Ostalpen, Montanuniversität Leoben, Jahresbericht, **2**, 9–43, Leoben.
- FRITZ, H. (1988): Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the northwestern Paleozoic of Graz (eastern Alps). – Geodynamica Acta, **2**, 53–62, Paris.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1988): Geodynamic aspects of the Silurian and Early Devonian Sedimentation in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps). – Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **68**, 359–367, Zürich.
- FRITZ, H., NEUBAUER, F. & RATSCHBACHER, L. (1991): Compression versus extension in the Paleozoic of Graz (eastern Alps, Austria). – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie: Teil I Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie, **1991/1**, 55–68, Stuttgart.
- FRITZ, H., EBNER, F. & NEUBAUER, F. (1992): The Graz thrust complex (Paleozoic of Graz). – ALPACA field guide, KFU Graz, 83–92, Graz.
- GASSER, D., STÜWE, K. & FRITZ, H. (2010): Internal structural geometry of the Paleozoic of Graz. – International Journal of Earth Sciences, **99/5**, 1067–1081, Berlin.
- GRÄF, W. (1975): Ablagerungen der Gosau von Kainach. – In: FLÜGEL, H.W. (Ed.): Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. – 2. Auflage. – Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum Joanneum, Sonderheft **1**, 83–102, Graz.
- GROSS, M., FRITZ, I., PILLER, W.E., SOLIMAN, A., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., MOSER, B., SCHOLGER, R., SUTTNER, T.J. & BOJAR, B.-P. (2007): The Neogene of the Styrian Basin – Guide to Excursions (Das Neogen des Steirischen Beckens – Exkursionsführer). – Joannea Geologie Paläontologie, **9**, 117–193, Graz.
- HASENHÜTTL, C. (1994): Eine Wärmegeschichte des Grazer Berglandes. Inkohlung, Illitkristallinität, Tonmineralogie und Conodont Color Alteration Index im nördlichen Teil des Grazer Deckenkomplex. – PhD thesis, Karl-Franzens-Universität Graz, 192 S., Graz.
- HOERNES, R. (1892): Schöckelkalk und Semriacher Schiefer. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins der Steiermark, **28**, 249–278, Graz.
- HUBMANN, B., EBNER, F., FERRETTI, A., KIDO, E., KRAINER, K., NEUBAUER, F., SCHÖNLAUB, H.-P. & SUTTNER, T.J. (2014): The Paleozoic Era(them). – In: PILLER, W.E. (Ed): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions) – Volume 1, Second Edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 9–133, Wien.

- KRENN, K., FRITZ, H., MOGESSIE, A. & SCHAFLECHNER, J. (2008): Late Cretaceous exhumation history of an extensional extruding wedge (Graz Paleozoic Nappe Complex, Austria). – *International Journal of Earth Sciences*, **97**, 1331–1352, Berlin.
- MATURA, A. & SCHUSTER, R. (2014): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 135 Birkfeld. – Geol. B.-A., Wien.
- MCARTHUR, J.M., HOWARTH, R.J. & BAILEY, T.R. (2001): Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3. Best-fit to the marine Sr-isotope curve for 0 to 509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. – *The Journal of Geology*, **109**, 155–170, Cambridge.
- NEUBAUER, F. (1981): Untersuchungen zur Geologie, Tektonik und Metamorphose des „Angerkristallins“ und des E-Randes des Grazer Paläozoikums. – *Jahresbericht 1980, Hochschulschwerpunkt S15*, **2**, 114–121, Leoben.
- NEUBAUER, F. (1982): Untersuchungen zur Tektonik und Metamorphose und Stellung des Grazer Paläozoikum-Ostrand. – *Jahresbericht 1981, Hochschulschwerpunkt S15*, **3**, 93–101, Leoben.
- NEUBAUER, F., HOINKES, G., SASSI, F.P., HANDLER, R., HÖCK, V., KOLLER, F. & FRANK, W. (1999): Pre-Alpine metamorphism in the Eastern Alps. – *Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **79**, 41–62, Zürich.
- OBERHÄNSLI, R. (Ed.) (2004): Metamorphic structure of the Alps, scale 1:1,000,000. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **149**, Beilage, Wien.
- PROKOPH, A., SHIELDS, G.A. & VEIZER, J. (2008): Compilation and time-series analysis of a marine carbonate $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\delta^{34}\text{S}$ database through Earth history. – *Earth Science Reviews*, **87**, 113–133, Amsterdam.
- RANTITSCH, G., SACHSENHOFER, R., HASENHÜTTL, C., RUSSEGGER, B. & RAINER, T. (2005): Thermal evolution of an extensional detachment as constrained by organic metamorphic data and thermal modelling: Graz Paleozoic Nappe complex (eastern Alps). – *Tectonophysics*, **411**, 57–76, Amsterdam.
- RÖGGLA, M. (2007): Petrographie und Petrologie des Anger Kristallins, Steiermark. – Magisterarbeit Karl-Franzens-Universität Graz, 168 S., Graz.
- RUSSEGGER, B. (1996): Niedrigst- bis niedriggradige Metamorphose im südlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **139/1**, 93–100, Wien.
- SCHANTL, P. & BRANDNER, K. (2013): Petrologische und strukturgeologische Untersuchungen am Ostrand des Grazer Paläozoikums und im angrenzenden Ostalpinen Kristallin. – Bachelorarbeit Karl-Franzens-Universität, Graz, 125 S., Graz.
- SCHANTL, P., SCHUSTER, R., KRENN, K. & HOINKES, G. (2015): Polyphase metamorphism at the southeastern margin of the Graz Paleozoic and the underlying Austroalpine basement units – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **108/2**, 219–238, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97/1**, 93–117, Basel.
- SCHUSTER, R. & NOWOTNY, A. (2016): Die Einheiten des Ostalpinen Kristallins auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – *Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt*, 2. Auflage, 38–43, Wien.
- SCHUSTER, R., RÖGGLA, M. & HAUZENBERGER, C. (2006): The „Angerkristallin“ and its relation to the Graz Paleozoic (Styria, Austria). – *Abstract Vol. PANGEO Austria 2006*, 320–321, Innsbruck.
- SCHUSTER, R., SCHANTL, P., ILICKOVIC, T., MOSHAMMER, B., KRENN, K., PUHR, B., BRANDNER, K., PROYER, A., RICHOS, S. & HOINKES, G. (2014): PANGEO Austria. Excursion 4. Grazer Paläozoikum und Ostalpinen Kristallin im Bereich nördlich von Weiz: Neues zur Tektonik und Lithostratigraphie. – *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften, Karl-Franzens-Universität Graz*, **20/2**, 53–75, Graz.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. – 256 S., Wien.
- VEIZER, J., ALA, D., AZMY, K., BRUCKSCHEN, P., BUHL, D., BRUHN, F., CARDEN, G.A.F., DIENER, A., EBENETH, S., GODDERIS, Y., JASPER, T., KORTE, C., PAWELLEK, F., PODLAHA, O.G. & STRAUSS, H. (1999): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of the Phanerozoic seawater. – *Chemical Geology*, **161**, 59–88, Amsterdam.

Das Kalkalpine Stockwerk auf GK50 Blatt 103 Kindberg

GERHARD W. MANDL*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. gerhard.mandl@geologie.ac.at

Während in den Kalkhochalpen gegen Westen (Hochschwab) und gegen Osten (Schneealpe, Rax) ausgedehnte verkarstete Hochplateaus vorherrschen, ist die Region dazwischen durch eine kleinräumig gegliederte Landschaft aus weitgehend bewaldeten Gebirgsstöcken gekennzeichnet, die z.T. durch tief eingeschnittene Täler getrennt sind. Lediglich das Veitsch-Massiv hat seinen Plateaucharakter bewahrt. Diese Kleinräumigkeit der Landschaft ist ein Spiegelbild des geologischen Bauplans, sowohl im Hinblick auf die Vielfalt der Gesteine, als auch bezüglich des tektonischen Zuschnittes.

Die geologische Neuaufnahme durch die Geologische Bundesanstalt wurde im Jahr 1985 in Angriff genommen, als die Planung der Wiener Wasserwerke für die Einleitung der Pfannbauernquelle in die 1. Wiener Hochquellenleitung konkrete Formen annahm – zwei Stollenbauten (Wetterin-Stollen, Lärchstein-Stollen) waren auf dem Kartenblattgebiet dazu vorgesehen. Die „modernste“ damals verfügbare geologische Kartengrundlage war das Kartenblatt 4955 Müzzuschlag im Maßstab 1:75.000 von CORNELIUS (1936). Die erwähnte lithologische Vielfalt war darauf bereits zu erkennen, wenngleich auch über die Gesteinsansprache und das Gesteinsalter mancherorts Zweifel bestanden. Seit den ersten Fossilauflösungen durch MOJSISOVICS & GEYER (1887) wurden von verschiedenen Lokalitäten biostratigrafische Daten bekannt, darunter auch Faunenelemente der Hallstätter Kalke des Salzkammerguts, wenngleich auch das Gestein meist nicht wie typische Hallstätter Kalke aussah. Daher findet sich beispielsweise in der Kartenlegende des Blattes Müzzuschlag auch ein „Pseudo-Hallstätterkalk“ und in den Erläuterungen (CORNELIUS, 1952) das Zitat einer resignierenden Feststellung von SPENGLER (1931: 527, Fußnote 3): *„Hallstätter Kalk ist ein Triaskalk, welcher bei beliebiger petrographischer Beschaffenheit die Hallstätter Cephalopoden- oder Bivalvenfauna geliefert hat. Dachsteinriffkalk ist ein massiger Kalk der Obertrias, welcher Korallen enthält ... Fossilleere massige Kalke der Obertrias, wie z.B. der Kalk des W-Mitterberges kann man daher sowohl als Dachsteinriffkalk als auch als norischen Hallstätter Kalk bezeichnen.“*

Die lithologische Vielfalt auf engstem Raum und diese scheinbar innige Verknüpfung von Hallstätter Kalk und Dachsteinkalk veranlassten KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) zur Aufstellung der Mürzalpen-Decke als Musterbeispiel für eine „Vielfazies-Decke“ – ganz im Gegenteil zum Salzkammergut, wo Hallstätter Fazies und Dachsteinkalk-Fazies säuberlich in zwei Decken getrennt schienen. Auf dieser Mürzalpen-Decke liegt nach TOLLMANN (1976: Taf. 5) die inverse Schichtfolge der Nassköhr-Schuppe, bei LEIN (1981: 228f.) mit etwas erweitertem Schichtumfang als Proles-Nassköhr-Deckscholle bezeichnet. Diese wird ihrerseits durch die überschobene Schneeberg-Decke eingewickelt, von deren Existenz noch Erosionsrelikte der Rauhenstein-, Lachalpen- und Rosskogel-Deckscholle zeugen sollen.

Auch die Existenz von „echten“ Hallstätter Kalken in „Salzbergfazies“ – also in der typischen lithologischen Ausbildung des Salzkammerguts – konnte LEIN (1981) nachweisen und von den Hallstätter Kalken in „Mürztaler Fazies“ (LEIN, 1982: 215) abgrenzen, nochmals zusammengefasst in LEIN (2000).

Richard Lein betreute in der Folge eine Dissertation von PAVLIK (1985) im Gebiet der „Hohen Student“ und eine Diplomarbeit von STRELE (1992) im Gebiet Rosskogel-Proles. Beide Bearbeiter setzten ihre Aufnahmen nach Abschluss ihres Studiums als auswärtige Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt fort. An der Neuaufnahme der Kalkalpen auf dem Kartenblatt 103 Kindberg waren damit ab 1985, neben den beiden Genannten, in unterschiedlichem Umfang noch folgende Geologen beteiligt: R. LEIN, W. LEITHNER, G.W. MANDL, J. MELLO, A. MÜLLER und E. POBER. Ebenfalls berücksichtigt, aber weitgehend überarbeitet, wurden auch Kartierungen von F.K. BAUER, J. MAGIERA und M. BUCHROITHNER.

Eine erste Übersichtsdarstellung der Ergebnisse dieser Neuaufnahmen gab MANDL (2001a). Ein schematischer Faziesquerschnitt daraus (MANDL, 2001a: Taf. 3 p.p.) soll als Illustration der mutmaßlichen ursprünglichen Anordnung der im Folgenden skizzierten tektonischen Baueinheiten dienen (Abb. 9). Gegenüber der großräumigen Darstellung in MANDL (2001a, b) liegt jetzt der Schwerpunkt auf Blatt 103 Kindberg und beinhaltet auch den seither erzielten Kartierungsfortschritt und die stratigrafisch/faziellen Neuergebnisse; zum aktuellen Kenntnisstand des tektonischen Bauplans siehe Abbildung 1.

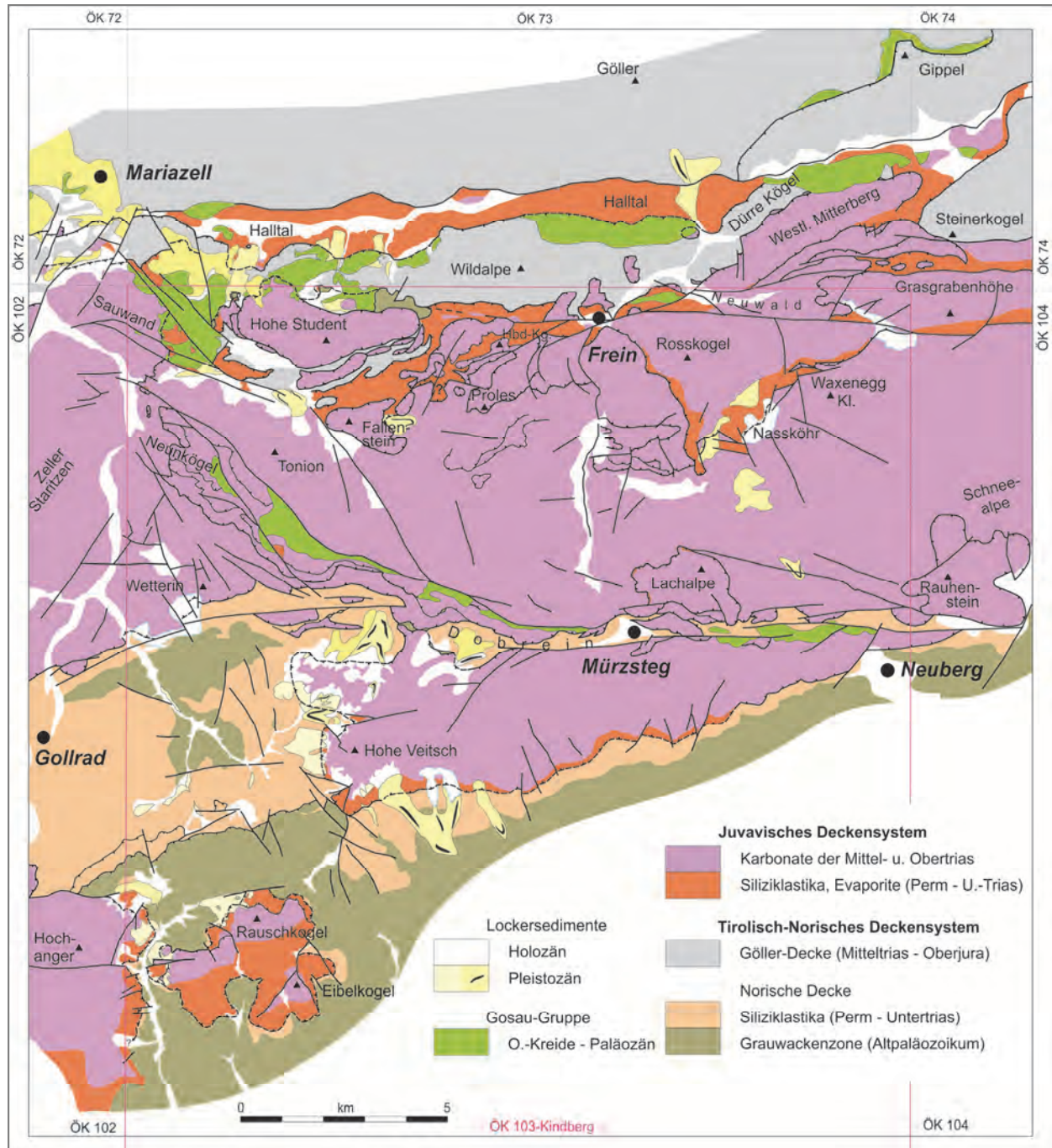


Abb.1: Tektonische Übersicht zum Kartenblatt GK50 Blatt 103 Kindberg und Randbereich angrenzender Blätter.

Randbemerkung zum topografischen Begriff „Hohe Student“: Man könnte in der Form „Die Hohe Student“ einen Schreibfehler vermuten. Das Wort „Student“ leitet sich aber nicht von „Studierenden“ ab, sondern vom slawischen Stammwort „studen...“, was mit verschiedenen Endungen etwa „kalt“, „Brunnen“, „Quelle“ bedeuten kann. Nimmt vielleicht Bezug auf die große

Karstquelle auf der Nordseite dieses Berges, die heute als Arthur-Krupp-Quelle zur Wasserversorgung von Mariazell gefasst ist.

Das Tirolisch-Norische Deckensystem (Abb. 2)

Die Norische Decke

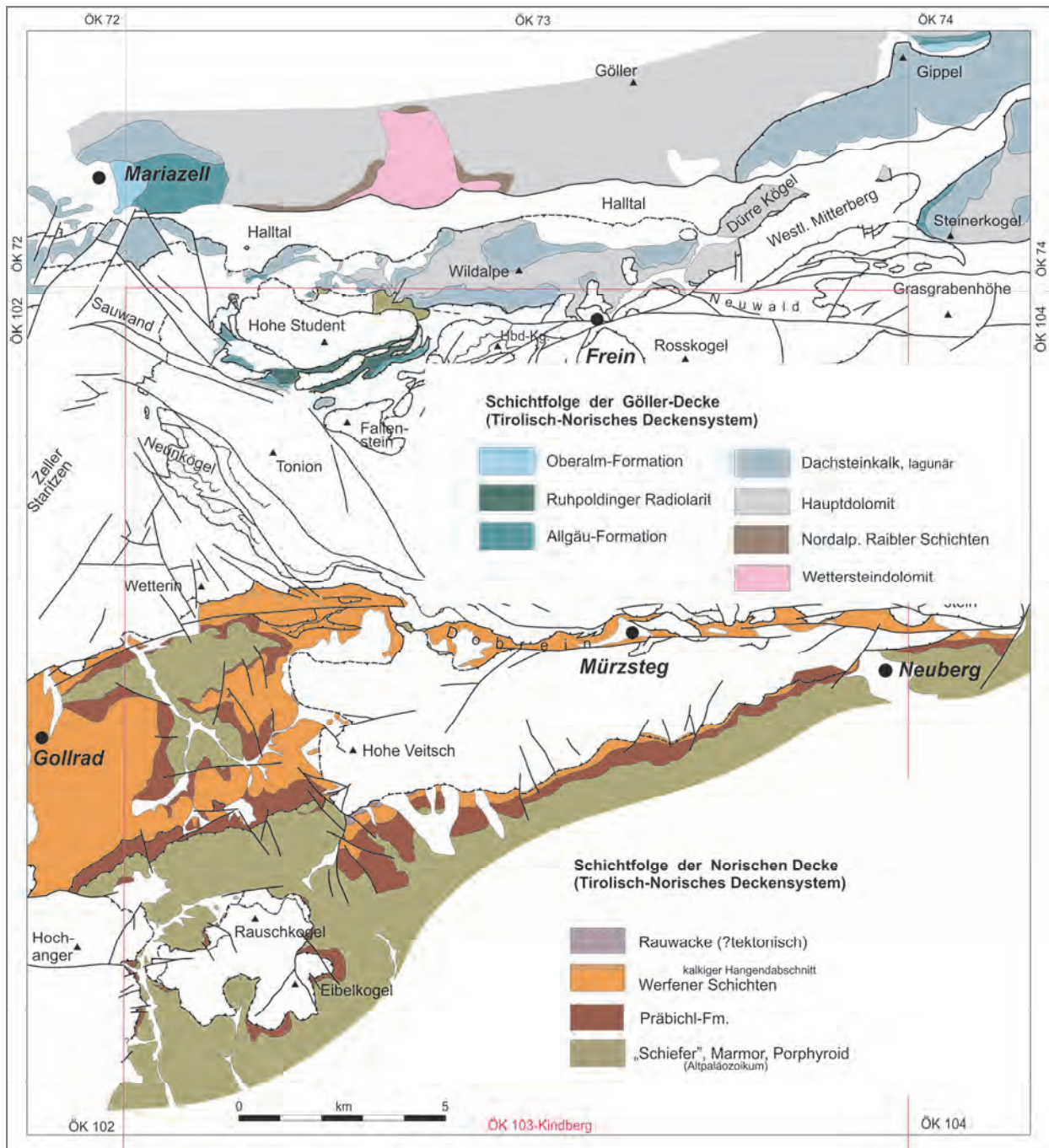


Abb. 2: Lithologische Gliederung des Tirolisch-Norischen Deckensystems.

Die Norische Decke als oberste Decke der „Grauwackenzone“ begleitet den Kalkalpen-Südrand vom Wiener Becken im Osten zumindest bis ins steirische Ennstal im Westen. Zum altpaläozoischen Gesteinsbestand siehe NIEVOLL & SUTTNER (2016), sie erwähnen auch Beispiele für die diskordante Auflagerung der Präbichl-Formation, welche den alpidischen

Sedimentationszyklus der Nördlichen Kalkalpen einleiten. Die Präbichl-Formation besteht vorwiegend aus den kennzeichnenden Grobklastika, die bei wechselnder Abrollung der Komponenten von Konglomeraten bis zu Brekzien reichen können. Häufigste Bestandteile sind weiße bis rötliche Quarze, sehr selten sind gut gerundete, unverschieferte Quarzporphyre. Stellenweise ist Lokalmaterial der angrenzenden altpaläozoischen Gesteine angereichert, wie (Erz führende) Kalkmarmore, Blasseneck-Porphyröide sowie diverse Schiefer und deren Begleitgesteine wie Quarzite und Lydite. Die braune bis violettrote kieselige Matrix verbindet die Komponenten zu einem zähen, verwitterungsresistenten Gestein, das oft morphologische Härtlingsrücken und grobblockige Lesesteine ausbildet. Im Hangenden folgenden rotbraune, geschichtete Quarzsandsteine. Solange noch darin gelegentlich Lagen oder einzelne Gerölle von Quarz auftreten, wird man die Sandsteine wohl noch zur Präbichl-Formation stellen können. Derartige grobklastische Wechselfolgen sind auf der Veitsch-Südseite häufig anzutreffen, während auf der Westseite – rund um den Paläozoikumsaufbruch der „Gollrader Bucht“ – die Sandsteine ohne gröbere Einschaltungen weite Verbreitung zeigen und auch größere Mächtigkeiten erreichen dürften. Ob diese Sandsteine als Alpiner Buntsandstein angesprochen werden können, ist noch unklar. Gegen Hangend schalten sich zunehmend Silt- und Tonsteinlagen ein, die Bankdicken nehmen ab und das Gestein nimmt den Habitus der dünn-schichtigen bis schiefrigen Werfener Schichten an. Im Bereich nördlich der Niederalpl-Passstraße verweisen erste Kalklagen auf den hangendsten Abschnitt der Werfen-Formation. Ihre Zugehörigkeit zur Norischen Decke lässt sich damit begründen, dass die Kalke keinerlei Beziehung zu den auflagernden Mitteltrias-Gesteinen der Müürztal-Decke erkennen lassen. Als jüngstes Gestein der Norischen Decke werden die ausgedehnten Rauwacken südlich des Veitsch-Massivs zwischen Fadeneben und Lahnboden angesehen, da nördlich der Schaller-Alm darüber nochmals eine Schuppe von Präbichl-Formation folgt, bevor die Werfener Schichten der Müürztal-Decke auflagern – siehe unten.

Die Göller-Decke

Der Schichtbestand der Göller-Decke beginnt nach der Kartendarstellung von AMPFERER & SPENGLER (1931) nördlich des Halltales mit einem Aufbruch von Mitteltrias-Dolomiten im Schöpfelspitz, ummantelt von geringmächtigen Nordalpinen Raibler Schichten, bestehend aus „Aonschiefern“ bei Terz, Reingrabener Schiefern und Lunzer Sandstein. Darüber folgt Hauptdolomit und im Umfeld der Walster geringmächtiger Dachsteinkalk und Kössen-Formation. Im Jura herrschen „Fleckenmergel“ und Hornsteinkalke vor. Aus diesem Raum gibt es keine moderne Neubearbeitung. Oberjurassische Kalke reichen auf das benachbarte Kartenblatt 72 Mariazell hinüber und werden dort als Oberalm-Formation bezeichnet – siehe BAUER & SCHNABEL (1997). Südlich des Halltales sind in der Göller-Decke nahezu nur noch Hauptdolomit und zunehmend mächtiger Dachsteinkalk aufgeschlossen. In den Fensteraufbrüchen auf der Südwestseite der Hohen Student erscheinen darüber noch geringmächtige dunkle Kalke der Kössen-Formation (Fossilien bei GEYER, 1889: 536) und intensiv bioturbate Fleckenmergel/-kalke der Allgäu-Formation. Roter und dunkelgrauer Radiolarit ist hier das jüngste Schichtglied der Göller-Decke.

Tektonisch spaltet sich vom Südrand der Göller-Decke im Westen ab Dürradmer eine Schuppe ab, welche die Werfener Schichten des Halltales sekundär nordvergent überschiebt und im Osten in den Dürren Kögeln unter der Deckscholle des Westlichen Mitterberges abtaucht. TOLLMANN (1976: Taf. 5) bezeichnet diese Schuppe als Tribein-Schuppe, eine unglückliche Namenswahl, da der Tribeingipfel (auf Kartenblatt 102 Aflenz Kurort) auch schon in seiner Darstellung in der Müürztal-Decke liegt. Nördlich der Dürren Kögel löst sich vom Hauptkörper der Göller-Decke erneut eine Schuppe (Gippel-Schuppe) ab, die nur aus Dachsteinkalk bestehen dürfte und oberjurassische Gesteine der Göller-Decke und Gosau überfährt. Tribein- und Gippel-Schuppe sowie die Störung, welche die Werfener Schichten des Halltales im Norden begrenzt, stellen den transpressiven Mariazell-Puchberg-Abschnitt des sinistralen Störungssystems der SEMP dar.

Das Juvavische Deckensystem

Die Abgrenzung am Südrand zur Norischen Decke (Abb. 3)

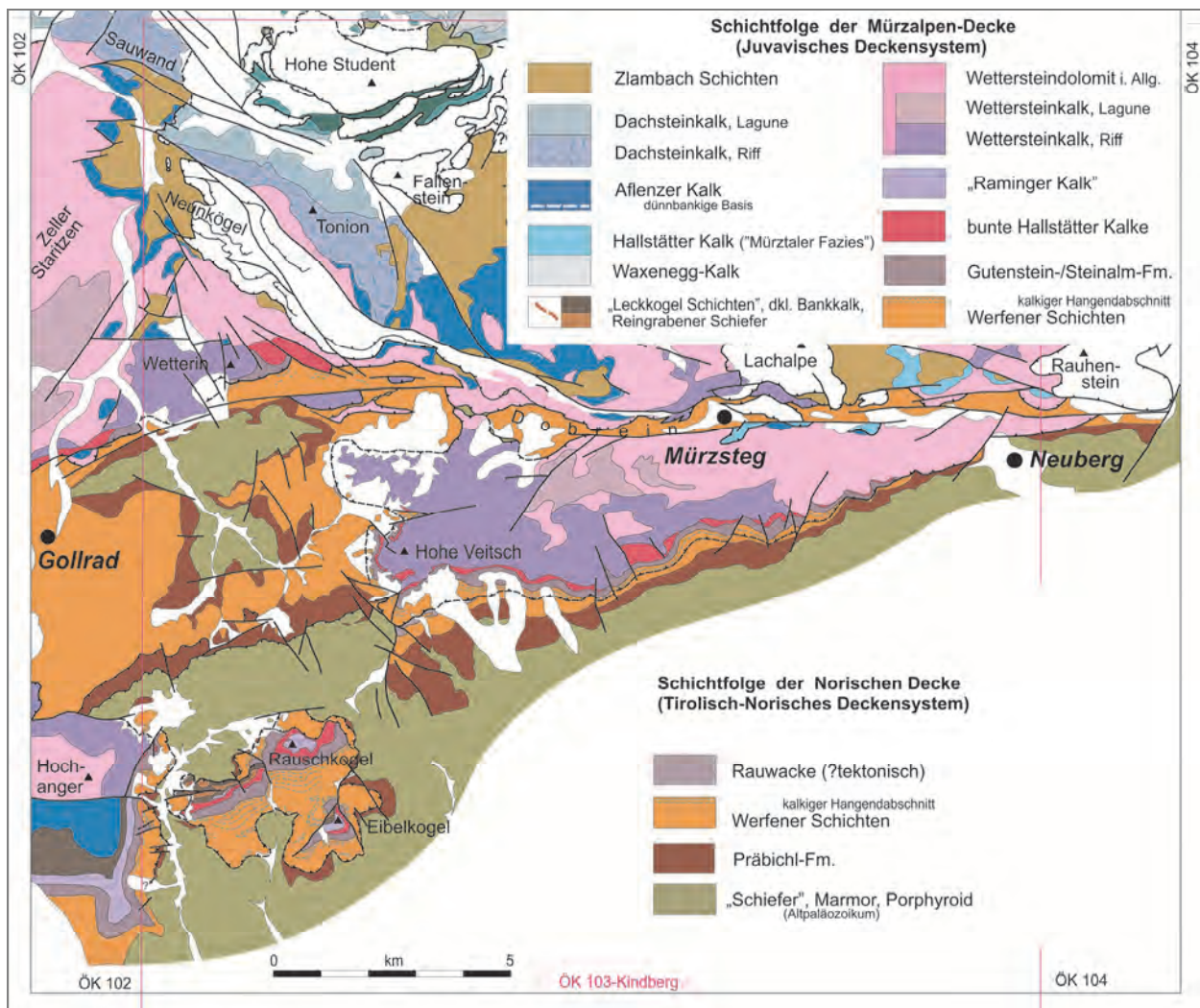


Abb. 3: Die Abgrenzung der juvavischen Murz-alpinen-Decke gegen die Norische Decke.

Weiter oben wurde bereits die Problematik der Grenzziehung zwischen Norischer Decke und Murz-alpinen-Decke angesprochen, da diese großtektonische Bewegungsfuge hier auf weiten Strecken innerhalb der Werfener Schichten verlaufen dürfte. Lokal betrachtet scheinen durchgehende Schichtfolgen von der Präbichl-Formation über die Werfener Schichten zu den Triaskarbonaten der juvavischen Murz-alpinen-Decke vorzuliegen. Großräumig betrachtet ist aber sehr wohl ein basaler Schrägzuschnitt und damit eine deckentektonische Eigenständigkeit der Murz-alpinen-Decke feststellbar. Im Raum Neuberg grenzt Wettersteindolomit unter Ausfall zahlreicher Schichtglieder direkt an die Präbichl-Formation der Norischen Decke. Im weiteren Grenzverlauf gegen Westen treten die fehlenden Formationen sukzessive hinzu, bis etwa ab Hirschensitz/Bärensteinwand eine scheinbar durchgehende Schichtfolge vorliegt, wobei nur gelegentlich die kalkigen Werfener Schichten fehlen. Erst am Südwestende des Veitsch-Massivs bietet ein ausgedehnter Rauwacke-Zug innerhalb hier auffallend mächtiger Werfener Schichten einen Anhaltspunkt für die Lage der Überschiebungsfläche der Murz-alpinen-Decke auf die Norische Decke. Unterstützung erhält diese Hypothese durch das Auftreten eines ungewöhnlichen Gesteins, des grobkörnigen „Hornblendgabbro von der Rotschneid“ (CORNELIUS, 1936, 1952), der zwar nur in Form großer loser Blöcke vorliegt, aber an mehreren Stellen stets nahe dieser tektonischen Grenzfläche auftritt und möglicherweise darin

eingeschleppt liegt. Erste Versuche einer radiometrischen Altersdatierung an Zirkonen ergaben ein permisches Alter (M. ROCKENSCHAUB, persönliche Mitteilung).

In dieser tektonischen Fuge liegt ganz im Osten der Kalkalpen am Florianikogel als tektonischer Schürfling die triassisch-jurassische Tiefwasserfazies des Meliatikums – vgl. z.B. MANDL & ONDREJICKOVA (1993). In der weiteren Fortsetzung auf der Nordwestseite des Veitsch-Massivs dürften die Gesteine der tieferen Mitteltrias der Mürzalpen-Decke wieder abgeschert sein, die mächtige Schuttverhüllung erlaubt allerdings wenig Einblick.

Eindeutiger sind dann die Verhältnisse entlang des langen Aufbruchs von Werfener Schichten innerhalb der Mürzalpen-Decke vom Niederalpl über die Dobrein und Mürzsteg bis Neuberg. Hier hat die Mürzalpen-Decke durch einen basalen Schrägzuschnitt ihre mitteltriassischen Schichtglieder völlig verloren, sodass der hangendste Abschnitt ihres Wettersteindolomits direkt auf den Werfener Schichten der Norischen Decke auflagert. Die hohe stratigrafische Stellung des nur noch geringmächtigen Dolomits ist an der Auflagerung des (ober-)norischen Aflenzer Kalkes an mehreren Stellen erkennbar. An der tektonischen Kontaktfläche von Wettersteindolomit zu Werfener Schichten bzw. in diese eingeschuppt, sind an mehreren Stellen Schürflinge von schwarzen Schiefern und Sandsteinen zu finden. Das größere dieser Vorkommen ist bereits bei CORNELIUS (1936, 1952: 48f.) als fragliches Silur dargestellt bzw. beschrieben. Es könnte sich dabei aber auch um Äquivalente der jurassischen sandigen Schiefer des Melatikums am Florianikogel bzw. im Ödenhoffenster handeln. Graugrüne Kieselschiefer oder rote Radiolarite, die jurassische bzw. triassische Radiolarien liefern könnten, wurden hier aber bislang nicht gefunden.

Eine kalkalpine „Insel“ stellt die Triasschichtfolge des Ross-, Rausch- und Eibelkogels dar. Vom Gesteinsbestand her ist die Abfolge mit der Veitsch verwandt und auch von der tektonischen Position her der Mürzalpen-Decke zuzuordnen. Auch hier scheinen auf der Süd- und Ostseite ungestörte Schichtfolgen von der Präbichl-Formation über Werfener Schichten zu den Mitteltriaskarbonaten vorzuliegen. Betrachtet man allerdings insbesondere den Verlauf der Werfener Kalke, so wird eine intensive Deformation innerhalb der Werfener Schichten erkennbar (Abb. 4).

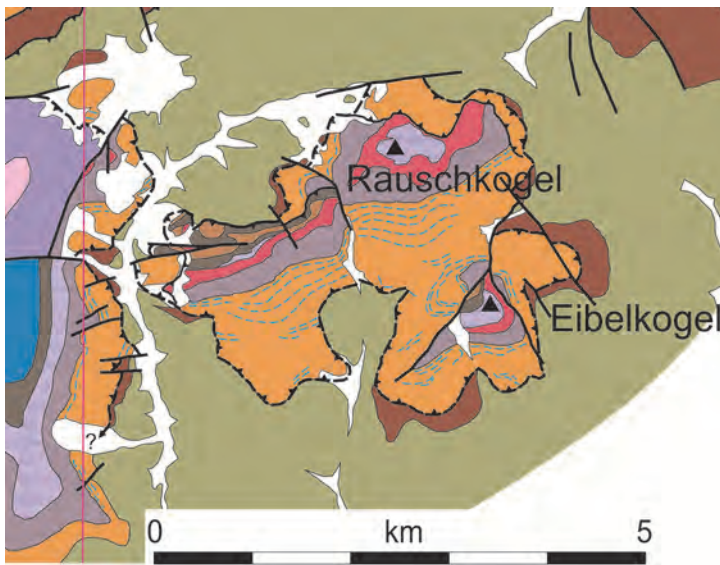


Abb. 4: Detailansicht des Rauschkogelgebietes zur Problematik der tektonischen Abgrenzung der Mürzalpen-Decke von der Norischen Decke. Legende siehe Abbildung 3.

Die Kalke streichen z.T. völlig diskordant an die prä-permischen Gesteine der Norischen Decke heran und erlauben so keine Interpretation als normale aufsteigende Schichtfolge. Die Überschiebungsfläche der Mürzalpen-Decke muss hier zwischen Werfener Schichten und der Präbichl-Formation bzw. den altpaläozoischen Gesteinen verlaufen. Westlich des Rauschkogels grenzen steilgestellte karnische Tonsteine und Bankkalke unmittelbar an die Gesteine der Norischen Decke, hier ist der Verlauf der Überschiebungsfläche klar.

Zusammenfassend gesagt, ist eine großtektonische Abtrennung der Mürzalpen-Decke von der unterlagernden Norischen Decke im Kartenblatt darstellbar und begründbar.

Die Abgrenzung am Nordrand zur Göller-Decke (Abb. 5)

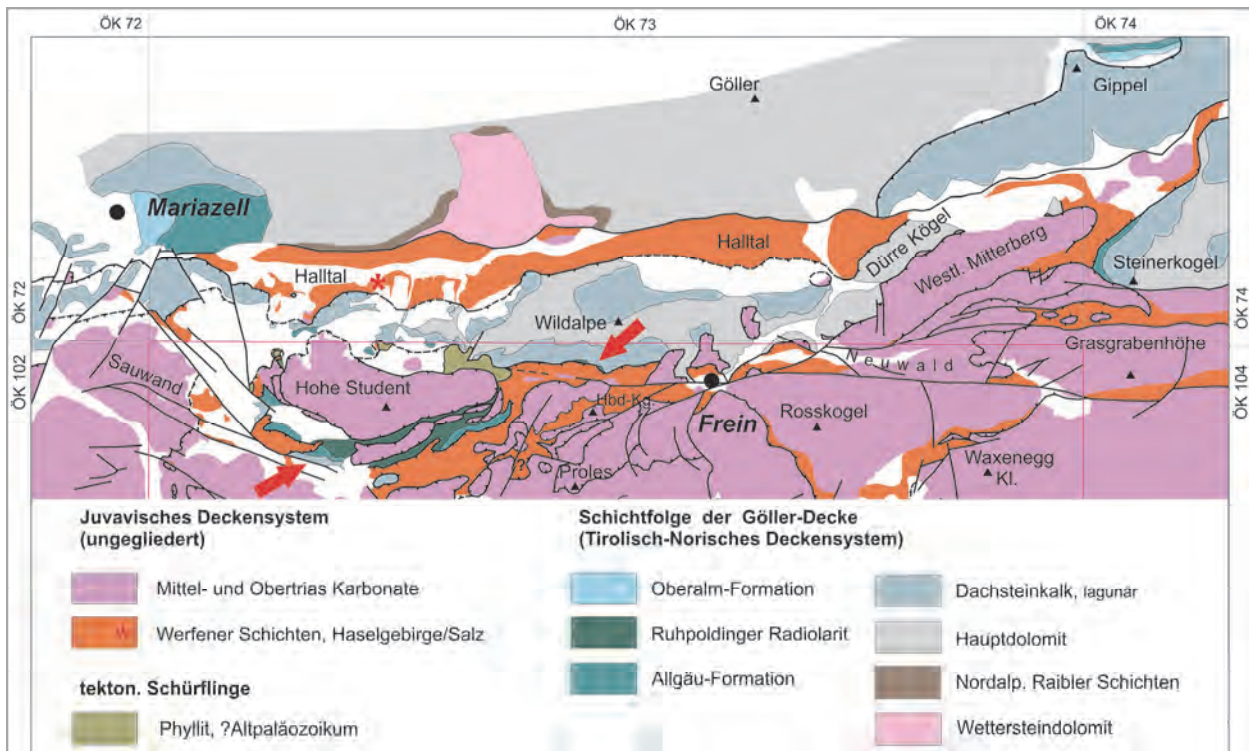


Abb. 5: Abgrenzung des Juvavischen Deckensystems gegen die Tirolische Göller-Decke.

Zur generellen Abgrenzung des Nordrandes des Juvavischen Deckensystems gegen das Tirolikum im Ostabschnitt der Kalkalpen, siehe MANDL (2016). Wie dort dargelegt, reicht die tirolische Schichtfolge bis maximal zum oberjurassischen Radiolarit, der auch Detritus und Olistolithe von Liefergebieten aus dem Tirolikum enthalten kann. Darüber folgen dann Gesteine bzw. ganze Schichtfolgen, die dem Juvavischen Deckensystem zugeordnet werden können. Abschließend transgredieren über Tirolikum und Juvavikum gemeinsam oberjurassische Oberalm-Formation, Tressenstein- oder Plassenkalk.

Diese Überdeckung ist in den östlichen Kalkalpen bislang nur aus zwei Gebieten bekannt, aus dem Raum Dürradmer und aus Bohrungen im Untergrund des Wiener Beckens – siehe MANDL (2016) sowie STRAUSS (2016).

Auf Kartenblatt 103 Kindberg sind diesbezüglich zwei Bereiche (siehe rote Pfeile in Abbildung 5) zu nennen: Zum einen die geringmächtigen Jurarotkalke und der rote Radiolarit auf dem Dachsteinkalk der Wildalpe, die gemeinsam steil gegen Süden unter die juvavischen Werfener Schichten und Mitteltriaskarbonate des Freinerbach-Tales einfallen. Zum anderen das Fenster von Göller-Decke auf der Südwestseite der Hohen Student, wo, wie bereits oben erwähnt, eine Abfolge von Dachsteinkalk, Kössen-Formation, Allgäu-Formation und Radiolarit aufgeschlossen ist. Darüber liegen dann große Schollen aus einzelnen Formationen oder ganzen Schichtfolgen der Hallstätter Salzbergfazies, aus paläozoischen Gesteinen, und als abschließender „Deckel“ die Steinalmkalk-Großscholle der Hohen Student.

Die Mürtalpalpen-Decke in ihrer Faziesvielfalt (Abb. 6)

Die Mitteltrias der Mürtalpalpen-Decke wird auf weiten Flächen vom Wettersteindolomit repräsentiert, der überwiegend lagunären Ursprungs sein dürfte. Im Mürtal nördlich Mürtzsteg wird darunter Wetterstein-Riffkalk sichtbar, der gegen Süden am Plateau der Hohen Veitsch den Dolomit ersetzt. Ähnliches gilt für den Riffkalk der Wetterin. Auf der Veitsch-Nordseite ist zwischen Dürner Wand und Brunntal auch noch lagunärer Wettersteinkalk von der

Dolomitisierung verschont geblieben. In den Veitsch-Südwänden wird die Verzahnung mit bzw. Unterlagerung durch Hang- („Raminger Kalk“) und Beckensedimente (Hallstätter Kalk, Reiflinger Kalk) sichtbar, die ihrerseits Kalken und Dolomiten der Steinalm- und Gutenstein-Formation auflagern

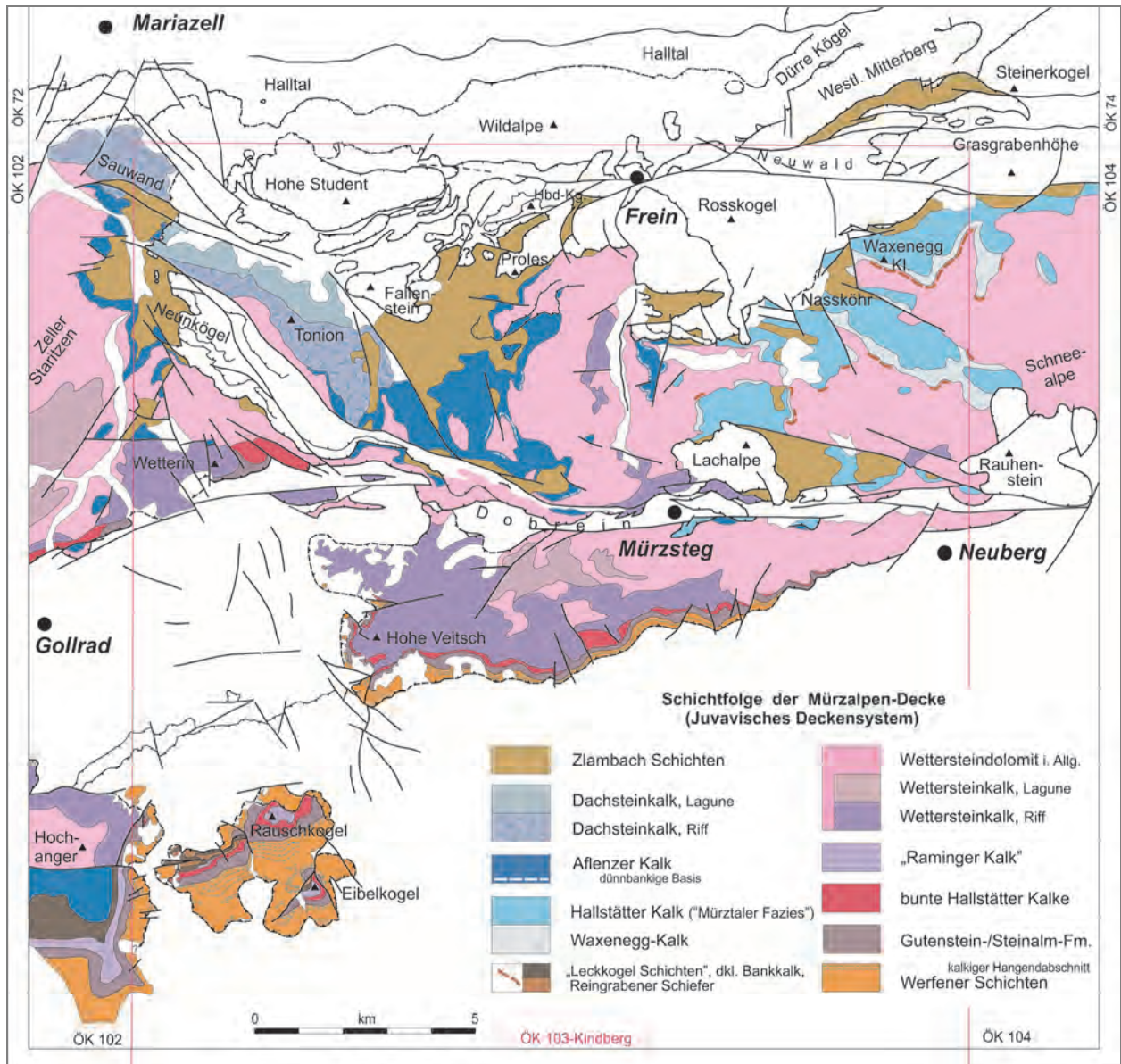


Abb. 6: Die Faziesvielfalt innerhalb der Mürztalpen-Decke.

Die stets betonte fazielle Vielfalt bezieht sich allerdings auf die Obertrias-Schichtfolge. Auf dem einformigen Dolomitsockel lagern, von Nordwest gegen Südost gereiht, der Dachsteinkalk der Sauwand (Riff-Fazies), der Dachsteinkalk der Tonion (Riff- und überlagernde Lagunen-Fazies), der über Afleazer Kalk hinwegwächst und z.T. lateral damit verzahnt. Östlich des Mürztales sitzt dem Dolomitsockel ein lückenhaftes unteres Karnium in Form von geringmächtigen Reingrabener Schiefen und dunklen oder auch bunten Schwammkalken auf („Leckkogel Schichten“). Stellenweise treten im hangendsten Dolomit Rotfärbung oder darüber dünngeschichtete rote Dolomitsandsteine als Ausdruck zeitweiliger Auftauchperioden auf. Diese lückenhaft abgelagerte Sedimente des unteren Karnium und die räumliche Verteilung und Mächtigkeit der oberkarnischen Kalke lassen vermuten, dass während der unterkarnischen Regression ein deutliches Erosionsrelief im Wettersteindolomit entstand, welches bei der nachfolgenden transgressiven Phase ab dem oberen Karnium erst durch den lagunären

Waxeneggkalk weitgehend aufgefüllt wurde, sodass der Hallstätter Kalk (oberstes Karnium bis Norium) teils auf Waxeneggkalk (mit Spaltenfüllungen), teils auf Wettersteindolomit auflagert. Randbereiche des Dachsteinkalks, sowie Aflenzer Kalk und Hallstätter Kalk, werden in der obersten Trias von Zlambach Schichten überdeckt. Damit endet die Schichtfolge der Mürtalpalen-Decke. Sichere Anhaltspunkte für einen Weiterlauf der mergeligen Sedimentation in den Jura sind nicht bekannt.

Abschließend ein paar Anmerkungen zur Faziesvielfalt der Mürtalpalen-Decke bei KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962). Diese Autoren stützten sich in ihrer Argumentation unter anderem auf das Kartenbild von CORNELIUS (1936) und damit auf die dort enthaltenen stratigrafischen Irrtümer: Die mächtigen Mürtalpalen Schichten konnten später (LEIN, 1972) als irrümliche Zusammenfassung von Reingrabener Schiefer, Aflenzer Kalk, grauen Hallstätter Kalken und Zlambach Schichten erkannt werden, die zum Teil unterschiedlichen tektonischen Einheiten angehören. Der laterale Fazieswechsel von Dachsteinkalk zu angeblich altersgleichem Hallstätter Kalk konnte als stratigrafische Abfolge von karnischem Algenkalk (Waxeneggkalk = ehemals Tisovec-Kalk) zu oberstkarnisch-norischem Hallstätter Kalk in Mürtalpalen Fazies belegt werden (LEIN, 1972, 1982). Auch die Verknüpfung des Hauptdolomits und Dachsteinkalkes der Wildalpe mit Hallstätter Kalken wurde von LEIN (1972) als tektonischer Kontakt erkannt, wobei der flach gegen Süden einfallende Hauptdolomit die stark verfallenen Hallstätter Kalke überschiebt. Die Wildalpe ist damit – entgegen der TOLLMANN'schen Ansicht – nicht mehr Teil der Mürtalpalen-Decke. Die jetzt vorliegende Neuaufnahme legt nahe, dass diese grauen Hallstätter Kalke aufgrund ihrer verkehrten Lagerung und der begleitenden unterkarnischen Reingrabener Schiefer und Kalke nördliche Ausläufer der inversen Proles-Schuppe darstellen, die dem Hauptdolomit und Dachsteinkalk der Wildalpe tektonisch aufliegen.

Zuletzt sei hier noch der Dachsteinkalk von Sauwand und Tonion betrachtet. Bei KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) noch als Teile der Mürtalpalen-Decke angesehen, trennte LEIN (1972: Geologische Karte; 1982: Abb. 1) die beiden Bergstöcke, ebenso wie die Aflenzer Kalke und Zlambach Schichten im Raum Fallenstein, vom unterlagernden Dolomit der Mürtalpalen-Decke als tektonisch eigenständige Schuppen ab, wobei die Zlambach Schichten als Fallenstein-Schuppe den unterlagernden Dolomit der Mürtalpalen-Decke von der überlagernden Sauwand-Tonion-Schuppe (Dachsteinkalk verzahnt mit Aflenzer Kalk) trennen sollten. Dieser Darstellung folgte auch TOLLMANN (1976: Taf. 5). Die Neuaufnahme ergab jetzt aber, dass die Lagerungsbeziehungen zwischen Aflenzer Kalk und Zlambach Schichten fehlinterpretiert worden waren. Die Zlambach Schichten fallen keineswegs unter die Aflenzer Kalke ein, sondern stellen deren sedimentäres Hangendes dar. Die darin „sich infolge intensiver Verschuppung“ wiederholenden Kalkzüge lassen sich einer einfachen Einengung und bruchtektonischen Zerlegung dieser „Fallenstein-Mulde“ zuordnen. Es liegt hier kein Schuppenbau vor, sondern Aflenzer Kalk und Zlambach Schichten sind, ebenso wie der Dachsteinkalk von Sauwand und Tonion, das stratigrafisch Hangende des Wettersteindolomit-Sockels und damit Bestandteil der Mürtalpalen-Decke.

All diesen mehrfachen stratigrafischen und tektonischen Richtigstellungen zum Trotz bleibt die Mürtalpalen-Decke dennoch ein Musterbeispiel für Faziesübergänge innerhalb einer tektonischen Einheit, also eine „Vielfazies-Decke“.

Die Schollen in „Hallstätter Salzbergfazies“ und die Proles-Decke (Abb.7)

Die eingangs zitierte Problematik der Definition von Hallstätter Kalk bei SPENGLER (1931) bzw. bei CORNELIUS (1952) warf die Frage auf, ob in den Mürtalpalen Alpen überhaupt Hallstätter Kalke in der lithofaziellen Ausbildung des Salzkammerguts („Hallstätter Salzbergfazies“) vorkommen. Ein erster entsprechender Nachweis gelang LEIN (1981). Er konnte „Massigen Hellkalk“ und „Hangendrotkalk“ in den winzigen Hallstätter Kalkschollen bei Rasing/Mariazell und in den Schollen am SW- und SE-Fuß der Hohen Student lithologisch und durch Conodontenfaunen

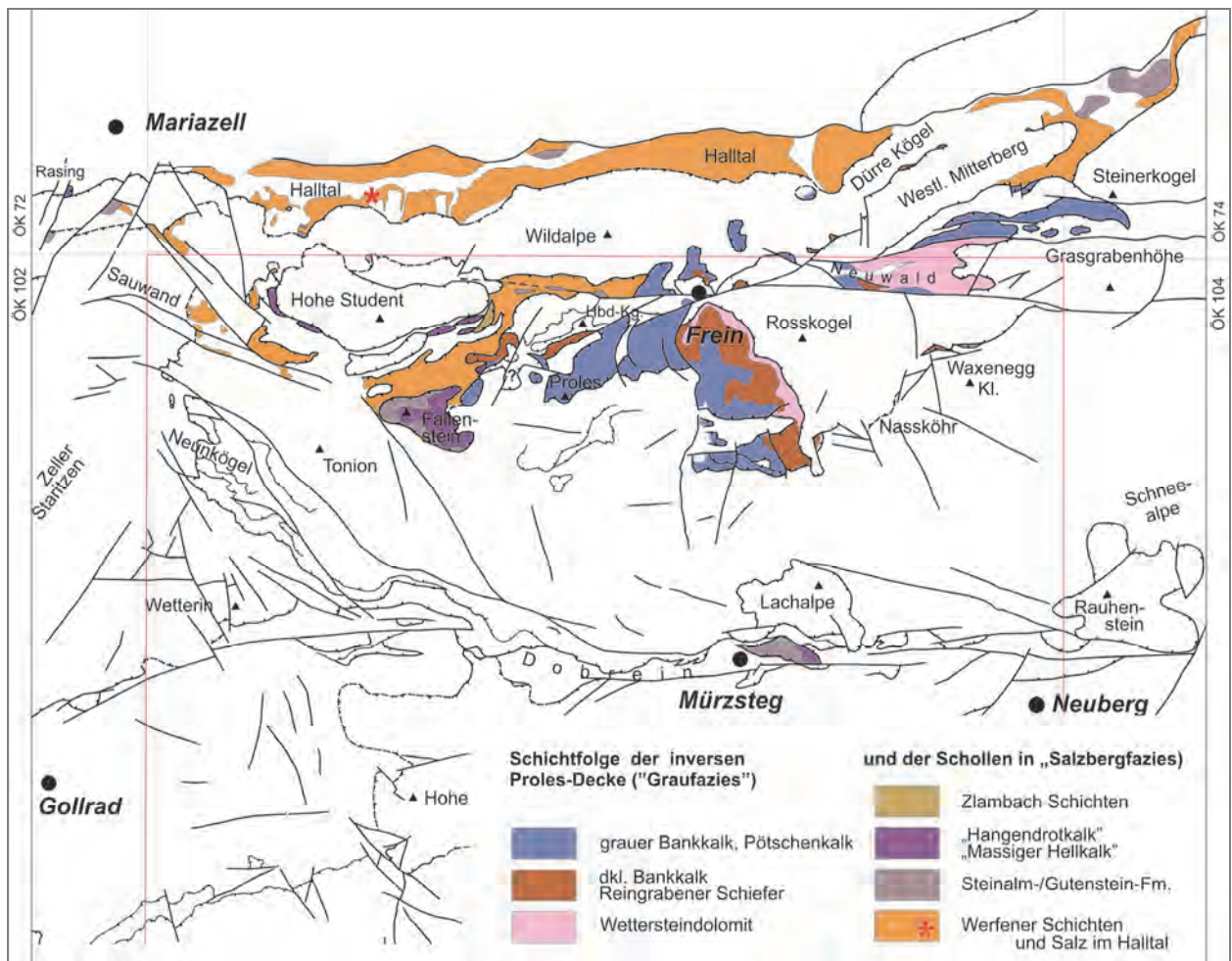


Abb. 7: Räumliche Verbreitung der Schollen in „Salzberg-Fazies“ und der Fragmente der Proles-Decke.

belegen. Ein weiteres Beispiel ist die Berggruppe Fallenstein/Geisterstein, wo „Massiger Hellkalk“ mit Spaltenfüllungen in den unterlagernden Steinalmkalk eingreift und von „Hangendrotkalk“ überlagert wird. Ob die im Osten am Schwaboden angrenzenden Zlambach Schichten teilweise ebenfalls noch dieser Schichtfolge oder zur Gänze der unterlagernden Mürzalpen-Decke angehören, ist kaum zu entscheiden, da die Lokalmoräne des Schwabodens einen Großteil der Fläche verhüllt. Sehr wohl zur Salzbergfazies dürften jene Zlambach Schichten gehören, die am Hohe Student-SE-Fuß im Radiolarit eingelagert sind. Der daneben liegende lange Streifen von Fleckenmergel der Allgäu-Formation kann sowohl aus der Schichtfolge der Salzbergfazies, als auch aus dem unterlagernden Tirolikum stammen. In den Abbildungen hier wurde letzteres angenommen, in Analogie zum tirolischen Fensteraufbruch am Hohe Student-SW-Fuß. Als letztes Vorkommen sind noch die grauen gebankten Hallstätter Kalke der Lärchsteinwand (E-Mürzsteg) zu erwähnen. Sie ruhen direkt auf Steinalmkalk (anisische Dasycladaceen), der seinerseits noch einen Sockel aus dunklem und hellem Dolomit (Gutenstein-/Steinalmdolomit) besitzt. Diese Scholle liegt nicht der Mürzalpen-Decke auf, sondern steckt – vermutlich sekundär eingeschuppt – in den Werfener Schichten des „Tirolikum-Aufbruches“ der Dobrein.

Die Proles-Decke („Hallstätter Graufazies“) besteht im Wesentlichen aus drei lithologischen Abschnitten: die Schichtfolge beginnt aufgrund der inversen Lagerung zuoberst mit hellem Wettersteindolomit, gefolgt von einer vergleichsweise mächtigen unterkarnischen Wechselfolge aus dunklen Schiefertönen und Mergeln sowie dunklen, gut gebankten Kalken mit und ohne Hornsteinknollen. In den gelb anwitternden Mergeln treten Biogenschuttlinsen mit Crinoiden, Cidarisstacheln, Korallen und Kalkschwämmen auf. Die Hauptmasse der Abfolge wird von

hellen, gebankten Hallstätter Kalken eingenommen, welche durch die Mürzschlucht in gesamter Mächtigkeit aufgeschlossen sind. Der basale, nach Conodonten bereits ins Norium zu stellende Abschnitt führt Hornsteinknollen, die gegen Hangend aussetzen. Der Kalk wird dickbankiger, stellenweise sogar massig, und erst im jüngsten Abschnitt – zum Südausgang der Mürzschlucht hin – erneut dünnbankig und gleichzeitig dunkler. Hier deutet sich ein einstiger Übergang zu Zlambach Schichten an. Die heute tektonisch darunter liegenden Zlambach Schichten dürften aber zur Gänze der aufrechten Schichtfolge der Mürzalpen-Decke angehören. Innerhalb der hellen Bankkalke der Proles-Decke deutet sich gegen Westen hin eine Verzahnung mit der Salzbergfazies an: auf der Westseite des Kleinen Proles sind in den hellen Bankkalken rote Hornsteine und Lagen von gebankten bis knolligfläsrigem Rotkalk eingeschaltet.

Die Gesteine der Proles-Decke lassen sich auch noch als biostratigrafisch datierte Schürflinge an der Basis der auflagernden Werfener Schichten der Rosskogel-Deckscholle vom Nassköhr bis in den Taborsattel nördlich des Kleinen Waxenegg verfolgen. Im Bereich von Neuwald ist die Proles-Decke entlang einer W–E-Störung auf der Rosskogel-Nordseite nochmals gehoben und erosiv freigelegt. Dazu gehören westlich der Mürz auch noch die Hallstätter Schollen, welche der Wildalpe tektonisch auflagern und die auch noch in Spuren in der Trennfuge zwischen Hauptdolomit der Dürren Kögel und der auflagernden Scholle des Westlichen Mitterberges zu finden sind. Bemerkenswert scheint noch, dass die grauen Bankkalke der Schollen nördlich Frein feine karbonatklastische Lagen enthalten, welche an die riffnahen Schüttungen in den „Pedata-Schichten“ (= „Gosauseekalk“) des Salzkammerguts erinnern. Genauere diesbezügliche Betrachtungen der Komponenten und der Mikrofauna sind noch ausständig, lediglich die Conodonten wurden bislang untersucht.

Die tektonisch höchsten Deckschollen – Erosionsrelikte der Schneeberg-Decke? (Abb. 8)

Schon bei CORNELIUS (1936) ist ersichtlich, dass noch ein oberstes tektonisches Stockwerk in Form heute isolierter Deckschollen besteht, deren Schichtbestand Ähnlichkeiten zur Schneeberg-Decke im Osten zeigt. Sie beinhalten alle unterschiedliche Ausschnitte der mitteltriassisch-unterkarnischen Wetterstein-Karbonatplattform und deren Riffhangbereiche und ähneln damit auch dem Veitsch-Massiv und dem Rauschkogel am Südrand der Mürzalpen-Decke. Die Vorstellung, dass diese Deckschollen Erosionsrelikte einer ehemals geschlossenen Decke als Westfortsetzung der Schneeberg-Decke darstellen, dürfte eher nicht zutreffen.

Ein Blick auf die geologische Skizze (Abb. 8) und der Vergleich mit dem Fazieschema (Abb. 9) zeigt, dass die heutige Anordnung der Deckschollen zueinander keinen logischen Faziesgradienten vom Plattforminneren über den Riff-Rand zum Abhang und in Richtung Becken erkennen lässt. Die Lachalpen-Deckscholle ist aufgrund des geringmächtigen pelagischen Intervalls und des früh einsetzenden Riffwachstums im Kernbereich einer entstehenden Karbonatplattform anzusiedeln. Rauhenstein- und Rosskogel-Deckscholle weisen deutlich mächtigere Hallstätter Kalke unter der Riffentwicklung auf, die noch dazu Schüttungen von Karbonatdetritus enthalten. Letzteres erfordert ein Relief im Ablagerungsraum (Progradation des Plattformrandes). Die Scholle der Grasgrabenhöhe, die sich nach Osten bis zum Sonnleitstein auf das Kartenblatt 104 Mürzzuschlag fortsetzt, ist im Plattforminneren anzusiedeln, wo das initiale Riffwachstum relativ bald von lagunären Kalken überdeckt wurde. Dagegen weist die ganz im Norden liegende Deckscholle des Westlichen Mitterberges gar keinen Wettersteinkalk auf. Die pelagische Entwicklung der Hallstätter Fazies läuft vom oberen Anisium bis in das obere Ladinium durch, lediglich vereinzelte Detrituslagen verweisen auf eine eher ferne Karbonatplattform. Auch noch das untere Karnium ist, wenngleich nur in Form pelagischer Spaltenfüllungen, repräsentiert (LEITHNER & KRISTYN, 1984). Die Scholle muss schon im Becken vor der Wetterstein-Plattform angesiedelt werden.

Die Deckscholle der Neunkögel ist infolge ihrer starken internen Verschuppung schwieriger zu interpretieren. Sie enthält sowohl anisisch-ladinische Hallstätter Kalke (LEIN, 1981: „grauvioletter Bankkalk der Hiasbauernalm-Deckscholle“) und bis in das untere Karnium reichende graue Detrituskalke („Raminger Kalk“), als auch Wetterstein-Riffkalk, über die im unteren Karnium Reingrabener Schiefer und dunkle Hornsteinkalke abgelagert wurden, die relativ häufig Kalkschwämme führen („Leckkogel Schichten“: DULLO & LEIN, 1981). Die Deckscholle stellt damit einen tektonisch zerstückelten Wetterstein-Plattformrand dar.

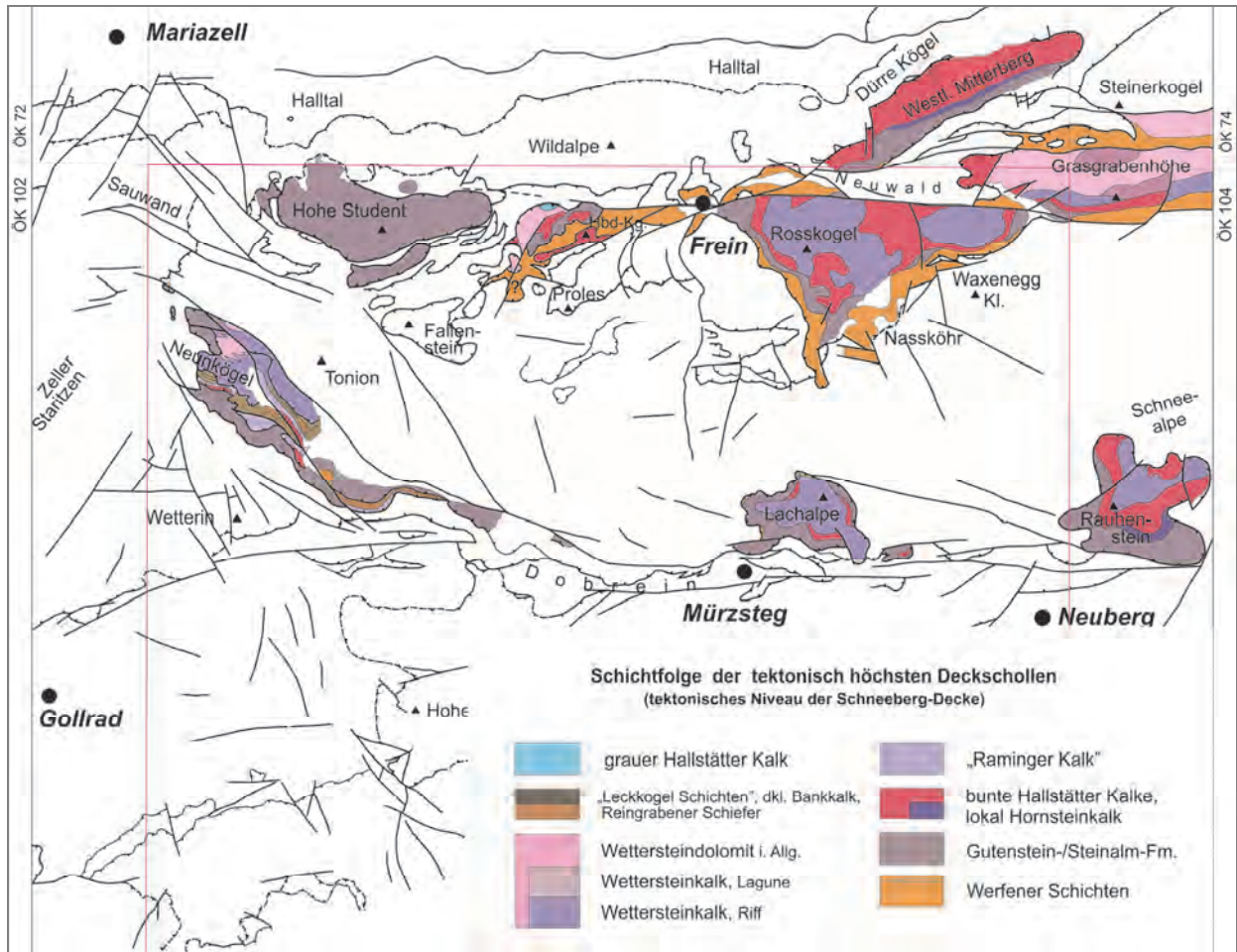


Abb. 8: Stratigraphisch-fazielle Entwicklung der höchsten Deckschollen.

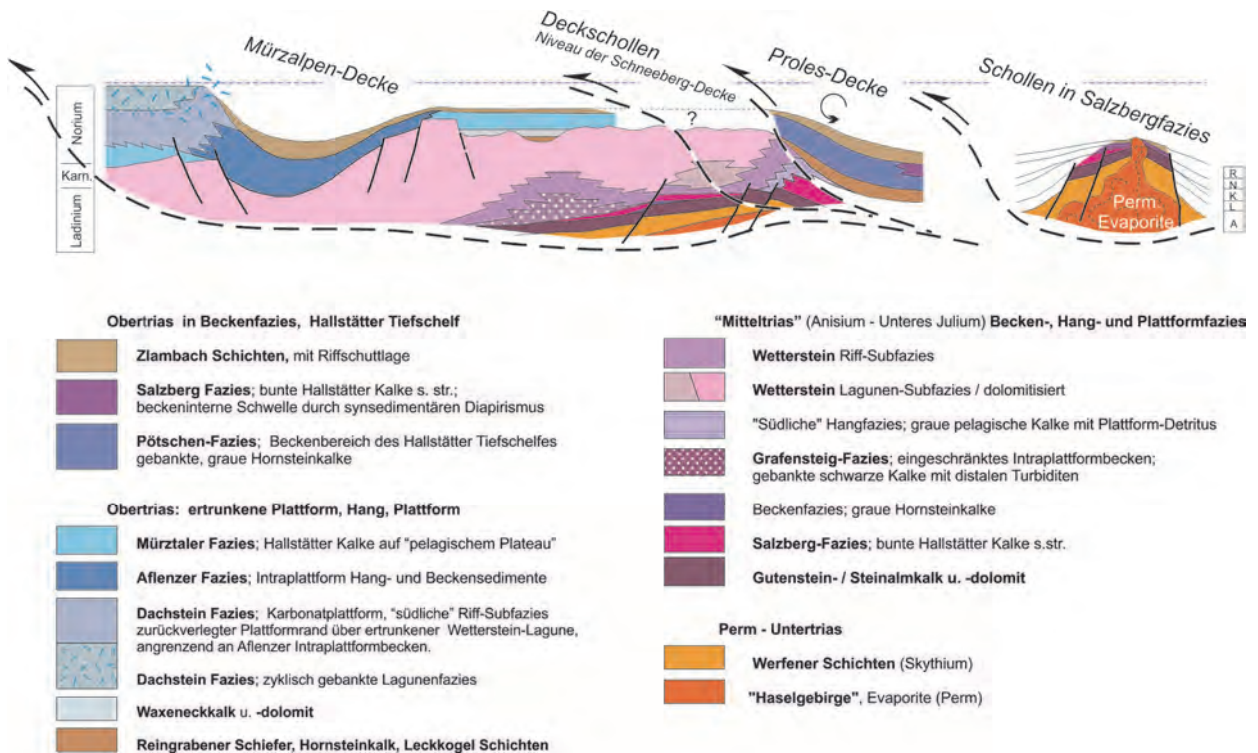


Abb. 9: Schematischer Faziesquerschnitt des Juvavikums im Kalkalpen-Ostabschnitt und mutmaßliche Ablagerungsräume der Juvavischen Baueinheiten nach MANDL (2001a: Taf. 3), leicht verändert.

Eine Sonderstellung nimmt die Deckscholle der Hohen Student ein. Trotz ihrer Größe besteht sie, neben ganz untergeordneten Vorkommen von Gutenstein-Formation, praktisch zur Gänze aus Steinalmkalk. Lediglich lokale Spaltenfüllungen aus mitteltriassischen Hallstätter Kalken (PAVLIK, 1992) lassen die weitere, jüngere Schichtfolge erahnen. Ob diese pelagische Sedimentation länger anhielt, so wie am Westlichen Mitterberg, oder ob darüber dann Wetterstein-Riffkalk progradierte, wie am Rosskogel oder am Rauhenstein, kann heute nicht mehr festgestellt werden. Ihre Position im Ablagerungsraum bleibt daher fraglich.

Schlussbemerkungen

Die Kalkalpen auf Kartenblatt 103 Kindberg sind im Vergleich zu den Nachbarblättern insofern bemerkenswert, als hier auf engstem Raum Trias-Schichtfolgen aus den unterschiedlichsten Ablagerungsräumen zusammentreffen. Dabei treten manche Kombinationen innerhalb einer Decke auf (Mürzalpen-Decke), andere sind verteilt auf unterschiedliche tektonische Einheiten. Zwischen den Baueinheiten des Juvavischen Deckensystem treten (mit Ausnahme der wenigen Schürflinge paläozoischer Gesteine) keine Gesteine aus anderen geologischen Perioden auf, sodass ausschließlich Trias-Schichtfolgen tektonisch aneinander grenzen. Dieser Bauplan war nur durch intensiven Einsatz der Conodontenstratigrafie zu enträtseln, wobei für die geduldige Bestimmung unzähliger Proben LEOPOLD KRYSZYN (Univ. Wien) an dieser Stelle noch einmal ganz besonders zu danken ist.

Schwierig ist in manchen Fällen auch die tektonische Zuordnung der Werfener Schichten innerhalb des Juvavischen Deckensystems, so beispielsweise zwischen Frein und Hohe Student. Die Proles-Decke löst sich hier in ein Schollenmosaik von grauen Hallstätter Kalken und dunklen karnischen Schiefen und Hornsteinkalken auf. Der Hochbodenkogel und die umgebenden namenlosen Erhebungen bestehen hauptsächlich aus bunten mitteltriassischen Hallstätter Kalken in enger Verknüpfung mit hellem Dolomit. Darin dürfte sich neben Wettersteindolomit auch noch dolomitisierte Steinalmkalk verbergen (so dargestellt in Abb. 8). Diese Kombination lässt eine tektonische Zuordnung zu den höchsten Deckschollen analog zur Rosskogel-Deckscholle erwarten. Die Zuordnung der rundherum und dazwischen auftretenden Werfener Schichten zu den Schollen in Salzbergfazies oder zu den Hochbodenkogel-Deckschollen ist nur anhand ihrer Lagerungsbeziehungen zu den Fragmenten der Proles-Decke entscheidbar: wenn darüber, dann zur Hochbodenkogel-Deckscholle, wenn darunter, dann zu den Schollen in Salzbergfazies. Kleinräumige Bruchtektonik und schlechte Aufschlüsse erlauben im Detail oft keine eindeutige Entscheidung. Die dargestellte Zuordnung in den Abbildungen ist derzeit nur eine provisorische!

Zusammenfassend ist festzustellen, dass für den Abschluss dieses Kartierungsprojektes trotz Vorliegens flächendeckender Manuskriptkarten noch einiges an Arbeit investiert werden muss. Die, mit zahlreichen Unterbrechungen, 30 Jahre währende Aufnahmstätigkeit hat eine Vielzahl von Daten geliefert, die erst auf einen einheitlichen und modernen Stand gebracht werden müssen – so z.B. in der Conodontenbiostratigrafie oder in der Definition und Nomenklatur der lithostratigrafischen Einheiten. Einiges an Probenmaterial harret noch der Aufbereitung und Bearbeitung (Dünnschliffe), um an kritischen Stellen Klarheit zu schaffen. Die seit kurzem verfügbaren Laserscan-Aufnahmen bringen außerdem einen Quantensprung in der Abgrenzung und Beurteilung eiszeitlicher und holozäner Phänomene, insbesondere von Massenbewegungen. Mit ihrer Einarbeitung in die Manuskriptkarte und allfällig nötigen Revisionsbegehungen im Gelände wurde erst begonnen.

Literatur

- AMPFERER, O. & SPENGLER, E. (1931): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000 Schneeberg und St. Ägyd am Neuwalde. – Geol. B.-A., Wien.
- BAUER, F.K. & SCHNABEL, W. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 72 Mariazell. – Geol. B.-A., Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1936): Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich, 1:75.000, Blatt 4955 Mürtzzuschlag. – Geol. B.-A., Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1952): Die Geologie des Mürtztalgebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürtzzuschlag 1:75.000). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sb. **4**, 94 S., Wien.
- DULLO, W.-C. & LEIN, R. (1981): Carnian Shallow Water Limestones. – In: FLÜGEL, E. (Ed.): International Symposium on Triassic Reefs, Guide Book, 40–48, Erlangen.
- GEYER, G. (1889): Beiträge zur Geologie der Mürtzthaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, **39**, 497–784, Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. (1962): Die Mürtzalpendecke – eine neue hochalpine GroÙeinheit der östlichen Kalkalpen. – Sitzberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Math.-Naturwiss. Kl., Abt. I, **171**, 7–39, Wien.
- LEIN, R. (1972): Stratigraphie und Fazies der Obertrias der Mürtztaler Kalkalpen. – Unveröff. Diss., Univ. Wien, 144 S., Wien.
- LEIN, R. (1981): Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürtztaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **27**, 207–234, Wien.
- LEIN, R. (1982): Paläogeographie und tektonische Deformation des Aflenzer Troges im Bereich der westlichen Mürtztaler Alpen südlich Mariazell (Stmk.). – Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen, Jahresbericht 1981, Hochschulschwerpunkt S15, 203–221, Leoben.
- LEIN, R. (2000): Die Hallstätter Trias der Mürtztaler Alpen. Exkursionsführer zur SEDIMENT 2000. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **44**, 289–296, Wien.
- LEITHNER, W. & KRZYSTYN, L. (1984): Paläogeographie, Stratigraphie und Conodonten-Biofazies des Westlichen Mitterberges (Trias; Niederösterreich). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten Österreichs, **30/31**, 177–206, Wien.
- MANDL, G.W. (2001a): Die östlichen Kalkhochalpen – Stratigraphische Entwicklung und fazielle Differenzierung vom Perm bis in den Jura. – In: MANDL, G.W. (Red.): Arbeitstagung 2001 der Geologischen Bundesanstalt in Neuberg a.d. Mürtz. Geologie der Kartenblätter 103/Kindberg und Blatt 104/Mürtzzuschlag, 71–87, Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W. (2001b): Zum tektonischen Bauplan der östlichen Kalkhochalpen. – In: MANDL, G.W. (Red.): Arbeitstagung 2001 der Geologischen Bundesanstalt in Neuberg a.d. Mürtz. Geologie der Kartenblätter 103/Kindberg und Blatt 104/Mürtzzuschlag, 123–131, Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W. (2016): Der Nordrand des Juvavischen Deckensystems zwischen Mariazellerland und Wiener Becken (Nördliche Kalkalpen, Niederösterreich, Steiermark) – eine Bestandsaufnahme. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 112–126, Wien.
- MANDL, G.W. & ONDREJICKOVA, A. (1993): Radiolarien und Conodonten aus dem Meliatikum im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136/4**, 841–871, Wien.
- MOJSISOVICS, E. VON & GEYER, G. (1887): Die Beschaffenheit der Hallstätter Kalke in den Mürtzthaler Alpen. – Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, **1887**, 229–231, Wien.
- NIEVOLL, J. & SUTTNER, T.J. (2016): Stratigraphie der Norischen Decke auf GK50 Blatt 103 Kindberg. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 58–70, Wien.
- PAVLIK, W. (1985): Geologische Untersuchungen in den Kalkhochalpen (Tirolikum und Juvavikum) im Gebiet Halltal-Student (Steiermark). – Unveröff. Dissertation, Univ. Wien, 85 S., Wien.
- PAVLIK, W. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135/3**, 712–713, Wien.
- SPENGLER, E. (1931): Die Puchberg - Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **81**, 487–531, Wien.
- STRAUSS, P. (2016): Juvavischer Olistolith in den Kalkalpen unter dem Wiener Becken erbohrt. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 111, Wien.
- STRELE, K. (1992): Geologische Untersuchungen an der Roßkogel-Deckscholle und der Proles-Decke im Bereich des Hinteralplateaus, Mürtztaler Alpen, Steiermark. – Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Wien, 124 S., Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil III: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. – IX + 457 S., Wien.

Zur Sedimentologie und frühen Diagenese der Salz führenden Haselgebirge-Formation

CHRISTOPH LEITNER*

* Universität Salzburg, Department für Geographie und Geologie, Hellbrunnerstraße 34, 5020 Salzburg.
Christoph.Leitner@sbg.ac.at

Die permische, Salz führende Haselgebirge-Formation (257–251 Ma) der Nördlichen Kalkalpen (Ostalpen) liegt heute als tektonische Mélange vor. In den Bergwerken beträgt das Verhältnis etwa 50 % Steinsalz und 50 % Nebengestein (hauptsächlich Ton und Anhydrit). Aus den Nicht-Salzgesteinen lassen sich Ablagerungsbedingungen und frühdiagenetische Prozesse im Evaporit-Playasystem rekonstruieren. Der Tonstein besteht vorwiegend aus Illit, Chlorit und Quarz, das einzige Karbonat in geringen Mengen ist Magnesit. Die großen Mengen an Tonstein sind ungewöhnlich für Evaporitbecken. Das Playasystem befand sich auf der Oberfläche des erodierten Variszischen Gebirges, welches bis in metamorphe Bereiche erodiert war. Die heutige Grauwackenzone stellt stratigrafisch die frühere Landoberfläche dar. Morphologisch dürfte es sich um ein Grabenbruchsystem gehandelt haben, teilweise ähnlich dem späteren Rheingraben (welcher ebenfalls viel Ton in seinen Salzablagerungen aufweist). Vermutlich wurde das Ton-Silt-Material äolisch angeliefert, denn gegen den Antransport mit Flusswasser sprechen ältere Br- und S-Isotopen-Analysen. Aus dem Graben(system) konnte das klastische Material nicht in das offene Meer transportiert werden, sondern es blieb an Ort und Stelle. Entwässerungsstrukturen im Tonstein passen in das Bild schlagartiger Entwässerung durch Erdbeben, die Begleiterscheinungen der Extension und Subsidenz des Gebietes waren. Die Tonsteine stellen die klastische Hintergrundsedimentation dar, während sich Anhydrit und Steinsalz durch Austrocknung anreicherten und sedimentierten. Die aufgefundenen Anhydrite sind ausschließlich Tiefwasseranhydrite, sodass die Wassertiefe auf 5–50 m geschätzt wird. Die Eindunstungslauge könnte in den umgebenden Anhydrit-Lagerstätten (Flachwasseranhydrite?) vorangereichert worden sein. Im Allgemeinen war die Sedimentation submarin, doch deuten die Salzhopperkristalle und Rot-grün-Oxidation auf häufiges Trockenfallen hin. Relativ früh diagenetisch bildete sich authigener Quarz und Feldspat in Anhydrit/Tonstein. Die Diagenese von Polyhalit (ca. 235 Ma) schließt die Bildung authigener Minerale schließlich ab.

Detailstratigrafie der Sedimente des Karnium der Aflenzer Bürgeralpe

SYLVAIN RICHOSZ¹, LEOPOLD KRYSZYN² & RICHARD LEIN³

¹ Institut für Erdwissenschaften (Geologie und Paläontologie), Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, 8010 Graz, Österreich. sylvain.richoz@uni-graz.at

² Universität Wien, Institut für Paläontologie, Althanstraße 14, 1090 Wien, Österreich. leopold.krystyn@univie.ac.at

³ Universität Wien, Department für Geodynamik und Sedimentologie, Althanstraße 14, 1090 Wien, Österreich. richard.lein@univie.ac.at

Zusammenfassung

Sedimentologische und geochemische Untersuchungen im Gebiet der Aflenzer Bürgeralpe ergeben neue Erkenntnisse zur karnischen Entwicklung des Juvavikums in Aflenzer Fazies. Eine 60 m umfassende helle, Hornstein führende unterkarnische Detrituskalkfazies des „Raminger Kalkes“ (plattformnahe Beckenfazies des Wetterstein-Zyklus) wird von 50 m mächtigem tonigen Mikritkalk gefolgt, der wegen des vereinzelt Vorkommens von Cipitblöcken schon den basalen Leckkogel Schichten zugeordnet wird. Der Rest der Leckkogel Schichten besteht aus drei terrigenreichen Abschnitten und zwei eingeschalteten detritusreichen Karbonatkomplexen. Große Riffkalkblöcke in Cipitfazies sowie olistolithische Großschollen sind auf das 3. Terrigenintervall beschränkt. Die rund 300 m mächtigen Leckkogel Schichten des hohen unteren Karnium werden im oberen Karnium zunächst von einer 100 m mächtigen, lithologisch distinkten Plattenkalkserie überlagert. Der Plattenkalk (informell als „Jauring-Formation“ bezeichnet) stellt ein bislang unbeschriebenes Schichtglied in der Schichtfolge des oberen Karnium des alpinen Juvavikums dar und wird von Gesteinsäquivalenten der „Pötschen-Formation“ in einer Mächtigkeit von 250 m überlagert. Darüber folgt der eigentliche Aflenzer Kalk, der entgegen früherer Ansichten sicher erst im Norium einsetzt.

Die Karbon-Isotopie-Kurve zeigt zahlreiche Änderungen, die zumindest regional eine höher auflösende Gliederung des Karnium erreichbar erscheinen lassen, als dies derzeit mit Conodonten möglich ist: An der Basis der Profile steht eine scharfe negative Exkursion mit 3 ‰ Amplitude, die verbunden ist mit einem Terrigenintervall, das ein Partnach Äquivalent sein könnte – und damit eine Korrelation ins Voralpin ermöglichen könnte. Eine zweite, längere negative Exkursion (1,2–2 ‰) folgt mit dem Minimum am Top des 1. Terrigenintervalls, das mit dem Reingraben Event verbunden zu sein scheint. Eine dritte, scharfe negative Exkursion liegt direkt oberhalb der Julium-Tuvalium-Grenze. Es folgt ein Plateau mit sehr hohen Werten (bis 4,7 ‰) an der Basis des Plattenkalks, das mit Anhalten dieses Trends eine isotopenstratigrafische Unterscheidung von unter- und oberkarnischen Sedimenten erlaubt.

Einleitung

Straßenausbau und neue Forststraßen zur und in der Umgebung der Aflenzer Bürgeralpe und des östlich anschließenden Jauringer Alm-Gebietes haben neue detailstratigrafische Untersuchungen der karnischen und norischen Sedimente erlaubt. Es wurden zahlreiche Profile bankweise aufgenommen sowie mikrofaziell, isotopenstratigrafisch und auf Conodonten beprobt. Die Schichtfolge ist in sechs Profilen (mit Angabe der Lage, Koordinaten der Profilbasis, Lithologie und Mächtigkeit des jeweiligen Schichtglieds) mit einer gesamten Mächtigkeit von 700 m darstellbar.

Die karnische Schichtfolge von Aflenzen ist gekennzeichnet durch eine kräftige tektonische Überprägung, die 1) zu schichtparallelen lokalen bis lateral weiträumigen Schichtunterdrückungen und Schichtausfällen führt, und 2) durch eine kleinräumige Bruchtektonik die exakte lithostratigrafische Erfassung der Schichtglieder erschwert. Für eine gesicherte Profilaufnahme sind deshalb durchgehend aufgeschlossene Gesteinsfolgen eine absolute Voraussetzung, wie sie nur entlang von frischen Straßenböschungen zu finden sind.

Profile

Profil BS 3: Bürgeralmstraße zwischen 1.320 und 1.340 m Sh., beginnend bei der Forststraßen-Abzweigung Richtung Eisental (WGS84 47°33'56.9 N / 15°13'09.4 E).

Die Serie beginnt mit hellem, dünnbankigem, Hornstein führendem „Raminger Kalk“ (20 m), gefolgt von 5 m sterilen Mergeln (Partnach-Äquivalent?), überlagert von 40 m mächtigen feinkörnigen mittelgrauen Bankkalken, die in der oberen Hälfte tonig und zum Teil laminiert werden. Die lithologische Ansprache als (distale) Leckkogel Schichten gründet sich auf die basale Einschaltung einer Cipit-führenden Gleitbrekzie knapp über der Basis. Über den Leckkogel Schichten folgen 30 m mächtige Shales, mit im unteren Teil seltenen Schuttkalklagen („Cidariskalk“), der Reingraben Formation bzw. dem 1. Terrigenintervall („1. Schiefer“) entsprechend. Alter: Julium.

Profil BS 4: Eisental-Forststraße in 1.280 m Sh. (WGS84 47°33'56.9 N / 15°13'09.4 E)

Dickbankige graubraune, grobkörnige Kalke, teils dolomitisch (60 m), der Leckkogel Schichten, dem unteren Teil des „1. Karbonathorizont“ entsprechend. Alter: Julium.

Profil BS 5: Bürgeralmstraße in 1.350 m Sh. (WGS84 47°33'06.1 N / 15°13'01.7 E)

Graue detritusreiche Bankkalke, basal mit drei auffällig hellen, dm-dicken groben Kalklagen (25 m), dem oberen Teil des „1. Karbonathorizont“ entsprechend. Darüber eine terrigenreiche Serie mit seltenen dunklen Detrituskalklagen (25 m), dem 2. Terrigenintervall („2. Schiefer“) entsprechend. Nachfolgend hell- bis mittelgraue, zyklisch dünn- bis dickbankige Detrituskalke mit teils cm-dünnen ziegelroten Mergellagen und zwei Kalkbrekzienlagen am Top (80 m), dem „2. Karbonathorizont“ entsprechend – alles Leckkogel Schichten. Alter: Julium.

Profil BS 6: Bürgeralmstraße in 1.570 m Sh. (WGS84 47°34'09.6 N / 15°13'15.6 E)

Basal dünnbankige, dunkelgraue, teils dolomitische Detrituskalke (15 m), gefolgt von dunkelgrauen tonigen, ocker witternden mudstone-Kalken (10 m); anschließend anfangs graue, dann beige, dünnbankige Plattenkalke mit gegen hangend sekundärer Dolomitisierung (25 m) – neue „Jauring-Formation“. Alter: Tuvalium.

Profil BS 7: Jauring Straße in 1.420 m Sh. (WGS84 47°34'06.9 N / 15°14'56.8 E)

Ganz unten graue, dann beige dünnbankige, mikritische Plattenkalke (100 m) – „Jauring-Formation“, mit dem Plattenkalk von Profil BS 6 überlappend. Alter: unteres Tuvalium.

Profil BS 8: Forststraße Hühnersteigkogel in 1.590 m Sh. (WGS84 47°34'05.8 N / 15°14'57.6 E)

Beige, dickbankige, mikritische Hornsteinkalke (ca. 150 m), Pötschenkalk-Äquivalent. Alter: mittleres Tuvalium.

Profil BS 9: neue von der Jauring Straße Richtung Feistritzgraben verlaufende Forststraße in 1.400 m Sh. (WGS84 47°34'18.2 N / 15°13'00.1 E)

Braune, teils kalkige, dickbankige Hornsteindolomite (mindestens 100 m), Pötschendolomit-Äquivalent, oben tektonisch an Aflenzer Kalk grenzend. Alter: oberes Tuvalium.

Zusammenfassung der Profile

Im basalen Karnium von Aflenzen tritt eine von der Bürgeralmstraße ostwärts bis in den Feistritzgraben nachweisbare Low angle fault auf, entlang derer Teile des ladinischen Reiflingeralkes und die unterkarnische Detrituskalkfazies des „Raminger Kalkes“ (resp. Grafensteigkalk) schichtparallel unterdrückt sind. Der „Raminger Kalk“ konnte daher nur an der Basis des Profils 3 nachgewiesen werden, ebenso der 50 m mächtige tonige Mikritkalk darüber, der wegen des vereinzelt Vorkommens von Cipitblöcken schon den basalen Leckkogel Schichten zugeordnet wird. Der Rest der Leckkogel Schichten besteht wie in der Typregion (Salzkammergut) aus drei terrigenreichen Abschnitten (von denen der mittlere am dünnsten ist) und zwei eingeschalteten detritusreichen Karbonatkomplexen, die lateral weit verfolgt werden können. Große Riffkalkblöcke in Cipitfazies sowie olistolithische Großschollen sind auf das

3. Terrigenintervall beschränkt. Die rund 300 m mächtigen Leckkogel Schichten des hohen unteren Karnium werden im oberen Karnium zunächst von einer 100 m mächtigen, lithologisch distinkten Plattenkalkserie überlagert, die im Gelände wandbildend hervortritt und einen ausgezeichneten, schon aus der Ferne erkennbaren und selbst bei intensiver Verfaltung gut verfolgbaren Kartierhorizont bildet. Der Plattenkalk stellt ein bislang unbeschriebenes Schichtglied in der Schichtfolge des oberen Karnium des alpinen Juvavikums dar und wird von Gesteinsäquivalenten der „Pötschen-Formation“, die unten kalkig und im Hangenden dolomitisch ausgebildet sind, in einer Mächtigkeit von 250 m überlagert. Darüber folgt der eigentliche Aflenzler Kalk, der entgegen früherer Ansichten sicher erst im Norium einsetzt.

Isotopen Methodik

Die Proben wurden geschnitten, gewaschen und unter dem Binocular bebohrt, um Adern, Litho- und Bioklasten oder verwitterte Flächen zu vermeiden. Das erhaltene Pulver wurde am Institut für Erdwissenschaften (Geologie und Paläontologie) der Karl-Franzens Universität Graz über eine automatische Kiel II preparation line und ein Finnigan MAT Delta Plus Maß-Spectrometer gemessen. Die Reaktion mit H_3PO_4 wurde bei 70 °C ausgeführt. Die Ergebnisse wurden gegen V-PDB Standard normalisiert. Die Reproduzierbarkeit der Messungen ist $\pm 0,1\%$ für $\delta^{13}C$ und $\pm 0,15$ für $\delta^{18}O$.

Ergebnisse

A) Unteres Karnium (Abb. 1)

Die erste negative Exkursion fängt in Aflenz bei Profilmeter 10 (= 1,7 m unterhalb eines ersten Mergelintervalls) an. Die Werte sinken von 2,8 ‰ bis -0,4 ‰. Die Werte steigen dann innerhalb von drei Metern oberhalb des Mergelintervalls bis 3 ‰. Die Werte steigern sich dann noch durch ein „Cipit Block“ Niveau und einen weiteren Mergelintervall bis 3,5 ‰. Die Werte bleiben anschließend die nächsten 10 Profilmeter um 3,5 ‰, bevor sie wieder niedriger werden. Das Minimum dieser zweiten Exkursion wird kurz über dem 1. Terrigenintervall am Anfang des Profils 4 (Profilmeter 92) erreicht. Die Werte steigen dann wieder langsam bis zu einem ersten Maximum bei Profilmeter 174 am Anfang des Profils 5. Ein weiteres Maximum wird kurz über dem 2. Terrigenintervall (Profilmeter 229) erreicht, sonst bleiben die Werte stabil um 3 ‰ entlang des Profils 5.

B) Oberes Karnium (Abb. 2)

Eine Störung überprägt leider den Wechsel von den schwarzen Schiefen mit Gleitblöcken, wie sie noch typisch für den 3. Terrigenintervall sind, und den ersten tuvalischen Sedimenten. In diesen dünnbankigen Detrituskalken (Profil 6) sinken die Werte um 3 ‰ und sind in den folgenden tonigen mudstone-Kalken über 20 m sehr niedrig (bis 0,1 ‰). Der negativste Punkt (0,1 ‰) ist 3 m unterhalb eines sedimentären Onlaps erreicht (Profilmeter 373), darüber folgt eine starke positive Exkursion mit einem Plateau um 4,7 ‰ an der Basis des Plattenkalks der „Jauring-Formation“ (Profilmeter 410). Die Werte sinken anschließend zu einem zweiten Plateau um 3,8 ‰ mit einem kurzen Relaunch bis 4,7 ‰ am Top der „Jauring-Formation“. Die scharfen Abfälle bei Profilmeter 445 sowie am Top der „Jauring-Formation“ könnten eventuell Lücken zeigen.

Die „Pötschen-Formation“ fängt mit Werten um 3 ‰ an, danach sinken sie über 35 m bis auf 0,4 ‰ ab. Diese Absenkung ist bis jetzt weltweit unbekannt, ereignet sich aber in einem C-isotopisch bislang kaum untersuchten Zeitabschnitt. Leider muss die Steigerung innerhalb der nicht aufgeschlossenen Zone liegen. Weitere Studien in anderen Profilen werden zeigen, ob dieses negative Intervall real oder ein diagenetischer Artefakt ist. Der obere Teil des Profils zeigt kaum Änderungen mit stabilen C-Werten um 2 ‰. Die 0,5 ‰ positive Exkursion an der Karnium/Norium-Grenze, die manchmal zitiert (z.B. TANNER, 2010), aber auch bezweifelt (RICHOSZ et al., 2007) wird, ist hier jedenfalls nicht zu sehen. Der Grenzbereich ist aber stark tektonisiert und diagenetisch überprägt, weshalb diese Exkursion hier abwesend sein könnte.

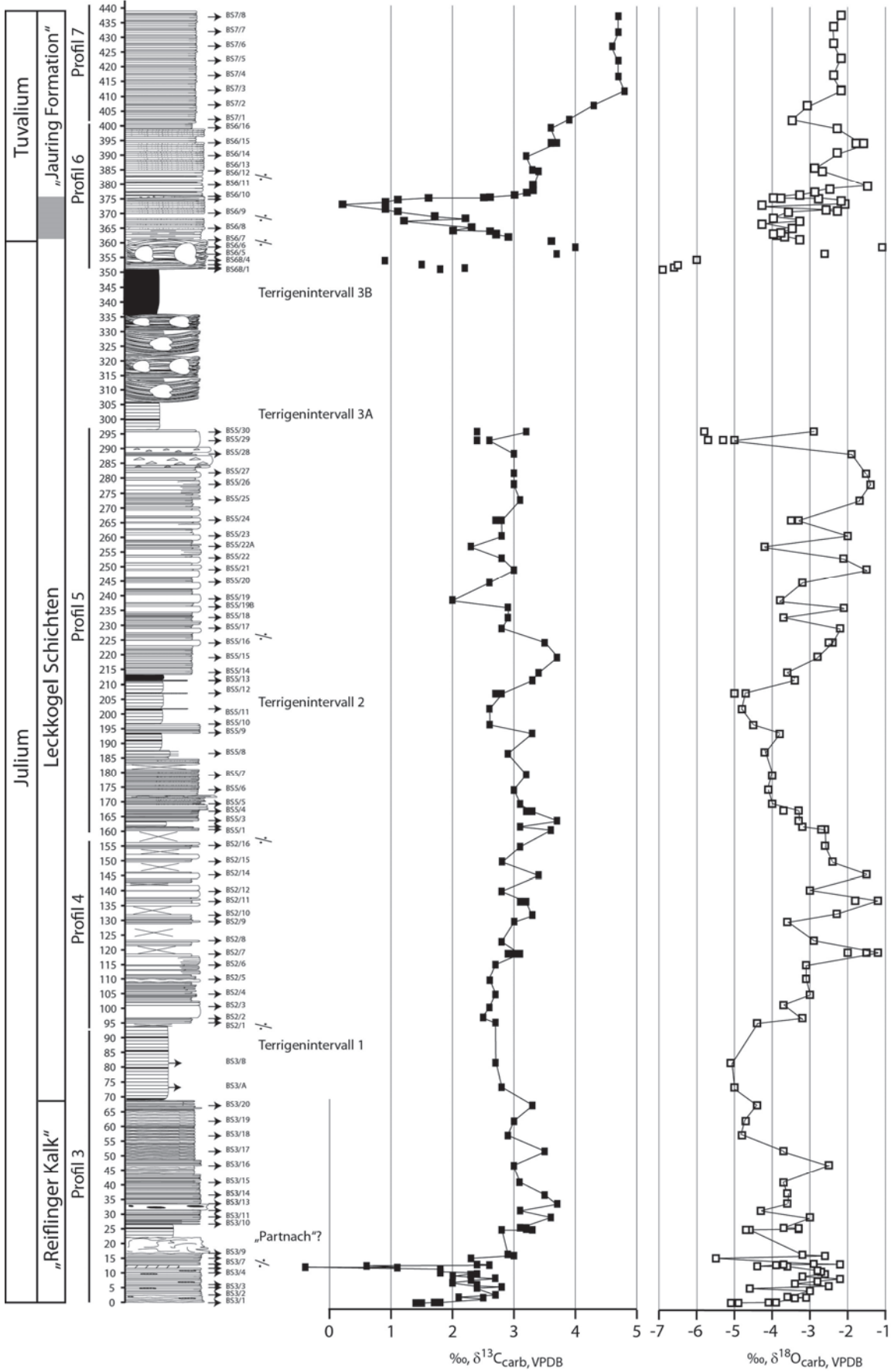


Abb. 1: Unteres Karnium-Profil an der Aflenzer Bürgeralmstraße mit $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ und $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ Werten.

Diskussion

Die O-Werte sind bezüglich ihrer Diagenese-Empfindlichkeit bekannt. Sie werden daher hier nicht stratigrafisch interpretiert. Die O-Werte von Dolomit müssen um -2.6 ‰ korrigiert werden, um sie mit Werten von Kalk vergleichen zu können. Dies ist einfach für eindeutigen Dolomit zu machen und wurde hier auch angewandt, aber wir haben keine Korrektur für teildolomitierte Proben durchgeführt. Die positive Exkursionen in $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ im mittleren Teil des Profils 4 und oberen Teil des Profils 5 an der Aflenzer Bürgeralmstraße können sehr gut mit einer partiellen Dolomitierung des Kalks erklärt werden. Solche Interpretationen sind auch konform zu den Geländebeobachtungen. Der unterschiedliche Verlauf von $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ und $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ Werten und die gute Korrelationsfähigkeit der $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ Kurve zwischen Aflenz und unveröffentlichten Ergebnissen im Karnium des Gosaukamms sprechen gegen eine diagenetische Veränderung der C-Werte für die meisten Proben (siehe Ausnahme unten).

Die karnische $\delta^{13}\text{C}$ Kurve wurde lang als unspektakulär beschrieben (KORTE et al., 2005; TANNER, 2010). Die bisherigen Studien mit $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ zeigen keine oder nicht eindeutige negative Exkursionen (HORNUNG & BRANDNER, 2005; KORTE et al., 2005; KEIM et al., 2006; HORNUNG et al., 2007a, b; PRETO et al., 2009). Nur MUTTONI et al. (2014) beschrieben eine negative Exkursion in $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ in Griechenland, aber diese ist schlecht datiert und schwer korrelierbar. DAL CORSO et al. (2012) beschreiben aber eine starke und eindeutige negative Exkursion in $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{n-alkanes}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{wood}}$ und $\delta^{13}\text{C}_{\text{isoprenoid}}$ in den Dolomiten an der Basis der *Austrotrachyceras austriacum* Subzone und bringen sie in Zusammenhang mit dem Vulkanismus des Wrangell Terranes (Ost Alaska). DAL CORSO et al. (2015) finden die gleiche negative Exkursion an der Basis des Julium 2 in Lunz am See und in einer Bohrung am Balaton. Die neue C- und O-Isotopen Kurve von Aflenz bringt wichtige Ergebnisse zur Problemlösung der scheinbar unterschiedlichen Verhältnisse von organischen und anorganischen Kohlenstoffreservoirs. Die neue karnische Kurve zeigt zudem signifikante Änderungen, die, neben der Frage nach ihrer Bedeutung, vor allem für stratigrafische Korrelationen sehr nützlich sind. Leider beginnt das Profil in Aflenz in der ersten negativen Exkursion, weshalb die Amplitude von 2 ‰ als Einschätzung betrachtet wird. Die Exkursion dauert über mindestens 27 m und umrahmt ein Terrigenintervall, das nach der stratigrafischen Position als Partnach-Äquivalent interpretiert werden könnte. KEIM et al. (2006) fehlt diese negative Exkursion im unteren Karnium der St-Cassian-Formation in Südtirol, doch könnte ihre Kurve eventuell vorher enden. Dagegen könnte im Lunz-Polzberg Profil (HORNUNG et al., 2007a; DAL CORSO et al., 2015) diese Exkursion fehlen, weil das Profil zu spät anfängt. Allerdings ist die Probindichte in beiden genannten Studien viel geringer, und es könnte auch deshalb diese negative Exkursion nicht erfasst geblieben sein. Nachdem diese auffallende negative Exkursion gleichermaßen am Leckkogel (Gosaukamm, unveröff. Daten S. RICHÖZ) und in Aflenz zu erkennen ist, muss sie zumindest eine regionale Bedeutung haben. Ist sie, wie hier vermutet, tatsächlich ein Partnach-Äquivalent, könnte die negative Exkursion helfen, dieses Intervall auch dort zu erkennen, wo die Partnachmergel lithologisch abweichend vertreten sind.

Nach dieser ersten negativen Exkursion zeigt die Kurve langsam niedriger werdende Werte, bis ein Minimum am obersten Teil des 1. Terrigenintervalls erreicht wird. Nach HORNUNG et al. (2007b) sind solche Werte für die oberste *Aonoides Zone* (*carnicus Zone*) und Basis der *austriacum Zone* typisch und diese negative Exkursion entspricht mit großer Wahrscheinlichkeit jener im Bereich des Reingraben Events des Reiflinger Beckens. Diese relativ mäßige negative Exkursion korreliert sehr gut mit der Exkursion, die sehr stark im organischen Kohlenstoff der Dolomiten zu sehen ist (DAL CORSO et al., 2012, 2015).

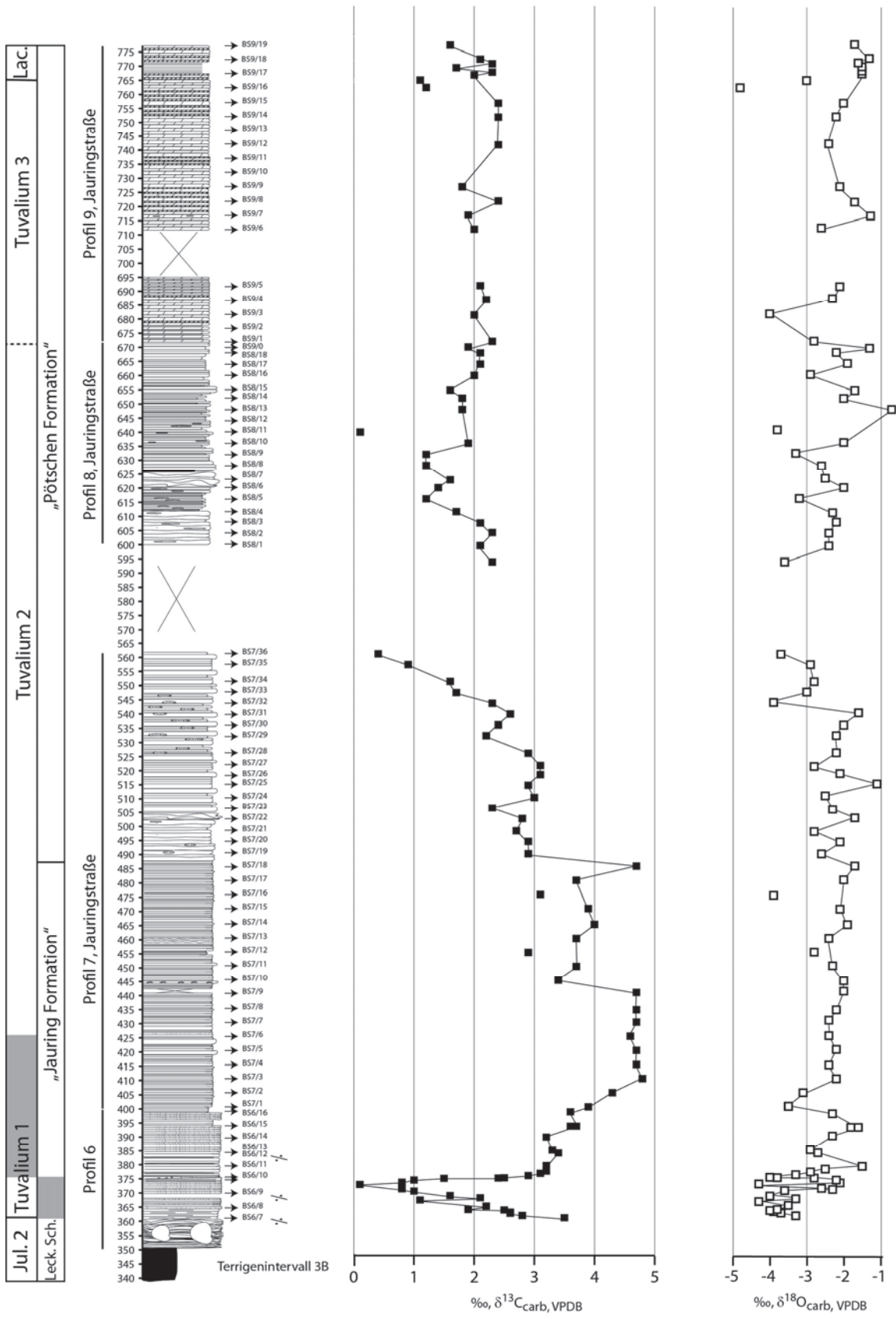


Abb. 2: Profil durch das obere Karnium der Afrenzer Bürgeralmstraße und Jauring Straße mit $\delta^{13}C_{carb}$ und $\delta^{18}O_{carb}$ Werten.

In letztgenannter Arbeit findet sich aber kein Hinweis auf eine negative Exkursion im $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. Wahrscheinlich lässt sich das damit begründen, dass die Exkursion außerhalb des kurzen untersuchten Abschnittes liegen würde.

Der Anstieg nach dem Minimum ist progressiv in Aflenz und die Kurve zeigt dann ein Plateau mit zwei Maxima, die ganz deutlich das 2. Terrigenintervall umrahmen.

Tektonik und der eventuelle Einfluss der Diagenese auf die Isotopenwerte in Aflenz machen eine detaillierte Beschreibung vom 3. Terrigenintervall zur Julium-Tuvalium-Grenze schwierig. Die Julium-Tuvalium-Grenze liegt aber in Aflenz im obersten Teil einer negativen Exkursion, wobei die eingeschaltete, eigentümlich starke, kurze positive Exkursion möglicherweise ein Artefakt durch die Olistolithe darstellt.

Die folgende positive starke Exkursion ist auch in der Türkei und im Oman zu sehen (unveröff. Daten S. RICHÖZ) und ihre Realität deswegen bewiesen. In Griechenland zeigen MUTTONI et al. (2014) keine Tandem negative-positive Exkursion an der Julium-Tuvalium-Grenze. Die biostratigrafischen Datierungen sind aber mangelhaft und eine Lücke ist möglich. Das obere Tuvalium 2 und das Tuvalium 3 sowie der Übergang ins Ladium (unteres Norium) sind sehr stabil um 2 ‰, wie schon vom RICHÖZ et al. (2007), MAZZA et al. (2010) und MUTTONI et al. (2014) gezeigt wurde.

Schlussfolgerungen

Die Karbon-Isotopie Kurve des Aflenzer Karnium zeigt zahlreiche Änderungen, die zumindest regional eine höher auflösende Gliederung des unteren Karnium erreichbar erscheinen lassen, als dies derzeit mit Conodonten möglich ist. Zusammengefasst ergeben sich:

- A) An der Basis der Profile eine scharfe negative Exkursion mit 3 ‰ Amplitude, die verbunden ist mit einem Terrigenintervall, das ein Partnach-Äquivalent sein könnte – und damit eine Korrelation ins Voralpin ermöglichte.
- B) Eine zweite, längere negative Exkursion (1,2–2 ‰) mit dem Minimum am Top des 1. Terrigenintervalls, die mit dem Reingraben Event verbunden zu sein scheint.
- C) Zwei Maxima, die das 2. Terrigenintervall umrahmen.
- D) Eine 3 ‰ scharfe negative Exkursion kurz oberhalb der Julium-Tuvalium-Grenze ist markant und auch weltweit zu bemerken (u.a. Türkei, Slowenien, Oman; unveröff. Daten S. RICHÖZ).
- E) Ein Plateau mit sehr hohen Werten (bis 4,7 ‰) an der Basis des Plattenkalks der „Jauring-Formation“, das bei Anhalten dieses Trends eventuell eine isotopen-stratigrafische Unterscheidung von unter- und oberkarnischen Sedimenten erlaubt.
- F) Der folgende Abstieg ist mehr progressiv und läuft über den oberen Teil der „Jauring-Formation“ und die Basis der „Pötschen-Formation“.
- G) Eine negative Exkursion ist in der Mitte des Tuvalium 2 zu sehen. Weitere Studien müssen zeigen, ob diese real oder ein diagenetischer Artefakt ist.
- H) Das obere Tuvalium 2 und das Tuvalium 3 sind sehr stabil um 2 ‰.

Literatur

- DAL CORSO, J., MIETTI, P., NEWTON, R.J., PANCOST, R.D., PRETO, N., ROGHI, G. & WIGNALL, P.B. (2012): Discovery of a major negative $\delta^{13}\text{C}$ spike in the Carnian (Late Triassic) linked to the eruption of Wrangellia flood basalts. – *Geology*, **40**, 79–82, Washington D.C.
- DAL CORSO, J., GIANOLLA, P., NEWTON, R.J., FRANCESCHI, M., ROGHI, G., CAGGIATI, M., RAUCSIK, B., BUDAI, T., HAAS, J. & PRETO, N. (2015): Carbon isotope records reveal synchronicity between carbon cycle perturbation and the “Carnian Pluvial Event” in the Tethys realm (Late Triassic). – *Global and Planetary Change*, **127**, 79–90, Amsterdam.
- HORNUNG, T. & BRANDNER, R. (2005): Biochronostratigraphy of the Reingraben Turnover (Hallstatt Facies Belt): Local black shale events controlled by regional tectonics, climatic change and plate tectonics. – *Facies*, **51**, 475–494, Berlin–Heidelberg.
- HORNUNG, T., SPATZENEGGER, A. & JOACHIMSKI, M.M. (2007a): Multistratigraphy of condensed ammonoid beds of the Rappoltstein (Berchtesgaden, southern Germany): Unravelling palaeoenvironmental conditions in ‘Hallstatt deep swells’ during Reingraben Event (Late Lower Carnian). – *Facies*, **53**, 267–292, Berlin–Heidelberg.

- HORNUNG, T., KRYSZYN, L. & BRANDNER, R. (2007b): A Tethys-wide mid-Carnian (Upper Triassic) carbonate productivity decline: Evidence for the Alpine Reingraben Event from Spiti (Indian Himalaya)? – *Journal of Asian Earth Sciences*, **30/2**, 285–302.
- KEIM, L., SPÖTL, C. & BRANDNER, R. (2006): The aftermath of the Carnian carbonate platform demise: a basinal perspective (Dolomites, Southern Alps). – *Sedimentology*, **53**, 361–386, Oxford. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00768.x>.
- KORTE, C., KOZUR, H., W. & VEIZER, J. (2005): $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of Triassic brachiopods and carbonate rocks as proxies for coeval seawater and paleotemperature. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **226**, 287–306, Amsterdam.
- MAZZA, M., FURIN, S., SPÖTL, C. & RIGO, M. (2010): Generic turnovers of Carnian/Norian conodonts: climatic control or competition? – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **290**, 120–137, Amsterdam.
- MUTTONI, G., MAZZA, M., MOSHER, D., KATZ, M.E., KENT, D.V., BALINI, M. (2014): A Middle–Late Triassic (Ladinian–Rhaetian) Carbon and Oxygen isotope record from the Tethyan Ocean. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **399**, 246–259, Amsterdam. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.01.018>.
- PRETO, N., SPÖTL, C. & GUAJUMI, C. (2009): Evaluation of bulk carbonate $\delta^{13}\text{C}$ data from Triassic hemipelagites and the initial composition of carbonate mud. – *Sedimentology*, **56**, 1329–1345, Oxford. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01036.x>.
- RICHOZ, S., KRYSZYN, L. & SPÖTL, C. (2007): Towards a carbon isotope reference curve of the Upper Triassic. – *New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin*, **41**, 366–367.
- TANNER, L.H. (2010): The Triassic isotope record. – In: LUCAS, S.G. (Ed.). *The Triassic Timescale*. – Geological Society of London, Special Publication, 103–118, London.

Juvavischer Olistolith in den Kalkalpen unter dem Wiener Becken erbohrt

PHILIPP STRAUSS*

* OMV Exploration & Production GmbH, Trabrennstraße 6–8, 1020 Wien, Österreich.
philipp.strauss@omv.com

Im Zeitraum Herbst 2014 bis Frühjahr 2015 teufte die OMV im zentralen Wiener Becken eine Explorationsbohrung, Stripfing Tief 1 (STRI T 1), auf die kalkalpinen Einheiten unter der neogenen Beckenfüllung ab (Abb. 1). Ziel war es, ein lokales Hoch, das Tallesbrunner Hoch, zu durchbohren und die darunter liegenden Einheiten zu explorieren.

Die Tallesbrunner Hochzone wurde schon früh in der Explorationsgeschichte erkannt und ab 1965 wurden mehrere Versuche unternommen, den internen Bereich dieses Hochs zu erbohren. Nach der neogenen Beckenfüllung erreichten die Bohrungen eine Mitteltrias, gefolgt von einer limnischen Gosau und danach jurassische Sedimente. Bis auf die Bohrung Zwerndorf Tief 1 verblieben alle Bohrungen im Jura. Diese erreichte nach dem Jura eine Schichtfolge von Gesteinen der Ober- und Mitteltrias, die der Hallstätter Fazies zugeordnet wurden. Die Gesteine der Hallstätter Fazies wurden folglich auch als Olistolith interpretiert. Die in der STRI T 1 angetroffene Abfolge ist jener der Bohrung Zwerndorf T 1 ähnlich, was ihre ursprüngliche südliche Position betrifft, allerdings wurde hier der Olistolith und seine liegenden Einheiten bis in die unterlagernde Obertrias durchbohrt.

Die Schichtfolge des Olistoliths umfasst Gesteine des Anisium, der Untertrias und des Perm. Einzelne Foraminiferen aus dem Ladinium wurden an der Grenzfläche von überlagerndem Jura und des Olistoliths gefunden, hier steht eine Bestätigung aber noch aus, dass es sich um einen sedimentären Zusammenhang und nicht um eine Spaltenfüllung handelt. Die Gesteine des Anisium sind im hangenden Anteil Steinalmkalk, gefolgt von Gutensteiner Kalk- und Dolomit. Im Liegenden finden sich noch die Reichenhaller Schichten. Unterlagert wird das Anisium vom Haselgebirge, welches in seiner Ausprägung mit jenem in Hallstatt zu vergleichen ist.

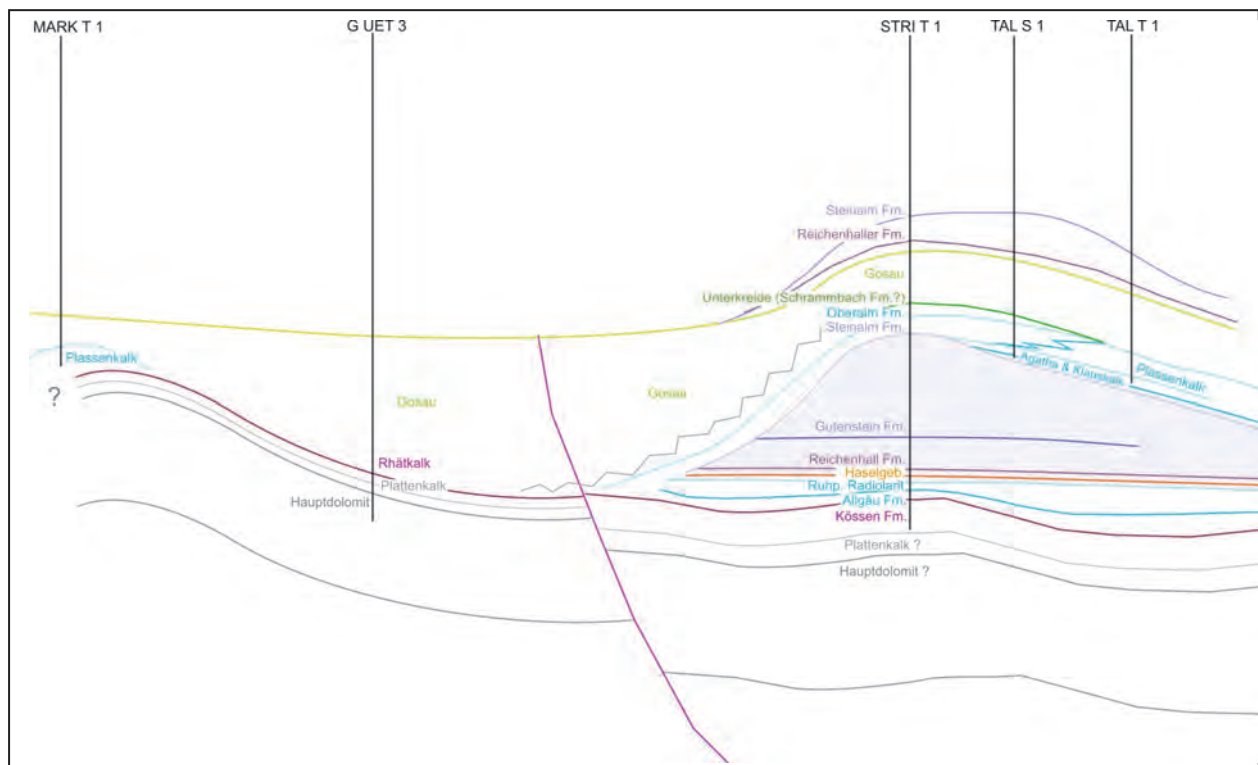


Abb. 1: Übersicht über die Explorationsbohrung Stripfing Tief 1 (STRI T 1).

Der Nordrand des Juvavischen Deckensystems zwischen Mariazellerland und Wiener Becken (Nördliche Kalkalpen, Niederösterreich, Steiermark) – eine Bestandsaufnahme

GERHARD W. MANDL*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. gerhard.mandl@geologie.ac.at

Zusammenfassung

Die Arbeit bringt eine Zusammenstellung von Daten aus der Literatur sowie aus eigener geologischer Kartierung auf den Blättern GK50 Blatt 72 Mariazell, Blatt 73 Türnitz, Blatt 74 Hohenberg, Blatt 75 Puchberg am Schneeberg, Blatt 103 Kindberg und Blatt 104 Mürzzuschlag. Sie gibt einen Überblick zum Kenntnisstand über die Jura-Ablagerungen am Südrand der tirolischen Göller-Decke und diskutiert deren Beziehungen zum angrenzenden Juvavischen Deckensystem (= Juvavikum).

Wenn man von den post-kretazischen sekundären Schuppenbildungen und den dadurch örtlich eingeschleppten Gosau-Gesteinen absieht, bilden jurassische Beckensedimente – und dabei insbesondere der Radiolarit und fallweise begleitende Brekzien – die jüngsten Sedimentgesteine der Göller-Decke, welchen dann Decken und (Groß-)Schollen des Juvavikums tektonisch auflagern. Der geologische Bauplan ist damit vom Prinzip her vergleichbar jenem im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen, wo die jurassische Platznahme des Juvavikums seit den 1980er Jahren ein zunehmend gut belegtes Faktum darstellt. Anders als dort ist aber im kalkalpinen Ostabschnitt ein „neoautochthoner Deckel“, welcher ab dem jüngeren Oberjura die Kontakte Tirolikum/Juvavikum transgressiv überdeckt, fast zur Gänze bereits der Erosion zum Opfer gefallen. Lediglich eine Bohrung (Zwerndorf T1) im kalkalpinen Untergrund des Wiener Beckens bot bisher Indizien für eine derartige Überlagerung. Jüngste geologische Neuaufnahmen am GK50 Blatt 102 Aflenz Kurort (Raum Dürradmer–Bucheck–Greith) und eine aktuelle Bohrung der OMV (siehe STRAUSS, 2016) zeigen weitere Beispiele dazu.

Zwischen den Teildecken des Juvavikums sind keine Juragesteine anzutreffen, hier liegen triassische Gesteinsabfolgen mit kilometerweiter lateraler Ausdehnung teils aufrecht, teils invers übereinander gestapelt. Die von manchen Kollegen geäußerte Feststellung, dass es keine Juvavischen Decken gäbe, sondern lediglich juvavische Schollen und Brekzienkörper in einer „radiolaritischen Mélange“, trifft für den Ostabschnitt der Kalkalpen nicht zu. Hier dürfte vielmehr ein jurassisch gebildeter juvavischer Deckenstapel überliefert sein, von dessen Stirn bei entsprechender paläogeografischer Exposition (Paläoabhang in ein Radiolaritbecken) Gleitschollen und Brekzienmassen hergeleitet werden können – beispielsweise im Raum Miesenbachtal nördlich der Hohen Wand.

Einleitung

An der Geologischen Bundesanstalt wird in den letzten Jahren an einem digitalen Datensatz der Geologie Österreichs gearbeitet, wobei die bereits digital erstellten geologischen Karten 1:200.000 der Bundesländer Burgenland (PASCHER et al., 1999), Niederösterreich (SCHNABEL et al., 2002), Salzburg (PESTAL et al., 2005), Oberösterreich (KRENMAYR et al., 2006) und Vorarlberg 1:100.000 (OBERHAUSER et al., 2007) den Grundstock des Datensatzes bilden, der seither durch Einbeziehung anderer Karten(werke) auf das gesamte Bundesgebiet erweitert wird. Als ein erstes Produkt soll daraus ein österreichweites digitales tektonisches Datenmodell (Arbeitstitel: TEKDAT 200) abgeleitet werden, welches die großen Deckensysteme und in weiterer Folge die einzelnen Deckenkörper abbilden soll.

Die „klassische“ Alpine Deckengliederung, wie sie etwa in OBERHAUSERS „Der geologische Aufbau Österreichs“ (1980) oder in TOLLMANNNS „Der Bau der Nördlichen Kalkalpen“ (1976) und „Geologie von Österreich“ (3 Bände: 1977, 1985, 1986) dargestellt wird, ist unter Berücksichtigung des seither erfolgten Wissenszuwachses zu hinterfragen und, wo nötig, durch

ein aktuelleres Konzept zu ersetzen. Dabei wird versucht, auch geodynamische Aspekte in die Abgrenzung und Definition von Decken und Deckensystemen einzubringen; insbesondere die Korrelation des Geschehens im kristallinen Basement mit jenem im darüber liegenden sedimentären Stockwerk soll dadurch in Zukunft besser fassbar werden.

Im Zuge dieser Arbeiten für die kalkalpine Deckengliederung wurden auch die Beziehungen zwischen dem Tirolisch-Norischen Deckensystem und dem Juvavischen Deckensystem näher untersucht. Die dabei aus der Literatur und aus eigenen Beobachtungen im Gelände erhobenen stratigrafischen, sedimentologisch/faziellen und tektonischen Daten für den Südostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen werden im Folgenden dargestellt und diskutiert.

Obertriassische und jurassische Schichtfolgen am Südrand der Göller-Decke (Tirolikum) und deren Beziehungen zum Juvavikum

Um für die gesamte Längserstreckung dieses Raumes eine übersichtliche und vergleichbare Darstellung zu geben, wurde für ausgewählte Teilgebiete je ein repräsentatives Säulenprofil aus Kartendarstellungen und zugehörigen Literaturdaten in stark schematisierter Form erstellt (Abb. 1A, 1B). Die tatsächlichen Mächtigkeiten der einzelnen lithostratigrafischen Einheiten wurden in dieser Darstellung vorerst noch nicht berücksichtigt (sie werden in Einzelfällen im Text erwähnt), die Grafik zeigt nur deren zeitlichen Umfang. Die Schicht- bzw. Formationsbezeichnungen orientieren sich an der Stratigraphischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004).

Profil 1: Dürradmer

Profil 2: Bucheck–Greith

Diese beiden Darstellungen sind zusammen zu betrachten. Profil 2 resultiert aus einer Kartendarstellung und dem Text von MOSER & ČORIĆ (2014) und MOSER (2013), die Situation im Profil 1 gründet sich auf Aufnahmeberichte von PAVLIK (2014a, b) und eine mündliche Mitteilung und Einsichtnahme in die laufende Neuaufnahme. In der bisher verfügbaren älteren Kartendarstellung (SPENGLER & STINY, 1926) sind die Brekzie und die auflagernde Oberalm-Formation noch fälschlicherweise als Gesteine der Gosau-Gruppe dargestellt.

Im Hangendabschnitt des lagunären Dachsteinkalkes sind lokal dunkle Kalkmergel eingeschaltet, Lumachellenkalke sind nur vereinzelt als Rollstücke zu finden. Zusammen dürften diese Gesteine geringmächtige Kössen-Formation darstellen. Rote und graue Crinoidenkalke werden als Hierlatzkalk, knollige Rotkalke mit Filamenten und Protoglobigerinen als Klaus-Formation angesehen. Die Jura-Rotkalke treten nur als unbeständiger Horizont in Erscheinung, der graue und rote Radiolarit dürfte daher stellenweise direkt den Dachsteinkalk überlagern. Der Radiolarit kann dm-mächtige Bänke von gradierten turbiditischen Kalken enthalten.

Die grobklastische, bis zu 150 m (und mehr) mächtige Brekzie scheint teils dem Radiolarit, teils dem Dachsteinkalk aufzulagern. An Brekzienkomponenten wurden bisher Hauptdolomit, Dachsteinkalk, Kössen-Formation, selten auch Hierlatzkalk und Klaus-Formation sowie Radiolarit aus dem direkten Untergrund beobachtet.

Das Bemerkenswerte an diesen beiden Profilen ist die Überdeckung des Radiolarits und der Brekzie durch Kalke der Oberalm-Formation und die Auflagerung bzw. Einlagerung der juvavischen Werfener Schichten (Untertrias) und Haselgebirgsgipse (Perm) auf/in eben dieser Brekzie. Es wäre zu prüfen, ob in Nachbarschaft des permisch-untertriassischen Gesteinskörpers auch entsprechende Komponenten in der Jura-Brekzie zu finden sind, was eine jurassische Platznahme dieser juvavischen Großscholle noch besser belegen würde.

Im Bereich des Gipfels von „Der Aufgespreizte“ (1.356 m) werden die juvavischen Evaporite von Dachsteinkalk einer lokalen Schuppe der Göller-Decke (Radmer-Schuppe bei TOLLMANN, 1976: Tafel 5) postkretazisch überschoben. Eine vergleichbare Situation findet sich in der streichenden Fortsetzung gegen (Nord-)Osten. Dort überschiebt Hauptdolomit und Dachsteinkalk der Tribeinschuppe zwei Hallstätter Kalkschollen bei Rasing/Mariazell und in weiterer Folge die Werfener Schichten und das Salz führende Haselgebirge des Halltales, des Preintales und letztendlich der Mamauwiese nördlich des Schneeberges.

Profil 3: Die Hohe Student

Auf der Nordseite des Falbersbachtals bildet eine Schichtfolge von Dachsteinkalk, Kössen-Formation, Allgäu-Formation und Radiolarit den tirolischen Sockel im Liegenden der juvavischen Deckschollen der Hohen Student (1.539 m). Aus den fossilreichen dunklen Kalken der Kössen-Formation beschreibt bereits GEYER (1889: 536) eine ganze Reihe von Kössener Bivalven und Brachiopoden. Die ohne aufgeschlossenen Kontakt darüber folgende Allgäu-Formation dürfte unter der mächtigen Schuttbedeckung der Hohe Student-SW-Flanke weite Verbreitung besitzen, da sie entlang von Forststraßen immer wieder aufgeschlossen ist. Aufschlüsse zeigen typische, dünnbankige, intensiv bioturbate graue Fleckenmergel. Im Hangenden davon treten im Bereich Arzgraben und südlich der Roten Mäuer Lesesteine und kleine Aufschlüsse von rotem und dunkelgrauem Radiolarit auf.

Darüber folgt zwischen den Roten Mäuern auf der Westseite und den Rabenmäuern auf der Ostseite der Hohen Student ein Schollenkranz von Conodonten-datierten roten und grauen Hallstätter Kalken (letztere anfänglich noch als vermutliche Malmkalke bezeichnet – PAVLIK, 1992), Steinalmkalk mit Spaltenfüllungen aus Hallstätter Kalk, Zlambach Schichten und Werfener Schichten sowie phyllitische Gesteine mutmaßlich paläozoischen Alters. Lesesteine von Radiolarit sind auch zwischen all diesen einzelnen Schollen verbreitet. Dem ganzen ruht dann flach die dicke Steinalmkalkplatte des Hohe Student-Gipfelplateaus auf.

Profil 4: Wildalpe Südflanke

Auf der Südflanke der Wildalpe war kurzzeitig im Zuge des Forststraßenbaues das Hangende des Dachsteinkalks aufgeschlossen: Auf dem steil gegen Süden einfallenden Dachsteinkalk war eine wenige Dezimeter dünne Hülle aus Rotkalk mit anhaftenden Resten von dünnbankig-flasrigem rotem Radiolarit erkennbar – auch erwähnt bei PAVLIK (1995). Der Rotkalk zeigt in mikritischer, z.T. auch ausgewaschener und durch Sparit ersetzter Matrix Echinodermendetritus, Schälchen planktonischer Bivalven („Filamente“) und reichlich Protoglobigerinen. Sowohl kleine Mikrit-Intraklaste als auch die Biogene können dunkle Fe/Mn-Überzüge aufweisen oder zur Gänze rotbraun imprägniert sein. Das Gesamtbild spricht für eine Zuordnung zur Klaus-Formation, die hier mit großer Schichtlücke dem Dachsteinkalk aufsitzt. In den Folgejahren sind die winzigen Aufschlüsse leider verstürzt und heute nicht mehr erkennbar. Diese tirolische Schichtfolge taucht gegen Süden unter Werfener Schichten, welchen Hallstätter Schichtfolgen auflagern.

Profil 5: Schwellgraben–Abfallgraben

Profil 6: Preintal Südflanke

Diese beiden Darstellungen sind wieder zusammen zu betrachten. Sie wurden auf Basis der Kartierungen und Berichte von WESSELY (1995, 1997, 2000) zusammengestellt. Leider konnten bisher keine Makro- oder Mikrofaunen gewonnen werden, welche eine genaue biostratigrafische Einstufung erlauben. Da hier kein Radiolarit zu beobachten ist, könnte man dessen Vertretung in den roten und grauen Hornsteinkalken vermuten. Allerdings treten in streichender Fortsetzung weiter östlich im Schneeberg-Gebiet vergleichbare Hornsteinkalke auf, die dort (Profil 8 Klachelgraben) von Radiolarit überlagert werden bzw. bei Profil 9 Sparbacher Hütte–Putzwiese (siehe dort) durch einen Ammonitenfund (*Coroniceras* sp.) in den Unterjura (Sinemurium) eingestuft werden können. Sowohl im Bereich des oberen Schwellgrabens als auch des Preinbaches treten zusammen mit dem grauen Hornsteinkalk grobe Brekzien auf, die als Komponenten Hierlatzkalk und Resedimente des grauen Hornsteinkalkes führen. Ohne weitere Fossilfunde bleibt der Altersumfang der roten und grauen Hornsteinkalke leider unsicher.

Das darüber liegende Juvavikum wird hier durch Werfener Schichten und dunkle Dolomite der Gutenstein-Formation vertreten; in der westlichen Fortsetzung, im Halltal, ist auch Salz führendes Haselgebirge beteiligt.

Profil 7: Hoher Turm–Zwieselmauer

Dieses Gebiet ist von besonderem Interesse, da es die jurassische Platznahme der juvavischen Schneeberg-Decke auf dem Radiolarit der tirolischen Göller-Decke zeigt.

Über Hauptdolomit und Dachsteinkalk folgen fossilreiche (Brachiopoden, Bivalven, seltener Korallen, Echinodermen) dünnbankige, dunkle Kalke und Mergel der Kössen-Formation, die von einem massigen, wandbildenden Kalk überlagert werden. Dieser gleicht, abgesehen von der fehlenden Bankung und fehlenden Dolomittlaminiten, völlig dem lagunären Dachsteinkalk; er ist in der grafischen Darstellung als „Oberrhätkalk“ bezeichnet. Aus den darauf folgenden Rotkalken (Adnet-/Klaus-Formation) liegen noch keine biostratigrafischen Daten vor. Näher untersucht wurden bisher nur die an den Radiolarit unmittelbar angrenzenden Rotkalke, da diese mit dem Radiolarit zu verzahnen scheinen. Erste Dünnschliffe legen allerdings nahe, dass die Rotkalkpakete in den Radiolarit eingegliederte Massen darstellen dürften. Sie beinhalten wenige Meter mächtige Abfolgen von crinoidenreichen Kalken mit *Involuntina liassica* (Hierlatzkalk/Adnet-Formation) zu filamentreichen Kalken mit Ammonitenfragmenten und häufigen Protoglobigerinen (Klaus-Formation). Fe/Mn-Krusten und -Knollen sowie dunkelrotbraune Imprägnierung von Fossilien können in beiden Faziestypen auftreten. Mindestens drei solcher Abfolgen liegen übereinander im Radiolarit, mit mehr oder minder mächtigen Radiolaritpaketen dazwischen. Darüber folgen dem Kartenbild nach großflächig verbreitete Fleckenmergel der Allgäu-Formation und Hellkalke vom Typus des „Oberrhätkalkes“. Beide Gesteine sind nach ihrer Position über dem Radiolarit nur als synsedimentäre Gleitmassen verständlich, ebenso wie die darauf folgenden Schollen von Werfener Schichten und Gutensteiner Dolomit, die sich lateral in die Schichtfolge der Schneeberg-Decke fortsetzen.

Profil 8: Klachelgraben

Der Überschiebungsfläche der Schneeberg-Decke gegen Osten folgend, sind im Klachelgraben erneut jurassische Gesteine anzutreffen; sie liegen hier zwischen dem Dachsteinkalk der Südrandschuppen der Göller-Decke und dem ladinisch-karnischen Grafensteigkalk und Wettersteinkalk der Schneeberg-Decke.

Die Schichtfolge kann hier nur aus kleinen, isolierten Aufschlüssen zusammengesetzt werden. Ein grauer Hornsteinkalk mit dichtgepackten Filamenten geht lokal in einen roten Knollenkalk über, der z.T. ebenfalls die Filamentfazies aufweist, im Dünnschliffbereich aber Übergänge in crinoidenreiche Varianten erkennen lässt. Alle rot gefärbten Kalke zeigen Fe-Mn-Imprägnierung der Komponenten. Darüber folgen rote Crinoidenkalke mit dichtgepacktem Echinodermenschutt, der epitaktisch weitergewachsene Sparitzement-Rinden aufweist. Nur selten findet sich zwischen den Komponenten etwas mikritische Matrix. Hornsteinlagen in diesem Kalk erweisen sich als sehr reich an Radiolarien, sie sehen im Schliff bereits wie der überlagernde rote Radiolarit aus, mit dem sie wohl in sedimentärem Verband stehen. In allen Kalken fehlen Involuntiniden und Protoglobigerinen völlig, sodass keine biostratigrafischen Anhaltspunkte für eine genauere Einstufung innerhalb des Jura vorliegen.

Profil 9: Sparbacher Hütte–Putzwiese

Nördlich des Jura-Areals liegt ein dünnes Band von Kössen-Formation unter einem „Oberrhätkalk“, östlich der Putzwiese folgt sie in einem zweiten Horizont auch darüber. Gegen Osten keilt der untere Horizont aus und der „Oberrhätkalk“ vereint sich mit dem Dachsteinkalk zu einer untrennbaren Einheit. Das obere Kössener Band wird mächtiger und zur alleinigen Vertretung der Kössen-Formation. Im Bereich der Putzwiese liegen drei lithologische Ausbildungen der Juragesteine vor (REITNER, 1993, 1994), deren stratigrafische Beziehungen zueinander nicht ganz klar erkennbar sind. Auch CORNELIUS (1951) beschreibt dieses Problem. Zum einen nehmen graue Fleckenmergel große Flächen ein, sie werden wie die Kössen-Formation gegen Osten mächtiger und zur alleinigen Vertretung der Jura-Beckenfazies. Sie enthalten lokal Brekzien mit Komponenten eines roten Spatkalkes (Hierlatzkalk), der also z.T. älter oder annähernd zeitgleich sein kann, der z.T. aber auch in einem Aufschluss darüber liegen soll und damit eine größere zeitliche Reichweite besitzen muss. Ein ebenfalls weit verbreiteter roter (selten auch grauer) Hornsteinkalk verzahnt örtlich mit einem roten Crinoidenkalk. Im roten Hornsteinkalk fand REITNER (1993, 1994) als bisher einzigen

biostratigrafischen Fixpunkt mit *Coroniceras* sp. (det. L. KRYSZYN) einen Hinweis auf Sinemurium. Von Radiolarit fehlt hier jede Spur. Gegen Süden folgen darüber Werfener Schichten und Mitteltriaskarbonate der Schneeberg-Decke.

Profil 10: Größenberg–Losenheim

Hierher setzen sich die Kössen- und die Allgäu-Formation aus Profil 9 fort. In SUMMESBERGER (1991) ist gegenüber CORNELIUS (1951) zusätzlich noch ungegliederter „Klauskalk, Flaserkalk, Radiolarit“ im Grenzbereich zu den überlagernden Hallstätter Kalken eingetragen.

Letztere sind im Raum Losenheim seit langem bekannt; LEIN (1975) wies neben Steinalmkalk (anisische Dasycladaceen) mit Conodonten auch oberkarnisch-norische Hallstätter Kalke („Massiger Hellkalk“ und „Hangend-Rotkalk“) nach. Südlich davon folgen darüber Werfener Schichten der Schneeberg-Decke.

Profil 11: „Gmoa“

Diese Profilsäule wurde nach dem Kartenbild von SUMMESBERGER (1991) erstellt. Es zeigt die Auflagerung von geringmächtigen Jura-Rotkalken direkt auf Hauptdolomit, unter Ausfall der Allgäu-Formation, Kössen-Formation und des sonst stets vorhandenen Dachsteinkalkes. Darüber folgt Radiolarit und Tressensteinkalk.

Dies könnte die Anlage einer frühjurassischen Aufwölbung in dieser Südrand-Schuppe der Göller-Decke andeuten.

Profil 12: Ascher–Hutberg

Diese Profilsäule wurde ebenfalls nach dem Kartenbild von SUMMESBERGER (1991) erstellt, Fossilfunde aus den Jura-Rotkalken nennt PLÖCHINGER (1967: 37):

12-1 *Calliphyloceras nilssoni* (Hebert) ist aus dem Toarcium bekannt.

12-2 *Holcophylloceras mediterraneum* NEUM. setzt im Callovium ein.

Hier wird die Problematik der Beziehung von Jura-Rotkalken zu den Fleckenmergeln der Allgäu-Formation sichtbar – siehe Diskussion bei den Profilen 16 und 17. Nach der Ammonitenfauna der Rotkalke zu schließen, könnten die Fleckenmergel nur den älteren Teil des Unterjura vertreten. Dem Kartenbild nach liegen sie allerdings darüber. Innerhalb der Fleckenmergel zeigt die Karte ein Vorkommen von Serpentin. Da einige Serpentinikörper in der weiteren Umgebung stets in den Werfener Schichten der Schneeberg-Decke stecken, dürfte auch das hier verzeichnete Vorkommen wie die Fleckenmergel zu den Gleitmassen gehören.

Profil 13: Kitzberg

Dieses schematische Säulenprofil repräsentiert ähnlich Profil 11 wieder eine lückenhafte Jura-Schichtfolge am Südrand der Göller-Decke. Es beruht auf den Angaben bei PLÖCHINGER (1967: 36–37) und der Kartendarstellung von SUMMESBERGER (1991).

Hauptdolomit, geringmächtiger Dachsteinkalk und fossilführende Kössen-Formation bilden die obertriassische Basis. Darüber folgen bunte Kalke mit folgender Ammonitenfauna:

13-1 *Calliphyloceras nilssoni* (HEBERT); dies Form ist aus dem Toarcium bekannt.

13-2 *Holcophylloceras mediterraneum* NEUM., *Partschiceras (Phylloceras) haloricum* und *Lissoceras (Haploceras) psilodiscus*.

Die erstgenannte Form setzt im Callovium ein, die beiden letzten beschreibt KRYSZYN (1971) auch aus der Klaus-Formation der Typlokalität bei Hallstatt.

Inwieweit auch Radiolarit in der Schichtfolge vertreten ist, lässt die Kartendarstellung aufgrund der zusammengefassten Legende („Klauskalk, Flaserkalk, Radiolarit“) nicht erkennen.

Die Gesteine des obersten Jura ruhen mit einem „Oberalm Basiskonglomerat“ diskordant bis hinab auf den Hauptdolomit der älteren Schichtfolge auf. Die Revisionsbegehung von PLÖCHINGER (1977) nennt Mächtigkeiten bis zu 150 m. Er erwähnt auch dünnplattige, kieselige Schiefer, was einen Hinweis auf doch vorhandenen Radiolarit gibt. Die „Malmkalke“ umfassen Hornsteinkalke (= Oberalm-Formation), in der Hauptmasse allerdings Tressensteinkalk („brauner, vorwiegend spätkarner Malmkalk“ bei PLÖCHINGER et al., 1964). Daraus listet PLÖCHINGER (1967: 37–38) eine auf STUR zurückgehende Fauna auf:

13-3 *Phylloceras mediterraneum* NEUM., *Phylloceras euphyllum* NEUM., *Oppelia arolica* OPP., *Aspidoceras* cf. *perarmatus* SOW. und *Perisphinctes* cf. *strauchianus* OPP. Als eigenen Fund ergänzt er noch *Holcophylloceras mediterraneum* NEUMAYR.

Diese Formen setzen z.T. bereits im Niveau der Klaus-Formation ein, dürften in Kombination hier allerdings das Kimmeridgium repräsentieren.

Profil 14: Miesenbachtal

Im Miesenbachtal wird der Nordrand der juvavischen Großscholle der Hohen Wand von einem komplexen Schollenmosaik aus Gesteinen des Hallstätter Faziesbereiches begleitet. Als laterale Fortsetzung des Profiles 12 Ascher–Hutberg finden wir auch hier wieder über der Kössen-Formation der südlichen Randschuppe der Göller-Decke jurassische Rotkalke, die nach PLÖCHINGER (1980: A54) auch das basale Sinemurium beinhalten:

14-1 *Arietites bucklandi* SOWERBY.

Dass die Schichtfolge hier südöstlich des Gehöftes Weichselberger bis in roten Radiolarit reicht, erwähnt SUMMESBERGER (1979). Im Radiolarit „eingeschaltet“ sind laut PLÖCHINGER (1981: A52) metermächtige rote Kalkbänke mit Manganknollen, deren Ammonitenfauna (14-2) mit *Arietites* sp. unteres Sinemurium anzeigt. Es muss sich dabei um umgelagerte Rotkalkschollen handeln, vergleichbar der Situation in Profil 7.

Dem Radiolarit lagern dann laut PLÖCHINGER (1984b: 219) Schollen aus mittel- und obertriassischem Hallstätter Kalk auf, sie werden z.T. ihrerseits wieder von Radiolarit überdeckt. Im Süden angrenzende „Halobienschiefer“ und der Dachsteinkalk gehören bereits der Scholle der Hohen Wand an.

Profil 15: Waldegg–Wopfing

Östlich Miesenbach erlangt die Allgäu-Formation großflächige Verbreitung und bildet eine nach Osten bis Hernstein reichende Juramulde. An ihrem Nordrand bilden Dachsteinkalk und Kössen-Formation das Liegende. Im Muldenkern liegen kleine Deckschollen triassischer Gesteine. Jene bei Wopfing (alter Steinbruch) werden seit PLÖCHINGER et al. (1964) und PLÖCHINGER (1967) als Opponitzer Kalk bezeichnet, ein bräunlich-grauer, z.T. rötlicher Kalk, der eine Lage von Fossilien führenden „Halobienschiefer“ enthält und am Südwestrand in dünnplattigen Dolomit übergeht. Weitere Schollen, im Mühlital nordöstlich davon, werden hingegen bereits als Hallstätter Kalke bezeichnet und enthalten laut TATZREITER norische Ammoniten – PLÖCHINGER (1984a: A49).

Vorkommen von Radiolarit, insbesondere im Nahbereich der Hallstätter Schollen, sind hier nicht bekannt.

Profil 16: Hernstein

In streichender Fortsetzung der zuvor genannten Hallstätter Schollen liegt jene von Hernstein. Diese umfasst ein über 1,5 km langes Vorkommen von Werfener Schichten und Haselgebirge, und den invers liegenden obernorischen grauen Hallstätter Kalken des Hernsteiner Burgfelsens. Aus der Allgäu-Formation zwischen Hernstein und Buchriegel nennen BRIX & PLÖCHINGER (1988: 17) Ammonitengattungen, die praktisch den gesamten Unterjura abdecken:

16-1 *Schlotheimia* cf. *striatissima* (QUENST.), mittleres–oberes Hettangium.

16-2 *Arnioceras* sp., *Oxynoticeras oxynotum* (QUENST.), Sinemurium.

16-3 *Acanthopleuroceras* sp., Pliensbachium.

16-4 *Grammoceras* sp., oberes Toarcium.

Vorkommen von Radiolarit, insbesondere im Nahbereich der Hallstätter Schollen, sind auch hier nicht bekannt.

Im Hinblick auf das etwa gleiche Alter der unweit benachbarten Rotkalke (Profil 17) erscheint die Zugehörigkeit dieser Fleckenmergel zur tirolischen Schichtfolge fraglich, da sich hier ein sehr rascher seitlicher Fazieswechsel von einer mergeligen grauen Beckenfazies zu einer

kondensierten roten Schwellenfazies vollziehen hätte müssen, für den es keinerlei Hinweise in Form aufgeschlossener Verzahnungen/Wechselagerungen gibt. Gegen eine Interpretation als Gleitmasse spricht aber die Tatsache, dass idente Fleckenmergel am Südrand der Göller-Decke über Wopfing und Dürrnbach mit Unterbrechungen bis ins Schneeberg-Gebiet auftreten und dort keine Indizien für eine Abtrennung aus der tirolischen Jura-Schichtfolge existieren.

Profil 17: Buchriegel – Aigen

In diesem, zu Profil 16 unmittelbar benachbarten Abschnitt liegen nach BRIX & PLÖCHINGER (1988: 17ff.) aus dem Rotkalk unter- und mitteljurassische Faunen vor:

17-1 *Coroniceras* cf. *grunobi* (HAUER), *Microderoceras birchi* (SOWERBY), unteres Sinemurium.

17-2 *Liparoceras nautiliforme* (BUCKLAND), *Acantopleuroceras* sp., Pliensbachium.

17-3 *Grammoceras* sp., oberes Toarcium.

Hildoceras sp., *Harpoceras* sp., unteres Toarcium bis Aalenium.

17-4 *Stephanoceras* cf. *deslongchampsii* ORBIGNY, Aalenium bis oberes Bajocium

Oppelia aff. *arolica* OPPEL, Bajocium; *Stephanoceras frechi* (RENZ), höheres unteres Bajocium (= *humphresianum*-Zone).

17-5 *Procerites* div. sp., oberes Bajocium bis oberes Bathonium; *Reineckia (Kellowaysites)* sp., *Choffatia* sp., oberes Bathonium bis oberes Callovium.

17-6 *Peltoceras athleta* (PHILLIPS), höheres Callovium (= *athleta*-Zone).

Darüber folgen „Kiesel- und Radiolaritschichten“ sowie ein „hellbrauner, spätiger Kalk“. Letzterer enthält mit: 17-7 ? *Aspidoceras acanthicum* OPPEL var. *inosnata* TOULA einen Hinweis auf höheres Kimmeridgium (= *acanthicum*-Zone).

Profil 18: Wiener Becken, kalkalpiner Untergrund

Diese Profilsäule wurde aus einem Querschnitt bei ZIMMER & WESSELY (1996: Fig. 6B) abgeleitet.

In der Bohrung Zwerndorf T1 wurden unter der neogenen Beckenfüllung im kalkalpinen Untergrund Triaskarbonate und Werfener Schiefer einer „Höheren Kalkalpinen Einheit“ über kretazischen Gesteinen der Gosau-Gruppe durchörtert. Darunter schließt eine jurassische Schichtfolge an, die aus Oberalm-Formation und Radiolarit sowie Rotkalken des „Lias und Dogger“ besteht, welche eine Scholle aus Hallstätter Kalk ummanteln. Diese Scholle beinhaltet auch Steinalmkalk (mündl. Mitt. G. WESSELY). Die Position der Hallstätter Scholle innerhalb von Jura-Rotkalken erscheint auf den ersten Blick etwas ungewöhnlich. Die hier gegebene Interpretation der Jura-Rotkalke als Komponenten eines Olistostroms innerhalb des Radiolarits folgt der seismischen Modellierung bei REGONE et al. (1996: Fig. 6).

Die benachbarte Bohrung Tallesbrunn T1 traf unter dem Radiolarit noch Jura-Rotkalke an. Eine jüngst in dieser Region abgeteuft OMV-Bohrung hat erneut eine Scholle aus (hier ungewöhnlich mächtigem) Steinalmkalk im Radiolarit durchörtert – siehe STRAUSS, 2016.

In der Zusammenschau ergeben die dargestellten Profilsäulen trotz verschiedener offener Detailfragen doch ein konsistentes Bild. Die Platznahme juvavischer Decken und davon abgeleiteter Gleitschollen in einem Radiolaritbecken im Südtail der künftigen Göller-Decke ist erkennbar. Der Bauplan der östlichen Kalkhochalpen ist damit mit jenem im Kalkalpen-Mittelabschnitt (Salzkammergut) im Prinzip vergleichbar. Im Ostabschnitt sind allerdings die alles überdeckenden Plattform- und Beckensedimente des höheren Oberjura weitgehend der vorgosauischen Erosion zum Opfer gefallen. Auch fehlen im Osten jegliche Hinweise auf eine weitere tektonische Umgestaltung während der Unterkreide im Niveau der Rossfeld-Formation, die im Salzkammergut ja lokal zu einer sekundären Verdoppelung des Juvavischen Deckensystems geführt hat.

Versuch einer Begriffsdefinition für das Juvavikum

Das in Arbeit befindliche österreichweite digitale tektonische Datenmodell (Arbeitstitel: TEKDAT 200/250) erfordert auch eine klare Festlegung von Entscheidungskriterien zur Unterteilung in die großen Deckensysteme.

Die klassische tektonische Gliederung der Nördlichen Kalkalpen beruht in ihrer Grundidee auf den Darstellungen bei HAHN (1912, 1913), der den seinerzeitigen Wildwuchs an tektonischen Begriffen eindämmen wollte. Für den hier betrachteten Ausschnitt sind seine Definitionen des Tirolikums und des Juvavikums von Interesse. Dabei ist zu bedenken, dass beim damaligen geologischen Kenntnisstand (insbesondere was geologische Karten anbelangt) nur ein grobes Bild entworfen werden konnte. HAHN schlug vor:

Tirolische Zone

„*Tirolisch nenne ich das Gebiet der Riesenmulde zwischen Kaisergebirge und Warscheneckgruppe (mit Ausschluss der darüber liegenden Juvavischen Deckschollen), das zwischen der tirolischen Linie im Norden und dem Südrand der NKA sich ausbreitet.*“ (HAHN, 1913: 264). „*Die tirolische Masse steht zwischen Schwaz und Dienten in normalem Transgressionsverband mit dem Silur und Devon der vorderen Grauwackenzone ...*“ (HAHN, 1912: 340). Die tirolische Zone beinhaltet Gesteinsabfolgen der Oberbayrisch-Niederösterreichischen sowie auch der Berchtesgadener Fazies s.l., letztere [am Südrand] einschließlich der Hallstätter und der Aflenzer Fazies. „*Diese Tatsache entkleidet in unserem Alpenteil die Deckenbildung ihres exklusiven Faziescharakters, lässt das Fazieskriterium an sich für tektonische Folgerungen nur bedingt brauchbar erscheinen.*“ (HAHN, 1913: 318f.).

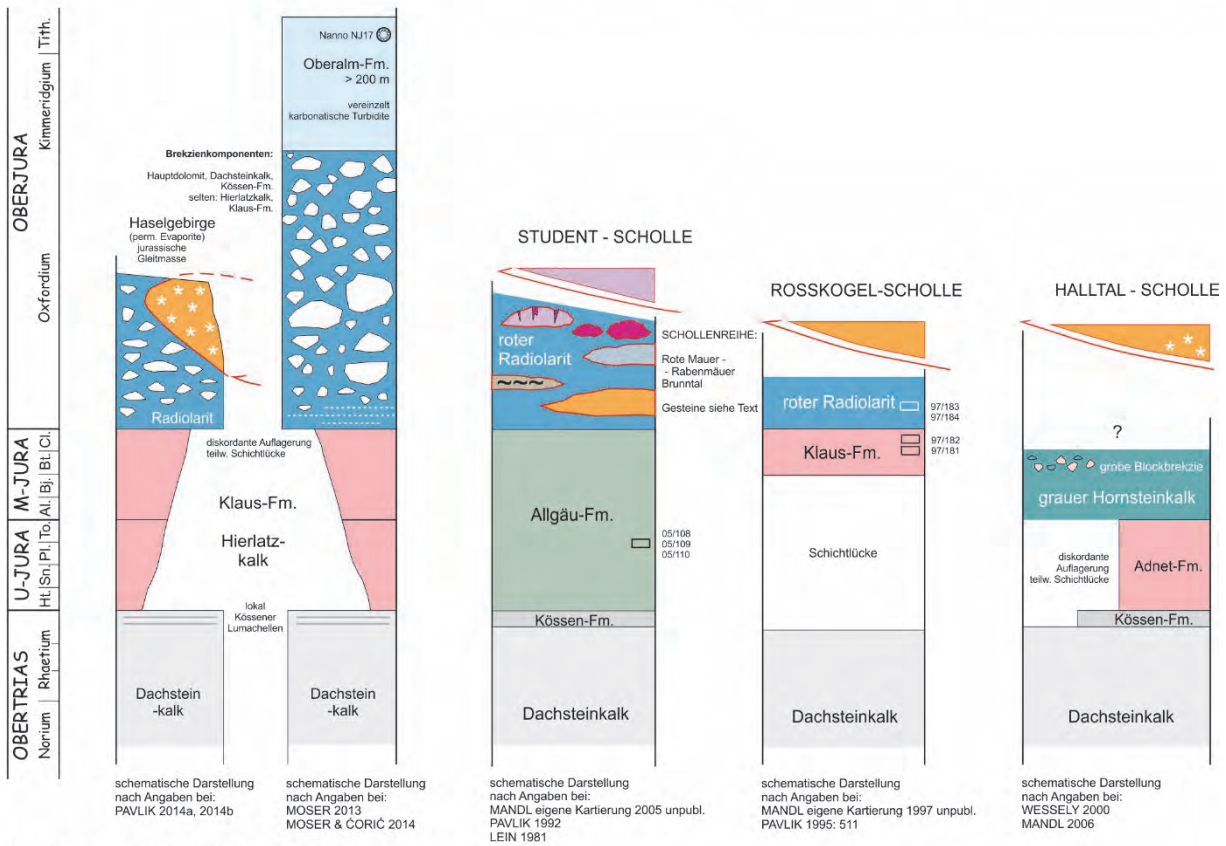
Juvavische Zone

„*Juvavisch sollen die über tirolisches Gebiet kretazisch geförderten Deckenteile mit Berchtesgadener und Hallstätter Schichtenreihe heißen.*“ (HAHN, 1913: 374). „*Juvavisch wird vorerst nur eine gleichzeitig bewegte Masse wurzelloser Schollen im Inneren des tirolischen Gebietes genannt werden. Sollten sich zurückgebliebene Wurzelteile finden, so könnten diese wohl zu Recht gleichfalls juvavisch genannt werden.* [...] „*Juvavisch ist in unserem Sinne ein fazieller Sammelbegriff, der ... verschieden große Teile vom Berchtesgadener, Hallstätter und Aflenzer Bezirk umgreift.*“ (HAHN, 1913: 375).

Unter diesen Festlegungen sind vier Aspekte besonders hervorzuheben:

1. HAHN sieht im Kalkalpen-Westabschnitt bereits den transgressiven Verband des Tirolikums mit den altpaläozoischen Schichtfolgen der Grauwackenzone. Dies trifft auch für den Südrand des Tirolikums im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen zu, wenngleich hier nicht so offenkundig, da das Tirolikum hier nur aus den „Permoskyth“-Abfolgen besteht und deren tektonische Trennung vom auflagernden Juvavikum immer wieder umstritten war. Heute wird diesem Umstand durch die zusammenfassende Bezeichnung **Tirolisch-Norisches Deckensystem** Rechnung getragen.
2. Das Tirolikum beinhaltet Gesteine verschiedener Fazies, am Südrand lokal auch Hallstätter Fazies. Äquivalentes gilt sinngemäß auch für das Juvavikum (siehe Punkt 4). Das lässt „... *das Fazieskriterium an sich für tektonische Folgerungen nur bedingt brauchbar erscheinen*“.
3. Das Juvavikum beinhaltet Deckenteile mit Berchtesgadener und Hallstätter Schichtenreihe, die „... *kretazisch über tirolisches Gebiet gefördert wurden*“. Seine zeitliche Beschränkung auf „*kretazisch*“ ist der Situation im Berchtesgadener Raum geschuldet, wo das Juvavikum in einem zweiten Bewegungsakt über die unterkretazische Rossfeld-Formation transportiert wurde. Hier ist heute die im Jura beginnende Tektonik mit ihren Gleitphänomenen einzubeziehen.
4. Bemerkenswert erscheint, dass er nach seiner strikten Beschränkung der Begriffe Tirolikum und Juvavikum auf tektonische Einheiten hier „Juvavisch“ auch als einen „... *faziellen Sammelbegriff ... für verschieden große Teile vom Berchtesgadener, Hallstätter und Aflenzer Bezirk*“ bezeichnet. Dies betont zwar den Vielfazies-Charakter auch des Juvavikums (siehe Punkt 2), verwässert aber die strikte tektonische Begriffsfassung.

- ① Dürradmer ② Bucheck - Greith ③ Die Hohe Student ④ Wildalpe Südflanke ⑤ Schwellgraben - Abfallgraben



Schichtmächtigkeiten **nicht** maßstäblich!

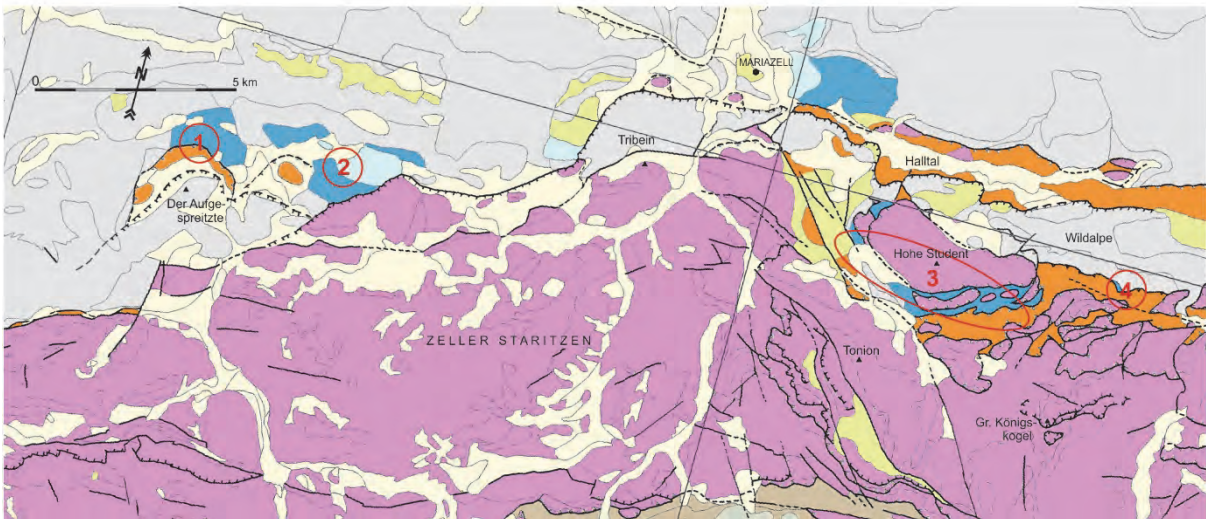
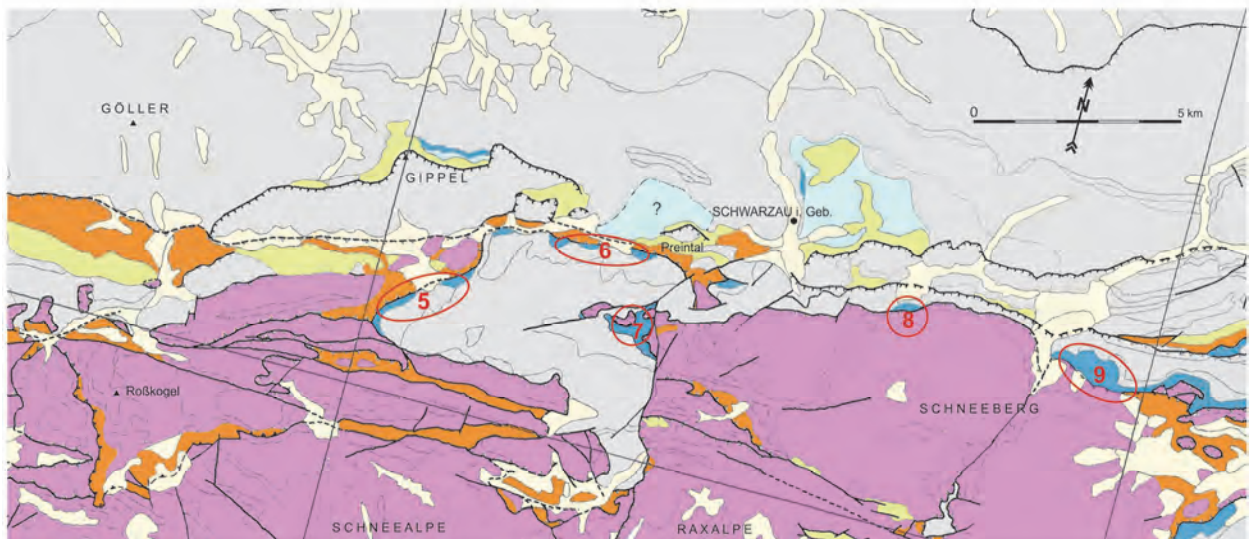
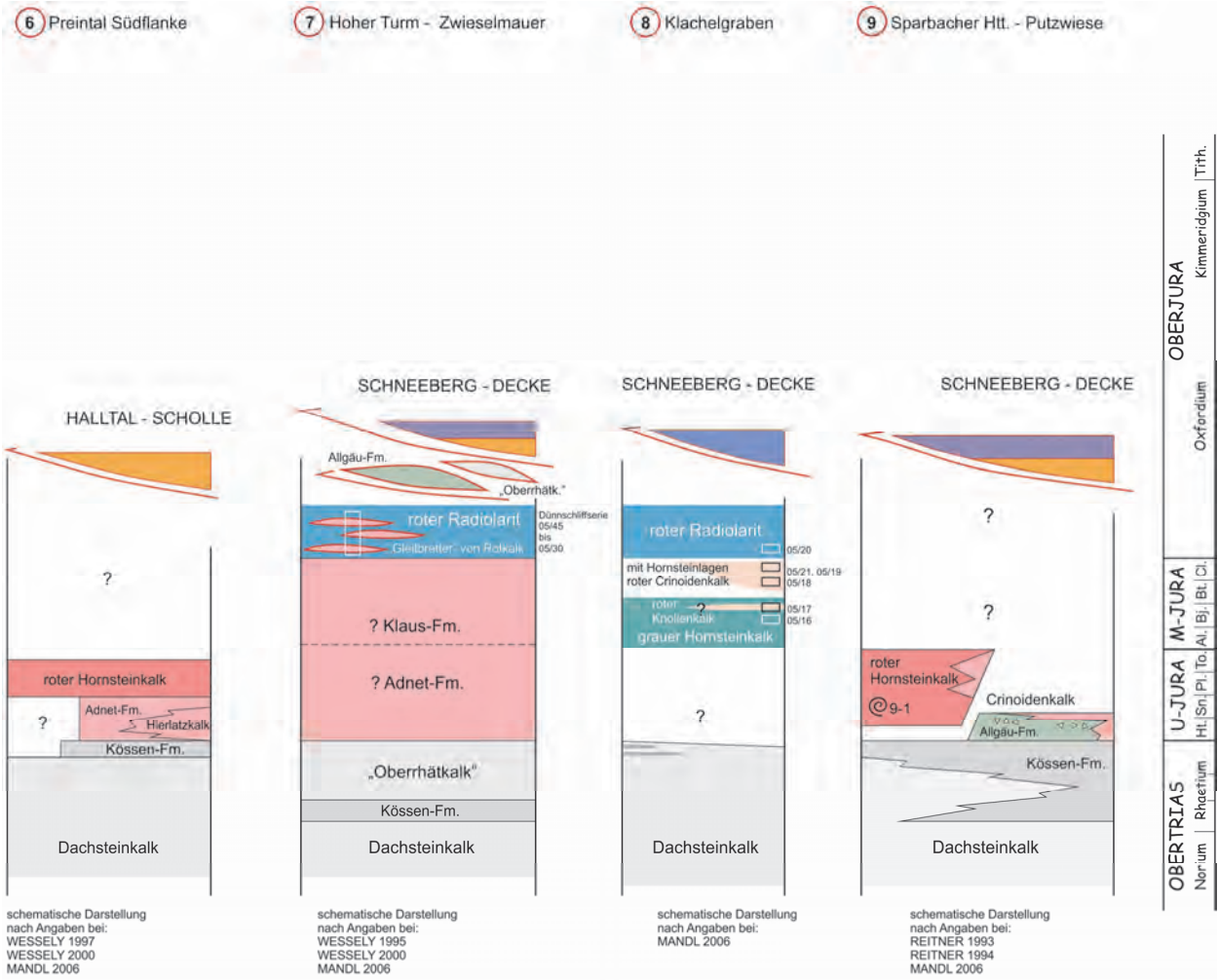
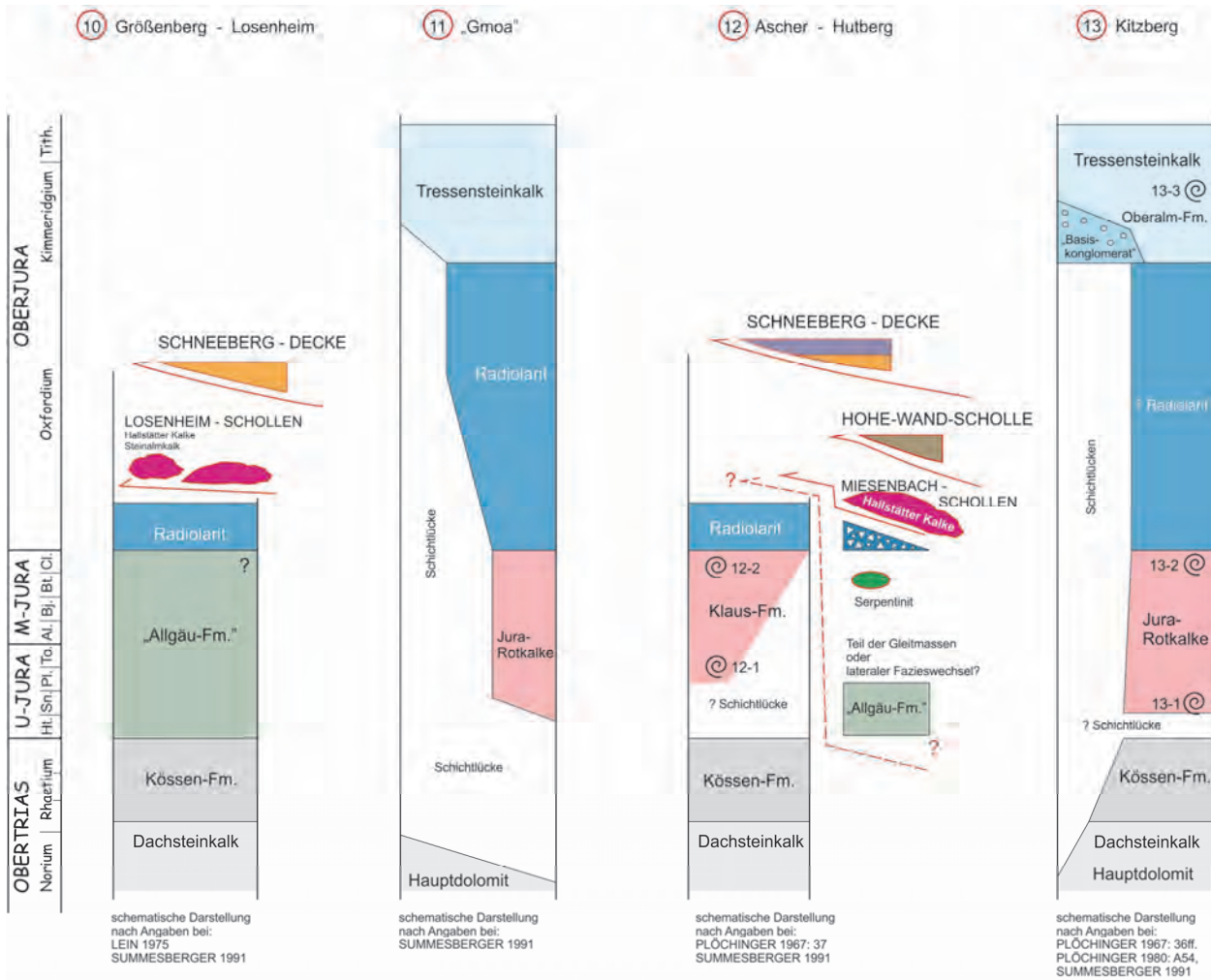


Abb. 1/A: Der Nordrand des Juvavischen Deckensystems, Profilsäulen 1–9.





Schichtmächtigkeiten **nicht** maßstäblich!

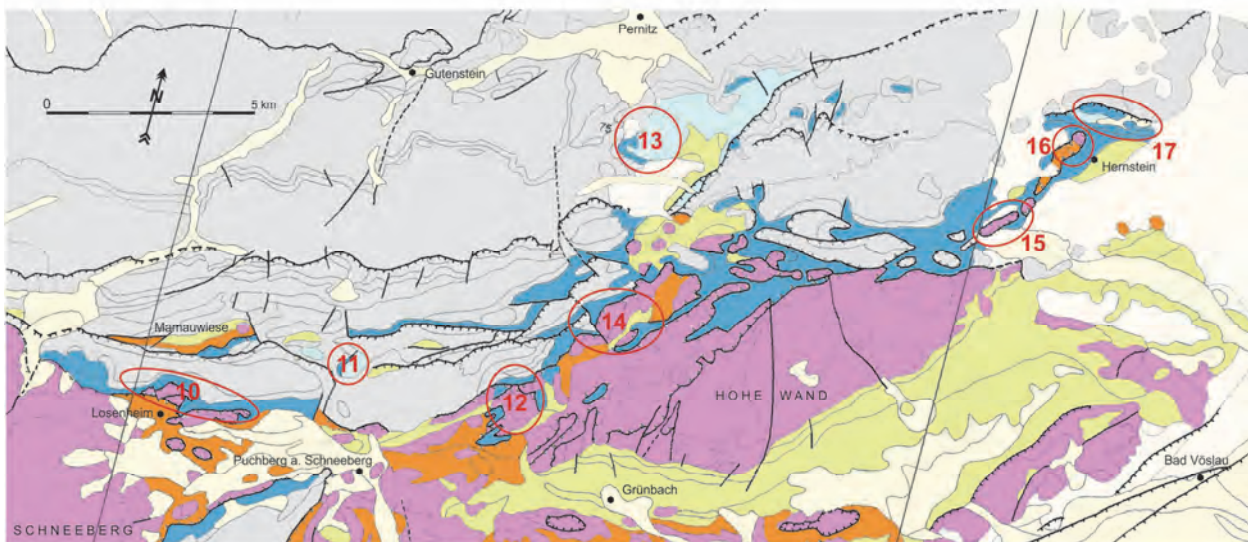
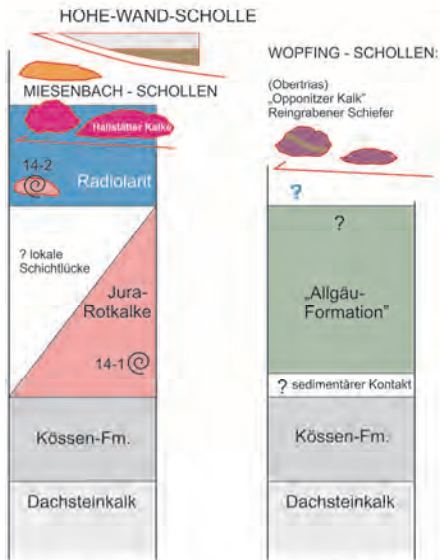


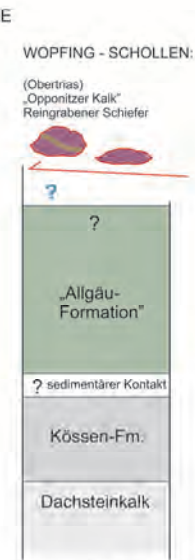
Abb. 1/B: Der Nordrand des Juvavischen Deckensystems, Profilsäulen 10–18.

14 Miesenbachtal



schematische Darstellung nach Angaben bei: PLOCHINGER 1967: 36f., PLOCHINGER 1980, 1981, 1984b, SUMMESBERGER 1979, 1991

15 Waldegg - Wopfing



schematische Darstellung nach Angaben bei: PLOCHINGER et al. 1964, PLOCHINGER 1967, PLOCHINGER 1984a, BRIX & PLOCHINGER 1988

16 Hernstein



schematische Darstellung nach Angaben bei: BRIX & PLOCHINGER 1982, BRIX & PLOCHINGER 1986

17 Buchriegel Algen



schematische Darstellung nach Angaben bei: BRIX & PLOCHINGER 1982, BRIX & PLOCHINGER 1988

18 Wiener Becken Kalkalp. Untergrund



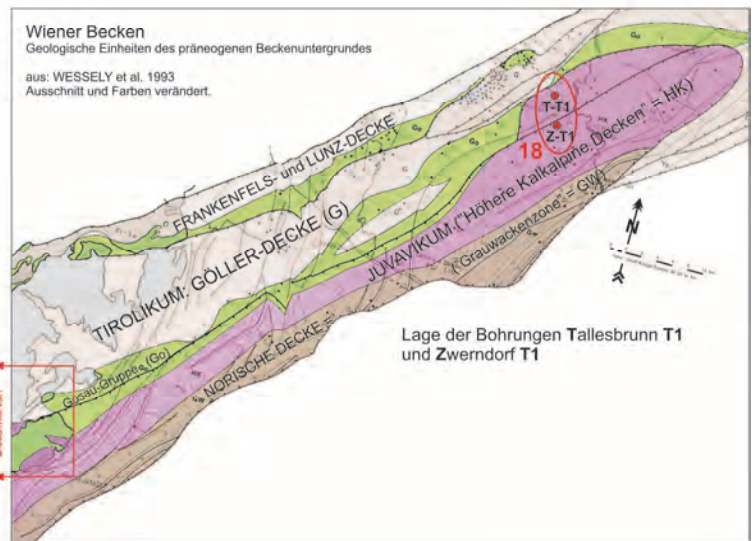
schematische Darstellung nach Angaben bei: ZIMMER & WESSELY 1996: Fig.6, REGONE et al. 1996: Fig.6

OBERJURA	Kimmeridgium	Tith.
	Oxfordium	
U-JURA	Ht. Sn Pl. To	Al. Bl. Cl.
	M-JURA	
OBERTRIAS	Rhoetium	Norianum

Geologisch-tektonische Übersicht des Südostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen

Kartengrundlage: SCHNABEL 2002: Geol. Karte von Niederösterreich 1:200.000 verändert.

- Quartäre Sedimente
- Neogene Sedimente
- Gosau-Gruppe (O.-Kreide - Paläogen)
- Oberalm-/Tressenstein-Fm. (Kimm.-Tithon.-?)
- Mittel-/Obertrias des Juvavikums
- Perm/Untertrias des Juvavikums
- Jurassische Schichtfolge bis inkl. Oxfordium
- Mittel-/Obertrias des Tirolisch-Norischen Deckensystems
- Perm/Untertrias der Norischen Decke
- Allpaläozoikum der Norischen Decke



Eine aktualisierte **Begriffsdefinition des Juvavikums** könnte folgendermaßen lauten (aus MANDL, 2012: 23f., leicht verändert): Unter **Juvavikum** versteht man ein **System von Decken und Großschollen**, bestehend sowohl aus pelagischen Gesteinsabfolgen vom oberpermisch-triassisch-unterjurassischen tieferen Schelf (Hallstätter Fazies im weitesten Sinne), als auch vom Randbereich angrenzender Karbonatplattformen, die **erstmal während des Jura** aus ihrem sedimentären Verband tektonisch herausgetrennt und über die abgesunkenen Triasplattformen des künftigen Tirolikums transportiert wurden. Die letztendliche **Platznahme** in den dortigen **Radiolaritsenken** erfolgte zumindest teilweise durch gravitative Gleitprozesse, in deren Gefolge sich auch Brekzienströme bilden und Schollen unterschiedlicher Größenordnung sich von der Hauptmasse trennen und eigenständige Bewegungen ausführen können. Je nach erhaltenem Zusammenhang können die bewegten Massen als Decke, oder (Groß-)Scholle(n) bezeichnet werden, wobei zur näheren Kennzeichnung ein geografischer Begriff vorangestellt werden sollte. Eine **erneute Mobilisation** mancher dieser Decken oder Schollen samt ihrer oberjurassisch-unterkretazischen „neo-autochthonen“ Bedeckung erfolgte **während der Unterkreide** (Überschiebung auf Rossfeld-Formation).

Vor einiger Zeit haben GAWLICK & FRISCH (2003) sowie FRISCH & GAWLICK (2003) vorgeschlagen, den Begriff Juvavikum vollständig aufzugeben. Allfällig als Juvavikum zu bezeichnende, im frühen Jura gestapelte Hallstätter Decken seien nur noch als Liefergebiet für Großgleitschollen und Brekzien im Radiolarit rekonstruierbar. Die Decken selbst seien in der Folge erodiert und im kalkalpinen Deckenstapel heute nirgends erhalten. Die Schollen sind Großkomponenten einer „carbonate-clastic radiolaritic flysch sequence“ oder „Hallstatt Mélange“ und damit Teil der Jura-Schichtfolge des Tirolikums. Berchtesgadener Decke und Dachstein-Decke werden nicht als selbständige, dem Tirolikum auflagernde Deckenkörper betrachtet, sondern als Teile des Tirolikums, die entlang jurassischer Überschiebungen („Trattberg thrust“ und Äquivalente) oder, noch jünger, infolge transpressiver Seitenverschiebungen ihre Umgebung überfahren. Dementsprechend werden sie als „Hochtirolikum“ bezeichnet.

Gegen diese völlige Aufgabe des Begriffes „Juvavikum“ spricht die geologische Situation in den östlichen Kalkalpen, vom Gesäuse und Hochschwab über die Mürztaler Alpen bis zum Schneeberg und zur Hohen Wand – siehe dazu die Geologische Karte 1:200.000 von Niederösterreich (SCHNABEL et al., 2002) und Abbildungen bei MANDL (2001: 76–77, 124). Hallstätter Gesteine sowie faziesverwandte pelagische Bildungen der Obertrias (Aflenzer Fazies, Mürztaler Fazies) sind hier Teile von Schichtfolgen, die auch Flachwasserbildungen der Wetterstein- und Dachstein-Karbonatplattform beinhalten und ausgedehnte tektonische Deckenkörper bilden. Juragesteine, namentlich Tiefwasserbildungen der Radiolarit-Gruppe, fehlen innerhalb dieses Deckenstapels praktisch völlig. Wie oben gezeigt, markieren sie jedoch vom Mariazellerland bis zum Wiener Becken den Grenzbereich zur tirolischen Göller-Decke und lassen so auch im Ostabschnitt das jurassische Alter des Kontaktes erkennen. Der Deckenstapel aus Triasgesteinen, mit weithin-streichenden Teildecken in aufrechter und verkehrter Lagerung, kann mit seiner vielfältigen pelagischen Triasfazies schwerlich als Tirolikum bezeichnet werden. Da auch jegliche Radiolaritmatrix zwischen den Teileinheiten fehlt, können diese auch keinesfalls als Komponenten einer „radiolaritischen Flysch-Sequenz“ bezeichnet werden. Der Deckenstapel dürfte vielmehr das jurassisch kompressiv in sich gestapelte Juvavikum repräsentieren, das hier sehr wohl erhalten geblieben ist und seit dem frühen Oberjura dem Radiolarit des künftigen Tirolikums zumindest randlich auflagert.

Literatur

- BRIX, F. & PLÖCHINGER, B. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 76 Wiener Neustadt. – Geol. B.-A., Wien.
- BRIX, F. & PLÖCHINGER, B. (1988): Erläuterungen zur Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 76 Wiener Neustadt. – 85 S., Geol. B.-A., Wien.
- CORNELIUS, H.-P. (1951): Die Geologie des Schneeberggebietes. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sb. **2**, 111 S., Wien.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. – International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), **92**, 717–727, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J. & FRISCH, W. (2003): The Middle to Late Jurassic carbonate clastic radiolaritic flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: sedimentology, basin evolution, and tectonics – an overview. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **230/2–3**, 163–213, Stuttgart.
- GEYER, G. (1889): Beiträge zur Geologie der Mürzthaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, **39**, 497–784, Wien.
- HAHN, F.F. (1912): Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun. – Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, **1912/15**, 337–344, Wien.
- HAHN, F.F. (1913): Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Teil I und II. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **6**, 238–357, 374–501, Wien.
- KRENMAYR, H.G., SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FINGER, F., LINNER, M., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., PESTAL, G., REITNER, J.M., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHUSTER, R. & VAN HUSEN, D. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRYSTYN, L. (1971): Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den Östlichen Nordalpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, 486–509, Wien.
- LEIN, R. (1975): Blatt 75, Puchberg am Schneeberg; Geologische Aufnahme. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A54–A56, Wien.
- MANDL, G.W. (Red.) (2001): Geologische Bundesanstalt, Arbeitstagung 2001, Neuberg a.d. Mürz. – 351 S., Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W. (2012): Geologischer Bau. – In: MANDL, G.W., VAN HUSEN, D. & LOBITZER, H. (Red.): Erläuterungen zur geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 – Blatt 96 Bad Ischl, 22–32, Wien.
- MOSER, M. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Bereich Fuchsriegel–Wieskogel–Rodler–Lärchkogel–Illmitzkogel–Bergfeld–Pötschberg–Oischinggraben auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 283–286, Wien.
- MOSER, M. & ČORIĆ, S. (2014): Ein neues Vorkommen von Oberjura-Schichten im Bereich zwischen den Zellerhüten und dem Salzatal (Mariazellerland, Steiermark). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 183–191, Wien.
- OBERHAUSER, R. (Red.) (1980): Der geologische Aufbau Österreichs. – 700 S., Wien–New York.
- OBERHAUSER, R., BERTLE, H. & BERTLE, R. (2007): Geologische Karte von Vorarlberg 1:100.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PASCHER, G.A., HERRMANN, P., MANDL, G.W., MATURA, A., NOWOTNY, A., PAHR, A. & SCHNABEL, W. (1999): Geologische Karte des Burgenlandes 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PAVLIK, W. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135/3**, 712–713, Wien.
- PAVLIK, W. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138/3**, 511, Wien.
- PAVLIK, W. (2014a): Bericht 2009–2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 295–296, Wien.
- PAVLIK, W. (2014b): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 296–297, Wien.
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R., EGGER, H., LINNER, M., MANDL, G.W., MOSER, M., REITNER, J.M., RUPP, C., SCHUSTER, R. & VAN HUSEN, D. (2005): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSZYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELEY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Folgen). – Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs, Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich). – 142 S., Geol. B.-A., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1977): Bericht 1976 über Revisionen im Hohe Wand-Gebiet auf Blatt 75, Puchberg. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, A76–A77, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1980): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen auf Blatt 75, Puchberg. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1980**, A53–A55, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1981): Bericht 1980 über geologische Aufnahmen auf Blatt 75, Puchberg. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1981**, A51–A52, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1984a): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen auf Blatt 75, Puchberg. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1982**, A48–A49, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1984b): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im Gebiet Hohe Wand – Miesenbach auf Blatt 75 Puchberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127/2**, 219–220, Wien.
- PLÖCHINGER, B., BRIX, F. & KÜPPER, H. (1964): Geologische Karte des Hohe-Wandgebietes (Niederösterreich), 1:25.000. – Geol. B.-A., Wien.
- REGONE, C., GARDNER, C., CANDER, H. & WESSELY, G. (1996): Modelling seismic data quality problems in the Vienna Basin, Eastern Austria. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. – EAGE Special Publication, **5**, 137–143, London.
- REITNER, J. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 74 Hohenberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136/3**, 583–584, Wien.
- REITNER, J. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 74 Hohenberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **137/3**, 468–469, Wien.
- SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., KRENMAYR, H.G., MANDL, G.W., MATURA, A., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000, mit Legende und Kurzerläuterung. – 47 S., Geol. B.-A., Wien.
- SPENGLER, E. & STINY, J. (1926): Geologische Spezialkarte 1:75.000 der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – Geol. B.-A., Wien.
- STRAUSS, P. (2016): Juvavischer Olistolith in den Kalkalpen unter dem Wiener Becken erbohrt. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 111, Wien.
- SUMMESBERGER, H. (1979): Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Mesozoikum auf Blatt 75, Puchberg am Schneeberg. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978** (1979), A77, Wien.
- SUMMESBERGER, H. (1991): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 75 Puchberg am Schneeberg. – Geol. B.-A., Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil III: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. – IX + 457 S., Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich Band I. Die Zentralalpen. – XVI + 766 S., Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich Band II. Außerzentralalpiner Anteil. – XV + 710 S., Wien.
- TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich Band III. Gesamtübersicht. – X + 718 S., Wien.
- WESSELY, G. (1995): Bericht 1993 und 1994 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 74 Hohenberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138/3**, 496–497, Wien.
- WESSELY, G. (1997): Bericht 1995 und 1996 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 74 Hohenberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140/3**, 299, Wien.
- WESSELY, G. (2000): Bericht 1997 und 1998 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 74 Hohenberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140/3**, 394–397, Wien.
- WESSELY, G., KRÖLL, A., JIRICEK, R. & NEMEC, F. (2000): Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Geologische Einheiten des präneogenen Beckenuntergrundes 1:200.000. – In: Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete, Kartenbeilage, Wien.
- ZIMMER, W. & WESSELY, G. (1996): Exploration results in thrust and subthrust complexes in the Alps and below the Vienna Basin in Austria. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. – EAGE Special Publication, **5**, 81–107, London.

Neogene Sedimente und Landschaftsentwicklung im Umfeld der Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld

RALF SCHUSTER¹, JOSEF NIEVOLL², CHRISTIAN RUPP¹, STJEPAN ČORIĆ¹ & TANJA ILICKOVIĆ¹

¹ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. ralf.schuster@geologie.ac.at; christian.rupp@geologie.ac.at; stjepan.coric@geologie.ac.at; tanja.ilickovic@geologie.ac.at

² Gumpendorfer Straße 83–85/2/48, 1060 Wien, Österreich. josef.nievoll@rhi-ag.com

1. Einleitung

Die Landschaftsentwicklung der Alpen ist ein Thema, dem in letzter Zeit vermehrt Aufmerksamkeit geschenkt wurde (FRISCH et al., 2001; DUNKL et al., 2005; KUHLEMANN, 2007; WILLET, 2010; WAGNER et al., 2011). Die östliche Steiermark ist in diesem Zusammenhang von besonderem Interesse, da sie zu den wenigen Bereichen in den Alpen gehört, die während der Eiszeiten im Quartär nicht bzw. kaum vergletschert waren. Sie war Periglazialgebiet und aufgrund der fehlenden glazialen Erosion sind prä-quartäre Landschaftsformen erhalten und die neogene Landschaftsentwicklung lässt sich vergleichsweise gut rekonstruieren. Erste Vorstellungen zu Aspekten der Landschaftsentwicklung finden sich z.B. bei SCHWINNER (1935) und WINKLER-HERMADEN (1955, 1957). Eine rezente Studie von WAGNER et al. (2010) behandelt den Querschnitt entlang des Murtales vom Grazer Bergland in das Steirische Becken. Mittels verschiedener Datierungsmethoden konnte dabei die zeitliche Einstufung verschiedener Verebnungsniveaus und Terrassen besser eingestuft werden. Die Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) erlauben einen Querschnitt, der östlich an das von WAGNER et al. (2011) bearbeitete Gebiet anschließt. Dieser reicht vom Südrand der östlichen Kalkhochalpen bis zum Steirischen Becken. In diesem Querschnitt sind bedeutende neogene Störungen, mehrere Neogenbecken und Reste von Altlandschaften vorhanden. Dieser Beitrag soll eine kurze Zusammenfassung der dazu vorhandenen Literaturdaten und der Beobachtungen, welche im Zuge der geologischen Kartierungen gemacht wurden, bieten.

2. Relevante Daten zur Landschaftsentwicklung aus der Literatur

Wichtige Grundlagen für die Diskussion der miozänen Landschaftsentwicklung in den Ostalpen sind die Arbeiten von FRISCH et al. (2001) und KUHLEMANN (2007). Mit Bezug darauf waren die Ostalpen östlich des heutigen Inntales bis ins Oligozän durch eine flache Morphologie geprägt (Abb. 1A). Die südlichen Anteile bildeten ein Hügelland, das vornehmlich aus kristallinen Gesteinen bestand und ein gegen Norden zu entwässerndes Abtragungsgebiet darstellte. Daran schloss nördlich ein Schwemmland an, dessen Untergrund durch die heutigen Nördlichen Kalkalpen gebildet wurde. Hier kamen quarzreiche Schotter zur Ablagerung, deren Erosionsreste auf den Plateaus der Kalkhochalpen noch heute vorhanden sind und die als Augensteine bezeichnet werden. Das Schwemmland ging in das Molassebecken über, welches zu dieser Zeit noch das Vorlandbecken zum gegen Norden überschiebenden, alpidischen Orogenkeil bildete.

Ab dem Beginn des Miozäns kam es zu einer drastischen Veränderung der Landschaft (Abb. 1B). Im Zuge der endgültigen Schließung der ozeanischen Räume im Osten entstanden der Karpatenbogen und das Pannonische Becken (CARMINATI et al., 2012). In den Ostalpen begann die gegen Osten gerichtete laterale Extrusion (RATSCHBACHER et al., 1989). Dabei entstand ein neues Störungssystem, Blöcke wurden gehoben und/oder gekippt und Becken sanken ein. Diese Prozesse veränderten die Morphologie nachhaltig und hatten einen wesentlichen Einfluss auf das Drainage-System (FRISCH et al., 2001).

Im Quartär wurde die Landschaft durch die glazigene Erosion deutlich verändert (PENCK & BRÜCKNER, 1909). Inneralpin entstanden die markanten Bergformen und die breiten, durch die Gletscher ausgeschürften Täler. Im Vorland der Alpen und im Bereich des Klagenfurt-Beckens wurden Endmoränen und Terrassenschotter abgelagert. Dieser finale Akt ist, wie gesagt, im östlichen Teil der Ostalpen morphologisch von untergeordneter Bedeutung.

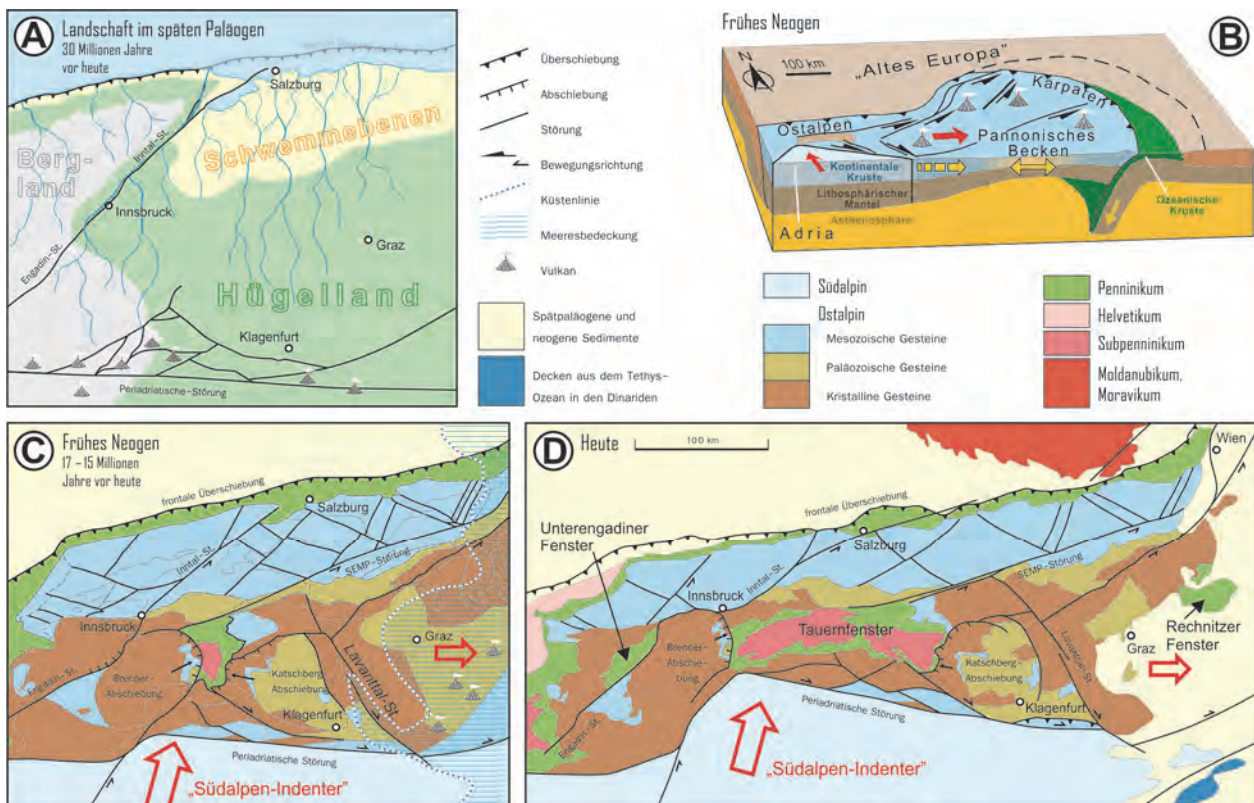


Abb. 1: Känozoische Landschaftsentwicklung der Ostalpen. **A**) Im Paläogen war die Landschaft im Gebiet der heutigen Ostalpen deutlich anders als heute. Berge gab es nur im Westen und die heutigen östlichen Kalkalpen waren ein Schwemmland, über das Flüsse gegen Norden entwässerten (Abb. 125 aus SCHUSTER et al., 2015, verändert nach FRISCH et al., 2001). **B**) Blockbild, welches die Bildung des Karpatenbogens und des Pannonischen Beckens sowie die laterale Extrusion der Ostalpen im Miozän verdeutlicht. **C**, **D**) Die laterale Extrusion führte zur Streckung der Ostalpen in E–W Richtung, **(C)** zeigt die Situation während der Streckung im frühen Miozän und **(D)** die heutige Anordnung. Dabei entstanden tektonische Fenster, Sedimentbecken und ein komplexes Störungssystem.

3. Beobachtungen im Bereich der behandelten Kartenblätter

Im hier behandelten Bereich sind vor allem der Aufstieg des Südrandes der östlichen Kalkhochalpen, der Aufstieg des Wechsels und die Bildung des Wechselfensters, die Entstehung des Mur-Mürz-Störungssystems und anderer Störungen, sowie die Bildung des Steirischen-, Müürztaler-, Aflenz-, Waldheimat- und Birkfeld-Beckens hervorzuheben.

Im Folgenden wird auf die vorhandenen Reste von prä-quartären Altlandschaften, auf miozäne Störungen und auf die Sedimente in den miozänen Becken eingegangen.

3.1. Prä-quartäre Altlandschaften

In Abbildung 2 und 3 sind die Seehöhe und die Hangneigung im Querschnitt der diskutierten Kartenblätter dargestellt. In beiden Abbildungen fällt sofort das WSW–ENE verlaufende Müürztal auf, in dem die Ortschaften Kindberg, Mitterdorf an der Mürz und Mürtzschlag liegen.

Nördlich davon befindet sich ein eng gegliederter, rundlicher Bergzug, der mit dem Troiseck und dem Roßkogel eine Seehöhe von ca. 1.475 m erreicht. An den Südfällen dieses Bergzuges sind auffällige, gegen Süden geneigte Verebnungsflächen vorhanden, die bereits von MAGIERA (2005) erfasst wurden. Im Gelände ist auf diesen eine mächtige Verwitterungsdecke mit stark verlehmtem Kristallin vorhanden. Weiter gegen Norden folgt eine etwas meandrierende, WSW–ENE verlaufende Zone, die durch mehrere Täler (Stübmung-, Pretal-, Schwarbach- und Arzbachgraben) vom Aflenz-Becken nach Neuberg an der Mürz zieht. Diese Zone folgt einer Scherzone, die im Veitsch-Silbersberg-Deckensystem liegt.

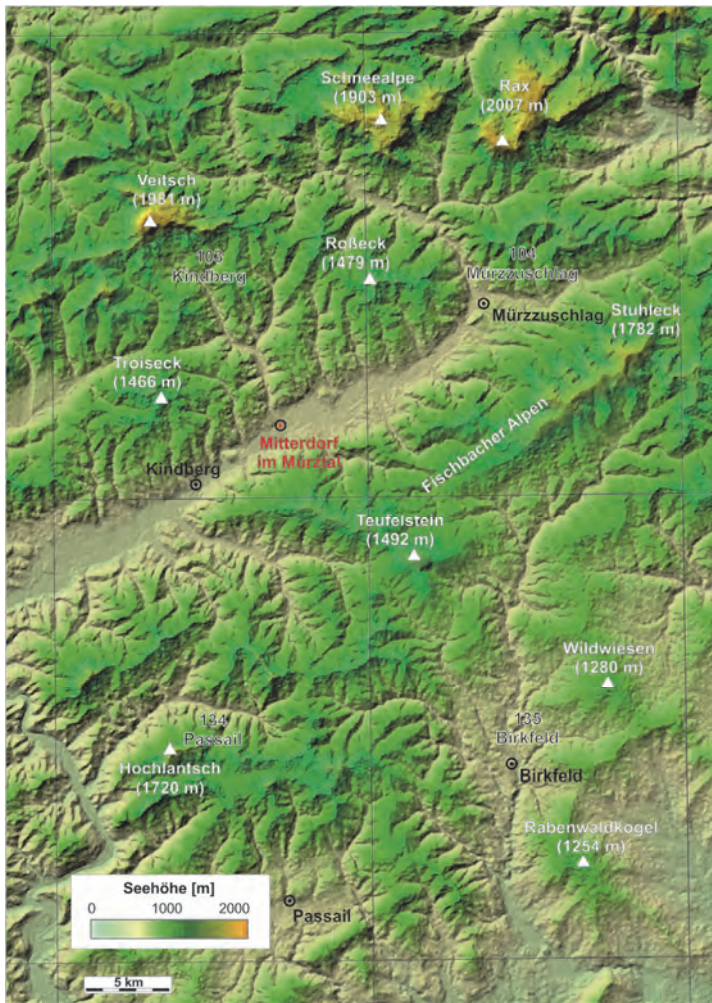


Abb. 2: Digitales Höhenmodell, eingefärbt nach der Seehöhe.

Im Anschluss folgt der Südrand der Kalkhochalpen mit den Plateaubergen der Veitsch, Schneealm und Rax, welche zwischen 1.900 und 2.000 m Seehöhe erreichen. Die Plateaus sind Teile einer prä-miozänen Altlandschaft, auf der noch Reste einer vormals vorhandenen Sedimentbedeckung in Form der Augenstein-Formation erhalten sind (FRISCH et al., 2001).

Das Mürztal liegt bei Mitterdorf etwa 600 m hoch und an den Talflanken sind bis in eine Höhe von 750 m Reste des neogenen Mürztal-Beckens vorhanden (MANDL et al., 2001). Die Südseite des Tales ist relativ steil und wird durch die Fischbacher Alpen gebildet, welche mit Teufelstein, Pretul und Stuhleck wiederum 1.500 bis 1.800 m Seehöhe erreichen. Die Täler an den Nordabfällen der Fischbacher Alpen sind in ihrem Mündungsbereich zumeist NW–SE orientiert und schwenken dann in E–W Richtung ein. Das trifft

insbesondere für den Fresnitz- und Traibachgraben zu. Diese Verläufe sind durch Störungsmuster vorgegeben, die im Detail noch nicht auskartiert sind.

Die Gipfelbereiche des Bergzuges sind deutlich flacher und von hier aus fällt die Landschaft mit nur sehr geringen Hangneigungen (Abb. 3) bis zum Steirischen Becken, welches am Rand eine Seehöhe von etwa 500 m aufweist. Bei diesem auffälligen Bereich handelt es sich um eine weitgehend erhaltene, zumindest frühmiozäne Altlandschaft, die von SCHWINNER (1935) als „Teufelsteinlandschaft“ bezeichnet wurde (Abb. 4). Darauf sind immer wieder Reste von neogenen Sedimenten vorhanden, für die ein Alter von Ottnangium bis ins Pannonium geschätzt werden kann. Am weitesten nördlich finden sich diese Sedimente im Waldheimat-Becken nördlich von St. Kathrein am Hauenstein. Dabei handelt es sich nach NEUBAUER & UNZOG (2003) um einen Halbgraben, der sich an einer SSE-gerichteten Abschiebung entwickelt hat. Die Beckenfüllung stammt aus dem Miozän und wahrscheinlich aus dem Karpatium/Badenium (EBNER & SACHSENHOFER, 1995). Die höchsten Anteile der Sedimente reichen bis in eine Seehöhe von 1.080 m hinauf. Südlicher folgt das Birkfeld-Becken, dessen Vorkommen sich vom Gehöft Kleinschneidhofer im Waisenbachtal (950 m), über Piregg (800 m), dem Hauptverbreitungsgebiet um Birkfeld (670 m) bis Steg (590 m) verfolgen lassen. Weitere Vorkommen ähnlicher Sedimente finden sich im oberen Lafnitztal bei Gumpold (800 m) und am Lafnitzegg (800 m). Im Süden greifen Randbuchten des Steirischen Beckens in das Bergland ein. Es sind dies die Pöllauer Bucht sowie die Buchten von Oberfeistritz und Ponigl. Ebenso wie die neogenen Sedimente gegen Süden zu immer tiefer liegen, sinkt auch der mehr oder weniger N–S orientierte Bergrücken, der sich über die Wildwiesen (1.280 m) und den Rabenwaldkogel (1.260 m) bis zum Kulm (975 m) erstreckt, immer tiefer ab. Der Höhenunterschied zwischen dem Kammbereich und dem Niveau der neogenen Sedimente scheint sich gegen Süden zu vergrößern.



Abb. 3: Digitales Höhenmodell, eingefärbt nach dem Hangneigungswinkel.

Im Osten endet die „Teufelstein-Landschaft“ an den Ausläufern des Wechsels (1.743 m). Miozäne Apatit *fission-track* Alter aus dem Wechselfenster zeigen, dass die Gesteine, welche heute die Oberfläche dieses Gebietes bilden, während der Ablagerung der oben beschriebenen neogenen Sedimente noch in einigen Kilometern Tiefe lagen. Noch deutlicher ist die Begrenzung gegen Westen, die nicht nur in den Höhenmodellen, sondern auch im Gelände sehr auffällig ist. Diese verläuft vom Sattel Auf der Schanz (1.171 m) gegen SSE und folgt dabei der Ostgrenze des „Angerkristallins“. Diese Grenze wird im Norden durch eine WSW-fallende Deckengrenze zwischen der Pirbachkogel-Decke und der unterlagernden Stuhleck-Kirchberg-Decke gebildet. Ab Piregg folgt sie der Anger-Piregg-Störung. Der Bereich westlich davon wird vom „Angerkristallin“ und vom Grazer Paläozoikum aufgebaut.

Auch hier sind verschiedene Niveaus mit Verebnungen und Altlandschaften vorhanden (FLÜGEL, 1975), diese sind jedoch nur kleinräumig entwickelt und nicht so deutlich ausgebildet. Als Gründe dafür sind einerseits die dort auftretenden Wechselfolgen von Karbonatgesteinen und klastischen (Meta-)Sedimenten zu nennen, die sehr unterschiedlich auf die Erosion reagieren, andererseits wurde dieses Gebiet seit einigen Millionen Jahren stärker exhumiert (WAGNER et al., 2010).

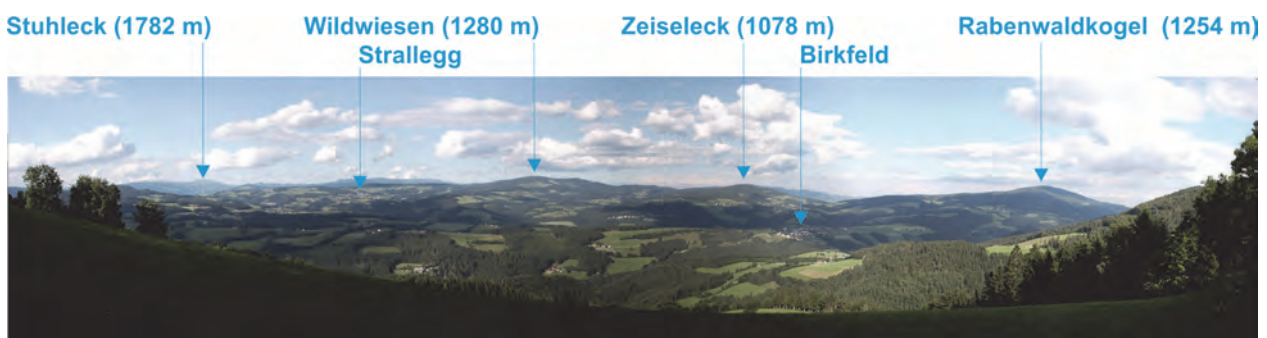


Abb. 4: Blick vom unteren Teil des Königskogels gegen Nordosten. Zu sehen ist die Altlandschaft mit dem Birkfeld-Becken im Vordergrund und dem Höhenzug Wildwiesen–Rabenwaldkogel im Hintergrund.

3.2. Miozäne Störungen

Im untersuchten Gebiet zeigen die Störungen verschiedene Vorzugsrichtungen und deren Interferenzen lassen auf relative Altersbeziehungen schließen.

Ein konjugiertes, WNW–ESE und NE–SW orientiertes Störungssystem ist in den Nördlichen

Kalkalpen und zum Teil in der Grauwackenzone vorhanden. Auch im Fresnitzgraben ist es in den permomesozoischen Metasedimenten der unterostalpinen Mürz-Tachenberg-Decke gut zu erkennen. Mit Bezug auf Arbeiten in den Nördlichen Kalkalpen (PERESSON & DECKER, 1997) sind diese Störungen wahrscheinlich im Paläogen und bis ins frühe Miozän angelegt.

Auffällig sind einzelne N–S orientierte Störungen, wie die Leber-Störung (auf GK50 Blatt 164 Graz, FLÜGEL et al., 2011), die Anger-Piregg-Störung und die Störung, welche die Roßkogel-Decke gegen Westen zur Troiseck-Floning-Decke begrenzt. Die E–W orientierte Störung, welche die nördliche Begrenzung des „Radegunder Kristallins“ bildet, fällt als spröde Kataklysezone steil gegen Norden und zeigt einen dextralen Versatz. Sie steht mit der westfallenden Abschiebung am Westrand des „Radegunder Kristallins“ in Verbindung. Zum Alter dieser Strukturen konnten im Gelände keine näheren Hinweise gefunden werden.

Das dominierende Strukturelement sind WSW–ENE orientierte sinistrale Störungen, die im Zuge der lateralen Extrusion im frühen Miozän entstanden (RATSCHBACHER et al., 1989; PERESSON & DECKER, 1997). Neben dem Mur-Mürz-Störungssystem und der Störung innerhalb des Veitsch-Silbersberg-Deckensystems gehören dazu, auch die Störung am Nordrand des Fischbacher Fensters, die SSE-einfallende Abschiebung, die zur Bildung des Waldheimat-Beckens geführt hat, und die Störung, welche die Deckengrenze der Vorau-Decke zur Stuhleck-Kirchberg-Decke bei Waldbach sinistral um 1,5 km versetzt (MANDL et al., 2001). Weiters sind Strukturen im Bereich des „Mugl-Rennfeldzuges“ ähnlich orientiert. Die E–W orientierte, sinistrale Trofaiach-Störung, welche den „Mugl-Rennfeldzug“ um 15 km gegenüber dem „Troiseckzug“ versetzt, dürfte auch in diese Phase gehören. Auch das Mur-Mürz-Störungssystem im Bereich des Mürztal-Beckens setzt sich zum Teil aus E–W orientierten Teilstörungen zusammen.

Anger-Piregg-Störung: Seit SCHWINNER (1935) ist bekannt, dass die Ostbegrenzung des „Angerkristallins“ eine wichtige Grenze zwischen zwei Bereichen mit deutlich unterschiedlichem Kristallin darstellt. Auch wenn die zu beiden Seiten liegenden Komplexe nach der hier verwendeten Nomenklatur fast alle dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zuzurechnen sind, so zeigen diese doch wesentliche Unterschiede: Die Komplexe westlich der Störung enthalten permische Pegmatite, aber keine Granite, während östlich davon Komplexe mit großen Mengen an permischen Graniten aber mit nur wenigen Pegmatiten auftreten. Die Ostbegrenzung des „Angerkristallins“ wird durch die Anger-Piregg-Störung und eine Deckengrenze in deren Fortsetzung gegen Norden gebildet.

Die Anger-Piregg-Störung ist eine mehrere Meter mächtige, steilstehende Kataklysezone (Abb. 5A), die bestimmt eine mehrphasige Geschichte hat. Die Störungsgesteine sind kaum anstehend aufgeschlossen und so sind direkte Beobachtungen zur Kinematik schwierig. Nördlich von Piregg könnte sie mit dem Rahmen des Fischbacher Fensters und der WSW–ENE streichenden Störung an dessen Nordrand interagiert haben. Letztere Störung ist ebenso eine mehrere Meter mächtige Kataklysezone, in der triassische Karbonatgesteine aus dem Rahmen des Fischbacher Fensters etliche Kilometer weit nach ENE verschleppt wurden. Aus den Kataklysitiden konnten keine brauchbaren Schersinnindikatoren gewonnen werden, nach dem Kartenbild ist aber ein sinistraler Versatz anzunehmen. Sollte die Anger-Piregg- und die eben genannte Störung zur Freilegung des Fischbacher Fensters geführt haben, so müsste die Anger-Piregg-Störung zu dieser Zeit sinistral und gegen Westen abschiebend betätigt worden sein.

Die Deckengrenze in der Verlängerung gegen NNW muss ebenfalls eine mehrphasige Entwicklung gehabt haben (Abb. 5B). An dieser überlagert die invers liegende Pirbachkogel-Decke des Silvretta-Seckau-Deckensystems die Stuhleck-Kirchberg-Decke des ansonsten immer tektonisch höheren Koralpe-Wölz-Deckensystems. Es muss sich also um eine relativ junge (postkretazische) *out of sequence* Überschiebung handeln. Gut sichtbar ist diese im Bereich des Gehöfts Kleinschneidhofer (WGS84 47°24'45" N / 15°37'45" E). Hier ist in einer Straßenböschung über 50 m eine mittelsteil, WSW fallende Kataklysitzone mit Dolomitmarmoren lückenhaft aufgeschlossen (Abb. 5C–5F). Die dazugehörigen Antiriedel bilden steil nach ESE einfallende Harnischflächen mit aufschiebendem Bewegungssinn. Zudem sind zahlreiche mit Kalzitadern gefüllte Extensionsklüfte, die Richtung SSE einfallen, in den

tektonisierten Karbonatgesteinen vorhanden. Aufgrund der Antiriedelflächen sowie der Kalzitadern kann man von einer Überschiebung gegen NE ausgehen. Wenn die Anger-Piregg-Störung mit der überschiebenden Bewegung an der Deckengrenze interagiert hat, muss sie zu dieser Zeit dextral bewegt worden sein.

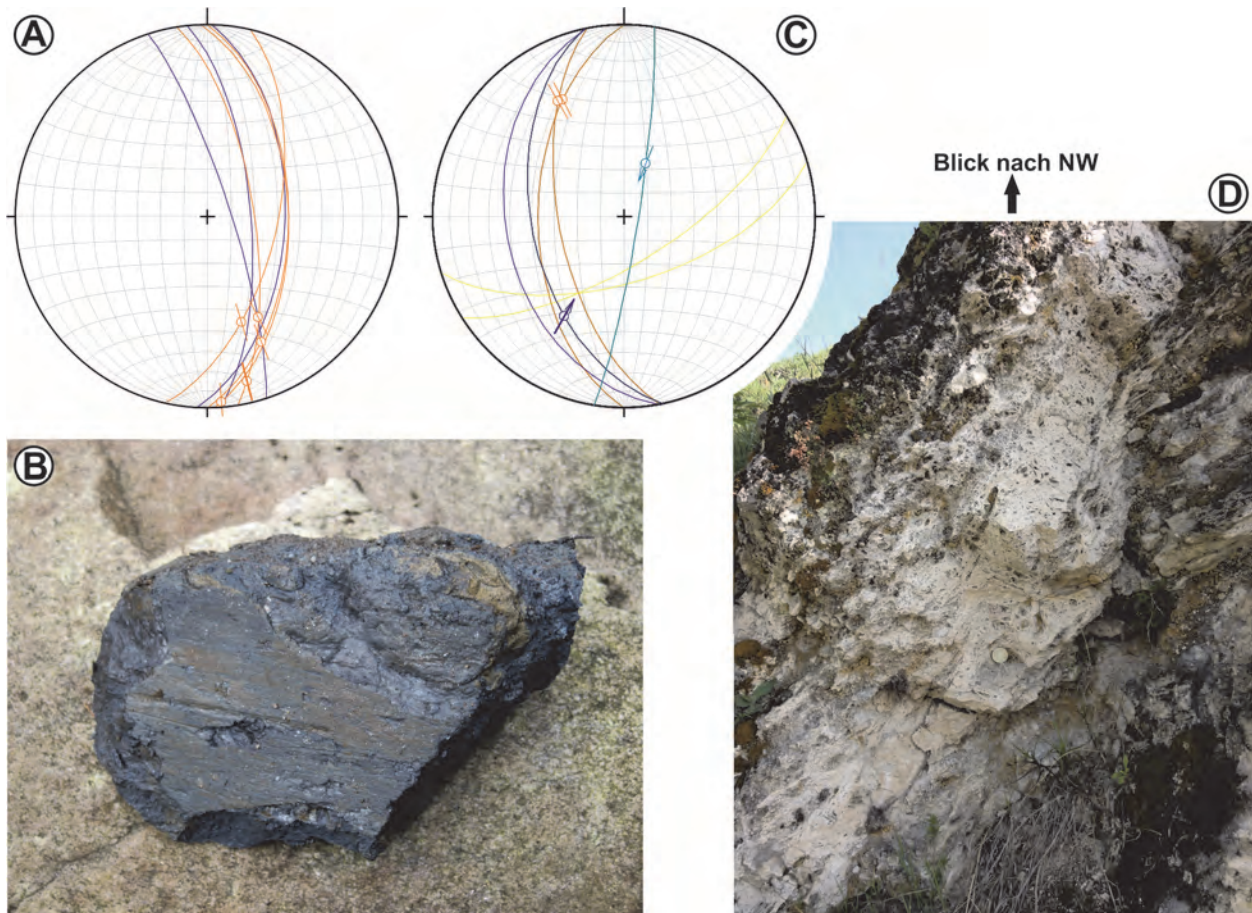


Abb. 5: **A)** Strukturdaten aus der Anger-Piregg-Störung: steilstehende Schieferungsflächen (orange) und Harnischflächen (blau) zeigen das N–S-Streichen der Störung und die Steilstellung der Umgebungsgesteine an der Störungszone. **B)** *Clay gauge* aus der Deckengrenze zwischen Pirbachkogel- und Stuhleck-Kirchberg-Decke. Die Harnischfläche und die darauf befindliche Striemung fallen im Aufschluss nach SW ein. **C)** Strukturdaten aus der Deckengrenze zwischen Pirbachkogel- und Stuhleck-Kirchberg-Decke beim Gehöft Kleinschneidhofer, welche eine Überschiebung gegen NE belegen. Schieferungsflächen (orange), Harnischflächen (dunkelblau), Antiriedel (hellblau) und kalzitgefüllte Extensionsklüfte (gelb) von Karbonatkataklasiten in der Überschiebungsfläche, dargestellt im Schmidtschen Netz. **(D)**. Karbonatkataklasit aus der Überschiebungszone zwischen Pirbachkogel- und Stuhleck-Kirchberg-Decke beim Gehöft Kleinschneidhofer.

3.3. Miozäne Sedimente

Wie bereits oben erwähnt, finden sich auf dem Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) neogene Sedimente in verschiedenen Positionen: Einerseits treten sie in nördlichen Randbuchten des Steirischen Beckens im Bereich um Pöllau, bei Oberfeistritz sowie nördlich von Weiz auf. Andererseits finden sie sich als Ablagerungen auf der Altlandschaft im Feistritztal und im oberen Lafnitztal. Dazu kommen die Ablagerungen im Halbgraben des Waldheimat-Beckens. Auf GK50 Blatt 103 Kindberg befindet sich ein Teil des Mürztal-Beckens und die östlichen Ausläufer des Aflenz-Beckens. Im Folgenden werden die Vorkommen kurz beschrieben.

3.3.1. Steirisches Becken

Da die grobklastischen Sedimente („Blockschotter“) in den Randbuchten des Steirischen Beckens bis auf wenige Ausnahmen keine Fossilien führen, kann ihre zeitliche Einstufung nur über die Parallelisierung mit datierten Schichtgliedern aus dem Inneren des Beckens erfolgen. Daher wird die Entwicklung des Steirischen Beckens im Folgenden, basierend auf GROSS et al. (2007) und PISCHINGER et al. (2008), kurz skizziert: Im Ottnangium ist noch kein ausgeprägtes Becken, aber eine Depression vorhanden. Entlang der späteren Begrenzungen sind Störungen aktiv, die durch eine NNW–SSE Kompression hervorgerufen werden. Im zentralen Beckenbereich sind Seeablagerungen überliefert. Aus NW (Köflach) und SE mündeten Flüsse in die Depression, welche fluviatile Ablagerungen hinterlassen haben. Im Karpatium (17,2–16,3 Ma) bricht das Becken während einer N–S Extension an den vorher angelegten Störungen ein. Es kommt zu andesitischem Vulkanismus bei einer gleichzeitigen Überflutung durch das Paratethys Meer. Vom Rand kommt es durch Flüsse vermehrt zur Schüttung von fluviatilen Sedimenten. Im Zuge einer E–W Extension wird das Becken im Badenium (16,3–12,8 Ma) weiter eingesenkt. Das Steirische Becken bildet nun eine Bucht des Paratethys Meeres. Bei tropischem Klima kam es um Inseln zur Bildung von Riffen (Korallen und Rotalgen), an mehreren Stellen entstanden andesitische Vulkanbauten und am Fuß der Koralpe lagerten Flüsse grobklastisch fluviatile Sedimente ab. Im Sarmatium (12,8–11,6 Ma) kam es bei NE–SW gerichteter Kompression und gleichzeitiger Dehnung in NW–SE Richtung zum Aufstieg des westlichen Steirischen Beckens, während der Ostteil weiter absank. Im Osten herrschten weiterhin voll marine Bedingungen, nur an den Beckenrändern im NW kam es durch die Einbringung von Flusswasser zu einem brakischen Milieu. Nach einer kurzen Verlandung an der Grenze des Sarmatium zum Pannonium kam es im frühesten Pannonium (11,6–11,0 Ma) zu einer neuerlichen Überflutung aus SE und zu einem generell brakischen Milieu. Von NW, aus dem Bereich des heutigen Feistritztales, schüttete die „Ur“-Feistritz grobklastische fluviatile Sedimente. Bei E–W Kompression wurde das gesamte Steirische Becken daraufhin (11–9,5 Ma) angehoben und aus dem Norden erfolgte der Eintrag mächtiger Schotter (Bucher Schotter, Kapfenstein-Subformation; GROSS, 2003). Ab dem mittleren Pannonium kam es zur Beckeninversion und Flüsse begannen die Sedimente wieder auszuräumen. Im Pliozän und Pleistozän, zwischen 4 und 1,7 Ma erfolgte noch eine Phase mit alkalibasaltischem Vulkanismus.

Die drei Randbuchten des Steirischen Beckens im Bereich des Kartenblattes GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) unterscheiden sich hinsichtlich Größe und Aufbau des Hinterlandes und damit auch in ihrem Sedimentinhalt.

Pöllauer Bucht: Eine ausführliche Arbeit über die neogenen Sedimente der Pöllauer Bucht (Abb. 6A) mit einer Karte im Maßstab 1:25.000 existiert von NEBERT (1952). In der Karte ist der ganze Bereich der Bucht als „Blockschotter“ ausgeschieden. Dieser wird mit den „Kapfensteiner Schottern“ (Kapfenstein-Subformation der Paldau-Formation; GROSS, 2003), welche in das untere Pannonium eingestuft sind, parallelisiert.

Die Pöllauer Bucht hat ein beschränktes Einzugsgebiet, welches ausschließlich aus kristallinen Gesteinen des Teufelstein- und Strallegg-Komplexes aufgebaut ist. Ein besonders großer Aufschluss in den „Blockschottern“ befindet sich bei Unterhohegg, 200 m SSW Gasthof Heschl (Abb. 6B). Am Bach ist ein Prallhang mit einer etwa 20 m hohen, nahezu senkrechten Wand ausgebildet. Anstehend sind komponentengestützte, schluffig-feinsandige Kiese. Diese zeigen feinere und gröbere Lagen, die jeweils Mächtigkeiten von einigen Dezimetern bis wenigen Metern aufweisen. Die Korngrößen der Komponenten erreichen in den gröberen Lagen bis etwas über 10 cm. Das Geröllspektrum umfasst ausschließlich kristalline Gesteine, wobei leukokrate Orthogneise, quarzitisches Gneise und Quarzmobilisate dominieren. Die feine Matrix zeigt eine helle, gelblichbraune Färbung. In feinsandig-siltigen Lagen sind Wühlspuren und Gänge mit ca. 5 mm Durchmesser und einigen Zentimetern Länge zu beobachten. Bei den Ablagerungen könnte es sich um subaquatische Rutschungen in einem Seebecken handeln.

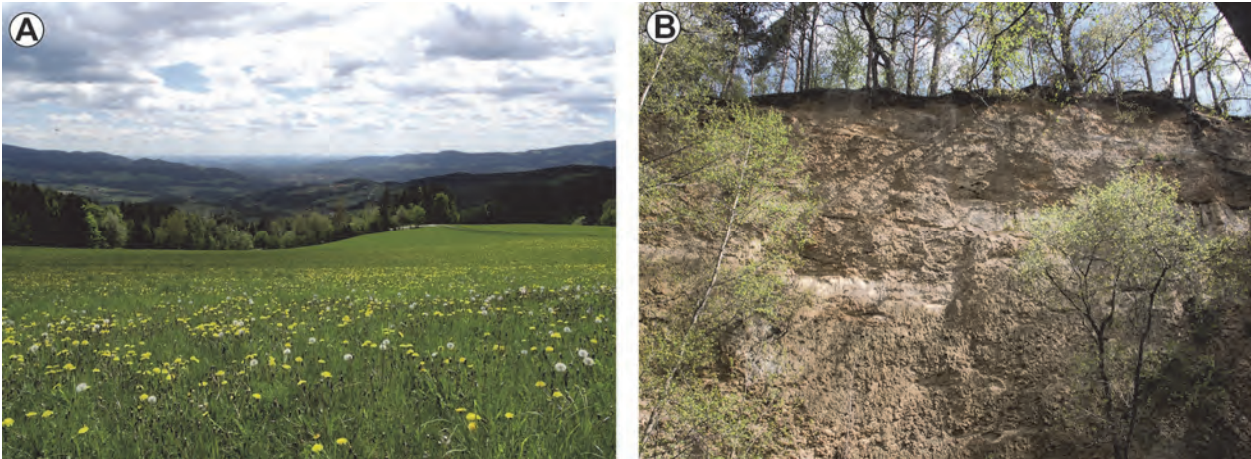


Abb. 6: **A)** Blick vom Schloffereck (943 m) gegen Südosten über die Pöllauer Bucht. Im Hintergrund sieht man das Steirische Becken. **B)** Prallhang 200 m SSW Gasthof Heschl an einem Seitenbach der Pöllauer Safen. Aufgeschlossen sind komponentengestützte, schluffig-feinsandige Kiese mit Wühlspuren.

Bucht von Oberfeistritz: Eine Darstellung der Neogenvorkommen im Bereich um Oberfeistritz ist in der Karte des Weizer Berglandes von FLÜGEL & MAURIN (1958) vorhanden. In dieser Karte werden die „Groschotter von Trog“, die „Schotter und Sande von Perndorf“ und die „Kapfensteiner Schotter“ unterschieden. Die „Groschotter von Trog“ sollen die Basis der neogenen Sedimente im Bereich der Bucht von Oberfeistritz darstellen und sie sind in der Legende in das Liegende der „Kapfensteiner Schotter“ gestellt. Basierend auf der Gliederung von GROSS (2003) sollten sowohl ein Teil der „Groschotter von Trog“, als auch die „Schotter und Sande von Perndorf“ und „Kapfensteiner Schotter“ von FLÜGEL & MAURIN (1958) den Pucher Schottern entsprechen. Die Pucher Schotter stellen eine grobklastische Randfazies des Steirischen Beckens mit einer stratigrafischen Reichweite vom Sarmatium bis ins Unterpannonium dar (GROSS, 2003, 2015). Weiters sind im Graben des Ilzbaches nördlich von Grub die Süßwasserkalke von Hart-Puch eingezeichnet.

In der Bucht von Oberfeistritz erreicht die Feistritz erstmals das Steirische Becken, bevor sie sich nochmals durch ostalpine Decken hindurchwindet. Die Feistritz hat heute ein relativ großes Einzugsgebiet, in welchem sowohl kristalline Gesteine als auch paläozoische Gesteine des Grazer Paläozoikums und permomesozoische Metasedimente auftreten. Dieses Einzugsgebiet ist in großen Bereichen durch eine prä-quartär angelegte Altlandschaft charakterisiert.

Bei den „Groschottern von Trog“ handelt es sich um ein heterogenes Sediment, welches sich aber immer durch das Auftreten von Blöcken und Felsen auszeichnet. Besonders bemerkenswert ist, dass es sich bei diesen Blöcken, soweit feststellbar, um Para- und Orthogneise aus dem Strallegg-Komplex handelt. Am Hang östlich der Ortschaft Trog sind über vergrustem Kristallin basale Anteile davon aufgeschlossen. Es handelt sich um schlecht sortierte, braun bis rotbraun gefärbte Sedimente mit hohem Feinanteil und einzelnen Komponenten bis zu 30 cm Durchmesser. Die Matrix ist sandig-schluffig, die Komponenten sind zum Teil gut gerundet und bestehen aus Quarzmobilisaten und quarzitischen Gneisen.

Etwas weiter südlich finden sich im Wald in ca. 570 m Seehöhe zahlreiche eckige bis kantengerundete Blöcke von Gneisen, die eine Größe von über 1 m³ erreichen können (Abb. 7A). Es handelt sich eindeutig um Blöcke von Paragneisen und Orthogneisen aus dem Stallegg-Komplex, der nur auf der gegenüberliegenden Talseite auftritt.

Direkt in der Ortschaft Trog befindet sich ein Aufschluss mit korngestützten Groschottern. Als Komponenten finden sich Paragneise und leukokrate Orthogneise aus dem Strallegg-Komplex, die zum Teil gut gerundet sind und bis zu einige Dezimeter im Durchmesser aufweisen.

Im Graben des Raasbaches sind große Gerölle von Para- und Orthogneisen aus den unmittelbar darunter anstehenden „Groschottern von Trog“ im Bachbett konzentriert. Weiters sind Blöcke von Quarzmobilisaten, die sehr wahrscheinlich aus den Quarzgängen des Rossegg-Komplexes stammen, vertreten. In ca. 535 m Seehöhe ist an einem neuen Forstweg

ein größerer Aufschluss vorhanden. Unter dem Waldboden sind die „Grobschotter“ etwa 60 cm tief aufgewittert, darunter sind sie im Verband erhalten. Zu erkennen sind undeutlich gegeneinander begrenzte Lagen von korn- und matrixgestützten, groben Konglomeraten mit sandig-toniger Matrix. Sandbetonte Lagen scheinen besser sortiert zu sein. Die meisten Komponenten sind bis zu 15 cm im Durchmesser, nur wenige sind größer, einzelne erreichen aber bis zu 1 m³. Die Komponenten bestehen aus Ortho- und Paragneisen. In 520 m Seehöhe hat der Raasbach einen Prallhang geschaffen, der einen Aufschluss in feinkörnigeren Anteilen der „Grobschotter von Trog“ darstellt (Abb. 7B).

In der Karte von FLÜGEL & MAURIN (1958) sind die Süßwasserkalke von Hart-Puch im Graben des Ilzbaches direkt nördlich von Grub als dünnes Band dargestellt. Sie liegen über dem Kristallin und werden gegen Osten von den „Schottern und Sanden von Perndorf“ überlagert. Trotz Suche konnten die Süßwasserkalke nicht aufgefunden werden. Der gewundene Graben ist an der fraglichen Stelle etwa 7–10 m breit, mit Alluvionen gefüllt und anthropogen verändert. Flussabwärts verschmälert sich der Graben und sowohl im Bachbett, als auch zu beiden Seiten sind Glimmerschiefer des Rossegg-Komplexes anstehend.

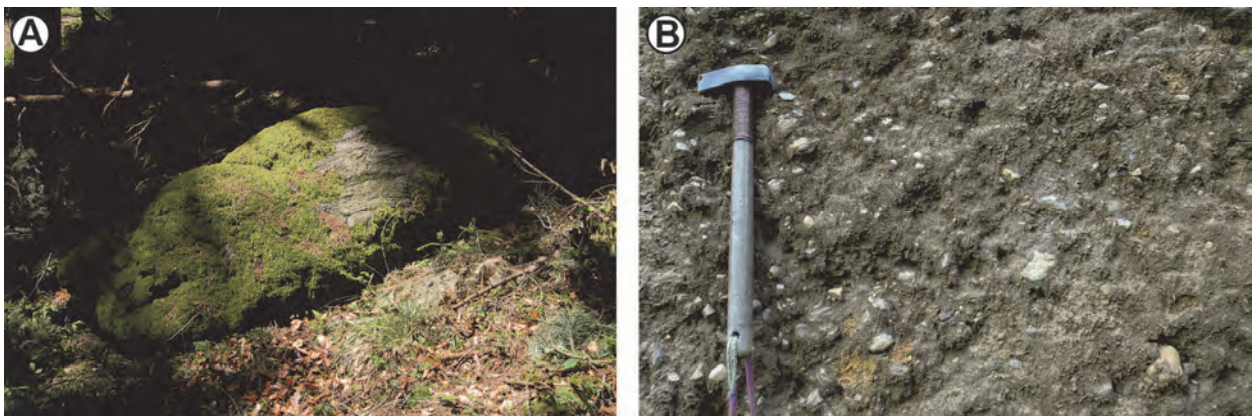


Abb. 7: **A)** Block aus migmatischem Paragneis des Strallegg-Komplexes im Wald östlich von Trog. **B)** Prallhang am Raasbach, bestehend aus matrixgestützten Kiesen. Bei den Komponenten dominieren Quarzkiesel. Es handelt sich um feinere Anteile der „Grobschotter von Trog“.

Bucht von Ponigl: Die Bucht von Ponigl ist räumlich begrenzt und ihr Einzugsgebiet liegt zur Gänze im Bereich der paläozoischen Gesteine des Grazer Paläozoikums. Eine Darstellung der Neogenvorkommen in der Bucht von Weiz und bei Ponigl findet sich in KRAINER (1987).

Im Poniglgraben sind an den Hängen östlich der Ortschaft über einige hundert Meter recht gute Aufschlüsse in den neogenen Sedimenten vorhanden. Es handelt sich um über 10 m mächtige rote, tonig-sandige Ablagerungen mit wechselndem Gehalt an Komponenten mit unterschiedlichem Rundungsgrad. Zumindest zum Teil stellen diese Sedimente von den aus den Marmoren der Schöckelkalk-Formation aufgebauten Hängen abgespültes Feinmaterial dar. Im Bereich der Mündung des Zeiler Baches in den Fladnitzbach (Kote 588 m) sind an einigen Stellen Karbonatbrekzien mit einer roten Matrix anstehend. Diese sind schon in der Karte von FLÜGEL & MAURIN (1958) als Eggenberger Brekzie eingetragen.

3.3.2. Birkfeld-Becken

Die Aufschlussverhältnisse der neogenen Sedimente im Birkfeld-Becken sind bescheiden. Trotzdem lässt sich die Struktur des Beckens und eine gewisse Abfolge erkennen. Erosionsreste des Beckens finden sich, wie oben erwähnt, vom Kleinschneidhofer im Waisenbachtal bis nach Steg über eine Länge von 14 km bei einer Breite bis zu 3,5 km. Dabei sinkt die Unterkante der Sedimente von NNW gegen SSE mehr oder weniger kontinuierlich von 950 bis 590 m ab. Markante Störungen, an denen das Becken eingesenkt wurde, konnten nicht gefunden werden und so ist anzunehmen, dass es sich um Ablagerungen in einem vornehmlich durch Erosion geschaffenen Tal der Altlandschaft handelt.

Die basalen Anteile über dem kristallinen Untergrund sind manchmal in Ausschwemmungen bei Quellaustritten zugänglich. Es handelt sich zumeist um undeutlich geschichteten Schutt aus den

unmittelbar im Liegenden auftretenden Festgesteinen, der einen hohen Matrixanteil aufweist (Abb. 8A). In den Wäldern und auf den Feldern ist diese Einheit nur auf Grund der flachen und sanften Morphologie gegen die Festgesteine abzugrenzen.

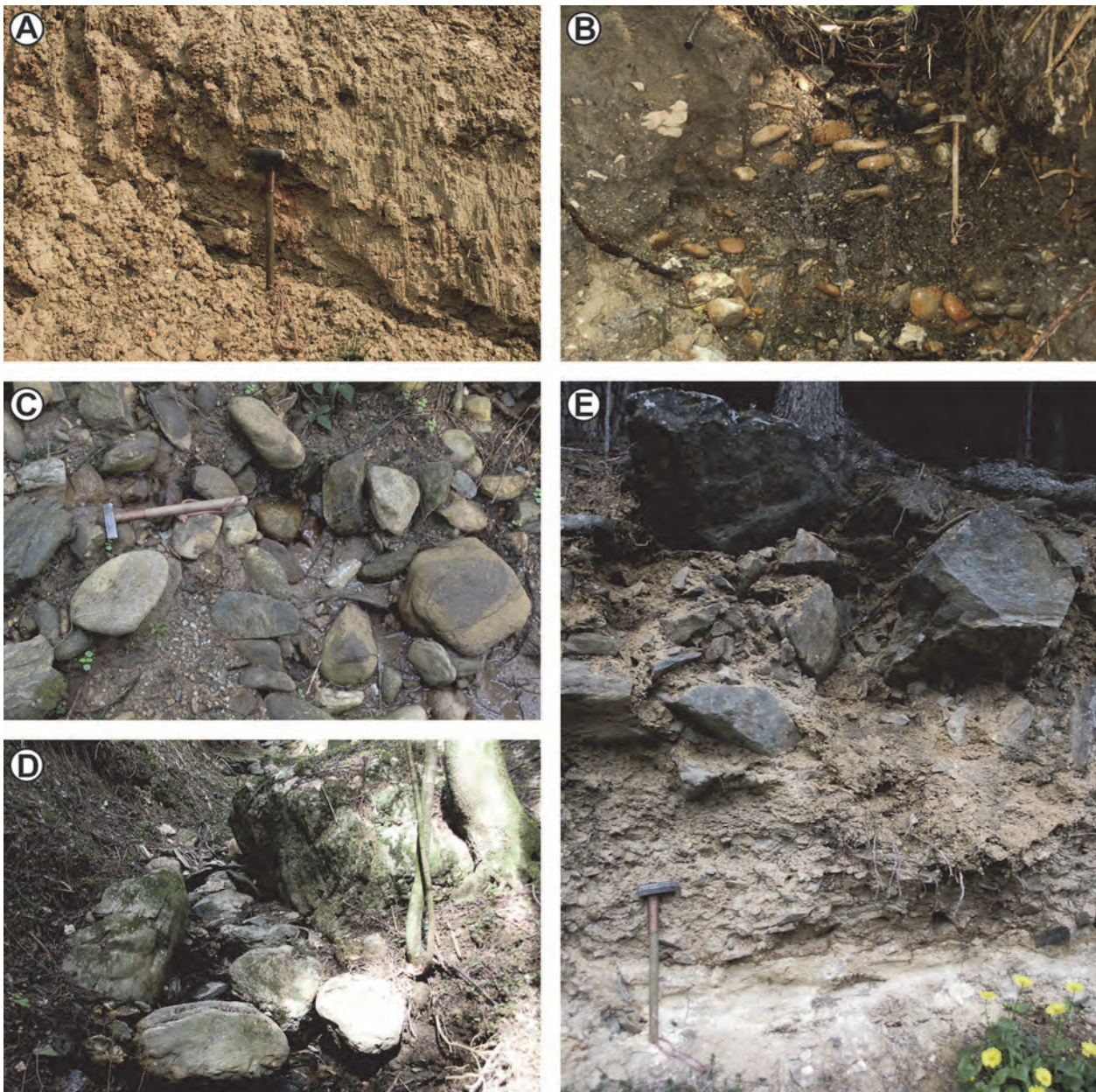


Abb. 8: Sedimente aus dem Birkfeld-Becken. **A)** Feinkörniges Sediment aus lokalem Schutt mit hohem Matrixanteil von der Basis der Abfolge. **B)** In-situ Vorkommen von „Blockschottern“ in einem Aufschluss südlich von Piregg. **C)** Aufgearbeitete „Blockschotter“ in einem Bachbett. **D)** Blöcke aus Quarzmobilisat mit bis über 1 m³ Größe in einem Seitengraben des Waisenbachgrabens. **E)** Murenablagerung mit Material aus dem Strallegg-Komplex über stark verwittertem Pretul-Orthogneis bei Strallegg.

Darüber folgen bei Piregg feinklastische Sedimente mit grüngrauen Tonlagen und geringmächtigen Kohlen (SCHWINNER, 1935). Versuche, die Kohlen mit dem Bohrstock zu beproben, um eventuell einer zeitlichen Einstufung über Pollenbestimmungen näher zu kommen, blieben leider erfolglos. Darüber folgen grobe, matrixgestützte Kiese mit einer sehr tonreichen Matrix (Abb. 8B), die hier als „Blockschotter“ oder „Pireggschotter“ (SCHWINNER, 1935: 8) bezeichnet wurden. Die Komponenten sind gut gerundet, bis einige Dezimeter groß und es finden sich unter anderem leukokrate Granitgneise und Paragneise. Zumindest ein Teil des Materials stammt aus dem Strallegg-Komplex, der in diesem Bereich und dem heutigen

Einzugsgebiet der Bäche nicht vorhanden ist. Die Gerölle sind wahrscheinlich mehrfach umgelagert und in ihrer heutigen Lage oft auch noch verrutscht. Gut zugänglich sind sie in den kleinen Bachläufen (Abb. 8C), wo sie gemeinsam mit bis über 1 m³ großen Quarzmobilisatblöcken auftreten (Abb. 8D). Letztere stammen wahrscheinlich aus dem darunter anstehenden Teufelstein-Komplex und waren vermutlich bereits vor der Ablagerung der neogenen Sedimente auf der Oberfläche als Erosionsrückstand angereichert. Geoelektrische Messungen am Hügelrücken, 1,6 km SSW von Piregg, geben einen Hinweis darauf, dass die erhaltene Mächtigkeit der Sedimente in diesem Bereich einige 10er Meter erreicht (JOCHUM et al., 2006).

Gute Aufschlüsse in den „Blockschottern“ waren temporär in Baugruben am westlichen Ortsende von Birkfeld vorhanden. Über der Straße waren etliche Meter von braun bis rötlichbraun gefärbten, verlehnten, schluffigen Sanden mit Kieskomponenten aufgeschlossen. Bei den Komponenten handelt es sich um mäßig gerundetes Kristallinmaterial mit bis zu 10 cm Durchmesser.

Im Bereich von Öd, östlich von Birkfeld, sind auf dem Hügelrücken feinsandige Sedimente vorhanden. Aufschlüsse der Sande waren temporär am Rand der Straße vorhanden. Es handelt sich um helle, gelblichbraune, leicht schluffige Feinsande mit ungerundeten Feinkieskomponenten und feinem Hellglimmer. Als Komponenten sind vor allem Quarzgerölle vorhanden.

Das Alter der Abfolge im Birkfeld-Becken ist mangels Fossilien nicht bestimmt. In jedem Fall sollte es sich um Ablagerungen aus dem Zeitraum vom Ottnangium bis zum Pannonium handeln. Wahrscheinlich ist, dass die Bildungen ähnlich alt sind wie die anderen Kohle führenden Vorkommen der Norischen Beckengruppe („Norische Senke“), wie z.B. im Leoben-, Fohnsdorf- und Waldheimat-Becken. Nach SACHSENHOFER et al. (2010) wird für diese eine Sedimentation ab dem Karpatium angenommen.

Südlich von Steg gehen die Sedimente des Birkfeld-Beckens in jene der Bucht von Oberfeistritz über. Die „Grobschotter von Trog“ sind gegenüber den „Blockschottern“ des Birkfeld-Beckens schlecht abzugrenzen, da es sich in beiden Fällen um sehr ähnliches Material handelt und die Aufschlusssituation im Übergangsbereich sehr lückenhaft ist. Weiters sind die Sedimente an den Hängen teilweise verrutscht. Wahrscheinlich stellen die „Grobschotter von Trog“ nichts anderes als umgelagerte „Blockschotter“ dar.

Die Ortschaft Strallegg liegt über dem Birkfeld-Becken in einem Hangbereich der Altlandschaft. Beim Gehöft Hofstätter, 1 km SE von Strallegg, sind an der Straßenböschung über stark verwitterten und vergrusten Pretul-Orthogneisen der Stuhleck-Kirchberg-Decke Diamikte vorhanden, die aus bis zu 50 cm großen eckigen Blöcken von Gneisen aus dem Strallegg-Komplex bestehen (Abb. 8E). Im Diamikt nimmt die Korngröße gegen das Hangende hinzu. Es handelt sich wahrscheinlich um einen Murenstrom. Dieser könnte im Neogen entstanden sein, es ist aber auch möglich, dass es sich um eine quartäre Bildung unter periglazialen Bedingungen handelt.

3.3.3. Neogene Sedimente im oberen Lafnitztal

Die neogenen Sedimente im oberen Lafnitztal sind mit jenen des Birkfeld-Beckens vergleichbar. Sie treten im Bereich von Verebnungsflächen auf und sind ähnlich schlecht aufgeschlossen.

3.3.4. Waldheimat-Becken

Das Waldheimat-Becken befindet sich zum größten Teil auf GK50 104 Mürzzuschlag (MANDL et al., 2001), reicht aber bis auf GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014). Nach NEUBAUER & UNZOG (2003) lässt sich seine Entwicklung wie folgt zusammenfassen: Das Waldheimat-Becken entstand im Zuge der miozänen Extrusion der Ostalpen als Halbgraben an einer SSE-gerichteten Abschiebung. Die initiale Absenkung erfolgte in einem transtensiven Stadium. Dabei wurde ein Tal eingesenkt, in dem ein Moor entstand. Später bildete sich ein See, der von einem geringen topografischen Relief umgeben war. Danach baute sich von Nordosten her ein Schwemmfächer vor und es wurden mächtige Kiese abgelagert. E–W Dehnung führte zu N–S verlaufenden Horst- und Grabenstrukturen. Die nachfolgende Beckeninversion ist durch ca. N–S-, danach durch E–W-Beckenverkürzung charakterisiert.

Dabei kam es zu lateralem Sedimenteintrag, wobei das Sediment durch Rutschungen von der nördlichen Beckenflanke bereitgestellt wurde.

Die Schichtfolge im Waldheimat-Becken umfasst basale Brekzien und darüber eine Abfolge mit Kohlen und Sand. Diese wird durch tonig-sandige Seesedimente und in weiterer Folge durch gut gerundete Kiese von Deltabildungen überlagert. Den Abschluss bildet lokaler unsortierter Schutt mit eckigen Komponenten.

Korreliert man die Phasen der Einspannung mit jenen, die von PISCHINGER et al. (2008) für das Steirische Becken ermittelt wurden, so müsste die initiale Absenkung im Karpatium stattgefunden haben. Die Horst- und Grabenstrukturen wären während der E–W-Dehnung im frühen Badenium anzusiedeln und die Beckeninversion würde im mittleren Badenium einsetzen.

3.3.5. Mürztal-Becken

Das Mürztal-Becken (SACHSENHOFER et al., 2008) gliedert sich in zwei Subbecken. Das St. Marein-Parschlug-Subbecken liegt auf GK50 Blatt 134 Passail (FLÜGEL et al., 1990), während das Wartberg-Krieglach-Subbecken auf GK50 Blatt 103 Kindberg zu liegen kommt. Beide Subbecken sind über einen rund 500 m breiten Korridor miteinander verbunden. Im Mürztal-Becken wurden bis in das 20. Jahrhundert Kohlen abgebaut, die sich nahe der Basis der miozänen Ablagerungen befinden (PETRASCHECK, 1924).

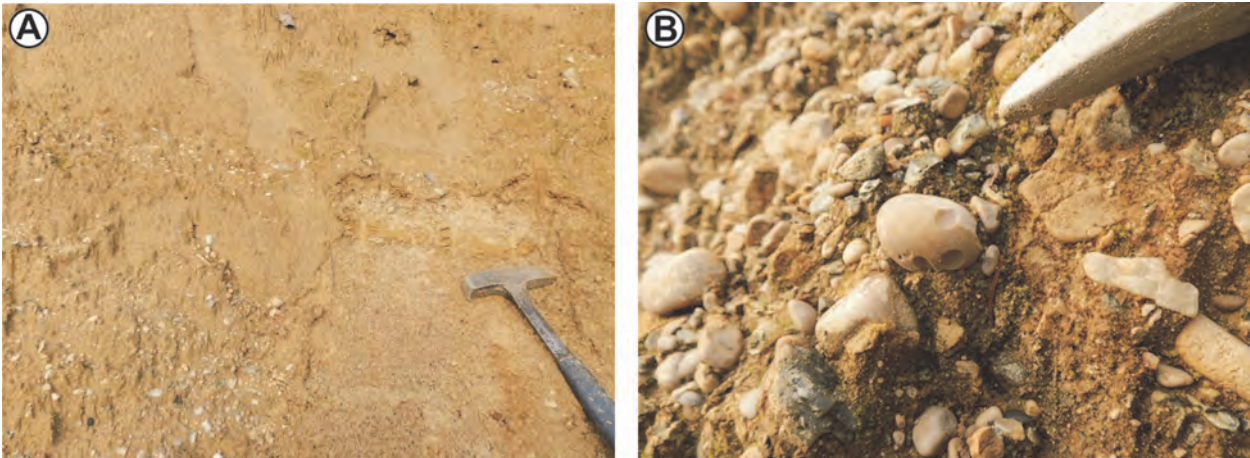


Abb. 9: Sedimente im Mürztal-Becken: **A)** Flach S-fallende fluviatile Sande und Kiese von der S6-Abfahrt bei Mitterdorf im Mürztal. **B)** Kalkalpines Geröll mit Drucklösungserscheinungen von der letztgenannten Lokalität.

Die neogenen Sedimente des Wartberg-Krieglach-Subbeckens treten am Nord- und am Südrand des Mürztals zutage und bestehen aus einer Wechsellagerung von Sanden und gut sortierten Kiesen. An dessen nördlichen Ende bei Krieglach liegen die Sedimente recht flach und zeigen ein Geröllspektrum, welches neben Gesteinen der unmittelbaren Umgebung reichlich kalkalpine Komponenten, einschließlich Sandsteine der Gosau-Gruppe und vereinzelt auch Material aus der Grauwackenzone beinhaltet. Gleiche Lagerung und gleiches Geröllspektrum sind auch südlich der S6-Abfahrt Mitterdorf anzutreffen (Abb. 9A, 9B). Die neogenen Sedimente haben eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern. So wurde in der Bohrung Freßnitz der Österreichischen Alpine Montan-Gesellschaft 1924/1925 das Grundgebirge in 706,5 m unter der Geländeoberkante erbohrt. Zu diesem Betrag sind südlich bzw. nördlich Krieglach weitere 100 bzw. 180 m Sande und Kiese zu addieren (NIEVOLL, 1985). Einengungsstrukturen am Südrand des Wartberg-Krieglach-Subbeckens waren in einer mittlerweile aufgelassenen Kiesgrube in der Kurzen Illach zu beobachten. Dort waren Planorbis-Gehäuse im Sediment eingebettet, die eine NE–SW gerichtete Kompression anzeigten (Abb. 10B). Südlich von Wartberg ist die Wechsellagerung von Sanden und Kiesen, wie schon von PETRASCHECK (1924) beschrieben, steilgestellt. Im Korridor zum St. Marein-Parschlug-Subbecken finden sich flach lagernde Silte und Mergel. Beim Bau der Semmering Schnellstraße (S6) waren am Südrand dieses Korridors Mergel aufgeschlossen, deren interne Strukturen wiederum eine Einengung in NW–SE-Richtung anzeigten (Abb. 10A).

Störungsflächen bzw. Harnische, welche die südliche Begrenzung des Mürztal-Beckens darstellen, sind bzw. waren auf GK50 Blatt 104 Mürzzuschlag an der Landesstraße auf das Alpl, bzw. im Steinbruch im Pretulgraben aufgeschlossen (Abb. 10C, 10D). Die Flächen fallen steil gegen NW–NNW. Die Bewegungen an den Harnischen im Steinbruch erfolgten sinistral abschiebend (NIEVOLL, 1985). Diese Bewegungen bewirken eine Exhumation des südlichen Blockes bzw. der Fischbacher Alpen. Diese Strukturen sollten bei der initialen Öffnung des Beckens im Ottnangium bis Karpatium entstanden sein.

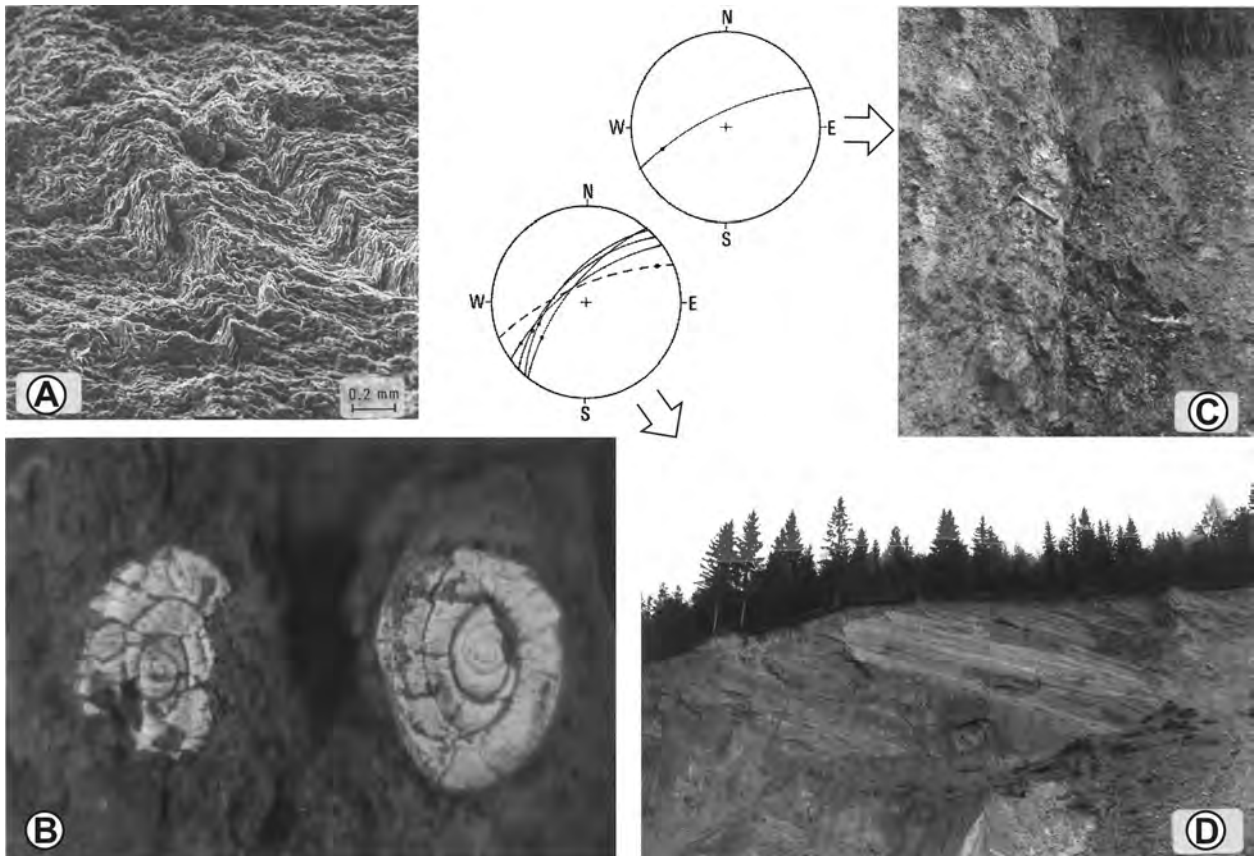


Abb. 10: Mürztal-Becken. **A)** REM-Aufnahme eines Mergels, der durch Einengung in NW–SE-Richtung gestaucht wurde (Kindberg-Grund). **B)** Planorbis-Gehäuse zeigen eine rund 25 %-Einengung in NE–SW-Richtung an (Kurze Illach, aufgelassene Sandgrube nördlich Kote 746 m, GK50 Blatt 104 Mürzzuschlag). **C)** Störungskontakt zwischen unterostalpinen Dolomiten (hellgrau, mit Hammer) und neogenen Kohlentonen (dunkelgrau) mit Lage der Störungsfläche bzw. des Harnisches (Landesstraße auf das Alpl, ÖK50 Blatt 104 Mürzzuschlag; Foto: J. NIEVOLL, 1984). **D)** Triaskalke der Mürz-Tachenberg-Decke mit steil NW fallender Störungsfläche und flach SW fallenden Harnischen (Pretulgraben, Steinbruch der Marktgemeinde Langenwang, GK50 Blatt 104 Mürzzuschlag; Foto: J. NIEVOLL, 1984).

3.3.6. Aflenz-Becken

Der Großteil des Aflenz-Beckens befindet sich auf GK50 Blatt 102 Aflenz Kurort und nur ein kleiner Teil reicht auf GK50 Blatt 103 Kindberg. Dieses ca. 13 km lange und bis 2 km breite Becken erstreckt sich WSW–ENE und damit entlang der Störung im Bereich des Veitsch-Silbersberg-Deckensystems zwischen Thurnau im Osten und Etniözl im Westen.

REISCHENBACHER (2003) unterteilte die miozäne Beckenfüllung in zwei Formationen: Brekzien und Konglomerate der Feistring-Formation (ca. 300 m mächtig) und ca. 200 m mächtige klastische Sedimente der Göriach-Formation in deren Hangenden. Die Feistring-Formation kann weiter in die Sulzgraben-Subformation (Sande und Konglomerate) im westlichen Teil und in die Groisenbach-Subformation (Tone, Mergel mit Braunkohlen, Diatomitlagen) im zentralen und östlichen Teil des Beckens untergliedert werden.

Das Aflenz-Becken wurde entlang von WSW–ENE streichenden sinistralen Seitenverschiebungen im mittleren Miozän (Karpatum) geöffnet (REISCHENBACHER, 2003). Die Beckenfüllung fand im frühen Badenium statt, wobei Alluvialfächer das Material sowohl aus dem Norden als auch aus dem Süden geliefert haben. Lakustrine und fluviatile Ablagerungsbedingungen der Feistring-Formation konnten mit einer Molluskenfauna aus den Konglomeraten nachgewiesen werden (HARZHAUSER et al., 2012). Die Sedimente der Groisenbach-Subformation bildeten sich über den grobklastischen Ablagerungen der Feistring-Formation während verstärkter Subsidenz. Im östlichen Beckenteil, an der Basis der Groisenbach-Formation, sind bis zu 3 Kohleflöze vorhanden, die 1791 entdeckt und später abgebaut wurden. Diatomitlagen, die sich im zentralen und östlichen Teil des Beckens gebildet haben, weisen auf einen limnischen und später brackischen See hin (HAJÓS, 1972). Die abnehmende Subsidenz führte zum Eintrag der fluviatilen Sedimente aus SW und der Entwicklung der Sulzgraben-Subformation und der „Etmißler Schotter“ im westlichen Teil des Aflenz-Beckens. Die Beckenentwicklung wurde vermutlich durch die Hebung des Mitterberges abgeschlossen.

4. Diskussion und Zusammenfassung

Betrachtet man die Morphologie des Untersuchungsgebietes vom Südrand der Kalkalpen bis zum Nordrand des Steirischen Beckens, so fällt auf, dass die Gipfflur gegen Süden zu von ca. 2.000 m auf 500 m absinkt. Im Norden ist die Morphologie durch die WSW–ENE streichenden miozänen Störungen am Südrand der Grauwackenzone und im Mürztal geprägt. Diese zeigen einen sinistralen Bewegungssinn, es fanden aber auch beträchtliche Höhenversätze von einigen hundert Metern statt. Während die Altflächen auf der Veitsch, Schneealpe und Rax noch horizontal liegen, zeigen jene im Bereich des Troiseckzuges und südlich des Mürztales eine Verkipfung der Blöcke gegen Süden.

Geht man davon aus, dass noch im Oligozän eine flach nach Norden abfallende Morphologie (FRISCH et al., 2001) und noch im frühen Miozän eine flache Morphologie nahe dem Meeresspiegel vorhanden war (SACHSENHOFER et al., 2010; WAGNER et al., 2011), so ist die Veränderung der Landschaft seit dieser Zeit umso eindrucksvoller.

Die „Teufelsteinlandschaft“ ist wahrscheinlich eine der am besten erhaltenen prä-quartären Altlandschaften in den Alpen. Im Osten ist sie durch den im Miozän deutlich exhumierten und gehobenen Bereich um den Hochwechsel begrenzt. Im Westen endet sie an einem markanten Sprung in der Morphologie, welcher exakt der Ostgrenze des „Angerkristallins“ folgt. Die Grenze des „Angerkristallins“ ist wiederum durch die Anger-Piregg-Störung und eine im Norden anschließende NE-gerichtete *out of sequence* Überschiebung gegeben.

SCHWINNER (1935) nahm an, dass im Grazer Bergland vormals ein Netz von NW–SE orientierten „Urstromtälern“ vorhanden war (Abb. 11). Das scheint heute in dieser Form unzutreffend. Hingegen stützen die Beobachtungen die These von FRISCH et al. (2001), dass vor dem Miozän ein nach Norden entwässerndes Flusssystem vorhanden war. Das Feistritztal könnte Teil dieses Flusssystems gewesen sein, wenn man folgende Punkte in Betracht zieht: Das Birkfeld-Becken ist nicht an Störungen eingesenkt, sondern scheint ein früheres Flusstal nachzuzeichnen. In diesem finden sich bis Piregg im Norden vornehmlich Gerölle, die aus dem Strallegg-Komplex stammen. Der Strallegg-Komplex liegt aber heute nicht mehr bzw. kaum im Einzugsbereich der betreffenden Bäche, sondern ist vor allem im Süden vorhanden. Auch der gegen Süden zu größer werdende Höhenunterschied zwischen der Unterkante der neogenen Sedimente und dem Kammbereich des Höhenzuges Wildwiesen–Rabenwaldkogel–Kulm passt zu dieser Interpretation.

Auch wenn das Alter der neogenen Sedimente in den meisten hier behandelten Becken wegen dem Fehlen von Fossilien nicht übermäßig genau bestimmt ist, so scheint doch eine generelle Aussage zum Alter möglich zu sein. In allen Becken beginnt die Sedimentation im frühen bis mittleren Miozän (Otnangium oder Karpatum) und endet außer im Steirischen Becken noch vor dem Pannonium (SACHSENHOFER et al., 2010). Am Nordrand des Steirischen Beckens setzen nach GROSS (2003, 2015) bzw. GROSS et al. (2007) die grobklastischen Bucher Schotter zu diesem Zeitpunkt, nämlich im Sarmatium und frühen Pannonium ein. Sie verzahnen sich mit der grobklastischen Kapfenstein-Subformation aus dem Unterpannonium im Beckeninneren.

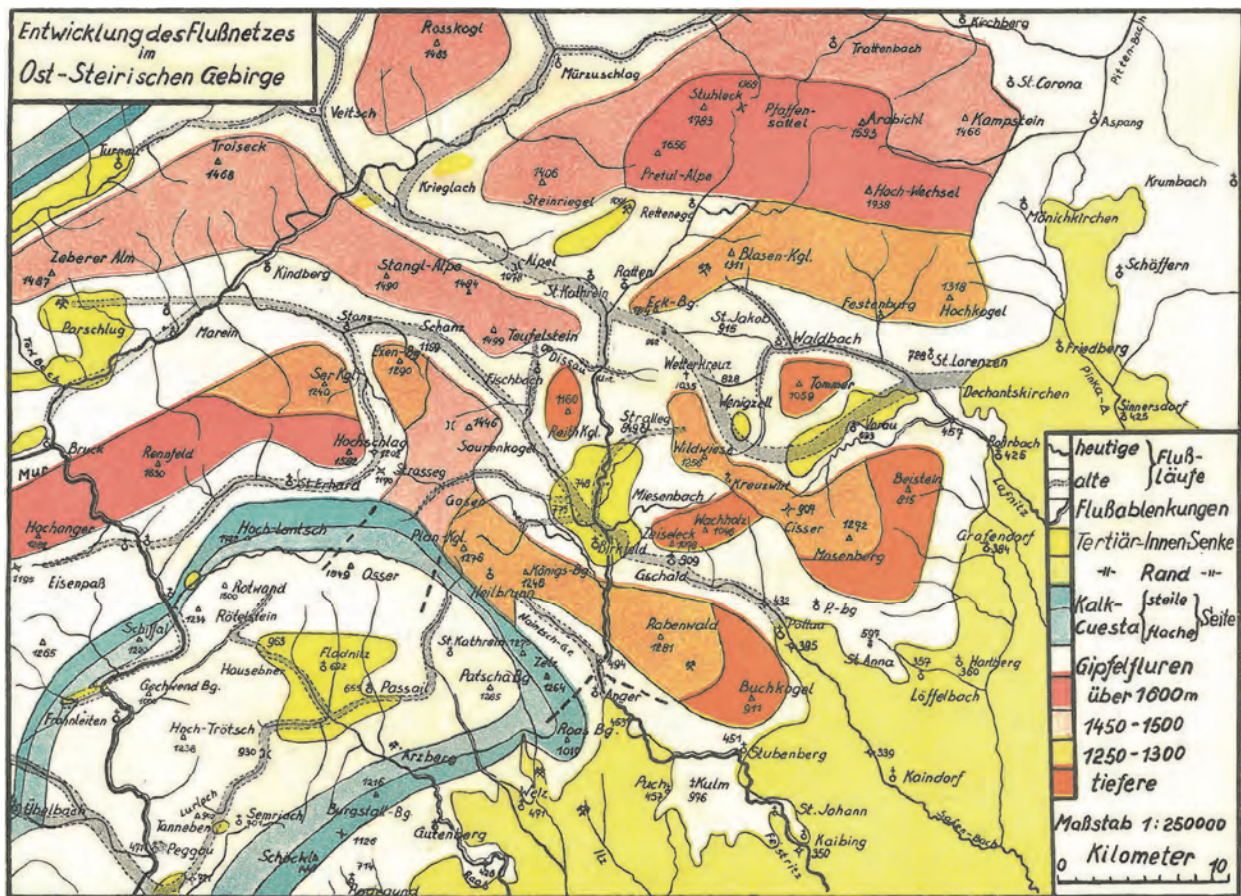


Abb. 11 : Entwicklung des Flussnetzes im Oststeirischen Gebirge (SCHWINNER, 1935). In diesem Modell durchziehen zwei NW–SE gerichtete „Urstromtäler“ das Gebiet zwischen Mürztal und Steirischem Becken.

Es wäre gut möglich, dass das Ende der Sedimentation im Waldheimat- und Birkfeld-Becken und das gleichzeitige Einsetzen der grobklastischen Schüttungen am Nordrand des Steirischen Beckens mit einer raschen Hebung und gleichzeitigen Kippung der Landschaft gegen Süden zusammenfallen. Dabei würde sich ein neues Flusssystem mit größerem Gefälle entwickeln, welches in der Lage wäre, das auf der Altlandschaft abgelagerte Material teilweise zu mobilisieren und nach Süden ins Steirische Becken abzutransportieren. Jedenfalls fällt die Bildung der grobklastischen Ablagerungen auch mit dem Beginn der Beckeninversion im Steirischen Becken zusammen (WAGNER et al., 2011). Betrachtet man die Abbildungen in GROSS et al. (2007), so fällt weiter auf, dass im basalen Pannonium grobklastisches Material aus dem Feistritztal in das Steirische Becken gelangte, während aus dem Murtal keine Schüttung verzeichnet ist. Ist diese Darstellung zutreffend, wäre es weiter möglich, dass das Einzugsgebiet der Feistritz im basalen Pannonium weiter gegen Westen gereicht hat, und im späteren Unterpannonium ein Teil dieses Einzugsgebietes von der Mur übernommen wurde. Abschließend sei noch auf die Blöcke von Para- und Orthogneisen aus dem Strallegg-Komplex bei Troig eingegangen. Diese eckigen bis kantengerundeten Blöcke mit einer Größe von über 1 m³, die auf recht begrenztem Raum auftreten, müssen auf jeden Fall vor der Bildung der Bucht von Oberfeistritz in diese Position gekommen sein. Sie stammen in Bezug auf die heutige Morphologie von der östlichen Talseite. Wahrscheinlich wurden diese Blöcke von steilen Felswänden mobilisiert. Das könnte ein Hinweis auf rasche Bewegungen an der Anger-Piregg Störung vor dem Pannonium sein.

Literatur

- CARMINATI, E., LUSTRINO, M. & DOGLIONI, C. (2012). Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. – *Tectonophysics*, **579**, 173–192, Amsterdam.
- DUNKL, I., KUHLEMANN, J., REINECKER, J. & FRISCH, W. (2005): Cenozoic relief evolution of the Eastern Alps – constraints from apatite fission track age-provenance of Neogene intramontane sediments. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **98**, 92–105, Wien.
- EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1995): Paleogeography, subsidence and thermal history of the Neogene Styrian Basin (Pannonian basin system, Austria). – *Tectonophysics*, **242**, 133–150, Amsterdam.
- FLÜGEL, H.W. (1975): Die Geologie des Grazer Berglandes: Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000 – 2. Auflage. – *Mitteilungen der Abteilung Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum*, Sh. **1**, 288 S., Graz.
- FLÜGEL, H.W. & MAURIN, V. (1958): Geologische Karte des Weizer Berglandes 1:25.000. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- FLÜGEL, H.W., HÖTZEL, H. & NEUBAUER, F. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 134 Passail. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- FLÜGEL, H.W., NOWOTNY, A. & GROSS, M. (2011): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 164 Graz. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZEKELY, B. (2001): The Dachstein paleosurface and the Augenstein Formation in the Northern Calcareous Alps – a mosaic stone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps. – *International Journal of Earth Sciences*, **90**, 500–518, Berlin.
- GROSS, M. (2003): Beitrag zur Lithostratigraphie des Oststeirischen Beckens (Neogen/Pannonium; Österreich). – *Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, **16**, 11–62, Wien.
- GROSS, M. (2015): Die neogenen Formationen auf der geologischen Karte GÖK50 164 Graz (Steiermark, SE-Österreich). – *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, **144**, 105–132, Graz.
- GROSS, M., FRITZ, I., PILLER, W.E., SOLIMAN, A., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., MOSER, B., SCHOLGER, R., SUTTNER, T.J. & BOJAR, B.-P. (2007): The Neogene of the Styrian Basin – Guide to Excursions (Das Neogen des Steirischen Beckens – Exkursionsführer). – *Joannea Geol. Paläont.*, **9**, 117–193, Graz.
- HAJÓS, M. (1972): Kieselgurvorkommen im Tertiärbecken von Aflenz (Steiermark). – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **63** (1970), 149–159, Wien.
- HARZHAUSER, M., NEUBAUER, T., MANDIC, O., ZUSCHIN, M. & ČORIĆ, S. (2012): A Middle Miocene freshwater mollusc assemblage from an intramontane Alpine lake (Aflenz Basin, Eastern Alps, Austria). – *Paläontologische Zeitschrift*, **86**, 23–41, Stuttgart.
<http://dx.doi.org/10.1007/s12542-011-0117-x>
- JOCHUM, B., RÖMER, A. & BIEBER, G. (2006) Geoelektrische Messungen bei Birkfeld (Stmk.). – Unveröff. Kurzbericht, November 2006, 9 S., *Geol. B.-A.*, Wien.
- KRAINER, B. (1987): Das Tertiär der Weizer Bucht, Steirisches Becken. – *Dissertation Univ. Graz*, 327 S., Graz.
- KUHLEMANN, J. (2007): Paleogeographic and paleotopographic evolution of the Swiss and Eastern Alps since the Oligocene. – *Global and Planetary Change*, **58**, 224–236, Amsterdam.
- MAGIERA, J. (2005): Planation Surfaces in the Troiseck Massif – An Attempt at Digital (Quantitative) Detection. – In: SCHUSTER, R. (Hrsg.): *Arbeitstagung 2005 der Geologischen Bundesanstalt*, Blatt 182 Spittal an der Drau, Gmünd/Kärnten, 159–167, Wien.
- MANDL, G.W., NOWOTNY, A. & ROCKENSCHAUB, M. (2001): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 104 Müzzzuschlag. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- MATURA, A. & SCHUSTER, R. (2014): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 135 Birkfeld. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- NEBERT, K. (1952): Die pliozäne Schichtfolge in der Pöllauer Bucht (Oststeiermark). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **95**, 103–118, Wien.
- NEUBAUER, F. & UNZOG, W. (2003): Halfgraben formation in an extruding wedge: the Neogene Waldheimat basin in the Eastern Alps. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen*, **230/2/3**, 277–298, Stuttgart.
- NIEVOLL, J. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des mittleren Müzztales auf den Blättern 103 Kindberg und 104 Müzzzuschlag. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **128**, 269–273, Wien.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. – 1199 S., Leipzig.

- PERESSON, H. & DECKER, K. (1997): Far-field effects of Late Miocene subduction in the Eastern Carpathians: E-W compression and inversion of structures in the Alpine-Carpathian-Pannonian region. – *Tectonics*, **16**/1, 38–56, Washington D.C.
- PETRASCHECK, W. (1924): Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. VI: Braunkohlenlager der österreichischen Alpen. – *Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch*, **72**, 145–188, Wien.
- PISCHINGER, P., KURZ, W., ÜBLEIS, M., EGGER, M., FRITZ, H., BROSCHE, F.J. & STINGL, K. (2008): Fault slip analysis in the Koralm Massif (Eastern Alps) and consequences for the final uplift of "cold spots" in Miocene times. – *Swiss Journal of Geosciences*, **101** (Suppl.), 310 S., Basel.
<http://dx.doi.org/10.1007/s00015-008-1277-x>
- RATSCHBACHER L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, J. (1989): Extrusion in compressional orogenic belts: the eastern Alps. – *Geology*, **17**, 404–407, Washington D.C.
- REISCHENBACHER, D. (2003): Geologie und Entwicklungsgeschichte des Aflenzener Beckens. – Unpubl. Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 122 S., Leoben.
- SACHSENHOFER, R.F., BECHTEL, A., REISCHENBACHER, D., GRATZER, R., GOLD, M. & GOLDBRUNNER, J. (2008): Ölprägnationen im miozänen Mürztal Becken (Norische Senke, Ostalpen). – *Erdöl Erdgas Kohle*, **124**/4, 145–148, Hamburg–Wien.
- SACHSENHOFER, R.F., GRUBER, W. & DUNKL, I. (2010): Das Miozän der Becken von Leoben und Fohnsdorf. – *Journal of Alpine Geology*, **53**, 9–38, Wien.
- SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.G., LINNER, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Rocky Austria. Geologie von Österreich – kurz und bunt. – 80 S., Geol. B.-A., Wien.
- SCHWINNER, R. (1935): Zur Geologie von Birkfeld. – *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, **72**, 67–100, Graz.
- WAGNER, T., FABEL, D., FIEBIG, M., HÄUSELMANN, P., SAHY, D., XU, S. & STÜWE, K. (2010): Young uplift in the non-glaciated parts of the Eastern Alps. – *Earth and Planetary Science Letters*, **295**, 159–169, Amsterdam.
- WAGNER, T., FRITZ, H., STÜWE, K., NESTROY, O., RODNIGHT, H., HELLSTROM, J. & BENISCHKE, R. (2011): Correlations of cave levels, stream terraces and planation surfaces along the River Mur – Timing of landscape evolution along the eastern margin of the Alps. – *Geomorphology*, **134**/1, 62–78, Amsterdam.
- WILLET, S.D. (2010): Late Neogene erosion of the Alps: a climate driver? – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **38**, 411–437, Palo Alto.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1955): Ergebnisse und Probleme der Quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum ausserhalb der Vereisungsgebiete. – *Denkschriften der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, **1955**, 110–180, Wien.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1957): *Geologisches Kräftespiel und Landformung*. – 822 S., Wien.

Mittelmiozäne Ostrakoden aus dem Aflenz-Becken (Ostalpen, Österreich)

IRENE ZORN*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. irene.zorn@geologie.ac.at

Zusammenfassung

Aus mittelmiozänen Ablagerungen des intramontanen Aflenz-Beckens in der Steiermark wurden Ostrakodenfaunen von den Fundstellen Jauring (Feistring-Formation) und Turnau (Groisenbach-Subformation) bearbeitet und erstmals abgebildet. Mitglieder der Familie Candonidae sind am häufigsten vertreten, untergeordnet kommen die Familien Ilyocyprididae und Darwinulidae mit je einer Art vor. Die Ostrakodenfaunen belegen eindeutig ein Süßwassermilieu. Von Vertretern aller drei Familien konnten auch die Schließmuskelfelder dargestellt werden.

Einleitung

Das neogene, intramontane Aflenz-Becken liegt in der nördlichen Steiermark und gehört zu den sogenannten Norischen Becken im Alpidischen Orogen. Es liegt im Süden der Region Hochschwab und ist 18 km lang und 2 km breit. Die genaue Lage ist in Abbildung 1 ersichtlich.

Die Geologie und die Entwicklung des Aflenz-Beckens wurden in der Diplomarbeit von REISCHENBACHER (2003b, siehe auch 2003a) revidiert. Die miozäne Beckenfüllung wird in zwei Formationen gegliedert, die grobkörnige Feistring-Formation im Liegenden und die Göriach-Formation im Hangenden. Letztere wird unterteilt in die liegende Groisenbach-Subformation, die teilweise laminierte braungraue bis gelbe Tone, Tonmergel sowie Mergel mit Braunkohle, Diatomen und Pflanzenresten enthält, und in die hangende Sulzgraben-Subformation mit Sanden und Konglomeraten.

Das Alter der miozänen Beckenfüllung wurde durch Säugetierfunde aus den Kohleschichten von Göriach (THENIUS, 1949; ZAPFE, 1956) und durch Diatomeen (Kieselalgen) im liegenden Bereich der Groisenbach-Subformation (HAJÓS, 1972) in das Badenium eingestuft, von denen letztere präziser das frühe Badenium anzeigen.

Während der Geländearbeiten im Rahmen des geologischen Kartierungsprogramms der Geologischen Bundesanstalt für die GK50 Blätter, 102 Aflenz Kurort und 103 Kindberg wurden von STJEPAN ČORIĆ Proben aus den miozänen Ablagerungen des Aflenz-Beckens genommen. Drei Proben lieferten Ostrakoden. Die Proben 102/1/09 und 102/2/09 stammen aus der Matrix der sonst grobkörnigen Feistring-Formation, die in der Nähe von Jauring (GK50 Blatt 102 Aflenz Kurort, westliches Aflenz-Becken) aufgeschlossen ist (Abb. 1, 2) und als fluviatile Ablagerung interpretiert wird (SACHSENHOFER et al., 2003). Von dort wurde ebenfalls eine fast vollständig endemische Süßwassermollusken-Vergesellschaftung von HARZHAUSER et al. (2012) beschrieben, die auf seicht lakustrine und fluviatile Bedingungen hinweist.

Die Probe 103/99/09 aus bräunlichen Mergelsteinen der Groisenbach-Subformation (GK50 Blatt 103 Kindberg) wurde im östlichen Teil des Aflenz-Beckens bei Turnau entnommen (Abb. 1). Die Sedimente der Groisenbach-Subformation wurden im sogenannten „Groisenbach-See“ abgelagert, der als flacher Süßwassersee interpretiert wird, aber auch temporär unter Brackwassereinfluss (oligohalin) stand (HAJÓS, 1972; REISCHENBACHER, 2003a; SACHSENHOFER et al., 2003).

Ostrakoden

Ostrakoden aus dem Aflenz-Becken wurden zum ersten Mal von PAPADOPOULOS (1977: 19ff.) als „lagenweise reiche Süßwasser-Ostracodenfauna mit *Ilyocypris*, *Advenocypris*, *Caspiocypris*, *Cyprinotus* etc.“ erwähnt (siehe TOLLMANN, 1985). Vorläufige Ergebnisse mit den der vorliegenden Arbeit zugrunde liegenden Ostrakoden wurde von ZORN & ČORIĆ (2011) während des „7th European Ostracodologists' Meeting“ in Graz präsentiert.

Untersuchte Proben und deren Ostrakoden-Assoziationen:

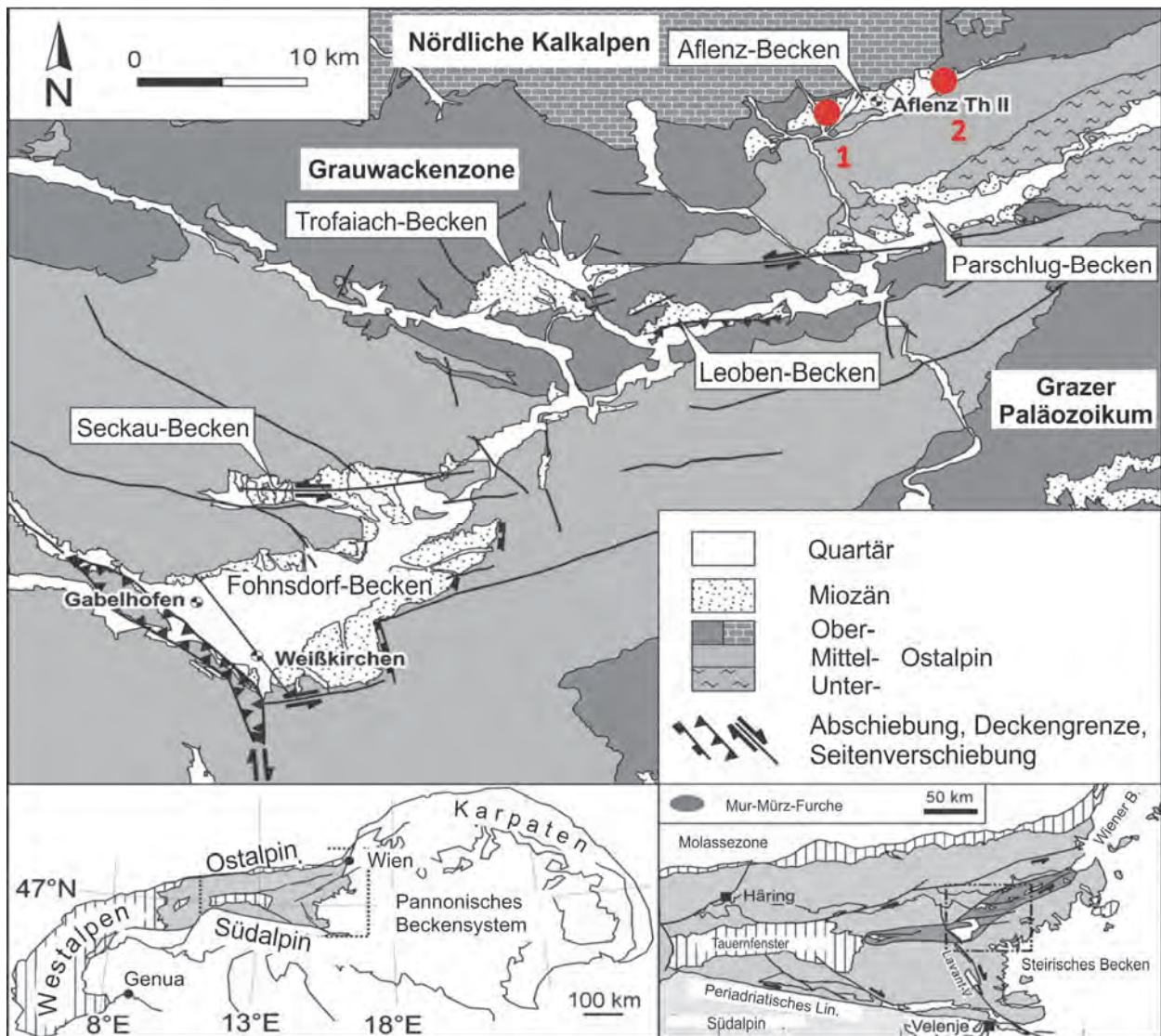


Abb. 1: Die Skizze zeigt den Bereich der intraalpiner Becken in der nördlichen Steiermark (nach SACHSENHOFER et al., 2003, verändert). ● = Aufschlüsse Jauring (1) und Turnau (2).

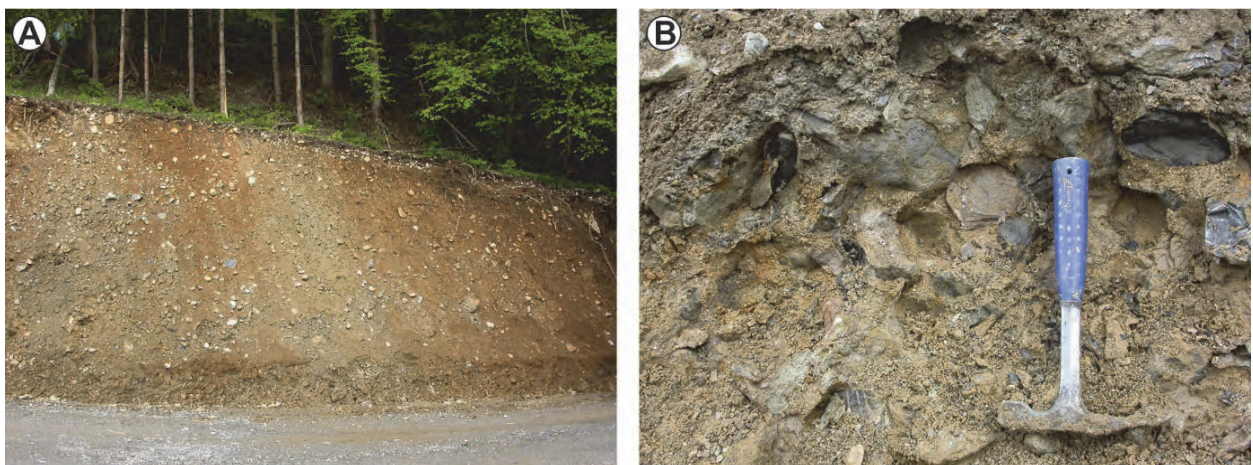


Abb. 2: Die grobkörnigen Sedimente der Feistring-Formation bei Jauring.

- Probe 102/2/09, Jauring: *Ilyocypris* aff. *papilionacea* PIPIK & BODERGAT, 2003
Darwinula stevensoni (BRADY & ROBERTSON, 1870)
Fabaeformiscandona pokornyj (KHEIL, 1964)
Fabaeformiscandona ? sp.
Candona sp.
Candona ? sp.
Candonopsis arida (SIEBER, 1905)
Typhlocypris (*Pseudocandona*) sp.
Cypria sp.
- Probe 102/1/09, Jauring: *Ilyocypris* aff. *papilionacea* PIPIK & BODERGAT, 2003
Candona sp. juv.
Candonopsis sp. juv.
- Probe 103/99/09, Turnau: *Candona* ? cf. *kirchbergensis* STRAUB, 1952
Candonopsis sp. juv.
Cavernocypris ? sp.
Cypria sp. juv.
Ilyocypris sp. juv.
Typhlocypris (*Pseudocandona*) sp.

Die Ostrakodenfaunen der oben erwähnten Proben aus der Feistring-Formation und der Groisenbach-Subformation bestehen hauptsächlich aus Mitgliedern der Familie Candonidae (*Candona*, *Candonopsis*, *Fabaeformiscandona*, *Typhlocypris* (*Pseudocandona*)), während Ilyocypridae und Darwinulidae mit jeweils einer Art vertreten sind, nämlich *Ilyocypris* aff. *papilionacea* PIPIK & BODERGAT, 2003 und *Darwinula stevensoni* (BRADY & ROBERTSON, 1870). Letztere kommt vom Oligozän bis heute vor (PIPIK & SABOL, 2005). Die meisten Arten sind mit adulten Exemplaren und Larvenstadien dokumentiert, womit die Assoziationen als autochthon anzusehen sind. Die gefundenen Arten sind in Abbildung 3 abgebildet, die Schließmuskelfelder einiger Vertreter sind in Abbildung 4 dargestellt.

Die drei genannten Familien leben im Süßwasser, nur sehr wenige Arten tolerieren oligo- bis mesohaline Gewässer, wie manche Vertreter von *Candona*, *Ilyocypris* und gelegentlich *Darwinula* (siehe VAN MORKHOVEN, 1963). Da in allen Proben *Cypria* und/oder *Candonopsis* auftreten, kann das Süßwassermilieu der beprobten Ablagerungen bestätigt werden. Die noch heute lebende, weltweit verbreitete Art *Darwinula stevensoni* (BRADY & ROBERTSON, 1870), die in Jauring gefunden wurde, kommt in Teichen, Seen und langsam fließenden Flüssen auf schlammigen oder sandigen Böden bis 12 m Wassertiefe vor. Sie toleriert eine Salinität bis zu 15 ‰ und ist thermoeuryplastisch (PIPIK & SABOL, 2005). Letzteres trifft auch auf *Candonopsis arida* (SIEBER, 1905) zu (siehe JANZ, 1992). Beide sind nicht schwimmfähige Bodenformen.

Taxonomisch gesehen sind mehrere Arten ähnlich oder ident mit jenen aus gleich alten Schichten von Sandelzhausen in Bayern (WITT, 1998), der Mydlovary-Formation (Karpatum bis frühes Badenium) des Trebon-Beckens in Südböhmen (KHEIL, 1964), der ottnangischen Kirchberg-Formation der süddeutschen Brackwassermolasse (STRAUB, 1952; siehe auch BUCHNER et al., 1998) und dem späten Miozän des slowakischen Turiec-Beckens (PIPIK & BODERGAT, 2003). Sie werden hier zum Teil in offener Nomenklatur angegeben. Es wird davon ausgegangen, dass die juvenilen Exemplare von *Ilyocypris* zur Art *Ilyocypris* aff. *papilionacea* PIPIK & BODERGAT, 2003 gehören und die von *Candonopsis* zu *Candonopsis arida* (SIEBER, 1905). Weitere Untersuchungen an zusätzlichem Material könnten zeigen, ob diese Arten den bekannten eindeutig zuzuordnen sind oder die eine oder andere Art im Aflenz-Becken endemisch ist.

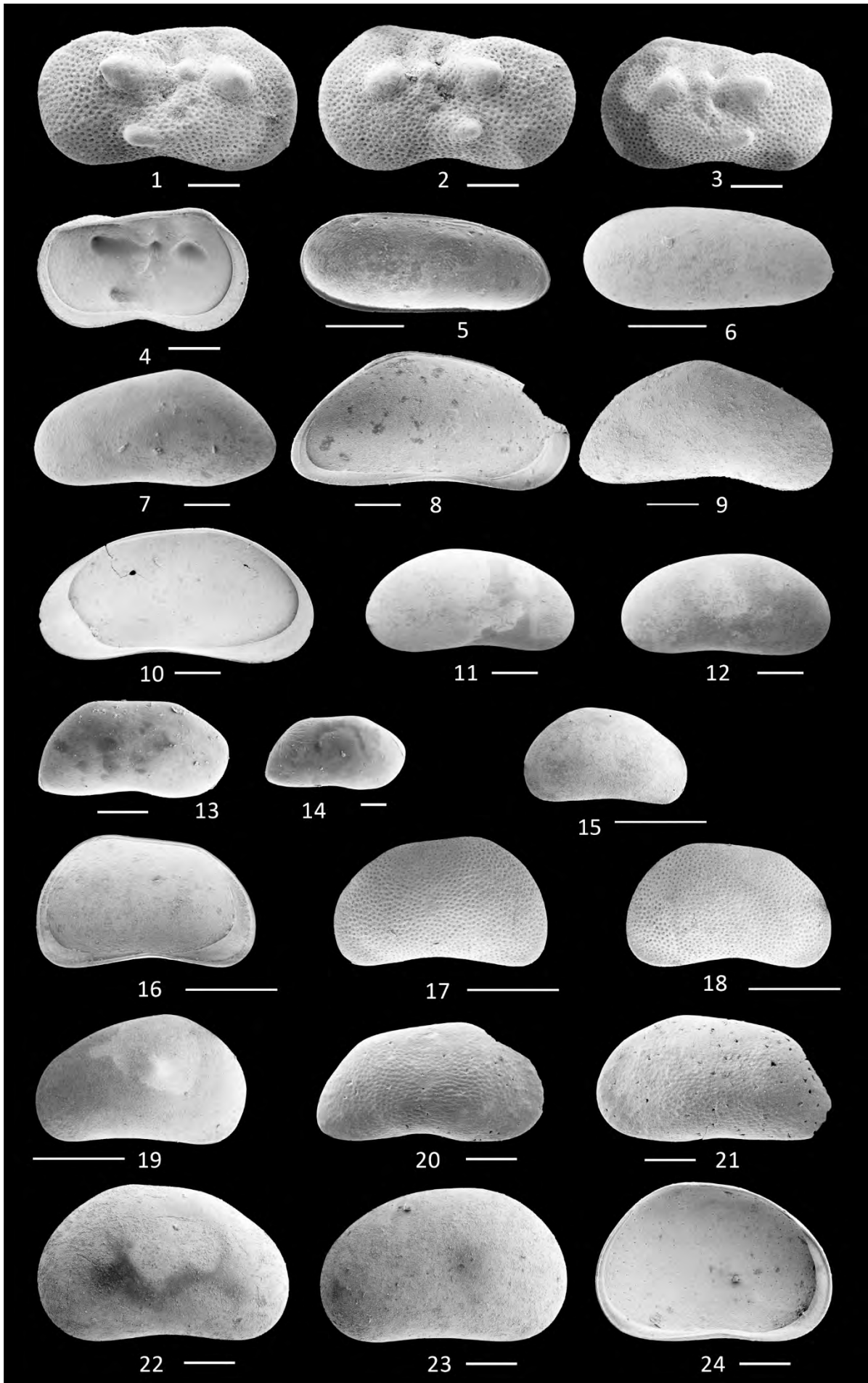


Abb. 3: Ostrakoden aus dem Aflenz-Becken. 1–13, 20–24: Messbalken = 200 µm, 14: Messbalken = 100 µm, 15–19: Messbalken = 500 µm.

1–4: ***Ilyocypris* aff. *papilionacea* PIPIK & BODERGAT, 2003**

Jauring, Feistring-Formation, Probe 102/2/09, Fig. 1: rechte Klappe, Inv. Nr. GBA 2015/001/0001, Fig. 2–3: linke Klappe, Inv. Nr. GBA 2015/001/0002–3, Fig. 4: linke Klappe, Innenansicht, Inv. Nr. GBA 2015/001/0004.

5–6: ***Darwinula stevensoni* (BRADY & ROBERTSON, 1870)**

Jauring, Feistring-Formation, Probe 102/2/09, Fig. 5: linke Klappe, Innenansicht, Inv. Nr. GBA 2015/001/0005, Fig. 6: rechte Klappe, Inv. Nr. GBA 2015/001/0006.

7: ***Fabaeformiscandona* ? sp.**

Jauring, Feistring-Formation, Probe 102/2/09, linke Klappe, Inv. Nr. GBA 2015/001/0007.

8: ***Fabaeformiscandona pokornyj* (KHEIL, 1964)**

Jauring, Feistring-Formation, Probe 102/2/09, linke Klappe, Innenansicht, Inv. Nr. GBA 2015/001/0008.

9: ***Candona* ? sp.**

Jauring, Feistring-Formation, Probe 102/2/09, rechte Klappe, Inv. Nr. GBA 2015/001/0009.

10–12: ***Candonopsis arida* (SIEBER, 1905)**

Jauring, Feistring-Formation, Probe 102/2/09, Fig. 10: rechte Klappe Innenansicht, Inv. Nr. GBA 2015/001/0010, Fig. 11: juvenile rechte Klappe, Inv. Nr. GBA 2015/001/0011, Fig. 12: juvenile linke Klappe, Inv. Nr. GBA 2015/001/0012.

13–14: ***Candona* ? cf. *kirchbergensis* STRAUB, 1952**

Turnau, Groisenbach-Subformation, Probe 103/99/09, Fig. 13: rechte Klappe, Inv. Nr. GBA 2015/001/0013, Fig. 14: juvenile rechte Klappe, Inv. Nr. GBA 2015/001/0014.

15–18: ***Typhlocypris* (*Pseudocandona*) sp.**

Jauring, Feistring-Formation, Probe 102/2/09, Fig. 15: juvenile rechte Klappe, Inv. Nr. GBA 2015/001/0015, Fig. 16: linke Klappe Innenansicht, Inv. Nr. GBA 2015/001/0016, Fig. 17: linke Klappe, Inv. Nr. GBA 2015/001/0017, Fig. 18: rechte Klappe, Inv. Nr. GBA 2015/001/0018.

19: ***Candona* sp.**

Jauring, Feistring-Formation, Probe 102/2/09, linke Klappe, Inv. Nr. GBA 2015/001/0019.

20–21: ***Cavernocypris* ? sp.**

Turnau, Groisenbach-Subformation, Probe 103/99/09, Fig. 20: juvenile rechte Klappe, Inv. Nr. GBA 2015/001/0020, Fig. 21: juvenile linke Klappe, Inv. Nr. GBA 2015/001/0021.

22–24: ***Cypria* sp.**

Jauring, Feistring-Formation, Probe 102/2/09, Fig. 22: rechte Klappe, Inv. Nr. GBA 2015/001/0022, Fig. 23: linke Klappe, Inv. Nr. GBA 2015/001/0023, Fig. 24: rechte Klappe, Innenansicht, Inv. Nr. GBA 2015/001/0024.

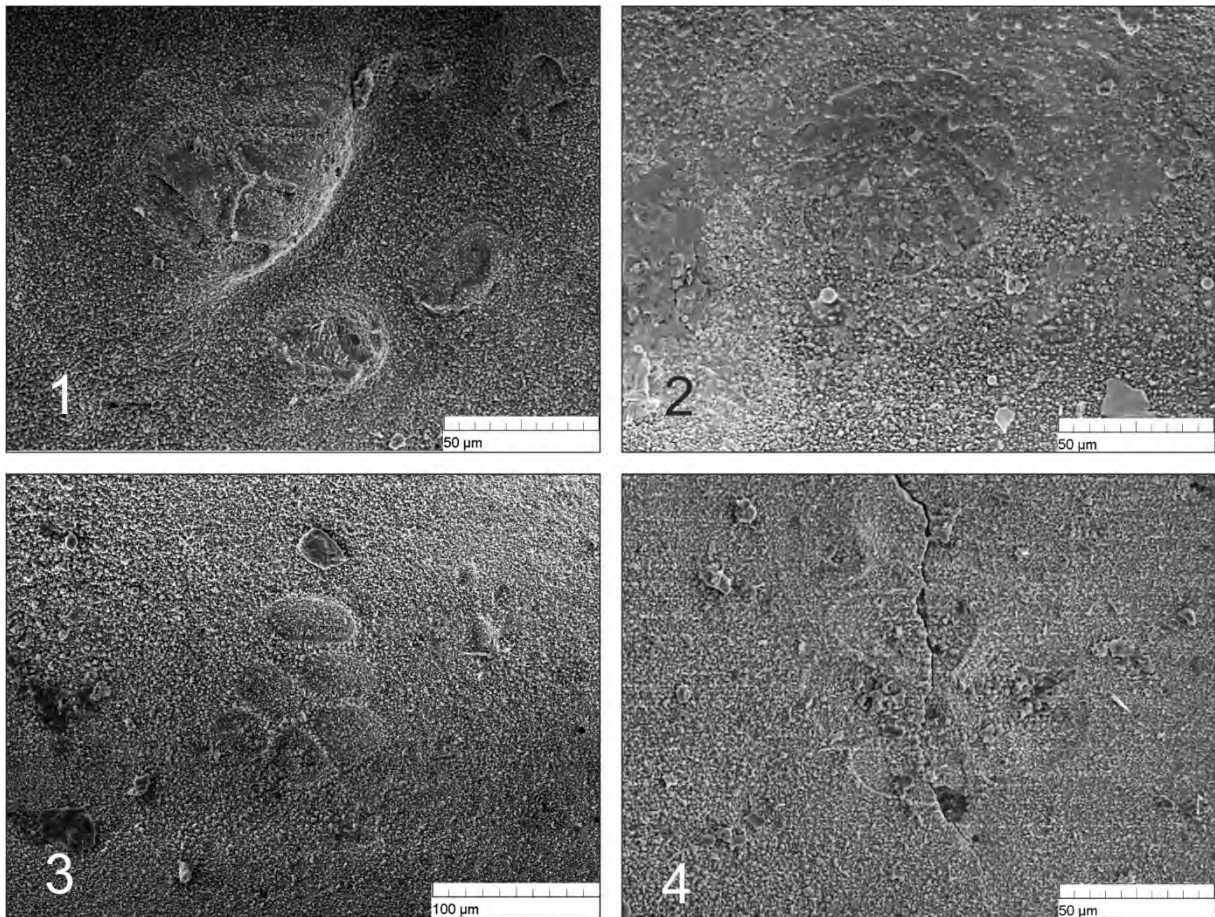


Abb. 4: Schließmuskelfelder einiger Ostrakoden aus dem Aflenz-Becken.

1: *Ilyocypris* aff. *papilionacea* PIPIK & BODERGAT, 2003

Jauring, Feistring-Formation, Probe 102/2/09, linke Klappe, Innenansicht, Inv. Nr. GBA 2015/001/0004.

2: *Darwinula stevensoni* (BRADY & ROBERTSON, 1870)

Jauring, Feistring-Formation, Probe 102/2/09, linke Klappe, Innenansicht, Inv. Nr. GBA 2015/001/0005.

3: *Fabaeformiscandona pokorny* (KHEIL, 1964)

Jauring, Feistring Formation, Probe 102/2/09, linke Klappe, Innenansicht, Inv. Nr. GBA 2015/001/0008.

4: *Candonopsis arida* (SIEBER, 1905)

Jauring, Feistring-Formation, Probe 102/2/09, rechte Klappe, Innenansicht, Inv. Nr. GBA 2015/001/0010.

Dank

STJEPAN ĆORIĆ sei herzlich für die Überlassung des Ostrakodenmaterials und die Zurverfügungstellung der Geländefotos gedankt.

Literatur

- BRADY, G.S. & ROBERTSON, D. (1870): The Ostracoda and Foraminiferida of tidal rivers. Part 1. – *Annals and Magazine of Natural History, Series 4*, **6/31**, 1–33, Taf. 4–10, London.
- BUCHNER, E., SCHWEIGERT, G. & SEYFRIED, H. (1998): Revision der Stratigraphie der süddeutschen Brackwassermolasse. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **149/2**, 305–320, Hannover.
- HAJÓS, M. (1972): Kieselgurvorkommen im Tertiärbecken von Aflenz (Steiermark). – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **63** (1970), 149–159, Wien.

- HARZHAUSER, M., NEUBAUER, T., MANDIC, O., ZUSCHIN, M. & ĆORIĆ, S. (2012): A Middle Miocene endemic freshwater mollusc assemblage from an intramontane Alpine lake (Aflenz Basin, Eastern Alps, Austria). – *Paläontologische Zeitschrift*, **86**/1, 23–41, Stuttgart.
- JANZ, H. (1992): Die miozänen Süßwasserosttrakoden des Steinheimer Beckens (Schwäbische Alb, Süddeutschland). – *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Serie B: Geologie und Paläontologie*, **183**, 1–117, Stuttgart.
- KHEIL, J. (1964): Die Ostracoden der Mydlovary-Schichtenfolge im südböhmischen Trebon-Becken. – *Sbornik Geologických Ved, Paleontologica*, **4**, 7–46, Praha.
- PAPADOPOULOS, CH. (1977): Ein Beitrag zur Geologie der Umgebung von Göriach (E Aflenz, Steiermark) etc. – Unveröffentlichte Instituts-Arbeit des Geologischen Instituts der Universität Wien, 39 S., 1 Kt., Wien.
- PIPIK, R. & BODERGAT, A.-M. (2003): Ostracodes du Miocène supérieur du Bassin de Turiec (Slovaquie): Familles Darwinulidae et Ilyocyprididae. – *Revista Espanola de Micropaleontologia*, **35**/3, 345–355, Madrid.
- PIPIK, R. & SABOL, M. (2005): *Paenelimnoecus* sp. (Lipotyphla, Mammalia) from the Late Miocene Deposits of the Turiec Basin (Slovakia) and its Paleoenvironment. – *Beiträge zur Paläontologie*, **29**, 15–21, Wien.
- REISCHENBACHER, D. (2003a): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Miozän des Aflenz Beckens auf den Blättern 102 Aflenz und 103 Kindberg. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **143**/3, 420–422, Wien.
- REISCHENBACHER, D. (2003b): Geologie und Entwicklungsgeschichte des Aflenz Beckens. – Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften, 122 S., 1 Beil., Leoben.
- SACHSENHOFER, R.F., BECHTEL, A., REISCHENBACHER, D. & WEISS, A. (2003): Evolution of lacustrine systems along the Mur-Mürz fault system in the Eastern Alps (Austria) and implications on source rocks in pull-apert basins. – *Marine and Petroleum Geology*, **20**, 83–110, Kidlington.
- SIEBER, E. (1905): Fossile Süßwasser-Ostrakoden aus Württemberg. – *Jahreshefte des Vereins für Vaterländische Naturkunde Württemberg*, **61**, 321–346, Stuttgart.
- STRAUB, E. (1952): Mikropaläontologische Untersuchungen im Tertiär zwischen Ehingen und Ulm a. d. Donau. – *Geologisches Jahrbuch*, **66**, 433–524, Hannover.
- THENIUS, E. (1949): Die Carnivoren aus den Braunkohlen von Goeriach (Steiermark): Vorläufige Mitteilung. – *Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Math.-Naturwiss. Kl.*, **86**, 215–218, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich: Band II: Außerzentralalpiner Anteil. – XV + 710 S., Wien.
- VAN MORKHOVEN, F.P.C.M. (1963): Post-palaeozoic Ostracoda. Their Morphology, Taxonomy, and Economic Use. – Bd. II: Generic Descriptions, 478 S., Amsterdam–London–New York.
- WITT, W. (1998): Die miozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 14. Ostracoden. – *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie*, **38**, 135–165, München.
- ZAPFE, H. (1956): Die geologische Altersstellung österreichischer Kohlenlagerstätten nach dem gegenwärtigen Stand der Kenntnis. – *Berg- und Hüttenmännische Monatshefte*, **101**/4, 71–81, Wien.
- ZORN, I. & ĆORIĆ, S. (2011): Middle Miocene freshwater ostracods from the Aflenz Basin (Eastern Alps, Austria). – In: GROSS, M. (Ed.): 7th European Ostracodologists' Meeting Graz, 25th–28th July 2011, EOM 7, 230–231, Graz.

A Middle Miocene endemic freshwater mollusc assemblage from an intramontane Alpine lake (Aflenz Basin, Eastern Alps, Austria)

MATHIAS HARZHAUSER¹, THOMAS NEUBAUER¹, OLEG MANDIĆ¹,
MARTIN ZUSCHIN² & STJEPAN ČORIĆ³

¹ Natural History Museum Vienna, Geological-Paleontological Department, Burgring 7, 1010 Vienna, Austria. mathias.harzhauser@nhm-wien.ac.at; thomas.neubauer@nhm-wien.ac.at; oleg.mandic@nhm-wien.ac.at

² University of Vienna, Department of Palaeontology, Althanstraße 14, 1090 Vienna, Austria. martin.zuschin@univie.ac.at

³ Geological Survey of Austria, Neulinggasse 38, 1030 Vienna, Austria. stjepan.coric@geologie.ac.at

Modern European freshwater faunas display little biogeographic differentiations. This pattern is contrasted by an extremely high endemism during the Miocene (HARZHAUSER & MANDIĆ, 2008). This endemism, however, may be overemphasised by the simple fact, that only few stratigraphic coeval lake faunas are well studied. Especially small and geologically short-lived lakes and their faunas are virtually unknown. This lack of data is obvious for the many tectonically induced lakes that formed during the Early and Middle Miocene in the young Eastern Alps. Despite the considerable basin fills of several hundred meters, no mollusc faunas have been described from these lakes so far. Now, the discovery of a new early Middle Miocene lake fauna from the Aflenz Basin in Austria allows a direct comparison with the coeval faunas of the Rein and Graz basins and that of the Sinj Basin in Croatia, which was part of the Dinaride Lake System. This enables to test the proposed endemism at least for these lake faunas. The new mollusc fauna is of early Middle Miocene (Langhian) age and dwelled in the intramontane Alpine Lake Groisenbach. The shells derive from the Feistring Formation in the Aflenz Basin in Austria, which was covered by Lake Groisenbach. The assemblage is moderately diverse with 12 gastropod and 2 bivalve species, suggesting shallow lacustrine and fluvial settings. Among the gastropods, only *Theodoxus crenulatus* (KLEIN, 1853) is known from other Miocene localities whilst all other species are documented so far only from Lake Groisenbach. None of the Early and Middle Miocene lake systems of the Alpine-Carpathian Foredeep and the Balkan Peninsula displays any faunistic resemblance with this new fauna. Even coeval lake faunas from the close by Graz Basin have no species in common with Lake Groisenbach. This pattern points to a surprising endemism and biogeographic fragmentation in the Central European freshwater systems during the Early and Middle Miocene. The uniqueness of the newly described fauna is also indicated by the completely erratic occurrence of the otherwise African-Mediterranean genus *Bulinus*, which is unknown from all other central European Miocene freshwater systems.

Literature

HARZHAUSER, M. & MANDIĆ, O. (2008): Neogene lake systems of Central and South-Eastern Europe: Faunal diversity, gradients and interrelations. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **260**, 417–434, Amsterdam.

Taleintiefungsraten in den östlichsten Ostalpen: Ergebnisse aus der Hermannshöhle (Kirchberg/Wechsel)

ANDREA SCHOBER¹, LUKAS PLAN², DENIS SCHOLZ³,
CHRISTOPH SPÖTL⁴, PAVEL BOSÁK⁵ & PETR PRUNER⁵

- ¹ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. andrea.schober@geologie.ac.at
² Naturhistorisches Museum Wien, Museumsplatz 1/10, 1010 Wien, Österreich. lukas.plan@nhm-wien.at
³ Johannes Gutenberg-Universität Mainz, J.-J.-Becher-Weg 21, 55128 Mainz, Germany. scholzd@uni-mainz.de
⁴ Universität Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck, Austria. christoph.spoetl@uibk.ac.at
⁵ Institute of Geology of the Academy of Sciences of the Czech Republic, v. v. i., Rozvojová 269, 165 00 Praha 6, Czech Republic. bosak@gli.cas.cz; pruner@gli.cas.cz

Die Hermannshöhle (Höhlenkatasternummer: 2871/7) im Eulenberg ist eine Schauhöhle in der Nähe von Kirchberg am Wechsel in Niederösterreich (ÖK50 Blatt 105 Neunkirchen). Sie ist die mit Abstand längste Höhle in Karbonatgesteinen des Unterostalpins (PFARR et al., 2014) und bildet gemeinsam mit drei weiteren Höhlen das genetisch zusammenhängende Hermannshöhlensystem (HHS; HARTMANN et al., 1997). Dieses ist mit knapp 5 km bekannter Ganglänge sehr kleinräumig auf nur 200 x 200 x 82 m entwickelt und bildet so ein in alle drei Raumrichtungen extrem verzweigtes Labyrinth. Das HHS ist ein schönes Beispiel für ein Kontaktkarstsystem, das in schwach metamorphen, mitteltriassischen Kalkmarmoren an der Grenze zu nicht-verkarstungsfähigen Schiefen und Gneisen ausgebildet ist (Abb. 1). Es fällt besonders durch seinen Reichtum an chemischen und klastischen Sedimenten auf.

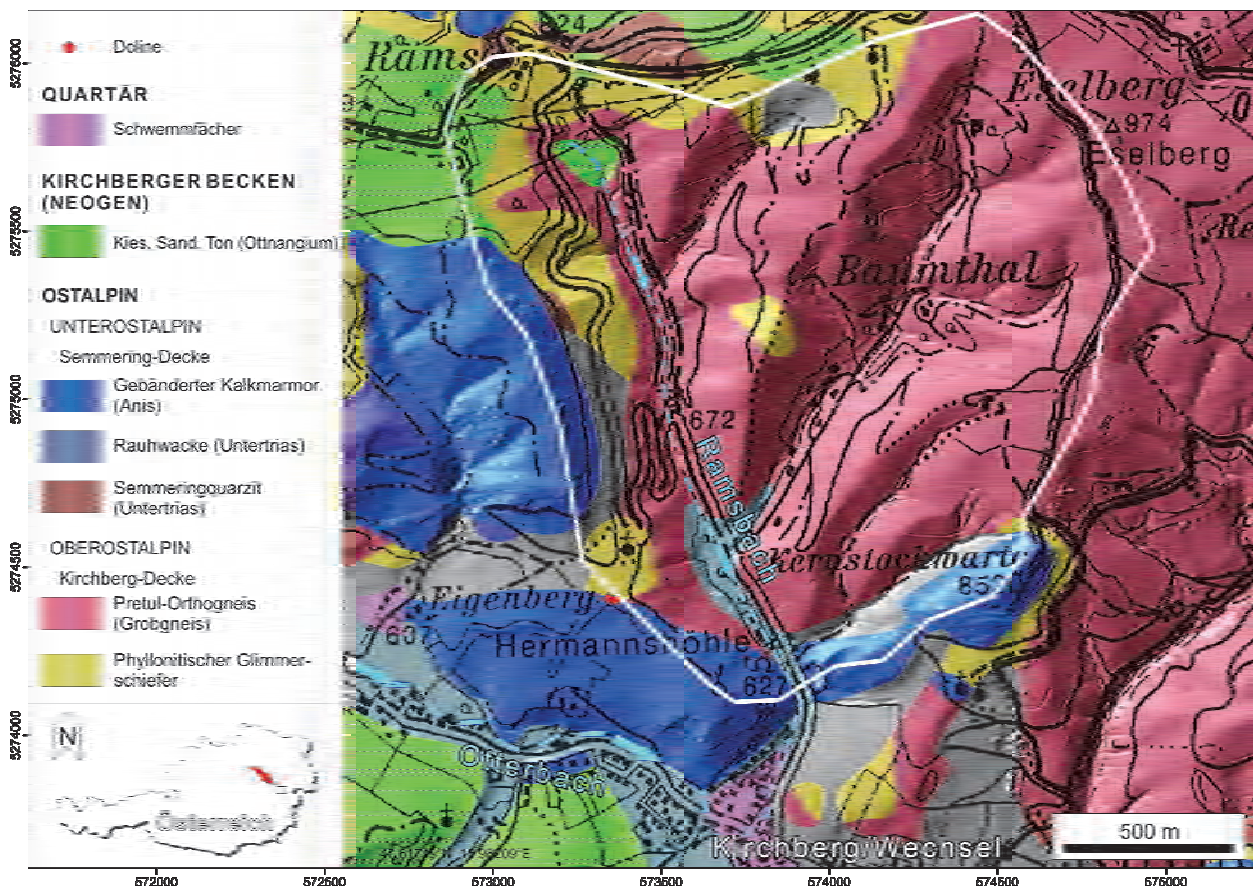


Abb. 1: Geologische Detailansicht des Untersuchungsgebietes (Koordinatensystem: UTM 33N). Das weiße Polygon markiert das heutige Einzugsgebiet des Ramsbaches oberhalb des HHS. Geologie verändert nach HERRMANN et al. (1992) unter Verwendung des Laserscans des NÖ Atlas (LAND NIEDERÖSTERREICH, 2013).

Das vorherrschende morphologische Merkmal in einer Vielzahl unterschiedlicher Formen und Ausprägungen ist die sogenannte Paragenese. Dieser Prozess führt aufgrund des großen Angebots feinklastischer, nicht löslicher Sedimente während der phreatischen Speläogenese nur zu einer Erweiterung der Gangprofile nach oben. Dadurch herrschen hohe, oft mäandrierende Canyons vor.

Der Fokus der jüngsten Studien lag auf den zahlreichen und vielfältigen Speläothemen des HHS und den Prozessen, die zu seiner komplexen labyrinthischen Anordnung führten (SCHÖBER et al., 2014; PLAN et al., eingereicht). Die Ergebnisse legen nahe, dass die labyrinthische Anlage der Höhle insbesondere auf die intensive Sedimentverfüllung zurückzuführen ist. Infolge pulsartigen Eintrags klastischer Sedimente kam es wiederholt zur Verlegung bevorzugter Fließwege. Kurze Distanzen innerhalb des Höhlensystems und hohe Durchflussmengen entlang vieler verschiedener Wege führten zur gleichmäßigen Erweiterung konkurrierender Gänge. Reste früherer Sedimentverfüllungen konnten in nahezu allen Teilen des Höhlensystems nachgewiesen und ihre Ablagerungsbedingungen nachvollzogen werden. Die Präsenz des rezenten residualen Sediments verstärkt letztendlich ebenfalls den labyrinthischen Charakter.

Der Eulenberg liegt, geografisch gesehen, in den östlichsten Ausläufern der Ostalpen. Diese Gebiete wiesen während aller pleistozänen Kaltzeiten nur lokal begrenzte Vergletscherungen auf. Das Kichberger Tal war aber sehr wahrscheinlich während des gesamten Pleistozäns eisfrei. In dieser Region existieren nur wenige Daten zu junger tektonischer Hebung oder dem korrespondierenden Reliefausgleich durch Erosion (z.B. WAGNER et al., 2010). Die im HHS gewonnenen Daten sind daher auch überregional als ungefähre Referenzwerte bedeutsam.

27 Speläotheme des HHS wurden mit der $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Methode datiert, zusätzlich wurde ein 5 m hohes Sedimentprofil mittels Paläomagnetik untersucht. Anhand dieser Altersdaten konnte die Evolution des HHS sowie seines Einzugsgebietes nachvollzogen werden (PLAN et al., eingereicht).

Die Ergebnisse der $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierung sind in Abbildung 2 dargestellt. Sie zeigen ein breites Spektrum von etwa 1 ka bis zu Sintern mit Altern von rund 540 ka. Es fällt auf, dass alte Alter durchwegs in hohen Höhlenteilen gefunden wurden, während die jungen Proben eher aus tiefegelegenen Höhlenteilen stammen.

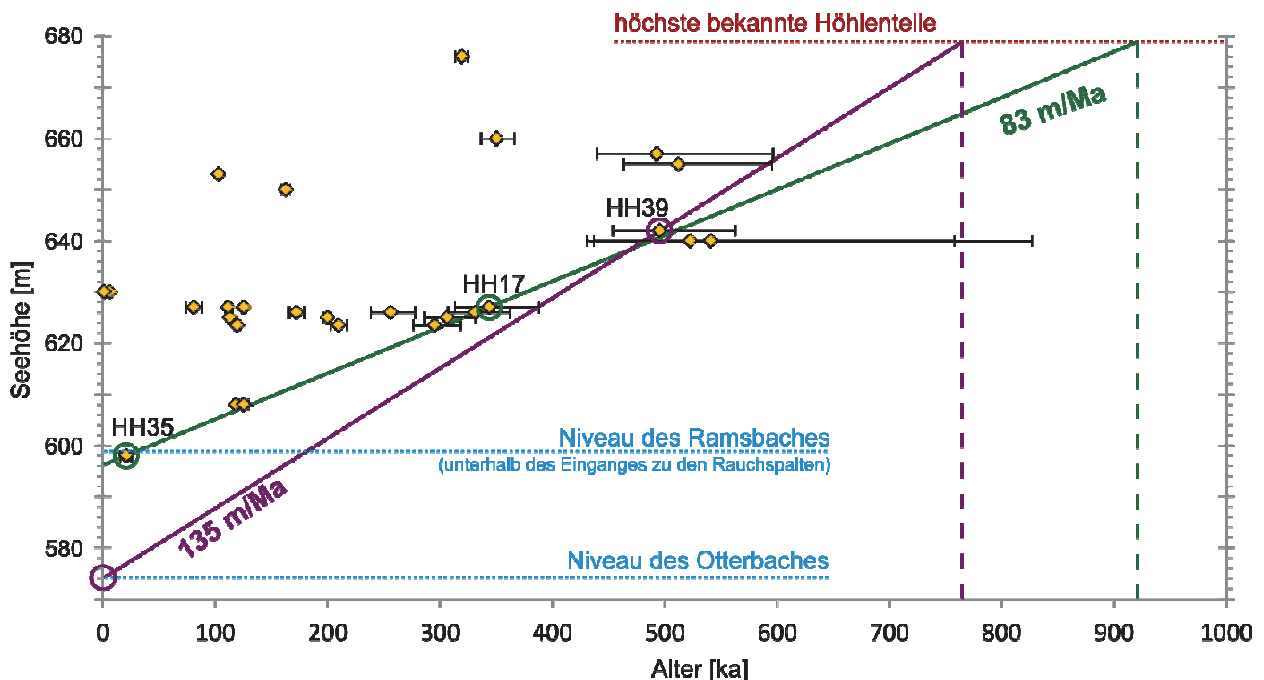


Abb. 2: $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Alter von Speläothemen und deren Höhenlage im HHS. Die Fehlerbalken entsprechen dem analytischen 2σ -Fehler. Die grüne und violette Linie zeigen die aus den Altersdaten abgeleiteten Taleintiefungsraten.

Das mittels Paläomagnetik untersuchte Sedimentprofil liegt auf einem mittleren Höhlenniveau und zeigt normale Polarisation mit zwei kurzen Intervallen reverser Polarisation (Abb. 3A, B). Die Ergebnisse lassen auf eine Ablagerung innerhalb des Brunhes Chron (< 780 ka) schließen, wobei die magnetischen Pol-Umkehrungen mit den Exkursionen Jamaica-Pringle-Falls (205–215 ka) und/oder Calabrian Ridge 1 (315–325 ka; LANGEREIS et al., 1997) korreliert werden können. Diese Daten werden durch das Alter eines Stalagmiten am oberen Ende des Sedimentprofils unterstützt, der auf $162,8 \pm 3,9$ ka datiert werden konnte.

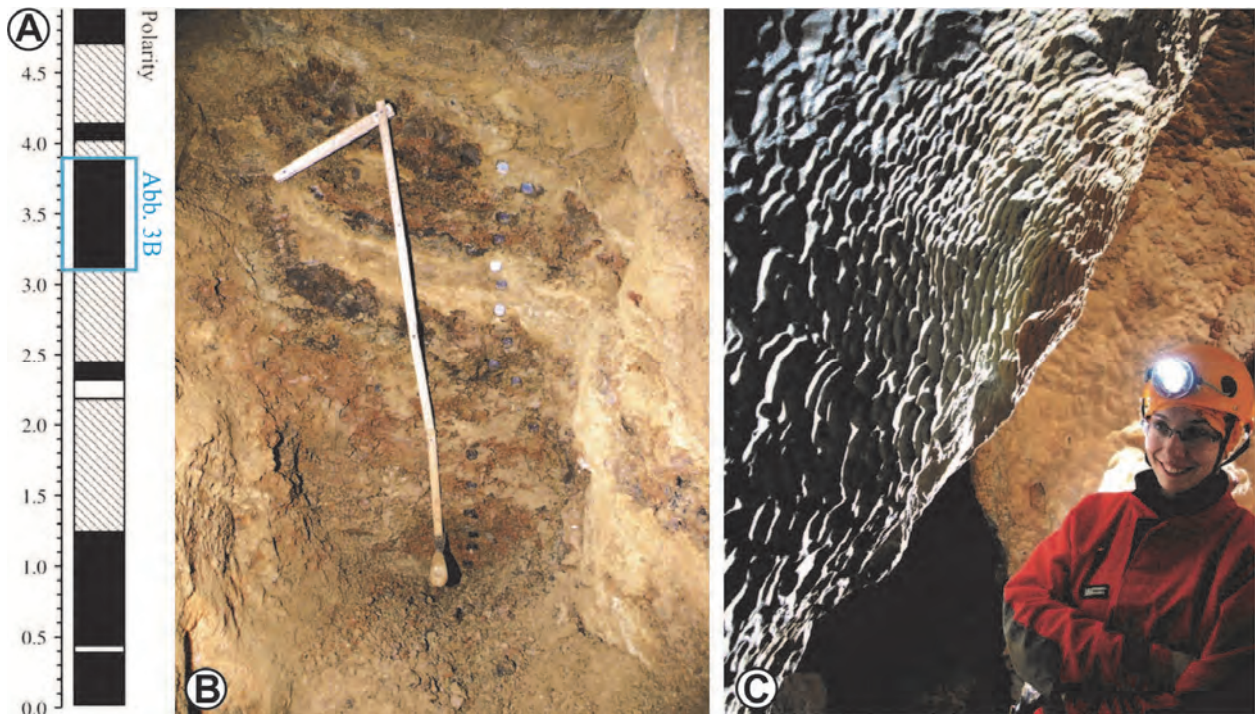


Abb. 3: **A)** Paläomagnetische Polarität der untersuchten Sedimente: weiß – revers; schwarz – normal; schattiert – nicht beprobt. Die links stehenden Zahlen bezeichnen die Profilhöhe in Meter. Der blaue Rahmen zeigt den in Abbildung 3B dargestellten Profilabschnitt. **B)** Unterer Teil des mittels Paläomagnetik analysierten Sedimentprofils. Der Maßstab zeigt eine Höhe von 80 cm. **C)** Fließfacetten im Hermannshöhlensystem. Anhand dieser Höhlenformen konnten die Fließrichtung und -geschwindigkeit bestimmt werden.

Obwohl Teile des Höhlensystems rezent auf oder sogar unter dem Niveau des unmittelbar unterhalb des HHS vorbeifließenden Ramsbaches liegen, fielen diese bereits vor 125 ka zum ersten Mal trocken. Des Weiteren zeigt sich eindrucksvoll, dass bereits auf mittlerem Höhlenniveau 540 ka alte Speläotheme existieren. Das bedeutet, dass dieses Systemniveau mindestens 0,5 Ma alt ist; höhere Bereiche sind vermutlich deutlich älter.

Aufgrund des Oberflächenabtrags von etlichen 10er-Metern seit der Entstehung der Höhlen ist eine Korrelation zwischen dem HHS und heutigen Oberflächenformen nicht möglich. Fließfacetten zeigen eine westwärts gerichtete Paläo-Entwässerung des Karstsystems mit Fließgeschwindigkeiten von bis zu 1,5 m/s (Abb. 3C). Die Paläoentwässerung des HHS verlief also entgegen der Richtung des heutigen Vorfluters, des Otterbaches. Dies deutet auf eine größere Umstrukturierung des lokalen hydrologischen Systems seit der Bildung des HHS hin. Das Fehlen deutlich korrodierter Sinter im HHS lässt darauf schließen, dass die Speläotheme des HHS nach ihrer Ablagerung nicht durch eine spätere Flutung des Systems beeinflusst wurden. Es wurde auch sonst kein Hinweis auf einen späteren Wiederanstieg des Karstwasserspiegels, der Einfluss auf die Höhlenmorphologie hätte, gefunden. Dies deutet auf eine einzelne, lange andauernde Phase der Höhlengenesse unter phreatischen Bedingungen und das langsame Absinken des Grundwasserspiegels hin. Phasen vadoser Speläogenese konnten nicht nachgewiesen werden, und es wurden keine Hinweise für eine hypogene Speläogenese gefunden. Diese Ergebnisse lassen gemeinsam mit jenen der Paläomagnetik-Analyse auf mehrere Phasen von Sedimentverfüllung und -erosion schließen.

Niedrige Kohlenstoffisotopenverhältnisse ($\delta^{13}\text{C}$) der meisten Speläothemproben deuten auf die Existenz von Böden im Einzugsgebiet oberhalb des HHS zur Zeit ihrer Bildung hin. Die Sauerstoffisotopenverhältnisse ($\delta^{18}\text{O}$) sind weitgehend vergleichbar mit jenen rezenter Sinter; einige jedoch zeigen sehr niedrige Werte, was auf eine Bildung während kalter Klimaperioden hindeutet.

Die Ergebnisse der $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Altersdatierung (Abb. 2) erlauben eine Abschätzung der durchschnittlichen Eintiefungsrate des Otterbaches, da die Speläotheme unter vadosen (also nicht wassererfüllten) Bedingungen entstanden. Unter der Annahme einer linearen Beziehung zwischen den ältesten Altern jeder beprobten Höhenlage kann so die Tieferlegung des Karstwasserspiegels abgeschätzt werden. Die Probe HH17 ist 350 ka älter als die Probe HH35 und wurde 29 m höher gefunden. Das ergibt eine lineare Eintiefung von 83 m/Ma (Abb. 2). Fünf weitere Proben innerhalb dieser Zeitspanne plotten ebenfalls (innerhalb ihrer analytischen Fehler) auf oder knapp neben dieser Linie; daher erscheint diese Rate durchaus plausibel. Alternativ kann die lineare Eintiefung zwischen der ältesten Probe mit relativ geringem analytischen Fehler (HH39, 642 m) und dem heutigen Niveau des Otterbaches (575 m) zur Berechnung herangezogen werden. Dies ergibt eine maximale durchschnittliche Eintiefungsrate von 135 m/Ma (Abb. 2).

Beide Raten passen gut mit denen anderer Gebiete zusammen, die ebenfalls während der pleistozänen Vergletscherungen eisfrei waren. WAGNER et al. (2010) konnten anhand kosmogener Radionuklid-Datierungen (Burial Ages) siliziklastischer Sedimente in Karsthöhlen im Murtal nördlich von Graz erstmals Taleintiefungsraten am Ostrand der Ostalpen ableiten. Dabei wurde eine durchschnittliche Rate von 100 m/Ma während der letzten 4 bis 5 Ma festgestellt, wobei sich die anfänglich schnellere Eintiefung von rund 250 m/Ma seit ca. 2,5 Ma auf etwa 40 m/Ma verlangsamt. Im Gegensatz dazu stehen Eintiefungsraten aus den letzten 0,8 Ma aus im Würm-Hochglazial vergletscherten Höhlen der Zentralschweiz, die um das Zehnfache höher sind (HÄUSELMANN et al., 2007).

Die Extrapolation der Eintiefungsraten des Otterbaches in die Vergangenheit erlaubt außerdem eine Abschätzung darüber, wann die Tieferlegung des Karstwasserspiegels die höchsten Teile des HHS (Taubenloch, 679 m) trocken fallen ließ. Je nach Rate liegt das Mindestalter hierfür bei 0,76 bis 0,92 Ma (Abb. 2).

Diese Arbeit wurde durch die Institutsfinanzierung des GLI CAS (No. RV06798531) unterstützt.

Literatur

- HARTMANN, H., HARTMANN, W. & MRKOS, H. (Hrsg.) (1997): Die Hermannshöhle in Niederösterreich: eine Monographie der Hermannshöhle in der Marktgemeinde Kirchberg am Wechsel/NÖ. (Kat.-Nr.2871/7). – Wissenschaftliche Beihefte zur Zeitschrift "Die Höhle", **50**, 264 S., Wien.
- HÄUSELMANN, P., GRANGER, D.E., JEANNIN, P.-Y. & LAURITZEN, S.-E. (2007): Abrupt glacial valley incision at 0.8 Ma dated from cave deposits in Switzerland. – *Geology*, **35**, 143–146, Washington D.C.
- HERRMANN, P., MANDL, G.W., MATURA, A., NEUBAUER, F., RIEDMÜLLER, G. & TOLLMANN, A. (1992): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 105 Neunkirchen. – Geol. B.-A., Wien.
- LAND NIEDERÖSTERREICH (2013): NÖ Atlas – <http://atlas.noel.gv.at>.
- LANGEREIS, C.G., DEKKERS, M.J., LANGE, G.J. DE, PATERNE, M. & VAN SANTVOORT, P.J.M. (1997): Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from an eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes. – *Geophysical Journal International*, **129**, 75–94, Oxford.
- PFARR, T., SEEBACHER, R. & PLAN, L. (2014): Die längsten und tiefsten Höhlen Österreichs. – *Die Höhle*, **65**, 146–150, Wien.
- PLAN, L., SCHÖBER, A., SCHOLZ, D., SPÖTL, C., BOSÁK, P. & PRUNER, P. (eingereicht): Speleogenesis of the Hermannshöhle cave system (Austria): Constraints from $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -dating and palaeomagnetic analysis. – *International Journal of Speleology*, Bologna.
- SCHÖBER, A., PLAN, L., SCHOLZ, D. (2014): Genese der Hermannshöhle (Kirchberg/Wechsel, NÖ). – *Die Höhle*, **65**, 25–46, Wien.
- WAGNER, T., FABEL, D., FIEBIG, M., HÄUSELMANN, P., SAHY, D., XU, S. & STÜWE, K. (2010): Young uplift in the non-glaciated parts of the Eastern Alps. – *Earth and Planetary Science Letters*, **295**, 159–169, Amsterdam.

Gefahrenprävention – aus Katastrophen für die Zukunft lernen und Planungsgrundlagen schaffen

NILS TILCH¹, LEONHARD SCHWARZ¹, ARBEN KOÇIU¹, HERWIG PROSKE², CHRISTIAN BAUER²,
KARL HAGEN³, KLAUS KLEBINDER⁴, ERICH LANG³, PETER ANDRECS³, FRANZ SCHMID⁵,
REINHARD RIBITSCH⁶, SIEGFRIED HERMANN⁷, JÜRGEN LOIZENBAUER⁸ & GEORG PISTOTNIK⁹

¹ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. nils.tilch@geologie.ac.at; leonhard.schwarz@geologie.ac.at; arben.kociu@geologie.ac.at

² Joanneum Research, Steyrergasse 17, 8010 Graz, Österreich. herwig.proske@joanneum.at; christian.bauer@joanneum.at

³ Bundesforschungszentrum für Wald (BFW), Institut für Naturgefahren, Seckendorff-Gudent-Weg 8, 1131 Wien, Österreich. karl.hagen@bfw.gv.at; erich.lang@bfw.gv.at; peter.andreacs@bfw.gv.at

⁴ Bundesforschungszentrum für Wald (BFW), Rennweg 1, 6020 Innsbruck. klaus.klebinder@uibk.ac.at

⁵ Abteilung Schutzwasserwirtschaft, Sektion IV – Wasserwirtschaft, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (BMLFUW), Stubenring 1, 1010 Wien, Österreich. franz.schmid@bmlfuw.gv.at

⁶ Wildbach- und Lawinenverbauung, Gebietsbauleitung Steiermark Ost, Ziegelofenweg 24, 8600 Bruck/Mur, Österreich. reinhard.ribitsch@die-wildbach.at

⁷ Geolith Consult, Limberg 1, Schloss Limberg, 8541 Schwanberg, Österreich. s.hermann@geolith.at

⁸ Geolith Consult, Walter-Goldschmidt-Gasse 35/5, 8042 Graz, Österreich. j.loizenbauer@geolith.at

⁹ Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), Hohe Warte 38, 1190 Wien, Österreich. georg.pistotnik@zamg.ac.at

Einleitung

Im August 2005 verursachten Niederschläge im Westen und Südosten Österreichs schwere Schäden. Diese resultierten in der Oststeiermark weniger aus Gerinneprozessen (Hochwasser, Murgänge), sondern vorwiegend aus gerinnefernen gravitativen Massenbewegungen (Rutschungen und Hangmuren).

So ereigneten sich innerhalb weniger Tage allein im Bereich der oststeirischen Gemeinden Gasen und Haslau (Bezirk Weiz) auf einer Gebietsfläche von etwa 60 km² (Abb. 1) mehr als 780 gravitative Massenbewegungen (TILCH et al., 2009; HABERSACK et al., 2009).

Die Dörfer und das Straßennetz wurden vielerorts verwüstet, sodass etliche Bewohner evakuiert werden mussten bzw. tagelang von der Außenwelt abgeschnitten waren. Über reine Sachschäden hinaus kam es in der Ortschaft Gasen zu einem tragischen Ereignis (Abb. 2):

In der Nacht vom 20. auf den 21. August 2005 ereignete sich oberhalb eines Hauses eine Hangrutschung, deren Rutschmasse aufgrund des hohen Wassergehaltes als Hangmure mit hoher Geschwindigkeit abfloss. Dadurch wurde ein am Hangfuß liegendes Haus fast vollständig zerstört. Dieses Ereignis forderte zwei Menschenleben.

Die Schäden aufgrund spontan abgehender Hangmuren sind oft sehr groß. Dies ist vornehmlich in der beschleunigten Materialumlagerung an steilen Hängen, der daraus resultierenden großen Prozessreichweite und dem hohen Druckimpuls selbst kleiner Volumina begründet. Gefahren innerhalb des Siedlungsraumes und der raumplanungsrelevanten Bereiche hatten somit vielerorts ihre Ursache in relativ weit entfernt entstandenen gravitativen Massenbewegungen. Deshalb sind solche Prozesse für eine realistische Gefahreinschätzung und zur Ausweisung von Gefahrenzonen für raumplanerische Zwecke von großer Bedeutung.

Ereignisdokumentation und Auswertung

Bereits kurz nach den Ereignissen im August 2005 wurden seitens mehrerer Institutionen unterschiedlicher Fachdisziplinen (Geologische Bundesanstalt (GBA), Bundesforschungszentrum für Wald (BFW), Firma Geolith Consult, Wildbach- und Lawinenverbauung, Landesregierung Steiermark) eine Vielzahl von Indizien und Informationen zu den aktuellen gravitativen Massenbewegungen per Felderkundung zusammengetragen.

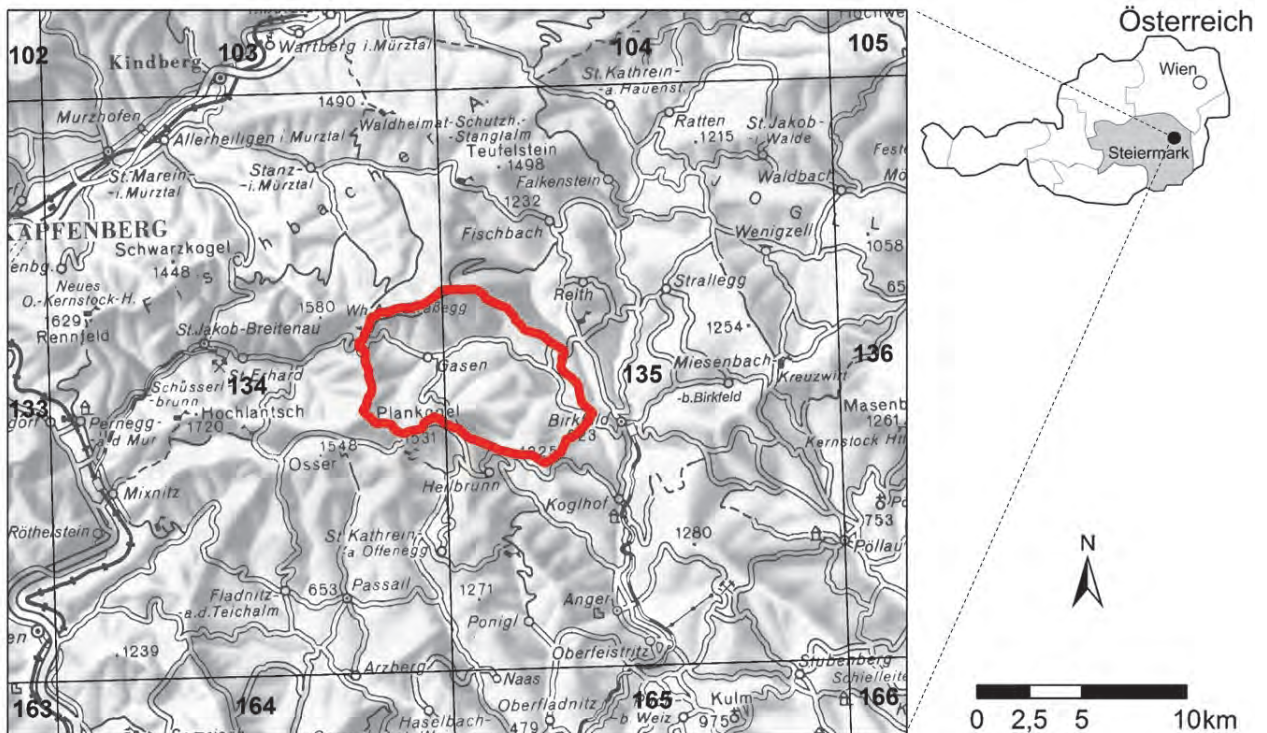


Abb. 1: Lage des Katastrophengebietes Gasen-Haslau im Bereich der Fischbacher Alpen (Darstellungsgrundlage: DHM, Situation, © BEV) im Blattschnittbereich der ÖK50 Blatt 134 Passail und Blatt 135 Birkfeld.

Zusätzlich wurden später seitens der Geologischen Bundesanstalt auch Archivrecherchen durchgeführt und seitens des Joanneum Research Luftbilder aktuellen (September 2005) und älteren Datums (1996, 2003) ausgewertet (TILCH et al., 2011a). Informationen zu älteren gravitativen Massenbewegungen sind deshalb sehr wichtig, da so ein ereignisunabhängiges, objektiviertes Gesamtbild (z.B. unterschiedliche Niederschlagsverteilung und zeitlich variable Gebietsvorfeuchte der Einzelereignisse) hinsichtlich der Verteilung der Prozesse, der signifikanten Prozesstypen und der besonders prozessdisponierenden Standortfaktoren entsteht. Sämtliche Informationen wurden mittels Geographischem Informationssystem (GIS) digital aufbereitet, kompiliert und zu Karten für unterschiedliche Zielsetzungen (Gefahrenprävention, raumplanerische Zwecke) verarbeitet (Abb. 3, 4; TILCH & KOÇIU, 2007; HABERSACK et al., 2009; TILCH et al., 2009).



Abb. 2: Ein durch eine Hangmure zerstörtes Haus in der Gemeinde Gasen. Zwei Menschen kamen durch diese gravitative Massenbewegung ums Leben (Fotoquelle: A. Koçiu, GBA).

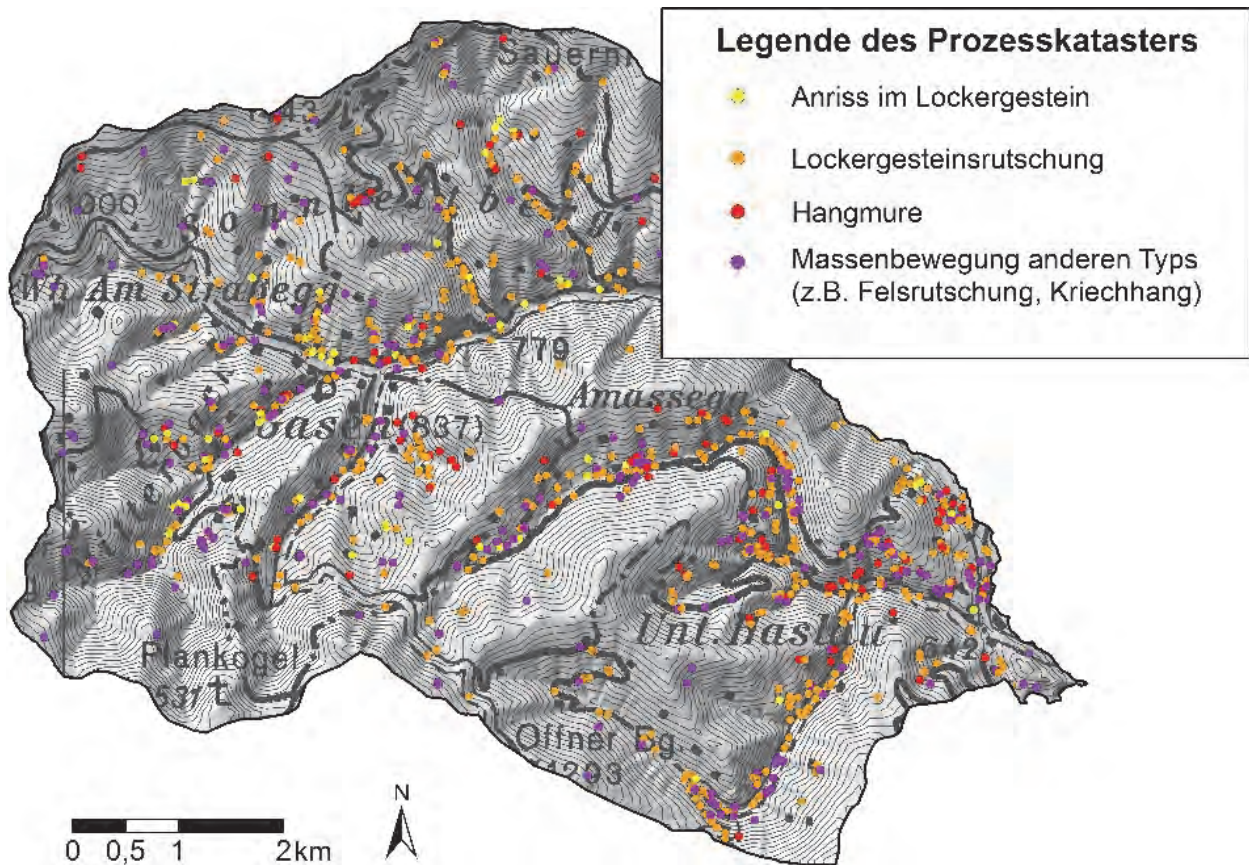


Abb. 3: Digitaler Prozesskataster, welcher durch digitale Aufbereitung von Gelände- und Archivdaten verschiedener Institutionen sowie Datenkompilation erzeugt wurde (Darstellungsgrundlagen: DHM, Situation © BEV).

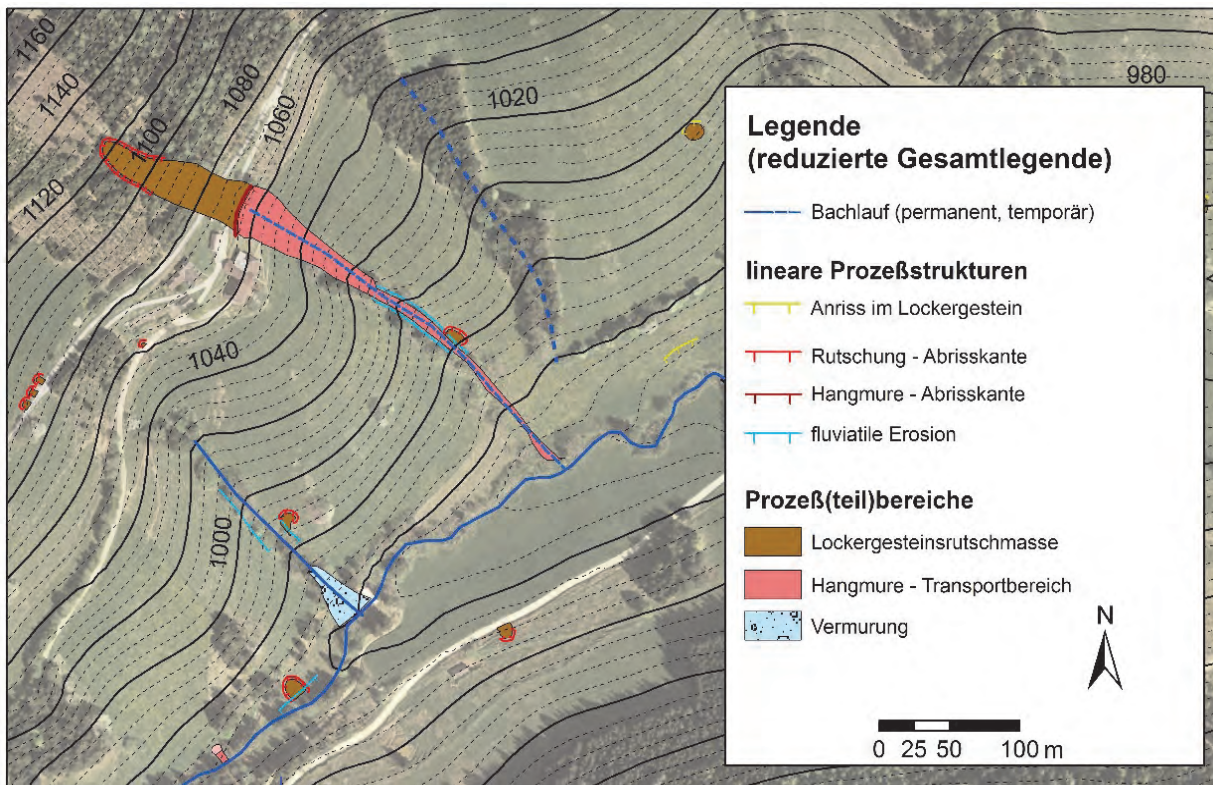


Abb. 4: Digitale Karte der Prozess(teil)räume, welche durch digitale Aufbereitung von Gelände- und Archivdaten verschiedener Institutionen sowie Datenkompilation erzeugt wurde (Darstellungsgrundlagen: DHM, © BEV; Luftbild: GIS Steiermark).

Erstellung von Planungsgrundlagen und fragestellungsorientierten Karten

Für eine Abschätzung der durch gravitative Massenbewegungen gefährdeten Bereiche müssen generell auch jene Hangabschnitte beurteilt werden, die bisher (vermeintlich) stabil waren, von denen aber zukünftig, unter anderen Rahmenbedingungen, eine Gefahr ausgehen könnte.

Deshalb wurden, unter Einbeziehung der erstellten digitalen Prozesskarten und Prozesskataster, detaillierte Kartierungen in den für die raumplanungsrelevanten Gebiete bedeutsamen Hangbereichen durchgeführt. Dies erfolgte vor allem per Expertenwissen anhand räumlicher Analogieschlüsse durch die Firma Geolith Consult. Dabei wurde von den signifikanten Standortmerkmalen bisher instabiler Hangbereiche auf die relative Instabilität bisher vermeintlich stabiler Hangbereiche geschlossen. Das Ergebnis ist eine **partielle Detailkarte der gefahrenrelevanten Prozessbereiche**.

Die gesamthaft erzielten Ergebnisse wurden bereits in der Revision des Gefahrenzonenplanes in Form brauner Hinweisbereiche berücksichtigt. Für die zuständige Baubehörde erster Instanz (Bürgermeister) erfolgte eine zusätzliche Untergliederung in braun-rote und braun-gelbe Hinweisbereiche:

- **braun-rot:** Es ist mit einem erheblichen Untersuchungs- und/oder Stabilisierungsaufwand zu rechnen. Es wird von einer Neubebauung abgeraten.
- **braun-gelb:** Es ist mit einem vertretbaren Untersuchungs- und/oder Stabilisierungsaufwand zu rechnen. Damit lässt sich die Siedlungsentwicklung in weniger gefährdete Bereiche lenken.

In weiterer Folge wurden statistische Methoden (Neuronale Netze, Logistische Regression) und eine heuristische, rein expertenbasierte Methode (RUDI^{HM}) eingesetzt, mittels derer **gebietsweite, flächendetaillierte Karten mit Informationen zur räumlichen Variabilität der Gebietsveranlagung für gravitative Massenbewegungen im Lockergestein** (= Prozessdispositionskarten) erzielt wurden (Abb. 5; TILCH et al., 2011a, c).

Für die statistischen Modellierungen wurden einerseits die gemeinsam erzielten Prozessdaten hoher Qualität als Modelltrainings- und Validierungsdaten benötigt. Andererseits wurden Parameterkarten verwendet, mittels derer die räumliche Variabilität verschiedener prozessrelevanter Standortfaktoren möglichst realistisch beschrieben wird. Zwecks Plausibilisierung dieser Parameterkarten wurden im Gelände gewonnene Informationen herangezogen.

Aufgrund der hervorragenden Datenlage wurden recht verlässliche und realistische Modellierungsergebnisse erzielt, so dass auch die Voraussetzungen hinsichtlich der Modellierung von Szenarien äußerst günstig waren, wie z.B.

- gebietsweite Rodung/Aufforstung des Waldes sowie
- gebietsweiter minimaler/maximaler Ereignisniederschlag innerhalb des Untersuchungsgebietes.

Basierend auf diesen Szenario-bezogenen Ergebnissen war es möglich, Antworten auf konkrete, im Kontext zur Gefahrenprävention stehende Fragen der Raumplanung und Forstwirtschaft zu geben (TILCH & SCHWARZ, 2011; TILCH et al., 2011b).

Weiterführende Untersuchungen seitens der GBA haben gezeigt, dass zunehmend unvollständige Prozesskataster die Unsicherheit der modellierten Prozessdispositionskarten deutlich erhöhen bzw. deren Güte deutlich verringern (Abb. 6; TILCH et al., 2011d; ÖSTERREICHISCHE RAUMORDNUNGSKONFERENZ, 2015). Deshalb sind möglichst vollständige Prozesskataster unerlässlich, wenn zuverlässige und realitätsnahe Planungsgrundlagen erzielt werden sollen. Insbesondere im Fall flachgründiger Lockergesteinsrutschungen und Hangmuren, die sehr zahlreich im August 2005 in Gasen und Haslau entstanden sind und beträchtliche Schäden verursacht hatten, ist von einer nur kurzzeitig sichtbaren/kartierbaren Prozessphänomenologie auszugehen. Deshalb ist eine rasche Prozesskartierung und Dokumentation unerlässlich, was Dank der raschen institutsübergreifenden Kartierung möglich war.

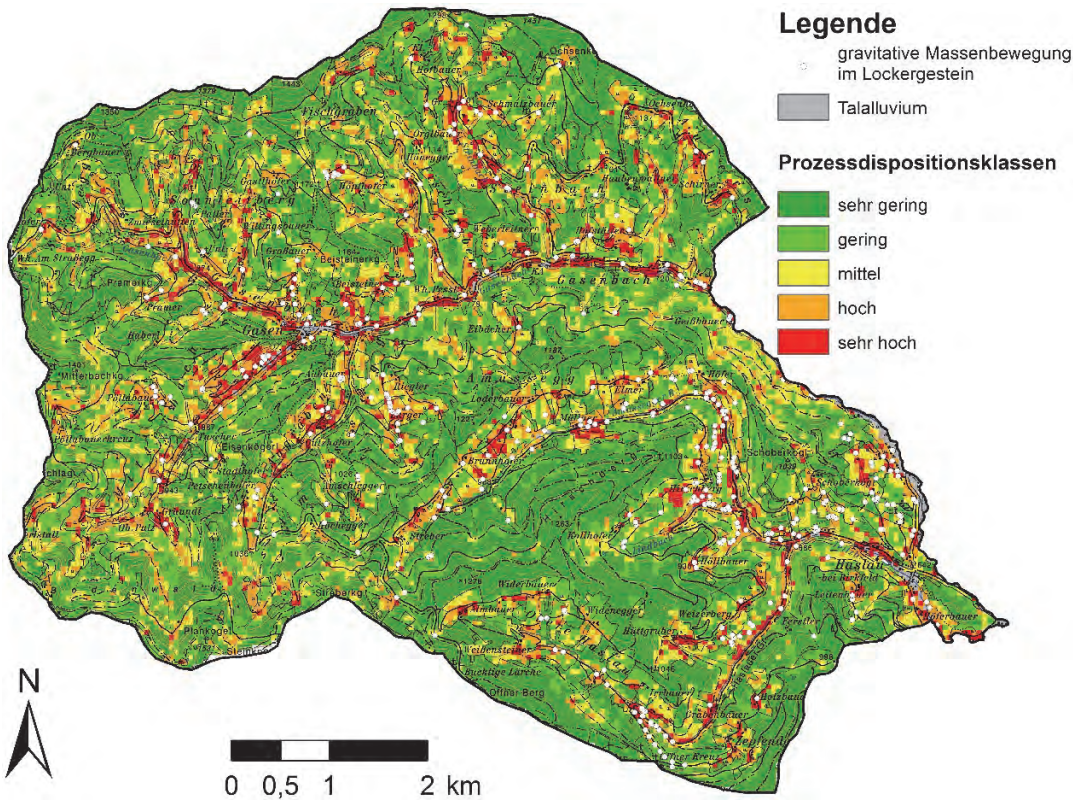
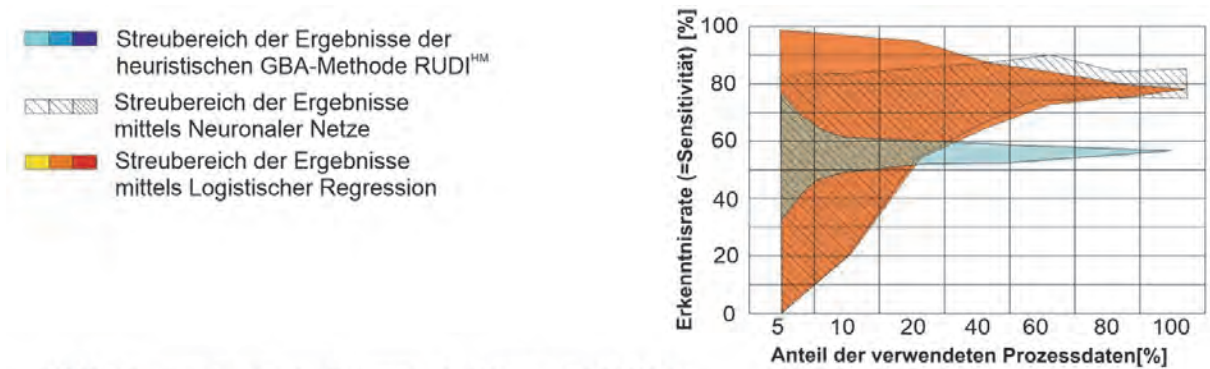


Abb. 5: Mittels Neuronaler Netze erzielte Prozessdispositionskarte für spontane Massenbewegungen im Lockergestein (Lockergesteinsrutschungen, Hangmuren; Darstellungsgrundlage: Situation, © BEV).



Validierung nach CHUNG & FABBRI (2003):

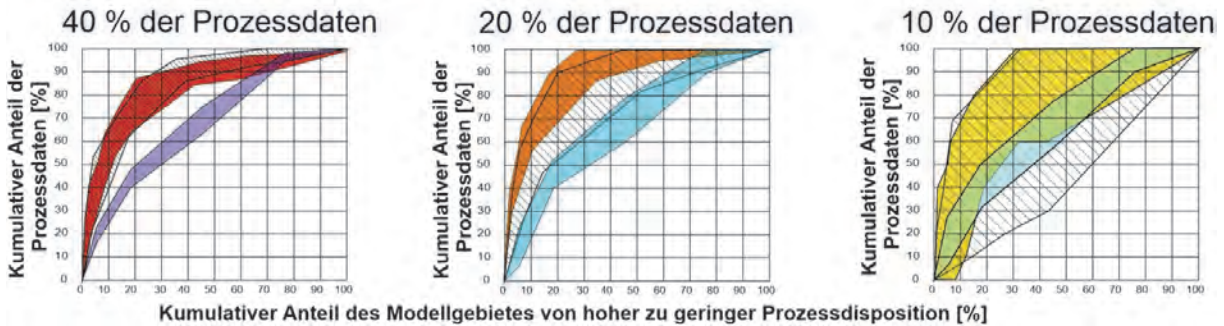


Abb. 6: Streuung der Validierungsergebnisse für Prozessdispositionskarten, die unter der Verwendung unterschiedlich reduzierter Prozessdatenmengen mittels unterschiedlicher Methoden (heuristische Methode, Neuronale Netze, Logistische Regression) für die Region Gasen-Haslau erzeugt werden. Die Streuung/Unsicherheit der Validierungsmaße nimmt insbesondere im Fall der Verwendung von statistischen Methoden bei zunehmender Reduktion der Prozessdatenmenge zu (Abbildung aus TILCH et al., 2011d).

Hinweis

Im Rahmen des Vortrages wird vornehmlich auf die im August 2005 im Katastrophengebiet Gasen-Haslau erfolgten gravitativen Massenbewegungen und signifikante, prozessdisponierende Standortfaktoren eingegangen, die von verschiedenen Institutionen kartiert wurden. Im Gegensatz dazu wird im Rahmen eines Posters mit gleichlautendem Titel der gesamte wissenschaftliche Bearbeitungsgang bis hin zu den erzielten Planungsgrundlagen präsentiert.

Literatur

- CHUNG, C.F. & FABBRI, A.G. (2003): Validation of spatial prediction models for landslide hazard mapping. – *Natural Hazards*, **30**, 451–472, Dordrecht.
- HABERSACK, H., BÜRCEL, J. & KANONIER, A. (2009): Vertiefung und Vernetzung zukunftsweisender Umsetzungsstrategien zum integrierten Hochwassermanagement. – *FloodRisk II – Synthesebericht*, 259 S., Wien.
<http://www.bmvit.gv.at/service/publikationen/verkehr/schifffahrt/downloads/floodrisk.pdf> (abgefragt am 13.08.2015)
- ÖSTERREICHISCHE RAUMORDNUNGSKONFERENZ (Hrsg.) (2015): Risikomanagement für gravitative Naturgefahren in der Raumplanung. – Wien. (= ÖROK-Schriftenreihe 193).
- TILCH, N. & KOÇIU, A. (2007): Abschätzung der Risikodisposition für Rutschungen und Hangbewegungen am Beispiel Gasen/Haslau (Stmk). – Projektbericht, 86 S., Geol. B.-A., Wien.
- TILCH, N. & SCHWARZ, L. (2011): Erzeugung allgemein verständlicher und anwendungsorientierter Dispositionskarten für spontane gravitative Massenbewegungen im Lockergestein – am Beispiel der Region Gasen-Haslau (Steiermark). – Unveröffentlichter Bericht, 59 S., Geol. B.-A., Wien.
- TILCH, N., KOÇIU, A., RIBITSCH, R., SCHMID, F., PROSKE, H., ANDRECS, P., HAGEN, K., LANG, E., HERMANN, S. & LOIZENBAUER, J. (2009): Abschätzung der Risikodisposition für Rutschungen und Hangbewegungen am Beispiel Gasen/Haslau (Stmk). – *FloodRisk II – Vertiefung und Vernetzung zukunftsweisender Umsetzungsstrategien zum integrierten Hochwassermanagement*. – Poster zur Ergebnispräsentationsveranstaltung 29./30.06.2009, Wien.
- TILCH, N., SCHWARZ, L., HAGEN, K., AUST, G., FROMM, R., HERZBERGER, E., KLEBINDER, K., PERZL, F., PROSKE, H., BAUER, C., KORNBERGER, B., KLEB, U., PISTOTNIK, G. & HAIDEN, T. (2011a): Modelling of Landslide Susceptibility and affected Areas – Process-specific Validation of Databases, Methods and Results for the Communities of Gasen and Haslau (AdaptSlide). – Endbericht des Projektes ADAPTSIDE im Rahmen des EU-Projektes ADAPTALP, 305 S. (20 S. Beilagen/Anhang), Wien, Graz, Innsbruck.
http://bfw.ac.at/050/pdf/ASlide_Endbericht_fin_201110119.pdf (abgefragt am 13.08.2015)
- TILCH, N., SCHWARZ, L., PROSKE, H. & BAUER, C. (2011b): Nutzungsorientierte (raumplanungsrelevante?) Prozessdispositionskarten. – Vortrag im Rahmen des Workshops „Simulation der Rutschungen von 2005 – Kommunikation Forschung-Praxis-Betroffene“ am 23.05.2011 in Gasen.
- TILCH, N., SCHWARZ, L., PROSKE, H., BAUER, C., HAGEN, K., KLEBINDER, K., PISTOTNIK, G., SCHMID, F., RIBITSCH, R. (2011c): Generating useable process-oriented susceptibility-maps regarding to spontaneous gravitational mass movements as an objective basis for planning on local scale - which are the best methods and which data do we need?. – Poster im Rahmen der internationalen Abschlusskonferenz des EU-Projektes ADAPTALP am 06.07.2011 in München – Klimawandel und Naturgefahren im Alpenraum – Forschungsergebnisse und Anpassungsstrategien für die Praxis.
- TILCH, N., SCHWARZ, L. & WINKLER, E. (2011d): Einfluss der Prozessdatenqualität auf die mittels Neuronaler Netze, Logistischer Regression und heuristischer GBA-Methode erstellten Dispositionskarten hinsichtlich spontaner gravitativer Massenbewegungen im Lockergestein und die Ergebnisvalidierung. – Poster im Rahmen des Geoforums Umhausen, 20./21.10.2011, Niederthai.
https://www.geologie.ac.at/fileadmin/user_upload/dokumente/pdf/poster/poster_2011_geoforum_umhausen_tilch_et_al_01.pdf (abgefragt am 21.06.2016)

Baurohstoffe auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld

MARIA HEINRICH*, IRENA LIPIARSKA*, PIOTR LIPIARSKI*, BEATRIX MOSHAMMER*,
SEBASTIAN PFLEIDERER*, JULIA RABEDER*, HEINZ REITNER*, BARBARA TRÄXLER*,
THOMAS UNTERSWEG*, JULIA WEILBOLD* & INGEBORG WIMMER-FREY*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
maria.heinrich@geologie.ac.at; irena.lipiaraska@geologie.ac.at; piotr.lipiariski@geologie.ac.at;
beatrix.moshhammer@geologie.ac.at; sebastian.pfleiderer@geologie.ac.at;
julia.rabeder@geologie.ac.at; heinz.reitner@geologie.ac.at; barbara.traxler@geologie.ac.at;
thomas.untersweg@geologie.ac.at; julia.weilbold@geologie.ac.at;
ingeborg.wimmer-frey@geologie.ac.at

Von aktueller wirtschaftlicher und teilweise überregional-regionaler, teilweise lokaler Bedeutung sind die Vorkommen von Kies-Sanden in den Talfüllungen der Inneralpinen Becken bzw. im Lafnitztal, die Gewinnung von Dolomit als Nebenprodukt zum Veitscher Magnesit, von Marmor im Drauzug-Gurktal-Deckensystem, von Granitgneis und Marmor im Koralpe-Wölz-Deckensystem, von teilweise zu Sand vergrustem Quarzit im Silvretta-Seckau-Deckensystem und im unterostalpinen Semmering-Wechsel-Deckensystem. Hangschuttvorkommen aus karbonatischen Einzugsgebieten und Karbonatgesteine der Kalkalpen werden in einer Reihe von Bedarfsabbauen gewonnen und sind wichtig für die lokale Versorgung mit Straßenbaumaterial. Der großen Anzahl von 130 aufgelassenen Baurohstoff-Gewinnungsstätten (insbesondere Gneise, Quarzite, Kies-Sande und Schutt, Karbonatgesteine) stehen etwa 44 im Rahmen der steirischen Rohstoffvorsorge (BEYER et al., 1998; UNTERSWEG et al., 1999) untersuchte Indikationen und erkundete Vorkommen (insbesondere Kies-Sande, Karbonatgesteine, Gneise und Quarzite) gegenüber. Tabelle 1 zeigt dazu die Vielfalt der heute und früher für Bauzwecke genutzten Gesteine und ihre geologische Position.

Die hier präsentierte Bestandsaufnahme der Abbaustellen und Rohstoffvorkommen beruht zur Zeit nur zum Teil auf eigenen, aktuellen Erhebungen im Gelände anlässlich Kartierungen, Befahrungen und mineralrohstoffgesetzlichen Verfahren. Die Geländeaufnahme auf GK50 Blatt 103 Kindberg wurde im Sommer 2015 durchgeführt. Abgesehen davon stützt sich die Bestandsaufnahme auf Archivalien der Steinbruchkartei der Geologischen Bundesanstalt (GBA) und Literaturlauswertungen, beginnend mit den baueologischen Karten und den Beschreibungen der bautechnisch nutzbaren Gesteinen der Steiermark (BRANDL & HAUSER, 1950; HAUSER & URREGG, 1949, 1951, 1952) und vorwiegend steirischer Projekte der Jahre 1970 bis 2000. Dazu gehören die Erfassungen der Lockergesteine (GRÄF et al., 1989), der Festgesteine (EBNER et al., 1989; NIEDERL et al., 1986a) sowie der Werk- und Dekorgesteine (EBNER, 1984, 1985; KRÄINER et al., 1984; NIEDERL et al., 1986b; SUETTE, 1984a, b, 1986), des Naturraumpotenzials (KRÄINER, 1990; NIEVOLL, 1987; PÖSCHL & UNTERSWEG, 1992, 1993, 1995) und der Rohstoffsicherungsgebiete (BEYER et al., 1998; UNTERSWEG et al., 1999). Unter den bundesweiten Erhebungen, die von der GBA selbst durchgeführt wurden, sind die systematischen Erhebungen zum Tonatlas (WIMMER-FREY et al., 1992), zur Optimierung der Wertschöpfung (MOSHAMMER, 1994), zum Wissensstand Baurohstoffe (HEINRICH, 1995), zu den Industriemineralen (HELLERSCHMIDT-ALBER, 1995) sowie zu hochreinen Karbonatgesteinen (MOSHAMMER, 1999) hervorzuheben. Da alle diese Arbeiten aus verschiedenen Jahren stammen, wurde 2013 bis 2015 eine Revision anhand möglichst aktueller Orthofotos durchgeführt und ein Abgleich mit der Steirischen Steinbruchkartei im „Digitalen Atlas Steiermark“ (<http://gis2.stmk.gv.at/atlas/init.aspx?ks=das&Karte=adr&cms=da>) vorgenommen. Aufbauend auf den bundesweiten und steirischen Rohstoffuntersuchungen wurden die eigenen Vorarbeiten (UNTERSWEG & HEINRICH, 2004) und Arbeiten zum Österreichischen Rohstoffplan (HEINRICH, 2012; PFLEIDERER et al., 2012a) durchgeführt.

Geologisch-tektonische Großeinheit / Rohstoff	Abbau in Betrieb	bei Bedarf in Betrieb	außer Betrieb, rekultiviert	Indikation, erkundete Vorkommen
Inneralpine Becken				
Kies-Sand, meist Quartär	1		7	5
Sand (Neogen)		1	3	1
Konglomerat, Blockwerk (Neogen)			2	
Lehm			1	
Oberostalpin: Nördliche Kalkalpen				
Schutt (Karbonat)		7	6	2
Kies-Sand (Schwemmfächer)			2	
Kalktuff			1	
Dolomit			2	
Kalkstein, tw.dolomitisch		4	1	
Kalkstein	1	1	5	6
Quarzit?	1			
Oberostalpin: Tirolisch-Norisches-Deckensystem				
Kies-Sand (Moräne)			1	
Kalkstein			2	1
Marmor	1			
Porphyroid			2	
Oberostalpin: Deckensystem der Grauwackenzone				
Schutt, Grus (Hang-, Verwitterungsschutt)			2	
Dolomit (Magnesit)	1			
Quarzit		1		1
Oberostalpin: Drauzug-Gurktal-Deckensystem				
Dolomitmarmor			1	2
Kalkmarmor	3		1	3
Oberostalpin: Koralpe-Wölz-Deckensystem				
Gneis (Augen-, Granitgneis)	2		21	4
Glimmerschiefer, Gneis		1	18	1
Marmor	3		4	4
Metagabbro			2	
Amphibolit			1	
Quarz, Feldspat			3	
Quarzit			9	1
Talkfels, Talkschiefer			1	
Oberostalpin: Silvretta-Seckau-Deckensystem				
Kies-Sand (Talfüllung)	1			
Gneis (Paragneis, tw. vergrust)			2	3
Kalkstein, Kalkmarmor, tw. dolomitisch			6	1
Quarzit, tw. zu Sand vergrust	5	2	21	7
Unterostalpin: Semmering-Wechsel-Deckensystem				
Dolomit, Kalkstein, Marmor			3	
Quarzit	1			2
Summe	20	17	130	44

Tab. 1: Übersicht zu bestehenden und früheren Abbaustellen sowie von Indikationen und Vorkommen von Baurohstoffen auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und Blatt 135 Birkfeld, tektonische Gliederung nach RALF SCHUSTER, freundliche mündliche Mitteilung.

Punkto Lockergesteinsrohstoffe waren der digitale Datensatz der Lockergesteinskarte (HEINRICH et al., 2015) und Mächtigkeits-erhebungen (UNTERSWEIG et al., 2013), beide werden fortgeschrieben, die Basis für die Eignungsbeurteilungen.

Zurzeit werden österreichweit die Vorkommen junger, regenerativer Lockergesteine (Schuttkegel, Schwemmfächer und Füllungen kleiner Täler) im Hinblick auf ihre lithologische Charakteristik und Nutzbarkeit untersucht, dabei werden auch die Vorkommen auf den beiden Blättern bearbeitet (PFLEIDERER et al., 2012b, 2015).

Literatur

- BEYER, A., UNTERSWEIG, T., PLASS, N. & PÖSCHL, M. (1998): Rohstoffsicherung Steiermark Teil 1: Bezirk Deutschlandsberg und Westteil Bezirk Leibnitz, Murau, Liezen-West, Liezen-Ost, Teile Bezirke Bruck/M., Leoben und Judenburg, Bezirk Weiz. – Berichte Büro Beyer & Joanneum Research, Rohstoffsicherung Steiermark i. A. Amt der Steiermärkischen Landesregierung, 50 S. + Teilberichte, Graz.
- BRANDL, W. & HAUSER, A. (1950): Baugeologische Karten von Steiermark, Blatt 1: Bezirk Hartberg. – Technische Hochschule Graz, 16 S., 1 Karte, Graz.
- EBNER, F. (1984): Farb- und Gefügevarietäten Steirischer Karbonatgesteine. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-032c/83, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05939-R, 342 S., 188 Fotos in sep. Bd., Graz.
- EBNER, F. (1985): Dekor- und Nutzgesteine der Steiermark: Farb- und Gefügevarietäten steirischer Karbonatgesteine. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt., **6**, 7–9, Wien.
- EBNER, F., NIEDERL, R. & SUETTE, G. (1989): Erfassung und Beurteilung von Festgesteinen in der Steiermark. Stand der Dokumentation. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **10**, 145–158, Wien.
- GRÄF, W., HÜBEL, G. & PÖSCHL, M. (1989): Die Lockergesteine der Steiermark, Erfassung und Dokumentation. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **10**, 159–167, Wien.
- HAUSER, A. & URREGG, H. (1949): Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks: Die granitischen Gesteine Steiermarks. – Technische Hochschule Graz, **H 2**, 43 S., Graz.
- HAUSER, A. & URREGG, H. (1951): Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks: Die Kalke, Marmore und Dolomite Steiermarks. 4 Teil: Die Marmore und Dolomite. Im Anhang: Sandsteine und Konglomerate. – Technische Hochschule Graz, **H 6**, 48 S., Graz.
- HAUSER, A. & URREGG, H. (1952): Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks: Die kristallinen Schiefer. – Technische Hochschule Graz, **H 8**, 38 S., Graz.
- HEINRICH, M. (1995): Bundesweite Übersicht zum Forschungsstand der Massenrohstoffe Kies, Kiessand, Brecherprodukte und Bruchsteine für das Bauwesen hinsichtlich der Vorkommen der Abbaubetriebe und der Produktion sowie des Verbrauches – Zusammenfassung. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **31**, IV + 24 S., Wien.
- HEINRICH, M. (2012): Festgesteine. – In: WEBER, L. (Hrsg.) (2012): Der Österreichische Rohstoffplan. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **26**, 146–169, Wien.
- HEINRICH, M. (Red.), UNTERSWEIG, T. (Red.) & LIPIARSKI, P. (Red.) (2015): Digitale Arbeitskarte zur Verbreitung von Lockergesteinen in Österreich 1:50.000 unter Verwendung publizierter und unpublizierter geologischer Karten. – Unveröffentlichter digitaler Datensatz, VLG-Proj. Bundesweite Vorsorge Lockergesteine, Geol. B.-A. / FA Rohstoffgeologie, Stand 2015, Wien.
- HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (1995): Bundesweite Übersicht über Vorkommen von Industriemineralen (Österreich). – Unveröffentlichter Endbericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-027/88-90, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv A 10690-R, 225 S., Wien.
- KRAINER, B. (1990): Naturraumpotentialkarten der Steiermark: Bezirk Weiz, Teilbereiche (1990): Geologie und Hydrogeologie. – Berichte Forschungsgesellschaft Joanneum, 52 S., Graz.
- KRAINER, B., SCHIRNIK, D., SUETTE, G. & TSCHELAUT, W. (1984): Die Konglomerate und Sandsteine der mittelsteirischen Gosau. Dekorgesteine der Steiermark-Konglomerate, Brekzien, Sandsteine. – Berichte Forschungsgesellschaft Joanneum, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-032b/83, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05799-R, 45 S., Graz.
- MOSHAMMER, B. (1994): Systematische Untersuchung von Rohstoffvorkommen zur Optimierung der Wertschöpfung. – Unveröffentlichter Abschlussbericht, VLG-Projekt Ü-LG-025/1988-1993, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 27 S., Anhang mit Karten, Wien.
- MOSHAMMER, B. (1999): Vorkommen von hochreinen und weißen Karbonatgesteinen in Österreich. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **48**, 33 S., 46 Kt., Wien.

- NIEDERL, R., SUETTE, G. & GRÄF, W. (1986a): Systematische Erfassung der Festgesteinsvorkommen in der Steiermark. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-066/85-86?, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 06467-R, 79 S., 5 Beil., 1 Anh., Graz.
- NIEDERL, R., SUETTE, G., ZIRKL, E.J. & GRÄF, W. (1986b): Aufnahme und Bewertung von Dekor- und Nutzgesteinen der Steiermark V. Tertiäre Vulkanite und abschließende Gesamtdokumentation der Projektabschnitte I–IV. – Berichte Forschungsgesellschaft Joanneum, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-032e/85-86 ?, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 06466-R, 102 S., 5 Kt., 1 Anh., Graz.
- NIEVOLL, J. (1987): Kartierungen im Tertiär und Quartär des mittleren Mürztales (ÖK 103, 104 Kindberg, Mürzzuschlag). Naturraumpotentialkarten der Steiermark. – Unveröff. Ber., Bund/ Bundesländerprojekt St-C-008j/?, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 10115-R, 9 S., 1 Kt., Graz.
- PFLEIDERER, S., REITNER, H., HEINRICH, M. & UNTERSWEIG, T. (2012a): Kiessande. – In: WEBER, L. (Hrsg.): Der Österreichische Rohstoffplan. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **26**, 99–145, Wien.
- PFLEIDERER, S., UNTERSWEIG, T., HEINRICH, M., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., RABEDER, J., REITNER, H. & WIMMER-FREY, I. (2012b): „Regenerat“ – Methodenentwicklung rohstoffgeologische Evaluierung regenerativer Lockergesteins Vorkommen. – Unveröffentlichter Bericht im Auftrag der Kommission für Grundlagen der Mineralrohstoffforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, iii + 32 S., 3 Anh., Wien.
- PFLEIDERER, S., HEINRICH, M., LIPIARSKA, I., RABEDER, J., REITNER, H., TRÄXLER, B., UNTERSWEIG, T. & WIMMER-FREY, I. (2015): Computergestützte lithologische Charakterisierung von regenerativen Lockergesteinsvorkommen (Schwemmfächer, Schuttkegel, Talfüllungen) in Österreich hinsichtlich ihrer Qualität und Nutzbarkeit als Baurohstoffe „Regenerat Österreich“. – Unveröffentlichter Bericht, Projekt Ü-LG-065/2014, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, iii + 44 S., 7 Beil., 3 Anh., Wien.
- PÖSCHL, M. & UNTERSWEIG, T. (1992): Naturraumpotentialkarten der Steiermark Bezirk Hartberg. – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-C-045/91-92, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 09663-R, 64 S., 6 Beil. (2 Bde.), Graz.
- PÖSCHL, M. & UNTERSWEIG, T. (1993): Naturraumpotentialkarten der Steiermark Bezirk Hartberg: Kurzfassung. – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Projekt, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 09942-R, 8 S., Graz.
- PÖSCHL, M. & UNTERSWEIG, T. (1995): Naturraumpotentialkarten der Steiermark Bezirk Hartberg. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **18**, 117–119, Wien.
- SUETTE, G. (1984a): Diverse Vorkommen von Sandsteinen, Konglomeraten und Brekzien der Steiermark. – Bericht Forschungsgesellschaft Joanneum, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-032b/83, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05799-R, 19 S., Graz.
- SUETTE, G. (1984b): Mittelsteirische Brekzien, Konglomerate und Sandsteine. – Bericht Forschungsgesellschaft Joanneum, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-032b/83, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05799-R.2, 45, 25, 19 Bl., 10, 9 Abb., 10 Beil., Graz.
- SUETTE, G. (1986): Aufnahme und Bewertung von Dekor- und Nutzgesteinen der Steiermark IV Granite, Gneise, Amphibolite, Eklogite, Diabase, Quarzite. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **7**, 289–293, Wien.
- UNTERSWEIG, T. & HEINRICH, M. (2004): Voruntersuchungen des Bundes als Basis für überregionale und regionale Rohstoff-Vorsorgekonzepte (Lockergesteine) unter schwerpunktmäßiger Betrachtung des natürlichen Angebotes, „Bundesweite Vorsorge Lockergesteine“, Steiermark. – Unveröffentlichter Bericht, Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-043/2001, Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 46 S., 5 Beil., Wien.
- UNTERSWEIG, T., BEYER, A., PLASS, N., PÖSCHL, M. & SCHWENDT, A. (1999): Rohstoffsicherung Steiermark 2. Teil: Bezirke Bruck/Mur, Feldbach, Fürstenfeld, Hartberg, Judenburg, Knittelfeld, Leoben, Mürzzuschlag, Voitsberg. – Bericht Joanneum Research in Gem. m. A. Beyer, Rohstoffsicherung Steiermark i. A. Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Kopie Geol. B.-A. / FA Rohstoffgeologie, 40+26+25+29+22 S., Graz.
- UNTERSWEIG, T., LIPIARSKI, P. & HEINRICH, M. (2013): Verbesserung der rohstoffgeologischen Grundlagen durch Aufarbeitung der im Zuge der Bewertungen für den Österreichischen Rohstoffplan gewonnenen neuen Erkenntnisse mit Schwerpunkt auf den Lockergesteinsvorkommen II: Mächtigkeiten der Sande und Kiessande. – Unveröffentlichter Bericht, VLG-Projekt Ü-LG-060/2011-2012, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv., 3 + 53 S., 1 Beil., 1 CD, Wien.
- WIMMER-FREY, I., LETOUZÉ-ZEZULA, G., MÜLLER, H.W. & SCHWAIGHOFER, B. (1992): Tonlagerstätten und Tonvorkommen Österreichs, „Tonatlas“. – Geologische Bundesanstalt, Universität für Bodenkultur, Institut für Bodenforschung und Baugeologie, FV Stein- und Keramik Industrie und Verband der österreichischen Ziegelwerke, 57 S., Ktn. 1:200.000, Wien.

Zur Kenntnis der Marmore auf GK50 Blatt 135 Birkfeld im Rahmen österreichweiter Karbonatrohstoffuntersuchungen

BEATRIX MOSHAMMER* & RALF SCHUSTER*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
beatrix.moshammer@geologie.ac.at, ralf.schuster@geologie.ac.at

1. Einleitung

Im Rahmen von karbonatgesteinsbezogenen petrografischen, geochemischen und weißmetrischen Untersuchungen wurden Marmore in Abbauen und Vorkommen in der Region Birkfeld, Anger und nördlich von Weiz beprobt und untersucht. Die Ergebnisse fanden Eingang in österreichweiten Rohstoffauswertungen (MOSHAMMER, 2012; MOSHAMMER & LOBITZER, 1996). Weiters wurden diese Untersuchungen im Zuge der Geologischen Landesaufnahme ausgebaut, um zur Erforschung der Isotopengeochemie in Bezug auf Altersbestimmung von Marmoren und damit gleichzeitig zur regionaltektonischen Gliederung beizutragen (PUHR et al., 2013).

Die vorliegende Arbeit gibt kurz gefasste Informationen zu den untersuchten Steinbrüchen. Angeführt ist die geografische Lage der Abbaue, ihre geologische Situation sowie historische Bezugspunkte und die Wertschöpfung anhand der erzeugten Produkte. Die gute Aufschlussituation in den Steinbrüchen, auch wenn sie bei intensiver Abbautätigkeit temporär ist, wurde zur Untersuchung der auftretenden Lithologien genutzt. Basierend auf Geländebeobachtungen und Schlißproben werden die Eigenschaften der Marmore in den einzelnen geologischen Einheiten beschrieben. Großer Dank wird an dieser Stelle den Steinbruchunternehmen für die Erlaubnis der Begehung und Beprobung ausgesprochen.

Die im Beitrag angeführten Korngrößenbezeichnungen folgen der Unterteilung nach MATTHES (1983): > 33 mm riesenkörnig, 33–10 mm großkörnig, 10–3,3 mm grobkörnig, 3,3–1 mm mittelkörnig, 1–0,33 mm kleinkörnig, 0,33–0,1 mm feinkörnig, 0,1–0,033 mm dichtkörnig, 0,033–0,001 mm mikrokristallin.

Die in Klammern geschriebenen Nummern beziehen sich auf die Legende der geologischen Karte GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014). Anzumerken ist, dass in der Karte die Legendenkästchen (51) und (52) vertauscht sind. (51) sollte den Kalkmarmor, grau-weiß gebändert mit Dolomit bezeichnen, während (52) den im Hangenden befindlichen Kalkmarmor, silikatisch verunreinigt, graugrün, rosa, weiß beschreibt.

2. Darstellung der Abbaue und Vorkommen, Proben und Analyseergebnisse

Nach der lithostratigrafischen und tektonischen Gliederung finden sich die Lokalitäten in folgenden Einheiten:

2.1. Drauzug-Gurktal-Deckensystem – Gschnaidt-Decke: Raasberg-Formation (36), ?Pragium–?Eifelium

135/107, Zeilerbach, Koordinaten BMN M34 Rechtswert 698160, Hochwert 235525. Wegaufschluss.

Die Raasberg-Formation ist am Westhang des Bergzuges ungefähr zwischen Gschnaidtkogel und Raasberg auf ca. 2 km² Fläche verbreitet. Sie ist südfallend gelagert und mit einer geschätzten Mächtigkeit von ca. 400 m zwischen dem liegenden Glöselhof-Lithodem und hangender Schöckel-Formation eingeschaltet.

Die Aufschlüsse an der Straßenböschung am Ausgang des Zeilerbaches zeigen Dezimeter gebankte, kantig brechende, gelblich weiße, zuckerkörnige Dolomitmarmore, die, regelmäßig verteilt, feine Erzeinschlüsse zeigen.

Mikroskopische Charakterisierung Probe 10-447 (Abb. 1): Andeutungsweise lagenförmiger kalzitfreier, jedoch Silikat führender Dolomitmarmor. Korngröße der Dolomitekristalle im dicht- bis

feinkörnigen Bereich (0,05–0,3 mm). Im Dolomit treten lagig ausgerichtete unregelmäßige, bis 1 mm dicke, rekristallisierte Quarzaggregate sowie feine unregelmäßig verteilte Hellglimmer auf. Akzessorisch sind ebenfalls feine (< 0,2 mm) idiomorphe Erzkörner (?Pyrit) erkennbar. Idente Silikat führende Dolomitmarmore wurden bis vor einigen Jahrzehnten bei Köflach-Bärnbach abgebaut und lokal zum Straßenbau und für Bruchsteine verwendet.

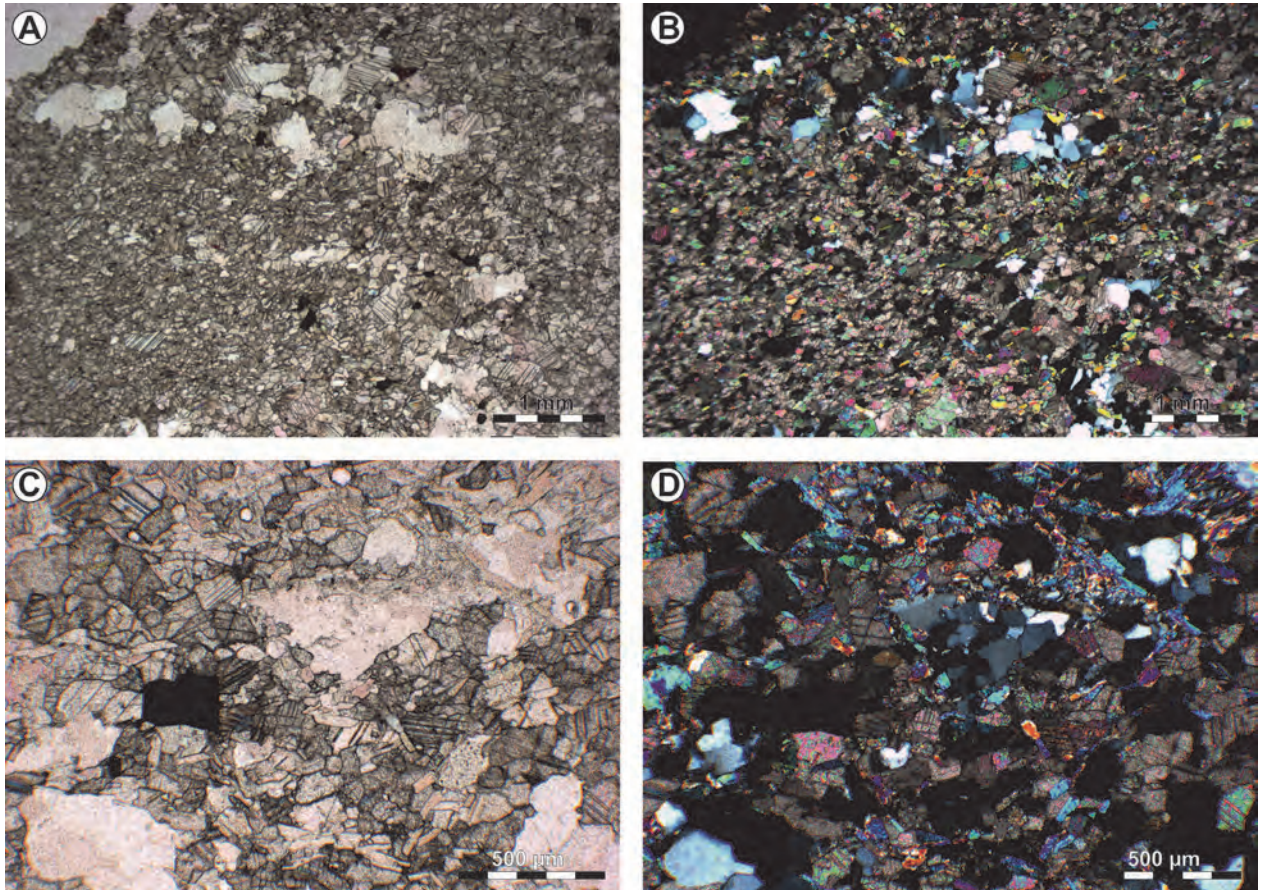


Abb. 1: Dolomitmarmor aus der Raasberg-Formation der Gschnaidt-Decke mit feinkörnigem Dolomit, rekristallisierten Quarzaggregaten, Hellglimmer und opakem Erz (B und D bei gekreuzten Polarisatoren).

2.2. Drauzug-Gurktal-Deckensystem – Schöckel-Decke – Peggau-Gruppe: Schöckel-Formation (49, 50, 51, 52), ?Mitteldevon–?Oberdevon

135/015, Weizklamm-S, Koordinaten BMN M34 Rechtswert 693271, Hochwert 236018.

Großer, halbkreisförmiger und trichterförmig gegen oben erweiterter Steinbruch (Abb. 2A).

Durchmesser der Sohle ca. 200 m, Wandhöhe insgesamt ca. 200 m. Er liegt am südlichen Ausgang der Weizklamm, die den mächtigen Zug der Schöckel-Formation und untergeordnet Schönberg-Formation, welcher vom Schöckel bei Graz Richtung Patschaberg zieht, durchschneidet.

Informationen zum Steinbruch: Firma Marko. Hangabbau in Etagen. Aufbereitung: Brechen – z.T. Nasssiegung und Vermahlung. Verwendung: 80 % Baurohstoff (inklusive Füller für die Asphaltproduktion), 15 % Düngekalk; wenige Prozent Futterkalke (Hühnerfutter). Details zu den mannigfaltigen Produkten sind auf der Firmenhomepage dargestellt (<http://www.marko-weiz.at/>; abgefragt am 13.08.2015). Laut Homepage begann der Abbau schon im 19. Jahrhundert.

Im Steinbruch fällt die lithologische Abfolge mittelsteil bis steil gegen Osten. Rotlehme (lateritische Tone) sind in metergroßen Karstschläuchen der ehemaligen oberflächlichen Verkarstung erhalten und färben die Gesteinsoberflächen.

Die oberste Etage zeigt Dezimeter gebankte Bändermarmore mit ausgeprägter Lineation, die dem vorherrschenden Typ (51) entsprechen (Abb. 2B). Probe 10-439 entstammt aus einer

Wechselagerung dieser Marmore mit Kalkphylliten. Darüber lagern hellbeige, meterdicke, massige dolomitische Marmore (52) (Abb. 2D; Probe 10-438). Im hangendsten Teil sind dünnbankige dunkelgraue Kalkmarmore mit Zwischenlagen aus dunkelgrauen Glimmerschiefern und feinstückig brechenden Quarziten (49) vorhanden (Abb. 2A).

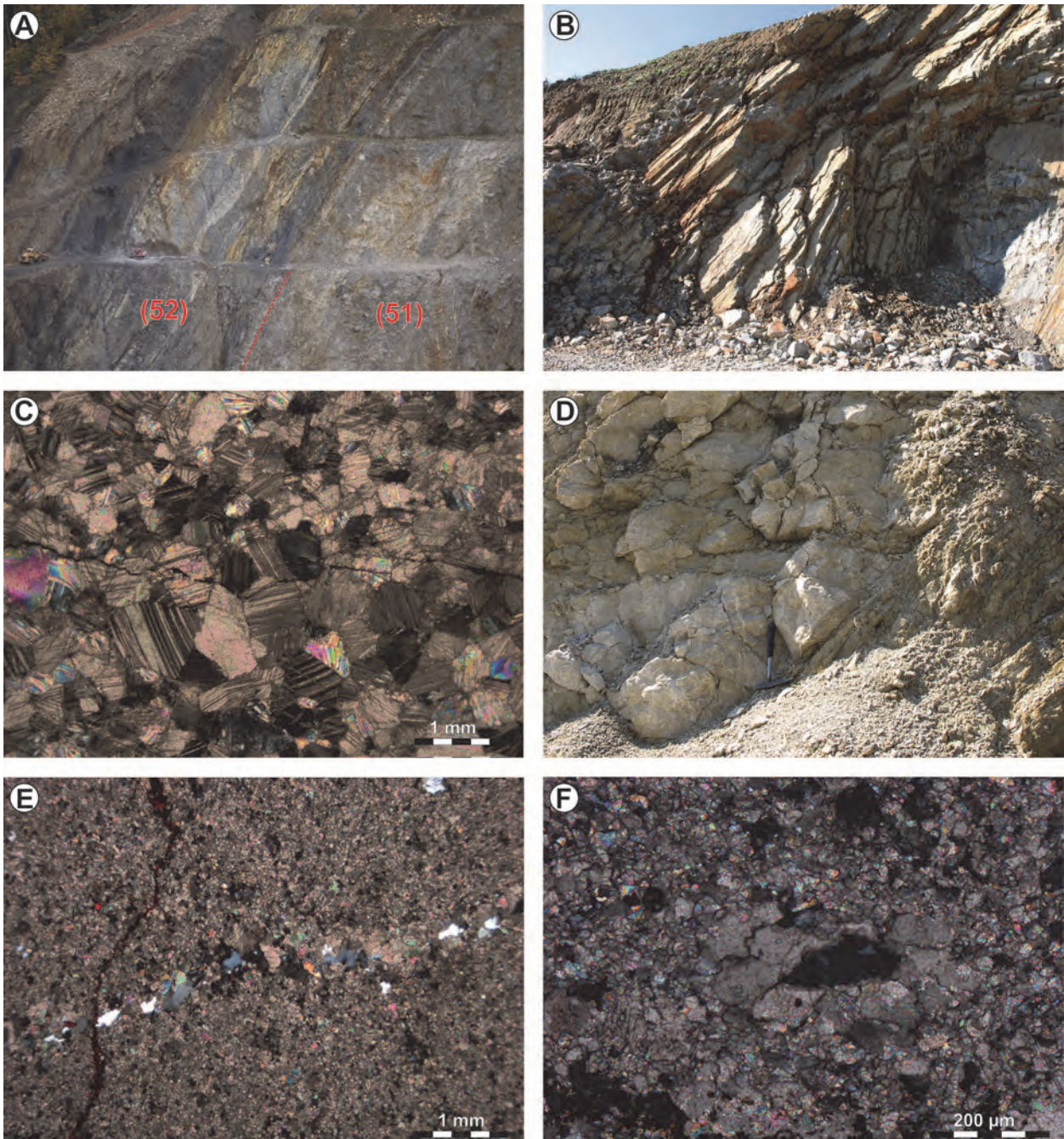


Abb. 2: Schöckel-Formation im Steinbruch Weizklamm-S: **A)** Grau-weiß gebänderte Marmore mit einzelnen Dolomitmarmorlagen (51), überlagert von silikatisch verunreinigten bunten Marmoren und dunkelgrauen Kalkmarmoren mit einzelnen Quarzit- und Schwarzphyllitlagen (52) im hangendsten Teil der Schöckel-Formation. **B)** Hangendster Anteil der gebankten, grau-weiß gebänderten Marmore (51) (Etage 740 m; Entnahmepunkt der Probe 10-439). **C)** Dünnschliff eines gebankten, grau-weiß gebänderten Kalkmarmors (Probe 10-439). **D)** Stark zerbrochener Dolomit bis Dolomitmarmor aus dem hangenden Teil der Schöckel-Formation (Etage 740 m; Entnahmepunkt der Probe 10-438). **E)** Mit Alizarinrot S eingefärbter Dünnschliff eines sehr feinkörnigen Dolomitmarmors mit etwas Quarz (Kluftfüllung) und Hellglimmer (Probe 10-438). Die Dolomitkristalle zeigen unterschiedliche Korngröße, was auf primäre Strukturen oder auf die Deformation zurückzuführen sein kann. Spuren von Kalzit zeigen sich lediglich im Bereich des Stylolithes (senkrecht in der linken Bildhälfte). **F)** Ausschnitt aus dem Dünnschliff der Probe 10-438 mit Dolomitkristallen unterschiedlicher Korngröße.

Mikroskopische Charakterisierung Probe 10-439: Feinkristalliner reiner Kalkmarmor mit stark drucklamellierten Kristallen und fein verzahnten Korngrenzen (Abb. 2C). Korngröße etwas inhomogen, feinkörnig bis mittelkörnig (0,2–0,6 mm). Reliktische Stylolithen und möglicherweise primäre Korngrößenunterschiede sind bereichsweise erkennbar.

Probe	10-438	135/017-3	135/018-1	135/019
Hauptelemente %				
SiO ₂	3,4	< NG	0,004	0,006
TiO ₂	0,04	< NG	0,006	0,006
Al ₂ O ₃	1,2	< NG	0,011	0,016
FeO	0,3			
Fe ₂ O ₃		0,021	0,025	0,026
MnO	0,02	0,007	0,003	0,007
MgO	17,4	0,49	0,5	0,39
CaO	31,7	55	54,9	56
Na ₂ O	< 0,5	0,03	0,038	0,017
K ₂ O	0,2	0,043	0,017	0,014
P ₂ O ₅	< 0,004	0,021	< NG	< NG
H ₂ O ^{110°C}	0,04			
H ₂ O ⁺	< 0,1			
CO ₂	45,2			
SO ₃	< 0,001	< NG	< NG	< NG
Cl		0,012	0,031	0,015
GV		43,8	43,2	43,1
Summe	99,5			
Spurenelemente ppm				
As	< 0,5			
Ba	42			
Cd	< 1			
Co	< 5			
Cr	< 5			
Cs	2			
Cu	6			
Hg	< 1			
Nb	1			
Ni	4			
Pb	3			
Rb	5			
Sr	246			
V	5			
Y	4			
Zn	28			
Zr	6			
Summe	351			
Carbon %				
C _{tot}	12,34			
C _{org}	8,71			
C _{carb}	3,63			
C _{carb, rel}	29,42			

Tab. 1: Geochemische Analysen ausgewählter Marmorproben vom Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld. 10-438 (= GCH-2010-057). Labor Geologische Bundesanstalt, Fachabteilung Geochemie, Leitung: G. HOBIGER. Die übrigen Analysen sind aus MOSHAMMER & LOBITZER (1996).

Probe	135/017-3	135/018-1	135/019
Weißmetrische Parameter			
Y D65	89.97	92.88	87.76
x	0.3155	0.3144	0.3142
y	0.3329	0.3316	0.3316
GW	1.93	0.7	0.55

Tab. 2: Weißmetrische Parameter ausgewählter Marmorproben vom Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld. Y: Hellbezugswert; x, y: Normfarbwertanteile; GW: Gelbwert – bei Normlicht D65, 10° (MOSHAMMER & LOBITZER, 1996).

Mikroskopische Charakterisierung Probe 10-438: Sehr feinkörniger Dolomitmarmor (Abb. 2E, 2F). In einer mikrokristallinen bis dichtkörnigen Grundmasse (Korndurchmesser bis 0,03 mm) finden sich selten etwas größere Kristalle bzw. Kristallaggregate (0,1–0,6 mm), die von Crinoiden stammen könnten. In der Grundmasse treten vereinzelt silikatische Körner (?Feldspat; 0,3 mm) auf. Reliktische Stylolithen sind erhalten und unterstreichen die sonst undeutlich lagige Struktur. Auffällig sind jüngere unregelmäßige Quarz führende Klüfte. Kalzit ist bis auf junge Ausfällungen in Lösungshohlräumen, etwa entlang von Stylolithen, nicht vorhanden. Die geochemische Analyse der Probe 10-438 inklusive der Spurenelemente zeigt Tabelle 1.

Die Probe 10-439 repräsentiert reine Kalkmarmore, die zu den hochreinen Kalken innerhalb der Schöckel-Formation zu stellen (**51**) sind.

In Abschnitten, in denen Kalkphyllite fehlen, werden sie auch zur Herstellung von Branntkalk, wie in Peggau, oder als Zementrohstoff verwendet.

Hellgraue Dolomitmarmore (**50**) treten abschnittsweise bzw. sehr untergeordnet im hangenden Bereich innerhalb der typischen Marmore der Schöckel-Formation auf.

135/019, Ponigl, Koordinaten BMN M34 Rechtswert 697000, Hochwert 236600.

Großer, gegen Nordost schauender Hangabbau in Etagen in der Flur Ponigl, am nördlichen Ausläufer des Osserkogels gelegen. Etwa 200 m lange Sohle auf 660 m Seehöhe, ca. 150 m Wandhöhe, durch 5 Etagen unterteilt.

Informationen zum Steinbruch: Seit 1995 von Firma Marko betrieben. Bis dahin gehörte er der Firma Wiedrich, die ihn 1955 begründete. Trockene Aufbereitung mit mobilen Brecher- und Siebanlagen. Verwendung: 100 % Baurohstoff.

Die geologische Beschreibung der hier aufgeschlossenen Schichtfolge der Schöckel-Formation wurde bereits im Vorjahr in einem Exkursionsführer dargestellt (SCHUSTER et al., 2014) und wird hier ergänzt.

Die Schichtfolge fällt mittelsteil gegen SW. Im Detail sind Störungen und Falten vorhanden. Generell ist der hangende Bereich der Schöckel-Formation in aufrechter Abfolge aufgeschlossen. Der liegende Teil, etwa 80 m mächtig, aufgeschlossen im Nord- und Mittelbereich des Steinbruchs, wird durch grau-weiß gebänderte, dickbankige bis massige und relativ grobkörnige Kalkmarmore (**51**) gebildet. Dieser Typ wird durch Probe 135/019 repräsentiert. Unter dem Mikroskop zeigt sie einen bis auf sehr feinkörnige grafitische Pigmentzüge reinen Kalkmarmor. Dieser ist stark tektonisiert, was sich in den drucklamellierten und verzahnten großen Kalzitkristallen sowie durch ein feines tektonisch bedingtes jüngeres Kalzit-Rekristallinat (< 0,1 mm) an den Korngrenzen manifestiert (Abb. 3A). Die flächenmäßig vorherrschenden reliktschen Kalzitkristalle zeigen Kristallgrößen zwischen 0,2 und 2 mm, sind daher vorwiegend klein- und mittelkörnig.

Die geochemische Analyse dieser Probe zeigt hohen Kalziumoxid-Gehalt, weist jedoch auf akzessorische eisenhaltige Minerale und Silikate hin (Tab. 1). Weißmetrische Parameter dieser relativ hellen Probe zeigen einen Weißgrad auf, der eine Verwendung als weißer Füllstoff ausschließt (Tab. 2).

Kompetente silikatische, mitunter sehr grobblockig brechende Marmore (**52**), von einigen 10er-Metern Mächtigkeit folgen darüber. Abwechselnd graue, bräunliche, grünliche und rotstichige Marmore zeigen Bänderung und Schieferung und hin und wieder isoklinale Falten im Kleinbereich (Abb. 3B, 3C). Bei den Proben 10-440, 10-441 und 10-442 handelt es sich unter dem Mikroskop um feinkörnige Kalzitmarmore (Korngröße < 1 mm), die intensive tektonische Deformation in Form von Druckzwillingen, Kristallverbiegungen sowie feinen Kalzitkristallen und Kornverzahnung an den Korngrenzen bzw. Entstehung von Scherzonen aufweisen. Den Nebenbestandteil bilden Silikate, die entweder als eigene Lagen und Bänder oder als Einzelminerale im Kalkmarmor wachsen. Es handelt sich um Zeilen aus Quarz, rotierte Feldspäte, Muskovit, Chlorit, Epidot und Titanit (Abb. 3D). Etwas opake Substanz tritt als feiner Pyrit auf.

Durch Zunahme von Einschaltungen dunkler Quarzite (Abb. 3E, 3F) und karbonatischer Schiefer in meist dunklen dünnbankigen Marmoren einerseits und der relativen Abnahme der bunten kompetenten Marmore andererseits, lässt sich das dritte Schichtpaket von wenigen 10er-Metern Mächtigkeit beschreiben (**49**). In diesem Bereich konnte auch ein Rollstück einer Koralle aufgefunden werden (Abb. 3G). Wie sich unter dem Mikroskop für die Proben 10-443, 10-444 und 10-445 zeigt, handelt es sich ausnahmslos um Kalkmarmore, die sich im Korngrößenspektrum (zwischen sehr feinen mikrokristallinen bis dichten, und etwas gröberen, bis feinkörnigen), im Grafit- und Pyritgehalt, der besonders in den feinkörnigen Bändern auftritt, und im Silikatgehalt unterscheiden. Hellglimmer sowie Biotit, Quarz, Titanit und Turmalin treten auf. Mg-Chlorit ist meist in der Nähe von oder an Pyrit gewachsen. Von Grafit nachgezeichnete Reliktstrukturen von Bioklasten (Echinodermen) sind durch die Rekristallisation nur mehr zu erahnen. In den feinkörnigen grafitischen Marmoren ist die Deformation als feine Krenulation abgebildet.

Gegen Hangend treten kleine Bereiche in den dunklen Marmoren auf, die wie Kollapsbrekzien aussehen. Die wenige cm-großen Komponenten sind durch Säume von Faserkalziten verkittet und drusenartige Hohlräume blieben enthalten (Abb. 3H). Eine relativ spröde Deformation mit ausgeprägter Klüftung zeigt sich im Schliff bei Probe 10-446 als Scherbänder aus sehr feinen Kalzitkristallen. Kleine Quarzkörner treten darin verstreut sowie in einer Zeile konzentriert auf und zeigen somit eine fast senkrecht zur Klüftung stehende sedimentäre Schichtung an.

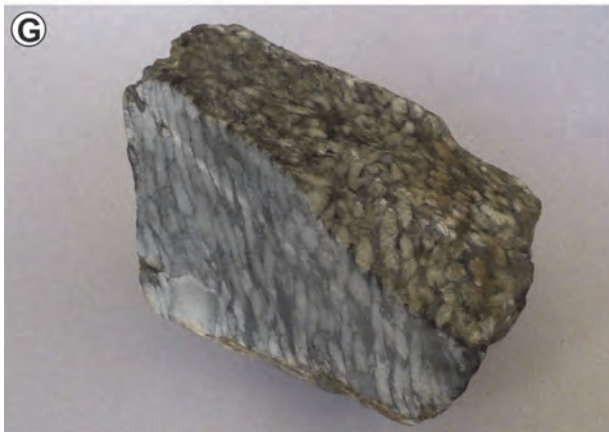
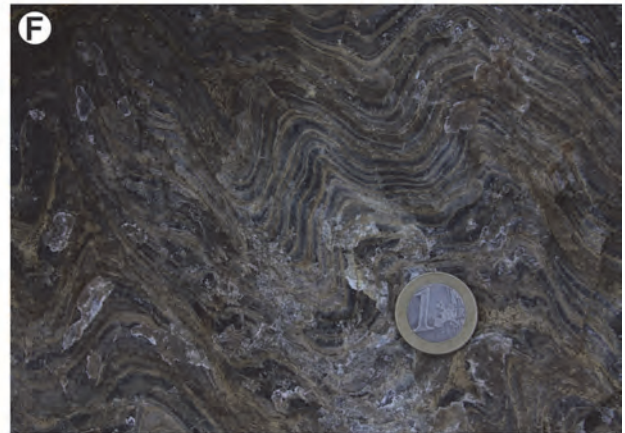
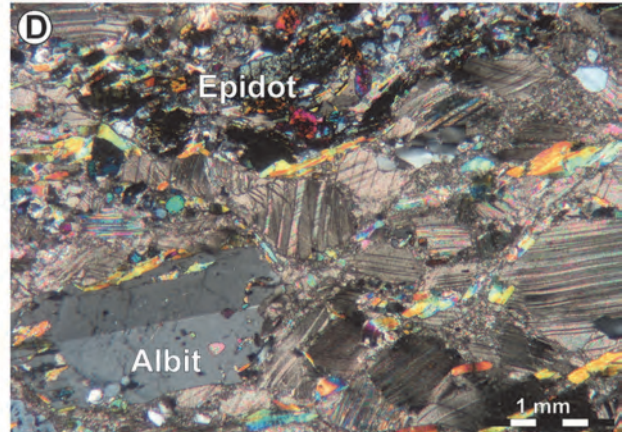
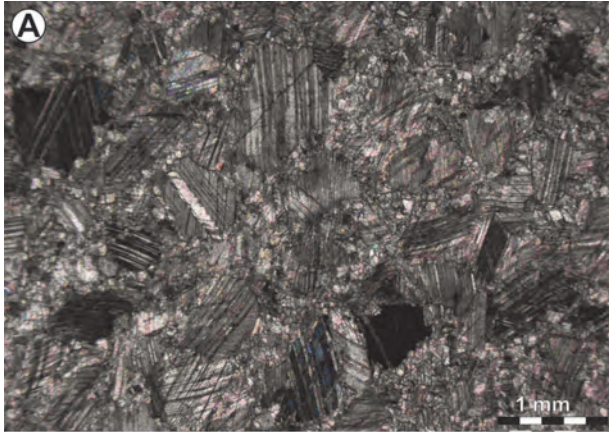


Abb. 3: Lithologien aus dem hangenden Anteil der Schöckel-Formation aus dem Steinbruch Ponigl. **A)** Dünnschliff eines grau-weiß gebänderten, dickbankigen bis massigen und relativ grobkörnigen Kalkmarmors (**51**) mit großen Kalzitkristallen und feinkörnigem Rekristallinat entlang der Korngrenzen (*core and mantle structure*) (Probe 135/019). **B–C)** Bunt (graugrün, rosa, weiß) gefärbte, silikatisch verunreinigte Kalkmarmore. **D)** Dünnschliff eines silikatisch verunreinigten Kalkmarmors mit Albit, Quarz, Muskovit und grafitisch pigmentiertem Epidot (Probe 10-440 bei gekreuzten Polarisatoren). **E)** Grenze zwischen gebanktem Marmor und feinstückig brechendem, dünnlagigem und dunkelgrau gefärbtem Quarzit. **F)** Verfalteter, dunkelgrauer Quarzit. **G)** Koralle aus den dunkelgrauen Kalkmarmoren im hangendsten Abschnitt der Schöckel-Formation (Größe 10 x 10 x 7 cm). **H)** Brekziierter, dunkelgrauer Kalkmarmor aus dem obersten Teil des Steinbruchs.

135/018, Waxenegg, Koordinaten BMN M34 Rechtswert 700041, Hochwert 237256.

Steiler südschauender Abbau in einem Seitenbach am Fuße des Hohen Zetz, ca. 1,5 km westlich Anger. Der kleine Abbau liegt zwischen 640 und 700 m Seehöhe und zeigt über der Sohle eine weitere, nicht ganz durchlaufende Etage.

Informationen zum Steinbruch: Abbau der Firma Krenn, Anfänge um 1930. Aufbereitung durch Brechen und Sieben. Verwendung des Marmors für Straßenschotter verschiedener Körnungen; eine Marmorbrekzie wird als Werkstein bzw. Zierstein verwendet.

Die Kalkmarmore gehören zur Schöckel-Formation (**51**). Es handelt sich um einen zwischen 100 und 250 m breiten und ca. 4 km langen Gesteinszug, der eine basale tektonische Schuppe der Schöckel-Decke bildet. In seinem Nordteil überlagert dieser Zug gegen Osten an einer Deckengrenze die Gasen-Decke (Schuppen-Grenze) und südlich davon grenzt er gegen Osten mit einer steilstehenden Deckengrenze bzw. Störung an Granat-Glimmerschiefer (**78**) der Waxenegg-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems. Im Hangenden wird dieser Kalkmarmorzug tektonisch von der Raasberg-Formation begrenzt, die sich rein stratigrafisch im Liegenden befindet.

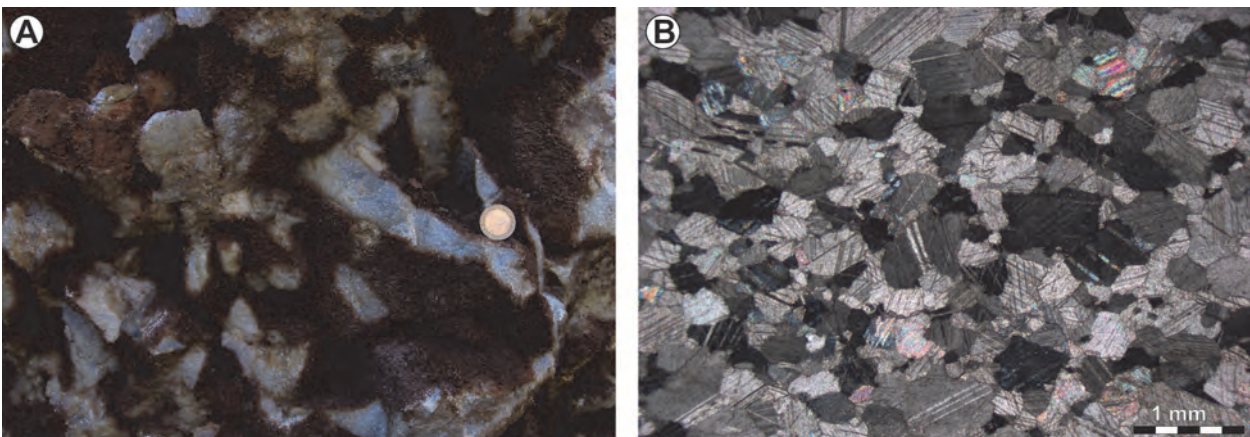


Abb. 4: Marmore der Schöckel-Formation aus dem Steinbruch Waxenegg. **A)** Durch weiße Kalzitdrusen verkittete Marmorbrekzie mit geringen Resthohlräumen, die durch Höhlenlehm intensiv rostrot gefärbt sind. **B)** Dünnschliff eines klein- bis mittelkörnigen Kalkmarmors (Probe 135/18-1).

Im Steinbruchaufschluss handelt es sich um eine ca. 100 m mächtige Kalkmarmorfolge. Der Marmor zeigt eine scharfkantige Bankung im 1-Dezimeter-Bereich und ein engstehendes (< 1 dm), steilstehend ausgebildetes, orthogonales Kluftsystem, aufgrund dessen er nahezu kubisch bricht. Er wirkt zuckerkörnig, ist von weißer bis hellgrauer Farbe und zeigt manchmal dunklere Bänder. Eingeschaltet ist eine ca. 3 m mächtige dunkelgraue, im Zentimeter-Bereich gebankte Marmorlage. Aufgrund dieser Einschaltung und der kantigen Bankung zeigt sich ein mittelsteiles bis steiles W- und WSW-Fallen. Im Westbereich fällt die Bänderung steil gegen SE. Bedingt durch die Lage in einer geringmächtigen tektonischen Schuppe zeigen die Gesteine somit eine intensive spröde Deformation. Im Osten des Steinbruchs sind noch phyllitisch erscheinende Glimmerschiefer (**78**) der Waxenegg-Decke aufgeschlossen.

Sehr auffällig sind die im Westbereich und an der Obergrenze des Aufschlusses vorhandenen Verkarstungen und Karsthohlräume (bis 10er-Meter-Bereich). Intensiv rostrote Einfärbung geht

von Höhlenlehmen aus. Der oberflächliche rotbraune Farbeindruck im Steinbruch kommt durch diese lateritischen Füllungen und Überzüge in Spalten und Klüften zustande. Eine durch weiße Kalzitdrusen verkittete Brekzie dieses Marmors mit geringen Resthohlräumen und intensiv rostroten Überzügen dieses Höhlenlehms liefert dekorative, bis einen Kubikmeter große, grobblockige Ziersteine (Abb. 4A). Sie wird als Kollapsbrekzie gedeutet, die durch Störungsaktivität gebildet wurde. Abgesehen von der Rotfärbung durch die lateritische Verwitterung und die seltenen dünnen Lagen von Glimmer ist der Marmor sehr rein.

Mikroskopische Charakterisierung der Proben 10-448, 10-449, 135/18-1 und 135/18-2: Ungleichkörniger Kalkmarmor, Korngröße ca. 0,5 bis 1,3 mm, daher klein- und mittelkörnig (Abb. 4B). Ein oder zwei Sets gerader Drucklamellen, gerade und gebogene bis leicht lobate Korngrenzen zeigen einen gut rekristallisierten, etwas tektonisierten Kalkmarmor mit nur untergeordnetem dicht- bis feinkörnigem Rekristallinat (0,05–0,2 mm). Die Reinheit des Kalkmarmors wird selten durch grafitische Stylolithreste und Pyrite bzw. durch die lateritische Verwitterung im karstbeeinflussten Bereich beeinträchtigt. Die Weiße der hellen Partien ist beachtlich (Hellbezugswert Y erreicht 93 %) (Tab. 2) und die chemische Analyse bestätigt die Reinheit (Tab. 1).

2.3. Koralle-Wölz-Deckensystem – Waxenegg-Decke – Rossegg-Komplex – Marmor (72), Devon

135/106, Ruine Waxenegg SE, Koordinaten BMN M34 Rechtswert 700615, Hochwert 237040; Seehöhe 540 m.

Kleiner runder, schon lange aufgelassener Steinbruch, Durchmesser maximal 15 m, Höhe bis ca. 8 m. Möglicherweise wurde das Gestein für den Bau der Burg verwendet, die 100 m weiter und 90 m höher im NW thront. Der Steinbruch befindet sich an der Wegmarkierung zur Ruine, nach der Kehre (mit Rastplatz) direkt an der Straße, die nach Edelschachen führt.

Der Kalkmarmor ist hellgrau-weiß mit grauen Streifen und wirkt relativ grobkristallin (Abb. 5). Er bricht plattig. Der Verlauf dieses etwa 100 m mächtigen Marmorzuges ist NW–SE streichend und er ist inmitten der Granat-Glimmerschiefer (78) eingeschaltet, die vom Zetzbach auf 400 m Länge durchschnitten werden. Letzteres entspricht hier der Breite der Waxenegg-Decke, die zwischen Schöckel-Decke im Hangenden und Radegund-Decke im Liegenden gelagert ist.

Mikroskopische Charakterisierung der Probe 10-450: Zwischen klein- bis mittelkörnig (0,5–1,3 mm) variierender und bis auf Lagen mit vereinzelt Glimmern und feinen Grafitkörnern reiner Kalkmarmor. Drucklamellen und serrate, lobate und gerade Korngrenzen, jedoch keine Rekristallinate, zeigen eine im Vergleich zum Schöckel-Marmor im Hangenden (135/018) geringere tektonische Deformation. Die Korngröße ist dem vorher beschriebenen Schöckel-Marmor jedoch sehr ähnlich.

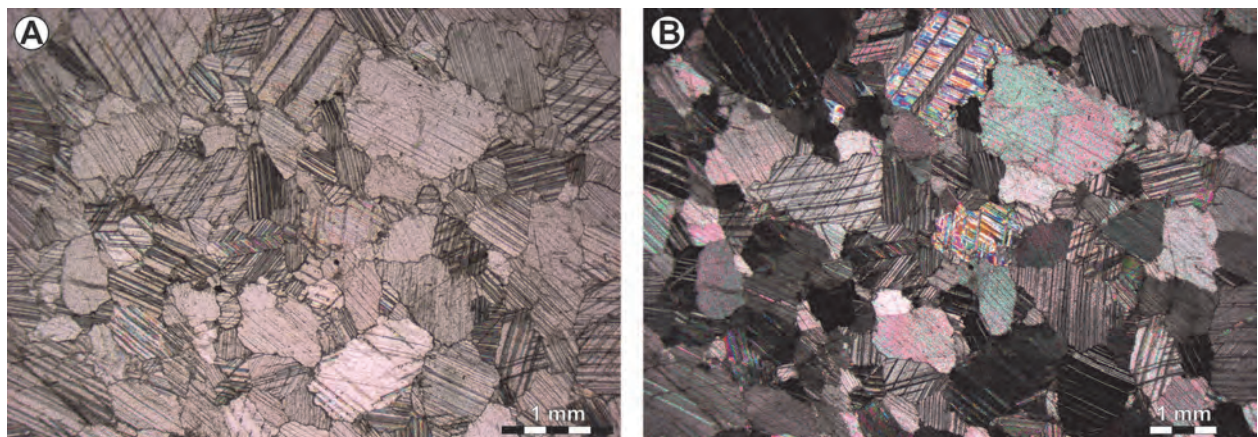


Abb. 5: Marmor aus dem Rossegg-Komplex bei der Ruine Waxenegg. **A–B** Reiner, klein- bis mittelkörniger Kalkmarmor mit vereinzelt Glimmern und feinen Grafitkörnern (Probe 10-450 bei parallelen und gekreuzten Polarisatoren).

2.4. Koralle-Wölz-Deckensystem – Radegund-Decke – Rappold-Komplex – Bretstein-Marmor respektive „Kogelhof-Marmor“ (80), Devon

135/017, Naintsch-Steg, Koordinaten BMN M34 Rechtswert 700556, Hochwert 239539.

Man zweigt 0,8 km nordwestlich von Steg von der Straße, die nach Heilbrunn führt, nach Süden in den Graben des Peuntner Baches ab und erreicht die ausgedehnte Sohle dieses Steinbruchs. Etwa 400 m weiter Richtung Heilbrunn liegt nördlich der Straße ein weiterer kleiner Abbau in derselben geologischen Einheit, der zur selben Firma gehört und nur mehr als Lagerplatz dient. Die Ausmaße des großen Steinbruchs betragen abzüglich der NE vorgelagerten Deponie und einem großen Bereich mit Aufbereitungsanlagen ca. 270 m sowohl in NE- als auch in SW-Richtung. Er erstreckt sich zwischen 540 und 620 m Seehöhe. Der aktuelle Abbau bewegt sich besonders in Richtung SW (Abb. 6A).

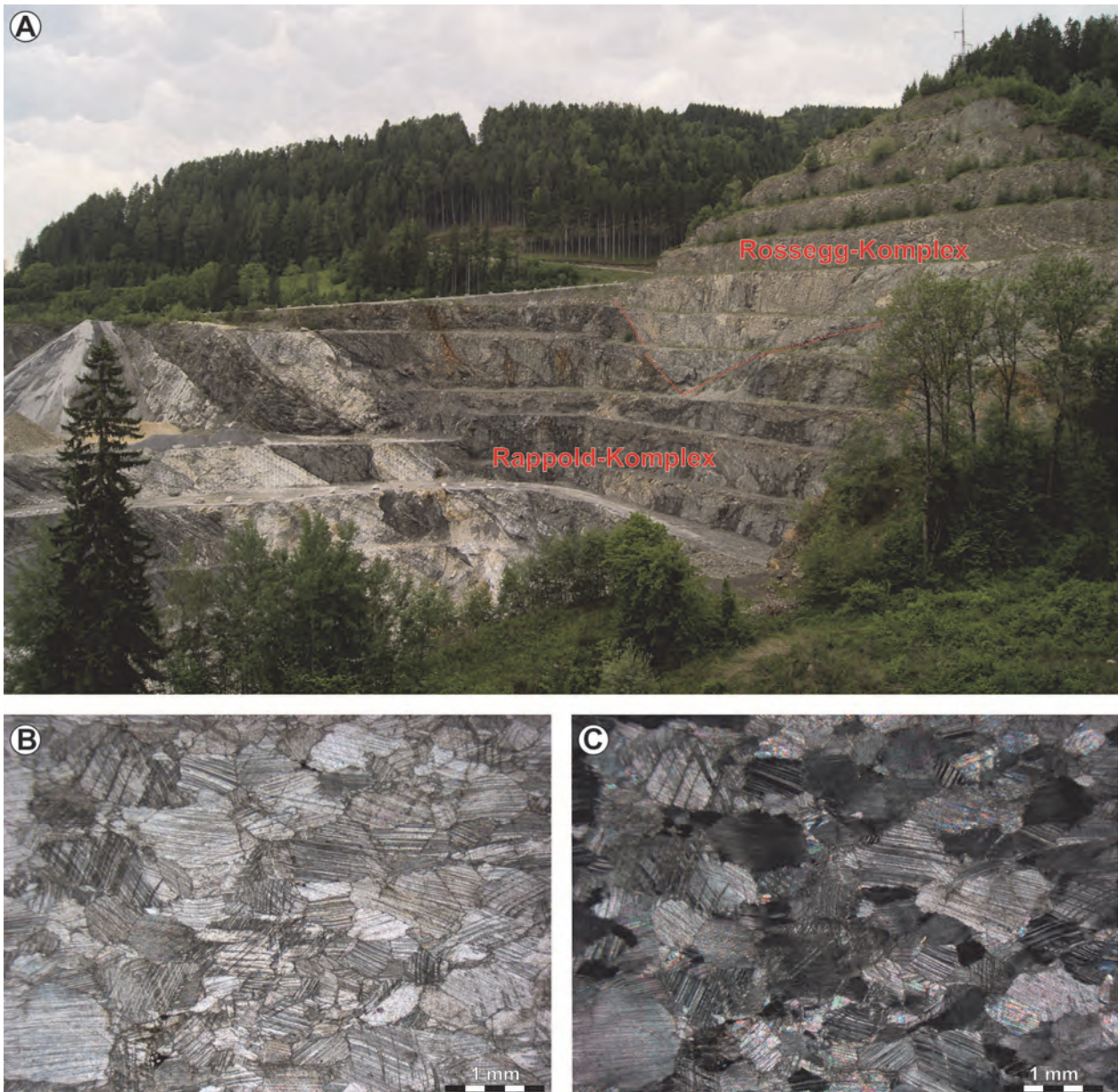


Abb. 6: Marmor des Rappold-Komplexes im Steinbruch Naintsch-Steg. **A)** Im Steinbruch wird der liegende Teil von der Radegund-Decke aufgebaut, welche aus dunkelgrauem Glimmerschiefer und zwei grau-weiß gebänderten Marmorlagen des Rappold-Komplexes besteht. Die Waxenegg-Decke im Hangenden wird von karbonatischen Glimmerschiefern des Rossegg-Komplexes aufgebaut. Die Deckengrenze ist durch Störungen überprägt. **B–C)** Dünnschliff eines klein- bis mittelkörnigen Kalkmarmors (Probe 135/17-3 bei parallelen und gekreuzten Polarisatoren).

Informationen zum Steinbruch: Die Firma Christandl begründete und betreibt den Abbau seit Beginn der 1950er Jahre. Während früher Marmor und Glimmerschiefer selektiv abgebaut und verwertet wurden, werden heutzutage quarzreiche und karbonatische Glimmerschiefer mit dem Marmor gemeinsam abgebaut, mittels Brechen und Sieben trocken aufbereitet und eine Palette von Produkten erzeugt, die von Splitten (Edelbrechkorn) bis hin zu Wurfstein und Schüttmaterial reicht. Eingesetzt werden die Produkte in der Bauwirtschaft, als Beton- und Asphaltzuschlagsstoff. Auf der Ostseite des Abbauareals wurde Abraum gelagert. Die Firmenhomepage lautet <http://www.christandl.co.at/> (abgefragt am 13.08.2015).

Die Schichtfolge im Steinbruch erschließt im unteren Bereich zwischen 540 und etwa 570 m Seehöhe Marmore und Glimmerschiefer des Rappold-Komplexes der Radegund-Decke. Unter Berücksichtigung der Namenspriorität werden diese Marmore, die unter dem lokalen Begriff „Kogelhof-Marmore“ bekannt sind, als Bretstein-Marmore bezeichnet. Der ca. 40 m mächtige Marmor fällt mittelsteil, etwas variierend gegen NW. Er ist relativ dicht und feinkristallin, hellgrau-weiß gefärbt und grau gebändert. Im Meter-Bereich sind Falten und Störungen erkennbar. Durch Großklüfte ist der Marmorzug in einzelne Blöcke zerlegt. Im Steinbruch-Westteil wird die Radegund-Decke hangaufwärts von der Waxenegg-Decke (Rossegg-Komplex) überlagert, welche die oberen Etagen im Westen einnimmt. Der Rossegg-Komplex baut sich in diesem Bereich aus zum Teil massigen, karbonatischen Granat-Glimmerschiefern (78) auf.

Mikroskopische Charakterisierung der Probe 135/017-3: Feinkristalliner, etwas ungleichkörniger, zwischen 0,3 und 2,5 mm in der Korngröße abgestufter, klein- bis mittelkörniger Kalkmarmor. Die Kalzite zeigen meist feine, etwas gebogene Drucklamellen und undulöse Auslöschung. Ihre Kornkontakte sind manchmal leicht verzahnt (gerade, gebogen oder treppenförmig). Die Subkornbildung ist nicht stark ausgeprägt. Wenige kleine Erzkörner und Hellglimmer sowie feiner Apatit sind festzustellen.

Diese Probe zeigt eine gute Weiße von Y 90 % und ist chemisch ein sehr reiner Kalkmarmor.

135/013, Kogelhof-SW, vis-à-vis Burg Frondsberg, Koordinaten BMN M34 Rechtswert 700930, Hochwert 241850.

Der halbrunde Steinbruch befindet sich ca. 1 km SW von der Abzweigung nach Kogelhof entfernt bei Schlosstal, am Westhang oberhalb der Feistritz gegenüber der Burg Frondsberg. Die Ausmaße betragen N–S 170 m und E–W 80 m. Er erstreckt sich zwischen 540 und 600 m Seehöhe. Die Schichtfolge umfasst Bretstein-Marmor (80). Der Marmor fällt flach nach WNW, wobei Isoklinalfalten auftreten. Die Schichtfolge ist heterogen, da graue Glimmer führende und grafitische Marmore, zusätzlich zum wenige Meter mächtigen weißen Marmor, mit Quarzschiefern und Pegmatitgneisen vorhanden sind. Der geringmächtige reine Marmor ist sehr feinkörnig. Proben liegen nicht vor.

Informationen zum Steinbruch: Firma Stelzer betreibt seit Jahrzehnten diesen Abbau. Angelegt wurde er ca. 1860. Der Marmor, aufbereitet durch Brechen und Sieben, wird zu Wurfstein, Schotter, Sand, Frostkoffer und Wandschotter bzw. Schüttmaterial verarbeitet. In früherer Zeit hat man neben Schotter auch Grund- und Pflastersteine erzeugt. Für nähere Informationen siehe: <http://members.aon.at/steinbruchstelzer/> (abgefragt am 13.08.2015).

3. Zusammenfassung und Ausblick

In den beschriebenen Steinbrüchen und Vorkommen von Marmoren, die im SW-Teil von GK50 Blatt 135 Birkfeld liegen, wurden diese Rohstoffe bereits seit Jahrzehnten und teilweise länger intensiv genutzt. Es werden überwiegend Baurohstoffe erzeugt: Schotter und Körnungen für den Straßenbau, Splitte für Asphalt- und Betonzuschlag, Asphaltfüller und Wurfsteine. Ein weiterer Anwendungsbereich sind Düngelkalle (135/015). In historischer Zeit war auch die Erzeugung von Mauersteinen ein wesentlicher Faktor.

Anhand des Dünnschliffmaterials lassen sich die Eigenschaften der Marmore in den einzelnen geologischen Einheiten wie folgt zusammenfassen:

- Mit Ausnahme der Dolomite der Raasberg-Formation (135/107) und der Dolomiteinschaltung im Hangenden des Schöckel-Marmors (**51**) in Weizklamm-S (135/015) handelt es sich bei den untersuchten Proben ausschließlich um Kalkmarmore.
- Bei den Kalkmarmoren der verschiedenen geologischen Einheiten lassen sich hinsichtlich der Kristall-Korngröße keine eindeutigen Unterschiede feststellen: Der Bretstein-Marmor, der Marmor im Rossegg-Komplex und auch Bereiche im Schöckel-Marmor (135/018 und 135/019) sind klein- bis mittelkörnig. In Weizklamm-S ist die Probe des Schöckel-Marmors etwas feinkörniger. Die hangende Folge des Schöckel-Marmors von Ponigl (135/019) zeigt auch mikrokristalline bis dichte Marmore, deren Gehalt an Grafit und feinen Silikaten erhöht ist (10-444). Dolomitmarmore zeigen im Vergleich zu den Kalkmarmoren eine wesentlich feinere, nämlich dicht- bis feinkörnige Grundmasse.
- Deformationsstrukturen zeigen sich als Drucklamellen in Kalzit, die verschieden intensiv ausgebildet sind, weiters als verschieden intensive Verzahnungen der Kristalle und als Subkornbildungen. Die beiden Letzteren führen zu feinen Granulaten in Scherbändern und S-C-Gefügen. Mono- oder polymineralischer Bestand sowie Korngrößenverteilung geben Hinweise auf verschiedene sedimentäre Ausgangsgesteine. Soweit feststellbar, ist die Deformation in Teilen der Schöckel-Marmore (**52**) stärker bzw. noch bei niedrigeren Temperaturen aktiv, als z.B. im Schöckel-Marmor von Waxenegg (135/018) oder im Marmor im Rossegg-Komplex (135/106).
- Als akzessorische Bestandteile finden sich Erzkörner im Bretstein-Marmor, Hellglimmer und Grafit im Marmor des Rossegg-Komplexes sowie Pyrit und +/- Grafit im Schöckel-Marmor (**51**). Der hangende Teil im Schöckel-Marmor (**52**; obere Hälfte bei Steinbruch Ponigl) besteht aus Silikatmarmoren, in denen häufiger Quarz und Hellglimmer, lagenweise angereichert Epidot, Titanit und Pyrit vorkommen, darüber hinaus auch Grafit, Feldspat, Turmalin, Chlorit und seltener Biotit.

Die Resultate der geochemischen Analysen, mit Ausnahme jener Dolomitprobe, an der auch Spurenelemente analysiert wurden, sind aufgrund der ausgewählten Probenahme als Richtwerte zu interpretieren (MOSHAMMER, 2012; MOSHAMMER & LOBITZER, 1996). Eine Verdichtung der geochemischen Untersuchungen ist als Basisinformation für aufbauende Strontium-Isotopen-Untersuchungen vorgesehen. Die Weißmessungen sind als Anzeiger für einzelne hochwertige Bereiche des Schöckel-Marmors in rohstoffgeologischer Hinsicht eher von wissenschaftlicher denn wirtschaftlicher Relevanz.

Literatur

- MATTHES, S. (1983): Mineralogie. Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. – 417 S., Berlin–Heidelberg (Springer).
- MATURA, A. & SCHUSTER, R. (2014): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 135 Birkfeld. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.
- MOSHAMMER, B. (2012): Hochwertige Karbonatgesteine und Mergel. – In: WEBER, L. (Hrsg.): Der Österreichische Rohstoffplan. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **26**, 170–191, Wien.
- MOSHAMMER, B. & LOBITZER, H. (1996): Nutzungsoptionen ausgewählter österreichischer Vorkommen von hochreinen Karbonatgesteinen (Kalkstein, Marmor, Dolomit z.T.). – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-038/94-95, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 57 S., 7 Beil., Anh., Wien.
- PUHR, B., HOINKES, G., SCHUSTER, R. & PROYER, A. (2013): Metamorphic evolution of the Koralm-Wölz high-P/T nappe pile East of the Tauern Window (Eastern Alps): Record from siliceous dolomitic marbles and scapolite-bearing calc-silicate rocks. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **159**, 118, Wien.
- SCHUSTER, R., SCHANTL, P., ILICKOVIC, T., MOSHAMMER, B., KRENN, K., PUHR, B., BRANDNER, K., PROYER, A., RICHOSZ, S. & HOINKES, G. (2014): Excursion 4: Grazer Paläozoikum und Ostalpines Kristallin im Bereich nördlich von Weiz: Neues zur Tektonik und Lithostratigraphie. – Berichte des Instituts für Erdwissenschaften der K.-F.-Universität Graz, **20/2**, 53–75, Graz.

Geophysikalische Untersuchungen der Geologischen Bundesanstalt auf den Kartenblättern ÖK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld

PETER SLAPANSKY*, INGRID SCHATTAUER*, ANDREAS AHL* & RALF SCHUSTER*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
peter.slapansky@geologie.ac.at; ingrid.schattauer@geologie.ac.at; andreas.ahl@geologie.ac.at;
ralf.schuster@geologie.ac.at

1. Einleitung

Die Befliegungen der Aeromagnetik von Österreich (AMVÖ) fanden in Ostösterreich im Zeitraum zwischen 1978 bis 1982 statt. Die Ergebnisse wurden für das Bundesland Steiermark in einem Bericht (inklusive Isolinienkarten 1:200.000 der magnetischen Anomalien der einzelnen Flughorizonte, HEINZ et al., 1987a) bzw. für das Gesamtprojekt in Form einer Magnetikkarte im Maßstab 1:1.000.000 (SEIBERL, 1991) publiziert. Die Daten wurden hier für die Kartenblätter ÖK 103 und ÖK 135 und deren Umgebung neu berechnet und im Gegensatz zu früheren Karten polreduziert dargestellt.

Anfang der 1990er Jahre wurde ein umfangreiches Programm der Hubschrauber-geophysik in der Grauwackenzone und im Grazer Paläozoikum sowie dem anschließenden Ostalpinen Kristallin mit Schwerpunkten auf Lagerstättenforschung und Hydrogeologie geflogen. Die Ergebnisse sind in den in Abbildung 1 genannten Projektberichten dargestellt, bzw. in spezielle lagerstättenkundliche Untersuchungen (ANTES, 1998) sowie hydrogeologische Projekte eingeflossen (KOLLMANN et al., 1991, 1992, 1993a, b; ANTES, 1992). Für die Arbeitstagung wurden die Radiometriedaten der Hubschrauber-geophysik, die GK50 Blatt 135 Birkfeld betreffen, im Lichte der neuen geologischen Kartierung interpretiert.

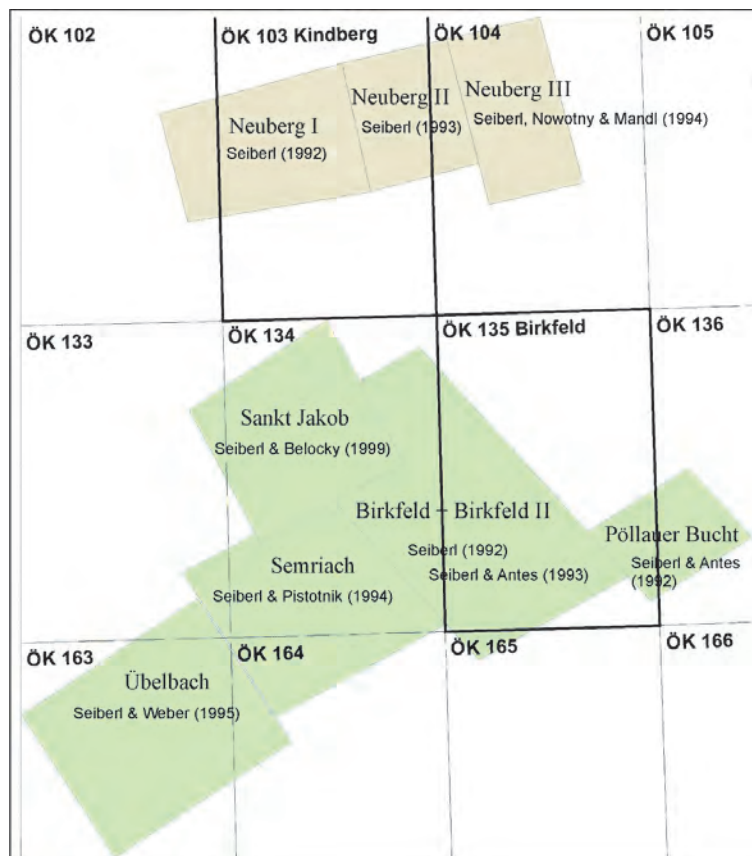


Abb. 1: Messgebiete der Hubschrauber-geophysik der GBA mit Hinweisen auf die entsprechenden Projektberichte (siehe Literaturliste) im Umkreis der Kartenblätter ÖK50 Blatt 103 Kindberg und Blatt 135 Birkfeld.

An bodengeophysikalischen Methoden wurden geoelektrische Messungen (JOCHUM et al., 2006) zur Unterstützung der geologischen Landesaufnahme eingesetzt, um im schlecht aufgeschlossenen Gebiet geologische Grenzen besser erfassen zu können.

2. Aeromagnetik von Österreich (AMVÖ)

2.1. Grundlagen

Die in den Jahren 1978 bis 1982 im Zuge der AMVÖ bei der Befliegung Ostösterreichs ermittelten Daten wurden neu berechnet und werden hier polreduziert dargestellt (Abb. 2). Es wurden hier ausschließlich Daten des Messhorizontes 2.500 m verwendet, sodass keine Angleichung von Messwerten mittels Feldfortsetzung notwendig war.

Gemessen wird bei der angewendeten Methodik die magnetische Totalintensität des Erdmagnetfeldes, dargestellt wird jedoch die Anomalie des Erdmagnetfeldes, das heißt, die Feldabweichungen des gemessenen Magnetfeldes vom globalen erdmagnetischen Referenzfeld, welches durch das „International Geomagnetic Reference Field“ (IGRF) (MACMILLAN & FINLAY, 2011) definiert ist. Dieses wird global für festgelegte Zeitabschnitte („Epochen“) ermittelt. Die magnetische Totalintensität ΔT (Delta T) wird üblicherweise als magnetische Flussdichte bzw. magnetische Induktion in nT (Nano-Tesla) angegeben. Die Flussdichte ist proportional zur magnetischen Feldstärke.

Bei der AMVÖ in Ostösterreich betrug der Messprofilabstand 2 km, die Messgeschwindigkeit war eine Messung pro Sekunde, was etwa einem Messpunktabstand von 50 m entlang der Profillinien entspricht. Das Messpunktraster ist somit relativ grob.

Die lokalen Anomalien sind überwiegend durch die magnetischen Eigenschaften der oberen Erdkruste bedingt. Die wesentlichen ferrimagnetischen Minerale, die derartige magnetische Anomalien verursachen können, sind die Mischkristallreihe Magnetit–Titanomagnetit (Fe_3O_4 bis TiFe_2O_4), der eher seltene Maghemit ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) und Pyrrhotin (FeS bis Fe_7S_8).

Die ferrimagnetischen Minerale verlieren bei Überschreitung der mineralspezifischen „Curie-Temperatur“ (T_c) ihre Magnetisierung. Die T_c liegt für Magnetit im Allgemeinen bei etwa 570 bis 590 °C, sinkt aber bei höheren Titan-Gehalten deutlich (SCHÖN, 1983; MERRILL & MCELHINNY, 1983; SOFFEL, 1991). Die T_c von Maghemit liegt zwischen 580 und 680 °C (SCHÖN, 1983, SOFFEL, 1991), die des Pyrrhotin bei 300 bis 325 °C (SCHÖN, 1983; MERRILL & MCELHINNY, 1983; LAWISZUS, 2000). Wenn der Temperaturgradient des Untergrundes bekannt ist, kann daraus eine Maximaltiefe möglicher Magnetisierungen abgeleitet werden.

Messungen des geothermischen Gradienten für die Oststeiermark wurden von ZOJER (1977) publiziert. Im Raum von Hartberg ist der Gradient mit 25 m/1 °C relativ niedrig und erreicht bei Gnas–Paldau und bei Fürstenfeld Werte von 16 m/1 °C. Die geothermische Tiefenstufe wird dabei weder vom miozänen intermediären, noch vom pliozänen basaltischen Vulkanismus beeinflusst (ZOJER, 1977).

Die T_c ist im Untersuchungsgebiet im Norden durch die Tieflage der Isothermen unter dem Alpenkörper (CĚRMÁK et al., 1992), im Süden jedoch durch deren Hochlage infolge der Hochlage des Erdmantels im pannonischen Dehnungsraum bestimmt. Im Bereich des Alpenhauptkamms wird ein Wärmefluss von etwa < 55 bzw. 50–60 mW/m² angegeben (SACHSENHOFER, 2001; GÖTZL, 2007), der im Oststeirischen Becken auf > 100 mW/m² ansteigt. Das Erreichen der T_c ist somit im Norden des Untersuchungsgebiets für Pyrrhotin in Tiefen von etwa 9–10 km, für Magnetit und Maghemit in Tiefen von etwa 17–18 km zu erwarten. Im zentralen Oststeirischen Becken hingegen wird die T_c bereits in etwa 5 bzw. 9 km erreicht.

Methodische Anmerkung zur Feldfortsetzung und Polreduktion

Feldfortsetzung: Mittels Feldfortsetzung erfolgt eine Transformation der gemessenen Werte auf ein Niveau, das sowohl unter, wie auch über der Messebene liegen kann. Das Niveau kann sowohl eine Ebene, wie auch eine gekrümmte Fläche sein. Voraussetzung des Verfahrens ist Quellenfreiheit zwischen Mess- und Fortsetzungsebene.

Durch eine Feldfortsetzung des Magnetfeldes in größere Höhen klingen die eher schwachen Signale kleiner, meist durch oberflächennahe Störkörper hervorgerufener Anomalien schneller ab. In größerer Tiefe liegende Störkörper, die aufgrund der größeren Entfernung zum Sensor ein schwächeres Signal liefern, treten somit relativ deutlicher hervor. Durch die Feldfortsetzung nach oben entsteht eine Darstellung, in der weiträumige Störkörper bzw. solche in größerer Tiefe betont werden. Feldfortsetzung in größere Höhen widerspiegeln letztlich ein potenzialtheoretisch fundiertes Regionalfeld.

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. Der Verschiebungsbetrag ist umso größer, je tiefer der Störkörper unter dem Messhorizont liegt. 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 einer Anomalie im Allgemeinen direkt über dem Zentrum des Störkörpers zu liegen. Liegt keine wesentlich von der induzierten Magnetisierung abweichende remanente Magnetisierung vor, verschwindet auch das im Norden vorgelagerte Minimum. Falls der Störkörper allerdings eine remanente Magnetisierung besitzt, die in Deklination und Inklination vom Hauptfeld abweicht, trifft dies nicht mehr zu.

Die magnetische Suszeptibilität [κ] (Kappa) ist eine der grundlegenden physikalischen Gesteinseigenschaften, deren Kenntnis für die Interpretation geomagnetischer Messungen benötigt wird. Die magnetische Suszeptibilität eines Gesteinskörpers stellt das Verhältnis zwischen der magnetischen Feldstärke des Erdmagnetfeldes und der durch das Erdmagnetfeld induzierten Magnetisierung des Gesteins dar und kann somit als Größe für die Magnetisierbarkeit des Gesteins betrachtet werden. Im SI System ist κ ein dimensionsloser Parameter.

Die Größe der magnetischen Suszeptibilität eines Gesteins ist im Wesentlichen vom Gehalt an den stark ferrimagnetischen Mineralen Magnetit und Pyrrhotin (Magnetkies) abhängig. Ilmenit, Hämatit und Goethit sind z.T. schwach ferrimagnetisch. Die Oxidation von Magnetit zu Hämatit im Zuge von Verwitterung reduziert die κ -Werte, Martit (Pseudomorphose von Hämatit nach Magnetit) kann aber remanente Magnetisierung aufweisen. Charakteristische Werte von κ für verschiedene Minerale und Gesteine werden unter anderem von MILITZER & SCHEIBE (1981), SCHÖN (1983), HAHN et al. (1985), KOBRANOVA (1989), CARMICHAEL (1989) und LANZA & MELONI (2006) angegeben. Ganz allgemein kann gesagt werden, dass höhere κ -Werte üblicherweise in metamorphen basischen und ultrabasischen Gesteinen zu finden sind, da diese Gesteine zum Teil magmatische Fe-Oxide führen. Andererseits tritt bei retrograden Mineralumwandlungen von Olivinen und Pyroxenen vielfach Magnetit als Reaktionsprodukt besonders in Serpentiniten auf. Frische Ultrabasite weisen vergleichsweise geringe Werte auf, mit zunehmender Serpentinisierung erhöhen sich die κ -Werte, die in Serpentiniten nicht selten bis zu drei Zehnerpotenzen höher als in den übrigen Gesteinen sind. Amphibolite wiederum zeichnen sich manchmal durch extreme Schwankungsbreiten der κ -Werte aus, die sich zwischen recht niedrig und sehr hoch bewegen können. Magnetit- und Pyrrhotin führende Mineralisationen sind ebenfalls durch magnetische Anomalien gekennzeichnet.

In Tabelle 1 sind Werte der magnetischen Suszeptibilitäten von Gesteinen der östlichen Zentralalpen zusammengefasst, wobei die geologisch-tektonischen Einheiten im Untersuchungsbereich an der Oberfläche anstehen, oder aber im Untergrund vermutet werden.

Geologische und tektonische Einheit	Gesteinsart	magnetische Suszeptibilität [$\times 10^{-3}$ SI]	Quelle
Rechnitz-Komplex (Penninikum)	Serizitphyllit	1,0	a, d, e
	Quarzphyllit	0,1	a, d, e
	Karbonatphyllit	0,2	a, d, e
	Karbonatschiefer	0,2	a, e
	Marmor (geschiefert)	<0,1	a, d, e
	Grünschiefer	0,7	a, d, e
	Ophicalzit	5,0	a, d, e
	Serpentinit	36,0	a, d, e
	Serpentinit, magnetitreich	160	a, d, e
	Cáker Konglomerat	0,1	a, d, e
	Blauschiefer	5,0	a, d, e
	Ultrabazit	45,0	a
	Metagabbro	0,8	d, e
	Metagabbro	30,0	d, e
Chloritfels ("Edelserpentin")	0,3	d, e	
Wechsel-Komplex (Unterostalpin)	Albitgneis	0,6	a, d, e
	Albitchloritschiefer	0,8	a, d, e
	Glimmerschiefer	0,6	a, d, e
	Grünschiefer	50,0	a, d, e
	Amphibolit (diaphthoritisch)	0,7	a, d, e
	Quarzit (Permomesozoikum)	0 – 0,06	b
	Wechselgneise	0,52 ± 0,25	b
	magnetitreiche Wechselgneise	3,77 bis 62,8	b
	Wechselgneis	0,51 ± 0,35	c
Hangende Wechselschiefer	1,11	c	
Permomesozoikum (Unter- und Oberostalpin)	Quarzite	< 0,1	a, d, e
	Karbonate	< 0,1	a, d, e
Permomesozoikum (Unterostalpin)	Quarzite und Karbonate	0 – 0,06	b
Waldbach-Komplex (Silvretta-Seckau-Deckensystem)	Chloritphyllite, Glimmerschiefer	0,62 ± 0,19	b
	Chloritphyllite, Glimmerschiefer	0,45 ± 0,15	c
	Quarzit	-0,001	c
Teufelstein-Komplex „Grobgneis-Komplex“ (Koralpe-Wölz-Deckensystem)	Granitgneis	0,3	a
	Aplitgneis	0,3	a
	Glimmerschiefer	0,2	a, d
	Biotitschiefer	0,6	a, d
	Metagabbro	0,6	a, d
	Metagabbro (feinkörnig)	0,4	a
	Pegmatit	< 0,1	a, d
	Bt-Hbl-Metagabbro ?	0,63	b
	Leukophyllit	< 0,06	b
	Grobgneis	0,25 ± 0,15	b
Grobgneis	0,36	c	
Sieggrabener Komplex (Koralpe-Wölz-Deckensystem)	Paragneis	0,3	a, d, e
	Serpentinit	32,0	a, d, e
	Amphibolit	24,0	a, d, e
	Eklogit	2,0	a, d, e
Rappold-Komplex „Radegunder Kristallin“ (Koralpe-Wölz-Deckensystem)	Paragneise	0,38 – 0,75	f
	Amphibolite	~1,0 – 4,0	f
neogene Vulkanite		12,0 – 40,0 > 25	d, e f
neogene und quartäre Lockersedimente		0,1 - 1,0	d, e
Neogen von Pöllau und Vorau Sedimente des Badenium bis Pannonium		0,28 ± 0,06	b
	Tonmergel, Sande, Schotter	0,25 – 0,63	f
	Verwitterungsprodukte	lokal bis 1,13	f
rezente Bachsedimente	in der Wechselserie	2,39 ± 0,25	b
	im Waldbachkristallin	0,39 ± 0,1	b

Tab. 1: Werte der magnetischen Suszeptibilität von Gesteinen der östlichen Zentralalpen, Literaturhinweise sind: a: WEBER et al. (1983), b: WALACH (1977), c: BIEDERMANN et al. (1982), d: WALACH (1990), e: HOFFER et al. (1991), f: WEBER (1976).

2.2. Interpretation der überregionalen Strukturen

Das Muster der Magnetikkarte (Abb. 2) zeigt im N und NW relativ hohe Magnetisierung mit einigen lokalen Maxima. Es handelt sich hier um den Übergangsbereich zwischen Berchtesgadener und Brünner Anomalie. Die Ursache dieser magnetischen Großstruktur wurde bereits in den 1950er Jahren (GRAENGER, 1954) in mächtigen gabbroiden Tiefengesteinsmassen im kristallinen Untergrund unter den alpinen Deckenkörpern und der subalpinen Molasse vermutet. Eine Deutung der westlichen, vorwiegend unter den Nördlichen Kalkalpen gelegenen Anteile dieses Anomaliengürtels als Reste einer ozeanischen nordpenninischen Kruste (serpentinisierte Ophiolite), die von HEINZ (1989), HEINZ & SEIBERL (1990) und GNOJEK & HEINZ (1993) gegeben wurde, ist nach den neueren tektonischen Modellen (SCHMID et al., 2004, 2008) nicht möglich. Eine Deutung als Mantelmaterial, welches im Zuge jurassisch bis kretazischer Dehnungsvorgänge nördlich der Alpenen Decken in die europäische kontinentale Kruste eingeschleppt wurde, erscheint aber weiterhin vorstellbar, was den Vorstellungen von HEINZ, SEIBERL und GNOJEK im Prinzip entsprechen würde.

Die Zone wurde als strukturell zusammengehörig, aber nicht als genetisch einheitlich betrachtet. Generelle Charakteristik dieser magnetischen Strukturen sind relativ flache Feldgradienten und hohe Störampplituden (SEIBERL et al., 1993). Der Feldverlauf ist im kleineren Maßstab wesentlich unruhiger, was möglicherweise auf kleine Anomalien durch lokale Störkörper zurückgeführt werden kann. So werden hochgeschürfte und obduzierte Anteile von serpentinisiertem Ophiolitmaterial als Ursache für lokal erhöhte Magnetisierungen im Bereich der oberösterreichischen Kalkalpen betrachtet (HEINZ et al., 1987b).

Berechnungen des magnetischen Störkörpers durch REISNER (1988) und HÜBL (publiziert in GNOJEK & HEINZ, 1993) wurden auf Basis der Daten der AMVÖ durchgeführt. Es ergab sich nach REISNER (1988) anhand einer Serie von Profilschnitten von Kufstein bis Waidhofen an der Ybbs ein theoretischer Störkörper, der in N–S-Richtung mit einem Winkel von ca. 5 bis 20° gegen Süden einfällt. Die Oberkante wurde mit etwa 10–16 km, die Unterkante mit 20–25 km unter NN berechnet. Die E–W-Erstreckung beträgt etwa 220 km. Die maximalen Mächtigkeiten liegen im Bereich von 2–5 km. Von der Mitte aus gesehen verdünnt sich der Modellkörper nach Westen und nach Osten hin. Die Suszeptibilitätswerte für die Modellierungen wurden für vermutetes serpentinisiertes ultrabasisches Material mit $\kappa = 75 \times 10^{-3}$ (SI), bzw. $\kappa = 28 \times 10^{-3}$ (SI) angenommen (REISNER, 1988; HÜBL, publiziert in GNOJEK & HEINZ, 1993).

Das östlichste der Modellprofile nach REISNER (1988) verläuft etwas westlich von Waidhofen an der Ybbs. Die Nordgrenze des gegen Süden einfallenden Störkörpers liegt etwa auf der Höhe von Weyer, die Südbegrenzung südlich der Palten-Liesing-Störungszone.

Diese Zone höherer Magnetisierung ist im Untersuchungsbereich charakterisiert durch eine ganze Reihe lokaler Maxima. In der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen sind keine Gesteine bekannt, die diese Maxima bewirken könnten. Die magnetischen Störkörper müssen daher in den darunter liegenden Einheiten angenommen werden. Am wahrscheinlichsten sind Gesteine des kristallinen Untergrundes, somit der Böhmisches Masse, für lokale Maxima können aber eventuell auch penninische Ophiolite sowohl des Valais-, wie auch des Piemont-Ligurischen Ozeans verantwortlich sein (SCHMID et al., 2008). Das im Bereich des Alpenvorlandes erbohrte Kristallin im Untergrund von Molasse- und Flyschzone wird dem Moldanubikum zugeordnet (GRILL & WALDMANN, 1951; BRIX & GÖTZINGER, 1964; WIESENER, 1966; WIESENER et al., 1976; KRÖLL & WESSELY, 2001; MATURA, 2006). Es handelt sich überwiegend um Gneise, Grafschiefer, Mikroklin-Hornblendegneise, Chlorit-Mikroklingneise, grobkörnige Amphibolite, Biotit-Sillimanitgneise mit Amphibolitlagen, Cordieritgneise und Hornblendegneise. Die Serpentinivorkommen in der Tulbingerkogel-Decke der Rhenodanubischen Flyschzone (Untere Penninische Decken nach der Nomenklatur von SCHMID et al., 2004) in der Umgebung von Kilb (RICHTER & WIESENER, 1975; PREY, 1977) bewirken keine erkennbaren magnetischen Anomalien, was auf die außergewöhnlich starke sekundäre Alteration (FRASL & KIRCHNER, 1980) zurückzuführen sein könnte. Serpentine von mehr als 500 m Mächtigkeit wurden direkt unter den Nördlichen Kalkalpen in der Bohrung Grünau 1 zwischen 1.970 m und 2.490 m Teufe angetroffen (HAMILTON, 1989; WAGNER, 1996). Tektonisch können diese Gesteine, wie auch die an der Oberfläche kartierten ultramafischen Vorkommen, zur St. Veiter Klippenzone (Untere Penninische Decken) gerechnet werden, in der Serpentine und Pillowlaven bekannt sind

(SCHNABEL, 1979). Die südlich an die magnetische Großstruktur anschließende Grauwackenzone ist magnetisch sehr inhomogen ausgebildet. Das Maximum NW von Leoben ist ein Ausläufer der Anomalie von Eisenerz, die von HEINZ et al. (1987a) modelliert wurde. Die Oberkante des Störkörpers südlich Eisenerz liegt in einigen 100 m Tiefe, der modellierte Störkörper fällt steil gegen Norden und reicht etwa 10 km tief, wobei die Mächtigkeit gegen die Tiefe deutlich zunimmt. Die gesamte Anomalienzone südlich der Berchtesgadener Anomalienzone wird von HEINZ et al. (1987a), HEINZ & HÜBL (1988) und HEINZ (1989) nur zum geringen Teil den an der Oberfläche anstehenden geologischen Einheiten zugeordnet. Aufgrund der Form, der verhältnismäßig hohen Amplituden und des großen Tiefgangs der berechneten Störkörper schließen die Autoren, dass es sich um höher magnetisierte, mächtige Krustenanteile handelt, die in beträchtliche Tiefen verfolgbar sind. Am ehesten würden ophiolitische Serien des Penninikums in Betracht gezogen (HEINZ et al., 1987a; HEINZ & HÜBL, 1988; HEINZ, 1989), die durch verhältnismäßig geringmächtige höhere tektonische Einheiten (Ostalpines Kristallin, Grauwackenzone) verdeckt sind. Die Anomalienzone wird somit als ein mehr oder minder breiter Streifen entlang des Nordrandes des Ostalpinen Kristallins gedeutet, der eine in der Tiefe vorhandene Verbindung vom Nordrand des Tauernfensters zu den penninischen Fenstern des Alpenostrandes markiert (HEINZ & HÜBL, 1988; HEINZ, 1989).

Das etwas schwächere Maximum NE von Leoben steht in Zusammenhang mit Metadiabasen, Tuffen und Grünschiefern der Norischen Decke (PAVLIK, 2008). Auch die Anomalie WNW Gloggnitz korreliert mit Grünschiefern der Norischen Decke (HERRMANN et al., 1992). Bei einigen anderen Anomalien, die offensichtlich im Bereich der Grauwackenzone liegen, liegt eine Überlagerung durch höhere tektonische Einheiten vor, wodurch eine eindeutige direkte Zuordnung nicht möglich ist.

Im SE des Bearbeitungsgebiets folgen darunter der oberostalpine Teufelstein („Grobgneis“-Komplex und Waldbach-Komplex und der unterostalpine Wechsel-Komplex. Dieser Bereich ist bezüglich der Geomagnetik recht gut dokumentiert.

Der Teufelstein-Komplex („Grobgneiseinheit“) besitzt allgemein geringe Suszeptibilitäten. Als höchster Wert wurde $0,63 \times 10^{-3}$ SI (umgerechnet aus cgs-Einheiten) an einem vermutlichen Metagabbro festgestellt (WALACH, 1977), der ein Äquivalent der von WIESENER (1971) beschriebenen Biotit-Hornblende-Metagabbros sein könnte. Die Gesteine des Wechsel-Komplexes haben generell eine höhere magnetische Suszeptibilität. Magnetitreiche Partien im Meterbereich mit bis zu 3 mm großen Magnetiten bilden linsenförmige Störkörper. Dabei dürfte es sich um Äquivalente von konkordant in die Wechselgneise eingeschalteten Grünschiefern handeln. Der Magnetitgehalt dieser Gesteine kann bis zu 5 Volums-% betragen, die magnetische Suszeptibilität bis zu 63×10^{-3} SI (WALACH, 1977). In all diesen Gesteinsserien treten also basische bis intermediäre Metavulkanite sowie Mineralisationen auf, die magnetische Anomalien verursachen können.

Eine sehr markante Anomalie tritt im Gebiet des Hochwechsels auf. Eine nähere geophysikalische Untersuchung erfolgte durch BIEDERMANN et al. (1982). Die aeromagnetische Anomalie besitzt eine Streichrichtung WSW–ENE und eine Streichlänge von etwa 25 km. Eine grobe Tiefenabschätzung ergibt eine Tiefe der Oberkante des Störkörpers von etwa 1 km unter der Geländeoberkante (BIEDERMANN et al., 1982). Die Suszeptibilitätswerte im Zentrum der Anomalie geben ein Maximum bei $1,4 \times 10^{-3}$ (SI), im übrigen Bereich beträgt das Maximum $0,49 \times 10^{-3}$ (SI). Im zentralen Bereich der Anomalie treten tuffogene Serien der hangenden Wechselschiefer auf (FAUPL, 1967, 1970). Eine Störkörperberechnung durch HEINZ et al. (1987a) ist in Abbildung 2 dargestellt. Diese zeigt einen relativ schmalen Störkörper, der verhältnismäßig nahe der Geländeoberkante beginnt, was in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen von BIEDERMANN et al. (1982) steht und sich mit einem Einfallen von etwa 50° gegen unten keilförmig erweitert. Die Tiefenerstreckung beträgt 6–7 km. Es dürfte sich um eine komplexe, aus verschiedenen Störkörpern in unterschiedlichen tektonischen Niveaus zusammengesetzte Anomalie handeln. Eine von G. WALACH bearbeitete magnetische WNW–ESE-Traversal durch den Wechsel-Komplex nördlich von Waldbach bis ins Penninikum nördlich von Bernstein lokalisiert die Oberkante des regionalen Störkörpers bei etwa 1.400 m unter NN. Als Störkörper werden Serpentinite der im Bereich der Rechnitzer Fenstergruppe an der Oberfläche befindlichen penninischen Decken angenommen, die gegen Westen unter den

unterostalpinen Wechsel-Komplex abtauchen (BELOCKY et al., 2000). Die Interpretation eines tiefenseismischen Profils durch GRASSL et al. (2004) macht das Auftreten penninischer Ophiolite in dieser Position ebenfalls plausibel.

Weitere lokale magnetische Anomalien wurden durch bodenmagnetische Messungen der magnetischen Vertikalintensität entlang einer 65 km langen magnetischen Traverse von Neunkirchen über den Hochwechsel bis zur Pöllauer Bucht erfasst (WALACH, 1977). Auffällig ist, dass die in den Wechselschiefern auftretenden Hornblendegneise, vermutlich intermediäre Metavulkanite, in weiten Bereichen magnetisch nicht in Erscheinung treten. Auch die im Waldbach-Komplex verbreitet auftretenden, relativ mächtigen Amphibolite und Bänderamphibolite bilden sich in der Aeromagnetik nicht ab, was auch den Suszeptibilitätsmessungen von WALACH (1977) entspricht.

Für die beiden zwar nicht so starken, aber doch recht deutlichen Anomalien östlich von Mürrzuschlag und östlich von Kindberg gibt es derzeit keine plausiblen Erklärungen. Möglicherweise stehen sie tektonisch-strukturell in Zusammenhang mit der genannten starken Anomalie des Wechselgebiets.

Der Bereich des Steirischen Neogenbeckens in der SE-Ecke der Karte ist von magnetischen Anomalien dominiert, die auf den neogenen Vulkanismus zurückgehen. Der Vulkan von Ilz-Kalsdorf ist zur Gänze von mehreren hundert Meter mächtigen neogenen Sedimenten bedeckt. Im südlichen Randbereich wurde er von der Tiefbohrung Walkersdorf 1 durchörtert. Die durch die Vulkanite bewirkte magnetische Anomalie (SSW Hartberg) besitzt ein markantes Maximum. Durch geomagnetische Modellierungen ist jedoch die Ausdehnung und Tiefenerstreckung des Vulkanes gut bekannt (WALACH, 1986; WALACH & WEBER, 1987).

Eine deutliche magnetische Anomalie bei Eggersdorf (südlich von Weiz) korreliert mit dem Vorkommen der Wollsdorfer Metabasitformation, die im Untergrund des Steirischen Beckens in drei Bohrungen (Blumau 1, Ludersdorf 1, Wollsdorf 1) bis zu 370 m mächtig angetroffen wurde (FLÜGEL, 1988). Es handelt sich um Grünschiefer bis Chloritschiefer sowie Grünschieferbrekzien. Diese Metabasite und tektonischen Metabasitbrekzien sind höchstwahrscheinlich Äquivalente der silurischen Metabasite der Kehr-Formation („unteren Schichten von Kehr“) des Grazer Paläozoikums (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) und dürften in direkter Verbindung mit der Metabasitfolge der Platte nordöstlich von Graz stehen. Allerdings tritt im Bereich der Platte, entgegen den Erwartungen, ein sehr markantes Minimum auf. Diese Situation könnte dadurch erklärt werden, dass die positive Anomalie der Wollsdorfer Metabasite durch das Minimum des Vulkanitkörpers von Kalsdorf-Weitendorf-Wundschuh überlagert und ausgeglichen wird. Für den Bereich der Platte selbst stellte WEBER (1976) bei bodenmagnetischen Messungen eine positive Anomalie mit mehreren unregelmäßigen Teilmaxima fest. Dieser scheinbare Widerspruch ergibt sich aus dem unterschiedlichen Auflösungsvermögen der Bodenmessungen und der feldfortgesetzt berechneten aerogeomagnetischen Messungen der AMVÖ.

Die südwestlichere Anomalie, etwa zwischen Gratkorn und Deutschfeistritz, liegt im Bereich der Rannach-Decke, in der altpaläozoische (überwiegend silurische) Metabasite in Form von Metadiabasen und Spiliten sowie Metatuffen und -tuffiten der Kehr-Formation auftreten. In diesen Gesteinen kommen Hämatit- und Magnetitvererzungen vor, die auch lokal abgebaut wurden (Stiwoll, Thal, Platte bei Graz, Weinitzen bei Andritz; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Für die nordöstlichere Anomalie (nordwestlich des Schöckl) könnten Metavulkanite innerhalb der Passail-Gruppe als magnetische Störkörper in Frage kommen (EBNER & BECKER, 1983). Es handelt sich um Metadiabase und Grünschiefer, die aus überwiegend silurischen Deckenbasalten und Metatuffen und -tuffiten abzuleiten sind (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

Die Anomalie ENE Passail liegt am südöstlichen Rand des Grazer Paläozoikums. In diesem Bereich wurden aus der Hubschrauber-geophysik innerhalb der Messgebiete Birkfeld (SEIBERL, 1992a) und Birkfeld II (SEIBERL & ANTES, 1992) zwei positive Anomaliengruppen erkannt, die annähernd NW–SE streichen, nämlich eine 5 km östlich St. Erhard, eine zweite nördlich und nordöstlich St. Kathrein am Offenegg. Diese beiden Zonen entsprechen etwa dem Auftreten von „Arzbergschichten“ (Taschen- bzw. Schönberg-Formation), Metavulkaniten der Passail-Gruppe, Grünschiefern, Phylliten und Quarziten (SEIBERL & ANTES, 1993). Diese Anomalie wird von den genannten Autoren als Hinweis auf einen magmatischen Körper (Metabasalt) unter dem Hochschlag östlich des Arsenkiesvorkommens von Gasen-Straßegg gewertet.

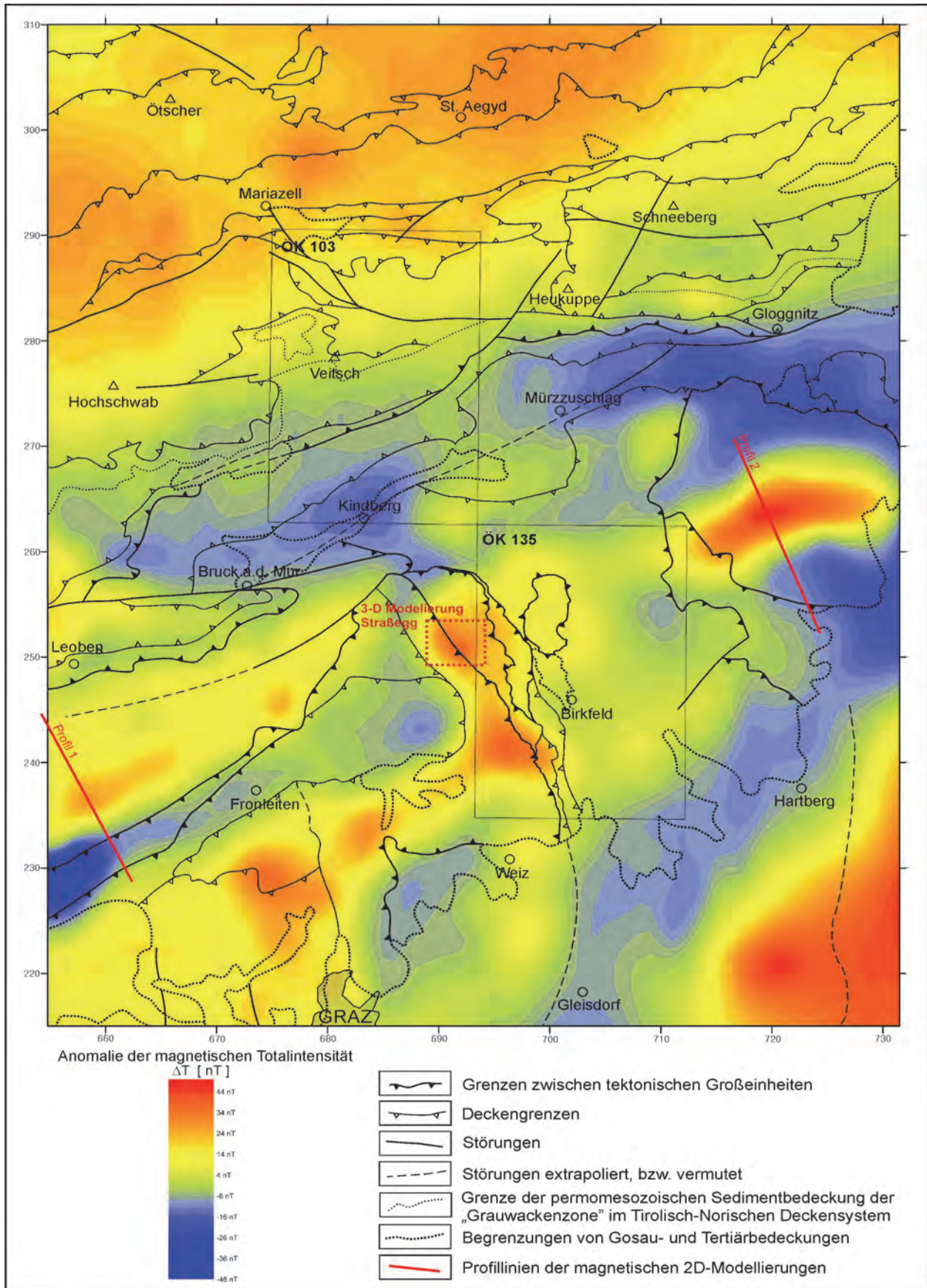


Abb. 2: AMVÖ: Anomalie der magnetischen Totalintensität im Messhorizont 2.500 m, polreduziert dargestellt. Die geologischen Grenzen sind nach SCHUSTER et al. (2015) und MATURA & SCHUSTER (2014) z.T. vereinfacht eingetragen.

Die Magnetitvererzungen am Plankogel und Granitzer sind in der Hubschrauber-geophysik als kleine lokale magnetische Anomalien erkennbar (SEIBERL & ANTES, 1993). Magnetitlager finden sich hier sowohl in Metabasalten als auch in Dolomitschiefern (WEBER, 1997).

Die beiden Anomalien bei Weiz und südwestlich von Weiz liegen im Bereich des Radegunder Kristallins. In diesem ermittelte WEBER (1976) magnetische Suszeptibilitäten von 0,38 bis $0,75 \times 10^{-3}$ SI für Paragneise und $>> 1,0 \times 10^{-3}$ SI für Amphibolite (beides umgerechnet aus cgs-Einheiten). Es erscheint allerdings fraglich, ob diese Anomalien tatsächlich durch Gesteine des Radegunder Kristallins bedingt sind, da in der direkten Umgebung keine mächtigeren Amphibolite bekannt sind, und dort, wo solche auftreten, z.B. im Bereich des Kulm, bewirken diese nur sehr unbedeutende magnetische Anomalien. Es erscheint somit eher wahrscheinlich, dass diese Anomalien tiefer liegenden, möglicherweise unterostalpinen oder penninischen Störquellen zuzuordnen sind.

Die Anomalie westlich von Pöllau ist wohl auf einen Störkörper innerhalb des Teufelstein-Komplexes oder auf einen Störkörper in einer noch tieferen tektonischen Einheit zurückzuführen. Diese Anomalie liegt in der direkten Fortsetzung der beiden Anomalien bei Weiz.

Das Kristallin der Gleinalm zeigt insgesamt relativ hohe Magnetisierung. Darin eingebettet sind mehrere Anomalien, die überwiegend dem Speik-Komplex, einem paläozoischen Ophiolitkomplex (NEUBAUER et al., 1989), zugeordnet werden können. Die Anomalie zwischen Bruck an der Mur und Frohnleiten ist auf den Ultramafitit (Serpentinit-Amphibolit-Komplex) von Traföb zurückzuführen, der ebenfalls dem Speik-Komplex angehört und als östliche Fortsetzung des Kraubather Serpentinits betrachtet wird (NEUBAUER, 1988). Eine langgestreckte WSW–ENE streichende Anomalie liegt westlich von Frohnleiten im Bereich des Ostalpinen Kristallins. Sie könnte eventuell mit den dort auftretenden Amphiboliten in Zusammenhang gebracht werden, obwohl diese ansonsten nur relativ gering magnetisiert sind. Es könnte sich aber auch um einen an der Oberfläche nicht aufgeschlossenen Anteil des Speik-Komplexes in Form einer tieferen Schuppe analog zum Kraubather Ultramafititkörper handeln. Für eine solche Struktur gibt es allerdings keine Hinweise anhand der karierten Geologie. Eine 2D-Modellrechnung ergab einen wenige 100 m mächtigen Modellkörper mit flacher Lagerung in etwa 1 km Tiefe, der von größerer seitlicher Ausdehnung ist (HEINZ et al., 1987a).

2.3. Magnetische Modellrechnungen in der Umgebung der Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld

Es wurden zwei 2D-Modellierungen auf Basis der Daten der AMVÖ durchgeführt (HEINZ et al., 1987a), in denen die Fragestellung regionalgeologisch ausgerichtet war. Die Ergebnisse einer 3D-Modellierung anhand der Daten der Hubschraubermessgebiete Birkfeld I + II durch RAINIER ARNDT im Bereich der Lagerstätte Gasen-Straßegg, unmittelbar westlich der GK50 Blatt 135 Birkfeld, sind in der Dissertation von ANTES (1998) beschrieben.

Methodische Grundlagen zu 2D- und 3D-Modellierungen

In herkömmlichen 2D-Programmen zur Berechnung theoretischer magnetischer Wirkungen von Störkörpern wird die Streichlänge des Körpers als unendlich angenommen. Es wird dabei ein zweidimensionaler Schnitt durch einen Körper beliebigen Querschnitts mittels Annäherung an ein n-seitiges Polygon berechnet. Die 2D-Modelle wurden nach dem TALWANI-Verfahren berechnet. Dieses beruht auf einem Volumsintegral zur Berechnung der Potenzialfelder von Körpern beliebiger Form, der Querschnitt des Körpers wird jeweils durch ein Polygon in einem Stapel von Schichtsnitten angenähert. Da jede Anomalie durch unendlich viele Modelle gleich gut angenähert werden kann, ist es wichtig, geologisch mögliche und auch plausible Lösungen zu finden. Die methodischen Grundlagen sind bei BLAUMOSER & HÜBL (1991) beschrieben.

3D-Modellierungen: In dem hier vorliegenden Beispiel wurde das 3D-Modell mittels des Algorithmus von WANG & HANSEN (1990) ermittelt. Dieses Modell geht von der Störkörperwirkung eines homogen magnetisierten Körpers aus, wobei die Oberfläche des Störkörpers mittels polygonaler Flächen angenähert wird. Das Verfahren basiert auf der Inversion des Potenzialfeldes einer singular zentrierten Anomalie und modelliert ohne jegliche Vorgabe von Startmodellen oder physikalischen Parametern den Störkörper durch Tiefenpunkte, die auf einer den Störkörper umgebenden geschlossenen Hüllfläche liegen. Die physikalischen Grundlagen sind bei ARNDT (1993) beschrieben.

Um den theoretisch vorausgesetzten Modellparametern methodisch möglichst gerecht zu werden, wurden für die 2D-Modellierung möglichst langgestreckte, für die 3D-Modellierung möglichst runde Anomalien ausgewählt.

Die Profile der 2D-Modelle sind in Abbildung 3 dargestellt und deren Lage ist in der Karte (Abb. 2) eingetragen. Die geologisch-tektonische Interpretation nach HEINZ et al. (1987a) ist im Folgenden (gekürzt und leicht modifiziert) wiedergegeben:

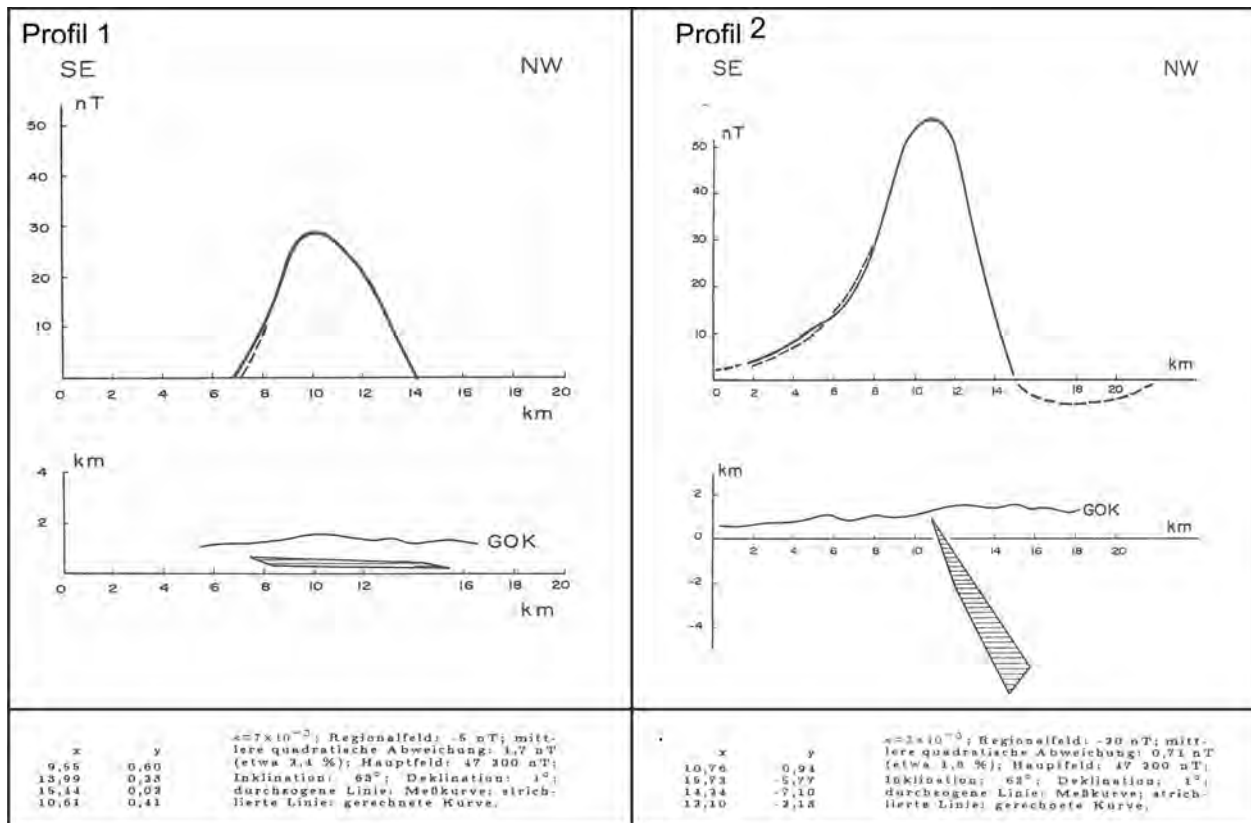


Abb. 3: 2D-Modelle aus HEINZ et al. (1987a), in Abbildung 2 als Profile 1 und 2 eingetragen. Nähere Erklärungen stehen im Text.

Profil 1 (Profil 5 in HEINZ et al., 1987a) schneidet die Anomalie ESE des Kraubather Ultramafititkörpers. Oberflächlich sind hier die Gesteine des Speik-Komplexes aufgeschlossen. Bei der Berechnung dieser Anomalie traten Schwierigkeiten auf, die in der Überlagerung des nördlich gelegenen Minimums durch die Kraubather Anomalie begründet waren. Die Fortsetzung des Profils nach Norden ergab somit – eben durch den Anschluss einer weiteren Anomalie – keinen Hinweis auf einen regionalen Trend. Die überlagernde Anomalie musste daher vorher möglichst eliminiert werden. Als Regionaltrend wurde ein Wert von -5 nT abgezogen, da der ungestörte Bereich (im Bereich von Köflach) zwischen 0 und -10 nT liegt. Aber auch das südliche Minimum ist sehr stark ausgeprägt; der Anteil der remanenten Magnetisierung ist hier nicht bekannt. Aus den genannten Gründen wurde zur Berechnung des Störkörpers nur das Maximum herangezogen. Im Vergleich mit anderen, ähnlichen Störkörpern in der Steiermark handelt es sich hier um einen geringmächtigen, recht seicht liegenden Komplex mit beträchtlicher Ausdehnung. Aufgrund der Lage im Kristallin, der geringen Tiefenerstreckung und der räumlichen Nähe zum Kraubather Ultramafititkörper könnte es sich um einen ähnlichen Körper handeln. Große Divergenzen scheinen allerdings in den Suszeptibilitäten auf: im berechneten Modellkörper sind es 7×10^{-3} SI-Einheiten, im Kraubather Serpentin liegen die Werte wesentlich höher (SEREN, 1980). Eine Erklärung hierfür mag sein, dass der Modellkörper aus Amphiboliten des Speik-Komplexes bestehen könnte.

Profil 2 (Profil 6 in HEINZ et al., 1987a) schneidet eine markante Anomalie südöstlich von Müzzuschlag, die sich genau im Bereich des Wechsel-Fensters befindet. Nach der Modellrechnung fällt der Störkörper steil nach Nordwesten ein und erreicht eine beträchtliche Mächtigkeit. Obwohl seine (angenommene) Suszeptibilität nicht allzu hoch ist (3×10^{-3}), ist seine Zuordnung zu Gesteinen des Wechsel-Komplexes nahezu auszuschließen. Für die Gesteine des Wechsel-Komplexes liegen Suszeptibilitätswerte vor, die aus zahlreichen Einzelmessungen ermittelt wurden (WEBER et al., 1983). Abgesehen von den Grünschiefern sind diese Werte durchwegs bedeutend niedriger als die für die Modellierung angenommenen Werte. Es liegt nahe, diesen Störkörper mit Gesteinen der Penninischen Decken in Zusammenhang zu bringen, die sich unmittelbar im liegenden der Wechsel-Decke befinden sollten, wie die Situation in der nicht weit entfernten Gegend um Rechnitz zeigt (vgl. HEINZ et al., 1987c).

Eine 3D-Modellierung wurde um das Arsenkies-Gold-Vorkommen bei Gasen-Straßegg durchgeführt (Abb. 4), welches auf GK50 Blatt 134 Passail (FLÜGEL et al., 1990), etwa 3 km vom östlichen Blattrand liegt. Es befindet sich in den silurischen „Arzbergschichten“ (entspricht teilweise der Schönberg-Formation). Die ursprüngliche Mineralisation dürfte überwiegend an Grünschiefer gebunden gewesen sein. Die damit verbundenen geochemischen und geophysikalischen Anomalien wurden eingehend von ANTES (1998) bearbeitet. Eine in diesem Zusammenhang durchgeführte 3D-Modellierung ergab einen magnetischen Störkörper, welcher in etwa 500 m Tiefe liegen sollte. Er könnte sich in der stratigrafisch unter den „Arzbergschichten“ befindlichen Passail-Gruppe befinden. In dieser gibt es größere Grünschieferkörper, die nach ANTES (1998) als Wärmequelle bei der Mineralisation fungiert haben.

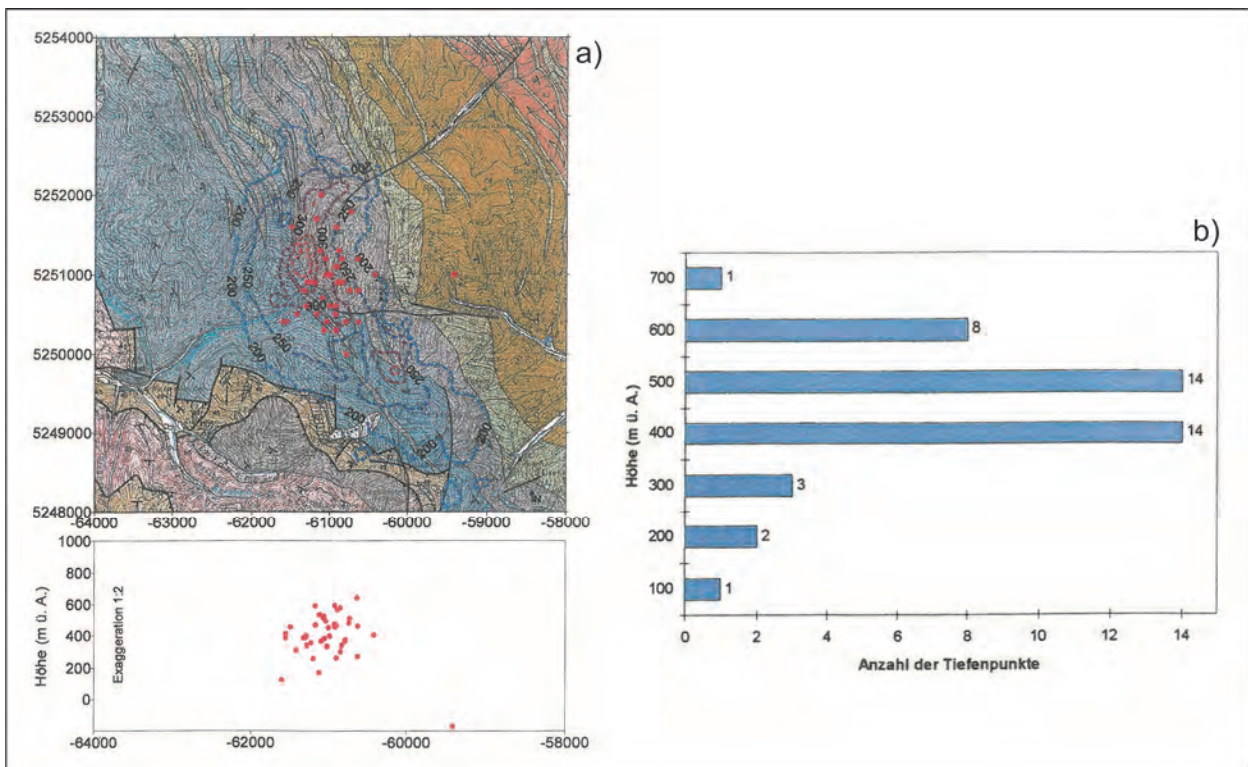


Abb. 4: 3D-Modell aus ANTES (1998). **a)** zeigt die Verteilung der Tiefenpunkte in der Fläche und vertikal, **b)** ist eine synoptische Darstellung von Störkörpermodell und Geologie, die anhand eines geologischen Profils abgeleitet wurde. Details finden sich in ANTES (1998). Lage siehe Abbildung 2.

2.4. Vergleich zwischen polreduzierter und nicht polreduzierter Darstellung

Die polreduzierte Berechnung bewirkt, wie im Abschnitt oben beschrieben, im Vergleich zur nicht polreduzierten eine Verschiebung des magnetischen Maximums gegen Norden. Diese ist umso größer, je tiefer der Störkörper liegt. Allerdings sind diese Angaben nur semiquantitativ

und können nur die relativen Lagebeziehungen der Störkörper untereinander darstellen. Eine quantitative Aussage über die tatsächliche Tiefenlage der Störkörper wäre nur durch eine numerische Modellierung der Anomalie zu erzielen.

Es lassen sich aber auch aus der semiquantitativen Betrachtung wesentliche Rückschlüsse ziehen. Es zeigt sich, dass die Anomalien unter den Nördlichen Kalkalpen hier eindeutig am tiefsten liegen. Allerdings sind die Verschiebungsbeträge der Maxima zum Teil recht unterschiedlich, sodass mit Störkörpern in recht verschiedenen Tiefen zu rechnen ist. Die Anomalien im Bereich der Grauwackenzone und der Gleinalm zeigen geringe Verschiebungsbeträge und weisen somit auf relativ seicht liegende Störkörper hin. Die Anomalien im Bereich des Grazer Paläozoikums zeigen Verschiebungsbeträge, die etwa dazwischen liegen. Hier besteht jedoch der Verdacht, dass die Anomalien z.T. komplex zusammengesetzt sind, somit auf differenzierte Störkörper hinweisen, die durchaus auch in verschiedener Tiefe liegen können, wodurch auch der Zusammenhang zwischen Verschiebung und Tiefe relativiert wird. Die beiden starken Anomalien im Osten und Südosten der Karte (Abb. 2) mit mittleren Verschiebungsbeträgen wirken eher homogen, sodass die Störkörper wahrscheinlich in größerer Tiefe als die des Grazer Paläozoikums zu erwarten sind.

3. Messgebiete der Hubschrauber-geophysik auf GK50 Blatt 103 Kindberg

3.1. Messgebiete Neuberg (ÖK50 Blatt 102 Aflenz Kurort und 103 Kindberg) und Neuberg II (ÖK50 Blatt 103 Kindberg und 104 Mürzzuschlag) (SEIBERL, 1992b, 1993)

3.1.1. Widerstandskartierung

Die Verteilung des scheinbaren spezifischen Widerstandes und der scheinbaren Tiefen ist beruhend auf dem homogenen Halbraummodell für 3.600 Hz bzw. 900 Hz wiedergegeben.

- Teilweise spiegeln sich die jungen Talfüllungen (z.B.: Seebergsattel-Gollrad, Bereich Mürzsteg, SW-Bereich des Messgebietes etc.) in den Messdaten wieder, wobei auch anthropogene Quellen nicht ausgeschlossen werden können.
- Der Anomalienzug, der östlich des Rauschkogels beginnt und Richtung ENE streicht, dürfte einerseits auf Moränen- und Schutthalddenbedeckungen am Südhang der Veitsch, andererseits auf Kalke (teilweise Erz führend) und Serizitphyllite der Grauwackenzone zurückzuführen sein.
- Auch der Anomalienkomplex 4 km östlich von Gollrad dürfte in Zusammenhang mit paläozoischen Phylliten zu sehen sein.
- Nördlich der Ortschaft Veitsch zieht ein Anomalienzug Richtung ENE, der mit den Biotitschiefern der Roßkogelserie korrelieren könnte. Dieser Anomalienzug folgt einer nördlich vorgelagerten Gruppe von magnetischen Anomalien.
- In den Werfener Schichten zeichnen sich keine besonderen Anomalien ab.

Die scheinbaren spezifischen Widerstände sind im gesamten Messgebiet Neuberg II relativ hoch.

- Teilweise zeichnen sich die Werfener Schichten (Mürzsteg-Krampen; Blasbauer-Neuberg) durch niedrigere scheinbare spezifische Widerstände aus.
- Etwa 2 km südlich des Hocheck sind die grafitischen Phyllite der Veitscher Decke der Grauwackenzone an ihren relativ geringen scheinbaren spezifischen Widerständen zu erkennen.

Besonderes Interesse verdient der zentrale Bereich der Anomaliengruppe, die etwa 4 km östlich von Gollrad liegt. Weiters könnte die Anomalie ca. 1 km südwestlich der Hohen Veitsch von Interesse sein (sie korreliert teilweise mit einer magnetischen Anomalie); auch die Anomalie im Bereich des Schruffenkogels, nördlich von Turnau, sollte einer näheren Betrachtung unterzogen werden.

3.1.2. Isanomalien der magnetischen Totalintensität ΔT

Das Anomalienmuster wird – bis auf wenige Ausnahmen – durch breite Anomalien geprägt. Die allgemeine Zunahme von ΔT in Richtung Norden ist auf eine überregionale Anomalie (Berchtesgadener Anomalie) zurückzuführen.

Die auffälligste Anomalie liegt etwa 1,5 km NNE der Kote „Hohe Veitsch“. Die Quelle dieser Anomalie dürfte in einer Tiefe von einigen hundert Metern unter GOK zu suchen sein. Zwei kleine Anomalien, die näher untersucht werden sollten, liegen ca. 1,5 km bzw. 5 km südwestlich der Kote „Hohe Veitsch“; erstere befindet sich im Bereich der Werfener Schichten. Im Südosten des Messgebietes „Neuberg“ erkennt man NNE von Veitsch einen auffälligen Anomalienzug, der wahrscheinlich im Zusammenhang mit diversen Gesteinsserien des Unterostalpins (metamorphe Kalke und Dolomite) zu sehen ist.

Die auffälligste Anomalie im Messgebiet Neuberg II liegt ca. 3 km ESE des Hocheck im Bereich des Arzkogels. Eine kleine Anomalie im Raum Neuberg dürfte teilweise auf anthropogene Quellen zurückzuführen sein.

3.1.3. Gammastrahlenspektrometrie

Dosisleistung (Strahlenschutz)

Es ist möglich aus den aeroradiometrischen Messungen die von natürlichen radioaktiven Quellen herrührende Dosisleistung abzuschätzen. In Europa wurde die durchschnittliche Strahlenbelastung – ausgedrückt in der Dosisleistung – deren Ursachen auf natürliche Quellen zurückgeführt werden können, mit 4–8 $\mu\text{R/h}$ (40–80 nSv/h) festgelegt. Im Messgebiet liegen die Dosisleistungswerte nur im Bereich der mesozoischen karbonatischen Schichtglieder in diesem Normbereich. Die übrigen Gesteinseinheiten, insbesondere jene der Grauwackenzone und der Werfener Schichten, zeigen Dosisleistungswerte bis 14 $\mu\text{R/h}$ (140 nSv/h).

Verteilung des Cäsium-137 (^{137}Cs): Da das österreichische Aeroradiometer Anfang der 1990er Jahre noch nicht in geeigneter Form kalibriert war, konnten nur relative Aktivitätsverteilungen in Form von Zählraten/Zeiteinheit (cps) zur Darstellung gebracht werden. Die relative Aktivitätsverteilung des ^{137}Cs im Bereich des Befliegungsgebietes gibt die zur Befliegungszeit (August 1991 bzw. August 1992) infolge des Reaktorunfalls von Tschernobyl (26. April 1986) weiterhin bestehende Strahlenbelastung wieder. Erwartungsgemäß sind, der Wetterlage zum Zeitpunkt des Reaktorunfalls entsprechend, die Nordflanken der höheren Geländeteile stärker betroffen worden. Man sieht darin einen Bereich von Zählraten mit Werten über 200 cps, der vom Turntaler Kogel (nördlich des Rauschkogels) bis zur Hohen Veitsch zieht. Im Nordosten des Messgebietes ist auch die Lachalpe etwas stärker kontaminiert worden. Ein Bereich von Zählraten mit Werten bis 190 cps zieht von Mürzsteg bis zum Windberg.

Verteilung des Kalium (^{40}K): Der markanteste Kontrast in der Verteilung des Kalium im Untersuchungsgebiet „Neuberg“ ist jener zwischen den kalkigen (dolomitischen) Gesteinen einerseits, und den Werfener Schichten bzw. der Präbichl-Formation der Norischen Decke andererseits. Liegt zum Beispiel in den Wettersteinkalken der Hohen Veitsch oder im Raum Mürzsteg-Krampen der Kaliumgehalt unter 1 %, so steigt er in der südlich davon liegenden Präbichl-Formation bis über 5 % an. Die südlich liegenden Werfener Schichten zeigen Werte bis über 3 % Kalium. Die Gesteine der Grauwackenzone und des Unterostalpins weisen kein auffälliges Anomalienmuster auf.

Verteilung des Uran (errechnet aus ^{214}Bi): Ein ähnliches Anomalienmuster wie bei der Kaliumverteilung zeigt sich beim Uran. In den triassischen Kalken des Ostalpins liegt der Gehalt unter 1 ppm und steigt in der Präbichl-Formation auf über 6 ppm an. Eine kleine Uran-Anomalie zeigt sich im Bereich der, schon bei der Beschreibung der Widerstandskartierung erwähnten Anomalie, 4 km östlich von Gollrad. Die Uran-Verteilung zeigt im Messgebiet Neuberg II kein sehr einheitliches Bild. Die Gehalte schwanken im Allgemeinen zwischen 4 und 8 ppm. In den kalkigen Gesteinen sinken die Werte unter 3 ppm.

Verteilung des Thorium (errechnet aus ^{208}Tl): Für die Thorium-Verteilung gilt Ähnliches, wie für das Kalium und das Uran. Die höchsten Thoriumgehalte (> 14 ppm) treten in den Werfener Schichten östlich von Gollrad und südöstlich von Mürzsteg auf; im Wettersteinkalk sinkt der Gehalt unter die Nachweisgrenze. Erwähnenswert ist auch der relativ geringe Thoriumgehalt (< 4 ppm) von Teilen der paläozoischen Kalke in der Norischen Decke.

Relativ hohe Werte in der Thorium-Verteilung (> 12 ppm) treten entlang des Nordhanges des Arzbaches auf. In der südwestlich von Kapellen liegenden Gesteinsserie schwanken die Thoriumgehalte zwischen 4 und 8 ppm. Möglicherweise lassen sich diese höheren Zählraten mit den Silberbergschichten korrelieren.

Verhältnisse U/Th, U/K, Th/K: In allen drei Verhältnissen können die kalkigen und dolomitischen Gesteine des Mesozoikums gut gegenüber den übrigen Gesteinsserien des Untersuchungsgebietes abgegrenzt werden. Sowohl im U/Th- als auch im U/K-Verhältnis zeigen sich die grobklastischen Anteile der Präbichl-Formation. Gut lässt sich auch der Kontakt zwischen den Serizitphylliten (Radschiefer) und dem Blasseneck-Porphyr im Th/K-Verhältnis verfolgen. Im Bereich des Ursprungs des Arzbaches zeigen sowohl das U/Th- als auch das U/K-Verhältnis erhöhte Werte.

4. Messgebiete der Hubschrauber-geophysik auf GK50 Blatt 135 Birkfeld

4.1. Birkfeld und Birkfeld II (ÖK50 Blatt 134 Passail, 135 Birkfeld und 165 Weiz) (SEIBERL, 1992a; SEIBERL & ANTES, 1993)

4.1.1. Widerstandskartierung

Die Verteilung des scheinbaren spezifischen Widerstandes und der scheinbaren Tiefe ist beruhend auf dem homogenen Halbraummodell für 3.600 Hz bzw. 900 Hz wiedergegeben.

Auf der Isolinienkarte des scheinbaren Widerstandes (900 Hz) fällt eine Anomaliegruppe niedriger Widerstände auf (SEIBERL, 1992a), die bogenförmig von der Arsenkieslagerstätte Gasen-Straßegg im Norden bis nördlich und westlich von St. Kathrein am Offenegg verfolgt werden kann. Die erwähnten niedrigohmigen Zonen sind an die Schwarzschiefer der „Arzbergschichten“ gebunden. Das Minimum der nördlichsten Anomalie ($\rho_a < 20 \Omega\text{m}$) liegt ca. 4 km WNW von Gasen, die Anomalie erstreckt sich $1/2$ km westlich parallel zur NW–SE verlaufenden Linie der Arsenkiesvorkommen am Straßegg. Die negative Anomalie ($\rho_a < 60 \Omega\text{m}$) 3,5 km nördlich von St. Kathrein am Offenegg ist gut mit dem Magnetitvorkommen Granitzer zu korrelieren. Auch knapp südlich des Magnetitvorkommens am Plankogel ist auf der 900 Hz Karte eine N–S verlaufende Zone geringer Widerstände erkennbar.

In der 3.600 Hz Karte ist von den oben angeführten Lagerstätten nur die Magnetitvererzung Granitzer durch ein signifikantes Minimum ($\rho_a < 80 \Omega\text{m}$) repräsentiert. Es ist jedoch erkennbar, dass das Erzvorkommen am Straßegg am Übergang von einer niedrigohmigen zu einer hochohmigen Zone liegt.

Die nördliche Grenze des Grazer Paläozoikums zum polymetamorphen Ostalpinen Kristallin ist in der 3.600 Hz Karte gut durch das Streifenmuster Paragneis (relativ hoher Widerstand) und Amphibolit (relativ geringer Widerstand) zu erkennen. Die Grenze zum Teufelstein-Komplex („Grobgneissserie“) ist besonders im Bereich westlich und südlich von Birkfeld durch gegenüber der Umgebung relativ höhere Widerstände gekennzeichnet ($\rho_a 800\text{–}1.000 \Omega\text{m}$).

Im Süden des Messgebietes verläuft eine Zone von auffallend hohen scheinbaren Widerständen (teilweise $\rho_a > 3.000 \Omega\text{m}$) vom Katerloch gegen Nordosten Richtung Patschaberg und dann in südöstlicher Richtung. Diese Zone entspricht dem Marmor der Schöckel-Formation und darüber liegenden Hangschuttbereichen.

Südlich des Plankogels verläuft eine der pelagischen, Tonschiefer und Metatuffite führenden Harrberger-Formation entsprechende Zone mit gegenüber der Umgebung relativ geringen scheinbaren Widerständen nach Westen.

Die von neogenen und quartären Sedimenten und Hangschutt bedeckten Bereiche westlich und nordwestlich von Birkfeld sowie die nördlichen Ausläufer des Steirischen Beckens im Süden des Untersuchungsgebietes zeichnen sich generell durch niedrige scheinbare Widerstände aus (teilweise $\rho_a < 40 \Omega\text{m}$).

Im „Angerkristallin“ und im Teufelstein-Komplex („Grobgneisserie“) ist die Verteilung der Widerstände abhängig von petrologischen Unterschieden (Marmor- und Amphibolitzüge im „Angerkristallin“, Granit und phyllonitischer Glimmerschiefer im Teufelstein-Komplex), vor allem aber von den Mächtigkeiten der sehr gut leitenden Verwitterungsschichten über den schlechter leitenden kristallinen Gesteinen. Eine Zuordnung scheinbarer Widerstandsbereiche zu bestimmten petrologischen Einheiten ist daher dort nicht möglich.

4.1.2. Isanomalien der Totalintensität ΔT

Anhand der Isanomalienkarte der Totalintensität ist, ähnlich wie auf der Karte der scheinbaren Widerstände (3.600 Hz), die Abgrenzung des Grazer Paläozoikums zum polymetamorphen Ostalpinen Kristallin im Nordwesten sowie auch die Abgrenzung des porphyrischen Pretul Orthogneises („Grobgneis“) (ΔT (Pretul Orthogneis) = -5 bis +5 nT) südöstlich von Birkfeld möglich.

Besonders auffallend sind jedoch zwei positive Anomaliegruppen, die annähernd NW–SE streichend, 5 km östlich von St. Erhard, bzw. die andere im Bereich nördlich und nordöstlich von St. Kathrein am Offenegg, maximale magnetische Totalintensitäten von 80–100 nT aufweisen. Diese beiden Zonen entsprechen annähernd dem Auftreten von „Arzbergschichten“ (Schönberg-Formation), Metavulkaniten der „Passailer Phyllite“ (Semriach-Formation), Grünschiefern, Phylliten und Quarziten.

Das Zentrum der nördlichsten Anomalie lässt sich sehr gut mit dem Widerstandsminimum (900 Hz) 4 km WNW von Gasen korrelieren und liegt ebenfalls östlich der Arsenkiesvorkommen am Straßegg. Diese Koinzidenz ist zusammen mit der von WEBER (1990) festgestellten positiven geochemischen Anomalie als Hinweis auf die Existenz eines intrusiven Körpers (Metabasalt) unter dem Hochschlag östlich der Arsenkiesvorkommen am Straßegg zu werten, der als seinerzeitig lagerstättenkonstruktiver Parameter erforderlich ist.

Auch die Magnetitvererzungen am Plankogel und Granitzer liegen in unmittelbarer Nähe positiver magnetischer Anomalien. Das Magnetkiesvorkommen bei Naintsch wird durch eine lokal leicht erhöhte magnetische Totalintensität indiziert.

Die nordöstlich und südlich an die erwähnten Maxima bei St. Kathrein am Offenegg anschließenden Marmore der Schöckel-Formation zeichnen sich durch geringe magnetische Totalintensitäten aus ($\Delta T < -40$ nT).

Auch die den westlichen Teil des Untersuchungsgebietes aufbauenden Gesteine des Grazer Paläozoikums, welche Marmore, Kalkschiefer und Dolomitsandsteine beinhalten, weisen eine geringe magnetische Totalintensität auf ($\Delta T < -20$ nT).

4.1.3. Gammastrahlenspektrometrie

Dosisleistung

Die Dosisleistung im Untersuchungsgebiet ist sehr uneinheitlich. Ein Areal mit einer sehr geringen Dosisleistung ist das Verbreitungsgebiet der Marmore der Schöckel-Formation südlich von St. Kathrein am Offenegg. Die nördlichen Teile des Grazer Paläozoikums und der Pretul Orthogneis („Grobgneis“) im Südosten des Messgebietes weisen eine etwas höhere Dosisleistung auf. Diesem Verteilungsmuster folgen auch in etwa die Kalium-, Uran- und Thorium-Konzentrationen.

Verteilung des Cäsium-137 (^{137}Cs): Das Messgebiet „Birkfeld“ wurde nur sehr gering durch den Reaktorunfall von Tschernobyl kontaminiert (Zählraten für den Zeitraum der Messungen im Frühjahr 1991: 40–110 cps).

Verteilung des Kalium (^{40}K): Eine im Vergleich zur Umgebung etwas höhere K-Konzentration (3,3–4,0 %) weisen die Phyllite der Semriach-Formation und die mit dieser vorkommenden Grünschiefer in einer SW–NE streichenden Zone südlich der Schöckel-Formation und in einer SE–NW streichenden Zone nördlich von St. Kathrein am Offenegg auf, wobei die zweite Anomalie der erwähnten negativen magnetischen Anomalie entspricht. Auch zwei weitere kleine negative magnetische Anomalien 1 bzw. 2 km nordöstlich von St. Kathrein am Offenegg weisen höhere Kaliumwerte auf. Der Marmor der Hochschlag-Formation im Norden des Messgebietes weist ebenfalls leicht erhöhte Kaliumwerte auf.

Verteilung des Uran (errechnet aus ^{214}Bi): Die niedrigsten Urangelhalte (< 2 ppm) treten im Süden und Südwesten des Messgebietes auf und sind dort im Wesentlichen an das Auftreten von karbonatischen Gesteinen gebunden (Schöckel-Formation südlich von St. Kathrein am Offenegg, Gesteinsserien des Osser (1.548 m), Schrotte- und Buchkogels).

Höhere Urangelhalte treten einerseits im Nordwesten des Untersuchungsgebietes, gebunden an Marmore der Hochschlag-Formation und Kalkschiefer, auf. Eine maximale Uran-Konzentration von 8 ppm tritt unmittelbar westlich der erwähnten Arsenkiesvererzungen bei Gasen-Straßegg auf. Eine weitere positive Anomalie, 500 m nordwestlich von St. Erhard, ist vermutlich an Schiefer und Sandsteine der Laufnitzdorf-Gruppe gebunden.

Während der Teufelstein-Komplex („Grobgneissserie“) und die östlichen Teile des „Angerkristallins“ großteils Urangelhalte von 4–7 ppm aufweisen, werden die Marmorzüge im südöstlichen Teil der Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems durch niedrige Uran-Konzentrationen von ~ 3 ppm indiziert.

Die Verteilung des Thorium (errechnet aus ^{208}Tl): Die Thorium-Verteilung folgt, wie bereits erwähnt, der Dosisleistung und entspricht weitgehend auch der Uran-Verteilung. Die positive NW–SE verlaufende magnetische Anomalie nördlich von St. Kathrein am Offenegg wird ebenfalls durch relativ erhöhte Thoriumwerte angezeigt (13–14 ppm).

Der Bereich der Arsenkiesvererzungen Gasen-Straßegg liegt an einem Übergang von höheren Thoriumwerten (12–15 ppm) im Westen zu niedrigeren (8–12 ppm) im Osten. Südlich von St. Erhard streicht eine Zone von höheren Thoriumwerten (bis 17 ppm) Richtung ESE, die der bereits durch die Widerstandskartierung indizierten Harrberger-Formation entspricht.

4.2. Pöllauer Bucht (ÖK50 Blatt 135 Birkfeld und 136 Hartberg) (SEIBERL & ANTES, 1992)

4.2.1. Widerstandskartierung

Hier werden nur die relevanten Ergebnisse für die 3.600 Hz-Daten gebracht.

- scheinbarer Widerstand (3.600 Hz): Maxima: > 1.310 Ωm , Minima: < 67 Ωm
- scheinbare Tiefe der 1. Schicht (3.600 Hz): Maxima: > 26 m, Minima: < ~ 14 m

Der Isolinienplan der scheinbaren Widerstände (3.600 Hz) lässt sehr deutlich die geologische Situation des Messgebietes, nämlich die Zweiteilung in die von neogenen und quartären Sedimenten erfüllte Pöllauer Bucht und deren Rahmen aus kristallinen Gesteinen erkennen. Die scheinbaren Widerstände bewegen sich in den Gebieten mit neogenen und quartären Auflagerungen zwischen weniger als 67 Ωm bis zu \approx 500 Ωm . Eine Ausnahme bildet der von neogenen Schottern aufgebaute Riedel des Haidenwaldes mit scheinbaren Widerständen von bis zu \approx 1.100 Ωm , die unter Umständen auf eine im Untergrund existierende Hochzone zurückzuführen sind. In Gebieten mit kristallinen Gesteinen liegen die scheinbaren Widerstände meist in einem Bereich von 800–1.400 Ωm , eine Ausnahme bildet hier eine südwestlich von Pöllau W–E streichende Zone mit deutlich geringeren scheinbaren Widerständen (240–500 Ωm), bei der es sich vermutlich um eine Störung handelt. Unterschiedliche scheinbare Widerstände in den kristallinen Bereichen sind einerseits auf verschiedene Mächtigkeiten der Verwitterungszonen (östlich Pöllau ist die scheinbare Mächtigkeit der Verwitterungsdecke 15 m) zurückzuführen, andererseits darauf, dass die vom Ausgangsgestein abhängige mineralogische Zusammensetzung der Verwitterungsdecke wesentliche Unterschiede in der Leitfähigkeit bedingt.

Die Struktur der Bucht ist sowohl in der Karte des scheinbaren Widerstandes (Abb. 5), als auch in der Isolinkartenkarte der scheinbaren Tiefe der ersten Schicht zu erkennen, wobei es sich bei dieser ersten Schicht offensichtlich um die 10–15 m mächtige Decke aus lockerem „Blockschotter“ handelt. Die oberflächennahen Sedimentfolgen der Pöllauer Bucht konnten gut durch die aeroelektromagnetischen Messergebnisse erfasst werden, wobei sich möglicherweise eine relativ bewegte Untergrundtopografie durchpaust.

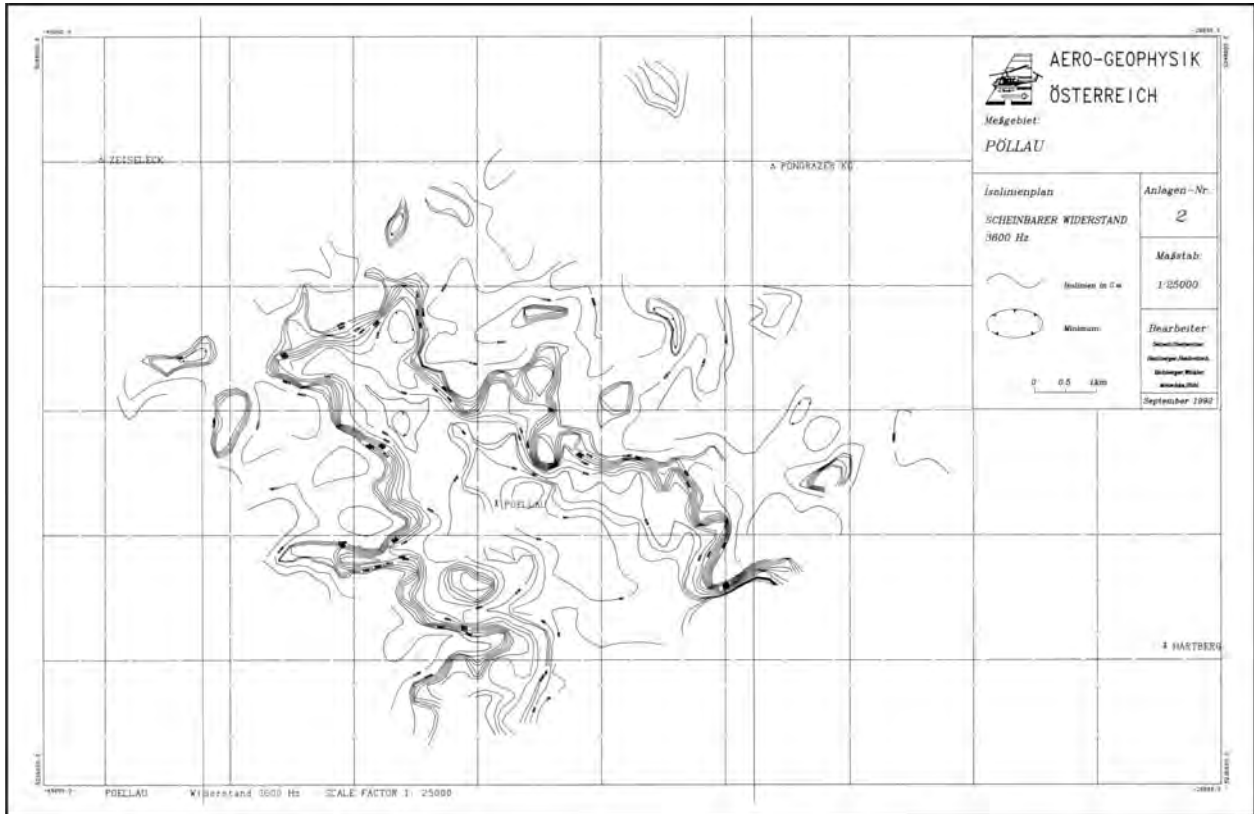


Abb. 5: Darstellung des scheinbaren Widerstandes 3.600 Hz aus SEIBERL & ANTES (1992). Die Ränder der Neogenbucht von Pöllau werden durch eine markante Änderung des elektrischen Widerstandes abgebildet.

4.2.2. Isanomalien der Totalintensität ΔT

Die Isanomalienkarte der Totalintensität wird durch eine regionale Anomalie nordwestlich von Pöllau geprägt. Lokale Anomalien von Interesse konnten nicht festgestellt werden.

4.2.3. Gammastrahlenspektrometrie

Dosisleistung

Die effektive Äquivalentdosisleistung schwankt im gesamten Messgebiet zwischen 80 und 150 nSv/h. Diese erhöhten Dosisleistungswerte können im Wesentlichen auf die kristallinen Gesteine im Untersuchungsgebiet zurückgeführt werden.

Verteilung des Cäsium-137 (^{137}Cs): Das Messgebiet „Pöllau“ wurde durch den Reaktorunfall von Tschernobyl nur sehr gering kontaminiert (Zählraten für den Zeitraum der Messungen im Frühjahr 1992: 40–130 cps).

Verteilung des Kalium (^{40}K): Maxima: über 3,8 % K, Minima: unter 1,8 % K.

Im Bereich der neogenen und quartären Beckensedimente der Pöllauer Bucht wurden generell niedrige bis sehr niedrige Kaliumwerte gemessen, ein Hinweis auf die vorwiegend grobklastische Zusammensetzung dieses Bereiches (nur feinklastische, tonmineralreiche Sedimente reichern Kalium an), während sich in den kristallinen Gebieten die Heterogenität der

dortigen Gesteine auch in den Kaliumwerten abzeichnet. Aufgrund dieses Unterschiedes ist eine Abgrenzung des kristallinen Rahmens von den Sedimenten der Bucht möglich. Auch die Erosionslinie der Safen entlang des aus neogenen Schottern aufgebauten, bewaldeten Riedels Haidenwald SSE von Pöllau ist in der Kaliumisolinienkarte zu erkennen.

Mineralogisch ist das Kalium vor allem an den relativ korrosionsunbeständigen Kalifeldspat und dessen Sekundärminerale gebunden. Die Zählraten für Kalium entsprechen vor allem dem K-Gehalt der oberflächennahen Schichten und sind daher im Kristallin vor allem vom Kaliumgehalt der Verwitterungsdecke abhängig, der einerseits den geogenen Hintergrund reflektiert, möglicherweise aber auch von Kunstdüngung beeinflusst werden kann (Kaliumadsorption an Tonmineralen in der Verwitterungsdecke).

Verteilung des Uran (errechnet aus ^{214}Bi): Maximum: über 9,5 ppm, Minimum: unter 3,5 ppm. Die Uran-Verteilung ist sehr uneinheitlich, wobei sich die kristallinen Gesteinsserien teilweise mit Werten bis 9,5 ppm abzeichnen. Die quartären und neogenen Sedimente weisen meist Gehalte unter 6 ppm Uran auf.

Verteilung des Thorium (errechnet aus ^{208}Tl): Maxima: über 11,5 ppm, Minima: unter 4,5 ppm.

Thorium, das hauptsächlich in Zirkon enthalten ist, kommt ähnlich wie Kalium in den Sedimenten der Bucht nur in geringen Konzentrationen vor. In den Kristallingebieten ist der Thoriumgehalt wiederum sehr gesteinspezifisch, eine Kumulation der korrosionsbeständigen thoriumhaltigen Zirkone in der Verwitterungsdecke ist wahrscheinlich.

5. Mittelwerte von Kalium [% K], Thorium [ppm Th] und Uran [ppm U] innerhalb definierter geologischer Einheiten am Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld

Wie aus Abbildung 1 zu entnehmen ist, sind vor allem für den Südteil von Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld Daten aus der Hubschrauber-geophysik vorhanden. Die auf den Flugrouten liegenden Messwerte aus der Gammastrahlenspektroskopie wurden, aufgrund des durchschnittlichen Abstands der Flugprofile von ca. 200 m, auf ein 200 x 200 m Raster interpoliert.

Dabei ergeben sich die in den Abbildungen 7a') b') c'), 9a') b') c') und 11a') b') c') dargestellten diffusen Verteilungsmuster. Diese sind zum Teil darin begründet, dass die messtechnischen und softwaremäßigen Gegebenheiten zum Zeitpunkt der Aufnahme des vorliegenden Datensatzes in den 1990er Jahren noch nicht auf dem heutigen Niveau waren. So war zum Beispiel die Verortung der Messpunkte um vieles ungenauer als heute und es wurde auch keine standardmäßige Vegetationskorrektur an den Ergebnissen vorgenommen. Insbesondere der Waldbewuchs und die Bodenfeuchte bewirken eine Dämpfung der Gammastrahlung.

Um die Verteilung der Elementgehalte in den verschiedenen Einheiten besser fassen zu können, wurden mit Hilfe des GIS Werkzeugs „Zonale Statistik“ für bestimmte „geologische Zonen“ Mittelwerte errechnet und diese in das Verbreitungsgebiet der jeweiligen Zone eingetragen. Diese geologischen Zonen wurden aufgrund geologischer Überlegungen aus den Legendausscheidungen der geologischen Karte (MATURA & SCHUSTER, 2014) zusammengefasst. Die einzelnen Zonen beinhalten ähnliche Gesteinstypen, für die ähnliche Kalium-, Thorium- und Uran-Konzentrationen angenommen werden können. Die berechneten Mittelwerte für diese Zonen sind in den Abbildungen 7, 9 und 11 sowie in den Diagrammen (Abb. 12–14) dargestellt.

Da nur Mittelwerte für die geologischen Zonen behandelt werden, wurde der Einfluss der Vegetation auf die Messergebnisse vorerst vernachlässigt. Weiters ist der Waldbewuchs im Messgebiet gleichmäßig verteilt, sodass durch eine Vegetationskorrektur nur eine Verschiebung der Mittelwerte in Richtung höherer Werte erfolgen würde, die relativen Unterschiede aber nicht beeinflusst wären.

Im Folgenden werden drei geologische Zonen herausgehoben. Diese Zonen müssen eine gewisse Mindestgröße haben, um eine aussagekräftige Auflösung der Messdaten zu erlauben.

Bei der Messung befinden sich die Detektoren des Gammastrahlenspektrometers in ca. 80 m Höhe. Pro Messpunkt wird eine Fläche mit einem Radius von etwa 200 m erfasst (90 % der Gesamtstrahlung), wobei der Zentralbereich mit einem Radius von 80 m den wesentlichen Beitrag zu den Zählraten liefert (50 % der Gesamtstrahlung). Ist die betrachtete geologische Zone also so groß, dass genügend Gridpunkte des Werte-Rasters innerhalb liegen und sind genügend Gridpunkte mindestens 80 m von jeder anderen geologischen Zone entfernt, kann der errechnete Mittelwert als hinreichend genau angesehen werden.

Die in den Abbildungen 6 bis 11 jeweils rot umrandeten Gebiete kennzeichnen die zur Mittelwertbildung herangezogenen Bereiche. Des Weiteren sind auch die Flugprofile dargestellt, die eine optische Abschätzung über die Anzahl der vorhandenen Messwerte ermöglichen sollen. Im Schnitt findet über eine Strecke von ca. 30 m eine integrative Messung der Intensität der Gammastrahlung statt. Detaillierte Processing-Schritte der Messkampagnen Birkfeld 1991 + 1992 und Pöllau 1992 sind den Berichten Birkfeld 1 (SEIBERL, 1992a); Birkfeld 2 (SEIBERL & ANTES, 1993) sowie Pöllau(er Bucht) (SEIBERL & ANTES, 1992) zu entnehmen.

Um die berechneten Mittelwerte der radiometrischen Messungen für Kalium, Uran und Thorium mit chemischen Analysen zu vergleichen, wurden Daten aus folgender Literatur herangezogen (Abb 12–14): BAUMGARTNER (2005), BERKA (2000), KIESL et al. (1983), MODJTAHEDI & WIESENER (1974), PEINDL (1990), PROCHASKA (1985, 1986), PROCHASKA et al. (1997), RÖGGLA (2007), SCHAFLECHNER (2002), SCHERMAIER et al. (1997), THALMANN et al. (1989).

5.1. Auswertung für die geologische Zone aus Karbonatgesteinen der Peggau-Gruppe der Schöckel-Decke

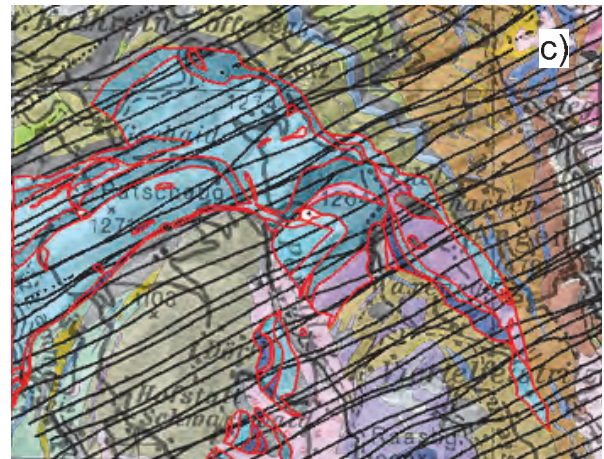
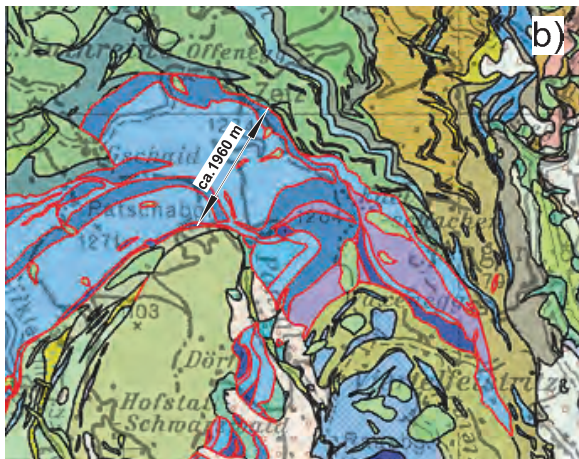
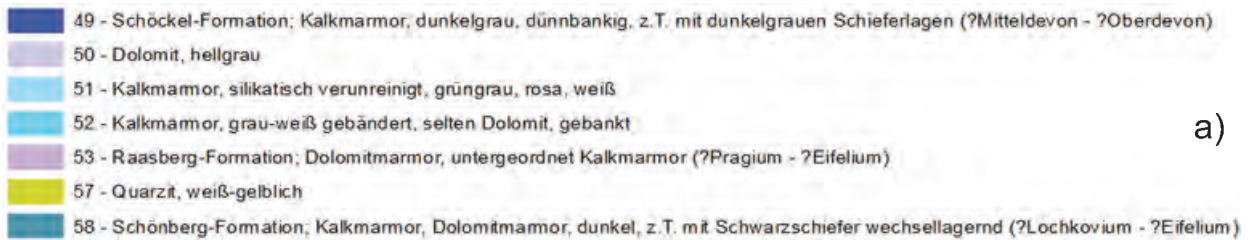
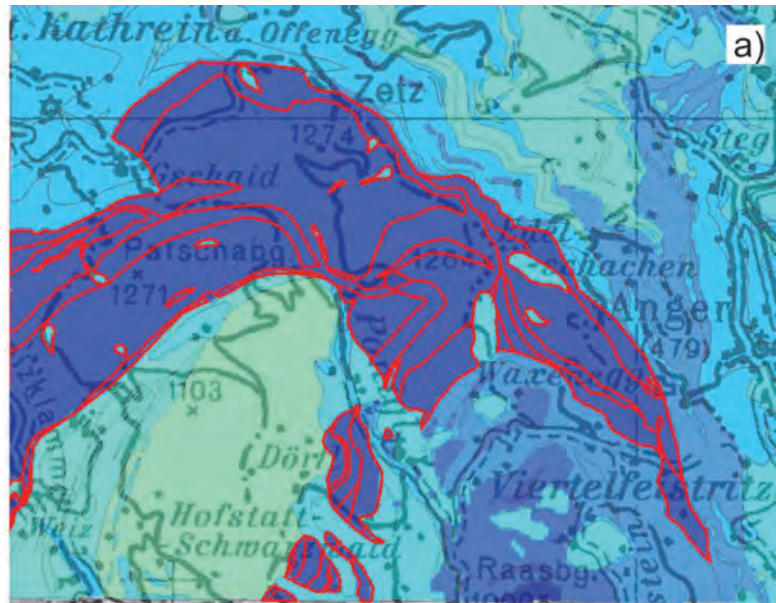
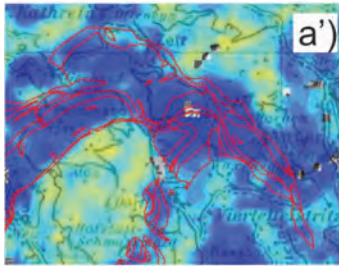
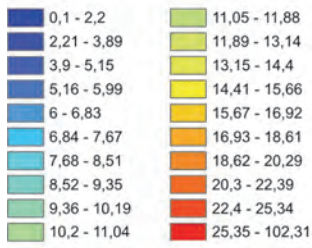
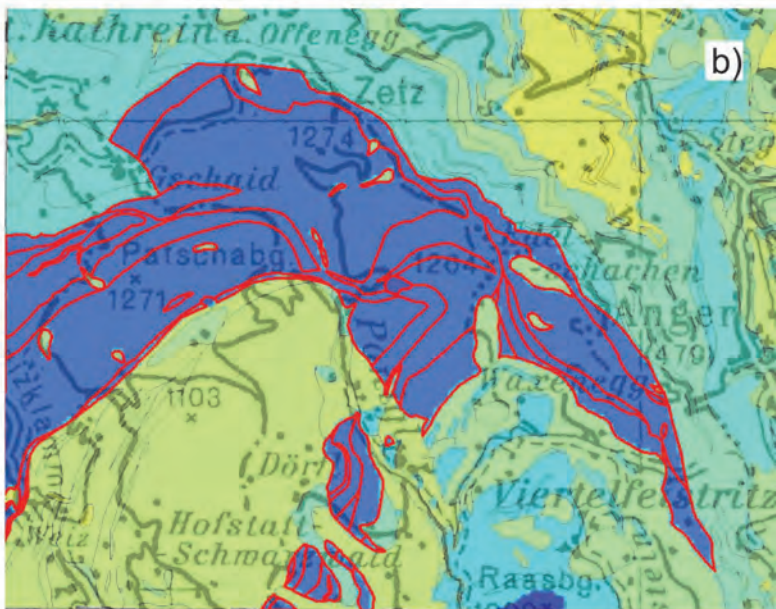
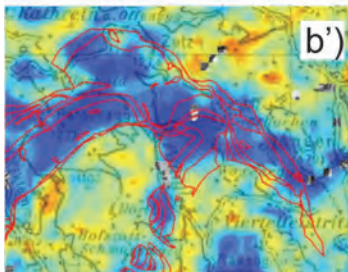
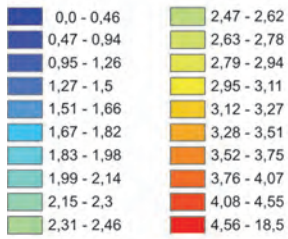


Abb. 6: Geologische Zone aus Karbonatgesteinen der Peggau-Gruppe der Schöckel-Decke bestehend aus den geologischen Einheiten mit den Nummern 49, 50, 51, 52, 53, 57 und 58. a) Legenden zu den für die Mittelwertberechnung herangezogenen, geologischen Ausscheidungen. b) Lage der ausgewählten geologischen Einheiten, ersichtlich an der roten Umrandung. c) Flugprofile im Gebiet der geologischen Ausscheidungen.

Th = 4,4 ppm



K = 1,4 %



U = 1,5 ppm

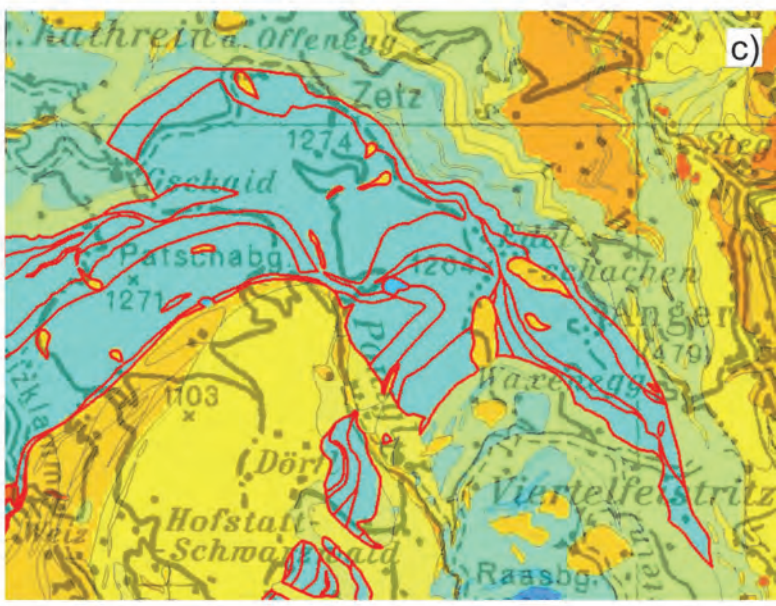
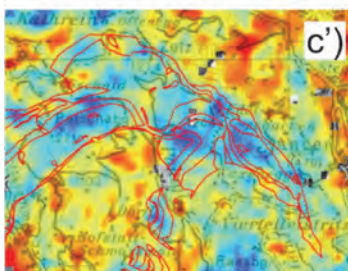
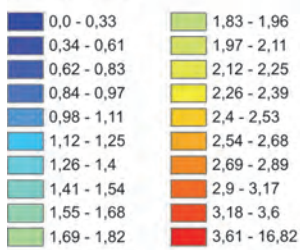


Abb. 7 (vorherige Seite): Mittelwerte für die Elemente **a**) Thorium [ppm], **b**) Kalium [%] und **c**) Uran [ppm] in der rot umrandeten geologischen Zone aus Karbonatgesteinen der Peggau-Gruppe der Schöckel-Decke.

Bei den geologischen Einheiten mit den Nummern 49, 50, 51, 52, 53, 57 und 58 handelt es sich um Karbonatgesteine bzw. Karbonat führende Gesteine der Peggau-Gruppe der Schöckel-Decke des Grazer Paläozoikums (Abb. 6). Diese bilden im südwestlichen Teil des Kartenblattes einen zusammenhängenden Bereich.

Die mit dem oben beschriebenen Ansatz bestimmten Mittelwerte liefern interpretierbare Ergebnisse (Abb. 7): Wie aus den vorhandenen chemischen Gesteinsanalysen anzunehmen war (Abb. 12–14), liefern die Karbonatgesteine der Peggau-Gruppe die niedrigsten Werte für Thorium, Kalium und Uran im Vergleich zu allen umgebenden Gesteinen. Die mit der Hubschrauber-geophysik ermittelten Werte sind etwas höher, was auf eine Einstrahlung von den angrenzenden Gesteinen bei randnahen Messpunkten zurückzuführen sein könnte.

Festzuhalten ist, dass auch die Marmore der Schöckel-Formation der Gschnaidt-Decke auf dem Raasberg nahezu idente Werte liefern. Hingegen ist der Marmorzug der Hochschlag-Formation durch höhere Werte in allen drei Elementen gekennzeichnet.

5.2. Auswertung für die geologische Zone aus Metapeliten des Strallegg-Komplexes

Die Metapelite des Strallegg-Komplexes der Rabenwald-Decke umfassen die Legenden- ausscheidungen 106–108. Sie bilden eine große zusammenhängende Fläche im Bereich des Rabenwaldkogels (Abb. 8).

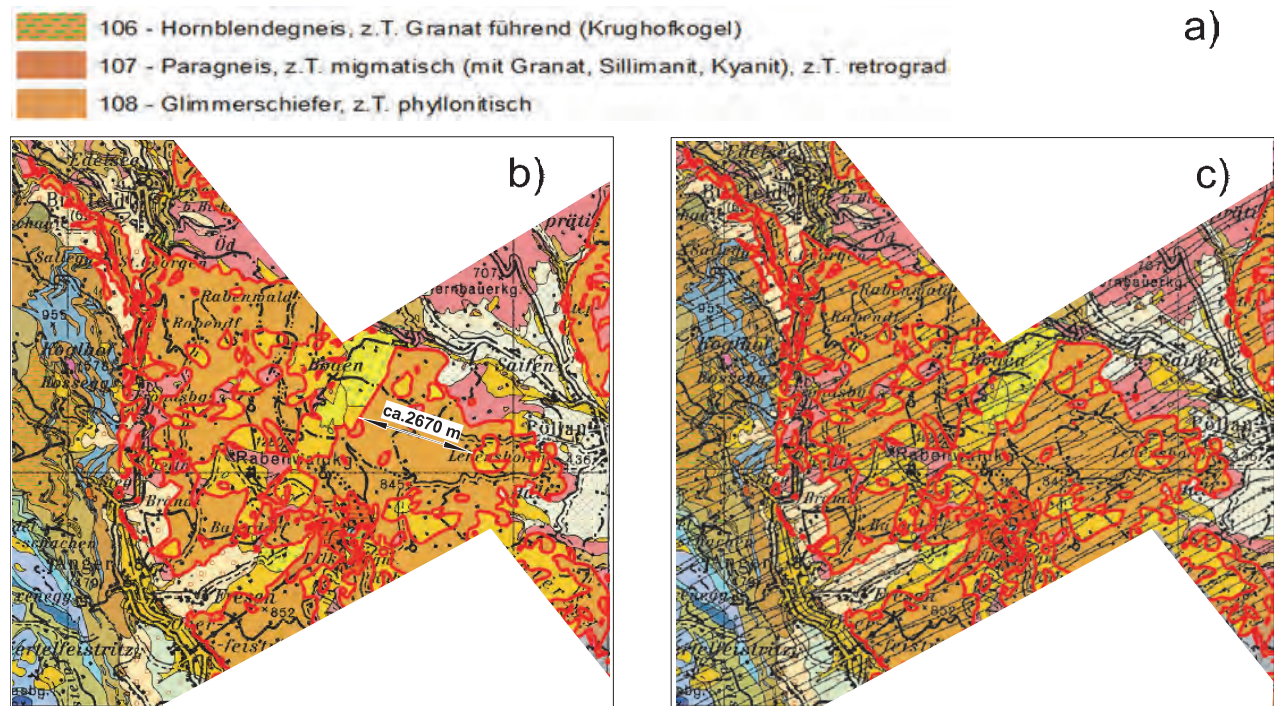
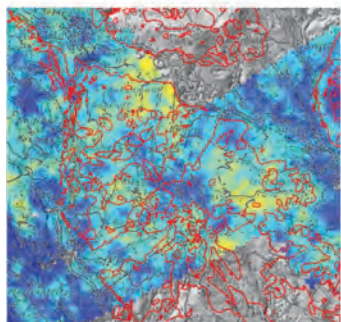
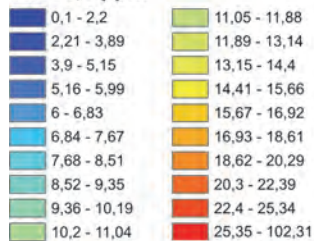


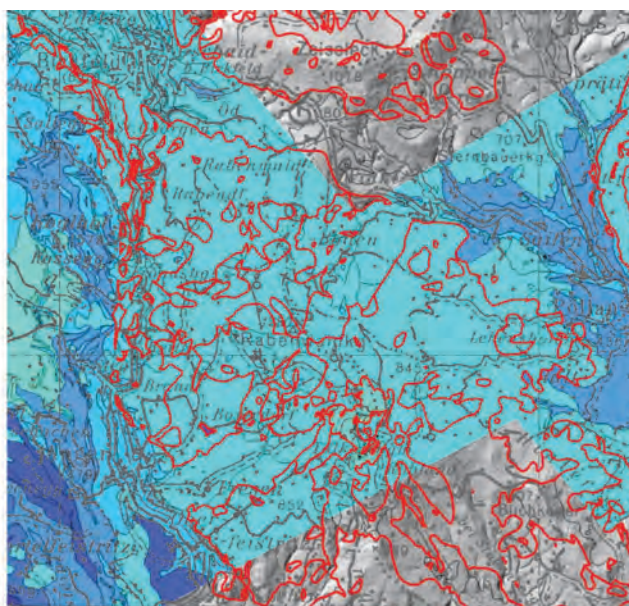
Abb. 8: Geologische Zone aus Metapeliten des Strallegg-Komplexes der Rabenwald-Decke, welche die Legendausscheidungen 106–108 **a**) umfasst. **b**) Lage der ausgewählten geologischen Einheiten, ersichtlich an der roten Umrandung. **c**) Flugprofile im Gebiet der geologischen Ausscheidungen.

Abb. 9 (nächste Seite): Mittelwerte für die Elemente **a**) Thorium [ppm], **b**) Kalium [%] und **c**) Uran [ppm] in der rot umrandeten geologischen Zone aus Metapeliten des Strallegg-Komplexes der Rabenwald-Decke.

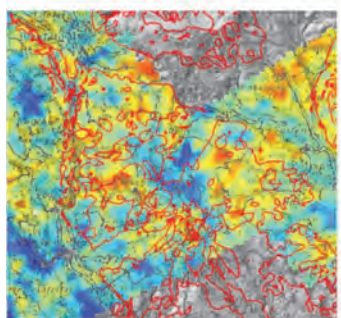
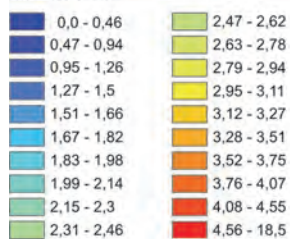
Th = 8,3 ppm



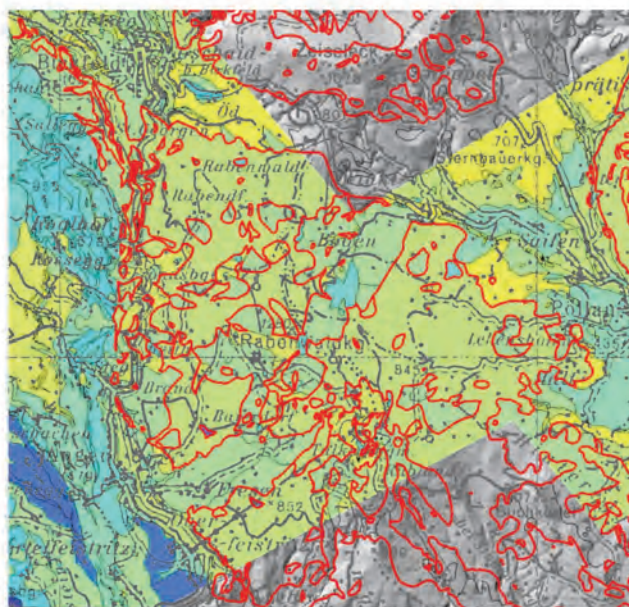
a') → a)



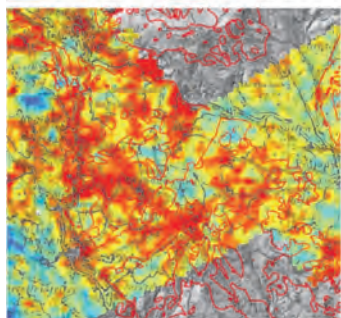
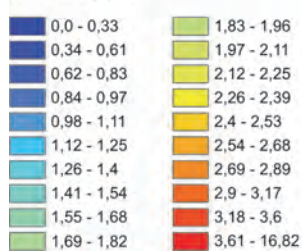
K = 2,4 %



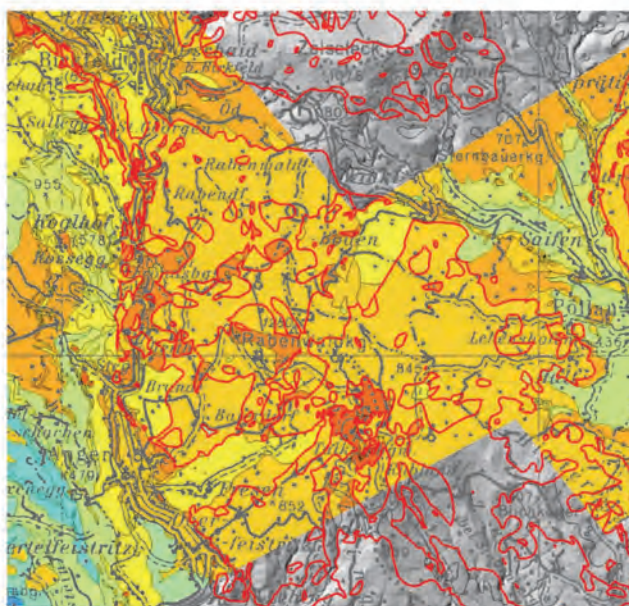
b') → b)



U = 2,4 ppm



c') → c)



Für die Metapelite des Strallegg-Komplexes ergaben sich bei der Mittelwertberechnung 8,3 ppm Th, 2,4 % K und 2,4 ppm U (Abb. 9). Vergleicht man diese Werte mit den Daten von geochemischen Analysen, sieht man, dass diese durchaus um 30 % niedriger liegen (Abb. 12–14). Dieser Effekt ist zumindest zum Teil auf die Vegetationsbedeckung und die Bodenfeuchte zurückzuführen. Die relativen Beziehungen im Vergleich zu anderen Gesteinen werden aber sehr gut wiedergegeben. So zeigen die Pretul Orthogneise („Grobgneis“) sowohl bei den geochemischen Messungen, als auch bei den Mittelwerten der Hubschraubergeophysik etwas höhere K- und U-, aber niedrigere Th-Gehalte als die Metapelite des Strallegg-Komplexes.

5.3. Auswertung für die geologische Zone aus Phylliten des Hirschkogel-Lithodems

Die geologische Zone umfasst lediglich eine Legendausscheidung aus Phyllit des Hirschkogel-Lithodems der Gschnaidt-Decke am Hirschkogel. Die Zone wird großteils von Karbonatgesteinen der Schöckel-Decke umgeben, die bereits oben behandelt wurde (Abb. 10).

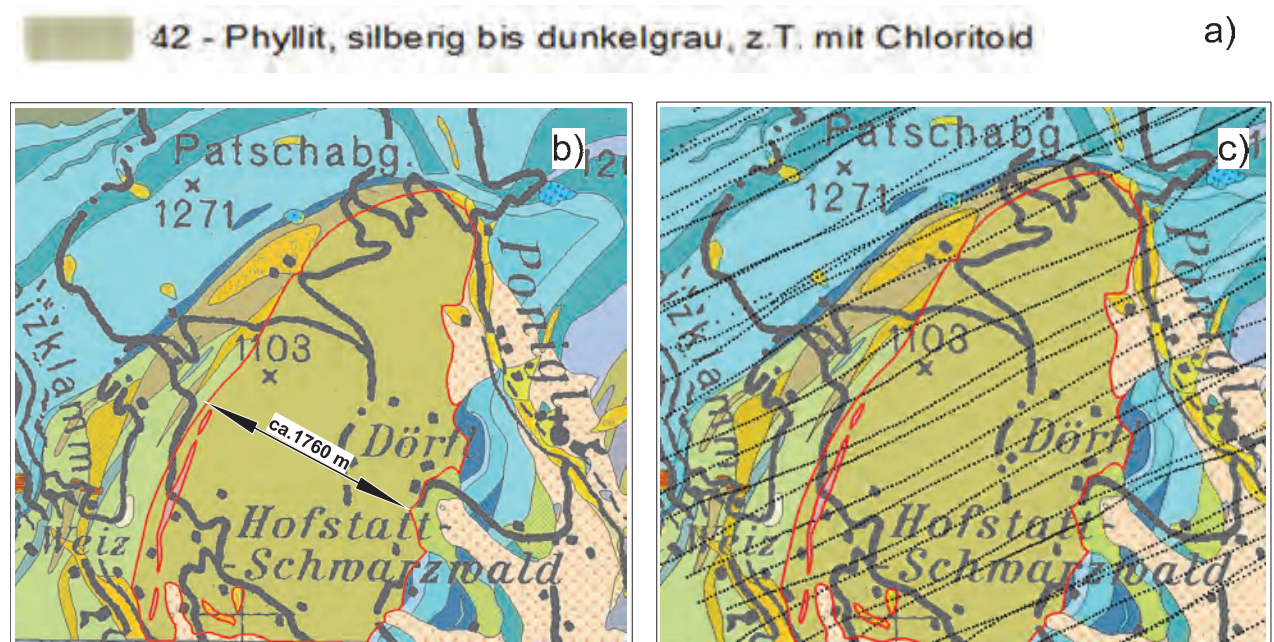
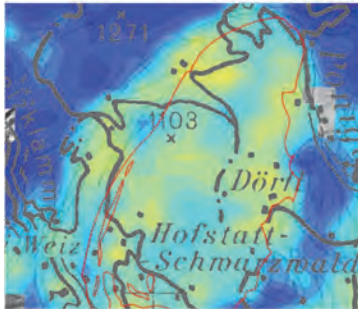
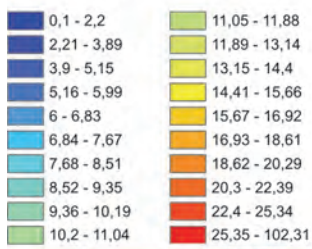


Abb. 10: Geologische Zone aus Metapeliten eines Teils des Hirschkogel-Lithodems der Gschnaidt-Decke, welche nur die Legendausscheidung 42 (a) umfasst. b) Lage der ausgewählten geologischen Einheiten, ersichtlich an der roten Umrandung. c) Flugprofile im Gebiet der geologischen Ausscheidungen.

Für die Phyllite des Hirschkogel-Lithodems ergaben sich bei der Mittelwertberechnung 9,6 ppm Th, 2,5 % K und 2,2 ppm U (Abb. 11). Die Werte liegen erwartungsgemäß deutlich über jenen der Karbonatgesteine der Peggau-Gruppe. Bemerkenswert ist, dass die bunte Abfolge an der Basis des Hirschkogel-Lithodems, welche aus grafitreichen Phylliten, Kalkschiefern, Karbonat-Quarziten und Dolomiten besteht, bei gleichem K-Gehalt durch einen höheren U-Gehalt gekennzeichnet ist. Dies ist aufgrund des organischen Anteils in den Grafit führenden Gesteinen durchaus vorstellbar.

Abb. 11 (nächste Seite): Mittelwerte für die Elemente a) Thorium [ppm], b) Kalium [%] und c) Uran [ppm] in der rot umrandeten geologischen Zone aus Phylliten des Hirschkogel-Lithodems der Gschnaidt-Decke.

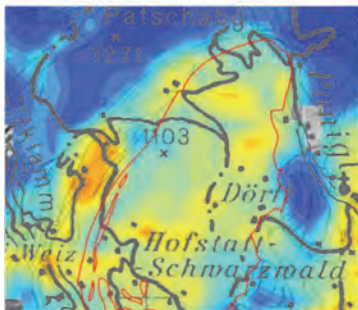
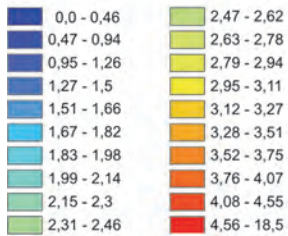
Th = 9,6 ppm



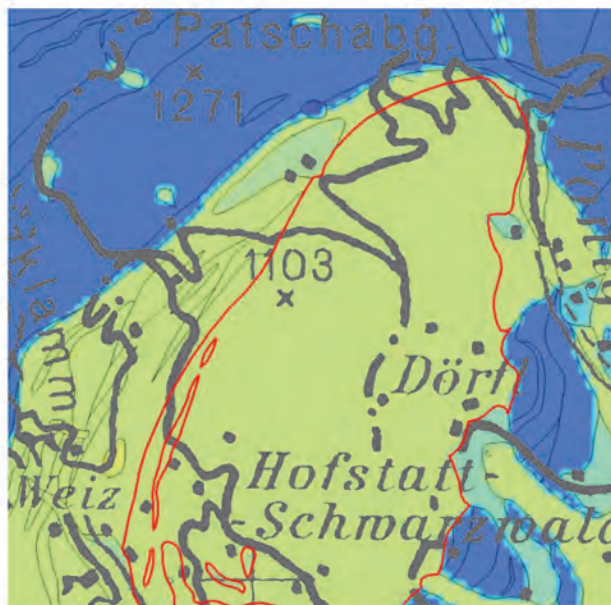
a') → a)



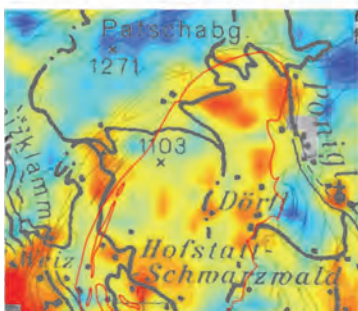
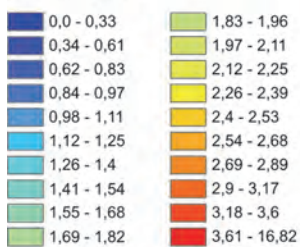
K = 2,5 %



b') → b)



U = 2,2 ppm



c') → c)



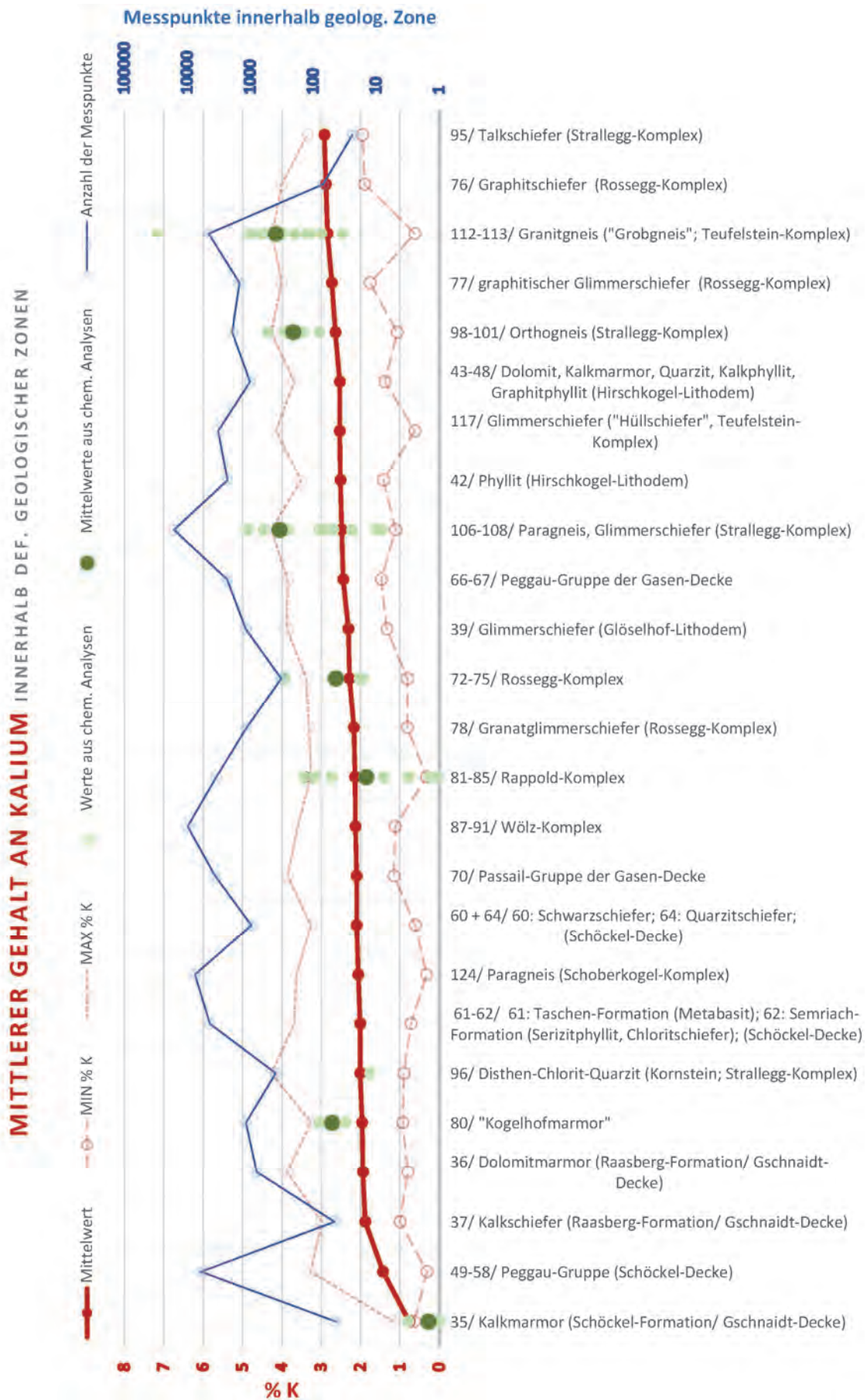


Abb. 12: Vergleich zwischen den Mittelwerten aus der Radiometrie und den chemischen Analysen für Kalium (% K).

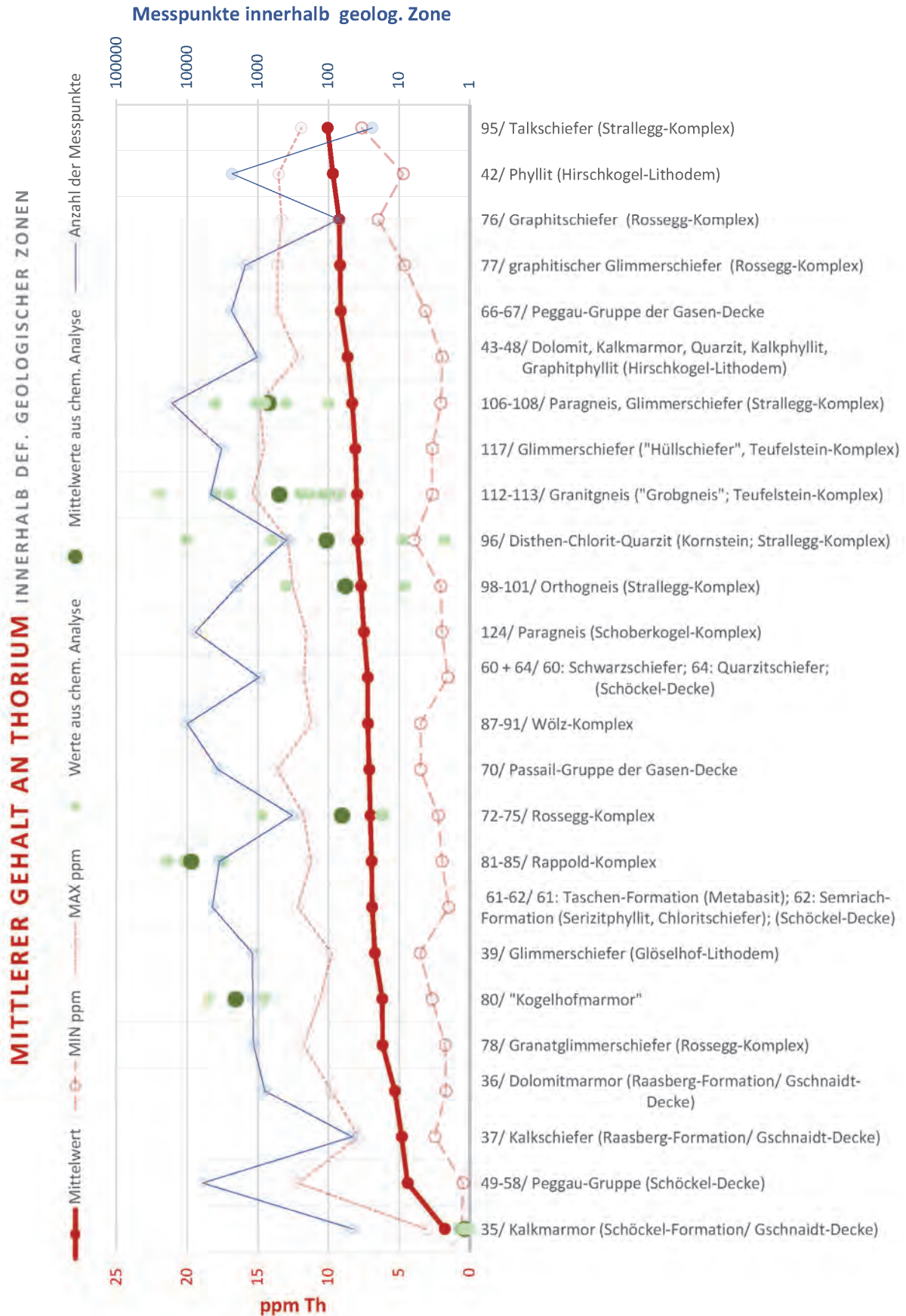


Abb. 13: Vergleich zwischen den Mittelwerten aus der Radiometrie und den chemischen Analysen für Thorium (ppm Th).

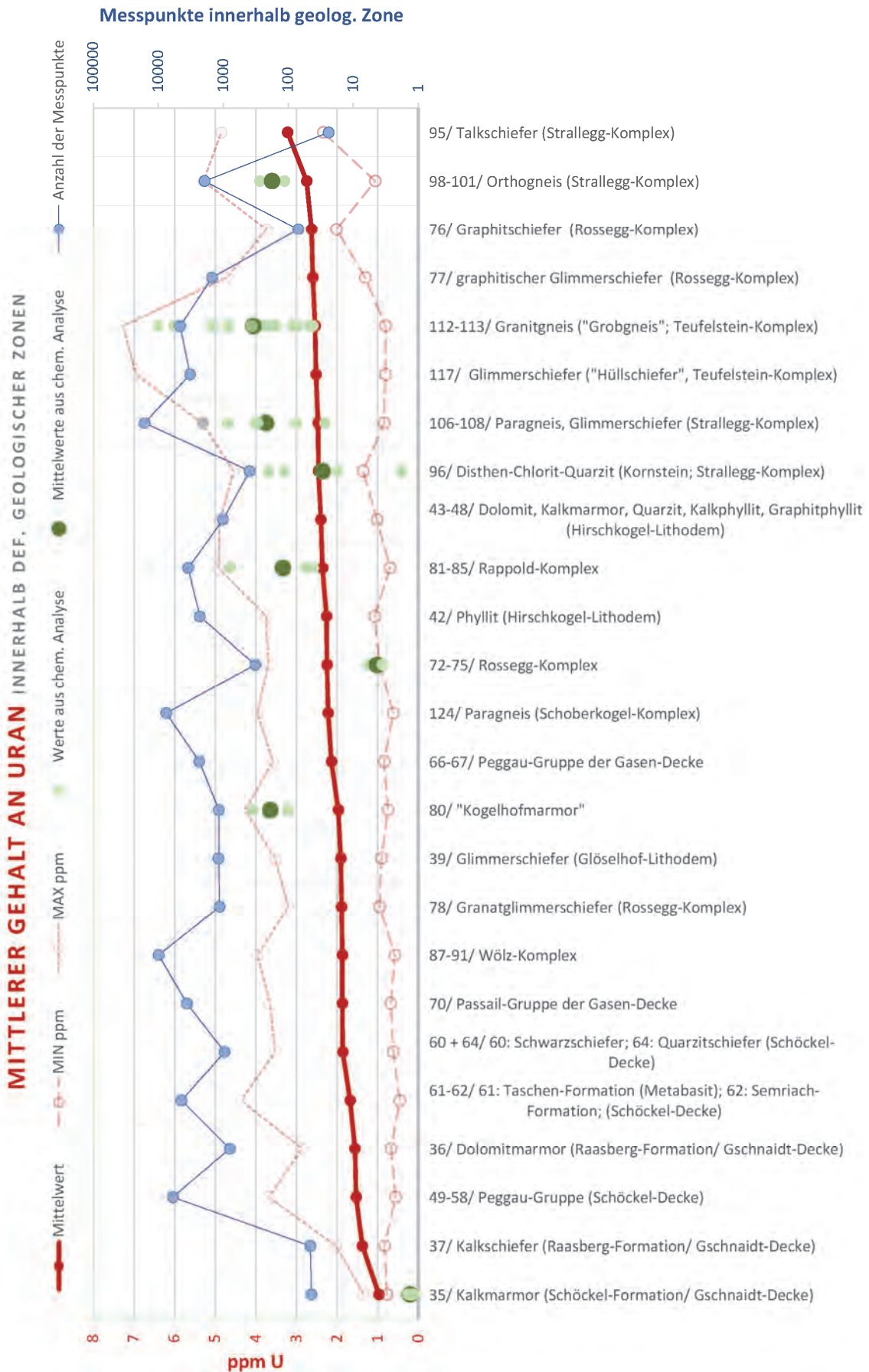


Abb. 14: Vergleich zwischen den Mittelwerten aus der Radiometrie und den chemischen Analysen für Uran (ppm U).

6. Bodengeophysik (Geoelektrik)

Im November 2006 wurden im Zuge der geologischen Kartierung auf GK50 Blatt 135 Birkfeld zwei geoelektrische Profile gelegt (JOCHUM et al., 2006; Abb. 15–17). Mit Profil 1 sollte die Mächtigkeit der neogenen Sedimente am Hügelrücken zwischen Weisenbach und Gasenbach ermittelt werden. Das Profil 2 wurde gemessen, um die Tiefenlage der Phyllonite des Waldbach-Komplexes unter den permischen bis untertriassischen Metavulkaniten und Metasedimenten im Fischbacher Fenster zu ermitteln.

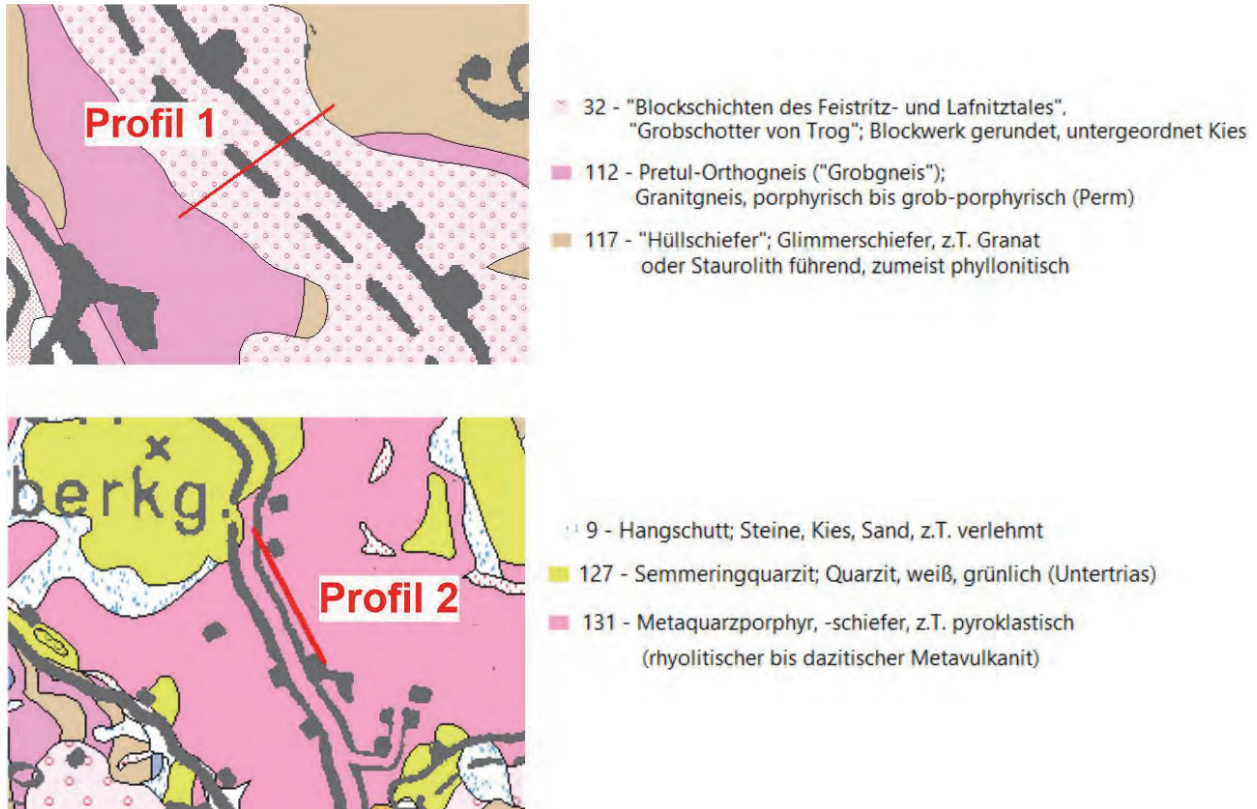


Abb. 15: Lage der Geoelektrikprofile NW von Birkfeld (JOCHUM et al., 2006).

Profil 1 (Abb. 16): Nördlich von Birkfeld überlagern miozäne Lockersedimente einen durch den Teufelstein-Komplex aufgebauten Untergrund. Am Hügelzug wurde die Grenzfläche kartiert, es blieb aber die Frage nach den Mächtigkeiten der miozänen Lockersedimente offen. Das Sediment besteht aus korngestütztem Phyllitschutt mit toniger Matrix, in dem eventuell Lagen von Tonen vorhanden sein können. Im hangenden Teil der Abfolge können „Blockschotter“ mit dezimetergroßen, gut gerundeten Kristallinkomponenten in einer tonigen Matrix vorhanden sein. Der Teufelstein-Komplex im Untergrund baut sich aus Phylloniten und zum Teil phyllonitisierten Orthogneisen auf. Die Schieferung fällt in diesen Gesteinen gegen N–NE ein.

Die Widerstandsverteilung zeigt einen sehr hochohmigen ($> 500 \Omega\text{m}$) Bereich im Südwesten, der ab Profilmeter 300 bis zum Profilende bis an die GOK heranreicht. Dieser Abschnitt wird als phyllonitisierter Orthogneis interpretiert und stellt den kristallinen Untergrund dar. Parallel zur Topografie des Hügelzuges (Mitte des Profils) taucht der Untergrund gegen Nordosten ab.

Die hangenden Bereiche werden durch eine geringmächtige höherohmige Schicht gebildet, die als Phyllitschutt bzw. Blockschotter angesprochen werden kann. Darunter folgt eine niederohmige Schicht (ca. $100\text{--}200 \Omega\text{m}$), die den Tonen zugeordnet werden könnte.

Die Mächtigkeiten der miozänen Lockersedimente kann mit mehreren Zehnermetern (maximal $50\text{--}60 \text{ m}$) abgeschätzt werden (JOCHUM et al., 2006).

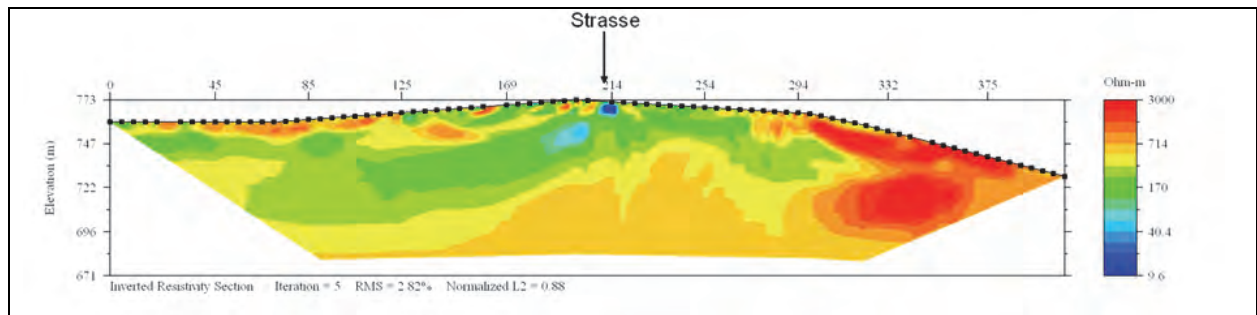


Abb. 16: Geoelektrikprofil Profil 1 (JOCHUM et al., 2006), die Lage des Profils ist in Abbildung 15 eingezeichnet.

Profil 2 (Abb. 17): Die lithologische bzw. lithostratigraphische Abfolge im Fischbacher Fenster besteht von Hangend nach Liegend aus metamorphen Karbonatgesteinen (Unter- und Mitteltrias), Semmeringquarzit (Untertrias) und Porphyroid bzw. Porphyroidschiefer (Perm). Darunter folgt möglicherweise eine Lage von permischen Metakonglomeraten und dann Phyllonite des Waldbach-Komplexes. Letzterer ist aber an der Oberfläche innerhalb des Fensters nirgends aufgeschlossen. Im Messgebiet fällt die Schieferung im Allgemeinen sehr flach nach W–SW ein.

Die Auswertung der Messungen zeigt im Liegenden eine Schicht mit elektrischen Widerständen von bis zu 500 Ωm . Diese wird ohne markanten Sprung von einer von NW gegen SE an Mächtigkeit zunehmenden Schicht mit elektrischen Widerständen $> 1.000 \Omega\text{m}$ überlagert. Demnach kann die Grenze zwischen dem Porphyroid und den Phylloniten nicht festgelegt werden.

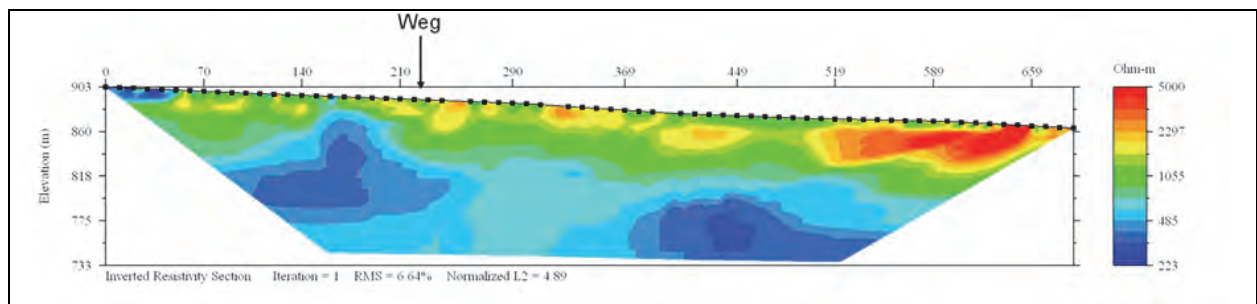


Abb. 17: Geoelektrikprofil Profil 2 (JOCHUM et al., 2006), die Lage des Profils ist in Abb. 15 eingezeichnet.

Literatur

- ANTES, G. (1992): Hydrogeologische Untersuchungen im Raum Pöllau, Oststeiermark. – Unveröff. Diplomarbeit Geol. Inst. Univ. Wien, 97 S., Wien.
- ANTES, G. (1998): Geochemische und geophysikalische Anomalien im Bereich des Arsenkies-Goldvorkommens Strassegg, Steiermark (die „Straßegger Anomalie“). – Unveröff. Dissertation Geol. Inst. Univ. Wien, III + 92 S., Wien.
- ARNDT, R. (1993): Drei-dimensionale Interpretation und Visualisierung von Potentialfeldern. – Fallstudien aus dem Ostalpenraum. – Dissertation Formal- Naturwiss. Fak. Univ. Wien, VIII + 141 S., Wien.
- BAUMGARTNER, M. (2005): Mineralogische und isotopengeochemische Untersuchung von Karbonatgesteinen in der Steiermark in Hinblick auf die historische Mörtelherstellung. – Unveröff. Diplomarbeit Naturwiss. Fak. Univ. Graz, 134 S., Graz.
- BELOCKY, R., SEIBERL, W. & WALACH, G. (2000): Der prätertiäre Untergrund. – In: SCHÖNLAUB, H.-P. (Hrsg.): Burgenland: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000, 69–74, Wien.
- BERKA, R. (2000): Zur Stellung der Traibachschiefer im Semmering-Wechsel-System. – Unveröff. Diplomarbeit Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 133 S., Wien.
- BIEDERMANN, A., SEIBERL, W., HÖSCH, K. & STEINHAUSER, P. (1982): Gesteinsphysikalische Untersuchung einer aeromagnetischen Anomalie im Wechselgebiet. – Geophysikalischer Forschungsbericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-022/80, 50 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 05457-R)

- BLAUMOSER, N. & HÜBL, G. (1991): Pilotstudie zur Erstellung, Adaptierung und Implementierung neuer Programmpakete an der Geologischen Bundesanstalt Wien für die Auswertung aeromagnetischer Strukturen. Endbericht. – Unveröff. Bericht (GBA), 145 S., Wien.
- BRIX, F. & GÖTZINGER, K. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957–1963. Zur Geologie der Beckenfüllung, des Rahmens und des Untergrundes (Teil I). – Erdöl Zeitschrift für Bohr- und Fördertechnik, **80**, 57–76, Wien.
- CARMICHAEL, R.S. (1989): Magnetic properties of minerals and rocks. – In: CARMICHAEL, R.S. (Hrsg.): Practical handbook of physical properties of rocks and minerals, 299–358, Boca Raton.
- CĚRMÁK, V., BALLING, N., DELLA VEDOVA, B., LUCACEAU, F., PASQUALE, V., PELLIS, G., SCHULZ, R. & VERDOYA, M. (1992): Heat-flow density. – In: FREEMAN, R. & MUELLER, S. (Hrsg.): A continent revealed. The European Geotraverse-Atlas of compiled data, 49–57, Cambridge.
- EBNER, F. & BECKER, L.P. (1983): Erläuterungen zur geologischen Basiskarte 1:50.000 der Naturraumpotentialkarte „Mittleres MurtaI“. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, **44**, 32 S., Graz.
- FAUPL, P. (1967): Zur Geologie des Gebietes Trattenbach und Fröschnitz, Niederösterreich-Steiermark (Wechselgebiet). – Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Math.-Naturwiss. Kl., **104**, 412–418, Wien.
- FAUPL, P. (1970): Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, **63**, 22–51, Wien.
- FLÜGEL, H.W. (1988): Geologische Karte des prätertiären Untergrundes. – In: KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D. (Hrsg.): Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle, 21–43, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Steiermark – Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1:200.000. – 127 S., Wien.
- FLÜGEL, H.W., HÖTZL, H. & NEUBAUER, F.R. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 134 Passail. – Geol. B.-A., Wien.
- FRASL, G. & KIRCHNER, E.C. (1980): Frühalpine basische und ultrabasische Eruptiva aus den Nördlichen Kalkalpen und dem Raum Helvetikum-Klippenzone. – Die frühalpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S15) Jahresbericht 1979, 61–75, Salzburg.
- GNOJEK, I. & HEINZ, H. (1993): Central European (Alpine-Carpathian) belt of magnetic anomalies and its geological interpretation. – Geologica Carpathica, **44**, 135–142, Bratislava.
- GÖTZL, G. (2007): Geothermie in Österreich. – In: HOFMANN, T & SCHÖNLAUB, H.-P. (Hrsg.): Geo-Atlas Österreich, 66–67, Wien.
- GRAENGER, R. (1954): Regionale magnetische Untersuchungen in den Berchtesgadener Kalkalpen und ihrem Vorland. – Unveröff. Dissertation Ludwig-Maximilians-Univ. München, 62 S., München.
- GRASSL, H., NEUBAUER, F., MILLAHN, K. & WEBER, F. (2004): Seismic image of the deep crust at the eastern margin of the Alps (Austria): indications for crustal extension in a convergent orogen. – Tectonophysics, **380**, 105–122, Amsterdam.
- GRILL, R. & WALDMANN, L. (1951): Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **94**, 1–40, Wien.
- HAHN, A., PETERSEN, N. & SOFFEL, H. (1985): Geomagnetik. – In: BENDER, F. (Hrsg.): Angewandte Geowissenschaften, Band II: Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften, 57–155, Stuttgart.
- HAMILTON, W. (1989): Geologische Ergebnisse von Tiefbohrungen im Flysch und Kalkalpin zwischen Wien und Salzburg. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **12**, 55 S., Wien.
- HEINZ, H. (1989): Aeromagnetic measurements in the Eastern Alps: the Area east of the Tauern Window. – Tectonophysics, **163**, 25–33, Amsterdam.
- HEINZ, H. & HÜBL, G. (1988): Magnetische Anomalie am Lärchkogel (Steiermark). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **131**, 279–283, Wien.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Magnetic structures of the eastern Alps west of the Tauern window. – Mémoires de la Société Géologique de France, nouvelle série, **156**, 123–128, Paris.
- HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & SEIBERL, W. (1987a): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Steiermark. – Unveröff. Bericht, Projekt StC-20a/85, 31 S., Wien.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987b): Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Oberösterreich. – Unveröff. Bericht, Projekt OC-1c/84, 14 S., Wien.
- HEINZ, H., BIEDERMANN, A., KÖHAZY, R. & SEIBERL, W. (1987c): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Burgenland. – Unveröff. Bericht, Projekt BC-2d/84, 38 S., Wien.

- HERRMANN, P., MANDL, G.W., MATURA, A., NEUBAUER, F., RIEDMÜLLER, G. & TOLLMANN, A. (1992): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 105 Neunkirchen. – Geol. B.-A., Wien.
- HOFFER, E., SCHÖNVISZKY, L. & WALACH, G. (1991): Geomagnetic investigations in the Austrian-Hungarian border zone: the Kőszeg-Rechnitz Mts. Area. – *Geofizikai Közlemenyek*, **36**, 67–80, Budapest.
- JOCHUM, B., RÖMER, A. & BIEBER, G. (2006): Geoelektrische Messungen bei Birkfeld (Stmk.) 2006, Kurzbericht. – Unveröff. Bericht Geol. B.-A., 9 S., Wien.
- KIESL, W., WIESENER, H. & KLUGER, F. (1983): Untersuchungen des Vorkommens der Seltenen Erden und von Thorium in Gesteinen des unterostalpinen Kristallins des Semmenring-Wechselfensters. – Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Math.-Naturwiss. Kl., Abt. 1, **192**, 1–20, Wien.
- KOBRANOVA, V.N. (1989): Petrophysics. – 375 S., Moskau–Berlin.
- KOLLMANN, W.F.H., SEIBERL, W., GAMERITH, W., HÄUSLER, H. & ANTES, G. (1991): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrogeologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleineinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Zwischenbericht für den Zeitraum Mai 1990 – Februar 1991. – Unveröff. Bericht, 24 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 08047-R)
- KOLLMANN, W.F.H., SEIBERL, W. & ANTES, G. (1992): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrogeologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleineinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Zwischenbericht für den Zeitraum Mai 1992 – Oktober 1992. – Unveröff. Bericht, 9 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 09463-R)
- KOLLMANN, W.F.H., BIEBER, G., SUPPER, R., SCHNEIDERBAUER, K. & SCHATTAUER, I. (1993a): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrogeologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleineinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Zwischenbericht für den Zeitraum Mai 1993 – Oktober 1993. – 6 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 10108-R)
- KOLLMANN, W.F.H., SEIBERL, W., ANTES, G. & KOÇIU, A. (1993b): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrogeologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleineinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Jahresendbericht für den Zeitraum Mai 1992 – April 1993. – Unveröff. Bericht, 91 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 09743-R)
- KRÖLL, A. & WESSELY, G. (2001): Strukturkarte und geologische Karte der Molassebasis. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete, 17–22, Wien.
- LANZA, R. & MELONI, A. (2006): The Earth's Magnetism. An Introduction for Geologists. – XI + 278 S., Berlin–Heidelberg–New York.
- LAWISZUS, B. (2000): Methodische Untersuchungen zu magnetischen Eigenschaften geologischer Körper (Minerale, Gesteine, Erze). – Dissertation Math.-Naturwiss. Fak., Tech. Univ. Clausthal, V + 147 S., Clausthal-Zellerfeld.
- MACMILLAN, S. & FINLAY, C. (2011): The International Geomagnetic Reference Field. – In: MANDEA, M. & KORTE, M. (Hrsg.): Geomagnetic Observations and Models (IAGA) Special Sopron Book Series, **5**, 265–276, Dordrecht–Heidelberg.
- MATURA, A. (2006): Böhmisches Massiv. – In: WESSELY, G. (Hrsg.): Niederösterreich. – Geologie der österreichischen Bundesländer, Erläuterungen zur Geologischen Karte von Niederösterreich, 25–30, Wien.
- MATURA, A. & SCHUSTER, R. (2014): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 135 Birkfeld. – Geol. B.-A., Wien.
- MERRILL, R.T. & MCELHINNY, M.W. (1983): The Earth's Magnetic Field: its History, Origin and Planetary Perspective. – International Geophysics Series, **32**, XI + 401 S., London.
- MILITZER, H. & SCHEIBE, R. (1981): Grundlagen der angewandten Geomagnetik. – Freiburger Forschungshefte, **C 352**, 314 S., Leipzig.
- MODJTAHEDI, M. & WIESENER, H. (1974): Entstehung und Zusammensetzung der Leukophyllite (Weißschiefer) in den Ostalpen. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, Sb. **2**, 189–213, Leoben.
- NEUBAUER, F. (1988): Bau und Entwicklung des Rennfeld-, Mugele- und des Gleinalmkristallins (Ostalpen). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **42**, 137 S., Wien.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W., SCHMEROLD, R. & SCHLÖSER, H. (1989): Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement units of the Eastern Alps. – Tectonophysics, **164**, 49–62, Amsterdam.
- PAVLIK, W. (2008): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000, Blatt 133 Leoben: Stand 1999, Ausgabe 2008/05, Geol. B.-A., Wien.

- PEINDL, P. (1990): Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des südöstlichen Raabalpenkristallins. – Dissertation Univ. Graz, 252 S., Graz.
- PREY, S. (1977): Der Serpentin von Kilb in der Flysch-Mittelkreide am Nordrand der Flyschzone (Niederösterreich). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, 271–277, Wien.
- PROCHASKA, W. (1985): Ein Paragonitschiefer vom Schloffereck bei Birkfeld (Stmk.). – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, **115**, 31–35, Graz.
- PROCHASKA, W. (1986): Talk- und Leukophyllitbildung als Folge hydrothermalen Metasomatose. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **78**, 167–179, Wien.
- PROCHASKA, W., HUBER, M. & BECHTEL, A. (1997): Die alpidische Leukophyllitbildung am Alpenostrand. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **20**, 37–52, Wien.
- REISNER, M. (1988): Ein Beitrag zur Komplexinterpretation für den Kohlenwasserstoffaufschluss in den Nördlichen Kalkalpen. – Unveröff. Diplomarbeit Montanuniv. Leoben, 82 S., Leoben.
- RICHTER, W. & WIESENER, H. (1975): Zusammensetzung und geologische Position der Serpentinorkommen von Kilb und Gstadt (Niederösterreich). – Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Math.-Naturwiss. Kl., **1975**, 1–9, Wien.
- RÖGGLA, M. (2007): Petrographie und Petrologie des Anger Kristallins, Steiermark. – Diplomarbeit Univ. Graz, 168 S., Graz.
- SACHSENHOFER, R.F. (2001), Syn- and post-collisional heat flow in the Cenozoic Eastern Alps. – Geologische Rundschau, **90**, 579–592, Berlin–Heidelberg.
- SCHAFLECHNER, J. (2002): Geologische und petrologische Aspekte am Ostrand des Grazer Paläozoikums (Naintsch). – Unveröff. Diplomarbeit im Rahmen des FWF-Projektes P12180-TEC, Univ. Graz, 115 S., Graz.
- SCHERMAIER, A., HAUNSCHMID, B. & FINGER, F. (1997): Distribution of Variscan I- and S-type granites in the Eastern Alps: a possible clue to unravel pre-Alpine basement structures. – Tectonophysics, **272**, 315–333, Amsterdam.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **97**, 93–117, Basel.
- SCHMID, S.M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTAZEWSKI, K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. – Swiss Journal of Geoscience, **101**, 139–183, Basel.
- SCHNABEL, W. (1979). Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt Blatt 71 Ybbsitz, Lunz/See (5.6.1979–10.6.1979). – Tagungsband, 82 S., Geol. B.-A., Wien.
- SCHÖN, J. (1983): Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen. – 405 S., Berlin.
- SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.G., LINNER, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Rocky Austria: Geologie von Österreich – kurz und bunt. – 4. Auflage, 80 S., geol. B.-A., Wien.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1,000,000 (Isanomalien der Totalintensität). – Geol. B.-A., Wien.
- SEIBERL, W. (1992a): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Birkfeld. – Unveröff. Bericht ÜLG-20/91-1, 45 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 09406-R)
- SEIBERL, W. (1992b): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Neuberg. – Unveröff. Bericht ÜLG-20/91-2, 40 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 09405-R)
- SEIBERL, W. (1993): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Neuberg (Teilprojekt II). – Unveröff. Bericht ÜLG-20/92-4, 40 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 10061-R)
- SEIBERL, W. & ANTES, G. (1992): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich der Pöllauer Bucht. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/92-3, 31 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 09453-R)
- SEIBERL, W. & ANTES, G. (1993): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Birkfeld II. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-20/92-2, 43 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 09714-R)
- SEIBERL, W., HEINZ, H. & GNOJEK, I. (1993): Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Kompilierte geomagnetische Karte und qualitative Interpretation. – In: KRÖLL, A., GNOJEK, H., JIŘIČEK, R., MEURERS, B., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., WESSELY, G. & ZYCH, D. (Hrsg.): Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete, 4–7, Wien.
- SEREN, S.S. (1980): Geophysikalische Untersuchungen des Kraubather Serpentin. – Unveröff. Dissertation Univ. Wien, 115 S., Wien.
- SOFFEL, H.C. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus. – XI + 276 S., Berlin.

- THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G. (1989): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1,000.000. Böhmisches Massiv und Zentralzone der Ostalpen (Bachsedimente < 0,18 mm). Textteil. – 142 S., Geol. B.-A., Wien.
- WAGNER, L.R. (1996): Stratigraphy and hydrocarbons in the Upper Austrian Molasse Foredeep (active margin). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Hrsg.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. – EAGE Special Publication, **5**, 217–235, London.
- WALACH, G. (1977): Geophysikalische Arbeiten im Gebiet des Nordostsporns der Zentralalpen I: Magnetische Traverse 1 (Neunkirchen – Hochwechsel – Pöllauer Bucht). – Geologischer Tiefbau der Ostalpen, 4. Bericht, Zentralanstalt Meteorologie und Geodynamik, Publikation, **215**, 22 S., Wien.
- WALACH, G. (1986): Der Vulkanismus am Westrand des Fürstenfelder Beckens im Lichte magnetischer und gravimetrischer Messergebnisse. – Leobener Hefte Angewandte Geophysik, **1**, 188–199, Leoben.
- WALACH, G. (1990): Gravimetrie und Geomagnetik am Alpenostrand. – Exkursionsführer Österreichische Geologische Gesellschaft, Wandertagung 1990 in Bernstein, **13**, 63–69, Wien.
- WALACH, G. & WEBER, F. (1987): Contributions to the Relations between the Eastern Alps and the Pannonian Basin in the Light of Gravimetric and Magnetic Investigations. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 345–360, Wien.
- WANG, X. & HANSEN, R.O. (1990): Inversion of magnetic anomalies of arbitrary three dimensional bodies. – Geophysics, **55**, 1321–1326, Tulsa.
- WEBER, F. (1976): Beiträge zur Anwendung geophysikalischer Methoden bei Problemen der Angewandten Geologie. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie und Paläontologie des Landesmuseums Joanneum, **36**, 179–224, Graz.
- WEBER, F., SCHMÖLLER, R. & WALACH, G. (1983): Jahresbericht 1982 über die geophysikalischen Untersuchungen im Rahmen des Teilprojektes S15/15. – Jahresbericht 1982 Hochschulschwerpunkt S15, 201–209, Graz.
- WEBER, L. (1990): Die Blei-Zinkerzlagerstätten des Grazer Paläozoikums und ihr geologischer Rahmen. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **12**, 289, Wien.
- WEBER, L. (1997): Grazer Paläozoikum: Eisen und Stahlveredler. – In: WEBER, L. (Hrsg.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. – Archiv für Lagerstättenforschung der geologischen Bundesanstalt, **19**, 341–342, Wien.
- WIESENEDER, H. (1966): Die Beziehung der Granitoide im Untergrund der Nordalpen zum moldanubisch-moravischen und alpin-karpatischem Kristallin. – Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **11**, 459–474, Wien.
- WIESENEDER, H. (1971): Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der Österreichischen Zentralalpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, 344–357, Wien.
- WIESENEDER, H., FREILINGER, G., KITTLER, G. & TSAMBOURAKIS, G. (1976): Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. – Geologische Rundschau, **65**, 512–525, Stuttgart.
- ZOJER, H. (1977): Untersuchung der geothermischen Tiefenstufe mittels Temperaturmessungen bei artesischen Brunnen in der Oststeiermark und im südlichen Burgenland. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, 393–403, Wien.

GEOFAST – Ergänzung des Kartenwerkes GK50 durch kompiliertes Archivmaterial

WOLFGANG PAVLIK*, ISABELLA BAYER*, HANS-GEORG KRENMAYR*,
OTTO KREUSS* & MICHAEL MOSER*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
wolfgang.pavlik@geologie.ac.at; isabella.bayer@geologie.ac.at; hans-georg.krenmayr@geologie.ac.at;
otto.kreuss@geologie.ac.at; michael.moser@geologie.ac.at

Um der steigenden Nachfrage nach geologischen Karten nachzukommen, wurde von der Geologischen Bundesanstalt (GBA) im Jahr 2001 das Projekt GEOFAST (Erstellung einer flächendeckenden digitalen geologischen Spezialkarte Österreichs auf aktuellem Forschungsstand 1:50.000) gestartet (Abb. 1). Ziel ist eine rasche Verfügbarmachung von geologischen Karten zu gewährleisten und eine flächendeckende Informationsbasis im Maßstab 1:50.000 zu schaffen. Im Rahmen von GEOFAST werden jene Kartenblätter kompiliert, welche in absehbarer Zeit keiner feldgeologischen Neubearbeitung unterzogen werden können. Um Missverständnisse zu vermeiden wurde der ursprüngliche Untertitel „Provisorische Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000“ auf „Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000“ abgeändert, da in diesem Projekt ausschließlich bereits vorhandenes Kartenmaterial aufgearbeitet wird. GEOFAST-Karten sind somit **Ergänzungen** und **keinesfalls Ersatz** für die auf einer Neukartierung und einen sehr aufwändigen redaktionellen und kartografischen Prozess beruhenden Karten des Spezialkartenprogrammes GK50 (Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000) der GBA. Eine Kurzfassung der Projektdefinition ist in Form eines „Hinweis für NutzerInnen“ im Kartenlayout eingefügt.

GEOFAST-Karten werden unter Heranziehung der besten in den Archiven der GBA verfügbaren geologischen Unterlagen, mit der ÖK50-BMN als topografischer Grundlage erstellt. Noch nicht im Bestand der Bibliothek der GBA befindliche Karten, meist Diplomarbeiten und Dissertationen, werden von den jeweiligen Institutionen angefordert. Nach Begutachtung der Manuskripte durch die jeweiligen Regionalkenner werden die am besten geeigneten Karten, Kartenausschnitte oder thematische Karteninhalte ausgewählt. Karten unterschiedlichen Inhaltes werden miteinander verschnitten, z.B. Karten des Grundgebirges mit Detailkarten der Lockersedimente, Fazies und Lithologie, um eine möglichst umfassende Information zur Verfügung zu stellen. Seit einigen Jahren werden Laserscan-Daten für die Erstellung der GEOFAST-Karten genutzt. Dies führt zu einer deutlichen qualitativen Verbesserung der Karten, da die Grenzen zwischen Grundgebirge und den quartären Phänomenen sehr genau verortet und ergänzt werden können. Die Kartenlegenden werden in der Farbvorschrift und bei den Linien- und Punkt-Symbolen so weit wie möglich an die Kartenlegenden der gedruckten Karten angelehnt, da diese den Kunden vertraut sind und somit eine bessere Lesbarkeit/Nutzbarkeit der GEOFAST-Karten gewährleistet ist. Da auf einem Großteil der verwendeten Manuskriptkarten keine tektonische Zuordnung vorgenommen wurde, wird diese anhand des an der GBA verwendeten tektonischen Modells ergänzt bzw. angepasst. Den GEOFAST-Karten sind tektonische Übersichten und Autorenverteiler im Maßstab 1:400.000 angefügt. Nach der Endkontrolle durch die Compiler werden vor der Eingabe in die zentrale Datenbank noch umfassende Topologie- und Konsistenzkontrollen durchgeführt. Hierauf werden die Daten in das österreichweite Bezugssystem (Lambert-Projektion) transformiert. Die *feature classes* der lokalen GIS-Projekte müssen an die zentrale Datenbankstruktur angepasst werden. Ein Teil der Legendeneinträge (Linien- und Marker) wurden schon mit einer General-ID versehen, sodass die blattbezogenen IDs auf diese General-ID umgelabelt werden.

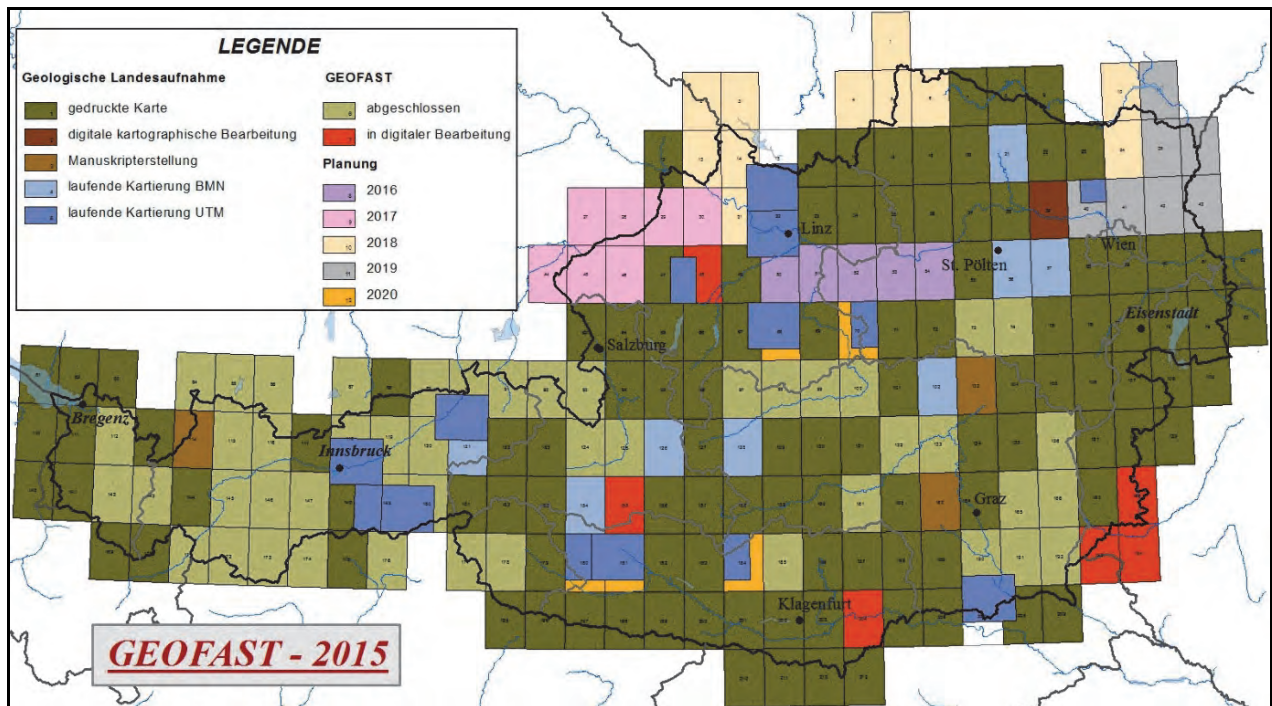


Abb. 1: Kartenspiegel GEOFAST, Stand 2015.

GEOFAST-Karten werden über den Verlag der GBA als „Print on Demand“ und als PDF-Dateien angeboten. Die GEOFAST-Karten werden auf der GBA-Homepage als mosaikartige Bilddaten mittels ArcGIS-Imageservice kostenlos bereitgestellt. Unter **Services / Webapplikationen / GEOFAST / GEOFAST Webapplikationen** werden alle GEOFAST-Karten angezeigt, mit einem Klick auf die Karte werden in einer Voransicht Karte und Legende geöffnet und unter **LINK VORSCHAUBILD** kann die Karte als jpg- oder bmp-Datei heruntergeladen werden. Unter **Services / Web Services / GEOFAST / REST / View In** können die Images „on-the-fly“ in das jeweilige kundeneigene GIS-Projekt eingebunden werden.

In den vergangenen Jahren wurde für die Bundesländer Tirol und Vorarlberg ein Lückenschluss mit den gedruckten geologischen Karten der GBA erzielt und somit liegen für diese beiden Bundesländer flächendeckende geologische Karten im Maßstab 1:50.000 vor. Für das Bundesland Salzburg liegen bis auf kleine Grenzgebiete zu Oberösterreich auf den Kartenblättern ÖK 45 Ranshofen und ÖK 46 Mattighofen ebenfalls flächendeckende Karten vor. Bis Ende 2015 ist auch für die Bundesländer Burgenland und Steiermark der Lückenschluss mit den GK50 geplant. Die weitere Bearbeitung orientiert sich an den vorhandenen Unterlagen, der Möglichkeit die Manuskripte anhand von Laserscans zu überarbeiten und an Kundenwünschen. Ziel ist es bis 2021 für ganz Österreich Karten im Maßstab 1:50.000 (GK50 und GEOFAST) zur Verfügung zu stellen.

Einige GEOFAST-Blätter erreichen eine so hohe Qualität, dass diese Blätter mit vergleichsweise geringem zusätzlichem Aufwand im Gelände in Zukunft zu publikationsreifen Manuskripten für die „Geologische Karte der Republik Österreich“ weiterentwickelt werden könnten. Eine weitere Zukunftsperspektive besteht in der Nachbearbeitung von GEOFAST-Blättern der ersten Jahre mit Hilfe der zwischenzeitlich verfügbaren Laserscan-Daten und in der Erstellung von einheitlichen GIS-Datensätzen aller GEOFAST-Karten im Sinne eines neuen, offiziellen Geodatenprodukts der GBA.

Sehen und verstehen – Die vielseitigen Visualisierungsmöglichkeiten des Datensatzes GK50 Blatt 135 Birkfeld

CHRISTINE HÖRFARTER* & CHRISTOPH MIKULA*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
christine.hörfarter@geologie.ac.at; christoph.mikula@geologie.ac.at

Im Folgenden sollen die Möglichkeiten zur Visualisierung durch strukturierte Inhalte eines geologischen Datensatzes und die Voraussetzungen dafür besprochen werden.

Wichtig hierbei ist die Unterscheidung zwischen einer Karte mit Legendentext und einem geologischen Datensatz der Geologischen Bundesanstalt (GBA). Bei der Karte handelt es sich lediglich um die bildliche Darstellung qualitativ beschreibender Informationen. Im zweiten Fall, dem geologischen Datensatz, sind die klassifizierten Attributdaten (z.B. Gesteinsart, Bildungsalter, tektonische Einheit etc.) nach einem Modell strukturiert und in einer Datenbank aufbereitet.

Mit einer geologischen Karte wird versucht, die Geologie eines Bereiches in Bezug auf relevante Themen wie Tektonik, Lithostratigrafie im weiteren Sinne, Lithologie und Chronostratigrafie in einer Darstellung zu vereinen. Die Informationen zu diesen Themen werden als Legendentext auf der Karte angegeben.

Speziell in älteren Kartenwerken war nicht immer klar erkenntlich, ob sich die Beschreibung auf tektonische, lithologische oder lithostratigrafische Inhalte bezog. Die Strukturierung war unterschiedlich gut und abhängig vom damaligen Wissensstand sowie auch vom Platzangebot auf der Karte.

Im Jahr 1993 begann die digitale Kartenerstellung an der GBA und die Legendeninformationen wurden in einem Datensatz in Form von unstrukturierten Volltexten verarbeitet. Ein Abfragen bzw. Filtern nach einzelnen Inhalten war hier nicht möglich. Um dies zu gewährleisten, ist eine standardisierte, einer Klassifikation folgende Datenstrukturierung Voraussetzung.

Mit der EU-Richtlinie zur Schaffung einer gemeinsamen europäischen Dateninfrastruktur (INSPIRE) wurde uns ein Datenmodell zur Verfügung gestellt, welches als Basis zur Datenstrukturierung dienen soll. Um eine international verständliche Dateninterpretation unserer Datensätze zu ermöglichen, wurde der GBA-Thesaurus entwickelt (<http://resource.geolba.ac.at/>). Er ist zweisprachig, maschinenlesbar (SKOS-RDF) und repräsentiert das kontrollierte Vokabular (Wissensrepräsentation) der Geologischen Bundesanstalt. Mit diesen, nach einem Datenbank-Modell neu strukturierten Daten (Datenharmonisierung) und der Codierung mit Konzepten (Begriffen) aus dem wissenschaftlichen kontrollierten Vokabular (GBA-Thesaurus), ist es nun möglich, die vorhandenen geologischen Informationen nach Belieben abzufragen und themenbezogen darzustellen. Aufbauend auf dem Thesaurus der GBA wurde als Modul der GBA DataViewer (Beta-Version) entwickelt, welcher sogar das Abfragen einzelner Polygone und von deren verknüpften Inhalten zulässt (Abb. 1). Diese erste öffentliche Version des DataViewers ist dazu gedacht, eine strukturierte Suche in den zentralen Datensätzen der GBA zu ermöglichen. Der DataViewer ist als ergänzende Information zu publizierten Kartenblättern zu verstehen und zu verwenden. Es ist nun möglich zu zeigen, wo und in welchen GBA-Geodatasets ein Konzept (Thesaurus-Begriff) zur Verknüpfung (Codierung) verwendet wurde. Zu beachten ist, dass dabei nur jene Datensätze (verschiedener Maßstäbe, derzeit 1:50.000 und 1:500.000) analysiert werden, die bereits nach dem INSPIRE Modell harmonisiert wurden.

Mit dem Thesaurus und dem DataViewer der GBA eröffnet sich die Perspektive, zukünftig alle Datensätze zu den geologischen Karten an der Geologischen Bundesanstalt strukturiert abzufragen und die einzelnen Polygone themenbezogen zu visualisieren. Mit dieser neuen Sichtweise auf geologische Daten ergibt sich die Gelegenheit, die Inhalte flexibel zu betrachten, zu diskutieren und gegebenenfalls neu zu interpretieren und zu verstehen.

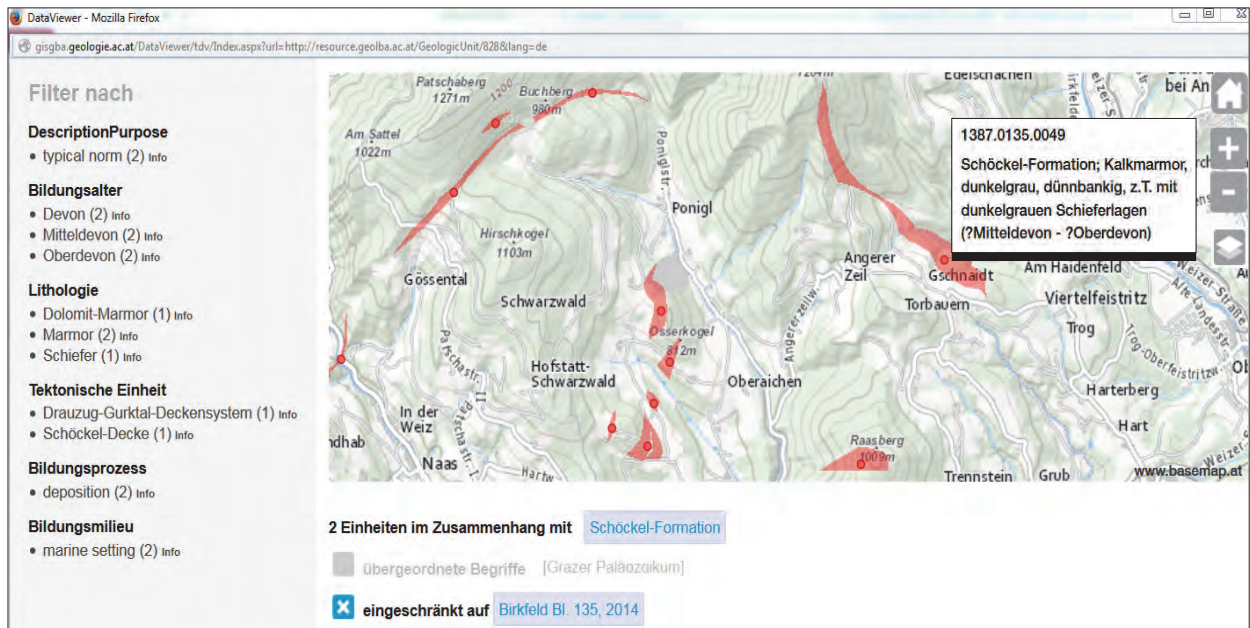


Abb. 1: GBA DataViewer – in unserem Beispiel wäre die Abfrage: 'Wo gibt es die Schöckel-Formation auf Blatt GK 135 Birkfeld?', exakter formuliert: 'Wo wurde das Konzept mit der URI <http://resource.geolba.ac.at/GeologicUnit/828> (bevorzugter Begriff „Schöckel-Formation“) als Geologische Einheit zur Attribuierung eines geologischen Datensatzes der GBA bereits verwendet?'

Links, neben der Kartenansicht, bietet der DataViewer eine weitere Filtermöglichkeit nach Konzepten, die in Kombination mit dem ursprünglich gewählten Konzept vorkommen – z.B. 'Lithologien der Schöckel-Formation und die Tektonische Einheit'. Die Zahl in Klammer zeigt die Anzahl der betreffenden Features (entsprechend den Legendenkästchen auf einer geologischen Karte). Der Info-Button ist zum Öffnen der Thesaurus-Detailseite des Konzeptes bzw. wird dort auf Seiten weitergeleitet, die weitere Definitionen liefern, wie z.B. zum Bildungsprozess, Bildungsmilieu usw. Im Bereich unterhalb der Karte sind die ausgewählten, gefilterten Konzepte in blau dargestellt. Zusätzlich beinhalten die nach einer Auswahl angezeigten Polygone Punkte, die Informationen zum Legendentext der gedruckten Karte liefern.

Zur DataViewer Testversion kommen Sie über die Konzepte (nur bei bereits zur Harmonisierung verwendete) im Thesaurus (<http://resource.geolba.ac.at/>) und dort im aufklappbaren Bereich „Details“.

WNW-gerichtete Überschiebungen und ESE-gerichtete Abschiebungen in den Gurktaler Alpen – Hinweise auf eoalpine Tektonik (Drauzug-Gurktal-Deckensystem; Oberostalpin)

BENJAMIN HUET¹ & CHRISTOPH IGLSEDER²

¹ Universität Wien, Department für Geodynamik und Sedimentologie, Althanstraße 14, 1090 Wien, Österreich. benjamin.huet@univie.ac.at

² Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. christoph.iglseder@geologie.ac.at

Die kinematischen Verhältnisse im eoalpinen Orogenkeil sind bisher nur fragmentarisch untersucht worden. Daher bildet die Fragestellung über die kreidezeitliche Entwicklung Österreichs noch immer die Grundlage vieler Diskussionen. In dieser Arbeit präsentieren wir neue Daten aus den Gurktaler Alpen mit Hinweis auf top WNW-gerichtete Überschiebungen und top ESE-gerichtete Abschiebungen in den obersten tektonischen Einheiten des Oberostalpins.

Die Gurktaler Alpen sind Teil der Ostalpen in Südösterreich (Steiermark, Kärnten) und von geologischen Einheiten der „Gurktaler-Decken“ aufgebaut. Tektonisch repräsentieren sie einen Anteil des Drauzug-Gurktal-Deckensystems, welches im Westen von Decken des Öztal-Bundschuh-Deckensystems und im Norden, Osten und Südwesten sowie den Fenstern von Oberhof und Wimitz von Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems unterlagert wird. Das Untersuchungsgebiet befindet sich zwischen den Orten Turrach und Ebene Reichenau (UTM-Halbblatt Radenthein-Ost NL-33-04-06). Lithostratigrafisch und tektonisch werden vom Liegenden zum Hangenden devonische unreine Kalzitmarmore und phyllonitische Glimmerschiefer der Murau-Decke („Phyllonit-Zone“) von oberkarbonen Metakonglomeraten, Metasandsteinen und Anthrazit führenden Phylliten der Stangnock-Formation (STF) der Königstuhl-Teildecke überlagert. Die hangendste Einheit bildet die Stolzalpe-Decke, welche von paläozoischen Metasandsteinen, Metasiltsteinen und Phylliten des Spielriegel-Komplexes, paläozoischen metavulkanischen Gesteinen des Kaser-Eisenhut-Komplexes und postvariszischen Sedimenten der Stangnock-Formation aufgebaut ist. Im Bereich Mitterturrach, entlang der Bundesstraße B95 (UTM33 N5199548; E415228), ist eine Scherzone zwischen der Königstuhl-Teildecke und der überlagernden Stolzalpe-Decke aufgeschlossen. Das strukturelle Inventar dokumentiert eine langandauernde Entwicklungsgeschichte von duktilen Falten, spröduktilen Scherbandgeometrien sowie spröden konjugierten Störungen.

Die ältesten Strukturen, welche dem variszischen Ereignis zugeordnet werden, sind vorwiegend in Gesteinen der Stolzalpe-Decke beobachtbar. Sie weisen eine Verfaltung mit (W)NW–(E)SE streichenden Faltenachsen und von späterer Verfaltung und Strukturprägung überformten Axialebenen auf. Spätere asymmetrische Falten zeigen NNE–SSW streichende Faltenachsen und Richtung E(SE) einfallende Axialebenen mit NNE–SSW-gerichteter Einengung (Kompression). Diese Struktur steht in Verbindung mit (spröduktilen) top WNW-gerichteten Überschiebungen, wobei präexistierende Axialebenen reaktiviert, als auch Klastgeometrien und Scherbandgeometrien (SC-gefüge, C´-Scherflächen mit Striung und Faserquarz) ausgebildet wurden. Diese Scherung zeigen auch Gesteine der Stangnock-Formation und werden deshalb dem eoalpinen Ereignis zugeordnet. Die Lokalisierung von Überschiebungsbahnen ist vorwiegend in kohlenstoffhaltigen Lithologien beobachtbar (Grafitschiefer der Stolzalpe-Decke, Anthrazit führende Phyllite der Königstuhl-Teildecke). In einem letzten Deformationsereignis werden frühere Strukturen als Abschiebungen reaktiviert und überprägt (Überschneidungskriterien). Sie zeigen zusammen mit Neubildungen von C´-Scherflächen und konjugierten Störungen eine Änderung des tektonischen Spannungsregimes mit WNW–ESE-gerichteter Dehnung (Extension) und top ESE-gerichteter Scherung. Kinematische Untersuchungen in unreinen, mylonitischen Kalzitmarmoren der unterlagernden Murau-Decke unterstützen diese Beobachtung.

In Verbindung mit publizierten Struktur- und Temperaturdaten (RANTITSCH & RUSSEGGER, 2000; RATSCHBACHER & NEUBAUER, 1989) sowie Ar-Ar-Abkühlaltern kann eine Entwicklungsgeschichte im obersten Teil des eoalpinen Orogens während der Oberkreide gezeigt werden.

Literatur

- RANTITSCH, G. & RUSSEGGER, B. (2000): Thrust-related Very Low Grade Metamorphism within the Gurktal Nappe Complex (Eastern Alps). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142/2**, 219–225, Wien.
- RATSCHBACHER, L. & NEUBAUER, F. (1989): West-directed decollement of Austro-Alpine cover nappes in the eastern Alps: geometrical and rheological considerations. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.D. (Ed.): Alpine Tectonics. – Geological Society Special Publication, **45**, 243–262, London.

Digitale Geologische Manuskriptkarte zu GK50 Blatt 102 Aflenz Kurort 1:25.000

GERHARD BRYDA*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. gerhard.bryda@geologie.ac.at

Seit mehreren Jahren wird das Kartenblatt Aflenz im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme von Mitarbeitern der Geologischen Bundesanstalt im Maßstab 1:10.000 geologisch neu aufgenommen. Die nun im Maßstab 1:25.000 vorliegende digitale Manuskriptkarte wurde aus den aktuellen GIS-Datensätzen und Manuskripten der Aufnahmsgeologen (G. BRYDA, S. ĆORIĆ, D. VAN HUSEN, G.W. MANDL, A. MATURA, M. MOSER, O. KREUSS und W. PAVLIK) erstellt und dokumentiert den bereits weit fortgeschrittenen Bearbeitungsstand des Kartenblattes. Als Beispiele für die Erweiterung des bisherigen Kenntnisstandes sollen

- die fazielle Gliederung der Mittel- und Obertriasgesteine im Hochschwab-Gebiet und deren biostratigrafische Einstufung,
- das darauf aufbauende Modell der geodynamischen Entwicklung des Ablagerungsraumes am Schelf des Meliata-Hallstatt-Ozeans im Verlauf der Trias,
- das erarbeitete Modell zum tektonischen Internbau der Müritzalpen-Decke sowie
- die durchgängige deckentektonische Gliederung der Grauwackenzone

herausgegriffen werden.

Die Autoren der Karte bedanken sich für den fachlichen Input der beteiligten Forschungseinrichtungen und Personen (Arbeitsgruppe G. RANTITSCH, D. GROSS – Montanuniversität Leoben, L. KRYSZYN, R. LEIN – Universität Wien, S. RICHOSZ – Universität Graz) und möchten die Ergebnisse nun einem größeren Fachpublikum präsentieren.

Exkursion 1 (21.09.2015) Ostalpine Einheiten sowie neogene und quartäre Ablagerungen auf GK50 Blatt 103 Kindberg

JOSEF NIEVOLL¹, GERHARD W. MANDL², JÜRGEN M. REITNER²,
STJEPAN ĆORIĆ², MATHIAS BICHLER² & RALF SCHUSTER²

¹ Gumpendorferstraße 83–85/2/48, 1060 Wien, Österreich. josef.nievoll@rhi-ag.com

² Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. jürgen.reitner@geologie.ac.at;
gerhard.mandl@geologie.ac.at; stjepan.coric@geologie.ac.at; mathias.bichler@geologie.ac.at;
ralf.schuster@geologie.ac.at

Exkursionsroute und Thema der Exkursion

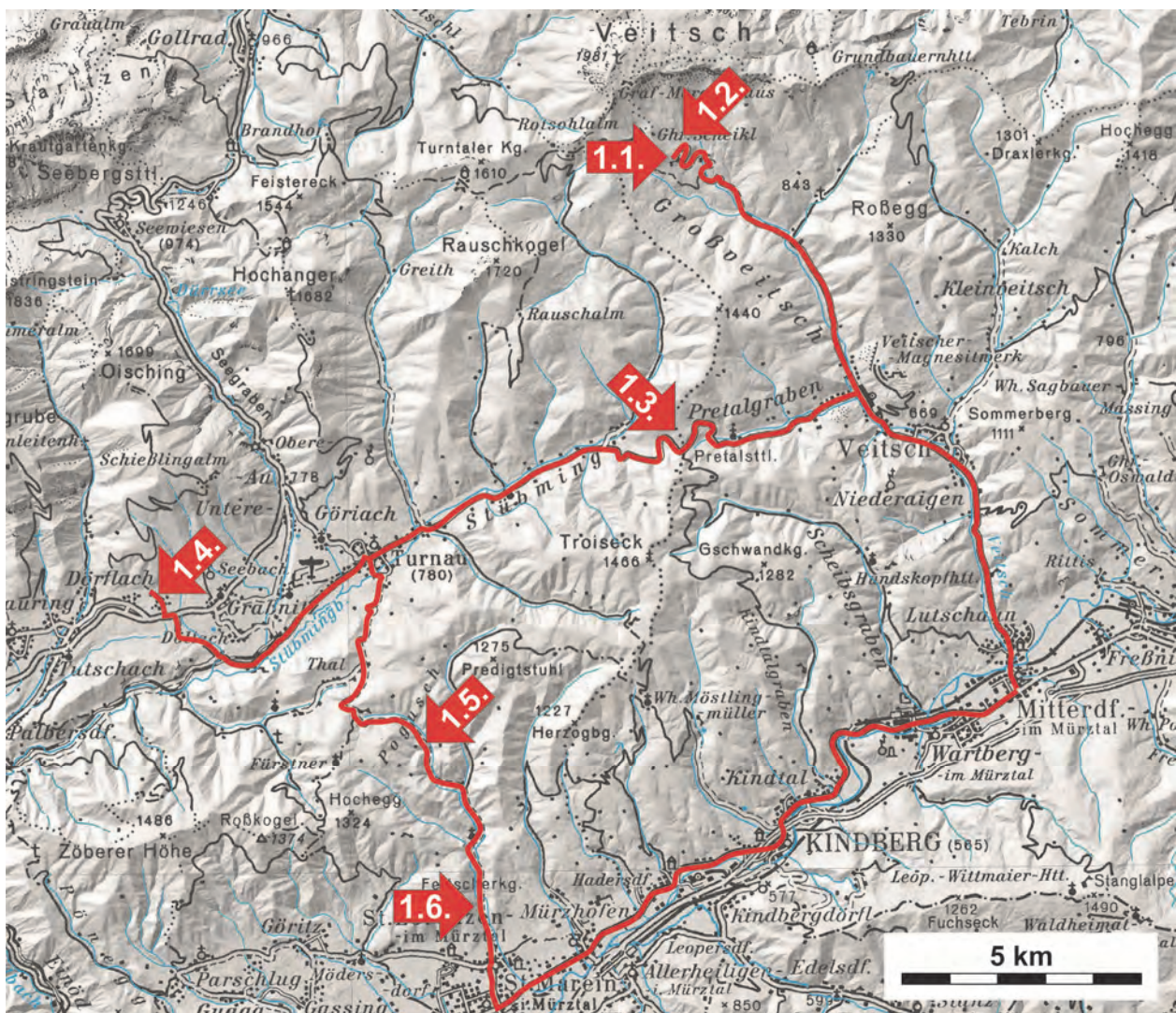


Abb. 1: Lage der Exkursionspunkte im Bereich der Nördlichen Kalkalpen, der Grauwackenzone sowie der Zentralen Ostalpen auf den ÖK50 Blättern 103 Kindberg und 102 Afenz Kurort (Stopp 1.4).

Im Rahmen der Exkursion soll ein Querschnitt durch das Kartenblatt GK50 103 Kindberg gegeben werden (Abb. 1). Dieses umfasst von Norden nach Süden folgende geografischen und tektonischen Einheiten: Die Nördlichen Kalkalpen werden von der Mürztalpen-Decke und auflagernden Deckschollen aufgebaut, die allesamt dem Juvavischen Deckensystem

zugerechnet werden. Südlich schließt die Grauwackenzone an, die aus der Norischen Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems sowie der Silbersberg-Decke und Veitsch-Decke des Veitsch-Silbersberg-Deckensystems besteht. Es folgen die Zentralen Ostalpen mit Schürflingen aus permomesozoischen Gesteinen des Unterostalpins sowie der Troiseck-Floning-Decke des Silvretta-Seckau-Deckensystems und der Stuhleck-Kirchberg-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems. Von Bedeutung sind neogene Störungen wie die Mur-Mürz-Störung, an welchen Becken eingesenkt wurden. Im Bereich des Kartenblattes sind das Ostende des Aflenzer Beckens und das Mürztal-Becken vorhanden. Der Ostteil der Ostalpen war während der Eiszeiten Periglazialgebiet und nur an wenigen Stellen, wie z.B. auf der Hochfläche der Veitsch, gab es Lokalgletscher, deren Zungen über die Plateauflanken herab reichten.

Exkursionspunkte

Stopp 1.1: Südrand der Nördlichen Kalkalpen und glazigene Sedimente aus dem Quartär

Lokalität: ÖK50 Blatt 103 Kindberg, Brunnalm an der Südseite der Veitsch, Gasthof Scheickl (WGS84 47°37'59"N / 015°25'32" E, Sh. 1.154 m).

Haltemöglichkeiten: Am Parkplatz und an der Straße beim Gasthof Scheickl.

Blickt man vom Gasthof Scheickl gegen Nordosten, sieht man die Südabfälle der Veitsch (Abb. 3A). Der obere Bereich wird durch Felswände aus hellen Trias-Karbonaten der Mürztal-Decke aufgebaut. Das bewaldete Gebiet darunter besteht aus paläozoischen Metasedimenten der Norischen Decke und die Aufschlüsse direkt über der Straße werden von Moränenmaterial eines Lokalgletschers aufgebaut.

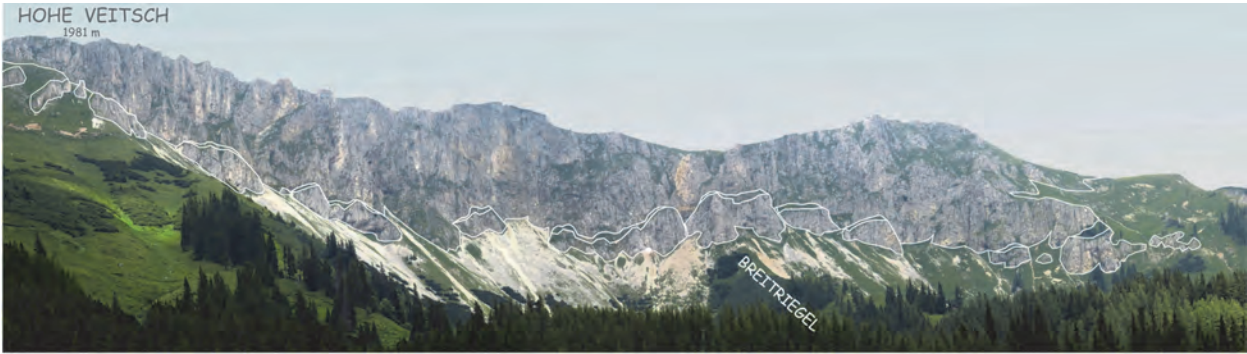
Der Südrand der Nördlichen Kalkalpen (G.W. MANDL)

Die permotriassische Abfolge an den Südabfällen der Veitsch umfasst eine Schichtfolge mit einem chronostratigrafischen Umfang von der Untertrias bis in die Mitteltrias. Die auftretenden Schichtglieder werden im Folgenden und in Abbildung 2, von Hangend gegen Liegend, beschrieben.

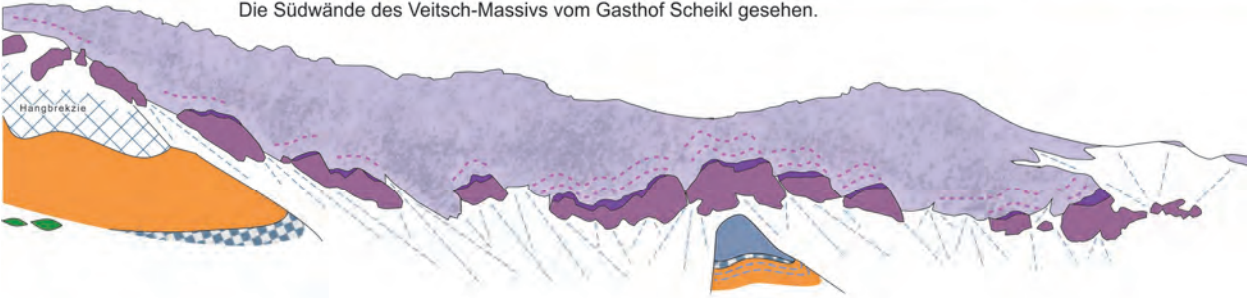
Wettersteinkalk: hell- bis mittelgrauer, andeutungsweise gebankter bis massiger Kalk, nach LOBITZER (1987: 298–299) vorwiegend riffnahe Entwicklung. Selten sind noch Biogene oder Sedimentstrukturen erkennbar, meist reicht die Rekristallisation bis zur Zerstörung aller primären Gefügemerkmale. Zusätzlich tritt am Plateau eine sekundäre Dolomitisierung auf, die in Richtung Nord- und Ostseite der Veitsch sowohl den riffnahen als auch den überlagernden lagunären Wettersteinkalk zur Gänze erfassen kann. Durch Conodonten aus den bunten „Bank- und Massenkalken“ kann oberladinisches und lokal unterkarnisches Alter abgeleitet werden.

„**Bank- und Massenkalk**“: hellgraue bis gelblichrötliche, bankige bis massige, zum Teil wandbildende Gesteine. Aus weniger stark rekristallisierten Vorkommen äquivalenter Gesteine im Schneealpen- und Raxgebiet ist erkennbar, dass es sich dabei ursprünglich um „bunte“ Kalkschlämme mit zwischengeschalteten Detritusschüttungen von der Wetterstein-Karbonatplattform handelt. Die basalen Bänke über den Reiflinger Kalken können noch helle Hornsteine führen. Conodonten zeigen eine maximale Reichweite vom frühen Ladinium ins frühe Karnium. Die Mächtigkeit erreicht bis zu 60 m.

Reifling-Formation: (dünn)bankig ausgebildete, biogenschuttreiche, knollig-welligschichtige mittelgraue Kalke mit orangebraunen, tonigen und mergeligen Zwischenlagen, im mittel- bis dunkelgrauen Hangendabschnitt häufig dunkle Hornsteinknollen, -krusten und -bänder und graugrüne tonige Zwischenlagen bis zu 3 cm. Die Basis reicht nach Conodonten und Ammoniten ins mittlere Anisium (Pelsonium), die Obergrenze ins frühe Ladinium (Fassanium). Die tonigen Zwischenlagen erleichtern die Verwitterung, wodurch die Formation als dünnes, vegetationsbedecktes Band in den Südwänden erkennbar ist. Mächtigkeit bis zu 19 m.



Die Südwände des Veitsch-Massivs vom Gasthof Scheikl gesehen.



schematische Schichtsäule, nicht maßstäblich

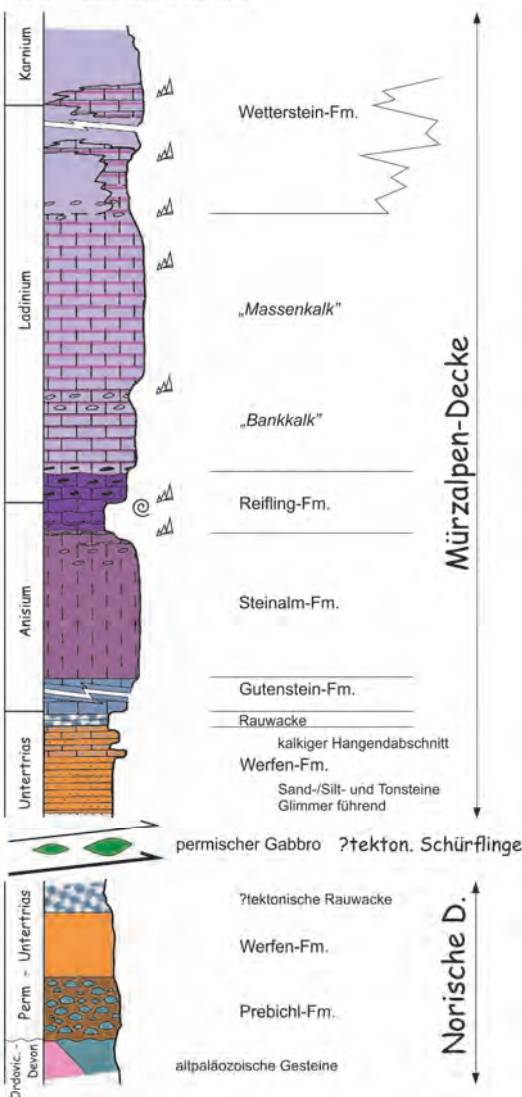


Abb. 2: Südansicht der Veitsch (oben). Unten links: Die Schichtfolge der Mürzalpen-Decke auf der Südseite des Veitsch-Massivs. Die Schichtsäule, die Lithologie und Biostratigrafie sind aus LEITHNER (1989, 1990) entnommen, Norische Decke ergänzt. Erläuterung siehe Text.

Steinalm-Formation: dickbankige bis massige, hellgraue, teilweise Biogenschutt führende Kalke einer Flachwasserfazies mit Grünalgen. Mächtigkeit: 30 bis 40 m.

Gutenstein-Formation: hell- bis dunkelgraue, kleinstückig zerfallende, dünnbankige, zum Teil häufig Kalzitadern führende Kalke und Dolomite. Dolomitische Lagen können gelegentlich rauwackigen Habitus annehmen. Mächtigkeit: 30 bis 40 m.

Werfen-Formation: im Hangendabschnitt wechselagern braune und rotbraune, zum Teil hellglimmerreiche Silt- bis Tonsteine mit teilweise zellig verwitternden, hellbraun-rötlichen Kalken und geschiefert hellbraunen, zum Teil Crinoidenschutt führenden Kalken. Selten sind dünne, kleine Ooide führende, rotbraune Kalkbänke zu finden.

Die Hauptmasse der Werfen-Formation besteht aus hell grünlichgrauen, rotbraunen bis dunkel grau-violetten Sand-, Silt- und Tonsteinen mit häufig Hellglimmer-Detritus auf den Schichtflächen.

Die tektonische Abgrenzung der **Mürzalpen-Decke** von der **Norischen Decke** ist auf der Südseite der Veitsch schwierig, da hier in der siliziklastischen „Permoskyth“-Abfolge eine durchgehende Schichtfolge vorzuliegen scheint. Erst bei großräumiger Betrachtung wird ein bedeutender diskordanter Basalzuschnitt der Mürzalpen-Decke erkennbar, der

z.B. beim Niederalpl oder westlich Mürzsteg durch die Mitteltriaskarbonate bis knapp unter die obertriassischen Aflenzener Kalke emporschneidet, und so den hangendsten Wettersteindolomit in flachliegenden Kontakt zu den Werfener Schiefern oder westlich Neuberg sogar unter Ausfall der Werfener Schichten zu den Präbichl-Konglomeraten bringt. Am wahrscheinlichsten ist im Exkursionsgebiet der Verlauf der Basisschubfläche entlang der Oberkante ausgedehnter Rauwacken, die hier das Hangende der Schichtfolge der Norischen Decke darstellen dürften. Bemerkenswert ist auch das Auftreten von drei Vorkommen eines grobkörnigen Hornblendegabbros im Nahefeld oberhalb dieser mutmaßlichen Schubfläche, den bereits CORNELIUS (1936) im Kartenblatt 4955-Mürzzuschlag verzeichnet und in den zugehörigen Erläuterungen (CORNELIUS, 1952: 65) beschreibt. Zur Schichtfolge der Norischen Decke siehe weiter bei Stopp 1.2 bzw. bei NIEVOLL & SUTTNER (2016).

Glazigene Ablagerungen am Südrand der Veitsch (J.M. REITNER & M. BICHLER)

An der südlichen Flanke der Veitsch sind anhand von markanten End- und Seitenmoränenkörpern vier ehemalige Gletscherzungen (von West nach Ost: aus dem Lahnboden, zwei Zungen aus der Hölle und bei der Eckalm) rekonstruierbar. Aufgrund der morphologischen Ausprägung und der geringen Verwitterung der Ablagerungen sind diese Belege einer vergleichsweise großen Vergletscherung am plausibelsten dem Würm-Hochglazial zuzuordnen (Abb. 4). Umfangreiche Beschreibungen von glazialen Ausdehnungen vom Veitsch-Plateau, ausgehend in alle Himmelsrichtungen, stammen von CORNELIUS (1938) und darauf aufbauend von SCHAPPELWEIN (1966). Weitere Kartierungen des Veitsch-Gebietes wurden von MAGIERA (1995, 1997) durchgeführt und beschrieben. Beim Gasthof Scheikl ist eine Endmoränenablagerung angeschnitten, die zu einer glazialen Ausdehnung vom Lahnboden bis zum Gasthof Scheikl (1.154 m) gehört. Das Sediment der im Anschnitt 10 m mächtigen Endmoränenablagerung kann hauptsächlich als schwach geschichteter matrixgestützter Diamikt angesprochen werden. Teilweise finden sich auch ungeschichtete diamiktische Bereiche und zum Top hin wird der Diamikt zunehmend korngestützter. Die Matrix ist grau bis braun, meist sandig und an wenigen Stellen auch schluffig bis sandig. Als Komponenten finden sich verschiedenste triassische Karbonate, Brekzien aus der Präbichl-Formation und untergeordnet auch Werfener Schiefer aus der Mürzalpen-Decke. Selten sind Komponenten aus permischen Hornblendegabbros vorhanden. Der Rundungsgrad der Karbonate ist zumeist angular bis subangular (Abb. 3B). Dies spricht für kurze Transportweiten und einen hohen Anteil an supra- und intraglazial transportierten Geschieben. Demgegenüber lassen Geschiebe aus Werfener Schiefer eine subangulare bis angerundete Kornform häufig mit Facettierung und Kratzern erkennen, was im Einklang mit der geologischen Abfolge an der Veitsch-Südwand und dem Gletscherpfad für einen subglazialen Transport spricht.

Im Osten anschließend reicht die weiteste Zunge von der Lockenhölle über die Brunnalm bis fast zum Radriegel und erreicht eine Seehöhe von ca. 920 m. Der interne Aufbau in einer ehemaligen Schottergrube fast am Terminus der Ausdehnung offenbart einen korngestützten massigen Diamikt mit sehr angularen bis angularen Wettersteinkalk- und Werfener Schiefer-Komponenten (Abb. 3C). Daher ist eine stark schuttbedeckte Gletscheroberfläche während des Würm-Hochglazials als sehr plausibel anzusehen. Dies würde auch neben möglichen anderen Faktoren, wie Geometrie des Gletschers oder unterliegende Topografie, die relativ zu den anderen Zungen weitere Ausdehnung erklären. Eine mächtige Schuttbedeckung verschiebt das „normale“ 2:1 Verhältnis von Ablation- zu Akkumulationsbereich zu Gunsten des Akkumulationsbereiches. Für eine ehemalige hohe Schuttproduktion sprechen neben der rezenten hohen Schuttproduktion auch die rückschreitenden Bergzerreißen. Diese sind eine Folge des Versagens entsprechend dem System „Harte (Karbonat-) Platte auf weichem Untergrund“ (LEITHNER, 1990) mit tiefen und langen Zerrgräben am südlichen Rand des Veitsch-Plateaus oberhalb der ehemals vergletscherten Kare (Abb. 4).

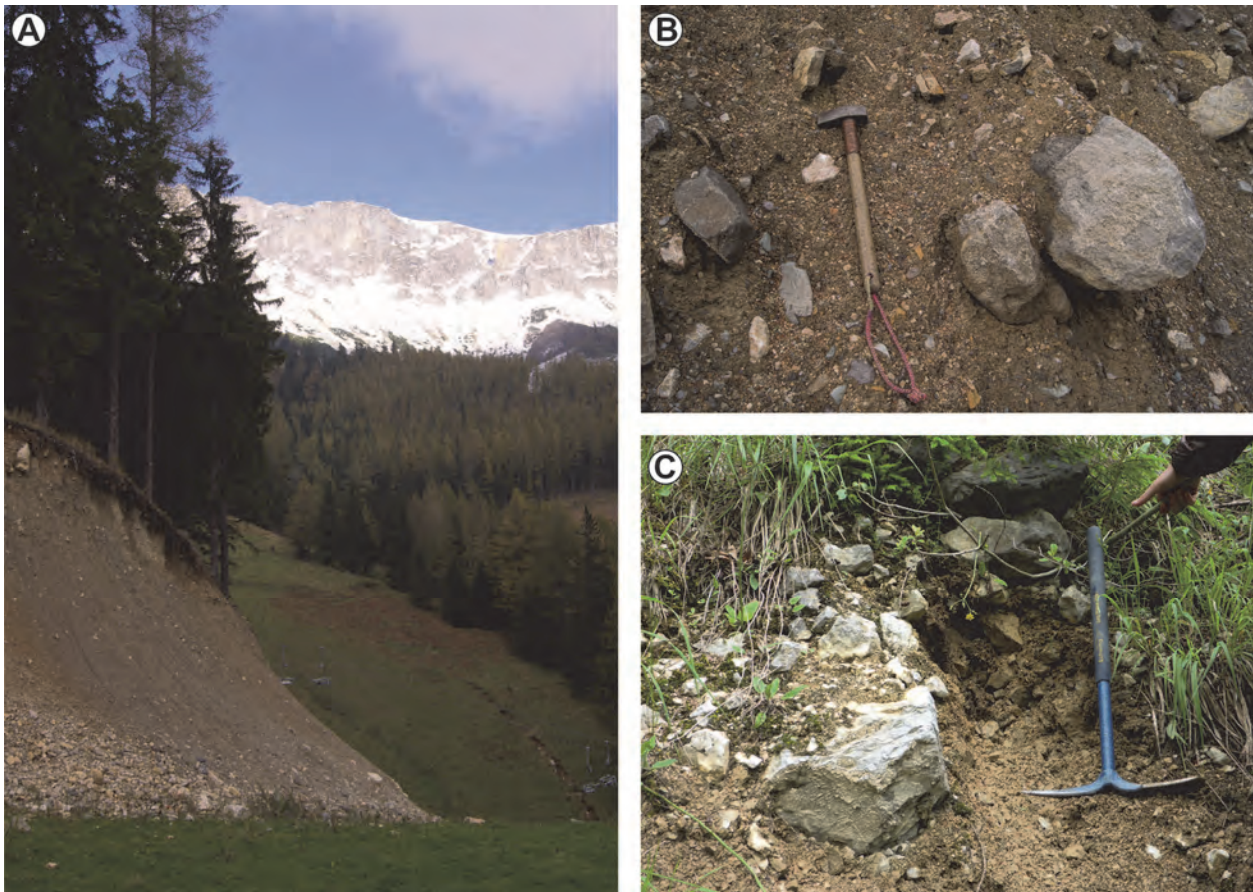


Abb. 3: **A)** Blick von der Straße beim Gasthof Scheikl gegen Nordosten zu den Südfällen der Veitsch. Links im Vordergrund sind die Sedimente der Seitenmoräne zu sehen. Im Aufschluss ist der Diamikt der End- bis Seitenmoränenablagerung mit Komponenten aus permomesozoischen Sedimenten der Mürzalpen-Decke erkennbar. **B)** Der Diamikt in diesem Aufschluss hat eine sandige Matrix und beinhaltet angerundete Komponenten bis zu einigen Dezimetern Durchmesser. **C)** Korngestützter Diamikt mit angularen Karbonatkomponenten aus dem distalsten Zungenbereich der größten Ausdehnung beim Radriegel.

Überlegungen zur glazialen Gesamtsituation während des Würm-Hochglazials unter Berücksichtigung der beschriebenen Sedimentcharakteristik lassen folgendes Szenario plausibel erscheinen: Betrachtet man die auf der Nordseite rekonstruierbare Vergletscherung, so ist diese nur mit einer Plateauvergletscherung der Veitsch erklärbar (vgl. auch Karte von VAN HUSEN, 1987). Diese Ansicht ist im Einklang mit CORNELIUS (1938) und SCHAPELWEIN (1966). Für die steile Südflanke ergab sich so eine Situation mit regenerierten Gletschern in den südlichen Veitsch-Karen. Dabei wurde ein erheblicher Teil des Massenzuwachses der Kargletscher über Eislawinen des oberhalb liegenden und abbrechenden Plateaugletschers produziert (Abb. 5). Dies ist im Widerspruch zur Vorstellung von MAGIERA (1997) zu sehen, der keine „Nahrung“ der Kargletscher, vom Plateau her, postulierte. Die aus triadischen Karbonaten aufgebauten Steilwände waren dabei eisfrei und lieferten den benötigten Schutt für die Bedeckung der Gletscher, der dann „passiv“ auf der Oberfläche transportiert wurde und heute als weitgehend angularer Karbonatschutt vorliegt.

Bei einer derartigen glaziologischen Situation ist eine Abschätzung der Höhenlage der eiszeitlichen Schneegrenze mit den klassischen Ansätzen (z.B. Anteil des Nährgebietes zu Zehrgebiet der rekonstruierten Gletscheroberfläche von 2:1) nicht möglich. Eine robuste Annäherung an die hochglaziale Schneegrenze bietet der höchste Ansatzpunkt von Seitenmoränen (Methode Lichtenecker). Somit bietet der höchste Ansatzpunkt eines derartigen Sedimentkörpers bei ca. 1.380 m in der westlichsten Ausdehnung beim Lahnboden eine Mindesthöhe für die damalige Schneegrenze. Unter Berücksichtigung der

Südexposition und im Vergleich mit der Höhenlage der Schneegrenze von 1.100 m an der Nordseite des Hochschwab (KOLMER, 1993) erscheint dieser Wert von der Veitsch-Südseite als eine plausible Annäherung an die realen Verhältnisse. LICHTENECKER (1938) kam bei seiner Übersichtsdarstellung für diese Gegend auf einen ähnlichen Wert.

Im Vorfeld der Würm-hochglazialen Moränen befinden sich glaziale Ablagerungen, die stärker verwittert wirken und wahrscheinlich aus der Riß-Eiszeit oder früher stammen. Rekonstruktionen der korrespondierenden Gletscherausdehnungen fehlen allerdings bis jetzt. Auch CORNELIUS (1938) kam zuerst zu diesem Schluss, den er aber im gleichen Absatz wieder revidierte, und auch die Ablagerungen im Vorfeld, die bis auf etwa 850 m herabreichen, der Würm-Eiszeit zusprach.

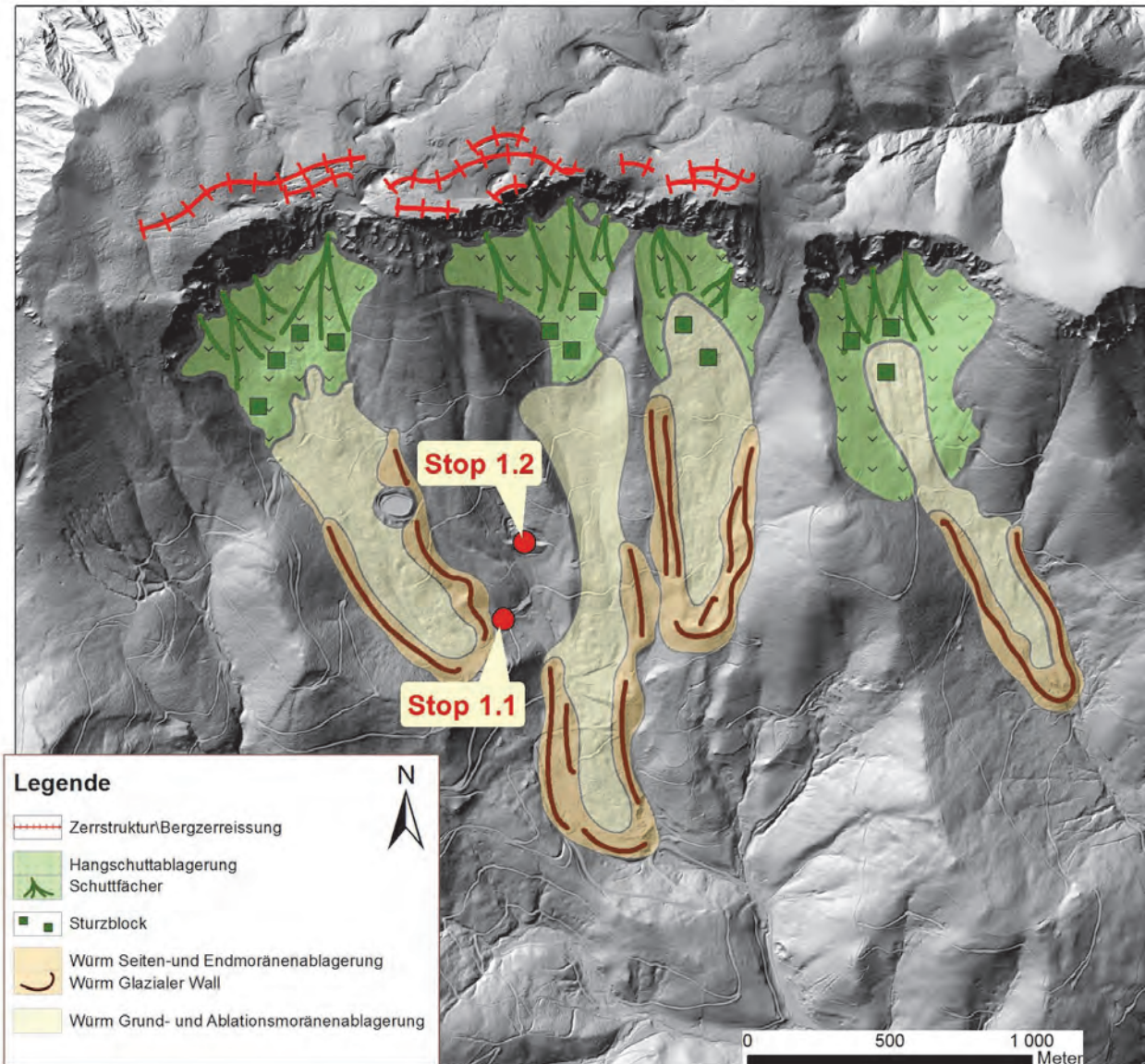


Abb. 4: Glaziale Ausdehnung südlich der Veitsch während des Würm-Hochglazials. Darstellung auf von Nordwesten beleuchtetem digitalem Höhenmodell mit Situationsinformationen.



Abb. 5: Rezenten Beispiel für einen regenerierten Gletscher durch Eislawinen, Nevado Chacaraju, Cordillera Blanca, Peru. Quelle: <http://www.swisseduc.ch/glaciers> (abgerufen am 13.08.2015).

Stopp 1.2: Die Norische Decke (J. NIEVOLL)

Lokalität: ÖK50 Blatt 103 Kindberg, Brunnalm an der Südseite der Veitsch, Lawinerückhaltebecken (WGS84 47°38'13"N / 015°25'39" E, Sh. 1.185 m).

Haltemöglichkeiten: Am Parkplatz und an der Straße beim Gasthof Scheikl, von dort Wanderung zum Rückhaltebecken.

Im Bereich des Rückhaltebeckens ist eine Abfolge durch Gesteine der Norischen Decke aufgeschlossen. Es handelt sich um Kalkmarmore (Devon), ?Eisenerz-Formation (Karbon) und den tektonisch überprägten Kontakt zu den Sandsteinen und Konglomeraten der Präbichl-Formation (Perm). Im Bereich der Brunnalm befanden sich Eisenerzabbau, auf deren Geschichte kurz eingegangen wird.

Schichtfolge in der Norischen Decke

Im Bereich des Rückhaltebeckens (Abb. 6A) ist die unten beschriebene Schichtfolge von Hangend gegen Liegend entwickelt:

- 8 m hellgraue bis weiße massige, kleinstückig brechende Kalkmarmore mit dezimetergroßen, vererzten Nestern.
- 16 m Rohwand (Ankerit), an der Unterkante eine Steilstufe bildend.
- 1 m hellgrauer bis hellbrauner Bänderkalk (Steilstufe).
- 10 m dunkelgraue Schiefer mit mittelgrauen Sandsteinbänken (Abb. 6C), mit tektonischem Kontakt nach oben (Abb. 6B); die Schiefer färben nicht grafitisch ab und sind auch nicht kieselig.
- 10 m dunkelgraue gebänderte Kalkmarmore mit Karstfüllungen (?) am Top (Abb. 6D); auf der Westseite ist durch die Aushubarbeiten ein Schurfstollen freigelegt worden: die Marmore sind nach ca. 1 m durchfahren, der Stollen endet verbrochen in den Schiefeln.
- 4 m weiße bis hellgraue gebänderte Kalkmarmore.
- 10 m bunte gebänderte Kalkmarmore (dunkelgrau, hellgrau, hellbraun, weiß, violett), gegen Liegend in schiefrige Kalkmarmore übergehend (Abb. 6E).

Alter der Abfolge: In den Marmoren im Hangenden der Schiefer wurde lediglich ein Bruchstück eines *Icriodus* sp. gefunden, wodurch für diese Marmore ein Sedimentationsalter im Unter- bis Mitteldevon wahrscheinlich ist. Die Marmore im Liegenden der Schiefer sind dagegen verhältnismäßig reich an Conodontenfragmenten, die eine Einstufung ins Oberdevon (Famennium) erlauben. Das Alter der Schiefer und Sandsteine ist nicht bekannt, aufgrund fraglicher Karstfüllungen am Top der unterlagernden Marmore könnten sie Äquivalente der Eisenerz-Formation darstellen.

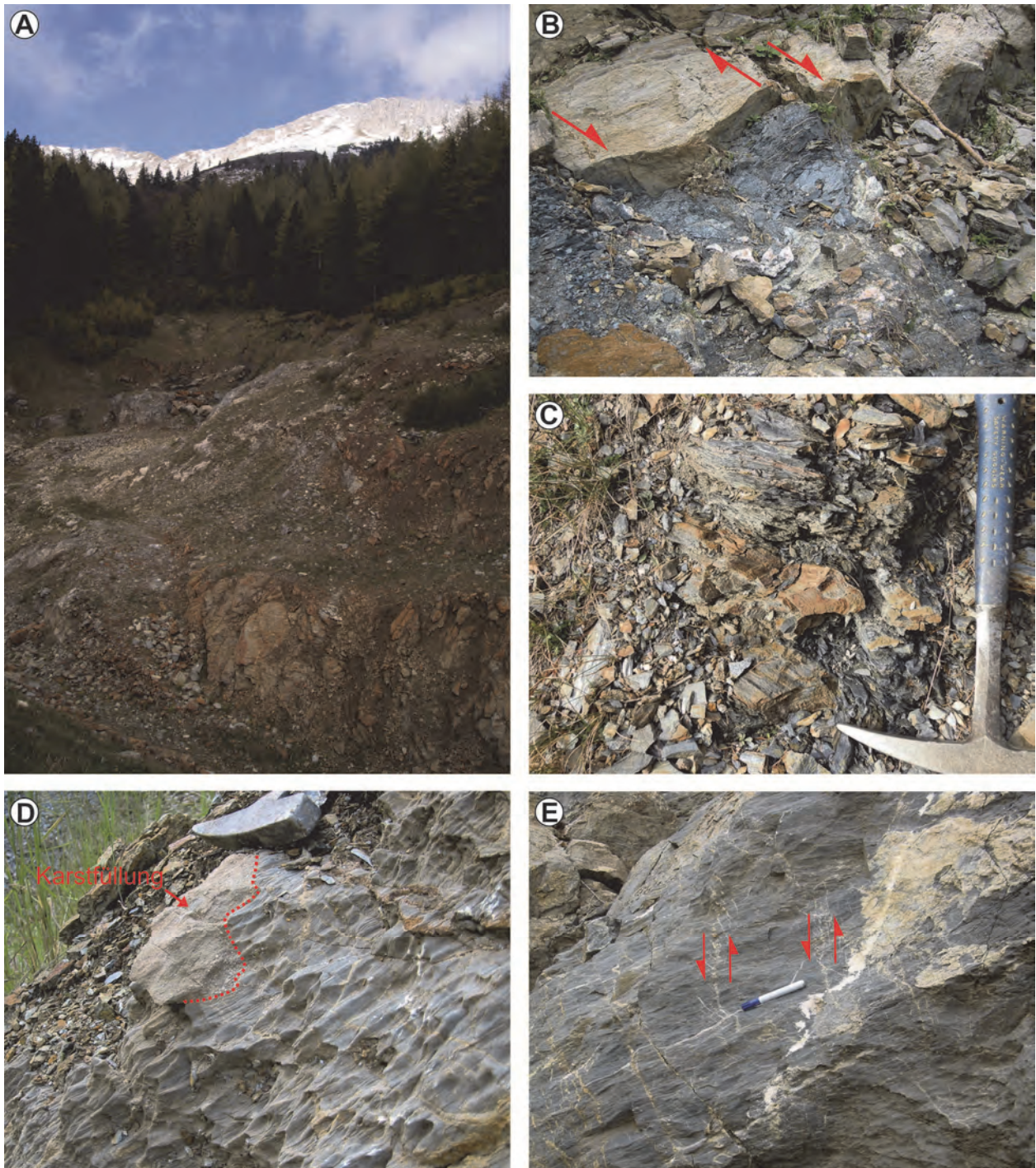


Abb. 6: **A)** Blick auf das Lawinenrückhaltebecken mit den Südabfällen der Veitsch im Hintergrund. **B)** Die Kontaktfläche zwischen gebänderten Kalkmarmoren und Schiefen wird entlang von NW–SE verlaufenden Querstörungen rechtssinnig versetzt. **C)** Dunkelgraue Schiefer mit mittelgrauer Sandsteinlage. Die Gesteine sind um SW-fallende Achsen verfalltet. Bewegungssinn Top gegen NW. Es handelt sich eventuell um Eisenerz-Formation (Karbon). **D)** Mittelgraue oberdevonische Kalkmarmore mit fraglicher Karstfüllung, die von Kalzit gefüllten NW–SE streichenden Klüften durchsetzt wird. **E)** Oberdevonische Kalkmarmore mit Kalzit gefüllten Klüften und konjugierten Fiederspalten. Hauptspannungsrichtung: NW–SE.

Die Präbichl-Formation ist im Aufschlussbereich nicht mit den typischen Quarzkonglomeraten vertreten, sondern mit vorwiegend dunkelbraun verwitternden (Grob-)Sandsteinen. Quarzkonglomerate finden sich als Hangschutt im Wald oberhalb vom Aufschluss. Zwischen den Kalkmarmoren und den Sandsteinen liegt eine Störung, die ca. $166\text{--}346^\circ$ streicht. NW–SE streichende Querstörungen versetzen den Kontakt der Kalkmarmore zu den liegenden Schiefen rechtssinnig im dm-Bereich (Abb. 6B).

Bergbaugeschichte: Die Brunnalm beherbergte einen der Eisenerzbergbaue am Südabfall der Hohen Veitsch, die bereits im Mittelalter umgingen, im 17. Jahrhundert eingestellt und 1784 wieder eröffnet wurden. Neben dem Johanni-Hauptbau (1,25 km östlich der Brunnalm) lieferte die Brunnalm Erz für den Hochofen „Auf der Schmölz“ bei Veitsch, der bis 1880 betrieben wurde (PICKL, 1979). CORNELIUS (1936) verzeichnet die „Eisengruben“ am Exkursionspunkt, doch dürfte sich der Einbau 70 m tiefer bei der Talstation des WSV-Liftes befunden haben: die Talstation steht auf einer Erzhalde; beim Bau der Talstation waren noch alte Hunte vorhanden (pers. Mitt. M. LOHNER).

Stopp 1.3: Südrand der Grauwackenzone, Silbersberg-Decke und Veitsch-Decke (J. NIEVOLL)

Lokalität: ÖK50 Blatt 103 Kindberg, Pretalsattel, Landesstraße zwischen Veitsch und Turnau (WGS84 47°34'46"N / 015°26'27" E, Sh. 1.068 m).

Haltemöglichkeiten: Am Parkplatz neben der Straße direkt am Pretalsattel.

Im Bereich des Pretalsattels (Abb. 7A) befindet man sich am Südrand der Grauwackenzone. Unter dem Blasseneck-Porphyr (Mittelordovizium), welcher der Norischen Decke des Tirolisch-Norischen-Deckensystems angehört, finden sich in einer stark tektonisierten Zone Gesteine des Veitsch-Silbersberg-Deckensystems. Diese beinhalten Magnesit (Unterkarbon) aus der Veitsch-Decke, Paragneise und Amphibolite (Vöstenhof-Kaintaleck-Komplex) sowie Phyllite und Metakonglomerate (Silbersberg-Gruppe bzw. Alpiner Verrucano, Perm) der Silbersberg-Decke.

Der Blasseneck-Porphyr ist an der Landesstraße (WGS84 47°34'58"N / 015°25'42" E, Sh. 1.000 m), die von der Ortschaft Veitsch über den Pretalsattel nach Stübming führt, kurz vor dem Sattel in der Kehre beim Gehöft Unterschein mehrmals aufgeschlossen. Es handelt sich um graugrün gefärbte, feinkörnige, stark verschieferte, aber kompakte Gesteine, die stets linsig ausgewalzte Quarzeinsprenglinge (Durchmesser < 2 mm) führen. Sie fallen in diesem Bereich steil gegen NNW ein.

Magnesit ist ca. 100 m nördlich vom Sattel (WGS84 47°34'46"N / 015°26'27" E, Sh. 1.085 m) durch einen alten Schurf aufgeschlossen bzw. auf dessen Halde zu finden (Abb. 7B, 7C). Er ist grobkristallin, weiß-grau gesprenkelt und mehr oder weniger deutlich verschiefert. Chemische Analysen ergaben 6,1 % SiO₂, 1,1 % CaO, 1,53 % Fe₂O₃, 0,12 % Al₂O₃ und 90,96 % MgO. Die Mächtigkeit des Magnesits dürfte < 10 m betragen haben, die laterale Erstreckung war auch nicht viel größer. Der Magnesitkörper wird wie mehrere andere geringmächtige Vorkommen westlich und östlich vom Pretalsattel als tektonischer Schürfling aus der Steilbachgraben-Formation der Veitsch-Decke angesehen. Die Nordseite des Schurfes wird von Blasseneck-Porphyr aufgebaut, im Süden folgen diaphoritische Gneise des Vöstenhof-Kaintaleck-Komplexes, die aber nur als Lesesteine vorhanden sind.

Wegen der starken Phyllonitierung sind die Paragneise und Amphibolite im Wald nördlich vom Pretalsattel (WGS84 47°34'43"N / 015°25'26" E, Sh. 1.080 m) nicht eindeutig anzusprechen, doch sind solche 900 m östlich vom Sattel beim Gehöft Unterschein (WGS84 47°34'53"N / 015°26'04" E, Sh. 930 m) und 450 m westlich vom Sattel an der alten Landesstraße (WGS84 47°34'43"N / 015°25'08" E, Sh. 930 m) aufgeschlossen. Weiter nach Westen ist in der Stübming ein schmaler Zug des Kristallins (< 10 m Mächtigkeit) vom Auergraben bis zum Gehöft Schattleitner zu verfolgen. Die westlichste Linse steht beim Gehöft Dirnbacher (WGS84 47°34'08"N / 015°22'16" E, Sh. 815 m) mittelsteil S-fallend an. Im beschriebenen Abschnitt ist das Kristallin größtenteils retrograd duktil bis kataklastisch deformiert.

Die Silbersberg-Gruppe als wenig verwitterungsresistente Einheit wird auf der Nordseite des Pretalsattels (WGS84 47°34'46"N / 015°25'26" E, Sh. 1080 m) durch wenige Lesesteine von grauen, dünnblättrig brechenden Serizitphylliten repräsentiert. Besser aufgeschlossen ist sie derzeit in der Böschung der Landesstraße nach Stübming (WGS84 47°34'40"N / 015°25'09" E, Sh. 1.020 m) (Abb. 7D). Dort finden sich graue bis grüngraue Serizit-Chloritphyllite und Chloritoid-Pyrophyllitschiefer (z.T. mit Disthen in Quarzknuern) mit Übergängen zu braun verwitternden, karbonatischen, sandigen bis Geröll führenden Schiefen.

Die Silbersberg-Gruppe streicht hier z.T. unter schwarze Schiefer und Sandsteine der Veitsch-Decke hinein. Östlich vom Pretalsattel treten, knapp unterhalb vom Blasseneck-Porphryoid, Grünschiefer in geringer Mächtigkeit (< 5 m) auf, ca. 20 m darunter sind Geröll führende Schiefer (< 10 m) anzutreffen. Insgesamt umfasst die Silbersberg-Gruppe im Pretalgraben rund 200 m; sie weist lithologisch große Ähnlichkeiten zum Alpenen Verrucano auf und wurde wegen des über weite Strecken tektonischen Kontakts zum Blasseneck-Porphryoid auch mit diesem gleichgestellt (NIEVOLL, 1984).

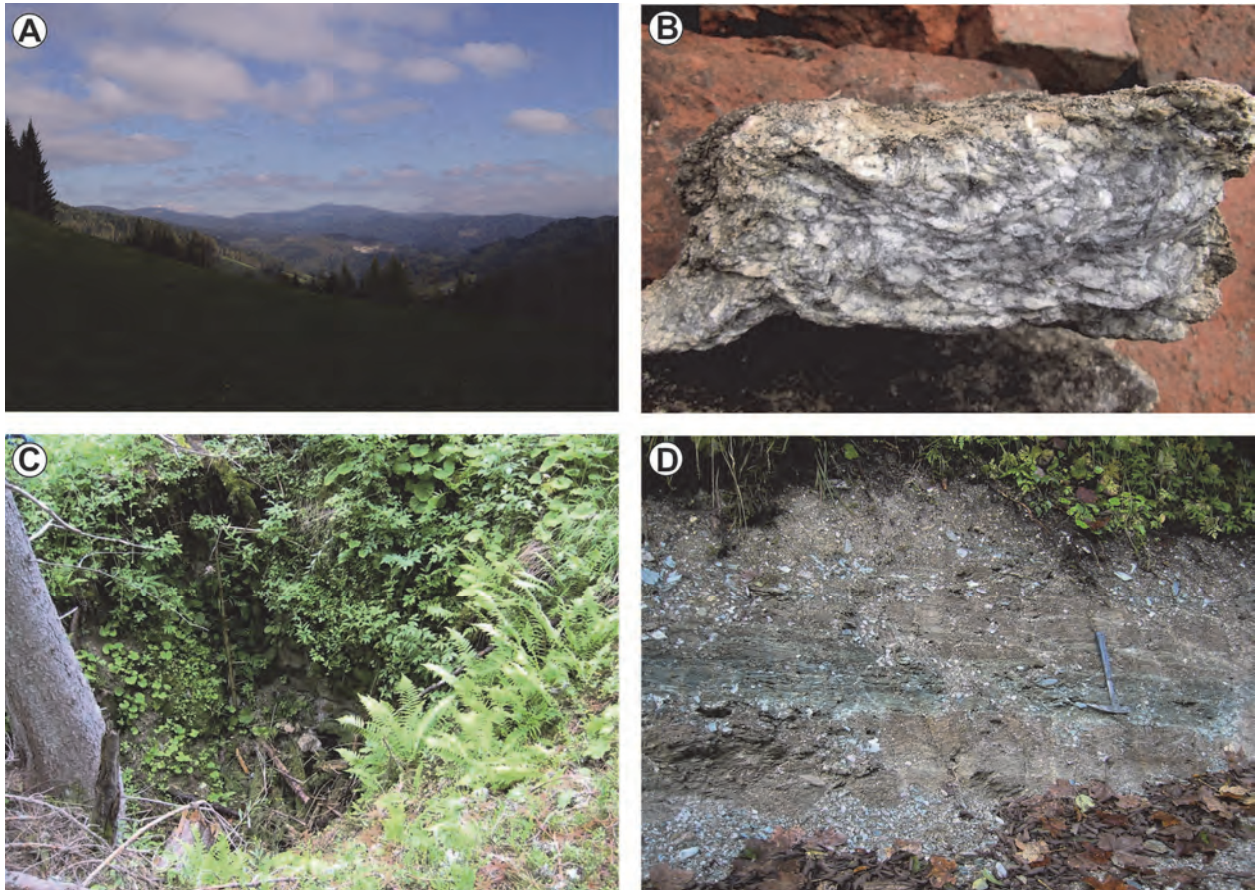


Abb. 7: **A)** Blick vom Pretalsattel Richtung Osten. Im Zentrum des Bildes ist der Magnesitsteinbruch bei Veitsch zu erkennen und dahinter der bewaldete Roßkogel (1.479 m). Links im Hintergrund sieht man die teilweise schneebedeckte Rax (2.007 m) und rechts im Hintergrund das Stuhleck (1.782 m). **B)** Handstück des verschieferten, grobkristallinen Magnesits vom Schurf am Pretalsattel (Foto: M. LOHNER). **C)** Ehemaliger Magnesitschurf 100 m nördlich vom Pretalsattel. Die Nordseite des Schurfes (linker Bildrand unter dem Baum) wird von Blasseneck-Porphryoid aufgebaut, auf der Südseite (Bildmitte) steht grobkristalliner Magnesit an (Foto: M. LOHNER). **D)** Serizit- und Chloritphyllite mit Übergängen zu braun verwitternden sandigen, schwach karbonatischen Schiefere (Silbersberg-Gruppe) an der Landesstraße Pretalsattel–Stübmung.

Auf ÖK103 Kindberg bilden Kaintaleck- und die Silbersberg-Decke (NEUBAUER et al., 1994) gemeinsam mit der liegenden Veitsch-Decke eine Schuppenzone, in die auch die permotriassische Bedeckung des Troiseck-Kristallins einbezogen ist. Die Veitsch-Decke als unterste tektonische Einheit der Grauwackenzone ist am Pretalsattel auf < 10 m ausgedünnt; die schwarzen Schiefer können der Sunk-Formation (oberes Karbon) zugeordnet werden.

Bergbaugeschichte: Vom Mobilfunksender geht der Blick nach Osten in den Pretalgraben und auf den Magnesitbruch am Sattlerkogel. Das größte Magnesitvorkommen am Ostrand der Grauwackenzone wurde erst 1880 entdeckt; der Abbau begann 1881 am benachbarten Dürrkogel, übersiedelte aber nach kurzer Zeit auf den Sattlerkogel, wo bis 1968 Magnesit für die Herstellung von feuerfesten Produkten abgebaut wurde. Das RHI-Werk, in dem heute rund 60.000 t gebrannte Steine für die Zementindustrie, 70.000 t Magnesia-Kohlenstoffsteine und

110.000 t Magnesiummassen für die Stahlindustrie hergestellt werden, wird von den Konzernwerken in Breitenau (Stmk.), Norwegen, Türkei und China mit Rohstoffen versorgt. Am Sattlerkogel selbst baut die CEMEX Austria jährlich rund 50.000 m³ Rohmagnetit ab, der unter anderem als Schlackenconditionierer, Frostkoffer, Wasserbausteine und Hangbefestigung zum Einsatz kommen.

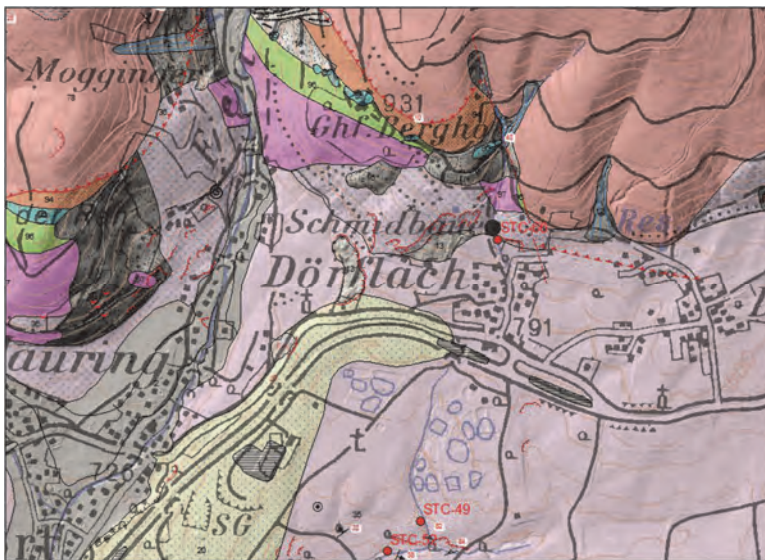
Stopp 1.4: Neogene Sedimente im Aflenzer Becken (S. ČORIĆ)

Lokalität: ÖK50 Blatt 102 Aflenz Kurort, Graben nördlich Dörfiach (WGS84 47°33'10"N / 015°16'20"E, Sh. 840 m).

Haltemöglichkeiten: Parkplatz direkt in Dörfiach.

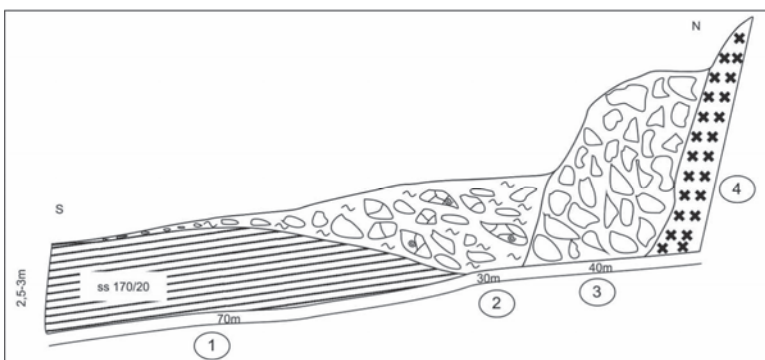
Der Großteil des Aflenzer Beckens befindet sich auf GK50 Blatt 102 Aflenz Kurort und nur ein kleiner Teil reicht auf Blatt 103 Kindberg. Dieses „composite pull-apart“ Becken ist ca. 13 km lang und bis 2 km breit. REISCHENBACHER (2003) gliederte die miozäne Beckenfüllung vom Liegenden ins Hangende in zwei Formationen:

- Die bis 300 m mächtige Feistring-Formation (Basisbildungen als Brekzien und Konglomerate).
- Die mindestens 200 m mächtige Göriach-Formation (mit Sulzgraben-Subformation im westlichen und Groisenbach-Subformation in mittlerem und östlichem Teil des Beckens).



- 35 Groisenbach-Subformation
- 36 Feistring-Formation
- 78 Werfener Schichten
- 96 Radschiefer
- 97 Blasseneck-Porphyröid

Abb. 8: Lage des Aufschlusses mit neogenen Sedimenten des Aflenzer Beckens bei Dörfiach.



- 1 - Groisenbach-Subformation
- 2 - Quartäre Schuttbildung
- 3 - Feistring-Formation
- 4 - Blasseneck-Porphyröid

Abb. 9: Aufschluss der neogenen Sedimente des Aflenzer Beckens im Graben nördlich Dörfiach.

Feistring-Formation

Im Graben nördlich Dörfiach (Abb. 8, 9) überlagert die verfestigte Brekzie der Feistring-Formation (Abb. 9 – Nr. 3) den Blasseneck-Porphyröid (Mittelordovizium) der Norischen Decke (Abb. 9 – Nr. 4). Die nicht sortierte, korngestützte Brekzie innerhalb der Feistring-Formation besteht zum überwiegenden Teil aus angularen bis kantengerundeten Klasten aus grünen Feinsandsteinen der Werfener Schichten. Daneben treten teilweise stark rekristallisierte

Kalkbruchstücke, die unterschiedlichen Faziesbereichen der kalkalpinen Mittel- und Obertrias der Mürzalpen-Decke (Wettersteinkalk, Grafensteigkalk, Aflenzerkalk) zugeordnet werden können, als zweithäufigste Komponenten auf (Abb. 10A). Bei den auffälligen schwarzen Klusten handelt es sich um Hornstein-Bruchstücke, die aus den im Liegenden des Aflenzer Kalkes anstehenden schwarzen Bankdolomiten des oberen Karnium (Tuvalium) abgeleitet werden können (det. G. BRYDA). Die Komponenten haben maximale Durchmesser bis ca. 50 cm.

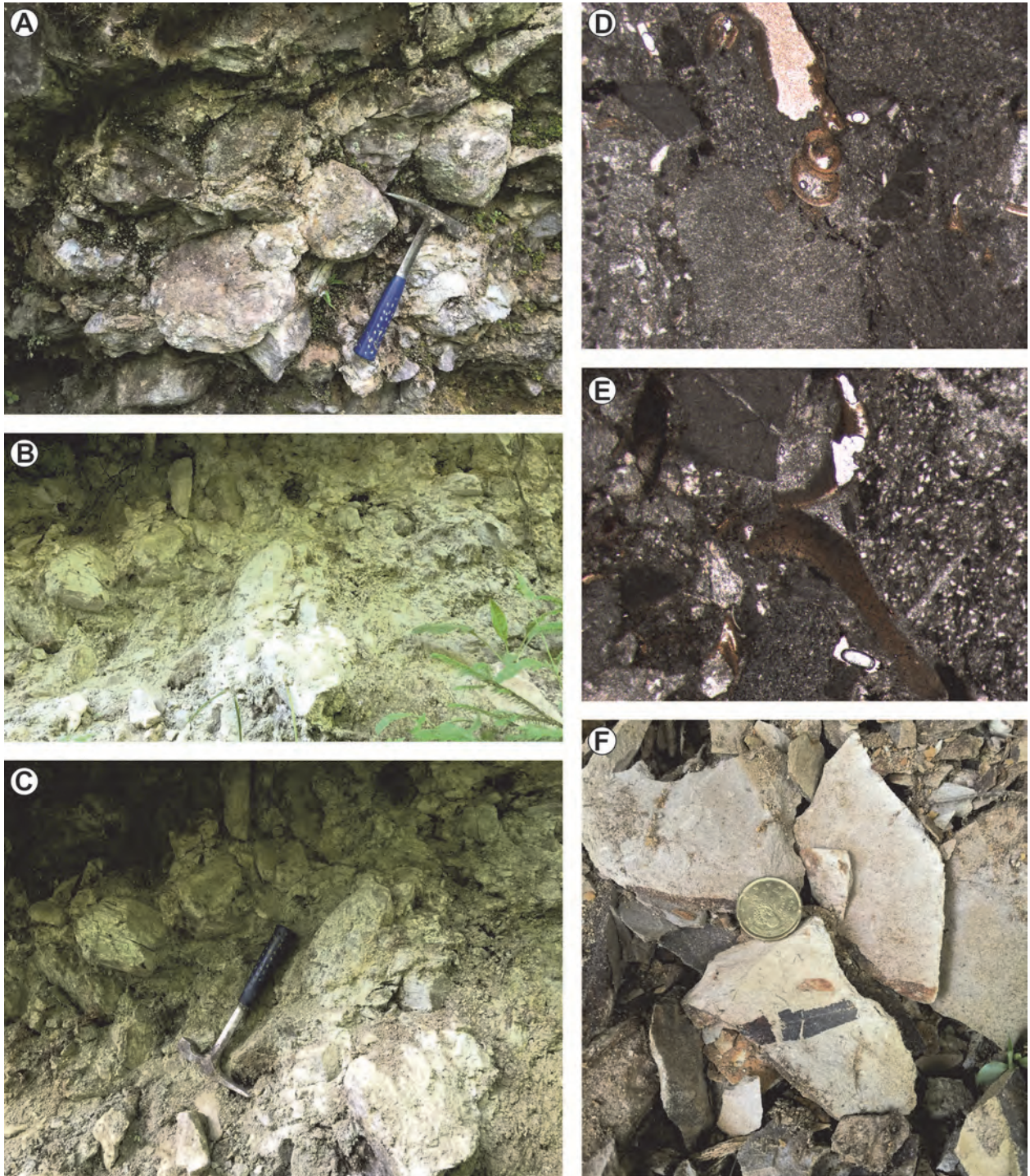


Abb. 10: **A)** Brekzie der Feistring-Formation mit bis zu 15 cm großen Karbonatkomponenten. **B/C)** Quartäre Schuttbildung. **D)** Gastropoden-Querschnitt in einer Brekzie der Feistring-Formation (Vergrößerung 16 x) (Foto: G. BRYDA). **E)** Schalenbruchstücke in der feinkörnigen Matrix zwischen angularen Komponenten verschiedener Herkunft (Werfener Feinsandstein, Mikritklusten der kalkalpinen Trias) (Vergrößerung 16 x) (Foto: G. BRYDA). **F)** Tone der Groisenbach-Subformation mit inkohlten Pflanzenresten.

Im Graben ist eine bis 2,5 m mächtige und ca. 30 m lange quartäre Schuttbildung durch einen deutlichen Hangknick von der Feistring-Formation getrennt (Abb. 9 – Nr. 2, Abb. 10B, 10C). Dieser Schuttkörper besteht überwiegend aus Komponenten der Feistring-Formation, die in einer hellgrauen bis braunen, lehmig-sandigen Matrix eingebettet sind. Komponenten aus der Feistring-Formation beinhalten zahlreiche Schalenbruchstücke von Mollusken innerhalb der feinsandigen Grundmasse (Abb. 10D, 10E). Eine idente, reiche, endemische Molluskenfauna wurde 850 m westlich aus grobklastischen Sedimenten der Feistring-Formation nahe der Ortschaft Jauring beschrieben (HARZHAUSER et al., 2012).

Göriach-Formation (Groisenbach-Subformation)

Über den grobklastischen Sedimenten der Feistring-Formation folgen die Tone der Groisenbach-Subformation, die hier ca. 70 m entlang des Grabens aufgeschlossen sind (Abb. 9 – Nr. 1). Die Tone sind grau bis braun und teilweise reich an inkohlten Pflanzenresten (Abb. 10F). Vereinzelt sind schlecht erhaltene Molluskenreste vorhanden.

Bei den Sedimenten der Groisenbach-Subformation nördlich Dörflich handelt es sich um leicht verfestigte Tonsilte (Nomenklatur nach MÜLLER, 1961 und FÜCHTBAUER, 1959) mit kaum erwähnenswerten Sandanteilen. In der gesamtmineralogischen Zusammensetzung überwiegen bei Weitem die Schichtsilikate. Ihr Anteil liegt bei knapp über 70 Gew.%. Quarz ist mit unter 20 Gew.% vertreten. Feldspäte (hauptsächlich Albit neben Spuren von Alkalifeldspat) sind zwischen 10 und 15 Gew.% nachgewiesen. Die tonmineralogische Zusammensetzung der Fraktion < 2 µm ist mit über 70 Gew.% bei Weitem von den quellfähigen Dreischichtsilikaten der Smektit-Gruppe dominiert. Neben geringen Anteilen von Chlorit und Kaolinit trägt nur noch die Illit/Muskovit-Gruppe wesentlich zum Aufbau der Tonfraktion bei. Karbonate fehlen. Der nachgewiesene Kohlenstoff in Form von 5,4 Gew.% CO₂ ist ausschließlich organisch und makroskopisch als Pflanzenreste auf den Schichtflächen zu erkennen (det. I. WIMMER-FREY).

Etwas südlich des Exkursionspunktes im Gebiet von Groisenbach treten in drei weiteren Aufschlüssen der Groisenbach-Subformation Diatomit führende Tone auf. Sie weisen neben einer qualitativ sehr ähnlichen gesamt- und tonmineralogischen Zusammensetzung höhere Anteile an Diatomeen auf, die röntgenografisch als Cristobalit vorliegen. Reiche Diatomeen-Vergesellschaftungen in der Groisenbach-Subformation südöstlich Aflenz (HAJÓS, 1972) weisen auf ein relativ warmes, leicht salinares Ablagerungsmilieu hin. Aufgrund der *Stephanodiscus*-Arten konnten die Sedimente dem Karpatium bis unteren Badenium zugeordnet werden (HAJÓS, 1972).

Stopp 1.5: Troiseck-Floning-Decke (J. NIEVOLL & R. SCHUSTER)

Lokalität: ÖK50 Blatt 103 Kindberg, Forststraße im oberen Stollingergraben (WGS84 47°31'41"N / 015°20'57" E, Sh. 935 m).

Haltemöglichkeiten: An der Abzweigung der Forststraße.

An der Abzweigung der Forststraße sind Aufschlüsse aus Paragneisen und Amphiboliten vorhanden, welche blockig bis stückig brechen und zumeist braune Verwitterungsoberflächen zeigen.

Die Paragneise sind teilweise mylonitisch und zeigen ein undeutliches Streckungslinear. Im Schliff erkennt man ein gefaltetes, manchmal linsiges Gefüge, welches noch reliktsch ältere Strukturen erkennen lässt. Die Mikrostrukturen weisen auf eine polymetamorphe Entwicklung hin. Eine ältere gröberkörnige Paragenese besteht aus Grt + Pl + Bt + Ms + Qtz. Plagioklas ist polysynthetisch verzwilligt, hypidiomorpher Granat erreicht bis zu mehrere Millimeter im Durchmesser. Im Zuge einer retrograden Überprägung kam es zum Wachstum von Albit, Serizit, Chlorit, Klinozoisit/Epidot und Leukoxen. Granat und Biotit werden oft vollständig chloritisiert. Erhaltene Biotite sind häufig mit Hellglimmer verwachsen. Plagioklas und Albit sind serizitisiert und mit Klinozoisit, Epidot und Chlorit gefüllt. Die grobkörnigen Hellglimmer sind gebogen, gekinkt und löschen undulös aus.

Die Amphibolite sind feinkörnig, gut geschiefert und die Hornblenden zeigen größtenteils eine gut ausgeprägte Streckungslineation. Die Hornblende ist hypidiomorph bis idiomorph ausgebildet. Randlich setzt ein Umwandlungsprozess an, bei dem es in geringem Maß zur

Neubildung von Biotit und Chlorit kommt. Plagioklas ist großteils in ein feinkörniges Gemenge aus Serizit/Muskovit, Chlorit, Klinozoisit und Epidot umgewandelt. Teilweise sind noch die polysynthetischen Zwillingslamellen erhalten. Granat tritt nur in einigen Handstücken, bevorzugt innerhalb von hornblende- und biotitreichen Lagen auf. Die Kristalle sind hypidiomorph, zerbrochen und teilweise chloritisiert. Titanit ist idiomorph ausgebildet und wird von Hornblende eingeschlossen. Klinozoisit und Epidot bilden feinkörnige Aggregate im Plagioklas, treten aber auch als eigenständige idiomorph-hypidiomorphe, meist zonar gebaute Kristalle auf. Nach SCHMIDT (1999) ist eine ältere Paragenese aus Hbl + Pl + Qtz \pm Grt \pm Ttn + Ilm + Ap vorhanden, die retrograd von Act, Bt, Chl, Serizit, Czo/Ep, Hem und Cc überwachsen wird.

Die Paragneise und Amphibolite werden dem Troiseck-Flöning-Komplex zugerechnet. Diese Einheit zeigt eine ältere amphibolitfaziale Prägung, die dem Variszischen Ereignis im späten Oberdevon und Karbon zugeschrieben wird. Die jüngere Überprägung erfolgte während des Eoalpidischen Ereignisses in der Kreide (HANDLER, 1994; HANDLER et al., 1999; SCHMIDT, 1999).

Stopp 1.6: „Grobgneis“ der Stuhleck-Kirchberg-Decke (R. SCHUSTER)

Lokalität: ÖK50 Blatt 134 Passail, Forststraße im unteren Stollingergraben (WGS84 47°31'41"N / 015°20'57" E, Sh. 935 m).

Haltemöglichkeiten: An der Abzweigung der Forststraße.

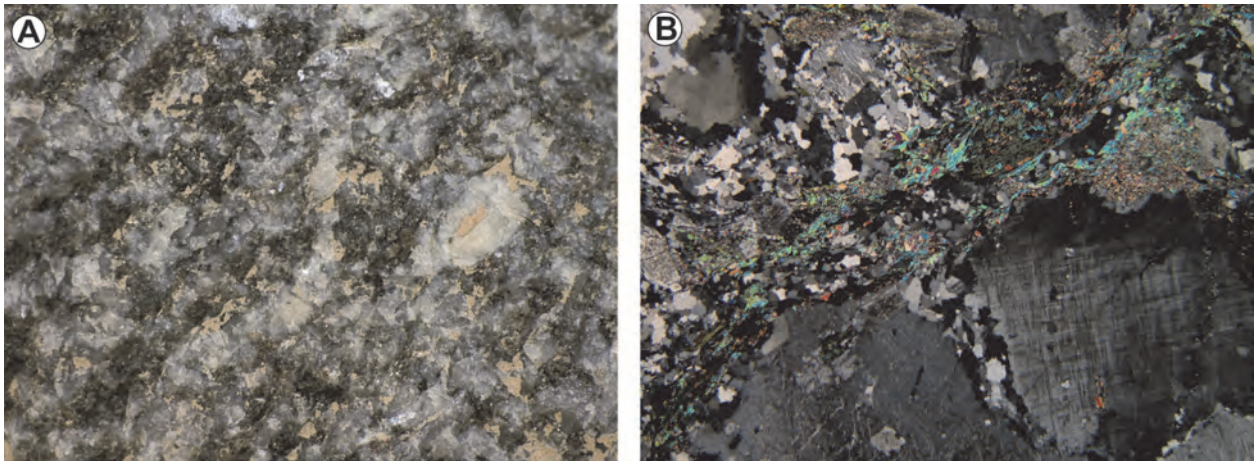


Abb. 11: Porphyrischer Pretul Orthogneis („Grobgneis“) der Stuhleck-Kirchberg-Decke aus dem Steinbruch Hadersdorf. **A)** Frische Bruchfläche (Bildbreite: ca. 10 cm). **B)** Dünnschliffbild bei gekreuzten Polarisatoren mit zerbrochenem und rekristallisiertem Alkalifeldspat (rechts unten), feinkörnig rekristallisiertem Quarz (links oben) und Hellglimmer und chloritisiertem Biotit in der Schieferung (Bildbreite: 12 mm).

Der Aufschluss besteht aus porphyrischem Granitgneis (Abb. 11A), der blockig nach der Schieferung und nach Kluffflächen bricht. Die Alkalifeldspat-Phänokristalle machen einen Großteil des Gesteins aus. Sie sind bis zu 3 cm groß, leicht gelblich gefärbt, deutlich deformiert und daher unregelmäßig geformt. Die Matrix besteht aus grauem Quarz und weißem Plagioklas. Die wellig ausgebildeten Schieferungsflächen sind durch feinkörnigen Hellglimmer silberig gefärbt (Abb. 11B). Biotit ist nur sehr untergeordnet vorhanden und zumeist chloritisiert. Im Dünnschliff ist erkennbar, dass es sich nicht mehr um magmatische Biotite handelt, sondern um rekristallisierte Biotitaggregate. Datierungen eines derartigen Orthogneises aus dem 3 km weiter östlich gelegenen Steinbruch Hadersdorf ergaben ein Laser ablation ICP-MS Alter an Zirkon von 256 ± 8 Ma, ein Rb-Sr Muskovitalter von 219 ± 2 Ma, ein Ar-Ar Muskovitalter von 169 ± 2 Ma und ein Rb-Sr Biotitalter von 77 ± 2 Ma.

Die längste Zeit wurden diese Orthogneise als „Grobgneis“ bezeichnet und als variszische Intrusionen innerhalb einer unterostalpinen Decke angesehen (TOLLMANN, 1977; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; SCHARBERT, 1990). Zirkondatierungen an verschiedenen, als „Grobgneis“ bezeichneten Gesteinen zeigen jedoch, dass der Großteil der vormaligen porphyrischen Granite im Perm kristallisierte, wie auch die Probe aus dem Steinbruch Hadersdorf. Hingegen sind „Grobgneise“ aus dem Leithagebirge und vom Nordrand der Buckligen Welt im Ordovizium

intrudiert (PUMHÖSL et al., 1999; SCHUSTER et al., 2010; eigene unpublizierte Daten). Diese Erkenntnis hatte wesentliche Auswirkungen auf die tektonische Gliederung des Ostalpins am Alpenostrand und auf die lithostratigraphische Nomenklatur (siehe SCHUSTER et al., 2016). Die Rb-Sr und Ar-Ar Muskovitalter zeigen, dass Muskovit während des Eoalpidischen Ereignisses nicht vollständig equilibriert wurde. Das Rb-Sr Biotitalter belegt eine Abkühlung der nördlichen Anteile der Stuhleck-Kirchberg-Decke in der späten Oberkreide.

Literatur

- CORNELIUS, H.P. (1936): Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1:75.000, Blatt Müzzzuschlag. – Geol. B.-A., Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1938): Die eiszeitliche Lokalvergletscherung in den Kalkalpen des oberen Müürztals. – Zeitschrift für Gletscherkunde, **26**, 258–276, Innsbruck.
- CORNELIUS, H.P. (1952): Die Geologie des Müürztalgebietes. Erläuterungen zu Blatt Müzzuschlag 1:75.000. – Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, Sb **4**, 94 S., Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark 1:200.000. – 127 S., Geol. B.-A., Wien.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. – Erdöl und Kohle, **12/8**, 605–613, Hamburg.
- HAJÓS, M. (1972): Kieselgurvorkommen im Tertiärbecken von Aflenz (Steiermark). – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **63** (1970), 149–159, Wien.
- HANDLER, R. (1994): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr mineral dating within a complex polymetamorphic terrain: the northeastern Alps, Austria. – Unveröff. Diss., Karl-Franzens-Universität, 143 S., Graz.
- HANDLER, R., NEUBAUER, F., HERMANN, S. & DALLMEYER, R.D. (1999): Silurian-Devonian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages from the Kaintaleck nappe: evidence for Mid-Paleozoic tectonothermal activity in upper Austroalpine basement of the Eastern Alps (Austria). – *Geologica Carpathica*, **50/3**, 229–239, Bratislava.
- HARZHAUSER, M., NEUBAUER, T., MANDIĆ, O., ZUSCHIN, M. & ĆORIĆ, S. (2012): A Middle Miocene freshwater mollusc assemblage from an intramontane Alpine lake (Aflenz Basin, Eastern Alps, Austria). – *Paläontologische Zeitschrift*, **86**, 23–41, Berlin–Heidelberg.
<http://dx.doi.org/10.1007/s12542-011-0117-x>
- HUSEN VAN, D. (1987): Die Ostalpen und ihr Vorland in der letzten Eiszeit (Würm) 1:500.000. – Geol. B.-A., Wien.
- KOLMER, C. (1993) Die quartäre Landschaftsentwicklung der östlichen Hochschwab Nordabdachung. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. Wien, 111 S., Wien.
- LEITHNER, W. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf der Veitsch auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **132/3**, 559–560, Wien.
- LEITHNER, W. (1990): Geologie und posttektonische Zerlegung der Veitschalpe (Mürztaler Alpen, Steiermark). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133/4**, 575–598, Wien.
- LICHTENECKER, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. – In: Verhandlungen der III. Internationalen Quartär-Conferenz, Wien, September 1936, 141–147, Wien.
- LOBITZER, H. (1987): Bericht 1986 über fazielle Untersuchungen im Wettersteinkalk des Veitschalpen-Plateaus auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130**, 298–299, Wien.
- MAGIERA, J. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf den Blättern 103 Kindberg und 104 Müzzuschlag. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138/3**, 508–510, Wien.
- MAGIERA, J. (1997): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Quartär (Westliche Schneetalpe und Hohe Veitsch) auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140/3**, 304–305, Wien.
- MÜLLER, G. (1961): Das Sand-Silt-Ton-Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte, **1962**, 148–163, Stuttgart.
- NEUBAUER, F., HANDLER, R., HERMANN, S. & PAULUS, G. (1994): Revised Lithostratigraphy and Structure of the Eastern Graywacke Zone (Eastern Alps). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **86**, 61–74, Wien.
- NIEVOLL, J. (1984): Der Südrand der Grauwackenzone zwischen Stübing und Neuberg (Obersteiermark, ÖK 103 Kindberg). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **77**, 63–71, Wien.

- NIEVOLL, J. & SUTTNER, T.J. (2016): Stratigraphie der Norischen Decke auf GK50 Blatt 103 Kindberg. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 58–70, Wien.
- PICKL, O. (1979): Geschichte der Gemeinde Veitsch. – 438 S., Graz.
- PUMHÖSL, H., KOLLER, F., EL DALOK, A., SEIFERT-FALKNER, C., THÖNI, M. & FRANK, W. (1999): Origin and evolution of gabbroic intrusions within the Grobgnais-Unit, Lower Austroalpine Unit (Eastern Alps). – Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beiheft zum European Journal of Mineralogy, **11**, 185, Stuttgart.
- REISCHENBACHER, D. (2003): Geologie und Entwicklungsgeschichte des Aflenzner Beckens. – Unveröff. Diplomarbeit, Montanuniversität Leoben, 122 S., Leoben.
- SCHAPPELWEIN, K. (1966): Geomorphologische Untersuchungen in den nordöstlichen Steirischen Kalkalpen (Östlicher Hochschwab, Zeller Staritzen, Veitschalpe). – Geographischer Jahresbericht aus Österreich, **31**, 95–132, Wien.
- SCHARBERT, S. (1990): Rb-Sr Daten aus dem Raabalpenkristallin. – In: PEINDL, P., NEUBAUER, F., MOYSCHWITZ, G., REINDL, H. & WALLBRECHER, E.: Die geologische Entwicklung des südlichen Raabalpen- und Wechselkristallins. – Excursion guide TSK III Exkursion „Raabalpen- und Wechselkristallin“ 24. April 1990, Geologisches Institut Universität Graz, 22–25, Graz.
- SCHMIDT, K. (1999): Geochronologie entlang eines Metamorphoseprofils vom S-Rand der Nördlichen Kalkalpen bis zum Unterostalpin des Semmeringgebietes (Niederösterreich, Steiermark). – Unveröff. Diplomarbeit, formal-naturwiss. Fak. Univ. Wien, 127 S., Wien.
- SCHUSTER, R., ROCKENSCHAUB, M., KLÖTZLI, U., NOWOTNY, A. & GRÖSEL, K. (2010): In-situ laser ablation zircon U-Pb ages on granitic rocks from the eastern margin of the Eastern Alps: implications for the tectonic and lithostratigraphic subdivision. – Journal of Alpine Geology, **52**, Abstract PANGEO 2010 Leoben, 228, Wien.
- SCHUSTER, R., NIEVOLL, J. RUPP, C., ČORIĆ, S. & ILICKOVIĆ, T. (2016): Neogene Sedimente und Landschaftsentwicklung im Umfeld der Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 127–143, Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. – Band 1. Die Zentralalpen. – 766 S., Wien.

Online: <http://www.swisseduc.ch/glaciers> (abgerufen am 13.08.2015).

Exkursion 2 (23.09.2015) Waldstandorte und ostalpine Einheiten im Bereich östlich der Anger-Piregg-Störung

MARTIN KRONDORFER¹, RALF SCHUSTER², TANJA ILICKOVIC², CHRISTOPH IGLSEDER²,
CHRISTIAN LEITER³, ANDREA SCHOBER², MATHIAS BICHLER² & INGEBORG WIMMER-FREY²

¹ Forstliche Ausbildungsstätte Pichl, Rittisstraße 1, 8662 Mitterdorf im Mürztal, Österreich.
Martin.Krondorfer@LK-STMK.AT

² Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. ralf.schuster@geologie.ac.at;
tanja.ilickovic@geologie.ac.at; christoph.iglseder@geologie.ac.at; andrea.schober@geologie.ac.at;
mathias.bichler@geologie.ac.at; ingeborg.wimmer-frey@geologie.ac.at

³ Imerys Talc Austria GmbH, Andritzer Reichsstraße 26, 8045 Graz, Österreich.
christian.leiter@imerys.com

Exkursionsroute und Thema der Exkursion

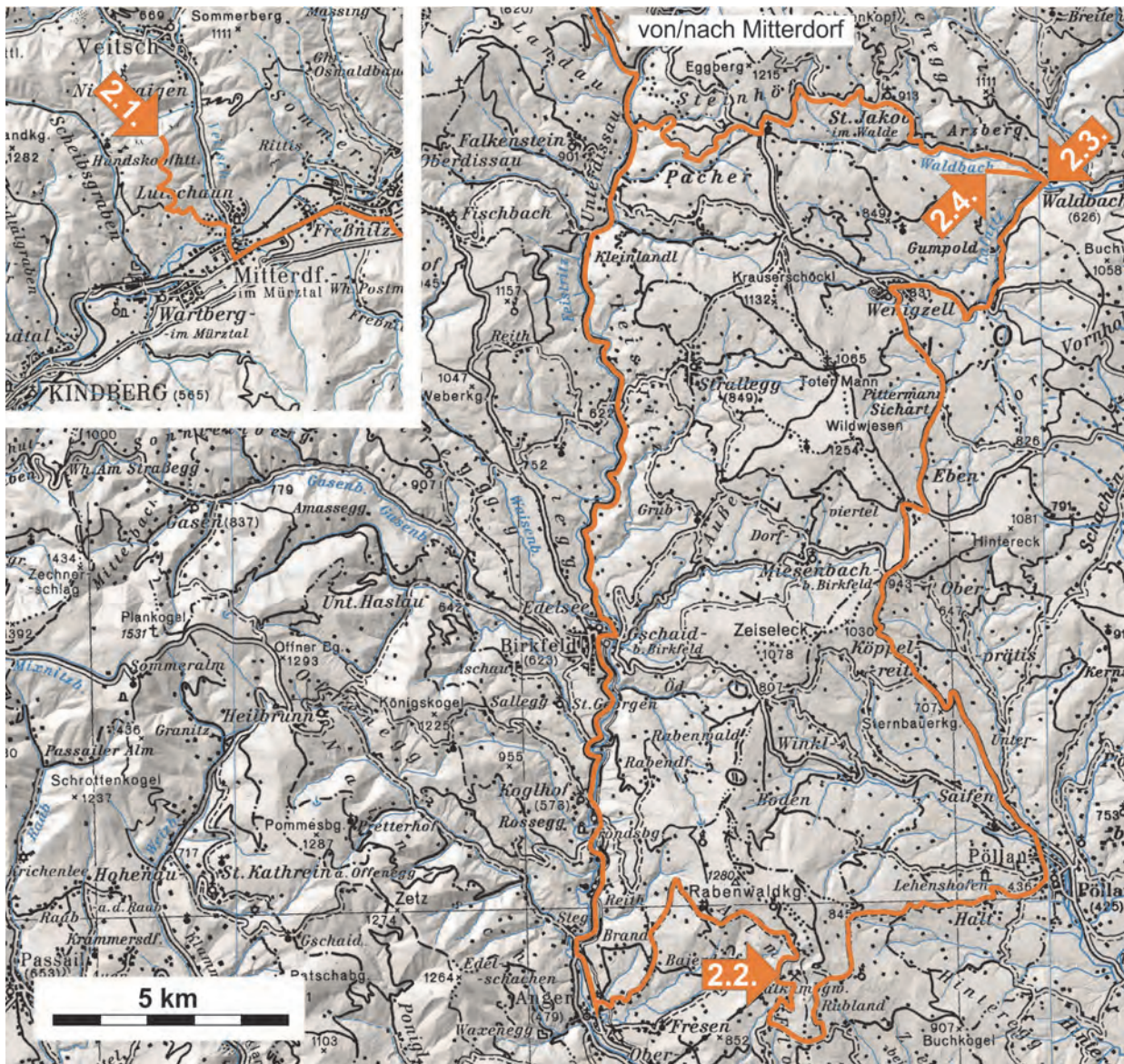


Abb. 1: Lage der Exkursionspunkte im Bereich von ÖK50 Blatt 103 Kindberg (Stopp 2.1) und Blatt 135 Birkfeld.

Vorgestellt werden Einheiten des Ostalpinen Kristallins, welche nach der Nomenklatur von TOLLMANN (1977) allesamt dem Unterostalpin zugerechnet werden. In der hier verwendeten Unterteilung nach SCHMID et al. (2004) gehören sie bis auf einen kleinen Anteil zum Oberostalpin. Eine detaillierte Beschreibung der Einheiten und eine Begründung für die Neuinterpretation der tektonischen Gliederung findet sich auch in SCHUSTER & NOWOTNY (2016). Dort sind auch eine Karte und ein schematisiertes Profil vorhanden, welche die Orientierung im Deckenstapel erleichtern sollen.

Von liegend nach hangend werden während der Exkursion (Abb. 1) folgende tektonische und lithostratigrafische Einheiten besucht: Triassische Metasedimente der unterostalpinen Mürz-Tachenberg-Decke des Semmering-Wechsel-Deckensystems bilden den Untergrund beim Stopp 2.1, Waldstandort 2. Die tiefste oberostalpine Decke ist die Vorau-Decke des Silvretta-Seckau-Deckensystems, welche aus dem Waldbach-Komplex und primär überlagernden permotriassischen Metasedimenten aufgebaut ist. Der Waldbach-Komplex und dessen interne Deformation werden bei Stopp 2.3 behandelt, die überlagernden Metasedimente in Form des Alpinen Verrucano und des Semmeringquarzites sind Thema bei Stopp 2.4. Im Semmeringquarzit ging über viele Jahrhunderte ein Bergbau zur Gewinnung von Mühlsteinen um, dessen Hinterlassenschaften noch deutlich zu erkennen sind. Hangend folgt die Stuhleck-Kirchberg-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems, die aus dem Teufelstein-Komplex besteht. Letzterer baut sich größtenteils aus phyllonitischen Glimmerschiefern („Hüllschiefer“) und aus einem porphyrischen Granitgneis mit permischem Eduktalter, dem Pretul Orthogonis („Grobgneis“), auf. Der Granitgneis bildet auch das Substrat beim Waldstandort 1 von Stopp 2.1. Das höchste tektonische Element ist die Rabenwald-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems, welche sich aus dem Strallegg-Komplex aufbaut. Im Strallegg-Komplex befindet sich auch der Leukophyllitabbau im Steinbruch Rabenwald, der bei Stopp 2.2 besucht wird.

Exkursionspunkte

Stopp 2.1: Waldstandorte auf unterschiedlichem Substrat (M. KRONDORFER)

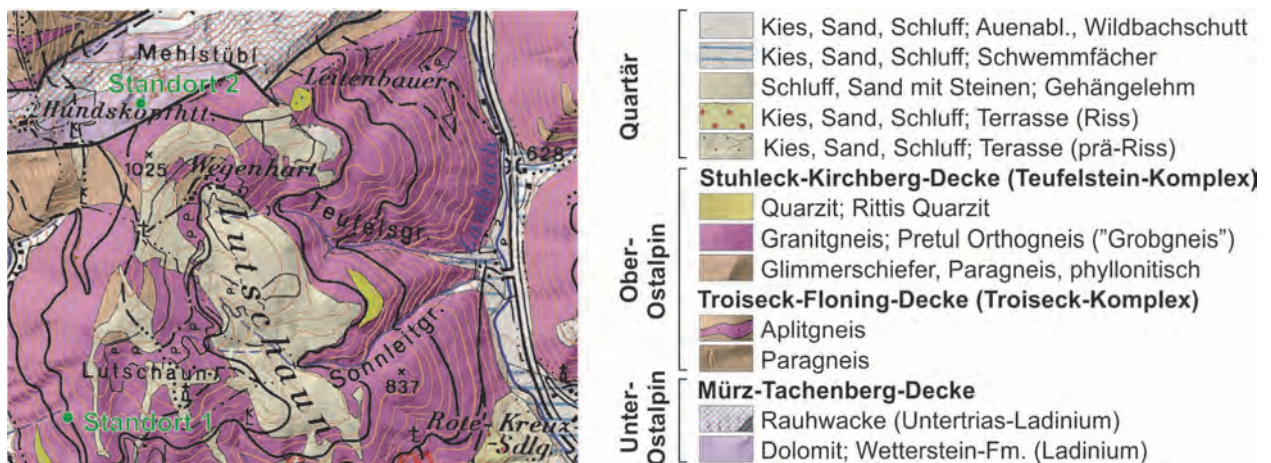


Abb. 2: Ausschnitt aus der Geologischen Manuskriptkarte zu GK50 Blatt 103 Kindberg mit den darin eingezeichneten Waldstandorten 1 – auf permischem, porphyrischem Granitgneis – und 2 auf triassischen Karbonatgesteinen.

Bei Stopp 2.1 am Berggrücken nördlich von Mitterdorf werden zwei Waldstandorte (Abb. 3, 4) vorgestellt, die räumlich eng beisammen liegen, sich aber bedingt durch die verschiedenen im Untergrund befindlichen Gesteine voneinander unterscheiden (Abb. 2). Der Berggrücken wird von der Stuhleck-Kirchberg-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems aufgebaut, welche hier fast ausschließlich aus dem vom Pretul Orthogneis („Grobgneis“) besteht. Der Orthogneis wurde im Zuge des Eoalpidischen Ereignisses in der Kreide aus einem im Perm intrudierten porphyrischen Granit gebildet. Nur untergeordnet finden sich Reste eines „Alten Daches“, welches als phyllonitische Glimmerschiefer vorliegt. Gegen Norden folgt eine nur wenige

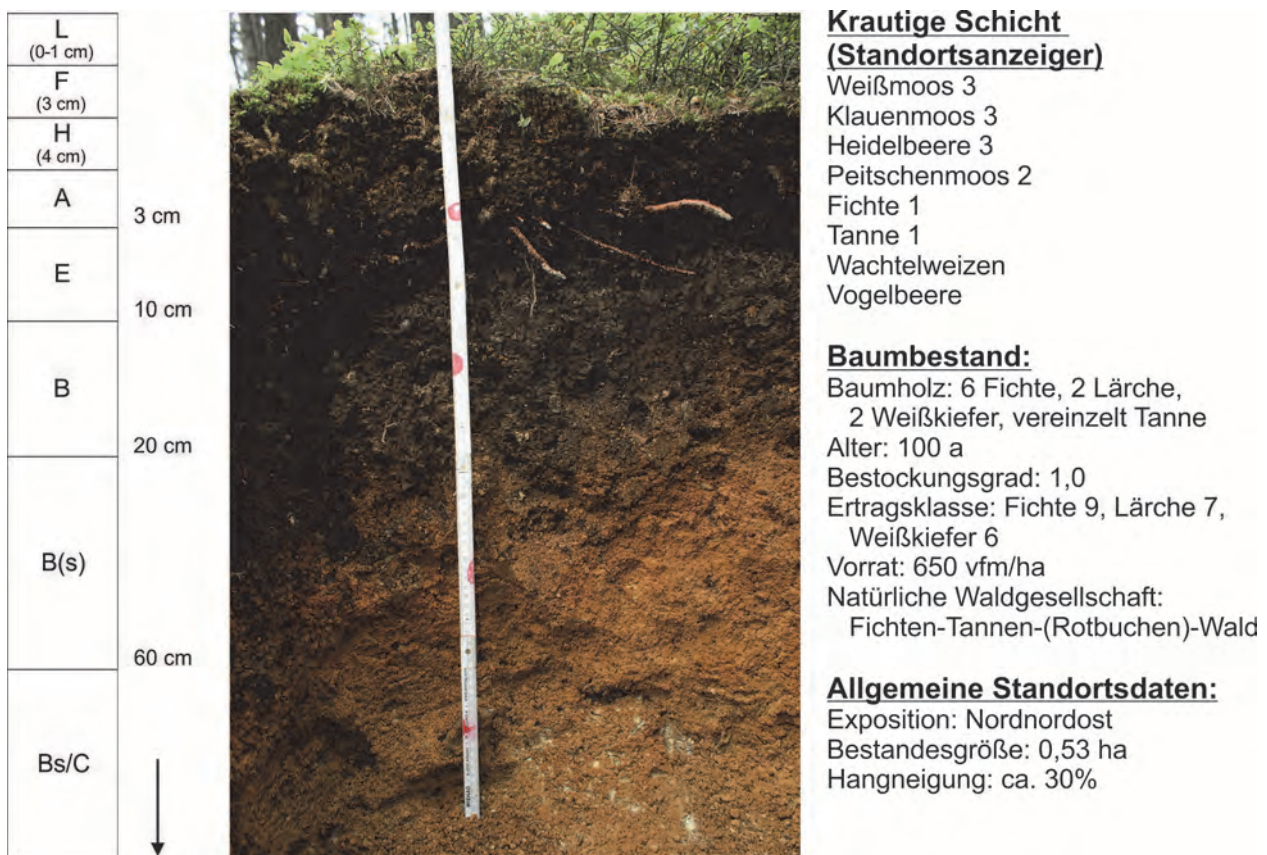
hundert Meter breite Störungszone, in der Schuppen der unterostalpinen Mürz-Tachenberg-Decke vorhanden sind. Die Schuppen bestehen überwiegend aus stark tektonisierten, unter- und mitteltriassischen Karbonatgesteinen in Form von Marmoren und (tektonischen) Rauwacken.

Die permischen Orthogneise und triassischen Karbonate unterscheiden sich deutlich hinsichtlich Chemismus und Verwitterungsverhalten. Dementsprechend kommt es darüber zu verschiedenen Bodenbildungen, was unterschiedliche Waldstandorte nach sich zieht. Die Lage der Standorte 1 und 2 ist in Abbildung 2 eingezeichnet.

Standort 1: Bodentyp Podsol auf porphyrischem Granitgneis (Pretul Orthogneis bzw. „Grobgneis“), Stuhleck-Kirchberg-Decke (Oberostalpin)

Lokalität: ÖK50 Blatt 103 Kindberg, KG Lutschaun (WGS84 47°32'45"N / 15°28'51" E, Sh. 874 m).

Haltemöglichkeiten: Zufahrt nur nach Rücksprache mit der Forstverwaltung.



Standort 1

	Säure-Extrakt (g/kg)								austauschbare Kationen (mmol/kg)							
	pH-Wert	C/N	P	K	Ca	Mg	Fe	S	K	Ca	Mg	Mn	Al	Fe	KAK	BS%
Humus	2,7	32	0,68	0,48	1,4	1,1	4	1,98	10,84	58	76,6	1,16	54,58	13,9	343	41
0 - 5 cm	2,8	23	0,33	1,3	0,1	0,7	6,3	0,56	2,24	2,5	4,8	0,06	90,18	4,13	145	7
5 - 10 cm	3,1	27	0,23	1,64	0,1	0,9	10,1	0,22	1,04	1,7	2	0,02	104	5,02	135	4
10 - 20 cm	3,3	29	0,24	1,64	kl. 0,1	0,9	15	0,21	1,06	1,2	1,4	0,01	144,6	9,4	176	3
20 - 40 cm	3,9		0,16	1,76	0,1	0,8	16,2	0,13	0,49	0,6	0,5	0,01	103,6	3,07	117	2
40 cm +	4,4		0,18	2,27	kl. 0,1	1,3	19,4	0,19	0,28	0,5	0,2	0,01	26,28	1,33	31	5

Abb. 3: Daten zum Bodentyp Podsol über Granitgneis (Pretul-Orthogneis bzw. „Grobgneis“).

Diskussionsthemen: Standortsgeschichte, Degradation, Melioration, Wasser- und Nährstoffmanagement, Bewirtschaftung, Biodiversität, Ausblick.

Standort 2: Bodentyp Kalkbraunlehm auf mesozoischen Karbonatgesteinen der Mürz-Tachenberg-Decke (Unterostalpin)

Lokalität: ÖK50 Blatt 103 Kindberg, Mehlstübl (WGS84 47°33'24"N / 015°29'06" E, Sh. 1.000 m)

Haltemöglichkeiten: Zufahrt nur nach Rücksprache mit der Forstverwaltung.

Moder (3 cm)	1 cm L 1,5 cm F 0,5 cm H
A	20 cm
A/Bv	20 cm
Bv	20 cm
Bv/C	



Krautige Schicht (Standortsanzeiger) (42 verschiedene Bodenpflanzen)

- Waldmeister 3
- Nickendes Perlgras 2
- Buntes Reitgras 1
- Bingelkraut 1
- Nesselbl. Glockenblume 1
- Weißer Segge 1
- Walderdbeere, Zypressenwolfsmilch, Hain-Rispengras, Bergweidenröschen, Pestwurz sp., Brombeere, Schattenblümchen, Sauerklee, Sanikel, Hohe Schlüsselblume ...

Baumbestand:

- Baumholz: 4 Fichte, 4 Rotbuche, 2 Weißtanne, vereinzelt Lärche und Weißkiefer
- Alter: 110 - 170 a
- Bestockungsgrad: 1,13
- Ertragsklasse: Fichte 8, Rotbuche 6, Weißtanne 8
- Vorrat: 740 vfm/ha
- Natürliche Waldgesellschaft: Fichten-Tannen-Rotbuchen-Wald

Allgemeine Standortdaten:

- Exposition: Mulde, Verebnung, Kuppe
- Bestandesgröße: 2,28 ha
- Durchschn. Geländeneigung: 20%

Standort 2

	pH-Wert	C/N	Säure-Extrakt (g/kg)							austauschbare Kationen (mmol/kg)							KAK	BS%
			P	K	Ca	Mg	Fe	S	K	Ca	Mg	Mn	Al	Fe				
Humus	5,9	25	0,9	2,2	28,1	9,6	5,8	1,61	21,8	723	201	3,12			949	100		
0 - 5 cm	7	16	0,88	5,1	70,3	39,7	22,3	1,01	2,8	581	163	0,26			747	100		
5 - 10 cm	7,2	16	0,95	5,4	90,4	48	19,6	1	1,7	565	140	0,11			707	100		
10 - 20 cm	7,3	15	0,96	5	87	52,4	20,3	0,94	1,2	492	111	0,04			605	100		
20 - 40 cm	7,4	14	0,75	4,9	111,3	68,2	21,7	0,51	0,9	308	74,8	0,02			384	100		
40 cm +	7,5		0,55	4,2	178,4	91,8	17,7	0,31	0,8	165	40,9	0,02			207	100		

Abb. 4: Daten zum Bodentyp Kalkbraunlehm über mesozoischen Karbonatgesteinen.

Diskussionsthemen: Standortsgeschichte, Degradation, Melioration, Wasser- und Nährstoffmanagement, Bewirtschaftung, Biodiversität, Ausblick.

Stopp 2.2: Rabenwald-Decke / Strallegg-Komplex (C. LEITER & R. SCHUSTER)

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Steinbruch Rabenwald (nur nach Anfrage zugänglich) (WGS84 47°15'55"N / 015°45'23" E, Sh. 1.020 m).

Haltemöglichkeiten: Am Steinbruchgelände.

Im Steinbruch Rabenwald (Abb. 5A) wird von der Firma Imerys Talc Austria GmbH Leukophyllit, ein Gemisch aus Hellglimmer, Talk und Mg-Chlorit abgebaut. Informationen zur Lagerstätte werden von Herrn Betriebsleiter CHRISTIAN LEITER beim Besuch des Betriebes und auch in einem Vortrag gegeben.

Im Bereich des Steinbruchs ist eine bunte Abfolge durch den Strallegg-Komplex, welche Paragneise, Hornblendegneise, Granitgneise, Albitblastenschiefer, Quarzite (Kornstein) (Abb. 5B), Talkschiefer und Magnesite beinhaltet, vorhanden. Die Gesteine fallen nach WNW ein und zeigen ein WSW fallendes Streckungslinear (L_x). Weiters sind lokale Verfaltungen um E- bzw. SSW-fallende Achsen (F_{x+1}) vorhanden.

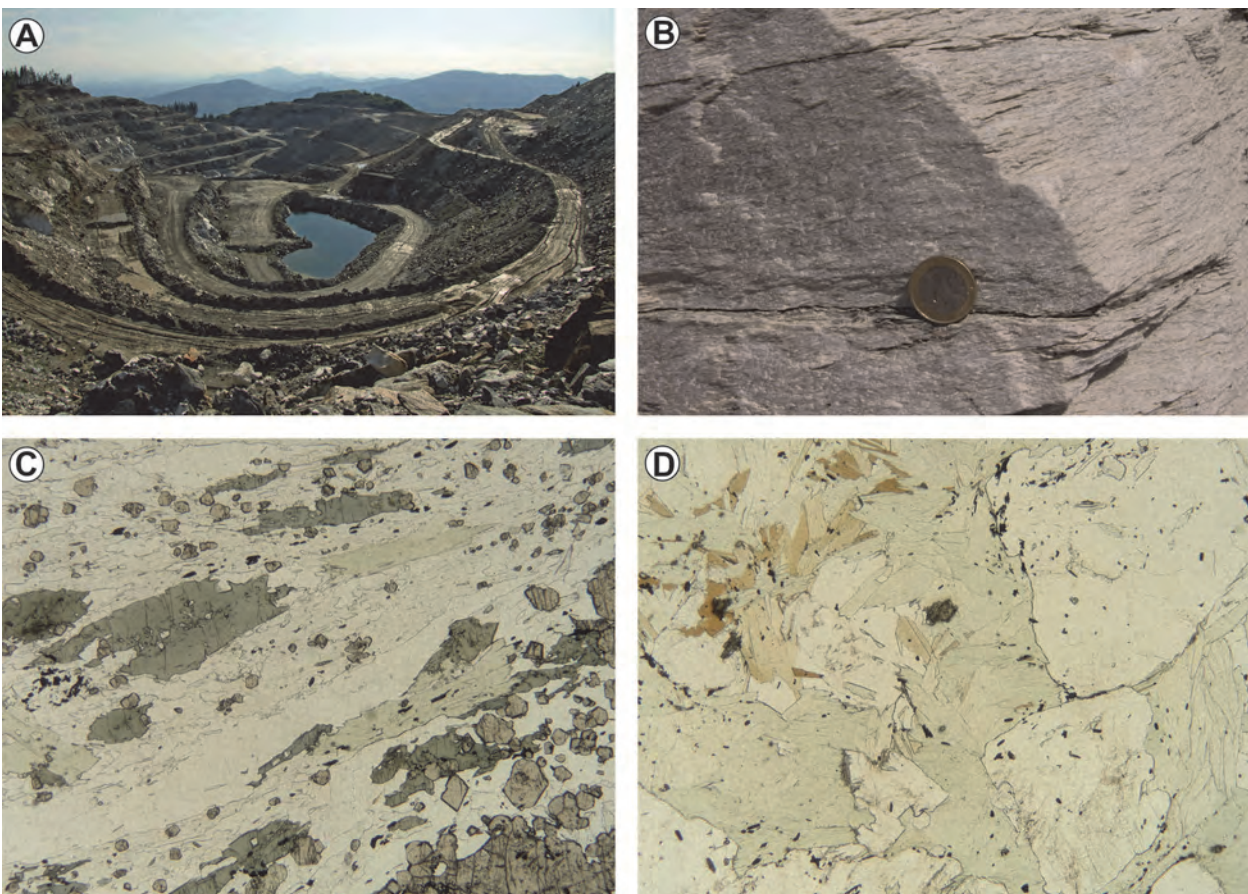


Abb. 5: **A)** Ansicht vom südlichen Teil des Steinbruchs Rabenwald im April 2014. **B)** Hellglimmer und Mg-Chlorit führender Quarzit (Kornstein) mit ausgeprägter Schieferung. **C)** Dünnschliff eines Hornblendegneises mit Granat (grau, rechts unten), Amphibol (grün) und Mg-reichem Chlorit (blassgrün) in einer feinkörnigen geschieferten Matrix aus Feldspat und Quarz (Bildbreite: 7,5 mm). **D)** Dünnschliffbild eines Chloritschiefers mit Albitporphyroblasten. Der Großteil des Gesteins besteht aus Mg-reichem Chlorit (blassgrün) und bis zu 5 mm großen Albitblasten (farblos). Untergeordnet ist Biotit (braun) zu erkennen. Bei den kleinen, dunklen Mineralen handelt es sich um opakes Erz, aber auch reichlich Monazit und/oder Xenotim (Bildbreite: 7,5 mm).

Die Paragneise sind straff geschiefert, feinkörnig und biotitreich. Hornblendegneise zeigen einen makroskopischen Mineralbestand aus Hornblende und Granat in einer feldspatreichen Matrix (Abb. 5C). Vergesellschaftet sind sie mit Biotit-Chloritschiefen, welche auch etwas Talk und Aktinolith führen. Einige Meter mächtige konkordante Chloritschiefer mit Albitblasten können als Scherzonen interpretiert werden, in welchen es einen bedeutenden Stoffumsatz mit einer Mg-Anreicherung gab. Im Dünnschliff zeigt der Chlorit graue anormale Interferenzfarben,

die ihn als Mg-reich ausweisen (Abb. 5D). Die Quarzite zeigen durch unterschiedliche Verteilung der Hauptminerale Übergänge in weißen Schiefer. Die Gesteine bestehen aus Quarz, Hellglimmer und Mg-reichem Chlorit (Abb. 5B). Weiters ist Kyanit und Turmalin vorhanden. Lagen aus weißem Talkschiefer erreichen bis zu ca. 10 m Mächtigkeit. Manchmal sind darin Reste von Magnesitkörpern enthalten.

Die Leukophyllite entstanden in Scherzonen, vornehmlich aus Graniten, wobei es unter intensiver Fluidzufuhr zu einer völligen Neukristallisation und chemischen Veränderung der Gesteine kam. Generell ist eine Mg-Anreicherung zu verzeichnen, die zur Bildung von Talk und Mg-Chlorit führte (PROCHASKA et al., 1992). Die Scherzonen entstanden während des Eoalpidischen Ereignisses in der Kreide. Ar-Ar Hellglimmeralter ergaben 71–85 Ma (HUBER, 1994), Rb-Sr Biotitalter aus den Nebengesteine liegen um 65 Ma.

Stopp 2.3: Vorau-Decke / Waldbach-Komplex (T. ILICKOVIC, R. SCHUSTER & C. IGLSEDER)

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Waldbach bei der südlichen Ortseinfahrt (WGS84 47°26'57"N / 015°50'06" E, Sh. 530 m).

Haltemöglichkeiten: Parkplatz westlich der Ortseinfahrt.

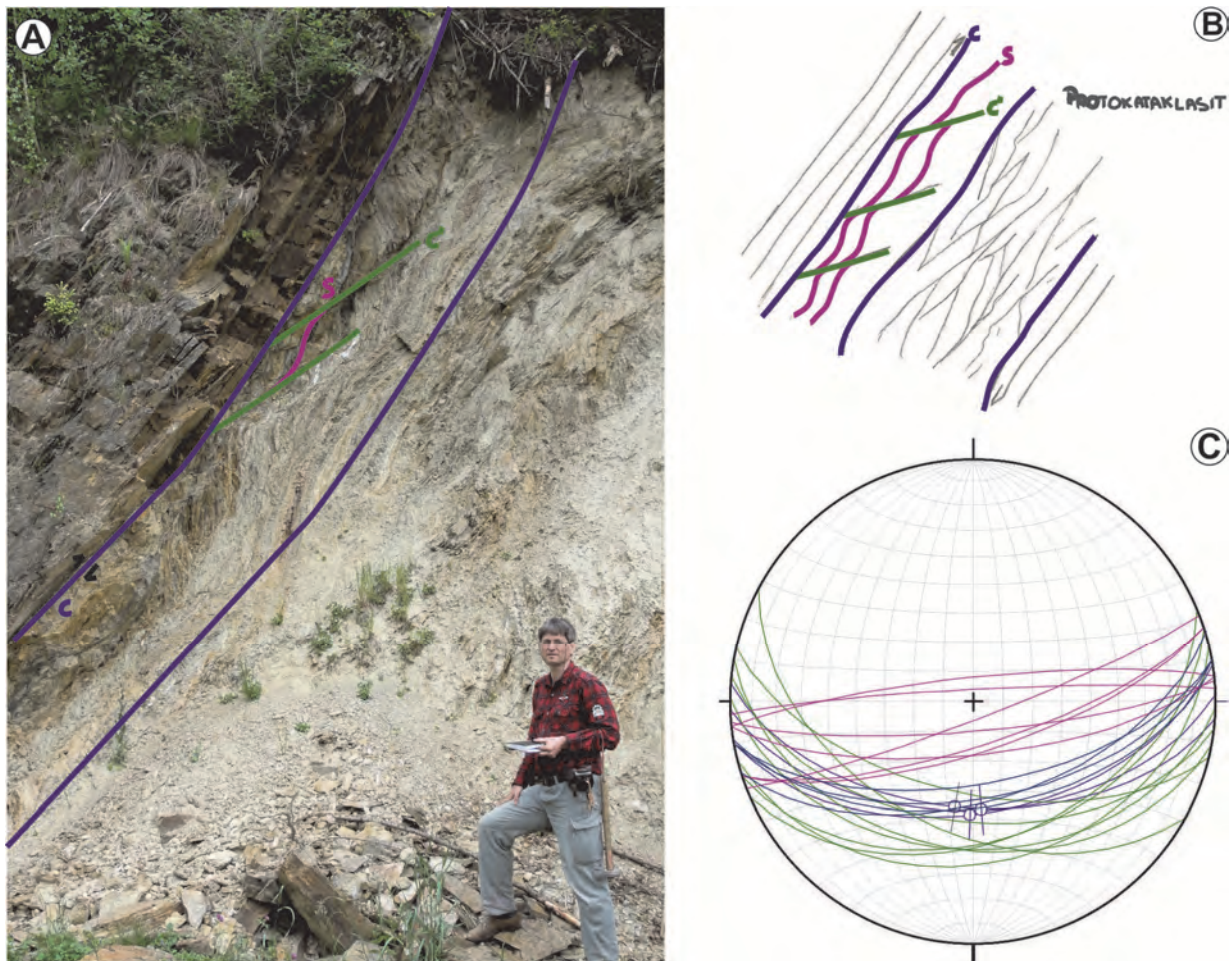


Abb. 6: Nordgerichtete Scherzone innerhalb des Waldbach-Komplexes bei der Ortsausfahrt von Waldbach Richtung Wenigzell. **A)** Gut sichtbare SC' Scherzone mit kompetenteren Paragneisen im Hangenden und protokataklastischem, phyllonitischem Glimmerschiefer im Liegenden. **B** und **C)** Darstellung der wesentlichen planaren Strukturelemente in einer Skizze und im Schmidtschen Netz.

Der Aufschluss bildet den Ausläufer des Rückens, der vom Steinberg (917 m) Richtung Waldbach führt. (Abb. 6A). Zu sehen ist eine prominente, gut sichtbare Überschiebungszone innerhalb des Waldbach-Komplexes, der hier aus kompetenteren Paragneisen und phyllonitischen Glimmerschiefern besteht. Die Störung fällt ebenso wie die Hauptschieferung mittelsteil gegen Süden. Im direkten Kontakt von den kompetenten Paragneisen im Hangenden zu den inkompetenten phyllonitischen Glimmerschiefern bildet sich eine gut sichtbare SC` Scherzone aus. Dabei fallen die präexistente S-Schieferungsflächen mittelsteil bis steil gegen Süden, wohingegen die penetrativen C` Flächen ein typisches mittelflaches Einfallen gegen Süden aufweisen (Abb. 6B, 6C). Aufgrund der Ausrichtung der SC` Scherzone ist eindeutig eine nordgerichtete Überschiebung gegeben. Die im Liegenden auftretenden phyllonitischen Glimmerschiefer sind als protokataklastische, in Deformationsrichtung ausgerichtete Scherlinge zu bezeichnen.

Stopp 2.4: Voralpe-Decke / Alpiner Verrucano, Semmeringquarzit (A. SCHÖBER, M. BICHLER, R. SCHUSTER, I. WIMMER-FREY & T. ILICKOVIC)

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Ehemalige Mühlsteinabbau am Steinberg (WGS84 47°27'08"N / 015°48'50" E, Sh. 790 m).

Zufahrt: Vom letzten Haltepunkt führt eine anfangs asphaltierte, dann geschotterte Straße hangaufwärts. Halte und Umkehrmöglichkeit: In der ersten Linkskehre, von wo auch der Forstweg zum Mühlsteinabbau abzweigt.

Direkt in der Kehre und entlang des Forstweges finden sich Stücke von grünlichen Phylliten, welche zum Alpenen Verrucano (Perm) gehören. Die Phyllite sind ebenflächig geschiefert, feinkörnig und bestehen vornehmlich aus Hellglimmer, Chlorit, Quarz und Albit.

Nach etwa 650 m zweigt ein Fußweg vom Forstweg ab. Diesem folgt man und nach wenigen Metern befindet man sich im alten Bergbauegebiet. Die südliche Begrenzung bildet eine natürliche Wandstufe (Abb. 7A). Diese besteht aus Semmeringquarzit und ist etwas mehr als 10 m hoch. Der Quarzit ist dickbankig mit Bankmächtigkeiten von einigen Dezimetern bis zu 2 m. Die Gesteine fallen mit ca. 20° gegen SW bis W, wobei sie leicht wellig verfault sind (Abb. 8A). Die Faltenachsen liegen parallel zu einem Streckungslinear (L_x), das einigermaßen streuend gegen WSW einfällt. Auf manchen Schieferungs- bzw. Bankungsflächen ist ein jüngerer, gegen ESE fallendes Streckungslinear (L_{x+2}) zu erkennen. Mit Bezug auf WILLINGSHOFER & NEUBAUER (2002) steht das ältere Streckungslinear (L_x) wahrscheinlich mit der NE gerichteten Deckenstapelung in der Oberkreide in Zusammenhang. Das jüngere Streckungslinear entwickelte sich während einer späteren N–S Einengung, die auch zur N-gerichteten Aufschiebung in Stopp 2.3 geführt hat. Die Gesteine brechen nach der Schieferung bzw. Bankung und nach der Klüftung, welche zwei markante Richtungen aufweist. Die eine Klüftschar fällt steil nach Osten, die andere gegen NNE bzw. untergeordnet gegen SSW (Abb. 8B). Dadurch bedingt kippen große Quarzitblöcke aus der Wand und erzeugen grobblockigen Hangschutt sowie sekundäre Hohlräume.

An der Basis der Felswand sind mehrere Stollen eines mehrere Jahrhunderte alten Mühlsteinabbaus noch gut erhalten und begehbar. Sie sind im Höhlenkataster als Steinbergerhöhle I-VI (Katasternummern 2851/1-6) verzeichnet. Der längste Stollen misst 512 m und wurde von BAUMGARTNER & FINK (1981) ausführlich morphologisch beschrieben. Sie beschrieben diese Hohlräume als an Schichten bzw. Klüfte gebundene natürliche Höhlen, die stellenweise künstlich erweitert wurden. Bei einer Befahrung im Zuge einer Vorexkursion konnte das nicht bestätigt werden. Tatsächlich wurden einige (sub-)vertikale Zerrspalten identifiziert, der Großteil aller befahrenen Hohlräume weist allerdings deutliche Spuren anthropogener Erweiterung auf. Natürliche Raumerweiterungsprozesse beschränken sich, abgesehen von wenigen eingangsnahen Zerrspalten, auf sekundären Versturz infolge des Bergbaus, daher wird die Bezeichnung „Stollen“ gegenüber der „Höhle“ bevorzugt.

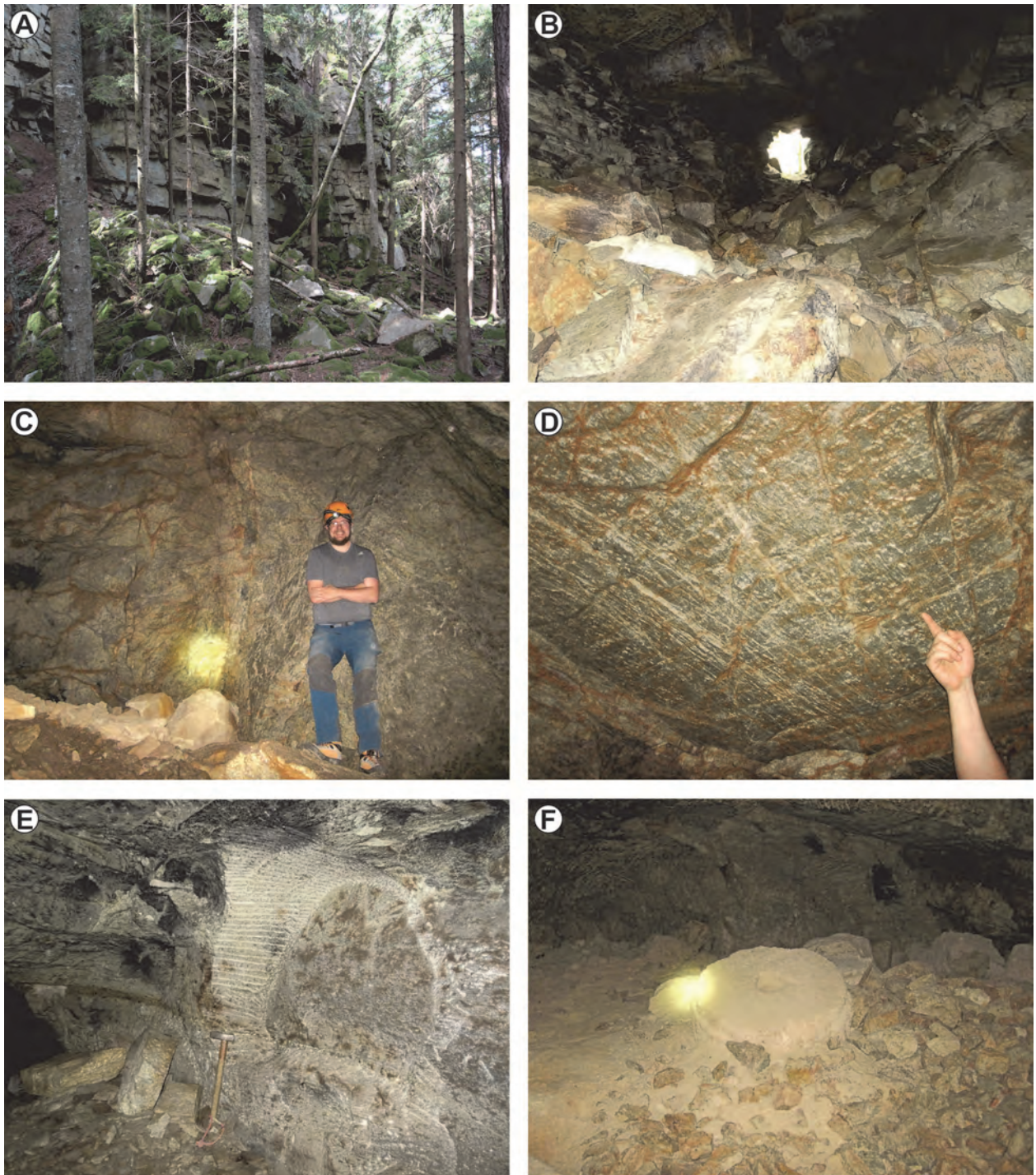


Abb. 7: Bilder vom Mühlsteinabbau auf dem Steinberg bei Waldbach. **A)** Wandstufe aus Semmeringquarzit (Höhe ca. 10 m). Die Schieferungs- bzw. Bankungsflächen fallen mit ca. 20° gegen SW bis W ein. **B)** Blick aus einem Stollen gegen das Mundloch. Man sieht deutlich die Verbreiterung des Stollens gegen das Berginnere. Die Firste wird von Schieferungsflächen gebildet. **C)** Ein Kataklasit in der Steinbergerhöhle II trennt das intakte Gestein (rechts im Bild, NW) vom stark vergrusten Quarzit (linke Bildhälfte, SE). **D)** Schieferungsparallele Firste mit deutlichen Spuren der anthropogenen Hohlraumerweiterung (Kratzspuren). **E)** Schremmspuren, die beim Ausbruch eines Mühlsteinrohlings erzeugt wurden. **F)** Halbfertiger Mühlstein (Durchmesser: ca. 1,2 m), der auf der Sohle zurückgelassen wurde.

Die Stollen führen parallel zum Streichen der Gesteine leicht abfallend gegen Süden, wobei sie sich nach unten verbreitern (Abb. 7B). Der Vortrieb erfolgte schichtparallel entlang inkompetenterer Lagen von grusigem Quarzit, die mit geringem Aufwand aus dem Berg gearbeitet werden konnten (Abb. 7C).

Analysen dieser grusigen Lagen mittels Röntgendiffraktometrie zeigen, dass sie aus 90 % Quarz, 7 % Muskovit und 3 % Feldspat bestehen, während der Quarzanteil in den kompetenten Lagen bei > 95 % liegt. Die Deckenflächen bilden weitgehend Schieferungsflächen von massigerem Quarzit, an denen oft Kratz-, Schremm- und Bohrspuren zu sehen sind (Abb. 7D). Neben den lithologischen Schwächezonen existieren auch spröde Störungen mit Kataklastiten, entlang derer auch vorgetrieben worden zu sein scheint.

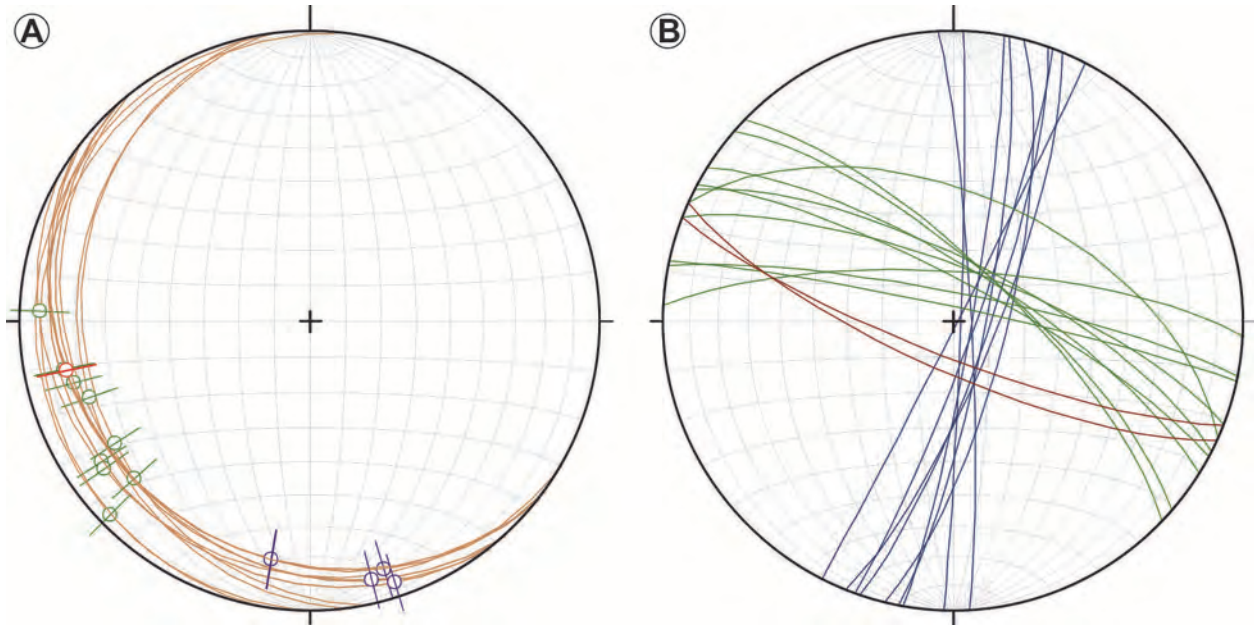


Abb. 8: Strukturdaten aus dem Semmeringquarzit im Bereich des Mühlsteinabbaues am Steinberg bei Waldbach. **A)** Schieferungs- bzw. Bankungsflächen S_x (braun), Streckungslineare L_x (grün), Streckungslineare L_{x+2} (blau) und Faltenachsen F_{x+1} (rot). **B)** Kluffflächen mit verschiedener Orientierung.

Die älteste Niederschrift zum Mühlsteinabbau bringt das „Urbar der Herrschaft Friedberg im Teillibell der Geschwister Rindscheit aus dem Jahr 1531“ (HUTZ, 1996), in dem bereits vom „alten Steinbruch“ berichtet wird. Vermutlich war der Grund für die Erschließung des Untertagebaus die Möglichkeit, so auch bei schlechter Witterung arbeiten zu können. Die Mühlsteine wurden aus den massigen Quarziten senkrecht auf deren Bankung herausgebrochen, möglicherweise um so eine größere Rauigkeit zu schaffen. In vielen Bereichen sind die Relikte des Abbaus noch gut erkennbar. Vielerorts sieht man die Ausbruchsspuren an den Wänden (Abb. 7E) und Mühlsteine, die noch nicht fertig aus der Wand gebrochen wurden oder halbfertig auf der Gangsohlen liegen (Abb. 7F).

Literatur

- BAUMGARTNER, H. & FINK, M. (1981): Quarzithöhlen bei Wenigzell (Steiermark). – Ein Beitrag zur Genese von Pseudokarsthöhlen. – *Die Höhle*, **32/4**, 113–123, Wien.
- HUBER, M. (1994): Bildung und geotechnische Bedeutung von Scherzonen (Leukophyllite) am Alpenostrand. – Unpublizierte Dissertation, Montanuniversität Leoben, 136 S., Leoben.
- HUTZ, F. (1996): Wenigzell einst und heute. – 591 S., Gemeinde Wenigzell.
- PROCHASKA, W., BECHTEL, A. & KLÖTZLI, U. (1992): Phyllonite Formation and Alteration of Gneisses in Shearzones (Gleinalm-Kristallin, Eastern Alps). – *Mineralogy and Petrology*, **45**, 195–216, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **97/1**, 93–117, Wien.
- SCHUSTER, R. & NOWOTNY, A. (2016): Die Einheiten des Ostalpinen Kristallins auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 10–37, Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. – Band 1. Die Zentralalpen. – 766 S., Wien.
- WILLINGSHOFER, E. & NEUBAUER, F. (2002): Structural evolution of an antiformal window: the Scheiblingkirchen Window (Eastern Alps, Austria). – *Journal of Structural Geology*, **24**, 1603–1618, Oxford.

Exkursion 3 (24.09.2015) Das Ostalpine Kristallin im Bereich des „Angerkristallins“ und die angrenzenden Einheiten

RALF SCHUSTER¹, NILS TILCH¹, ARBEN KOÇIU¹, MARCUS EBNER²,
TANJA ILICKOVIC¹, CHRISTOPH IGLSEDER¹ & CHRISTIAN RUPP¹

¹ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. ralf.schuster@geologie.ac.at; nils.tilch@geologie.ac.at; arben.kociu@geologie.ac.at; tanja.ilickovic@geologie.ac.at; christoph.iglseder@geologie.ac.at; christian.rupp@geologie.ac.at

² OMV Exploration & Production GmbH, Trabrennstraße 6–8, 1020 Wien, Österreich. marcus.ebner@omv.com

Exkursionsroute und Thema der Exkursion

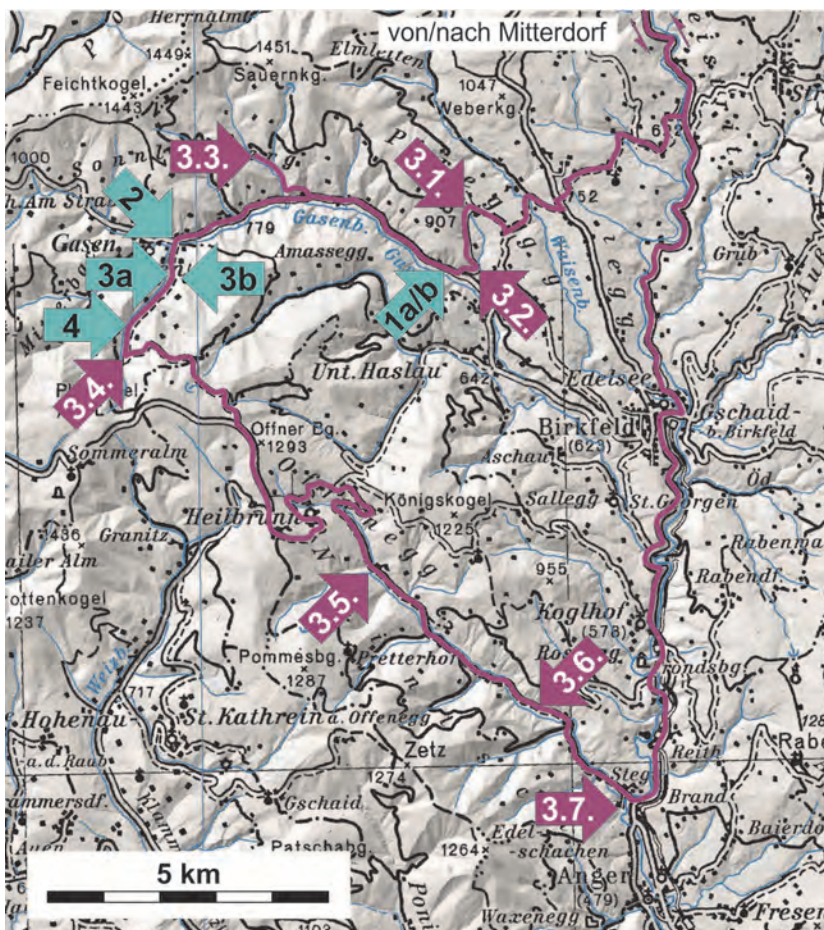


Abb. 1: Lage der Exkursionspunkte (violett) und Erläuterungsbereiche (türkis) im Bereich des „Angerkristallins“ und der angrenzenden Einheiten auf ÖK50 Blatt 135 Birkfeld.

Themen der Exkursion (Abb. 1) sind die Anger-Piregg-Störung, das westlich davon befindliche „Angerkristallin“ und die darüber folgenden, liegendsten Anteile des Grazer Paläozoikums. Über die Beziehung des „Angerkristallins“ zum Grazer Paläozoikum wird seit langem diskutiert. Nach TOLLMANN (1977) ist das „Angerkristallin“ ein Teil des Mittelostalpins und wird an einer bedeutenden Deckengrenze vom oberostalpinen Grazer Paläozoikum überlagert. Im Gegensatz dazu sehen FLÜGEL & NEUBAUER (1984) das „Angerkristallin“ als primäre Basis des Grazer Paläozoikums und zählen beide zum Oberostalpin. Auch in der Nomenklatur nach SCHMID et al. (2004) gehören beide zum Oberostalpin. Allerdings besteht das „Angerkristallin“ aus mehreren Decken des Silvretta-Seckau- und Koralpe-Wölz-Deckensystems, während das Grazer Paläozoikum Teil des Drauzug-Gurktal-Deckensystems – des tektonisch höchsten Elements

innerhalb des Ostalpins – ist. Das „Angerkristallin“ bezeichnet in dieser Deutung weder eine tektonische, noch eine lithostratigrafische Einheit, sondern ein bestimmtes Verbreitungsgebiet von Gesteinen des Ostalpinen Kristallins.

Die einzelnen Decken im Bereich des „Angerkristallins“ bestehen aus verschiedenen Komplexen. Diese unterscheiden sich hinsichtlich lithologischer Zusammensetzung, Bruchverhalten und Verwitterung, und damit auch in ihren geotechnischen Eigenschaften. Eine genauere Beschreibung der Einheiten und eine umfangreichere Diskussion der tektonischen Konzepte finden sich auch in SCHUSTER & NOWOTNY (2016). Dort sind auch eine Karte und ein schematisiertes Profil vorhanden, welche die Orientierung im Deckenstapel erleichtern sollen.

Im Rahmen der Exkursion werden die folgenden tektonischen und lithostratigrafischen Einheiten besucht (Abb. 2): Paragneise des Schoberkogel-Komplexes bauen die Pirbachkogel-Decke des Silvretta-Seckau-Deckensystems bei Stopp 3.2 auf. Es folgen verschiedene Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems. Zunächst die Exenberg-Decke, die aus Granat-Glimmerschiefern und Amphiboliten besteht (Stopp 3.3). Der südliche Teil des „Angerkristallins“ besteht im Liegenden aus dem Rappold-Komplex der Radegund-Decke und der überlagernden Waxenegg-Decke, die sich aus dem Rossegg-Komplex aufbaut. Der Kontakt der beiden Decken, die beide aus verschiedenen Glimmerschiefern, Marmoren, Amphiboliten und Quarziten bestehen, ist im Steinbruch Christandl (Stopp 3.7) zu sehen. Ein lithologisch bunter Querschnitt durch den Rossegg-Komplex wird auch bei Stopp 3.6 vorgestellt. Die basalen Anteile der Gasen-Decke des Grazer Paläozoikums (Drauzug-Gurktal-Deckensystem) sind in Stopp 3.4 und 3.5 zu sehen. Sie bestehen aus Phylliten des Heilbrunn-Lithodems bzw. grafitischen Phylliten und Marmoren der Schönberg- und Hochschlag-Formation. Neogene Sedimente des Birkfeld-Passail-Beckens werden bei Piregg gezeigt (Stopp 3.1). Zu sehen sind „Blockschotter“ und der Wechsel in der Morphologie zu beiden Seiten der Anger-Piregg-Störung.

Weiters werden ausgewählte Bereiche innerhalb der Katastrophenregion Gasen-Haslau vom August 2005 gezeigt. An diesen werden einige Aspekte des Prozessgeschehens der zahlreichen gravitativen Massenbewegungen, der Ereignisdokumentation und der erzielten raumplanungsrelevanten Produkte erläutert (siehe Erläuterungsbereiche (EB) 1 bis 4). Diesbezüglich sind lediglich kurze Bus-Stopps geplant, da die Prozesse aufgrund der zumeist nur temporären Prozessphänomenologie nach nunmehr 10 Jahren kaum oder nicht mehr präsentiert werden können.

Exkursionspunkte (R. SCHUSTER, T. ILICKOVIC, C. IGLSEDER, M. EBNER & C. RUPP)

Stopp 3.1: Neogene Sedimente des Birkfelder Beckens

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Aufschlüsse bei Piregg (WGS84 47°23'21" N / 015°38'55" E, Sh. 800 m).

Haltemöglichkeit: Hangseitig bei der engen Kurve an der Abzweigung einer Forststraße.

Auf dem Weg von Birkfeld nach Piregg führt die Straße über einen flachen Rücken, der im Osten vom Waisenbach und im Westen vom Gasenbach begrenzt wird. Auf den Feldern am Rücken finden sich als Lesesteine kantige Phyllonitstücke, aber auch bis zu einige Dezimeter große, sehr gut gerundete Gerölle aus Granitgneisen, Paragneisen und Quarzmobilisaten. Letztere werden aber kontinuierlich von den Feldern entfernt. Hangabwärts ist ab etwa 700 m Seehöhe zumeist ein deutlicher Hanggefällesprung festzustellen, wobei die tiefer gelegenen Bereiche steiler sind und Festgesteinsaufschlüsse zeigen. Innerhalb dieses Übergangsbereichs sind in den Gräben Aufschlüsse vorhanden, die durch Ausschwemmungen und gravitative Massenbewegungen (Abb. 2A) bedingt sind. Dort ist gut zu erkennen, dass der flachere obere Teil aus geschichteten und oft gradierten Sedimenten besteht (Abb. 2B), welche dem kristallinen Grundgebirge an einer relativ ebenen Fläche auflagern. Geoelektrische Messungen am Hügelrücken, 1,6 km SSW von Piregg, geben einen Hinweis darauf, dass die erhaltene Mächtigkeit der Sedimente einige 10er Meter erreicht (JOCHUM et al., 2006). In tiefer liegenden Teilen der Gräben finden sich typischerweise kubikmetergroße Gerölle aus Quarzmobilisat, welche auch aus den darüber liegenden Sedimenten stammen (Abb. 2C). Das Alter der

Sedimente ist mangels an Fossilien nicht bestimmt, es sollte sich aber um Ablagerungen aus dem Zeitraum vom Ottnangium bis zum Pannonium handeln.

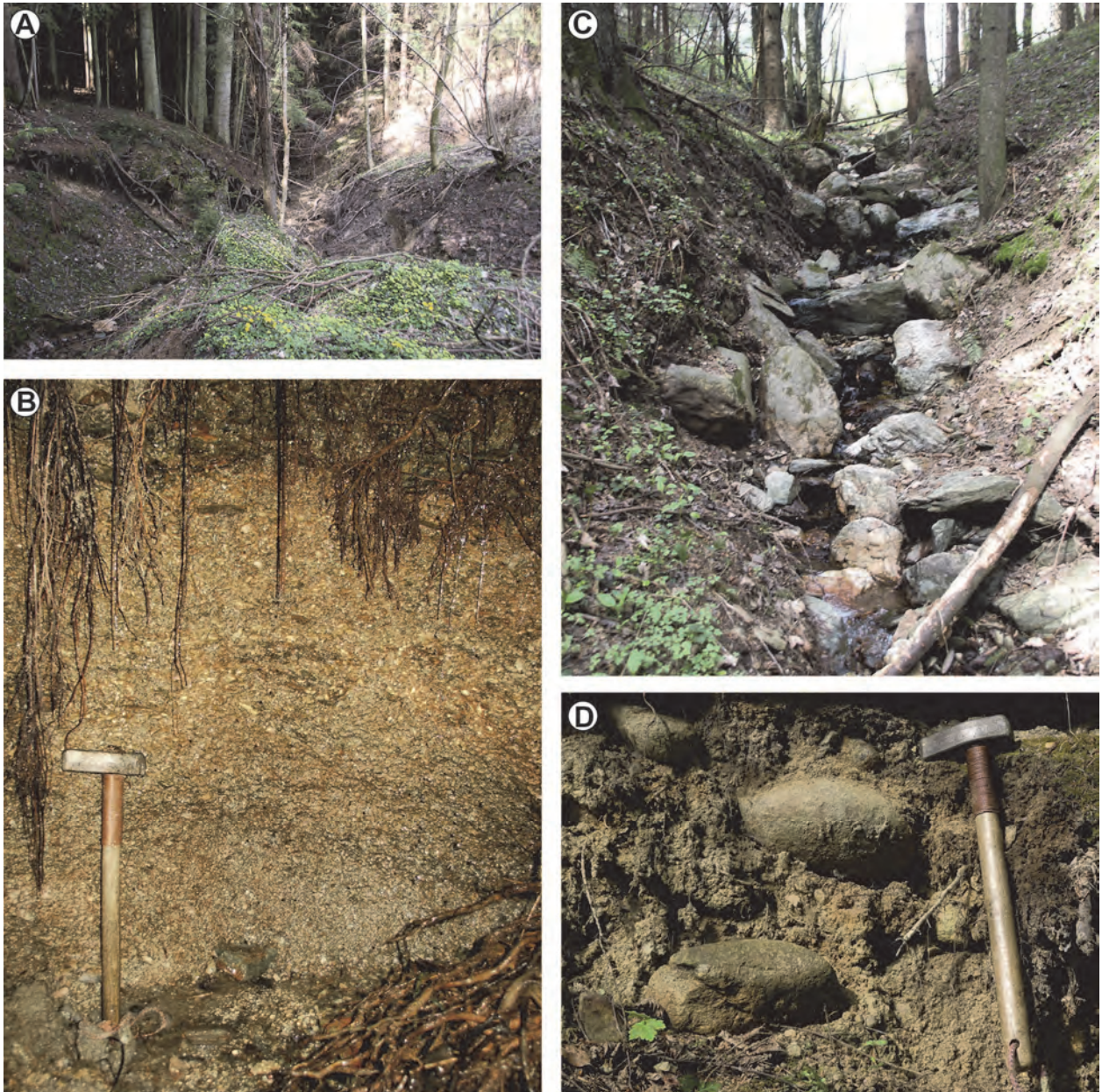


Abb. 2: **A)** Ausschwemmungen an der Grenze vom kristallinen Untergrund zu den überlagernden neogenen Sedimenten an einem Quellaustritt südlich von Piregg. **B)** Geschichteter und undeutlich gradierter Diamikt aus eckigen Phyllonitstücken im Bereich eines Quellaustrittes südlich von Piregg. **C)** Blöcke aus Quarzmobilisat in einem Graben im Waisenbachtal unterhalb der auflagernden neogenen Sedimente. **D)** Matrixgestütztes Konglomerat mit gut gerundeten Kristallinkomponenten in einem Straßenaufschluss in der Kurve westlich von Piregg.

Im Bereich des Aufschlusspunktes bestand um 1900 unterhalb des Gemeindeamtes von Piregg ein Kohleschurf (SCHWINNER, 1935). Dieser war allerdings wenig ergiebig und wurde bald wieder eingestellt. Im Jahr 2010 durchgeführte Versuche, die Kohlen mit dem Bohrstock zu beproben, um eventuell einer zeitlichen Einstufung über Pollenbestimmungen näher zu kommen, blieben leider erfolglos. Nach GEUTEBRÜCK (1980) befinden sich die Kohlen im liegenden Teil der neogenen Sedimente innerhalb feinklastischer Sedimente mit grüngrauen Tonlagen. Darüber folgen grobklastische Schotter. Diese „Blockschotter“ oder „Pireggschotter“ (SCHWINNER, 1935: 8) mit gut gerundeten, matrixgestützten Kiesen und einer sehr tonreichen Matrix sind an der Straße in einem kleinen Aufschluss zugänglich (Abb. 2D). Die Gerölle sind

bis einige Dezimeter groß und es finden sich unter anderem leukokrate Granitgneise und Paragneise. Zumindest ein Teil des Materials stammt aus dem Strallegg-Komplex, der in diesem Bereich und dem heutigen Einzugsgebiet der Bäche nicht vorhanden ist. Die Gerölle sind wahrscheinlich mehrfach umgelagert, unterstützen aber die These von FRISCH et al. (2000), dass vor dem Miozän in diesem Bereich ein nach Norden entwässerndes Flusssystem vorhanden war. Das Feistritzal könnte Teil dieses Flusssystems gewesen sein (siehe auch SCHUSTER et al., 2016b).

Stopp 3.2: Anger-Piregg-Störung, Pirbachkogel-Decke / Schoberkogel-Komplex

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Aufschlüsse an der Forststraße, 1,2 km südlich von Piregg (WGS84 47°22'41" N / 015°39'03" E, Sh. 700 m).

Haltemöglichkeit: Am Beginn der Forststraße auf der Wiese.

Die Anger-Piregg-Störung ist eine steilstehende, N–S orientierte Störung, die schon lange als wesentliche tektonische Grenze bekannt ist (SCHWINNER, 1935). Nach der auf GK50 Blatt 135 Birkfeld verwendeten Nomenklatur trennt sie die Stuhleck-Kirchberg- und Rabenwald-Decke im Osten von der Pirbachkogel- und Radegund-Decke im Westen.

Die Anger-Piregg-Störung ist nur an wenigen Stellen und zumeist nur temporär aufgeschlossen. Im Bereich von Stopp 3.2 ist entlang der Forststraße ein Querprofil der Störung aufgeschlossen: Östlich der Störung lagern Orthogneise der Stuhleck-Kirchberg-Decke, welche in MATURA & SCHUSTER (2014) als Pretul-Orthogneis bezeichnet sind und die dem permischen Anteil des „Grobgneises“ entsprechen. Entlang der Störung sind diese zumeist stark phyllonitisiert und/oder kataklastisch zerbrochen (Abb. 3A). Oft schwimmen stark deformierte Alkalifeldspat-Porphyrklasten in einer homogenen, graugrünen, glimmerreichen Matrix. Am Forstweg streichen die Orthogneise parallel zur Störung und fallen mit durchschnittlich 80° gegen Osten ein. Das Streckungslinear auf den Schieferungsflächen ist dabei NW–SE orientiert (Abb. 3B).

Die eigentliche spröde Störung liegt im Geländeknick westlich der Felsnase. Heute sind dort nur mehr Lesesteine von schwarzen Ultrakataklasiten zu finden.

In weiterer Folge sind an der Forststraße wieder recht kontinuierlich Aufschlüsse von Paragneisen des Schoberkogel-Komplexes der Pirbachkogel-Decke vorhanden. Sie brechen in cm- bis wenige dm-große, polygonale Stücke mit braunen Verfärbungen durch Eisenhydroxide an den Oberflächen. Sie sind sehr monoton und feinkörnig, nur selten sind Glimmerschieferlagen mit wenigen mm-großen Granatkristallen vorhanden.



Abb. 3: **A)** Phyllonitisierter Orthogneis aus dem Nahbereich der Anger-Piregg-Störung. Die Schieferung der Gesteine und parallel dazu orientierte Phyllonitzonen fallen steil gegen Osten (rechts) ein. **B)** Strukturdaten aus dem Bereich der Störung im Aufschlussbereich. Die Schieferungsflächen (orange) der Pretul-Orthogneise streichen N–S, parallel zur Störung und damit verbundenen spröden Harnischflächen (violett). Duktile Streckungslineare fallen flach gegen SSE.

Stopp 3.3: Exenberg-Decke / Wölz-Komplex

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Straßenaufschluss an der Abzweigung der Forststraße im Steinbachgraben (WGS84 47°23'49" N / 015°36'00" E, Sh. 880 m).

Halte- und Umkehrmöglichkeit: Im Graben an der Abzweigung der Forststraße.

In den Aufschlüssen zu beiden Seiten des Baches sind zum Teil Granat führende Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes zu sehen (Abb. 4A). Die Gesteine fallen gegen SSW ein und zeigen ein gegen Süden einfallendes Streckungslinear. Die Glimmerschiefer sind silbergrau gefärbt und brechen zu dm-großen, linsigen Stücken entlang von Schieferungs- und in relativ flachen Winkel dazu orientierten Kluffflächen. Im Handstück ist zumeist Hellglimmer und Quarz zu erkennen, wenn Granat vorhanden ist, erreicht er bis zu 5 mm im Durchmesser.

Im Dünnschliff ist zu erkennen, dass die Granatkristalle häufig einen klar abgegrenzten Kern und einen jüngeren einschlussreicheren Rand besitzen (Abb. 4B).

Datierungen zeigen, dass die Granatkerne im Perm vor ca. 270 Ma gebildet wurden, die Ränder entstanden in der Kreide um 90 Ma. Nach RÖGGLA (2007) wurden während des Eoalpidischen Ereignisses Bedingungen von 550 ± 30 °C bei $1,0 \pm 0,1$ GPa erreicht.

Eine detaillierte Beschreibung der Einheit ist in SCHUSTER & NOVOTNY (2016) enthalten.

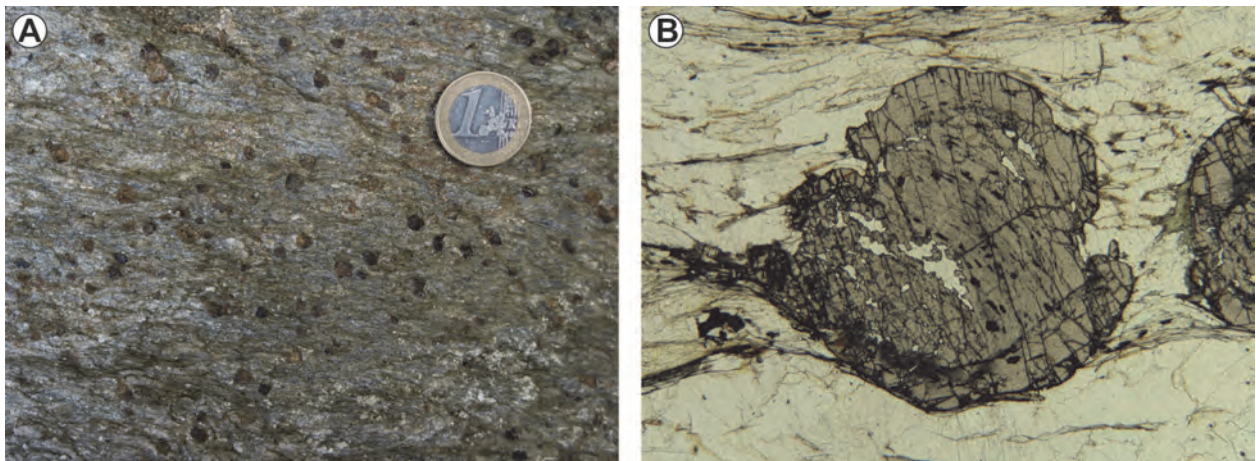


Abb. 4: Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes. **A)** Gestein im Aufschlussbereich. **B)** Dünnschliffbild eines zweiphasigen Granates in einer Matrix aus Quarz und Muskovit (AK40, Bildbreite: 12 mm).

Stopp 3.4: Gasen-Decke / Schönberg- und Hochschlag-Formation (Grazer Paläozoikum)

Lokalität: ÖK50 Blatt 134 Passail, Au Graben an der Straße von Gasen zum Brandrücken (WGS84 47°21'53" N / 015°33'57" E, Sh. 1.130 m).

Haltemöglichkeit: In der Kehre in 1.140 m Seehöhe.

An der Straße sind mehrere Aufschlüsse im Übergangsbereich von der Schönberg-Formation (?Lochkovium–?Eifelium) zur Hochschlag-Formation (?Emsium–?Eifelium) der Gasen-Decke vorhanden (HUBMANN et al., 2014). Zu sehen sind dunkelgraue bis schwarze, Grafit führende Phyllite (Abb. 5A), die zu cm-großen, dünnplattigen Stücken zerbrechen, sowie dunkelgraue, dünnbankige Kalkmarmore (Abb. 5B). Die Gesteine fallen gegen SSW ein und sind um weit offene, flach gegen SE fallende Achsen verfaltet. Im Dünnschliff ist in den Marmoren immer etwas Quarz, Muskovit und opakes Erz sichtbar, welche in manchen Lagen der Schieferung angereichert sind. Im Profil überwiegen im liegenden Teil Phyllite, welche als Schönberg-Formation kartiert wurden. Die darüber folgenden marmorreichen Abfolgen werden als Hochschlag-Formation zusammengefasst. Da sich der Aufschluss im Übergangsbereich der beiden Einheiten befindet, sind Wechsellagerungen der Lithologien vorhanden.

Nach geochronologischen Daten erfolgte die Metamorphose in der Gasen-Decke während der Unterkreide um ca. 125 Ma (FRITZ, 1988; FRITZ et al., 1992; SCHANTL et al., 2015). Basierend auf dem makroskopischen und mikroskopischen Erscheinungsbild werden für die Gesteine der Gasen-Decke Metamorphosebedingungen von 350 bis 450 °C angenommen.

Zusätzliche Information zum Aufbau des Ostrandes des Grazer Paläozoikums finden sich in SCHUSTER et al. (2016a).

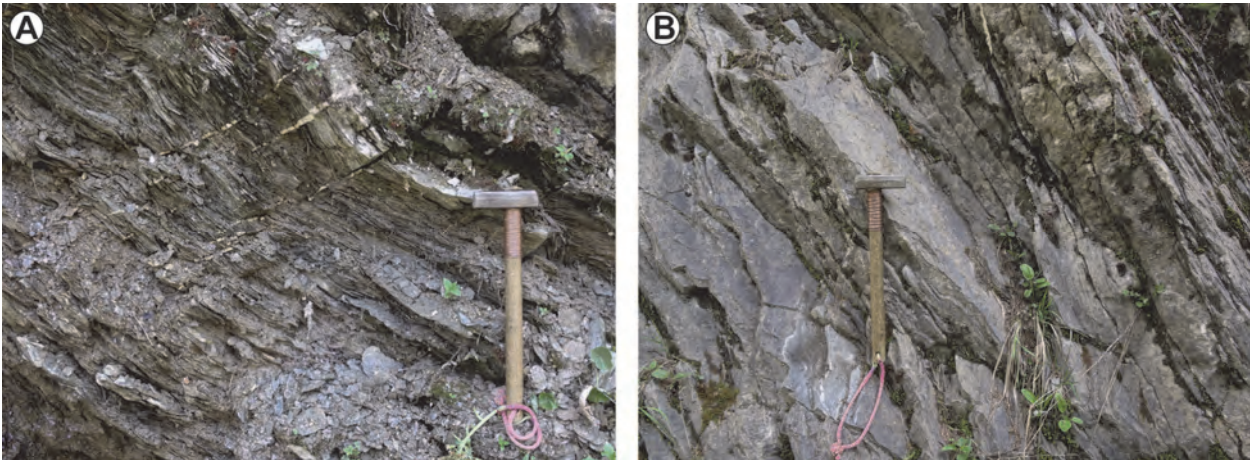


Abb. 5: Lithologien im Übergang von der Schönberg- zur Hochschlag-Formation in der Gasen-Decke des Grazer Paläozoikums. **A)** Dunkelgrauer, dünnplattig und kleinstückig brechender Phyllit. **B)** Dünnbankiger, dunkelgrauer Kalkmarmor.

Stopp 3.5: Gasen-Decke / Heilbrunn-Formation (Grazer Paläozoikum)

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Aufschluss beim Gehöft gegenüber „Disco 2000“ (WGS84 47°19'08“ N / 015°38'22“ E, Sh. 560 m).

Haltemöglichkeit: An der Straße bei der „Disco 2000“.

Im Aufschluss an der Forststraße hinter dem Gehöft sind silbergraue Phyllite des Heilbrunn-Lithodems anstehend, für welches ein prädevones Alter angenommen wird (HUBMANN et al., 2014). Sie fallen gegen SSW ein und zeigen auf den Schieferungsflächen ein ebenfalls gegen SSW einfallendes Streckungslinear. Weiters ist eine jüngere Kinkfaltung um eine E–W orientierte Achse vorhanden. Die Gesteine brechen dünnlagig und kleinstückig. Die Gesteine bestehen aus feinschuppigem Hellglimmer, Chlorit, Quarz und etwas Albit. Wie oben erwähnt, erfolgte die Metamorphose in der Gasen-Decke während der Unterkreide um ca. 125 Ma, bei Temperaturen zwischen 350 bis 450 °C (FRITZ et al., 1988; SCHANTL et al., 2015).

Stopp 3.6: Waxenegg-Decke / Rossegg-Komplex

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Forststraße am gegen SW hin geneigten Hang des Naintschgrabens (WGS84 47°18'25“N / 015°39'44“ E, Sh. 570 m).

Haltemöglichkeit: Hangseitig an der Abzweigung der Forststraße.

Entlang der Forststraße ist ein Profil vom Hangenden ins Liegende durch den Rossegg-Komplex der Waxenegg-Decke aufgeschlossen. Die bunte Abfolge beginnt mit dunkelgrauen bis schwarzen, Grafit führenden Glimmerschiefern, in denen Lagen aus stark abfärbenden Grafit-schiefern enthalten sind. Weiters finden sich braun verwitternde Glimmerschiefer mit etwa 1 mm großen Biotitblasten. In der Fortsetzung dominieren braune Paragneise und Glimmerschiefer, in die nach etwa 200 m zwei Marmorlagen eingeschaltet sind. Die erste Marmorlage ist größtenteils rein weiß gefärbt, mittelkörnig und kaum silikatisch verunreinigt. Die zweite Marmorlage enthält mehr Glimmer und Quarz und ist grau gefärbt. Weiters finden sich vereinzelt dezimetermächtige Lagen von Amphibol führenden Gneisen bzw. Amphiboliten.

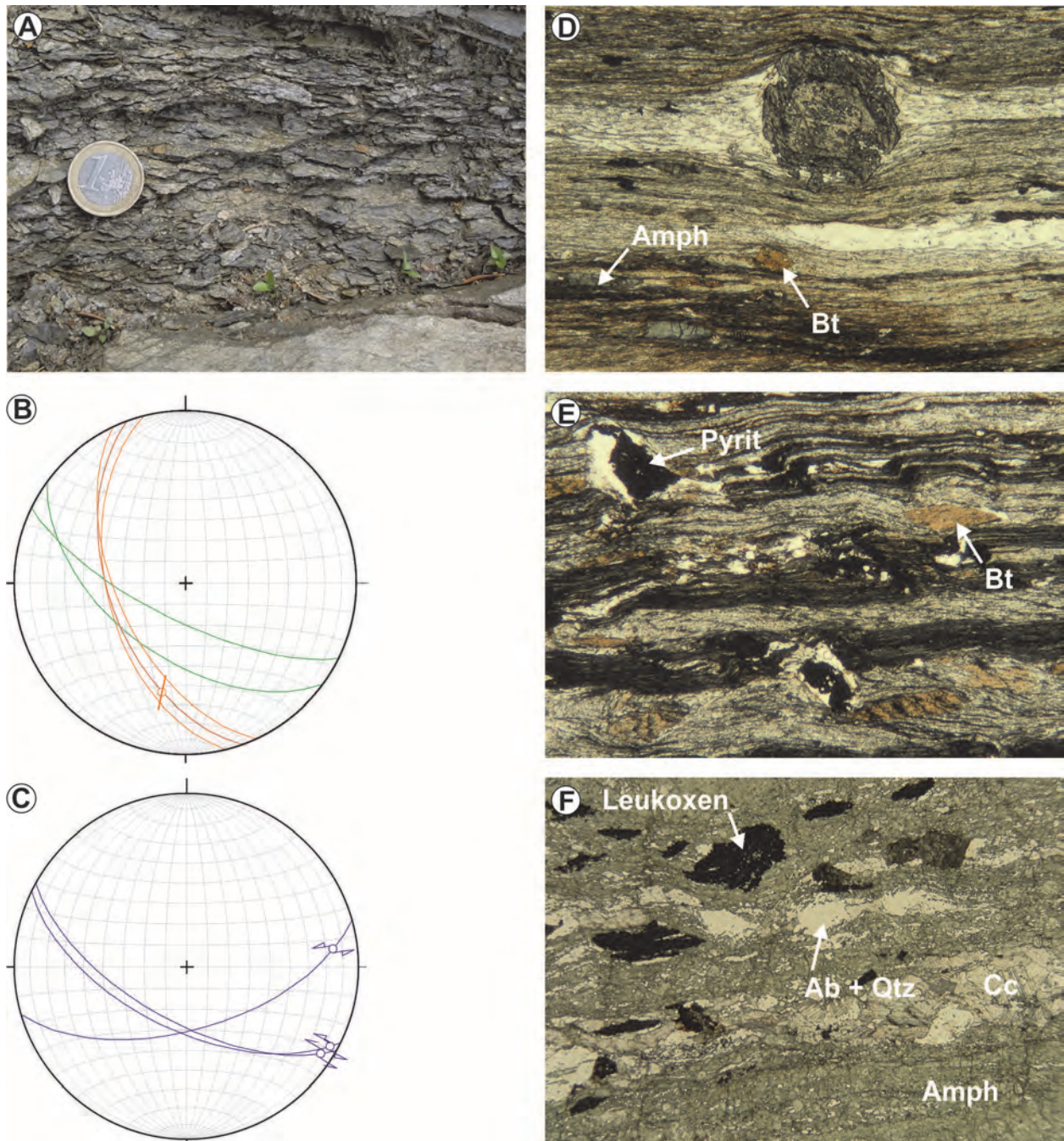


Abb. 6: Abfolge durch den Rossegg-Komplex der Waxenegg-Decke im Naintschgraben. **A)** SC`-Gefüge in grafitischem Glimmerschiefer (SW ist links). **B)** Schieferungsflächen (orange) und C`-Flächen (grün) fallen nach WSW bzw. SW ein. **C)** Ein System aus konjugierten Scherflächen zeigt einen sinistralen Bewegungssinn. **D)** Dünnschliffbild eines Glimmerschiefers mit zweiphasigem Granat und Amphibol in einer feinkörnigen Matrix aus Hellglimmer, Biotit und Chlorit (07R15, Bildbreite: 5 mm). **E)** Dünnschliffbild eines grafitreichen Glimmerschiefers des Rossegg-Komplexes mit Biotitporphyroblasten und Pyrit (08R61, Bildbreite: 5 mm). **F)** Feinkörniger Amphibolit mit Karbonat und Leukoxen (09R19, Bildbreite: 7,5 mm).

Die Gesteine fallen mittelsteil nach SSW ein und zeigen ein WSW einfallendes Streckungslinear. Zudem bilden sich in den Glimmerschiefern immer wieder SC`-Gefüge aus, welche eine Abschiebung gegen SW implizieren (Abb. 6A). Diese Strukturen werden mit der extensionellen Tektonik in der Oberkreide in Verbindung gebracht, im Zuge der das Kristallin exhumiert und mit dem Grazer Paläozoikum in Kontakt gekommen ist. An sprödetektonischen Strukturen ist ein System aus konjugierten Scherflächen mit sinistraler Bewegungssinn vorhanden. Die Flächen fallen mit einem durchschnittlichen Winkel von 60° gegen SW bzw. SE ein (Abb. 6B, 6C).

Diese Scherflächen liegen parallel zum Talverlauf und führen zu einer zusätzlichen Auflockerung des steilen Hanges. Nach dem Bau der Forststraße kam es deshalb in diesem Bereich zu Felsstürzen, die zu vorübergehenden Sperrungen der Bundesstraße geführt haben.

Im Dünnschliff ist in fast allen Glimmerschiefern des Rossegg-Komplexes Biotit und Amphibol oder Karbonat vorhanden (Abb. 6D, 6E). Der Granat ist oft zweiphasig gewachsen (Abb. 6D), wobei die Kerne wahrscheinlich im Perm gebildet wurden. In den Granaträndern bzw. in einphasig gewachsenen Granatkristallen finden sich Einschlüsse von Chloritoid, der in der Matrix kaum mehr vorhanden ist. Diese Granatgeneration entstand während des Eoalpidischen Ereignisses in der Oberkreide. Die Amphibolite sind feinkörnig und enthalten zumeist Karbonat (Abb. 6F). Nach dem makroskopischen Erscheinungsbild und der auftretenden Mineralassoziation lagen die eoalpidischen Metamorphose-Temperaturen um 550 °C.

Stopp 3.7: Radegund-Decke / Rappold-Komplex und Waxenegg-Decke / Rossegg-Komplex

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Steinbruch Christandl (nur nach Anfrage zugänglich) bei Steg (WGS84 47°17'37" N / 015°40'29" E, Sh. 530 m) oder alternativ Straßenprofil gegenüber Steinbruch nördlich des Peuntner Baches (WGS84 47°17'40"N / 015°40'32" E, Sh. 580 m).

Haltemöglichkeiten: Parkplatz bei Steinbruch Christandl, im Bereich des Straßenprofils nur für Kleinbusse und PKW an mehreren Stellen am Straßenrand.

Das Gebiet um den Steinbruch war schon mehrmals Ziel von Bearbeitungen (z.B. NEUBAUER, 1982; KRENN et al., 2008), da in diesem Gebiet die Verteilung der Indexminerale über den Kontakt von „Angerkristallin“ zum Grazer Paläozoikum gut studiert werden kann und die Grenzen der Biotit-, Granat- und Staurolithzone hier nahe zusammenrücken. Im Steinbruch fallen die Gesteine gegen SW ein. Der liegende nordwestliche Teil wird bis in eine Seehöhe von etwa 580 m vom Rappold-Komplex der Radegund-Decke aufgebaut, darüber folgt die Waxenegg-Decke mit dem Rossegg-Komplex. Die Grenze zwischen Granat- und Staurolithzone liegt nach den Verteilungskarten im oberen Teil des Steinbruchs innerhalb des Rossegg-Komplexes. Im Steinbruch ist der Rappold-Komplex mit dunkelgrauen, grafitreichen Granat-Glimmerschiefern und mittelkörnigen, grau-weiß gebänderten Marmorlagen vertreten (Abb. 7B). Je nach Aufschlussituation können auch Pegmatitgneise zugänglich sein. Im Steinbruch sind zwei etwa 15 m mächtige Marmorlagen aufgeschlossen (Abb. 7A). Die Glimmerschiefer des Rappold-Komplexes enthalten zweiphasig gebildeten Granat (Abb. 7C) und bisweilen Staurolith, der mit dem älteren Granat gebildet wurde. Die Paragenese mit den Granatkernen und dem Staurolith entstand im Perm bei 570 ± 20 °C bei $0,65 \pm 0,1$ GPa, zeitgleich mit der Intrusion der Pegmatite. Die eoalpidische Metamorphose in der Oberkreide erreichte 600 ± 20 °C bei $1,0 \pm 0,1$ GPa und führte zur Bildung der Granatränder (RÖGGLA, 2007).

Der Rossegg-Komplex besteht hauptsächlich aus bräunlichen, karbonatischen Glimmerschiefern, die grobblockig brechen. Diese sind im cm- bis dm-Bereich gebändert und zeigen unterschiedlichen Karbonatgehalt. Manche Lagen sind durch Eisenoxide rötlichbraun, andere durch Chlorit grünlich gefärbt. Auf den Schieferungsflächen ist Hellglimmer mit bis zu 0,5 mm Größe zu erkennen. Bei der Verwitterung entstehen karbonatische Krusten, die vor allem bei alten Aufschlüssen entlang der Straße zu beobachten sind. Eingelagert sind einzelne reinere Marmorlagen von wenigen Metern Mächtigkeit und dunkelgraue, zum Teil Hornblende führende Granat-Glimmerschiefer (Abb. 7D). In diesen ist der Granat manchmal idiomorph ausgebildet und erreicht bis zu 3 mm im Durchmesser. Staurolith wurde von KRENN et al. (2008) beschrieben, er findet sich aber selten.

Die Grenzfläche zwischen der Radegund- und der Waxenegg-Decke ist im Steinbruch zum Teil durch spröde Störungen überprägt. Generell handelt es sich um eine grünschieferfazielle bis amphibolitfazielle Scherzone, die nur im Bereich von einigen Metern bis Zehnermetern festgelegt werden kann. Klar zu erkennen ist ein SW–NE gerichtetes Streckungslinear, die Bewegungsrichtung ist jedoch nicht eindeutig, da sowohl SW als auch NE gerichtete Rotation der Granatporphyroblasten festgestellt wurde (KRENN et al., 2008; SCHANTL & BRANDNER, 2013). Nach KRENN et al. (2008) soll die Deformation während SW gerichteter, abschiebender Tektonik in der späten Kreide erfolgt sein. Die starke Ausdünnung des Metamorphoseprofils

weist auf eine stark plättende Komponente bei der Deformation hin. Die widersprüchlichen Schersinn-Indikatoren können auf eine polyphase Entwicklung und/oder auf die starke Plättung zurückzuführen sein. An der Straße ist die gleiche Situation wie im Steinbruch zu beobachten, die Aufschlusssituation ist aber lückenhafter. Marmore des Rappold-Komplexes sind in der Kurve unterhalb des Gehöftes vorhanden. Die Deckengrenze liegt im Bereich des Gehöftes und ist nicht zugänglich. Danach folgen Aufschlüsse in den karbonatischen Glimmerschiefern und schließlich in dunkelgrauen, Grafit führenden Glimmerschiefern des Rossegg-Komplexes.

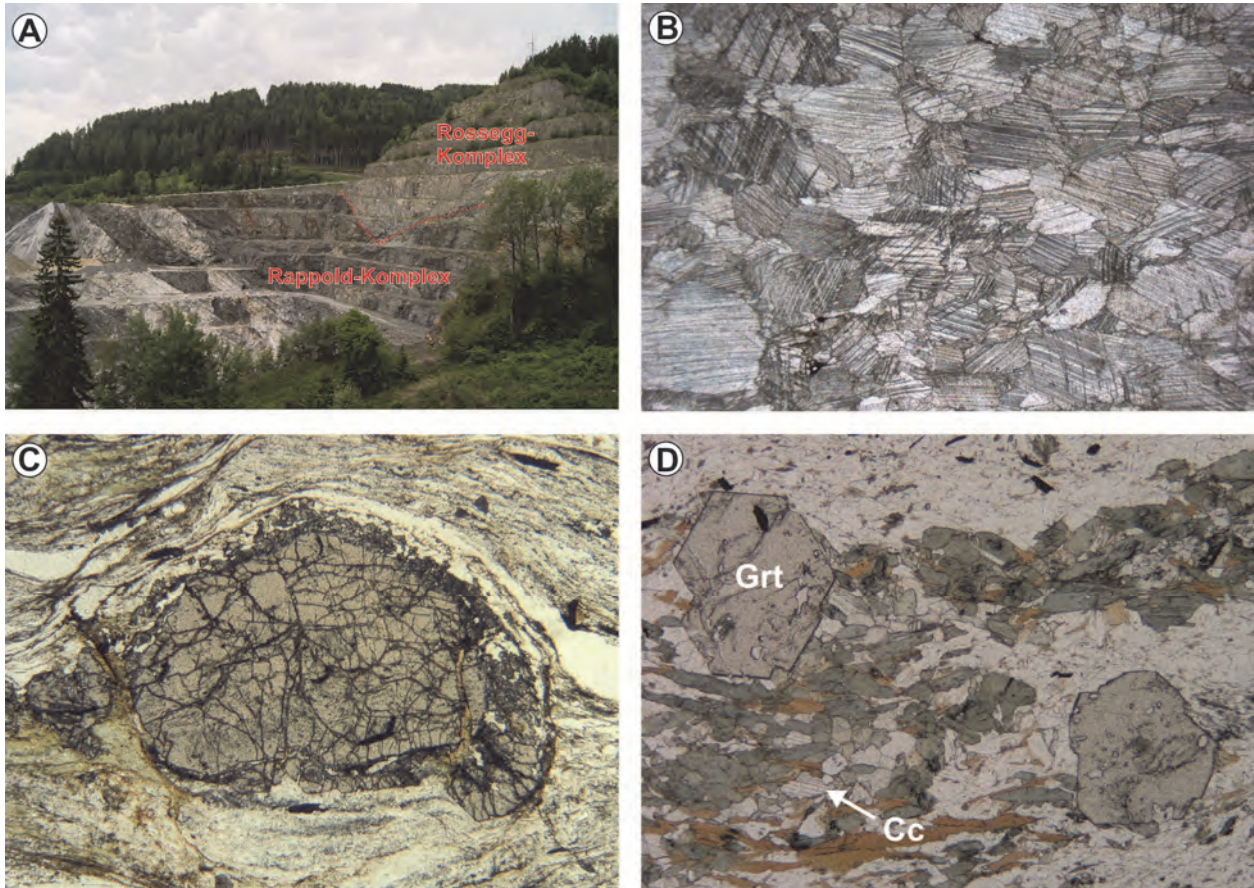


Abb. 7: **A)** Steinbruch Christandl bei Steg, Blick gegen Süden. Der östliche Teil des Steinbruchs besteht aus grafitischen Glimmerschiefern und Marmoren des Rappold-Komplexes der Radegund-Decke, der hangende westliche Teil aus karbonatischen Glimmerschiefern des Rossegg-Komplexes der Waxenegg-Decke. **B)** Dünnschliffbild eines Marmors (135/17-3, Bildbreite: 5 mm). **C)** Dünnschliffbild eines grafitreichen Glimmerschiefers des Rappold-Komplexes. Zu sehen ist ein zweiphasiger Granat in einer Matrix aus Muskovit, Biotit (teilweise chloritisiert) und Quarz (08R32, Bildbreite: 12 mm). **D)** Dünnschliffbild eines karbonatischen, Hornblende führenden Granat-Glimmerschiefers aus dem Rossegg-Komplex. Zu sehen ist idiomorpher Granat, grüner Amphibol und brauner Biotit in einer Matrix aus Quarz, Feldspat und Karbonat (03R69, Bildbreite: 7,5 mm).

Erläuterungsbereiche (N. TILCH & A. KOÇIU)

Erläuterungsbereiche 1a und 1b

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Gasenbachgraben nördlich von Haslau (1a: WGS84 47°23'18" N / 015°37'27" E, Sh. 710 m; 1b: WGS84 47°23'21" N / 015°37'18" E, Sh. 715 m).

Im Zeitraum von 24. bis 26. August 2005 ereigneten sich an der bergseitigen Böschung der Talstraße entlang des Gasenbaches mehrere Lockergesteinsrutschungen und Hangmuren, die zu Flurschäden und Verkehrsbehinderungen geführt haben (Abb. 8, 9A, 9B, 10A, 10B). Der Tiefgang der Abrissbereiche variierte zwischen wenigen Dezimetern und einem halben Meter, partiell waren die (hier phyllitischen) Paragneise der Pirbachkogel-Decke des Silvretta-Seckau-Deckensystems freigelegt (Abb. 9B, 10B).

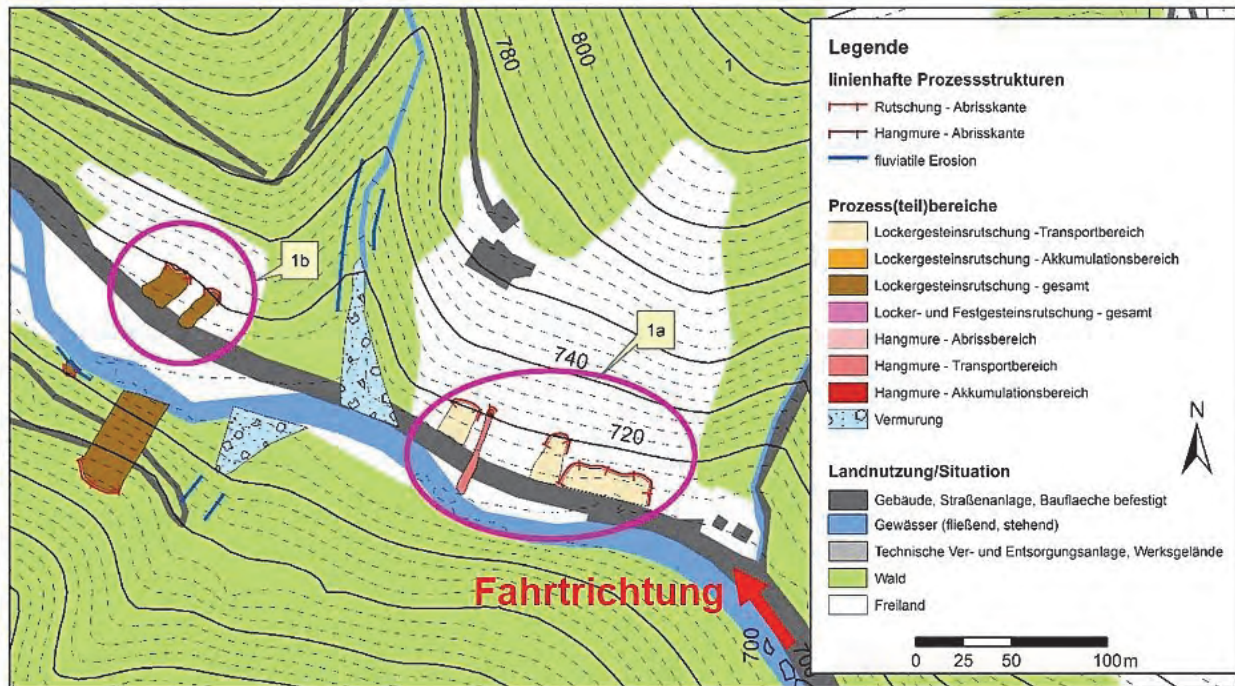


Abb. 8: Seitens der GBA erstellte Prozesskarte des Erläuterungsbereiches 1a und 1b. Quellen der Darstellungsgrundlagen: Digitales Geländemodell, © BEV; digitale Katastralmappe, Land Steiermark.

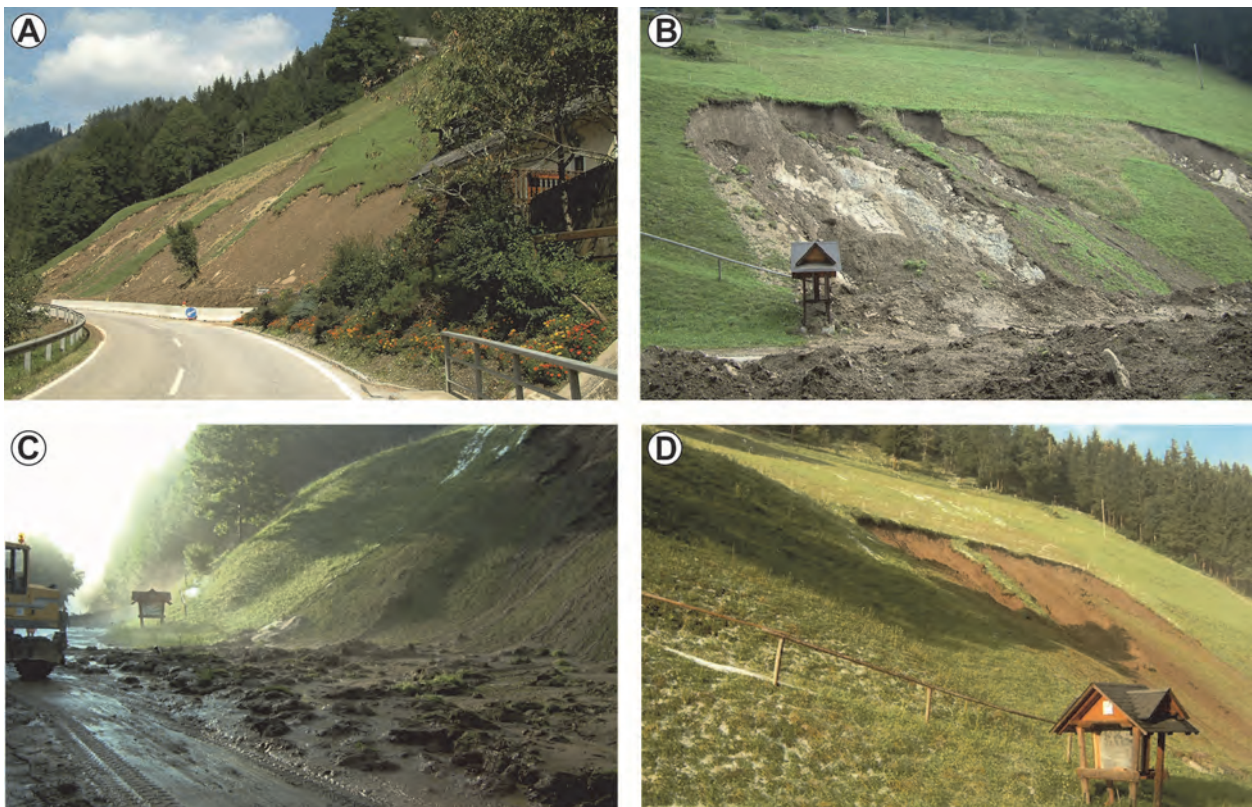


Abb. 9: **A**) Übersicht (Blick in Fahrtrichtung) und Detailansicht. **B**) der Lockergesteinsrutschungen und Hangmuren im August 2005 im Erläuterungsbereich 1a. Dieser Bereich war auch bereits im Jahr davor instabil. **C**) Übersicht (Blick in Fahrtrichtung) und Detailansicht. **D**) der Lockergesteinsrutschungen und Hangmuren im März 2004 im Erläuterungsbereich 1a. Fotoquellen: **A, B**: GBA; **C, D**: Wildbach und Lawinerverbauung.



Abb. 10: Übersicht (A) und Detailansicht (B) der Hangrutschungen im August 2005 im Erläuterungsbereich 1b. C) Der Erläuterungsbereich 1a wurde als brauner Hinweisbereich (braun umgrenzte Fläche) in den Gefahrenzonenplan der Wildbach- und Lawinerverbauung integriert, um auf mögliche Gefährdungen durch Rutschungen hinzuweisen. Details sind somit über spezielle Gutachten durch befugte Personen abzuklären. Fotoquellen: A: Gemeinde Gasen; B: GBA; Abbildungsquelle: C: <http://www.gis.steiermark.at/>

Derartig flachgründige und kleinräumige Prozesse sind zumeist durch eine temporäre Prozessphänomenologie gekennzeichnet, so dass diese heute im Gelände nicht mehr bzw. kaum zu erkennen sind.

Im Rahmen der Exkursion sollen anhand dieser beiden Erläuterungsbereiche vornehmlich die frische Prozessphänomenologie, die (eigentliche) theoretische Singularität derartiger Prozesse (Abb. 9A–D), die Abgrenzung von einzelnen Prozessräumen innerhalb eines kleinräumigen Prozessensembles und der aktualisierte Gefahrenzonenplan (Abb. 10C) erläutert und diskutiert werden.

Erläuterungsbereich 2

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Ortsgebiet Gasen (WGS84 47°23'03" N / 015°34'42" E, Sh. 810 m).

Im Zeitraum von 24. bis 26. August 2005 ereigneten sich am bergseitigen Hang der Talstraße entlang des Gasenbaches im Ausstrichbereich der Glimmerschiefer der Exenberg-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems zwei Hangmuren im Lockergestein (Abb. 11, Abb. 12A, 12B). Eine der Hangmuren überfloss die Talstraße und reichte bis zum Gasenbach, ein bachseitig gelegenes Wartehäuschen einer Bushaltestelle wurde dadurch verschoben (Abb. 12C). Die Abrissbereiche der Hangmuren wurden mittlerweile stabilisiert, der Wald am Oberhang teilweise gerodet und am Hangfuß eine Werkshalle errichtet (Abb. 12D). Die beste Gefahrenprävention ist eigentlich das Meiden (bautechnisches Freihalten) von potenziellen Gefahrenbereichen.

Im Rahmen der Exkursion soll anhand dieses Erläuterungsbereiches die Diskussion hinsichtlich des aktuellen gesellschaftlichen Umgangs mit geogen bedingten Naturgefahren angeregt werden. Einzige Indizien dafür, dass sich an diesem Hang vor etwa 10 Jahren zwei Hangmuren ereigneten, sind die heute noch schwach erkennbaren, sanften Hangmulden (ehemalige Abrissbereiche).

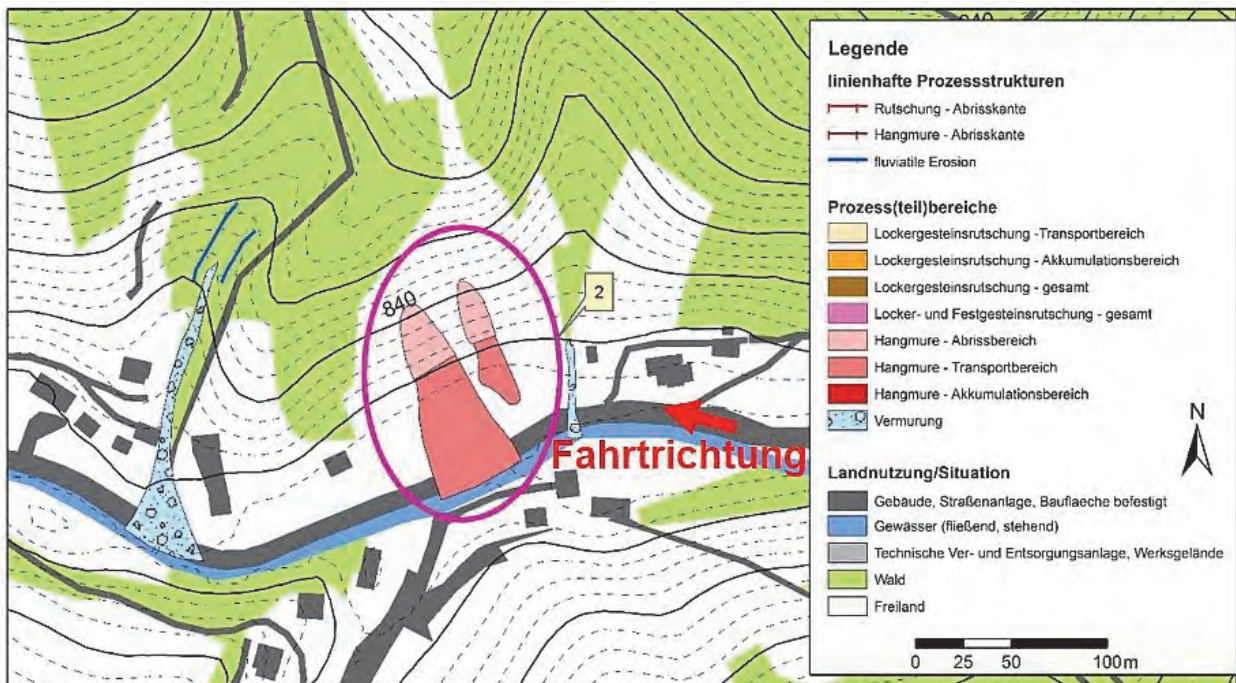


Abb. 11: Seitens der GBA erstellte Prozesskarte im Erläuterungsbereich 2. Quellen der Darstellungsgrundlagen: Digitales Geländemodell, © BEV; digitale Katastralmappe, Land Steiermark.

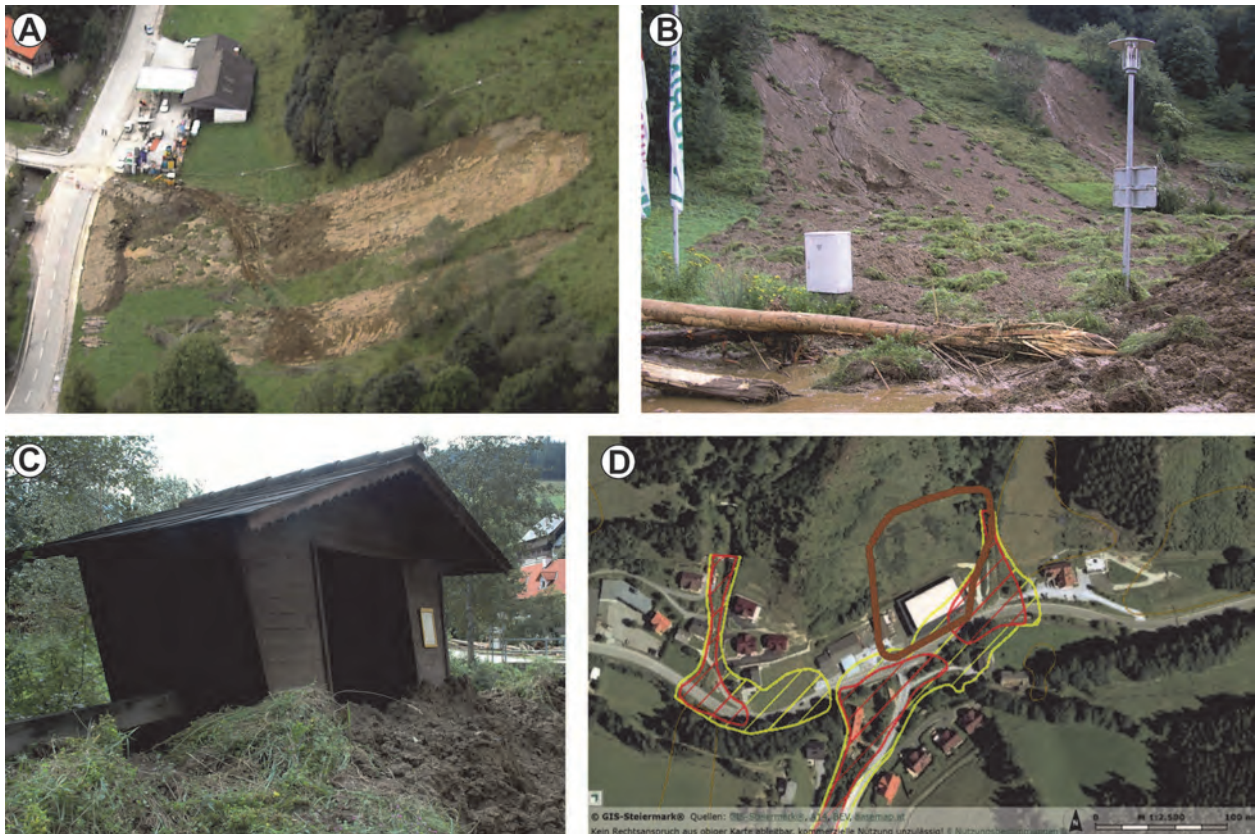


Abb. 12: Übersicht (perspektivische Luftaufnahme; **A**) und Detailansicht (**B**) der Hangmuren im August 2005 im Erläuterungsbereich 2. **C**) Durch die westliche Hangmure wurde ein Wartehäuschen einer Bushaltestelle verschoben. Der gesamte Bereich wurde als brauner Hinweisbereich in den Gefahrenzonenplan der Wildbach- und Lawinerverbauung integriert, um auf mögliche Gefährdungen durch Rutschungen/Hangmuren hinzuweisen (**D**). Details sind somit über spezielle Gutachten durch befugte Personen abzuklären. In diesen Bereich wurde mittlerweile eine Werkshalle (weiße Fläche) errichtet und ein Teil des Waldes am Oberhang gerodet. Fotoquellen: **A, B**: Gemeinde Gasen; Abbildungsquellen: **C**: Gemeinde Gasen; **D**: <http://www.gis.steiermark.at/>

Erläuterungsbereiche 3a und 3b

Lokalität: ÖK50 Blatt 134 Passail, Aufraben südlich von Gasen (3a: WGS84 47°22'47" N / 015°34'33" E, Sh. 840 m; 3b: WGS84 47°22'46" N / 015°34'45" E, Sh. 860 m).

Im Zeitraum von 24. bis 26. August 2005 ereigneten sich hier an beiden Talflanken im Ausstrichbereich der Phyllite der Gasen-Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems (ehemals: des Passailer Komplexes) mehrere gravitative Massenbewegungen im Lockergestein, die zu beträchtlichen Gebäudeschäden führten (Abb. 13, 15A–G).

Einerseits war am ostexponierten Hang (Erläuterungsbereich 3a) die gesamte Verwitterungsschwarte (Hangschutt und Cv-Horizont) großflächig instabil, so dass zwei Anwesen teilweise beschädigt wurden oder gefährdet waren (Abb. 15A, 15B). Die Hauptabrissskanten erstreckten sich entlang einer Geländekante (Erosionskante oder Ackerpflugkante?). Im nördlichen Teilbereich (in Blickrichtung rechts) rutschte und floss das mobilisierte Erdreich recht schnell ab, so dass dieses aufgrund der „schanzenähnlichen“ Morphologie des Unterhanges (mit Steinschichtung) das Obergeschoss eines Wohnhauses und den Dachstuhl erheblich beschädigte (Abb. 15B). Der benachbarte Hang (in Blickrichtung links) war bis dato nur initial abgerutscht und das darunter befindliche Wohngebäude dadurch vornehmlich gefährdet (Abb. 15A).

Ferner lösten sich im Erläuterungsbereich 3b an einer Geländekante des westexponierten Hanges 10 bis 15 m³ Erdmassen (Abb. 15E), welche auf der Oberfläche einer nassen Wiese fast vollständig als Hangmure mit hoher Geschwindigkeit bis zum etwa 100 m entfernt, am Hangfuß befindlichen Hof abflossen (Abb. 15C, 15D). Dadurch wurde ein Nebengebäude durchschlagen und fast vollständig zerstört (Abb. 15F, 15G).

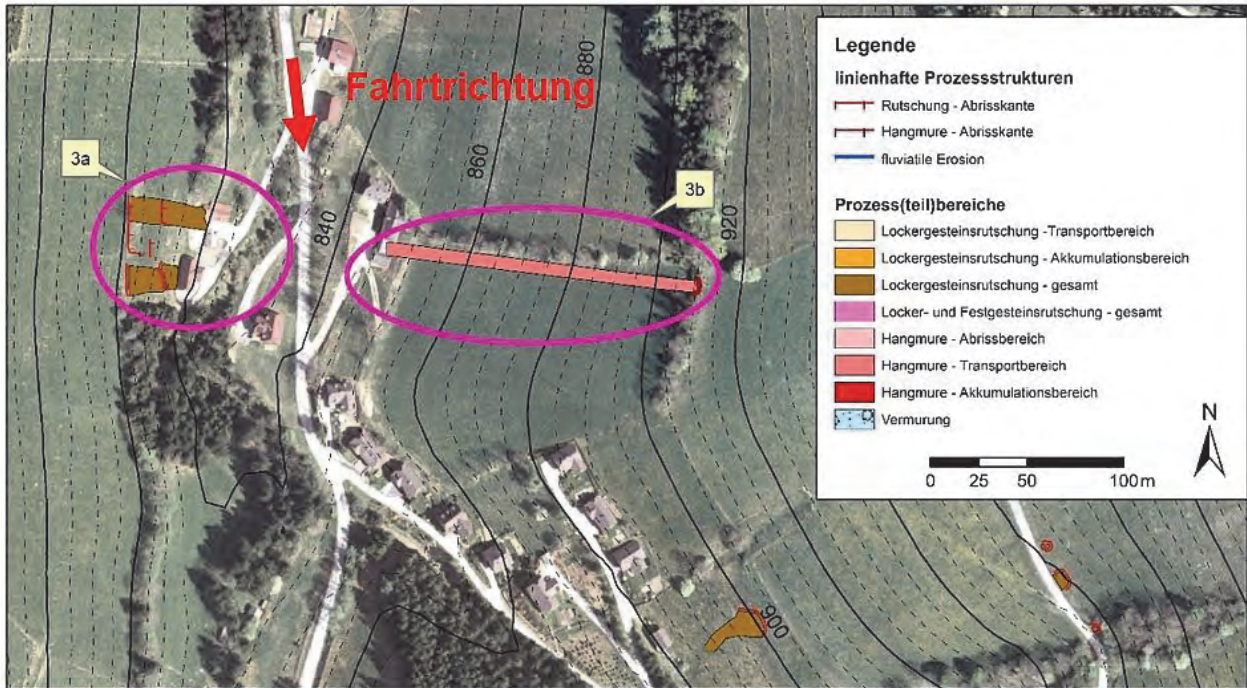


Abb. 13: Seitens der GBA erstellte Prozesskarte in den Erläuterungsbereichen 3a und 3b. Quellen der Darstellungsgrundlagen: Digitales Geländemodell, © BEV; Orthofoto, <http://www.esri.com/data/basemaps>

Aufgrund der temporären Prozessphänomenologie ist heute im Gelände nicht mehr zu erkennen, dass diese Hänge vor etwa 10 Jahren instabil waren. Neben Aussagen von Zeitzeugen und Dokumenten im Kontext zu Hangstabilisierungsmaßnahmen sind daher die erfolgten detaillierten Ereignisdokumentationen (u.a. seitens der Geologischen Bundesanstalt) äußerst wichtige Informationsquellen.



Abb. 14: In den Arealen der Erläuterungsbereiche 3a und 3b wurden braune Hinweisbereiche in den Gefahrenzonenplan der Wildbach- und Lawinenverbauung integriert, um auf mögliche Gefährdungen durch Rutschungen/Hangmuren hinzuweisen. Details sind somit über spezielle Gutachten durch befugte Personen abzuklären. Abbildungsquelle: <http://www.gis.steiermark.at/>

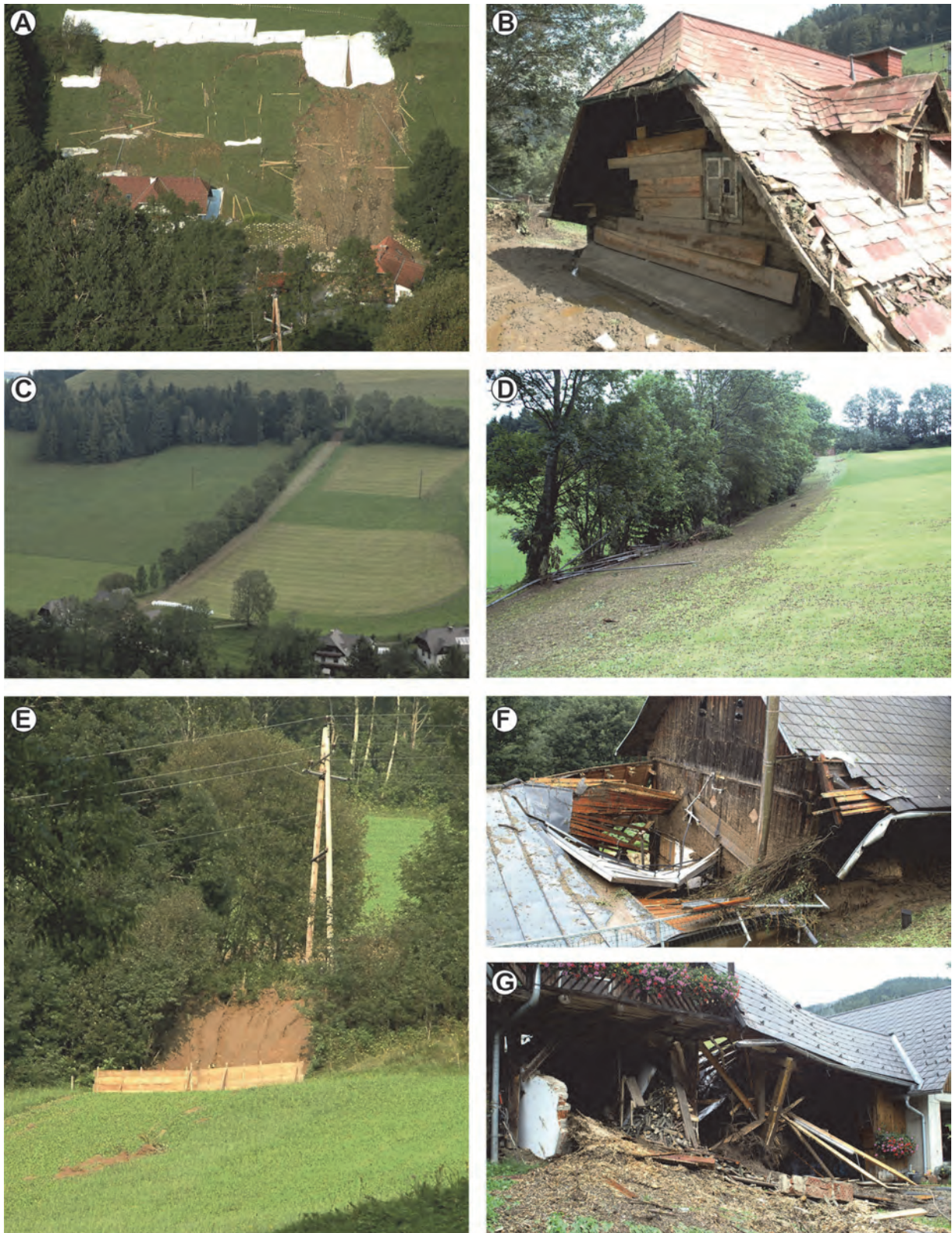


Abb. 15: **A**) Übersicht (Foto vom Gegenhang) des Erläuterungsbereiches 3a und der dort durch eine Hangrutschung im August 2005 verursachte Gebäudeschaden (**B**). **C**) Übersicht (Foto vom Gegenhang) und Detailaufnahme (**D**) des Erläuterungsbereiches 3b mit einer im August 2005 erfolgten Hangmure. Der Abrissbereich (**E**) im Erläuterungsbereich 3b ist recht klein und befindet sich an einer Geländekante. (ermittelte Kubatur: 10–15 m³) und befindet sich an einer Geländekante. Trotz der kleinen Kubatur hatte das Material der Hangmure aufgrund der geringen Rauigkeit der Vegetation (Wiese), des hohen Wassergehaltes des Hanges und des verflüssigten Hangmurmaterials eine hohe Geschwindigkeit und eine große prozessspezifische Reichweite. Dies führte zu einem beträchtlichen Gebäudeschaden eines relativ weit vom Abrissbereich entfernten, am Hangfuß gelegenen Hofes (**F**, **G**).
Fotoquellen: **A**, **E**: GBA; **B**, **C**, **D**, **F**, **G**: Gemeinde Gasen.

Im Rahmen der Exkursion soll anhand dieser Erläuterungsbereiche auf die Entwicklungsstadien derartiger gravitativer Massenbewegungen eingegangen werden, da sich dadurch unterschiedliche Gefahrenpotenziale ableiten lassen. Ferner soll, anhand der Hangmure am westexponierten Hang, die mögliche Reichweite selbst kleiner Kubaturen greifbar gemacht, und der aktualisierte Gefahrenzonenplan dieses Bereiches vorgestellt werden (Abb. 14).

Erläuterungsbereich 4

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Augraben südlich von Gasen (WGS84 47°22'07" N / 015°33'53" E, Sh. 980 m).

Im Zeitraum von 24. bis 26. August 2005 ereigneten sich hier im Ausstrichbereich der Grünschiefer der Gasen-Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems (ehemals: Passailer Komplex) in einem relativ kleinen Wiesenbereich verteilt, mehrere Hangmuren mit unterschiedlichen ereignisspezifischen Entwicklungsstadien (Abb. 16, 17).

Ebenso wie in den vorangegangenen Erläuterungsbereichen sind die Prozesse aufgrund der temporären Prozessphänomenologie heute nicht mehr zu erkennen.

Im Rahmen der Exkursion soll anhand dieses Erläuterungsbereiches, ergänzend zu den Erläuterungen von Bereich 3, nochmals kurz auf die Entwicklungsstadien derartiger gravitativer Massenbewegungen eingegangen werden. Ferner soll kurz erläutert werden, inwiefern derartige Prozesskenntnisse und Prozessdaten für raumplanerische und gefahrenpräventive Zwecke (Abb. 18) bedeutsam sind (z.B. für Modellrechnungen).

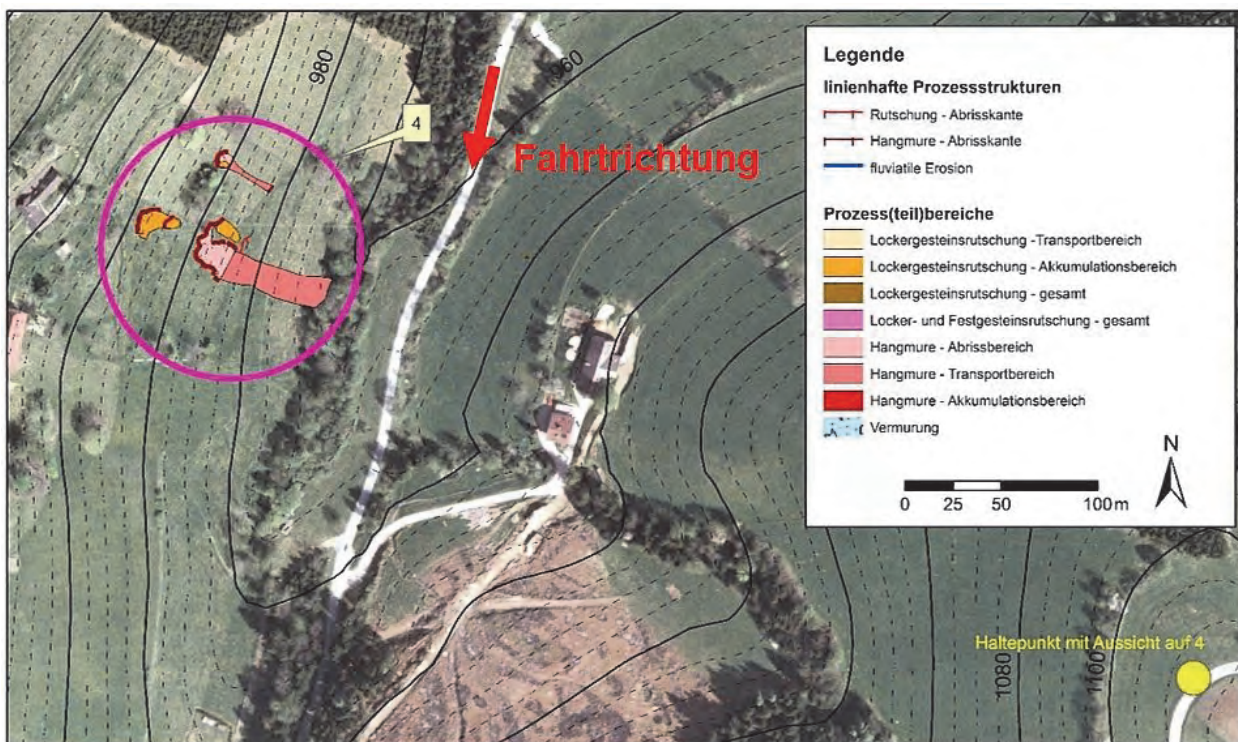


Abb. 16: Seitens der GBA erstellte Prozesskarte des Erläuterungsbereiches 4. Quellen der Darstellungsgrundlagen: Digitales Geländemodell, © BEV; Orthofoto, <http://www.esri.com/data/basemaps>. Der erläuterte Hangbereich ist von einem Haltepunkt am Gegenhang gut einzusehen.



Abb. 17: Übersicht (A) und Detailaufnahme (B) des Erläuterungsbereiches 4 mit mehreren, im August 2005 entstandenen gravitativen Massenbewegungen im Lockergestein. Deutlich zu erkennen ist, dass die Prozesse bereits in diesem recht kleinen Hangbereich sehr unterschiedliche Entwicklungsstadien haben (Anriss, initiale Rutschung bis Hangmure). Eine Quantifizierung der Einflüsse verschiedener Ursachen, prozessauslösender und den Prozessablauf bestimmender Faktoren auf das raum-zeitlich variable Prozessgeschehen ist für im Zuge von Niederschlagsereignissen spontan erfolgenden gravitativen Massenbewegungen kaum/nicht möglich. Deshalb sind auch Aussagen im Kontext zur Gefahr und zum Klimawandel nur im Sinne von *worst case*-Betrachtungen möglich. Fotoquellen: A: Gemeinde Gasen; B: GBA.

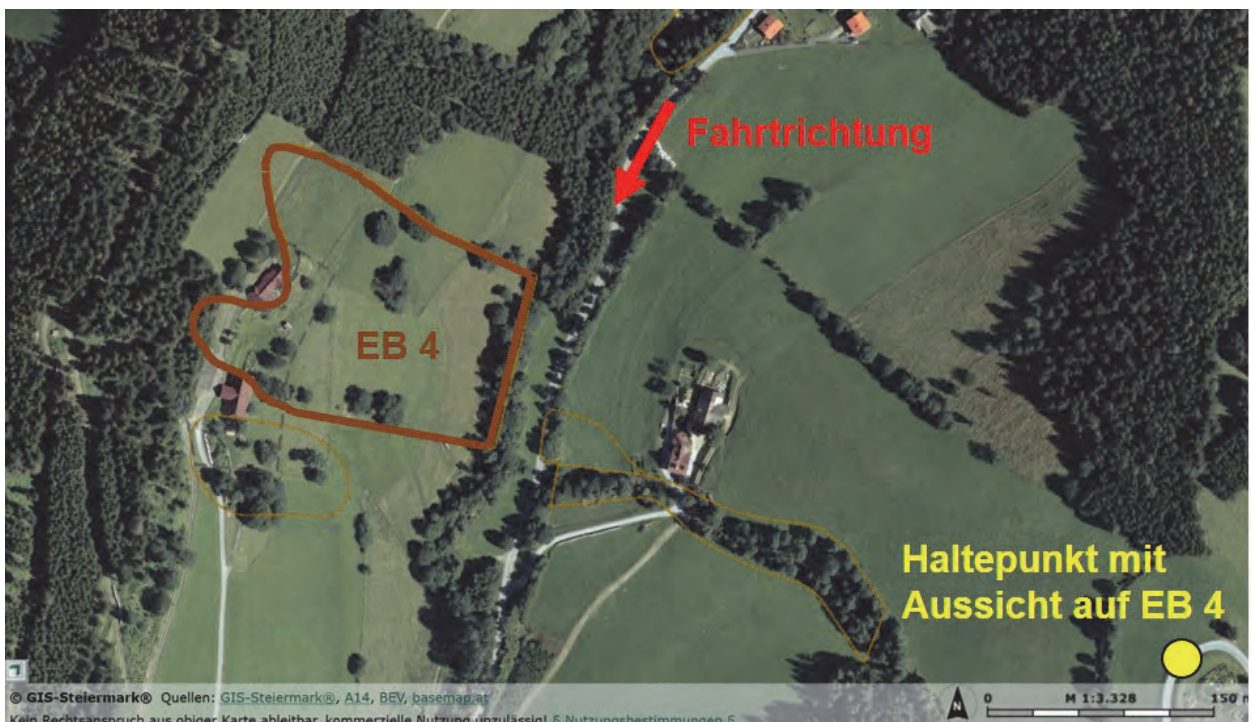


Abb. 18: Im Erläuterungsbereich 4 wurden braune Hinweisbereiche in den Gefahrenzonenplan der Wildbach- und Lawinverbauung integriert, um auf mögliche Gefährdungen durch Rutschungen/Hangmuren hinzuweisen. Details sind somit über spezielle Gutachten durch befugte Personen abzuklären. Aufgrund der nicht einschätzbaren Reichweite potenzieller Prozesse, die vergleichbar mit jenen im August 2005 sind, wurde der braune Hinweisbereich bis zur Tiefenlinie gezogen (*worst case*-Betrachtung: Alle Prozessräume entwickeln sich zu Hangmuren, wobei die maximale prozessspezifische Reichweite erzielt wird). Abbildungsquelle: <http://www.gis.steiermark.at/>

Literatur

- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark. – 127 S., Geol. B.-A., Wien.
- FRISCH, W., SZÉKELY, B., KUHLEMANN, J. & DUNKL, I. (2000): Geomorphological evolution of the Eastern Alps in response to Miocene tectonics. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., **44/1**, 103–138, Berlin–Stuttgart.
- FRITZ, H. (1988): Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the northwestern Paleozoic of Graz (eastern Alps). – *Geodinamica Acta*, **2/2**, 53–62, Paris.
- FRITZ, H., EBNER, F. & NEUBAUER, F. (1992): The Graz thrust complex (Paleozoic of Graz). – ALPACA field guide, Karl-Franzens-Universität Graz, 83–92, Graz.
- GEUTEBRÜCK, E. (1980): Übersicht über die kohleführenden und kohlehöflichen Tertiärgebiete der Steiermark. – Unveröff. Bericht im Rahmen des Forschungsprojektes 2975 des Fonds zur Förderung Wissenschaftlicher Forschung des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung, 245 S., Leoben.
- HUBMANN, B., EBNER, F., FERRETTI, A., KIDO, E., KRÄINER, K., NEUBAUER, F., SCHÖNLAUB, H.-P. & SUTTNER, T.J. (2014): The Paleozoic Era(them). – In: PILLER, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions) – Vol. I, Second Edition. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66**, 9–133, Wien.
- JOCHUM, B., RÖMER, A. & BIEBER, G. (2006) Geoelektrische Messungen bei Birkfeld (Stmk.). – Unveröff. Kurzbericht, November 2006, 9 S., Geol. B.-A., Wien.
- KRENN, K., FRITZ, H., MOGESSIE, A. & SCHAFLECHNER, J. (2008): Late Cretaceous exhumation history of an extensional extruding wedge (Graz Paleozoic Nappe Complex, Austria). – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **97**, 1331–1352, Berlin.
- MATURA, A. & SCHUSTER, R. (2014): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 135 Birkfeld. – Geol. B.-A., Wien.
- NEUBAUER, F. (1982): Untersuchungen zur Tektonik und Metamorphose und Stellung des Grazer Paläozoikum-Ostrandes. – Die frühalpine Geschichte, Jahresbericht 1981, Hochschul-schwerpunkt S15, 93–101, Leoben.
- RÖGGLA, M. (2007): Petrographie und Petrologie des Anger Kristallins, Steiermark. – Magisterarbeit an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Karl-Franzens-Universität Graz, 168 S., Graz.
- SCHANTL, P. & BRANDNER, K. (2013): Petrologische und strukturgeologische Untersuchungen am Ostrand des Grazer Paläozoikums und im angrenzenden Ostalpinen Kristallin. – Bachelorarbeit, Karl-Franzens-Universität Graz, 125 S. Graz.
- SCHANTL, P., SCHUSTER, R., KRENN, K. & HOINKES, G. (2015): Polyphase metamorphism at the southeastern margin of the Graz Paleozoic and the underlying Austroalpine basement units – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **108/2**, 219–238, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97/1**, 93–117, Basel.
- SCHUSTER, R. & NOWOTNY, A. (2016): Die Einheiten des Ostalpinen Kristallins auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 10–37, Wien.
- SCHUSTER, R., SCHANTL, P. & NOWOTNY, A. (2016a): Tektonik, Metamorphose und Abkühlgeschichte des Grazer Paläozoikums auf Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 71–87, Wien.
- SCHUSTER, R., NIEVOLL, J., RUPP, C., ČORIĆ, S. & ILICKOVIĆ, T. (2016b): Neogene Sedimente und Landschaftsentwicklung im Umfeld der Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 127–143, Wien.
- SCHWINNER, R. (1935): Zur Geologie von Birkfeld. – *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, **72**, 67–100, Graz.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. – Band 1: Die Zentralalpen. – 766 S., Wien.

Exkursion 4 (25.09.2015) Die untere Deckengruppe des Grazer Paläozoikums auf GK50 Blatt 135 Birkfeld

RALF SCHUSTER¹, TANJA ILICKOVIC¹, CHRISTOPH IGLSEDER¹,
CHRISTIAN RUPP¹, BEATRIX MOSHAMMER¹ & PHILIP SCHANTL²

¹ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. ralf.schuster@geologie.ac.at;
tanja.ilickovic@geologie.ac.at; christoph.iglseder@geologie.ac.at; christian.rupp@geologie.ac.at;
beatrix.moshhammer@geologie.ac.at

² Institut für Erdwissenschaften, Universität Graz, Universitätsplatz 2, 8010 Graz, Österreich.
philip.schantl@edu.uni-graz.at

Exkursionsroute und Thema der Exkursion

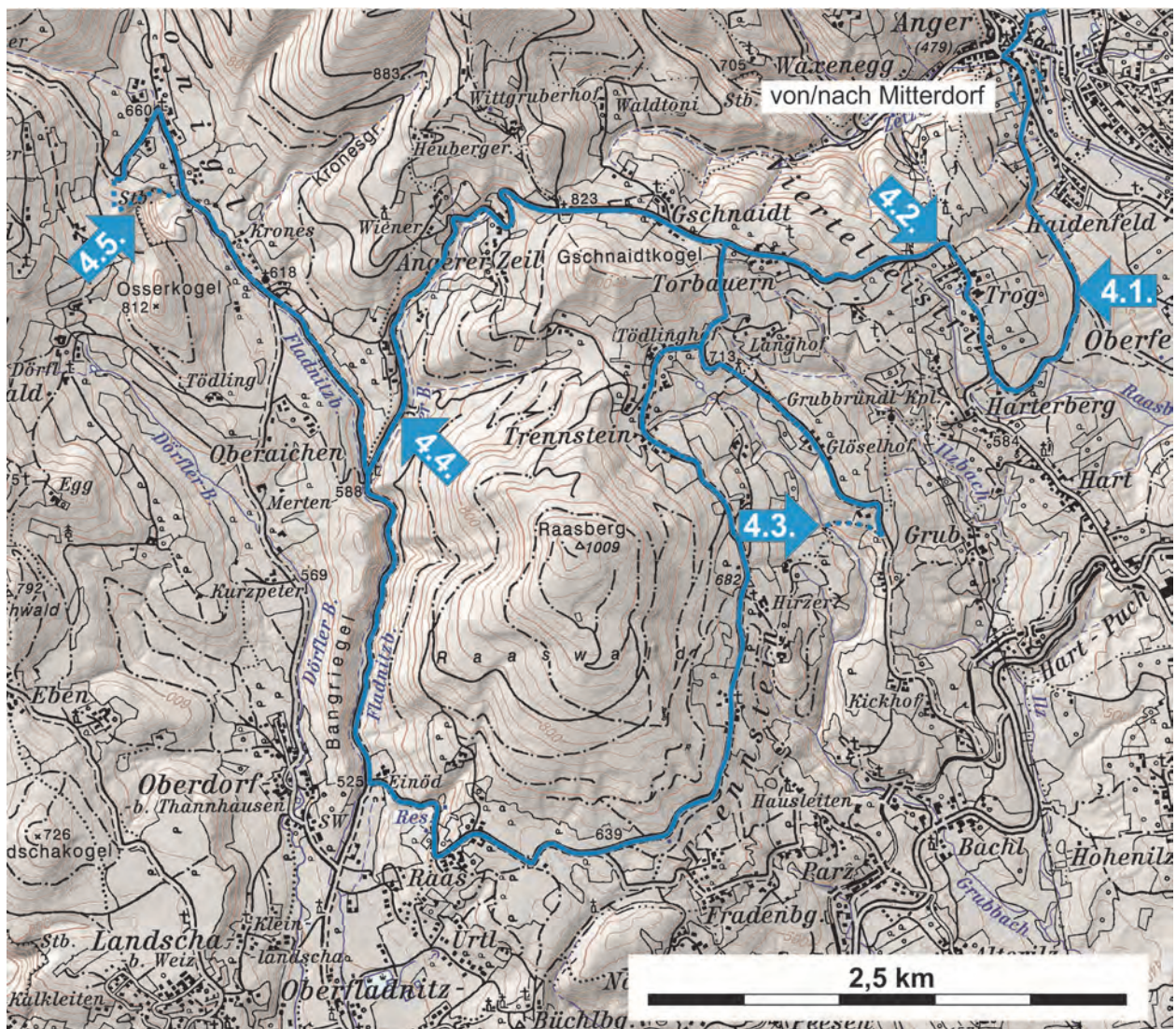


Abb. 1: Lage der Exkursionspunkte im Gebiet rund um den Raasberg auf ÖK50 Blatt 135 Birkfeld und 165 Weiz.

Das in Abbildung 1 dargestellte Exkursionsgebiet wurde schon in mehreren geologischen Karten dargestellt und unterschiedlich interpretiert (FLÜGEL & MAURIN, 1958; TOLLMANN, 1963; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Auf GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) konnten

die Grenzen der tektonischen und lithostratigrafischen Einheiten auch aufgrund zahlreicher neuer Forststraßen genauer festgelegt werden und es erfolgten einige wesentliche Änderungen. So wurde in der unteren Deckengruppe des Grazer Paläozoikums erstmals über der Schöckel-Decke eine höhere Gschnaidt-Decke ausgeschieden. Die Schöckel-Decke wird nicht als eine isoklinal verfaltete Einheit gesehen, was Änderungen in der lithostratigrafischen Nomenklatur nach sich zieht. Im Zuge der Exkursion sollen die Gründe für die vorgenommenen Veränderungen erläutert werden. Eine allgemeine Beschreibung des Grazer Paläozoikums findet sich z.B. in FRITZ (1988), FRITZ et al, 1992, KRENN et al. 2008, GASSER et al. (2010) und in SCHUSTER & NOWOTNY (2016).

Bei den Stopp 4.1 und 4.2 wird auf die neogene Landschaftsentwicklung im Bereich des Feistritztales und an der Anger-Piregg-Störung eingegangen. Die neu eingeführte Gschnaidt-Decke wird in den nächsten beiden Haltepunkten angefahren. Bei Stopp 4.3 wird die Typlokalität des aus Glimmerschiefern aufgebauten Glöselhof-Lithodems, welches den liegenden Anteil der Decke aufbaut, besucht. Die Dolomitmarmore der Raasberg-Formation sind in Stopp 4.4 zu sehen. Der Steinbruch im Poniglgraben bietet einen guten Querschnitt durch den hangenden Teil der Schöckel-Formation der Schöckel-Decke. Die Abfolge durch verschiedene Marmore, Kalkschiefer und einzelne Quarzitlagen wird in Stopp 4.5 im Steinbruchbereich durchwandert.

Exkursionspunkte

Stopp 4.1: Neogene Blockschotter

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Wald oberhalb der Straße östlich Trog (WGS84 47°15'39" N / 015°41'38" E, Sh. 570 m).

Haltemöglichkeit: Straßenverbreiterung 200 m SSW Straßengabelung Anger-Oberfeistritz-Trog auf der hangzugewandten Seite.

An der Straße von Anger nach Trog zeigt der Hang zwischen 520 und 620 m Seehöhe eine unruhige Morphologie mit Vernässungen an mehreren Stellen. Der Bereich ist aus neogenen Sedimenten aufgebaut, welche hier sicher einige Zehnermeter mächtig sind und den Rappold-Komplex überlagern.

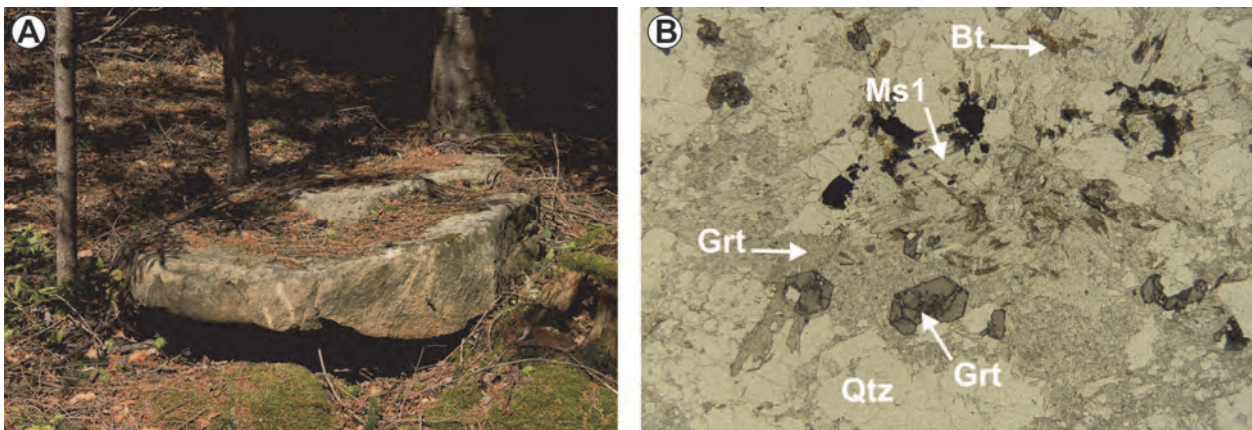


Abb. 2: Blöcke aus Gesteinen des Strallegg-Komplexes im Neogen östlich von Trog. **A)** Großer, kaum gerundeter Block aus Paragneis des Strallegg-Komplexes. **B)** Dünnschliffbild von einem Paragneis-Block. Zu erkennen ist ein wenig geschiefertes, hochtemperiertes Gefüge mit verändertem Mineralbestand. Quarz und einzelne große Hellglimmer (Ms1) sind erhalten, während Bereiche aus ehemaligem Feldspat und Biotit in ein unregelmäßiges Gemenge aus Hellglimmer, Chlorit, Biotit und Granat abgebaut wurden (10R08, Bildbreite: 7,5 mm).

Im Wald finden sich Blöcke mit bis zu einigen Kubikmetern Größe (Abb. 2A). Es handelt sich zumeist um leukokrate Orthogneise, Paragneise und Quarzmobilisate. Die Orthogneise sind fein- bis mittelkörnig, leukokrat und straff geschiefert, und ähneln stark dem Feistritzal-Orthogneis, welcher im Strallegg-Komplex auf der gegenüberliegenden Talseite weit verbreitet ist. Noch typischer für den Strallegg-Komplex sind die feinfilzigen, migmatisch wirkenden Paragneise. Im Dünnschliff (Abb. 2B) erkennt man, dass vom ehemals vorhandenen Mineralbestand, welcher in die makroskopisch deutlich zu erkennende Schieferung eingeregelt war, außer Quarz und einigen größeren Hellglimmern kaum noch etwas vorhanden ist. Der ehemalige Feldspat ist komplett zu wirt wachsendem, feinkörnigem Hellglimmer umgewandelt worden. Darin finden sich kleine einphasige Granatkristalle. Auch rosettenartig gewachsene, eisenreiche Chlorite und mit Hellglimmer verwachsener Biotit sind vorhanden.

In den neogenen Sedimenten sind nur wenige und temporär Aufschlüsse vorhanden. Zumeist handelt es sich um matrixgestützte Konglomerate und Brekzien, die nur undeutlich geschichtet sind. Selten sind Abschnitte mit Ton- oder Sandlagen vorhanden. Wahrscheinlich handelt es sich beim Großteil der Sedimente um Sedimentströme, die in ein tieferes, mit Wasser gefülltes Becken abgegangen sind. Die Ablagerungen sind in den Abschnitt Ottnangium bis Pannonium zu stellen.

Um die großen Blöcke aus dem Strallegg-Komplex in ihre heutige Position zu bringen sind Vertikalbewegungen an der Anger-Piregg-Störung notwendig. Ein mögliches Szenario ist in SCHUSTER et al. (2016a) dargelegt.

Stopp 4.2: Blick ins Feistritzal, Aussichtspunkt

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Kurve unmittelbar nördlich Trog (WGS84 47°15'52" N / 015°41'08" E, Sh. 680 m).

Haltemöglichkeit: In der 90° Kurve unmittelbar nördlich der Ortschaft Trog.

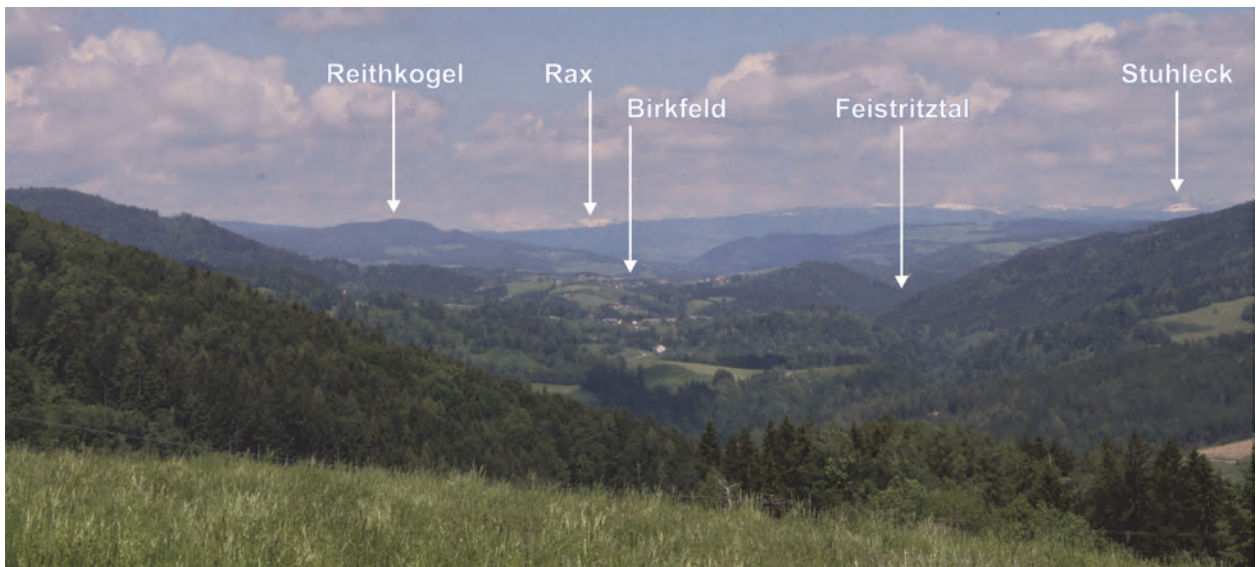


Abb. 3: Blick von der Kurve am nördlichen Ortschaftsausgang von Trog nach Norden ins Feistritzal. Das heutige Tal ist tief eingegraben. Es ist aber noch die alte, weite Talform erkennbar, in der noch Reste von neogenen Sedimenten erhalten sind.

Blickt man nach Norden, sieht man das Feistritzal flussaufwärts (Abb. 3). Der Fluss ist tief eingeschnitten und von diesem Punkt aus nicht zu sehen. Die alte, weite Talform des Feistritztales ist aber noch gut zu erkennen. Sie bildet Hochflächen, die mit neogenen (?Karpatum–Pannonium) Sedimenten bedeckt sind. Generell steigt die Topografie sanft gegen Norden an. Mit Bezug auf FRISCH et al. (2000) ist davon auszugehen, dass vor dem Miozän in diesem Bereich ein gegen Norden entwässerndes Flusssystem vorhanden war. Das Feistritzal könnte Teil dieses Flusssystems gewesen sein (siehe auch SCHUSTER et al. 2016b).

Stopp 4.3: Gschnaidt-Decke / Glöselhof-Lithodem

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Brücke am Wanderweg 400 m südlich Glöselhof (WGS84 47°15'04" N / 015°40'38" E, Sh. 495 m).

Haltemöglichkeiten: bei den beiden Gehöften an der Straße südlich Glöselhof. Zwischen den Gehöften quert der Wanderweg und diesem folgt man in den Graben. Aufschlüsse befinden sich direkt an der Brücke sowie im Graben, der von Westen her einmündet.

Der Aufschluss befindet sich am östlichen Fuß des Raasberges und wird als Typlokalität für die Glimmerschiefer des Glöselhof-Lithodems vorgeschlagen (Abb. 4A). Zu sehen sind graubraune bis dunkelgraue, feinkörnige Glimmerschiefer mit mm- bis wenige cm-dicken, grau gefärbten Quarzmobilisatlagen (Abb. 4B). Bei kleinen (ca. 0,5 mm) Knötchen handelt es sich um Granat (Abb. 4C, 4D). Die Gesteine fallen nach SSW und zeigen ein WSW fallendes Streckungslinear. Bisweilen ist eine schwache Crenulation entwickelt.

Mit Bezug auf die Überlagerung durch die Raasberg-Formation kann das Alter des Glöselhof-Lithodems nur mit Pragium oder älter angegeben werden. Die Einheit zeigt eine polyphase Metamorphoseprägung, wobei während des Eoalpidischen Ereignisses in der Kreide eine Überprägung bei ca. 530 °C (berechnet auf 0,8 GPa) erfolgt ist (SCHANTL et al., 2015). Damit lagen die Temperaturen während des Eoalpidischen Ereignisses über jenen in der Schöckel-Decke, für die ca. 490 °C angenommen werden (SCHUSTER et al., 2014). Der unterschiedliche Metamorphosegrad stützt die Interpretation, dass es sich bei den Gesteinen um den Raasberg um eine eigenständige Decke handelt.

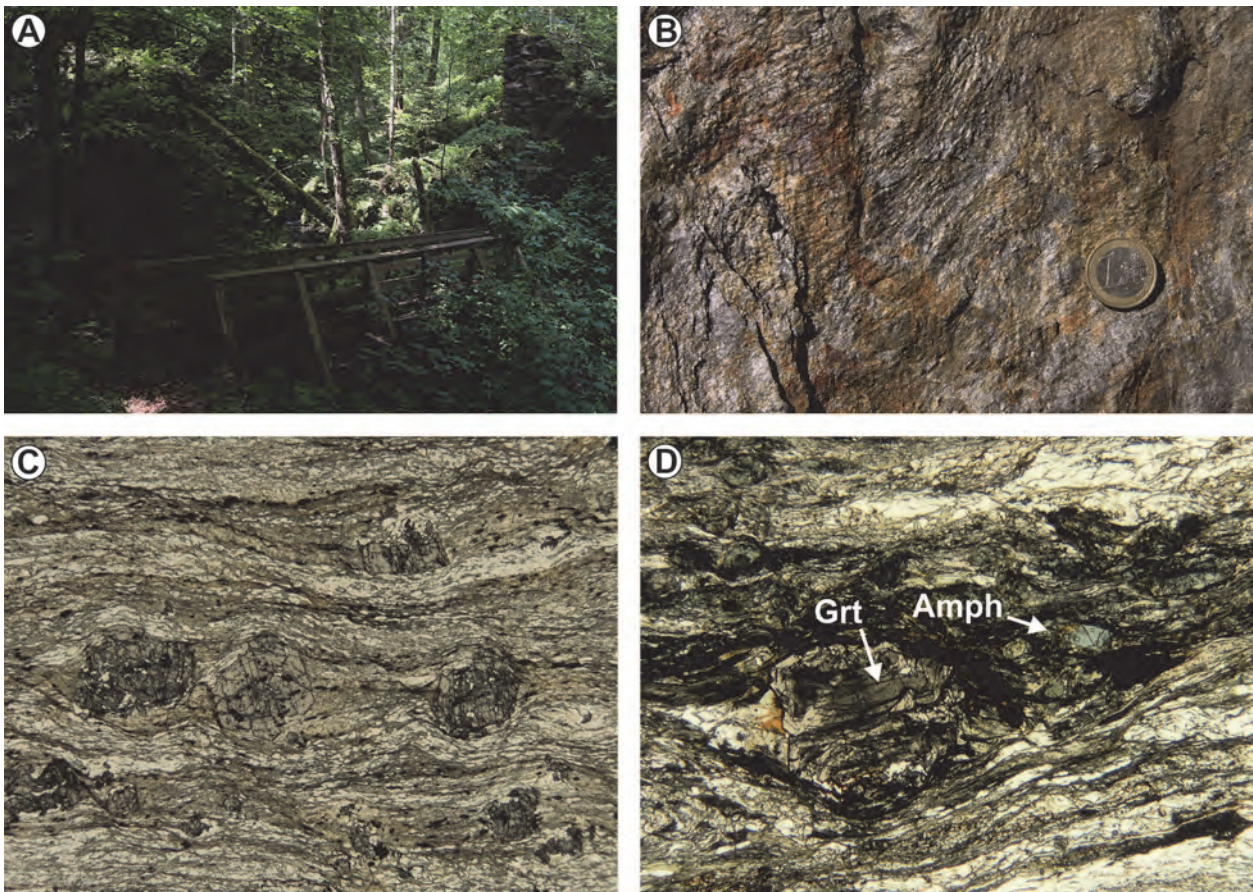


Abb. 4: **A)** Typlokalität des Glöselhof-Lithodems an der Brücke bei der Alten Mühle im Graben südlich Glöselhof. **B)** Dunkelgrauer, feinkörniger Glimmerschiefer des Glöselhof-Lithodems mit schwacher Crenulation auf den Schieferungsflächen. **C)** Dünnschliffbild eines Granatglimmerschiefers mit hypidiomorphen Granatkristallen in einer feinkörnigen Matrix aus Hellglimmer, Quarz, Chlorit und Biotit (08R08, Bildbreite: 12 mm). **D)** Grafitreicher feinkörniger Glimmerschiefer mit Granat und Amphibol (14R04, Bildbreite: 7,5 mm).

Stopp 4.4: Gschnaidt-Decke / Raasberg-Formation

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Ponigl, Zeiter Bach Graben (WGS84 47°15'24" N / 015°38'51" E, Sh. 625 m).

Haltemöglichkeiten: Bei der Brücke zum Forstweg gegenüber dem Aufschluss oder bei der Einmündung in den Fladnitzbach.

Die Aufschlüsse an der Straße bestehen aus Dolomitmarmor der Raasberg-Formation (?Pragium–Eifelium; FLÜGEL, 2000). Der Marmor ist leuchtend weiß gefärbt, zuckerkörnig und die Verwitterungsflächen sanden ab (Abb. 5A, 5B). Er bricht plattig nach der Schieferung, welche gegen SSW einfällt. Die deutliche Rekristallisation des Dolomits ist ein klarer Hinweis auf Metamorphose-Temperaturen von mehr als 500 °C.

Mit diesem Erscheinungsbild unterscheidet sich dieser Marmor deutlich von jenem der Raasberg-Formation in der Schöckel-Decke, welcher wesentlich weniger rekristallisiert ist, da er etwas geringere Temperaturen (> 500 °C) erreicht hat. Wie schon bei Stopp 4.3 stützt der unterschiedliche Metamorphosegrad die Interpretation, dass es sich bei den Gesteinen um den Raasberg um eine eigenständige Decke handelt.

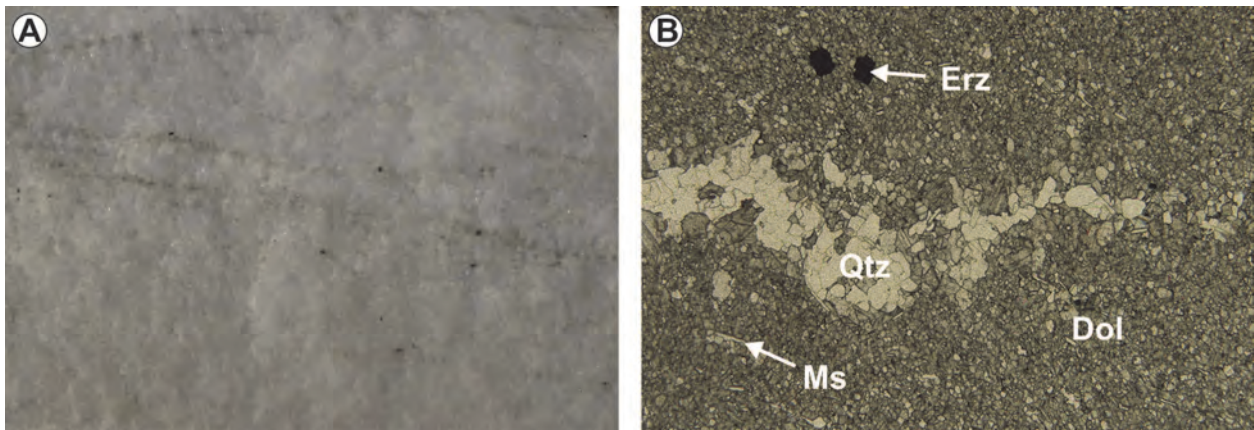


Abb. 5: Dolomitmarmor der Raasberg-Formation der Gschnaidt-Decke am Raasberg. **A**) Weißer, zuckerkörniger Marmor mit einzelnen quarzreicheren Lagen und kleine schwarzen Erzen (Bildbreite: 5 cm). **B**) Dünnschliffbild eines weißen zuckerkörnigen Marmors mit einer quarzreichen Lage und etwas opakem Erz und Muskovit in einer einkörnigen Dolomitmatrix (10R15, Bildbreite: 7,5 mm).

Stopp 4.5: Schöckel-Decke / Schöckel-Formation

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Ponigl, Steinbruch der Firma Marko (nur nach Anfrage zugänglich) (WGS84 47°16'02" N / 015°37'55" E, Sh. 650 m).

Haltemöglichkeit: Am Steinbruchgelände.

Im Bereich des Steinbruchs (Abb. 6A) ist der stratigrafisch hangende Teil der Schöckel-Formation (?Eifelium–Givetium; FLÜGEL, 2000; HUBMANN et al., 2014) aufgeschlossen. Generell fallen die Gesteine gegen SW ein. Die Abfolge beginnt nahe der Werkseinfahrt mit grau-weiß gebänderten mittelkörnigen Kalzitmarmoren, die massig sind und blockig brechen. Darüber folgen silikatisch verunreinigte, bunte Marmorvarietäten (Abb. 6B). Sie enthalten Quarz und Hellglimmer, welche in einzelnen Lagen konzentriert sind. Zum Teil sind die Marmore durch Eisenoxide leicht rosa gefärbt, andere erscheinen durch etwas Epidot und/oder Chlorit leicht grünlich. Immer wieder finden sich Lagen aus karbonatischen Schiefen und Einschaltungen von grauen, feinstückig brechenden Quarziten. Gegen das Hangende nehmen dunkle Kalkschieferlagen (Abb. 6D) zu, welche mit dunkelgrauen, zumeist dünnbankigen Kalzitmarmoren (Abb. 6C) wechsellagern. Hier finden sich auch immer wieder Einschaltungen von hellgrauen Dolomiten. Die höchsten aufgeschlossenen Bereiche am Rand des Steinbruchs bestehen schon weitgehend aus dunkelgrauen Phylliten, die in weiterer Folge in die Phyllite des Hirschkogel-Lithodems überleiten. Im Steinbruch wurde in einem Rollstück aus dunkelgrauem Marmor eine Koralle gefunden (siehe auch MOSHAMMER & SCHUSTER, 2016).

Die Abfolge im Steinbruch am Ausgang der Weizklamm ist sehr ähnlich jener in diesem Steinbruch, unterscheidet sich aber deutlich von der Liegendgrenze der Schöckel-Formation im Übergang zur Schönberg-Formation. An der Liegendgrenze fehlen die bunten silikatischen Marmore und auch die Quarzite. Da auch keine strukturellen Hinweise auf eine großmaßstäbliche isoklinale Falte gefunden werden konnten, wird davon ausgegangen, dass es sich von der Passail-Gruppe (Semmriach- und Taschen-Formation) im Liegenden über die Peggauer-Gruppe (mit der Schönberg- und Schöckel-Formation) bis ins Hirschkogel-Lithodem um eine aufrechte Abfolge handelt.

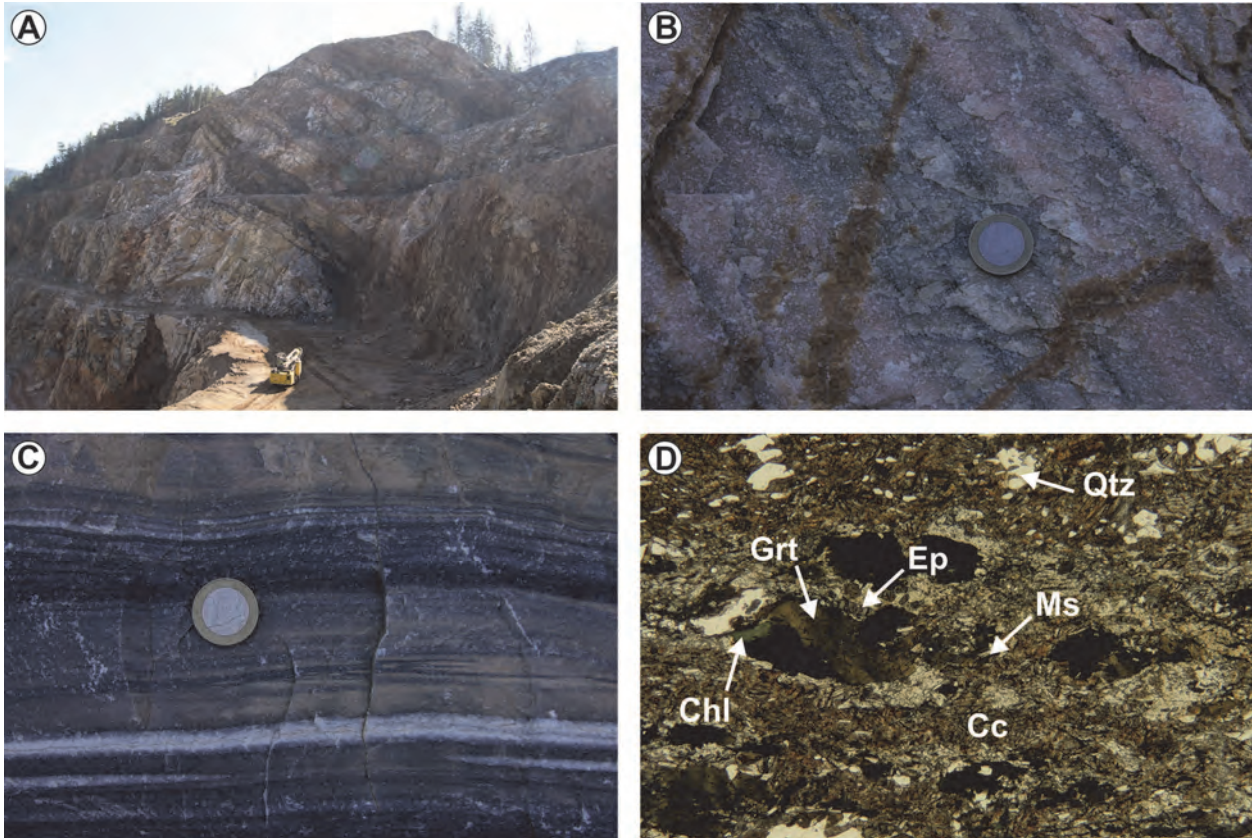


Abb. 6: Lithologien aus dem hangenden Teil der Schöckel-Formation im Steinbruch Ponigl. **A)** Gegen Norden einfallende Wand im oberen Teil des Steinbruchs am 21. September 2010. Die helleren Lagen bestehen aus grauem Dolomit oder bunten Kalkmarmoren. Die dunklen Lagen sind Quarzite und dunkelgraue Kalkmarmore. Im hangendsten Teil sind vermehrt dunkle Kalkschiefer eingeschaltet. **B)** Bunter (rosa und grünlich gefärbter) Kalzitmarmor, der durch lagenweise angereicherten Hämatit, Epidot und Hellglimmer gefärbt ist. **C)** Dunkelgrauer Kalkmarmor mit quarzitischen Lagen. **D)** Dünnschliffbild eines Kalkschiefers mit Biotitblasten (14R40, Bildbreite: 7,5 mm).

Literatur

- FLÜGEL, H.W. (2000): Die lithostratigraphische Gliederung des Paläozoikums von Graz (Österreich). – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, **13**, 7–59, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & MAURIN, V. (1958): Geologische Karte des Weizer Berglandes 1:25.000. – Geol. B.-A., Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark. – 127 S., Geol. B.-A., Wien.
- GASSER, D., STÜWE, K. & FRITZ, H. (2010): Internal structural geometry of the Paleozoic of Graz. – International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), **99/5**, 1067–1081, Berlin.
- FRISCH, W., SZÉKELY, B., KUHLEMANN, J. & DUNKL, I. (2000): Geomorphological evolution of the Eastern Alps in response to Miocene tectonics. – Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., **44/1**, 103–138, Berlin–Stuttgart.
- FRITZ, H. (1988): Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the northwestern Paleozoic of Graz (eastern Alps). – Geodynamica Acta, **2/2**, 53–62, Paris.

- FRITZ, H., EBNER, F. & NEUBAUER, F. (1992): The Graz thrust complex (Paleozoic of Graz). – ALPACA field guide, Karl-Franzens-Universität Graz, 83–92, Graz.
- HUBMANN, B., EBNER, F., FERRETTI, A., KIDO, E., KRÄINER, K., NEUBAUER, F., SCHÖNLAUB, H.-P. & SUTTNER, T.J. (2014): The Paleozoic Era(them). – In: PILLER, W.E. (Ed): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions) – Vol. I, Second Edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 9–133, Wien.
- KRENN, K., FRITZ, H., MOGESSIE, A. & SCHAFLECHNER, J. (2008): Late Cretaceous exhumation history of an extensional extruding wedge (Graz Paleozoic Nappe Complex, Austria). – International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), **97**, 1331–1352, Berlin.
- MATURA, A. & SCHUSTER, R. (2014): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 135 Birkfeld. – Geol. B.-A., Wien.
- MOSHAMMER, B. & SCHUSTER, R. (2016): Zur Kenntnis der Marmore auf Blatt Birkfeld im Rahmen österreichweiter Karbonatrohstoffuntersuchungen. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 166–176, Wien.
- SCHANTL, P., SCHUSTER, R., KRENN, K. & HOINKES, G. (2015): Polyphase metamorphism at the southeastern margin of the Graz Paleozoic and the underlying Austroalpine basement units – Austrian Journal of Earth Sciences, **108/2**, 219–238, Wien.
- SCHUSTER, R. & NOWOTNY, A. (2016): Die Einheiten des Ostalpinen Kristallins auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 10–37, Wien.
- SCHUSTER, R., SCHANTL, P., ILICKOVIC, T., MOSHAMMER, B., KRENN, K., PUHR, B., BRANDNER, K., PROYER, A., RICHÖZ, S. & HOINKES, G. (2014). PANGEO Austria. Excursion 4. Grazer Paläozoikum und Ostalpinen Kristallin im Bereich nördlich von Weiz: Neues zur Tektonik und Lithostratigraphie. – Berichte des Institutes für Erdwissenschaften, Karl-Franzens-Universität Graz, **20/2**, 73–75, Graz.
- SCHUSTER, R., SCHANTL, P. & NOWOTNY, A. (2016a): Tektonik, Metamorphose und Abkühlgeschichte des Grazer Paläozoikums auf Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 71–87, Wien.
- SCHUSTER, R., NIEVOLL, J. RUPP, C., ČORIĆ, S. & ILICKOVIC, T. (2016b): Neogene Sedimente und Landschaftsentwicklung im Umfeld der Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 127–143, Wien.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. – 256 S., Wien.

Anschriften der Autorinnen und Autoren

ANDREAS AHL: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. andreas.ahl@geologie.ac.at

PETER ANDRECS: Bundesforschungszentrum für Wald (BFW), Institut für Naturgefahren, Seckendorff-Gudent-Weg 8, 1131 Wien, Österreich. peter.andreacs@bfw.gv.at

CHRISTIAN BAUER: Joanneum Research Steyrergasse 17, 8010 Graz, Österreich. christian.bauer@joanneum.at

ISABELLA BAYER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. isabella.bayer@geologie.ac.at

MATHIAS BICHLER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. mathias.bichler@geologie.ac.at

PAVEL BOSÁK: Institute of Geology of the CAS, v. v. i., Rozvojová 269, 165 00 Praha 6, Czech Republic. Bosak@gli.cas.cz

GERHARD BRYDA: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. gerhard.bryda@geologie.ac.at

STJEPAN ČORIĆ: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. stjepan.coric@geologie.ac.at

MARCUS EBNER: OMV Exploration and Production GmbH, Trabrennstraße 6–8, 1020 Wien, Österreich. marcus.ebner@omv.at

KARL HAGEN: Bundesforschungszentrum für Wald (BFW), Institut für Naturgefahren, Seckendorff-Gudent-Weg 8, 1131 Wien, Österreich. karl.hagen@bfw.gv.at

MATHIAS HARZHAUSER: Naturhistorisches Museum Wien, Geologisch-Paläontologische Abteilung, Burgring 7, 1010 Wien, Österreich. mathias.harzhauser@nhm-wien.ac.at

MARIA HEINRICH: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. maria.heinrich@geologie.ac.at

SIEGFRIED HERMANN: Geolith Consult, Limberg 1, Schloss Limberg, 8541 Schwanberg, Österreich. s.hermann@geolith.at

CHRISTINE HÖRFARTER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. christine.hoerfarer@geologie.ac.at

BENJAMIN HUET: Department für Geodynamik und Sedimentologie, Universität Wien, Althanstraße 14, 1090 Wien, Österreich. benjamin.huet@univie.ac.at

CHRISTOPH IGLSEDER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. christoph.iglseder@geologie.ac.at

TANJA ILICKOVIC: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. tanja.ilickovic@geologie.ac.at

KLAUS KLEBINDER: Bundesforschungszentrum für Wald (BFW), Rennweg 1, 6020 Innsbruck, Österreich. klaus.klebinder@uibk.ac.at

Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 21.–25. September 2015, Mitterdorf im Mürztal

ARBEN KOÇIU: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
arben.kociu@geologie.ac.at

HANS-GEORG KRENMAYR: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. hans-georg.krenmayr@geologie.ac.at

OTTO KREUSS: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
otto.kreuss@geologie.ac.at

MARTIN KRONDORFER: Forstliche Ausbildungsstätte Pichl, Rittisstraße 1, 8662 Mitterdorf im Mürztal, Österreich. Martin.Krondorfer@LK-STMK.at

LEOPOLD KRYSTYN: Geozentrum der Universität Wien, Institut für Paläontologie, Althanstraße 14, 1090 Wien, Österreich. leopold.krystyn@univie.ac.at

ERICH LANG: Bundesforschungszentrum für Wald (BFW), Institut für Naturgefahren, Seckendorff-Gudent-Weg 8, 1131 Wien, Österreich. erich.lang@bfw.gv.at

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

CHRISTIAN LEITER: Imerys Talc Austria GmbH, Andritzer Reichsstraße 26, 8045 Graz, Österreich. christian.leiter@imerys.com

CHRISTOPH LEITNER: Universität Salzburg, Department für Geographie und Geologie, Hellbrunnerstraße 34, 5020 Salzburg, Österreich. Christoph.Leitner@sbg.ac.at

IRENA LIPIARSKA: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
irena.lipiarska@geologie.ac.at

PIOTR LIPIARSKI: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
piotr.lipiarski@geologie.ac.at

JÜRGEN LOIZENBAUER: Geolith Consult, Walter-Goldschmidt-Gasse 35/5, 8042 Graz, Österreich. j.loizenbauer@geolith.at

OLEG MANDIC: Naturhistorisches Museum Wien, Geologisch-Paläontologische Abteilung, Burgring 7, 1010 Wien, Österreich. oleg.mandic@nhm-wien.ac.at

GERHARD W. MANDL: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
gerhard.mandl@geologie.ac.at

CHRISTOPH MIKULA: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
christoph.mikula@geologie.ac.at

MICHAEL MOSER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
michael.moser@geologie.ac.at

BEATRIX MOSHAMMER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
beatrice.moshammer@geologie.ac.at

THOMAS NEUBAUER: Naturhistorisches Museum Wien, Geologisch-Paläontologische Abteilung, Burgring 7, 1010 Wien, Österreich. thomas.neubauer@nhm-wien.ac.at

Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 21.–25. September 2015, Mitterdorf im Müürztal

JOSEF NIEVOLL: Gumpendorfer Straße 83–85/2/48, 1060 Wien, Österreich.
josef.nievoll@rhi-ag.com

AXEL NOWOTNY: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
nowotny.axel@aon.at

WOLFGANG PAVLIK: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
wolfgang.pavlik@geologie.ac.at

SEBASTIAN PFLEIDERER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
sebastian.pfleiderer@geologie.ac.at

GEORG PISTOTNIK: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), Hohe Warte 38, 1190 Wien, Österreich. georg.pistotnik@zamg.ac.at

LUKAS PLAN: Naturhistorisches Museum Wien, Geologisch-Paläontologische Abteilung – Karst- und Höhlenkunde, Museumsplatz 1/10, 1070 Wien, Österreich.
lukas.plan@nhm-wien.ac.at

HERWIG PROSKE: Joanneum Research, Steyrergasse 17, 8010 Graz, Österreich.
herwig.proske@joanneum.at

PETR PRUNER: Institute of Geology of the CAS, v. v. i., Rozvojová 269, 165 00 Praha 6, Czech Republic. Pruner@gli.cas.cz

JULIA RABEDER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
julia.rabeder@geologie.ac.at

HEINZ REITNER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
heinz.reitner@geologie.ac.at

JÜRGEN M. REITNER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
jürgen.reitner@geologie.ac.at

REINHARD RIBITSCH: Wildbach- und Lawinenverbauung, Gebietsbauleitung Steiermark Ost, Ziegelofenweg 24, 8600 Bruck/Mur, Österreich. reinhard.ribitsch@die-wildbach.at

SYLVAIN RICHZOZ: Institut für Erdwissenschaften (Geologie und Paläontologie), Karl-Franzens Universität Graz, Heinrichstraße 26, 8010 Graz, Österreich. sylvain.richoz@uni-graz.at

CHRISTIAN RUPP: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
christian.rupp@geologie.ac.at

PHILIP SCHANTL: Institut für Erdwissenschaften, Universität Graz, Universitätsplatz 2, 8010 Graz, Österreich. philip.schantl@edu.uni-graz.at

INGRID SCHATTAUER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
ingrid.schattauer@geologie.ac.at

FRANZ SCHMID: Abteilung Schutzwasserwirtschaft, Sektion IV – Wasserwirtschaft, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (BMLFUW), Stubenring 1, 1010 Wien, Österreich. franz.schmid@bmlfuw.gv.at

ANDREA SCHOBER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
andrea.schober@geologie.ac.at

Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 21.–25. September 2015, Mitterdorf im Mürztal

DENIS SCHOLZ: Institut für Geowissenschaften, Johannes Gutenberg-Universität Mainz, J.-J.-Becher-Weg 21, Mainz, Deutschland. scholzd@uni-mainz.de

RALF SCHUSTER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. ralf.schuster@geologie.ac.at

LEONHARD SCHWARZ: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. leonhard.schwarz@geologie.ac.at

PETER SEIFERT: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. peter.seifert@geologie.ac.at

PETER SLAPANSKY: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. peter.slapansky@geologie.ac.at

CHRISTOPH SPÖTL: Universität Innsbruck, Institut für Geologie, Innrain 52, Innsbruck, Österreich. christoph.spoetl@uibk.ac.at

PHILIPP STRAUSS: OMV Exploration & Production GmbH, Trabrennstraße 6–8, 1020 Wien, Österreich. philipp.strauss@omv.com

THOMAS J. SUTTNER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. thomas.suttner@geologie.ac.at

NILS TILCH: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. nils.tilch@geologie.ac.at

BARBARA TRÄXLER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. barbara.traxler@geologie.ac.at

THOMAS UNTERSWEG: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. thomas.untersweg@geologie.ac.at

JULIA WEIBOLD: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. julia.weibold@geologie.ac.at

INGEBORG WIMMER-FREY: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. ingeborg.wimmer-frey@geologie.ac.at

IRENE ZORN: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. irene.zorn@geologie.ac.at

MARTIN ZUSCHIN: Universität Wien, Institut für Paläontologie, Althanstraße 14, 1090 Wien, Österreich. martin.zuschin@univie.ac.at