



Geologische Bundesanstalt

Arbeitstagung 2005 der
Geologischen Bundesanstalt
Blatt 182 Spittal an der Drau

Gmünd / Kärnten
12.–16. Sept. 2005

Herrn Univ.-Prof. Dr. CHRISTOF EXNER
zum 90. Geburtstag gewidmet

Titelbild

Blick gegen Norden von einem Punkt südlich des Goldeckes über das Möll- und Drautal hin zum Ostende der Hohen Tauern. Tektonische Übersichtskarte auf digitalem Höhenmodell.
(Graphik H. REITNER).

ISBN 3-85316-26-3

Impressum

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.

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

Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Ralf Schuster.

Layout: Dido Massimo.

Umschlag: Monika Brüggeman-Ledolter.

Verlagsort: Wien.

Herstellungsort: Wien.

Satz: Geologische Bundesanstalt.

Alle Neulinggasse 38, A-1030 Wien.

Druck: Offsetschnelldruck Riegeltechnik, Piaristengasse 19, A-1080 Wien.

Inhalt

Tagungs-Programm	iii
Poster	vi
Vorwort	vii
Beiträge	I
Geologie des Kartenblattes 182 Spittal a.d. Drau	
• Das Kartenblatt ÖK 182 Spittal a.d. Drau: geographischer und geologischer Überblick (SCHUSTER)	I
• Geologischer Bau des Tauernfensters – Erläuterungen zu Blatt 182 Spittal a.d. Drau (PESTAL)	7
• Die Ostalpinen Einheiten auf Kartenblatt Spittal a.d. Drau (SCHUSTER)	39
• Landschaftsentwicklung im Quartär (REITNER)	63
Quartär- und Ingenieurgeologie	
• Massenbewegungen auf Blatt 182 (KOÇIU & POSCH-TRÖZMÜLLER)	83
• Gravitative Hangbewegungen auf der linken Mölltalseite in der Reißbeckgruppe (UCIK) .	85
• Permafrost und Blockgletscher in den Alpen – das Beispiel ÖK Blatt 182 Spittal a.d. Drau (LIEB)	87
• Einige Angaben zu jungen Talfüllungen im Drau- und Mölltal im Raum von Spittal a.d. Drau (UCIK)	93
• Auswirkungen tektonischer Störungen auf den Bohrvortrieb im Altkristallin (MARSCH)	95
• Der Säuerling von Trebesing (POLTNIG, SCHUBERT & STROBL)	97
• Bohrungen im Bereich des Kartenblattes ÖK 182 Spittal a.d. Drau: Auszug aus dem Archiv der Kärnter Landesgeologie (LIPIARSKI)	101
Geophysik	
• Geophysik im Drautal – Ergebnisse und Erkenntnisse (ARNDT & BÄK)	103
• Erdbebenerfassung in Kärnten (LENHARDT)	117
• Historische Erdbeben in Kärnten mit besonderer Berücksichtigung des Bebens vom 4. Mai 1201 (HAMMERL)	125
• Starkbeben in Kärnten [Poster] (GANGL)	129
Rohstoffgeologie	
• Hinweise auf Lagerstätten am Blatt Spittal a.d. Drau (UCIK)	131
• Das Eisen in der Umgebung von Spittal a.d. Drau und im Liesertal (UCIK)	133
• Die Feldspatpegmatite des Millstättersee-Rückens (UCIK)	135
• Ein Walenbuch aus Gmünd in Kärnten (HUBER)	137

Regionale Geologie

- Auflösung variskischer, permischer und alpidischer Ereignisse im polymetamorphen ostalpinen Kristallin südlich der Tauern mit EMS-Datierung von Monazit (SCHULZ, FINGER & KRENN) 141
- Das Ostalpine Kristallin der Sadnig-Gruppe – mit einem Fragment einer unterostalpinen Decke am Südrand des Tauernfensters (LINNER & FUCHS) 155
- Planation Surfaces in the Troiseck Massif – an Attempt at Digital (Quantitative) Detection (MAGIERA) 159
- Ice-Contact Sediments and Landforms and Multi-Phase Deglaciation in the Area of the Confluence of the Sill and Inn Glaciers (MAGIERA & ZASADNI) 169
- Die Thermen von Bad Kleinkirchheim, Blatt ÖK 183 Radenthein (KOLLMANN) 179

GINS

- Digitales Geologisches Informationssystem Kärnten – ein Werkzeug für nachhaltige Raumentwicklung (BÄK, EBERHART, GOLDSCHMIDT, LETOUZÉ-ZEZULA & OSWALDER) 183
- Die Digitale Kompilierte Geologische Karte von Kärnten (LETOUZÉ-ZEZULA et al.) 195
- Ereigniskataster und Karte der Phänomene als Werkzeuge zur Darstellung geogener Naturgefahren (Massenbewegungen) (BÄK, EBERHART, GOLDSCHMIDT, KOÇIU, LETOUZÉ-ZEZULA & LIPIARSKI) 201
- GIS-gestützte konventionelle Fernerkundung zur Erkennung und Abgrenzung von geogenen Risiken – Kombinierte Auswertung von Digitalen Orthofotos und Digitalem Höhenmodell zu „Naturgefahren Kärnten“ (GRÖSEL & KOÇIU) 207
- Der bundesweite Bergbau- und Haldenkataster – ein umfassendes GIS-unterstütztes Dokumentations- und Informationssystem für Bergbaue am Beispiel des Bundeslandes Kärnten (VLG-Projekt ÜLG 40) (SCHEDL, MAURACHER, ATZENHOFER, LIPIARSKI, RABEDER & NEINAVAIE) 209
- Die Hydrogeologische Karte von Österreich 1 : 500.000 [Poster] (SCHUBERT) 217
- Das Digitale Rohstoffgeologische Kartenwerk Kärntens (HEINRICH) 219

Exkursionen

- 12. 9. 2005: Exkursion Goldeck (SCHUSTER & POSCH-TRÖZMÜLLER) 223
- 14. 9. 2005: Exkursion Quartärgeologie Millstätter See – Unterdrautal (REITNER, ERTL, ORTNER, MANDLER) 227
- 15. 9. 2005: Exkursion Nockalmstraße, Nöringsattel, Seeboden (SCHUSTER) 233
- 16. 9. 2005: Exkursion Tauernfenster. Zur Geologie des Maltatales (PESTAL & REITNER) 241

Anhang

- Anschriften der Autoren 251

Tagungs-Programm

Montag, 12. September 2005

Anreise. Shuttleservice vom Bahnhof Spittal a.d. Drau zur Talstation der Goldeckseilbahn

- 12.00–17.00 Uhr Treffpunkt Talstation Goldeckseilbahn
Begrüßung und Exkursion (Seilbahn und Wanderung)
Überblick über Kartenblatt 182 und Umgebung, Geologie des Goldecks
(Führung: R. SCHUSTER, J. REITNER, G. POSCH-TRÖZMÜLLER und G. PESTAL)
- 18.00–20.00 Uhr Registrierung im Tagungsbüro (Stadtsaal Gmünd, Lodronisches Schloss, Hauptplatz 1), Beziehen der Quartiere
- 20.00–22.00 Uhr Gemeinsame Auffahrt zur Frido-Kordon-Hütte (1700 m) mit gemütlichem Beisammensein

Dienstag, 13. September 2005

Vorstellung der Druckvorlage für das Kartenblatt ÖK 182 Spittal a.d. Drau
(Moderation H.G. KRENMAYER):

- 08.20–08.45 Uhr H.-P. SCHÖNLAUB: Begrüßung und Eröffnung der Tagung
- 08.45–09.15 Uhr R. SCHUSTER: Überblick über das Kartenblatt ÖK 182 Spittal a.d. Drau: Die Ostalpinen Einheiten
- 09.15–09.45 Uhr G. PESTAL: Die Einheiten des Tauernfensters
- 09.45–10.15 Uhr Kaffeepause
- 10.15–10.45 Uhr J. REITNER: Die Landschaftsentwicklung im Quartär
- 10.45–11.05 Uhr A. KOÇIU & G. POSCH-TRÖZMÜLLER: Massenbewegungen
- 11.05–11.45 Uhr R. ARNDT: Geophysik auf dem Kartenblatt ÖK 182 / Spittal an der Drau
- 11.45–12.10 Uhr **Kurzpräsentation der Poster durch die Autoren** (jeweils 2 Min. pro Autor).
Die Poster befinden sich im Vortragsraum und können während der Pausen im Vortragsprogramm betrachtet werden (siehe S. vi).
- 12.10–13.40 Uhr Mittagspause

Angewandte Geologie (Moderation G. LETOUZÉ-ZEZULA):

- 13.40–14.00 Uhr W. LENHARDT: Erdbeben Erfassung in Kärnten
- 14.00–14.20 Uhr Ch. HAMMERL: Historische Erdbeben in Kärnten mit besonderer Berücksichtigung des Bebens vom 4. Mai 1201
- 14.20–14.40 Uhr F. MARSCH: Auswirkungen tektonischer Störungen auf den Bohrvortrieb im Altkristallin
- 14.40–15.00 Uhr G. LIEB: Permafrost und Blockgletscher in den Alpen – das Beispiel ÖK 182 Blatt Spittal
- 15.00–15.20 Uhr Kaffeepause

Regionale Geologie (Moderation R. SCHUSTER):

- 15.20–15.40 Uhr R. FERREIRO MÄHLMANN & M. GIGER: Die Arosa-Zone, eine diagenetisch-metamorphe Metazone
15.40–16.00 Uhr B. SCHULZ, F. FINGER, E. KRENN: Auflösung variskischer, permischer und alpidischer Ereignisse im polymetamorphen ostalpinen Kristallin südlich der Tauern mit EMS-Datierung von Monazit
16.00–16.20 Uhr L. HOKE: Pseudotachylite in the Kreuzeck Mountains, Kärnten, Austria.
16.20–16.40 Uhr M. LINNER: Das Ostalpine Kristallin der Sadrnig-Gruppe – mit einem Fragment einer Unterostalpinen Decke am Südrand des Tauernfensters
16.40–17.00 Uhr H.G. KRENMAYR: Zum Stand der Geologischen Landesaufnahme in Österreich

Abend

- 20.00 Uhr: **Führung durch den historischen Kern Gmünds.** Empfang durch den Bürgermeister von Gmünd, Herrn Dir. H. Gabriel, in der alten Burg

Mittwoch, 14. September 2005

GInS – das Geologische Informationssystem Kärnten: Ergebnisse und Stand aktueller angewandt-geologischer Projekte in Kärnten (Moderation G. LETOUZÉ-ZEZULA)

- 09.00–09.15 Uhr R. BÄK: Einführung in das Geologische Informationssystem Kärnten (GInS)
09.15–09.30 Uhr U. EBERHART: Die GInS-Archivdatenbank
09.30–09.45 Uhr H. OSWALDER: Die GInS-Bohrlochdatenbank
09.45–10.00 Uhr F. GOLDSCHMIDT: Der Ereigniskataster zu „Naturgefahren Kärnten“
10.00–10.15 Uhr R. BÄK: GInS – Kärnten am Beispiel des Flächenwidmungsplanes von Lendorf
10.15–10.45 Uhr Pause
10.45–11.00 Uhr G. LETOUZÉ-ZEZULA: Die Digitale Kompilierte Geologische Karte Kärnten
11.00–11.15 Uhr M. HEINRICH: Das Digitale Rohstoffgeologische Kartenwerk Kärnten
11.15–11.30 Uhr G. SCHUBERT & J. SCHLAMBERGER: Die Digitale Hydrogeologische Karte Kärnten
11.30–11.45 Uhr K. GRÖSEL: GIS-gestützte konventionelle Fernerkundung zur Erkennung und Abgrenzung von geogenen Risiken – Kombinierte Auswertung von Digitalen Orthofotos und Digitalem Höhenmodell zu „Naturgefahren Kärnten“
11.45–12.15 Uhr R. BÄK: Die GInS-Intranetversion und Ausblick auf kommende Vorhaben
12.15–13.30 Uhr Mittagspause
13.30–18.30 Uhr **Exkursion:** Die Geologie des Unteren Drautals in der Umgebung von Spittal a.d. Drau (Führung: J. REITNER, V. ERTL, R. SCHUSTER; Bus und kurze Wanderung)

Abend

- 20:00 Uhr **Öffentlicher Vortrag:** Dr. Richard BÄK, Klagenfurt: „Aufgaben des Kärntner landesgeologischen Dienstes“

Donnerstag, 15. September 2005

08.30–18.30 Uhr **Exkursion Nockalmstraße** – Nöringsattel: Das Ostalpine Kristallin, das Stangalm-Mesozoikum und die Gurktaler Decke im Bereich der Nockberge (Führung: R. SCHUSTER, J. PISTOTNIK; Bus und kurze Wanderung)

Abend

20.00 Uhr **Öffentlicher Vortrag:** Prof.Dr. Stefan SCHMID, Basel: „Die Entstehung der Alpen“

Freitag, 16. September 2005

08.00–13.00 Uhr **Exkursion Gmünd – Dornbach:** Geologie der Nordrahmenzone und der peripheren Schieferhülle des Tauernfensters mit einem Überblick der quartär-geologischen Entwicklung des unteren Maltatals (Führung: G. PESTAL, J. REITNER; Bus und Wanderung)

Posterpräsentation Dienstag, 13. September 2005

- AHL, A., HEIDOVITSCH, M., MOTSCHKA, K., SLAPANSKY, P. & WINKLER, E.: Ergebnisse der Hubschrauber-geophysikalischen Messungen auf den Blättern ÖK 181, 182, 183, 198, 199 und 200 – Radiometrie und Magnetik.
- GANGL, G.: Starkbeben in Kärnten
- GASSER, V., HEINRICH, M., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., MOSHAMMER, B., POSCH-TRÖZMÜLLER, G., RABEDER, J. & UNTERSWEIG, T.: Digitale Übersichtskarte 1 : 200.000 zur Verbreitung der Lockergesteine in Kärnten mit lithologischer Gliederung und Darstellung der Abbaustellen, basierend auf Kompilationen im Maßstab 1 : 50.000 im Rahmen des Projektes K-C-23: Baurohstoffe Kärnten I: Lockergesteine und Abbauerhebungen im Rahmen der Projekte K-C-23/F: Baurohstoffe Kärnten II: Festgesteine und Ü-LG-43: Bundesweite Vorsorge Lockergesteine
- GASSER, V., HEINRICH, M., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., POSCH-TRÖZMÜLLER, G., RABEDER, J. & UCIK, F.: Digitale Karte 1 : 50.000 zur Verbreitung der Lockergesteine in Kärnten mit lithologischer Gliederung und Darstellung der Abbaustellen, kompiliert im Rahmen des Projektes K-C-23: Baurohstoffe Kärnten I: Lockergesteine und Abbauerhebungen im Rahmen der Projekte K-C-23/F: Baurohstoffe Kärnten II: Festgesteine und Ü-LG-43: Bundesweite Vorsorge Lockergesteine
- GRÖSEL, C. & KOÇIU, A.: GIS-gestützte konventionelle Fernerkundung zur Erkennung und Abgrenzung von geogenen Risiken
- HEINRICH, M., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., MOSHAMMER, B., POSCH-TRÖZMÜLLER, G. & UNTERSWEIG, T.: Digitale Übersichtskarte 1 : 200.000 zur Verbreitung der Lockergesteine in Kärnten mit fazieller und stratigrafischer Gliederung, basierend auf Kompilationen im Maßstab 1 : 50.000 im Rahmen des Projektes K-C-23: Baurohstoffe Kärnten I: Lockergesteine
- HEINRICH, M., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., MOSHAMMER, B., POSCH-TRÖZMÜLLER, G. & UNTERSWEIG, T.: Digitale Übersichtskarte 1 : 200.000 zur Verbreitung der Lockergesteine in Kärnten mit fazieller und stratigrafischer Gliederung, basierend auf Kompilationen im Maßstab 1 : 50.000 im Rahmen des Projektes K-C-23: Baurohstoffe Kärnten I: Lockergesteine
- LETOUZÉ-ZEZULA, G., ATZENHOFER, B., BERKA, M., HEINRICH, M., MOSHAMMER, B., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., POLTNIG, W., POSCH-TRÖZMÜLLER, G., SCHUSTER, R. & UNTERSWEIG, T.: Digitale Geologische Karte von Kärnten: Übersichtsdarstellung 1 : 200.000 mit Schwerpunkt Lithologie der Festgesteine – Ergebnisse des BBK-Projektes KC-25 (Kompilation auf Basis 1 : 50.000)
- LINNER, M.: Geologische Karte der Sadniggruppe
- MAGIERA, J.: Quaternary terraces or neotectonic features – a case of the Mittelburgenland
- MAGIERA, J.: Planation surfaces in the S part of the Troiseck (Steiermark)
- MAGIERA, J. & ZASADNI, J.: Ice-contact sediments and landforms and multi-phase deglaciation in the area of the confluence of the Inn- and Wipptalgletscher (Tirol)
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., LIPIARSKI, P., RABEDER, J. & NEINAVAIE, H.: Der Bundesweite Bergbau- und Haldenkataster – ein Umfassendes GIS-unterstütztes Dokumentations- und Informationssystem für Bergbaue am Beispiel des Bundeslandes Kärnten (VLG-Projekt ÜLG 40).
- SCHUBERT, G.: Die Hydrogeologische Karte von Österreich 1 : 500.000

Vorwort

zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2005

„Back to the roots“ („Zurück zu den Wurzeln“) ist eine beliebte neudeutsche Metapher zur Verklärung der Vergangenheit und Rückbesinnung auf die ursprünglichen Werte und Stärken. Auch die Geowissenschaften erleben in vielerlei Hinsicht ein Comeback oder, wenn man so will, eine Renaissance. Es gilt, sie mehr denn je zum Wohle der Gesellschaft zu nutzen.

Böse Zungen behaupten, der Direktor hätte als Ort für die Arbeitstagung absichtlich das Gebiet seiner Jugendzeit gewählt. Das ist nur zum Teil richtig, andere Gründe hatten mehr Gewicht: Da ist vor allem das Vorliegen eines seit Jahren fast fertig kompilierten Kartenblattes Spittal an der Drau, da sind die fundamentalen Neuergebnisse zur Tektonik der Ostalpen, die hier ihre „Wurzeln“ haben, da ist das Zusammentreffen verschiedener geologischer Einheiten auf einem Blatt, die vernetzte Darstellung von angewandten und grundlagenorientierten Themen und da ist sicher auch die Tatsache, dass die von Angel & Staber im Jahr 1952 erschienene geologische Karte der Hochalm-Ankogel-Gruppe uns junge Studenten der Geologie in Graz seit jeher sehr beeindruckte und schließlich auch Kollegen Volker Ertl bewog, mit einer Neubearbeitung der Geologie auf dem Kartenblatt 182 Spittal an der Drau zu beginnen und so hier neben persönlichen auch geologische Wurzeln zu schlagen.

„Back to the roots“ bedeutet aber auch für einen Geologischen Dienst wie die Geologische Bundesanstalt Konzentration auf ihre Kernkompetenzen und eigenen Stärken. Primär ist es die Geologische Landesaufnahme und die Herausgabe von geologischen Karten, die die Grundlage für Problemlösungen von komplexen Fragestellungen auf den Gebieten Naturgefahren, Rohstoffe, Wasserwirtschaft, Umwelt und neuerdings auch im Freizeit- und Tourismusbereich darstellen.

Die Beiträge in diesem Band zeigen am Beispiel von Blatt Spittal an der Drau in vorbildlicher Weise eine gelungene Synthese aus den unterschiedlichen geologischen Fachdisziplinen. Als Direktor der GBA ist es mir ein besonderes Anliegen, die Gesamtheit der Geologie im Auge zu behalten. Sehr wohl ist mir auch aus eigener Erfahrung bewusst, wie wichtig es ist, sich ins Detail zu vertiefen. Umso mehr muss es ein Anliegen sein, alle Detailergebnisse, vor allem bei geologischen Karten, wieder zu einem Ganzen zusammenzufügen und zu integrieren. Dieser Auftrag ergibt sich nicht nur aus der Vielfalt der Geologie, sondern auch aus den unterschiedlichsten Ansätzen und Bedürfnissen aus der großen Gruppe der Anwender von geologischen Karten. Die Palette der Nutzer reicht von Forschern, die mittels geologischer Karten plattentektonische Schlüsse über den Bau des gesamten Alpenbogens machen, über Regionalplaner, deren Anliegen im Bereich der Wasserver- und -entsorgung sowie Sicherung vor alpinen Gefahren auf Gemeindeebene liegt, um nur einige wenige Punkte herauszugreifen, bis hin zu Touristikern, die in der Vielfalt der Geologie neue Attraktionen für Erholung suchende Menschen sehen.

Last, but not least möchte ich mich bei all jenen bedanken, die das Zustandekommen und die Durchführung der Arbeitstagung ermöglicht haben. Mein Dank gilt Bürgermeister Joseph Jury und seinem Team hier in Gmünd, ebenso wie dem Landesgeologen Richard Bäk aus Klagenfurt, dass die Geologische Bundesanstalt hier Wurzeln schlagen durfte. An der Geologischen Bundesanstalt hat eine Gruppe rund um Ralf Schuster, Gerhard Pestal, Jürgen Reitner, Gerlinde Posch-Trözmüller, Bernhard Atzenhofer und Gerhard Letouzé, unterstützt durch eine große Zahl oft im Hintergrund arbeitender MitarbeiterInnen, diese Tagung und dieses Kartenblatt ermöglicht. Ihnen allen ein aufrichtiges: DANKESCHÖN!

Die Geologische Bundesanstalt widmet diesen Tagungsband Herrn Univ.-Prof. Dr. Christof Exner, Wien, in Anerkennung seiner großen Verdienste um die Geologie der Hohen Tauern und die hervorragenden Arbeiten im Rahmen der geologischen Landesaufnahme, die er über viele Jahrzehnte für die Geologische Bundesanstalt geleistet hat. Wir wünschen ihm für seinen weiteren Lebensweg alles erdenklich Gute und beste Gesundheit.

HR Prof. Dr. Hans P. Schönlaub
Direktor

GEOLOGIE DES KARTENBLATTES 182 SPITTAL a.d. DRAU

Das Kartenblatt ÖK 182 Spittal a.d. Drau: geographischer und geologischer Überblick

R. Schuster

Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien

Inhalt

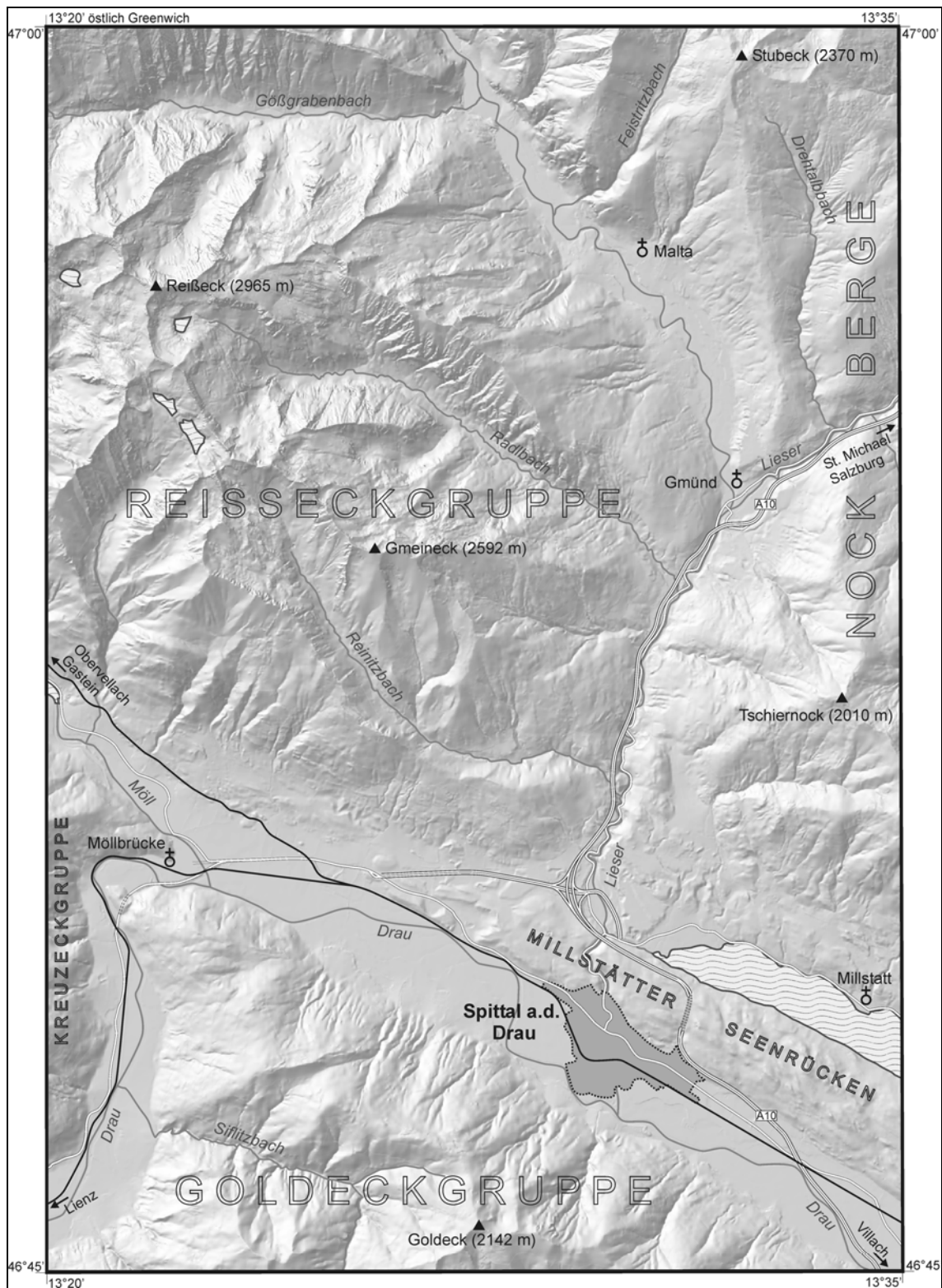
1. Geographischer Überblick
2. Geologischer Überblick
3. Literatur

I. Geographischer Überblick

Das Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau liegt in Oberkärnten, wobei fast das gesamte Gebiet Teil des Verwaltungsbezirkes Spittal a.d. Drau ist und nur ein kleines Stück im Südwesten zum Verwaltungsbezirk Villach Land gehört. Wesentliche Anteile werden von der Reißbeckgruppe, den Nockbergen, dem Millstätter Seenrücken und der Goldeckgruppe eingenommen. Weiters befindet sich der südöstliche Ausläufer der Kreuzeckgruppe auf dem Kartenblatt. Diese Gebirgsgruppen werden durch das Drau-, Möll- und Liesertal voneinander abgegrenzt (Karte 1).

Die Reißbeckgruppe zeigt eine hochalpine Topographie mit schroffen Landschaftsformen. Sie baut den Nordosten des Kartenblattes auf und wird durch das Maltatal bzw. die Täler des Reinitz-, Radl-, Göß- und Feistritzaches weiter untergliedert. Mit 2965 m stellt das Reißbeck nicht nur den höchsten Gipfel des Gebirgsstockes, sondern auch des gesamten Kartenblattes dar. Östlich davon schließt, durch das Liesertal getrennt, das Gebiet der Nockberge mit seiner rundlichen Morphologie an. Der Tschiernock ist mit 2088 m der höchste und neben dem Tschierwegernock (2010 m) auch markanteste Berg der Gebirgsgruppe im Bereich des Kartenblattes. Südlich des Tschierwegernockes liegt in 588 m Seehöhe der Millstätter See, welcher eine maximale Wassertiefe von 126 m aufweist. Er trennt die Nockberge vom Millstätter Seenrücken ab. Letzterer bildet einen langgestreckten Rücken von etwa 800 m Seehöhe.

Sowohl die Reißbeckgruppe als auch der Millstätter Seenrücken sind im Süden durch das breite, gerade gestreckte und WNW–ESE-orientierte Möll- und Unterdrautal abgeschnitten. Südwestlich davon befindet sich die Goldeckgruppe, welche nach der höchsten Erhebung, dem 2142 m hohen Goldeck benannt ist. Auch dieser Gebirgsstock ist durch rundliche Formen charakterisiert. Im Westen wird die Goldeckgruppe durch das Oberdrautal begrenzt und die gegenüberliegenden Abhänge werden durch die südöstliche Kreuzeckgruppe aufgebaut. Das gesamte Gebiet wird durch die Drau entwässert. Dementsprechend liegt der tiefste Punkt mit ca. 500 m Seehöhe im südöstlichen Eck, wo die Drau das Kartenblatt verlässt.



Karte I: Übersichtskarte von Kartenblatt ÖK 50 Blatt 182 Spittal a.d. Drau. Eingetragen sind wichtige Flüsse, Gebirgsgruppen, Berggipfel, Ortschaften und Verkehrswege.

Die großen Täler stellen seit langer Zeit wichtige Verkehrswege dar. Größere Ansiedlungen finden sich besonders an Kreuzungspunkten derselben. So liegt die bedeutende römische Ausgrabungsstätte Teurnia an der Stelle, wo die Römerstraße vom Unterdrautal ins Liesertal abzweigt. Weitere bereits im Mittelalter bedeutende Ortschaften sind Sachsenburg und Möllbrücke am Zusammenfluss von Drau und Möll, Gmünd an der Mündungsstelle der Malta in die Lieser, Eisentratten sowie Millstatt. Spittal a.d. Drau liegt an der Mündung der Lieser in die Drau. Ihre heutige Bedeutung erlangte die Stadt erst in jüngerer Zeit durch ihre Funktion als Eisenbahnknotenpunkt an der Tauernbahn zwischen Salzburg und Villach und der Abzweigung Richtung Lienz. Die Tauernautobahn führt durch das Unterdrautal bis Spittal a.d. Drau und weiter in das Liesertal, vorbei an Gmünd und Eisentratten, in Richtung Katschberg.

2. Geologischer Überblick

Die oben beschriebene Topographie des vom Kartenblatt 182 abgedeckten Gebietes, ist weitestgehend durch die Geologie und insbesondere durch miozäne Tektonik und die eiszeitliche Überformung der Landschaft geprägt. Folgende großtektonische Einheiten treten auf (Karte 2): Die tektonisch tiefsten Einheiten sind die Penninischen Decken des Tauernfensters, welche die Reißeckgruppe im nordwestlichen Teil des Kartenblattes aufbauen. Gegen Osten hin werden sie von Ostalpinen Decken, welche die Nockberge bilden, an der Katschbergabschiebung überlagert. Die markante Furche des Möll- und Unterdrautales ist durch das Mölltal-Störungssystem bedingt. Das gesamte Gebiet der Goldeck- und Kreuzeckgruppe, welche südlich des Mölltal-Störungssystems liegen, besteht aus Ostalpinen Decken.

Die Penninischen Decken des Tauernfensters umfassen vom Liegenden gegen das Hangende das Venediger-Deckensystem (FRISCH, 1977), das Glockner-Deckensystem (STAUB, 1924) und das Deckensystem der Matreier Zone – Nordrahmenzone (siehe PESTAL, dieser Band).

Die Ostalpinen Decken umfassen als liegendstes Element das Unterostalpin der Katschbergzone (TOLLMANN, 1977). Darüber folgen höhere Ostalpine Decken, die sich nach SCHMID et al. (2004) wie folgt gliedern lassen: Der Bereich der Nockberge und des Millstätter Seennrückens wird vom Liegenden gegen das Hangende vom Korralpe-Wölz-Deckensystem aufgebaut, welches sich aus dem Millstatt- und dem überlagernden Radenthein-Komplex zusammensetzt. Darüber folgt das Ötztal-Bundschuh-Deckensystem mit dem Bundschuh-Komplex, welcher weiter im Osten (auf dem angrenzenden Blatt 183 Radenthein) von den permomesozoischen Metasedimenten des Stangalm-Mesozoikums (s.str.) (PISTOTNIK, 1980) transgressiv überlagert wird.

Die nördlichsten und zugleich liegendsten Teile der Goldeckgruppe sowie die daran anschließenden Bereiche der Kreuzeckgruppe werden ebenfalls vom Korralpe-Wölz-Deckensystem in Form des Polinik-Komplexes aufgebaut. Daran grenzt das Drauzug-Gurktal-Deckensystem, welches sich auf dem Kartenblatt aus dem liegenden Gaugen-Komplex und dem hangenden Goldeck-Komplex zusammensetzt. Der Goldeck-Komplex wird weiter im Süden (auf Blatt 199 Hermagor) durch die transgressiv auflagernden permomesozoischen Sedimente des Drauzuges überlagert.

Die Grenzflächen der Penninischen Decken zueinander sowie die Liegend- und Hangendgrenze des Unterostalpins entstanden während der Schließung des Penninischen Ozeans und der darauffolgenden Kollision des jurassischen Südrandes von Europa mit dem Ostalpin während der Oberkreide und des Tertiärs. Die Exhumation des Tauernfensters erfolgte im Miozän durch ein System von Abschiebungen und sinistralen Seitenverschiebungen mit Vertikalkomponente. Die Katschbergabschiebung ist eine mächtige, hauptsächlich duktile Deformationszone, welche vor allem innerhalb des Glocknerdeckensystems und der Nordrahmenzone

wirksam war (GENSER & NEUBAUER, 1989). Die Mölltalstörung repräsentiert eine der wesentlichen WNW–ESE-orientierten Seitenverschiebungen. Ihr Versatz bewirkt, dass heute zu beiden Seiten unterschiedliche Ostalpine Einheiten anzutreffen sind.

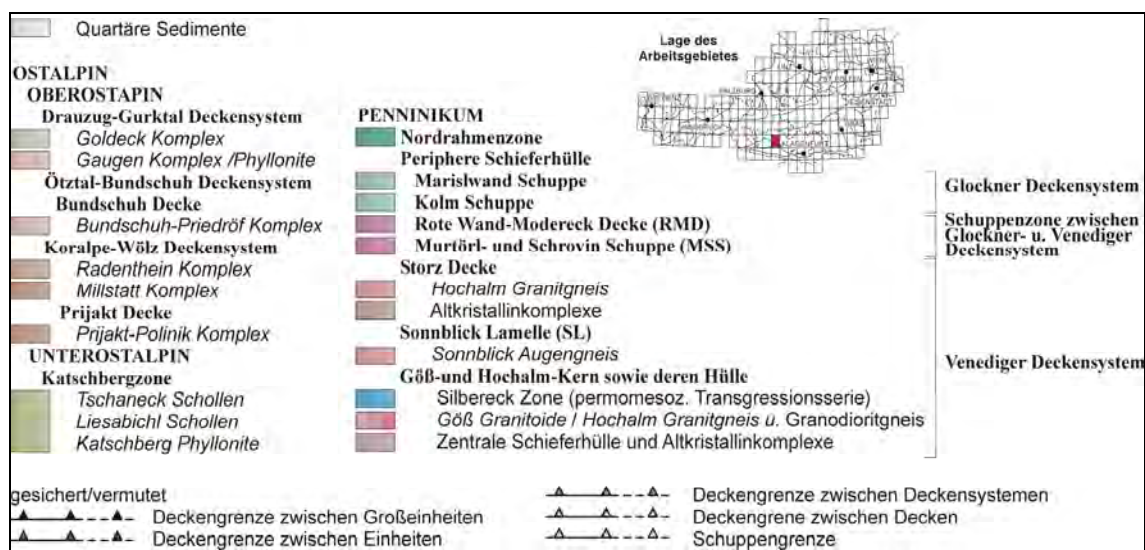
In den nordöstlich des Mölltal-Störungssystems gelegenen ostalpinen Decken der Nockberge entstanden die Deckengrenzen während des eoalpidischen Ereignisses, welches mit der Schließung des Meliata-Ozeans in Zusammenhang steht. Sie wurden in der Unterkreide als duktile, etwa WNW-gerichtete Überschiebungsflächen angelegt und in der Oberkreide als duktile Abschiebungen reaktiviert. Im Ostalpin südwestlich des Mölltal-Störungssystems wird der Polinik-Komplex durch eine steilstehende, E–W-orientierte und wahrscheinlich im Oligozän angelegte Störung vom südlich angrenzenden Gaugen-Komplex getrennt. Dessen Hangendgrenze zum Goldeck-Komplex ist eine präalpidische Deckengrenze, welche durch alpidische Strukturen zum Teil überprägt ist.

Die auf dem Kartenblatt auftretenden Einheiten wurden in unterschiedlichem Maße von der variszischen, permischen, eoalpidischen und alpidischen Metamorphose erfasst (Abb. 1).

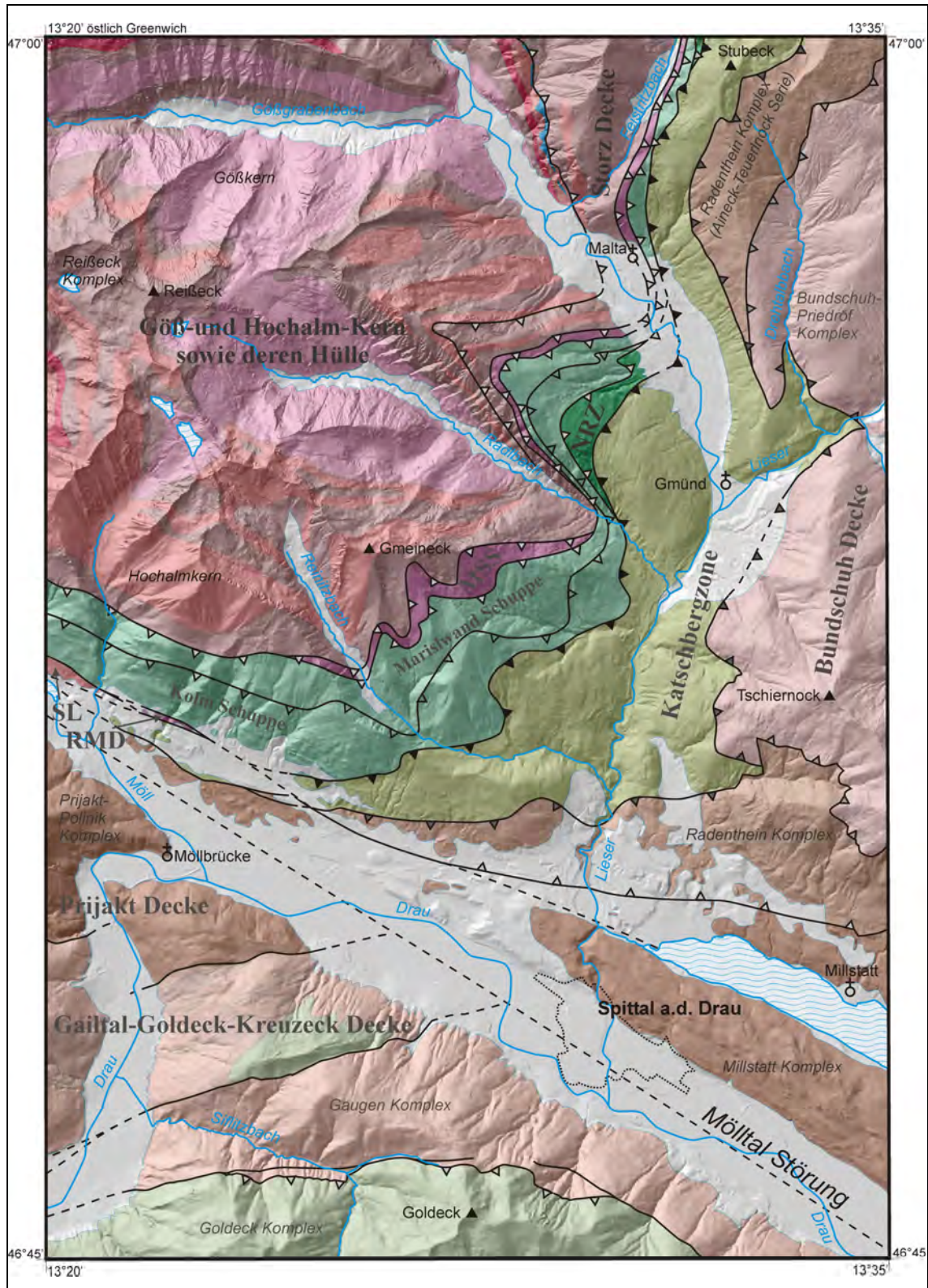
Während der eiszeitlichen Vergletscherungen lag das dargestellte Gebiet im Bereich des Zusammenflusses von Möll-, Drau- und Liesergletscher.

Literatur

- FRISCH, W. (1977): Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpin). – N. Jb. Geol. Paläont. Monatsh., 1977, 675–696.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989): Low angle normal faults at the eastern margin of the Tauern window (Eastern Alps). – Mitt. Österr. Geol. Ges., 81, 233–243, Wien.
- PISTOTNIK, J. (1980): Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). – In: OBERHAUSER, R.: Der geologische Aufbau Österreichs, Geol. B.-A., 358–363, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclog. Geol. Helv., 97/1, 93–117.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. – Beitr. Geol. Kt. Schweiz, 52, N.F. 82, 272 S., Bern.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – 766 S., Deuticke, Wien.



Legende zu Karte 2



Karte 2: Tektonische Übersichtskarte von Kartenblatt ÖK 50 Blatt 182 Spittal a.d. Drau.

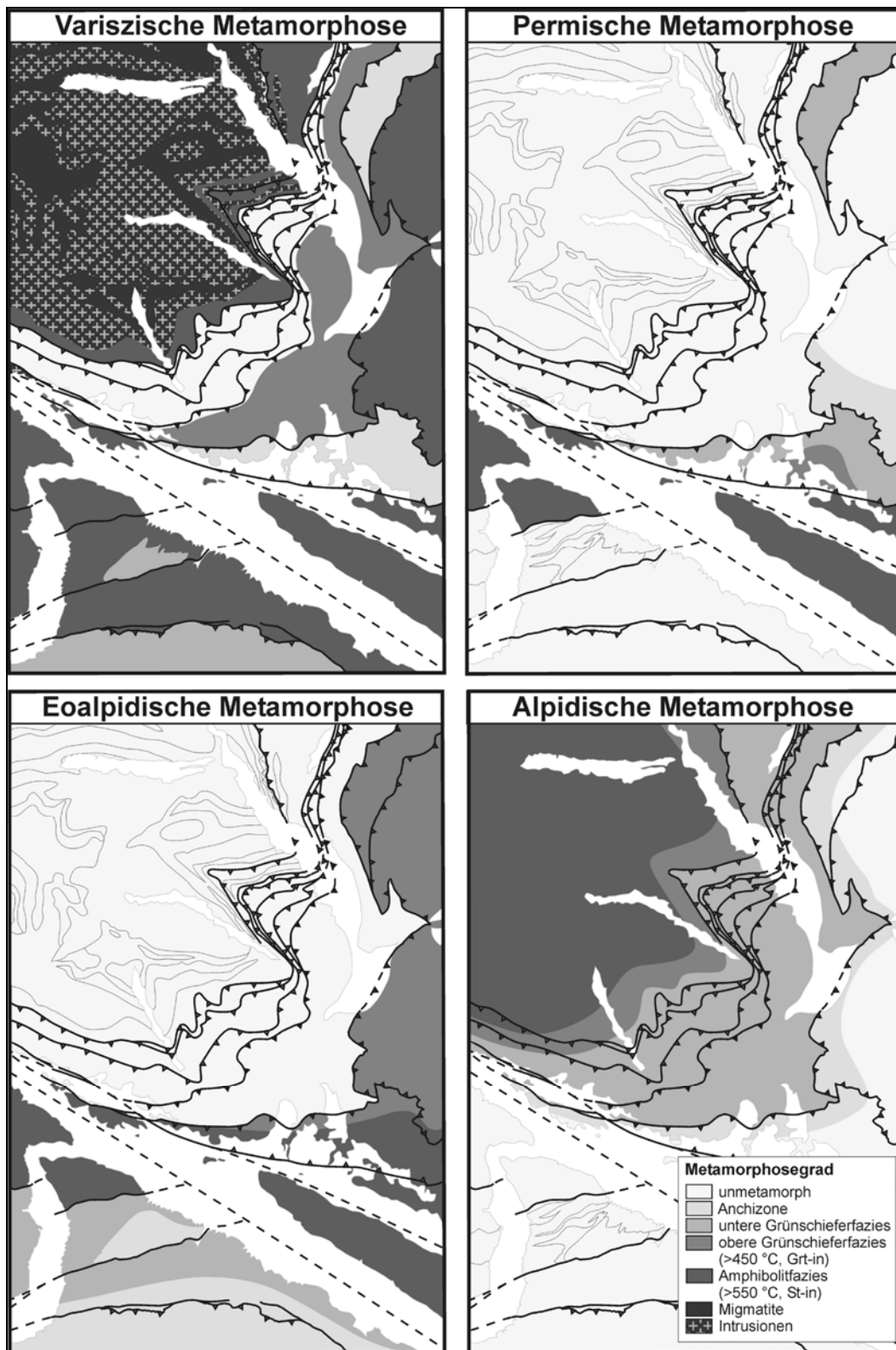


Abb. 1: Verbreitung der variszischen, permischen, eoalpidischen und alpidischen Metamorphose in den penninischen und ostalpinen Einheiten auf Kartenblatt ÖK 50 Blatt 182 Spittal a.d. Drau. Die Legende gilt für alle vier Metamorphosezyklen.

Geologischer Bau des Tauernfensters – Erläuterungen zu Blatt 182 Spittal a.d. Drau

G. Pestal

Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien

Inhalt

- 1. Einleitung und tektonische Gliederung des Tauernfensters**
- 1.1. Tektonische Gliederung des Tauernfensters am Kartenblatt Spittal a.d. Drau
- 2. Erläuterungen zur Legende (Gesteinsarten)**
- 2.1. Zentralgneis und Altes Dach
- 2.1.1. Granitoide des Gößkerns, vorwiegend Biotitgranitgneis, mittel- bis grobkörnig, z.T. porphyrisch, untergeordnet Granodioritgneis
- 2.1.2. Granitoide des Hochalmkerns
- 2.1.2.1. Granodioritgneis und Tonalitgneis
- 2.1.2.2. Granitgneise des Hochalmkerns, vorwiegend Augengneis (mittel bis grobkörniger Biotitgranitgneis mit Augentextur) und feinkörniger, leukokrater Granitgneis, untergeordnet mittelkörniger, leukokrater Granitgneis mit Augentextur
- 2.1.3. Zweiglimmergranitgneis vom Typus Schönangersee
- 2.1.4. Aplitgneis, Aplitgranitgneis
- 2.1.5. Augengneis (Alkalifeldspat führender Granitgneis) der Sonnblicklamelle
- 2.2. Altkristallinkomplexe
- 2.2.1. Reißbeck-Komplex
- 2.2.1.1. Bändergneis, verbreitet migmatisch und Migmatit
- 2.2.1.2. Amphibolit
- 2.2.2. Storz-Komplex
 - 2.2.2.1. Paragneis, z.T. migmatisch, untergeordnet Migmatit
 - 2.2.2.2. Amphibolit
 - 2.2.2.3. Serpentin, Talkschiefer, Strahlsteinfels
 - 2.2.2.4. Quarzdioritgneis des Bartelmannes
 - 2.2.2.5. (Granat-)Glimmerschiefer im Verbands des Storz-Komplexes (Bereich Schoberspitze, Reinitzer Sonnblick und NW bzw. SE Roßkopf ?Draxel-Komplex)
- 2.2.3. Kareck-Komplex
- 2.2.3.1. Stark verschieferter, epimetamorpher Gneis und Prasinit
- 2.3. Zentrale Schieferhülle
- 2.3.1. Draxel-Komplex
- 2.3.1.1. (Granat-)Glimmerschiefer, stellenweise mit Graphitquarzit
- 2.4. Ausläufer der Silbereck-Zone (nördlich des Maltatales)
- 2.4.1. Quarzit (nordwestlich Bartelmann; Untertrias), Silbereckmarmor („Malm“) und Kalkschiefer (Kreide)
- 2.5. Periphere Schieferhülle
- 2.5.1. Murtörl-Formation (Jungpaläozoikum)

Schwarzphyllit, dunkle Albit- und Biotitblastenschiefer z.T. mit gradierter Schichtung und Lagen von Metavulkaniten, Graphitquarzit
- 2.5.2. Plagioklasblastenschiefer und heller Granatglimmerschiefer, z.T. Staurolith führend, heller Chloritoidphyllit

- 2.5.3. Schrovvin-Gruppe (Perm und Trias)
- 2.5.3.1. Wustkogel-Formation (Perm bis Untertrias)
Albitblastenschiefer, Arkosegneis bzw. Arkosequarzit, und dünnplattiger, blassgrüner Quarzit (Perm und Untertrias)
- 2.5.3.2. Seidlwinkl-Formation (Mitteltrias bis Obertrias)
Rauwacke, Dolomitmarmor und Kalkmarmor
- 2.5.4. Bündnerschiefer-Gruppe (Jura und Kreide)
- 2.5.4.1. Dolomitbrekzie (Taborgraben; ?„Dogger“)
- 2.5.4.2. Grünschiefer, Amphibolit (Unterkreide)
- 2.5.4.3. Kalkglimmerschiefer (Glimmermarmor und Kalkschiefer mit vereinzelt, dünnen Lagen von dunklem Phyllit), untergeordnet Karbonatquarzit (Kreide)
- 2.5.4.4. Dunkler Phyllit, untergeordnet Schwarzschiefer und chloritreiche Phyllite (Kreide)
- 2.6. Schuppen der Nordrahmenzone des Tauernfensters mit unterostalpinen Schollen (Bereich Torscharte und Ebenwald)
- 2.6.1. Perm- und Trias-Schollen
Alpiner Verrucano (Perm), Lantschfeldquarzit („Skythium“), Rauwacke, Kalkmarmor und Dolomitmarmor (Anisium)
- 2.6.2. Serpentin, Ultrabazit
- 2.6.3. Dunkler Phyllit
- 3. **Literatur**

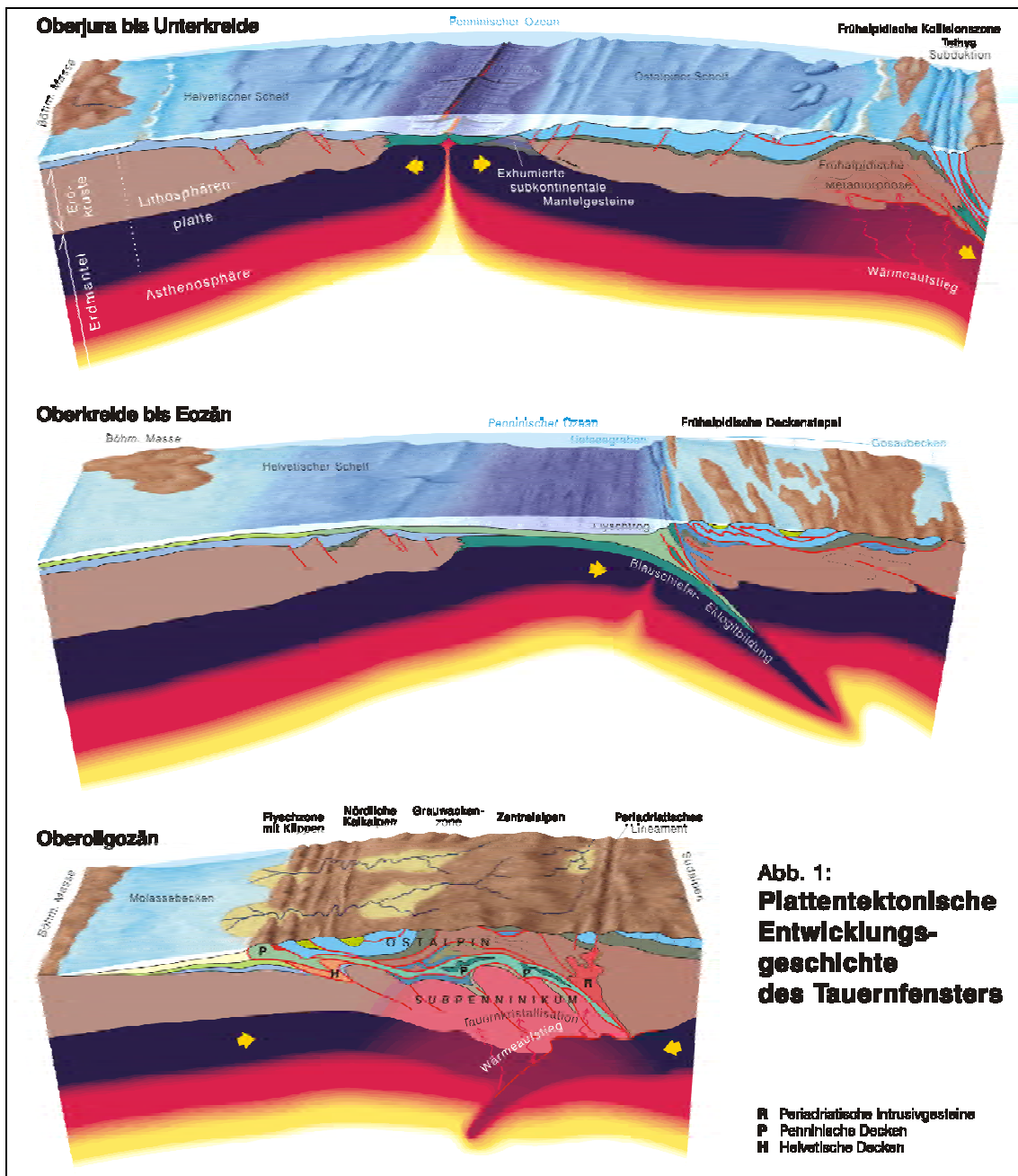
I. Einleitung und tektonische Gliederung des Tauernfensters

Das Tauernfenster ist bei weitem das größte tektonische Fenster der Ostalpen. Es erstreckt sich über etwa 160 Kilometer Länge vom Brennerpass im Westen bis zum Katschberg im Osten und umfasst die Gebirgszüge der Zillertaler Alpen und der Hohen Tauern. Seit P. TERMIER (1904) erkannte, dass die penninischen Gesteine der West- und der Zentralalpen in diesem Gebiet wieder unter den ostalpinen Einheiten hervortreten, wurde nicht nur die metamorphe Entwicklungsgeschichte der Gesteinseinheiten des Tauernfensters genauer erforscht, sondern auch deren tektonische Internstruktur geklärt.

Der Internbau des Tauernfensters wird von drei großtektonischen Einheiten, dem Venediger-Deckensystem nach W. FRISCH (1977), dem Glockner-Deckensystem nach R. STAUB (1924) und dem Deckensystem Matreier Zone – Nordrahmenzone bestimmt.

Das Venediger-Deckensystem ist die tektonisch tiefste Großeinheit des Tauernfensters. Neben meist geringmächtigen mesozoischen Metasedimenten finden wir hier vorrangig paläozoische Metamorphite und variszische Metagranite (die Zentralgneise). Diese Gesteinskomplexe bildeten im oberen Jura und in der Kreidezeit die kristalline Basis des südlichen europäischen Schelfs (siehe Abb. 1).

Das penninische Glockner-Deckensystem überlagert das Venediger-Deckensystem als tektonisch nächst höhere Großeinheit. Es besteht aus den metamorphen Produkten von kreidezeitlichen kalkigen, mergeligen und tonigen Sedimenten, die in einem tiefen Meerestrog abgelagert wurden (den Bündnerschiefern der „Glockner- und der Fuscherfazies“ im Sinne von G. FRASL & W. FRANK, 1966), und aus metamorphen Resten der ozeanischen Kruste des penninischen Ozeans (siehe Abb. 1).



In der Nordrahmenzone beziehungsweise in der Matreier Zone am Südrand des Tauernfensters werden die tektonisch höchsten penninischen Decken und Schuppenzonen zusammengefasst. Die Hauptmasse der hier auftretenden Gesteine sind wiederum Metasedimente der Bündnerschiefer-Gruppe. Im Gegensatz zum Glockner-Deckensystem treten aber in der Matreier Zone neben den kreidezeitlichen auch etliche bereits im „Dogger“ und „Malm“ abgelagerte Teile der Bündnerschiefer auf. Die Ophiolithe spielen mengenmäßig lediglich eine untergeordnete Rolle, beinhalten aber zahlreiche, plattentektonisch überaus spektakuläre Gesteine. In jüngster Zeit wurden nämlich mehrere Fragmente Iherzolitischer Mantelgesteine (F. MELCHER et al., 2002) in der Matreier Zone bekannt. Es sind dies winzige, erhalten gebliebene

Teile eines durch Exhumation von subkontinentalen Mantelgesteinen entstandenen Ozeanbodens, der mit Primärkontakt von Radiolarit und Aptychenkalk überlagert wurde (F. KOLLER & G. PESTAL, 2003). Stratigraphisch sind dies die ältesten Bereiche des ozeanisierten Penninikums innerhalb des Tauernfensters. Weiters gibt es in der Nordrahmenzone und in der Matreier Zone zahlreiche Gesteinszüge und Großschollen von Perm-, Trias- und Lias-Gesteinen, die in ihrer Lithologie exakt Gesteinen der Radstädter Tauern gleichen. Diese werden als unterostalpine Fragmente betrachtet.

Etliche geochronologische Daten belegen, dass der Deckenbau, die Deformation und die Metamorphose des Tauernfensters, deren Ergebnisse wir heute beobachten können, hauptsächlich im Alttertiär stattfanden (R. ZIMMERMANN et al., 1994; L. RATSCHBACHER et al., 2005). Die Einengung des penninischen Meerestrogos setzte allerdings schon viel früher, etwa in der mittleren Oberkreide, mit der Subduktion von ozeanischer Kruste ein. Das Deckensystem Matreier Zone – Nordrahmenzone und das Glockner-Deckensystem wurden dabei von ihrer ehemaligen Basis abgeschert und vorerst weit nach Nordwesten bzw. ab dem Paleozän nach Norden auf das Venediger-Deckensystem überschoben. Beide (Matreier Zone-Nordrahmenzone und Glockner-Deckensystem) bilden heute große, wurzellose Deckenkörper (siehe Abb. 1 und Abb. 2). Ihre basalen Anteile, der Großteil der ozeanischen Kruste und Teile der darauf abgelagerten Sedimente wurden subduziert und gingen für immer verloren. Nur ein kleiner Teil der subduzierten Gesteine wurde wieder obduziert. Wir können jene noch heute z.B. in der Eklogitzone des Südvenedigergebietes studieren und wissen daher recht gut über ihre Bildungsbedingungen während einer Hochdruck-Niedrigtemperatur-Metamorphose bescheid. Abschließend etwa ab dem mittleren Eozän wurden die drei bereits übereinander gestapelten Deckensysteme des Tauernfensters, die zu dieser Zeit tief unter den ostalpinen Decken begraben waren, von einer Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) überprägt. Sie erreichte in den peripheren Teilen des Tauernfensters Bedingungen der Grünschieferfazies, in den zentralen Teilen Amphibolitfazies.

1.1. Tektonische Gliederung des Tauernfensters am Kartenblatt Spittal a.d. Drau

Das Tauernfenster ist seit langer Zeit ein klassisches Gebiet geologischer Forschung. Daher basiert die tektonische Gliederung wie auch die Lithostratigraphie der geologischen Einheiten des Tauernfensters auf einer Vielzahl historischer, seit langer Zeit gebräuchlicher Begriffe. Viele sind weiterhin aktuell, einige wie z.B. Untere und Obere Schieferhülle können nur mit etlichen Schwierigkeiten in unser heutiges, auf plattentektonischen Überlegungen basierendes Gliederungsprinzip übernommen werden. Ähnliches gilt auch für den Begriff der Peripheren Schieferhülle, der seit vielen Jahren ein wichtiges Ordnungsprinzip für die Erläuterung des tektonischen Baues der östlichen Hohen Tauern ist. Die Hierarchie der Legenden der geologischen Karten 156 Muhr, 157 Tamsweg und auch der aktuellen Karte 182 Spittal a.d. Drau basieren auf jenem. In einem zusammenhängenden Kartenwerk, dessen Erstellung etliche Jahrzehnte in Anspruch nimmt, darf man auf eine gewisse Kontinuität nicht verzichten. Daher wurde der Begriff der Peripheren Schieferhülle weiterhin verwendet. Trotzdem wird nun im Folgenden der Versuch unternommen, die in der Einleitung auf Grund plattentektonischer Überlegungen beschriebene große Teilung des Tauernfensters in drei tektonisch selbständige Deckensysteme auf die am Kartenblatt Spittal a.d. Drau gebräuchliche tektonische Nomenklatur zu übertragen (siehe Karte 2 in Beitrag von R. SCHUSTER: Geographischer und Geologischer Überblick). Die daraus folgenden, tektonischen Zuordnungen lauten:

- 1) Das Venediger-Deckensystem umfasst den Gößkern, den Hochalmkern, die Sonnblicklamelle sowie die Altkristallinkomplexe, die das jeweilig zugehörige Alte Dach dieser Zentralgneiskörper bilden. Weitere Elemente des Venediger-Deckensystems sind die Zentrale Schieferhülle, die Silbereck-Zone und die Storz-Decke.
- 2) Der Hauptteil der Peripheren Schieferhülle entspricht dem Glockner-Deckensystem. Lediglich die Fragmente der Rote-Wand-Modereck-Decke und die an der Basis der Peripheren Schieferhülle auftretenden Murtörl- und Schrovlin-Schuppen müssen der Schuppenzone zwischen Glockner- und Venediger-Deckensystem zugeordnet werden. Es handelt sich dabei um Fragmente des externen europäischen Schelfs, die mit der Basis der Glockner-Decke verschuppt weiter nach Norden transportiert wurden.
- 3) Die penninische Nordrahmenzone wurde von der unterostalpinen Katschbergzone abgetrennt und tritt am gegenständlichen Kartenblatt in zwei kleinen tektonischen Schuppen in Erscheinung.

2. Erläuterungen zur Legende (Gesteinsarten)

2.1. Zentralgneis und Altes Dach

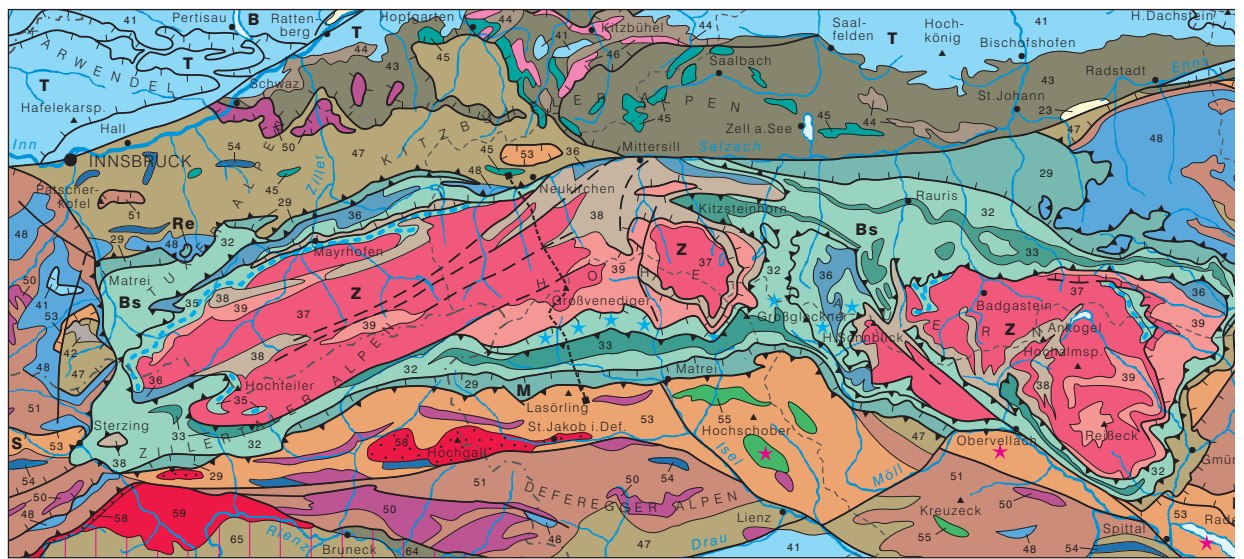
Der übergeordnete Sammelbegriff Zentralgneis ist seit den Anfängen der geologischen Erforschung der Hohen Tauern eingeführt. Diese Bezeichnung wird für alle sauren bis intermediären, metamorphen, mehr oder weniger deformierten bzw. geschieferten plutonischen Gesteine verwendet. Nach heutigem Kenntnisstand handelt es sich um variszische, multiple Intrusionen, die in einigen Fällen bereits variszisch metamorph und tektonisch deformiert wurden. Alle Zentralgneise wurden während der alpinen Gebirgsbildung wiederum metamorph überprägt (Tauernkristallisation) und mehr oder weniger intensiv tektonisch deformiert. Es sind Zentralgneise mit aplitischer, granitischer, granodioritischer, tonalitischer und granosyenitischer Zusammensetzung bekannt.

Die größeren, regional zusammenhängenden Vorkommen werden als Zentralgneis-„Kerne“ bezeichnet. Bekannte Beispiele aus den östlichen Hohen Tauern sind der Gößkern, der Hochalmkern und der Hölltor-Rotgüldenkerne. Wenn man die äußere Form oder besser das Erscheinungsbild der Zentralgneiskerne in der geologischen Karte betrachtet, dann zeigen manche von ihnen unregelmäßige Fortsätze. Diese werden „Lappen“ oder „Zungen“ genannt (z.B. Venedigerlappen und Habachzunge in den mittleren Hohen Tauern). Extrem tektonisch deformierte und dabei in die Länge gezogene Teile werden als „Lamellen“ bezeichnet (z.B. Sonnblicklamelle). Die Zentralgneiskerne sind, beurteilt nach den heutigen Aufschlussverhältnissen, die tektonisch tiefsten Anteile der Ostalpen.

Die Zentralgneisvorkommen am Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau werden in ihrer überwiegenden Mehrheit entweder dem Gößkern oder dem Hochalmkern zugeordnet. Am Südrand des Tauernfensters unmittelbar an der westlichen Blattschnittgrenze bei Mühlendorf im Mölltal befinden sich noch einige wenige Aufschlüsse mit Augengneisen, die zur Sonnblicklamelle gehören.

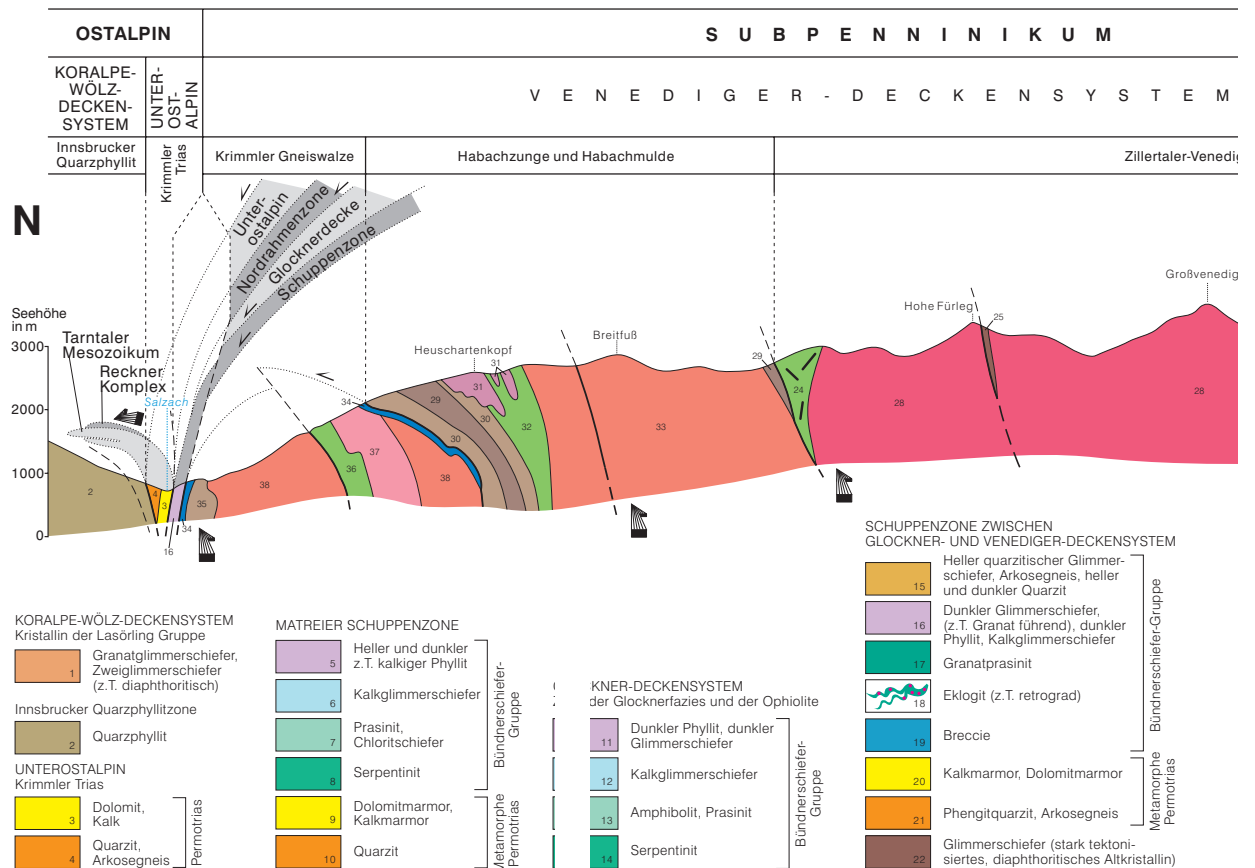
Die plutonischen Edukte der Zentralgneise intrudierten, in Metasediment- und Metavulkanitformationen. Diese Gesteine liegen uns heute als Migmatite bzw. als polymetamorphe Paragneise, Glimmerschiefer und Amphibolite vor. Ihr Alter ist meist altpaläozoisch, sie wurden aber mit Sicherheit vor dem Oberkarbon abgelagert. Jene Teile dieser Gesteinsformationen, in denen man noch heute, deutliche, primäre Intrusionskontakte mit Zentralgneisen erkennt, werden als Altes Dach bezeichnet.

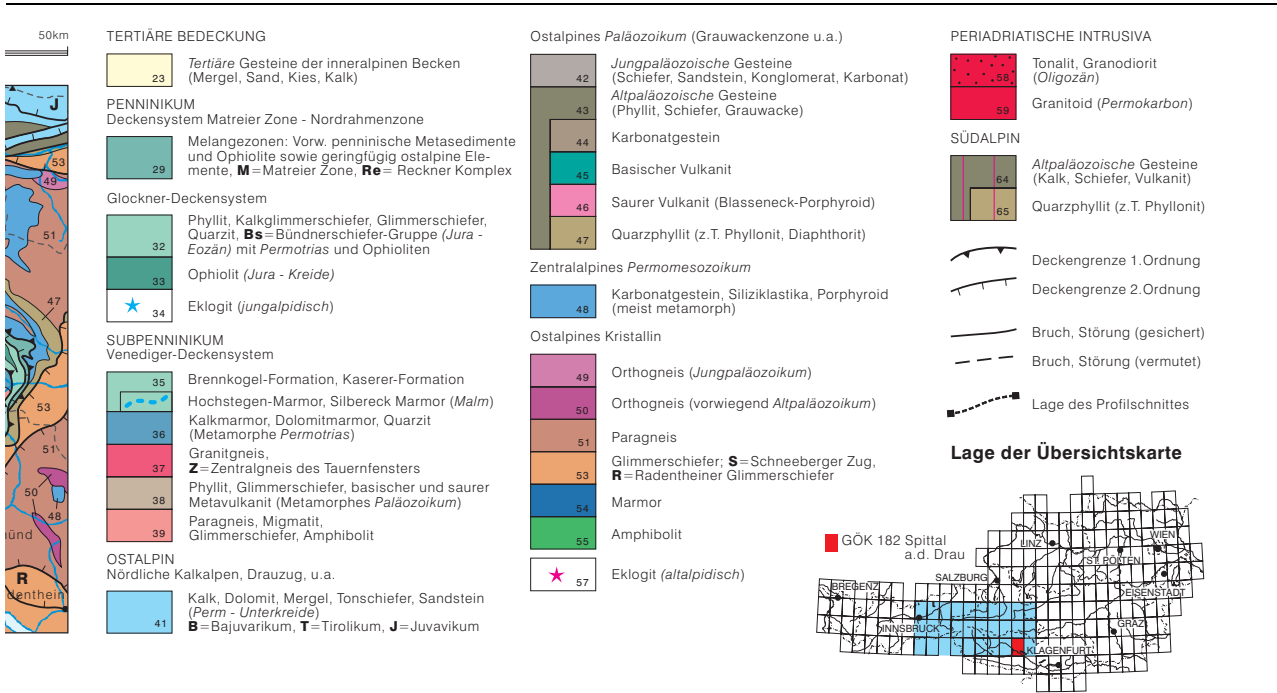
Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Tauernfensters



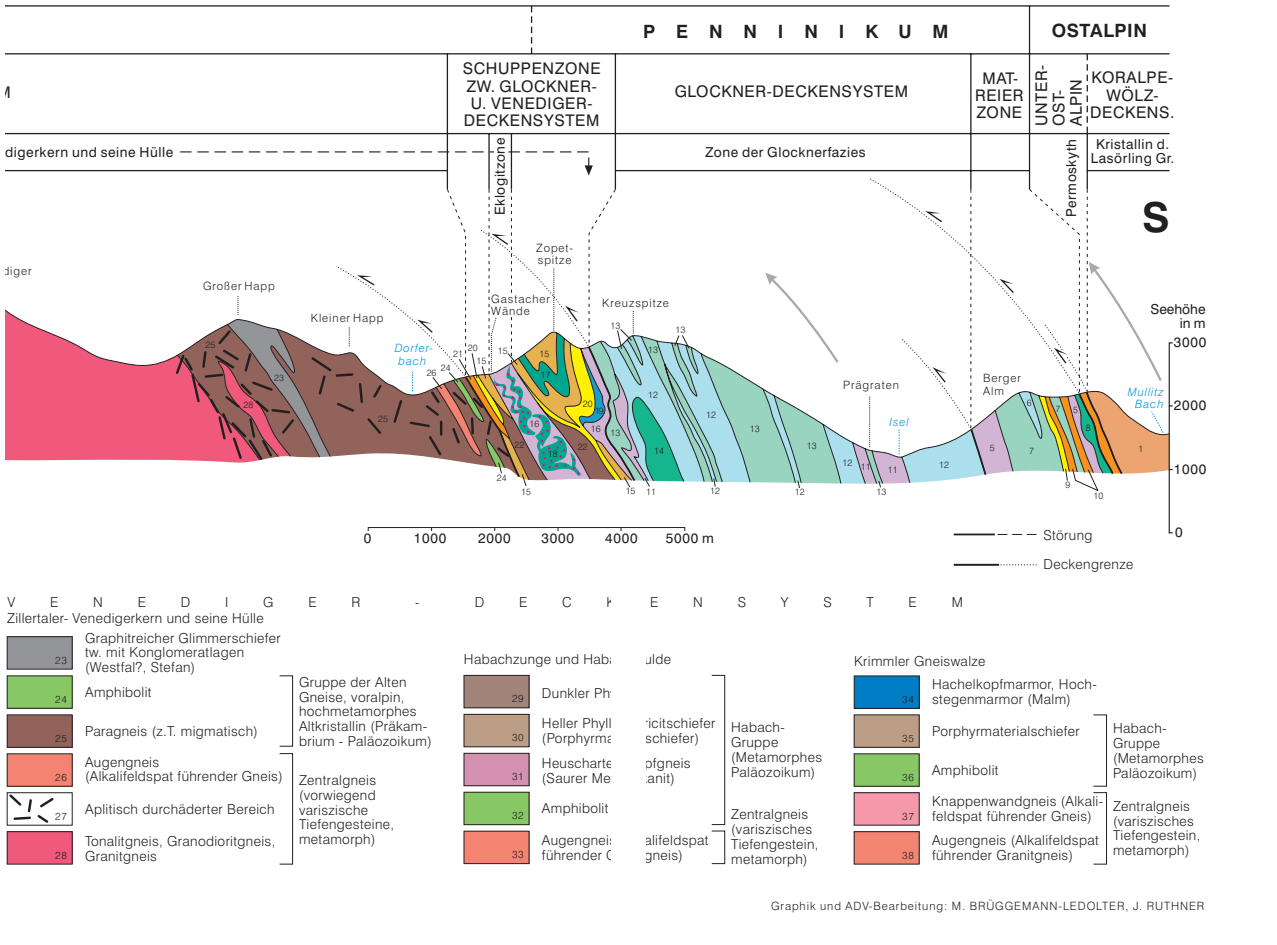
Ausschnitt aus der "Geologischen Übersichtskarte der Republik Österreich 1: 1 500 000 (ohne Quartär)", herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1999
 - maßstäblich verändert und ergänzt. Topographie nach der OK 500 des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien.

Profil durch die Venedigergruppe





G. Pestal nach Aufnahmen von H.P. CORNELIUS, W. FRANK, G. FRASL, F. KARL, Ch. MILLER, G. PESTAL und O. SCHMIDEGG



Die plutonischen Edukte der Zentralgneise intrudierten, in Metasediment- und Metavulkanitformationen. Diese Gesteine liegen uns heute als Migmatite bzw. als polymetamorphe Paragneise, Glimmerschiefer und Amphibolite vor. Ihr Alter ist meist altpaläozoisch, sie wurden aber mit Sicherheit vor dem Oberkarbon abgelagert. Jene Teile dieser Gesteinsformationen, in denen man noch heute, deutliche, primäre Intrusionskontakte mit Zentralgneisen erkennt, werden als Altes Dach bezeichnet.

Teile einzelner Zentralgneiskerne, aber auch Teile des Alten Daches mit Zentralgneisapophysen wurden von der alpinen Tektonik stärker erfasst und von den Hauptkörpern abgeschert. Solche Gneisdecken wurden oft kilometerweit über benachbarte Zentralgneiskerne oder auf Schieferhüllgesteine aufgeschoben. Dies trifft in den mittleren Hohen Tauern z.B. für die Riffel-Decke (H.P. CORNELIUS & E. CLAR, 1935, 1939) zu. Als bekannte Beispiele der östlichen Hohen Tauern sind die Mureckgneis-Decke und die Storz-Decke (Ch. EXNER, 1971a) zu nennen. Letztgenannte finden wir auch am hiesigen Kartenblatt nördlich von Malta, wo die Storz-Decke auf die mesozoischen Gesteine der Silbereck-Zone überschoben wurde.

2.1.1. Granitoide des Gößkerns, vorwiegend Biotitgranitgneis, mittel- bis grobkörnig, z.T. porphyrisch, untergeordnet Granodioritgneis

Das tief eingeschnittene Tal des Radlbachs und der Gößgraben zeigen eindrücklich die Ausmaße der Granitoide des Gößkerns (aufgeschlossene Mächtigkeit mehr als 1500 m). Der Gneisdom des Gößkerns, ein alpin metamorpher, variszischer Pluton ist – beurteilt nach den heutigen Aufschlussverhältnissen – die tektonisch tiefste Einheit der südöstlichen Hohen Tauern. Dieser große Orthogneiskörper ist petrologisch nicht einheitlich aufgebaut. Grob charakterisiert besitzt er einen granitischen Innenbereich und einen granodioritischen Rand. Ch. EXNER (1980) erkannte und dokumentierte diese durch magmatische Differenziation verursachte Zonierung. Der genannte Autor entwickelte und beschrieb auch die entscheidenden Erkenntnisse über die relativen Altersbeziehungen der Gößgranitoide.

Das älteste Gestein der Gößgranitoide ist der Granodioritgneis. Er tritt unter anderem im nordöstlichen peripheren Teil des Gößkerns auf und enthält hier zahlreiche Septen des Alten Daches (migmatischen Bändergneis, Biotit-Hornblendegneis und Amphibolit des Reißbeck-Komplexes). Die Grenzen zwischen den Gesteinen des Reißbeck-Komplexes und dem Granodioritgneis sind oft unscharf. Schollen von Bändergneis und Amphibolit schwimmen in den Granitoiden des Gößkerns und zeigen migmatische Auflösungserscheinungen zu basischen Fischen und zu Nebulit.

Im Granodioritgneis überwiegt der Plagioklas deutlich gegenüber dem Alkalifeldspat. Der Alkalifeldspat kann lokal als hypidiomorpher, gedrungener, prismatischer Kristall Größen bis 3 cm erreichen. Ansonst ist dieser graue Gneis mittelkörnig und recht einheitlich beschaffen. Der Granodioritgneis führt merklich mehr Biotit als der Biotitgranitgneis und ist schon im Gelände durch seine dunklere Farbe von Letztgenanntem zu unterscheiden. Detaillierte mikroskopische Beschreibungen finden sich bei Ch. EXNER (1980) und bei R. MARSCHALLINGER (1987).

Der Granodioritgneis ist vorzüglich im Bereich der Steinbrüche im Maltatal (Koschach, Pflüghof, Molzinger), längs der Gößfälle und an der Gößstraße 1 km östlich Oberer Thomanbauerhütte aufgeschlossen. Er steht auch im Gößstollen zwischen Stollenmeter 3760 und dem Nordportal an (Ch. EXNER, 1980). Hier wurde er auch von R.A. CLIFF (1981) beprobt und geochronologisch untersucht. Diese Zirkondatierungen erbrachten ein Intrusionsalter von 313 ± 10 Millionen Jahre.

In einigen wenigen Bereichen nimmt der Kalifeldspatgehalt extrem ab, sodass diese Proben in der Einstufung nach A. STRECKEISEN (1967, 1973) in das Feld der Tonalite fallen. R. MARSCHALLINGER (1987) beschreibt aus dem Bereich der Gößfälle ein solches Vorkommen „tonalitischer Varietäten des Granodioritgneises“.

Der im Vergleich zum Granodioritgneis etwas jüngere Biotitgranitgneis baut im nordöstlichen Teil des Gößkerns die zentralen Bereiche, das mittlere Gößtal und das obere Radltal auf. Weiters bestehen große Areale im Südwesten des Gößkerns, zwischen den Mühldorfer Seen und dem Maißbachtal aus diesem Gesteinstyp. Mengenmäßig betrachtet ist der mittel- bis grobkörnige Biotitgranitgneis das Hauptgestein der Gößgranitoide. Er ist zwar merklich heller als der eingangs beschriebene Granodioritgneis, führt aber trotz allem noch reichlich Biotit. Der Biotitgranitgneis des Gößkerns ist jedenfalls biotitreicher und daher dunkler als die Granitgneise des Hölltor-Rotgülden- und des Sonnblickkerns.

Aufgrund zahlreicher Dünnschliffuntersuchungen gibt Ch. EXNER (1980) für den Biotitgranitgneis folgende Hauptgemengteile an: Der dominierende Glimmer ist hellgelber bis braungrüner Biotit, der mitunter pleochroitische Höfe zeigt. Der Alkalifeldspat ist im Biotitgranitgneis der vorherrschende Feldspat. Er bildet in der Grundmasse meist kleine xenomorphe Körner oder porphyrische \pm idiomorphe bis 3 cm große Kristalle, z.T. Karlsbader Zwillinge. Die Mikroklingitterung ist zumeist flau, selten hart. Aderpertit ist nur manchmal zu beobachten, lokal an Störungszonen auch Fleckenpertit. Der Plagioklas ist meist klein, selten bis 1 cm. Meist zeigen sich xenomorphe, selten hypidiomorphe kurzprismatische Formen. Die Kernbereiche der Plagioklase sind häufig polysynthetisch verzwilligt. Quarz bildet in der Grundmasse meist xenomorphe Körner, mitunter auch kleine rundliche „Tropfen“ im Plagioklas und Alkalifeldspat. Myrmekit ist meist vorhanden. Hellglimmer tritt nur sehr selten als Hauptgemengteil, und zwar in Form selbständiger Glimmerscheiter neben Biotit am Rande der Alkalifeldspat-Augen auf. Meist ist der Hellglimmer nur sekundär an Spaltrissen der Feldspate oder als Mikrolith im Plagioklas. Ferner waren noch Chlorit, sekundär nach Biotit, Titanit, Apatit, und Orthit zu beobachten. Fallweise treten auch Epidot, Granat, Opakerz, Zirkon, Hämatit und Karbonat auf.

Die jüngsten Gesteine der Gößgranitoide sind Aplit- und Pegmatitgneise. Einige von diesen sind Granat führend. Dieses junge Ganggefüge durchschlägt teils als Lagergänge teils als diskordante Gänge die eingangs beschriebenen Gößgranitoide und die Gesteine des Alten Daches.

2.1.2. Granitoide des Hochalmkerns

Der Hochalmkern erstreckt sich über ein weites auf den Kartenblättern 155 Bad Hofgastein, 156 Muhr, 181 Obervellach und 182 Spittal a.d. Drau gelegenes Gebiet. Seine äußere Form ist über diesen großen Bereich bogenförmig in N-SSE-Richtung in die Länge gezogen. Die Abgrenzung des Hochalmkerns von den Gößgranitoiden erfolgt am Nordrand des Gößkerns, gestützt auf die Kartierungen von Ch. EXNER (1939a, 1939b, 1971b 1972, 1979 und 1980) sowie von F. ANGEL & R. STABER (1942 und 1952), durch den Glimmerschieferzug des Draxel-Komplexes. Dieser wichtige Leithorizont fehlt aber über weite Strecken an der Südabdachung des Gößkerns. Wie hier das aktuelle Kartenbild der GÖK 182 Spittal a.d. Drau zeigt, intrudierten die Edukte der Granitgneise des Hochalmkerns großflächig in die Gesteine des Reißbeck-Komplexes. Daher ist am Südrand des Gößkerns der Reißbeck-Komplex nicht nur als Altes Dach des Gößkerns zu definieren, sondern auch als jenes des Hochalmkerns. Die Gesteinszüge des Reißbeck-Komplexes bilden hier eine großräumige Zone, die über weite Strecken den Gößkern vom Hochalmkern trennt. Das Kartenbild zeigt weiters recht anschaulich, dass die Granitgneise des Hochalmkerns gemeinsam mit den Gesteinen des Reißbeck-Komplexes den Gößkern überlagern. Diese zusammenhängende Großstruktur besteht regional betrachtet aus einer südwestlich des Gößkerns gelegenen Wurzelzone und aus in nordöstlicher Richtung über den Gößkern geschobenen Schuppen und Gneislamellen. Die nördlich und westlich des Gößkerns gelegene Hauptmasse des Hochalmkerns wurzelt in tiefen Grundgebirgsstrukturen und nimmt in Relation zum Gößkern eine autochthone Position ein. Lediglich die lang gezogenen Gneislamellen, die sich von der Südspitze des Hochalmkerns vom Seebachtal weiter nach Osten über

den Bergrücken des Hochecks in das Reinitzbachtal und weiter bis über das Gmeineck hinaus erstrecken, haben die Form von Antiklinalen, die z.T. dem Gößkern aufgeschoben sind. Ihre nordöstliche Fortsetzung, die Zentralgneis-Lamellen des Roten Nocks und der Gspitzten Wand, die dann bei Malta und Feistritz das Maltatal queren, nehmen eine eindeutig allochthone Position bezogen auf den Gößkern ein.

Lithologisch setzt sich der Hochalmkern aus zahlreichen unterschiedlichen Granitgneisen, sowie aus Granodiorit- und Tonalitgneisen zusammen. Geschonte, nur geringfügig deformierte Zentralgneistypen mit primären Strukturen und Texturen sind im zentralen Teil des Hochalmkerns, im obersten Maltatal und zwischen der Hochalmspitze und der Großelendscharte weit verbreitet (dieser Bereich befindet sich auf den Kartenblättern 155 Bad Hofgastein und 156 Muhr). Auch musterhaft erhaltene Intrusionskontakte sind aus diesem Gebiet bekannt. B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER (1989) gelang es hier, eine in sich konsistente Intrusionsfolge der variszischen Granitoide des Hochalmkerns zu erstellen, die sie wie folgt trefflich beschrieben: „Das älteste Orthogestein, der innerhalb der Zentralgneise beobachteten Intrusionsabfolge stellt der zwischen Großelendscharte und Kärlspitz (Kartenblatt 155 Bad Hofgastein) verbreitete Großelendflasergranit dar. Dieser wurde erst nach einer kräftigen Deformation vom Maltatonalit* intrudiert. Beim flach lagernden Maltatonalit handelt es sich um eine syntektonische Intrusion, die beim konkordanten Eindringen in die altkristallinen Migmatite durch Assimilation dieser Nebengesteine besonders im Randbereich schlierig wurde. Im Zuge der nachfolgenden spättektonischen Platznahme des Hochalmporphyrgranits kam es im Kontaktbereich zum Maltatonalit zur Ausbildung einer breiten Schlieren- und Schollenmigmatitzone (Brunnkarmigmatit). Der bereits posttektonische Kölnbreinleukogranit durchschlägt in mehreren Schüben die älteren Zentralgneise und ist mit seinen primär steil stehenden Kontakten ebenso wie der Hochalmporphyrgranit als mächtige stockförmige Intrusion anzusehen. Charakteristisch für diese Intrusionsabfolge ist die ausgeprägte Kontamination der Granitoide durch ältere Nebengesteine. Den Abschluss des variszischen Magmatismus im östlichen Tauernfenster bilden meist geringmächtige Intrusionen zweiglimmeriger Leukogranite bzw. seltene Lamprophyre.“ Diese Studien dokumentieren unter anderem die relativen Altersbeziehungen der Granitoide des Hochalmkerns. Von R.A. CLIFF (1981) durchgeführte geochronologische Untersuchungen (Zirkondatierungen) erbrachten ein Intrusionsalter von 314 ± 7 Millionen Jahren für den Maltatonalit. Dadurch zeigte dieser Autor, dass die älteren Teile der Granitoide des Hochalmkerns ähnliche absolute Alterswerte besitzen wie die Granitoide des Gößkerns.

2.1.2.1. Granodioritgneis und Tonalitgneis

Wenn man das Kartenblatt Spittal a.d. Drau betrachtet, erkennt man, dass der aus Granodiorit- und Tonalitgneis bestehende Gesteinskörper in vier Gebieten auftritt. Ein Vorkommen ist an der Ostseite des Maltatals verzeichnet. Zwei weitere Vorkommen befinden sich nördlich des Gößgrabens, unmittelbar an der nördlichen Blattschnittgrenze, westlich des Höhennocks und nördlich der Winterleiten. Mehrere kleine Aufschlüsse wurden unmittelbar an der westlichen Blattschnittgrenze, im oberen Riekental, im Bereich südlich der Unteren Mooshütte und nördlich der Schoberspitze verzeichnet. Insgesamt stellen die erwähnten vier Vorkommen Teile eines größeren, zusammenhängenden, flach lagernden Intrusivkörpers dar. Seine weitläufige, sichelförmige Form erkennt man erst, wenn man die auf den Kartenblättern 156 Muhr und 181 Obervellach befindlichen Anteile gemeinsam mit jenen auf unserem Kartenblatt betrachtet.

* Der „Maltatonalit“ nach B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER (1989) wird am Kartenblatt 156 Muhr „Tonalitgneis“ und am Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau Granodioritgneis und Tonalitgneis genannt.

Der Granodioritgneis und der Tonalitgneis sind mittelkörnige, schwarz-weiß gesprenkelte Gesteine. Biotit, Feldspate, Quarz, gelbgrüner Epidot und lokal bis millimetergroße, braune Titanite sind mit freiem Auge erkennbar. Deutliche Schieferung und Lineation (Elongation des Biotits und Zeilenbau) sind meist vorhanden. Dieser Gesteinstyp führt eine schwarmartig auftretende Generation zentimeter- bis zehnermetergroßer dioritischer Schollen, die in Richtung der Lineation gelängte Umrisse zeigt. Eine bereichsweise entwickelte Schlierigkeit wird von unvollständig aufgelösten Schollen migmatischer Zweiglimmergneise verursacht. Ein dichtes Gangnetz konkordanter und diskordanter Aplit- und Pegmatitgneise durchzieht in einigen Bereichen den Granodioritgneis und den Tonalitgneis.

Der mikroskopischen Beschreibung von Ch. EXNER (1980) ist Folgendes zu entnehmen: In allen untersuchten Proben war der Plagioklas der vorherrschende Feldspat. Die Plagioklase sind polysynthetisch verzwillingte, leistenförmige Oligoklase (21–31% An) mit dichter, prächtig entwickelter und meist zonar angeordneter Mikrolithenfülle. Ihr primärer, magmatischer Chemismus hat sich weitgehend den Bedingungen der alpinen, amphibolitfaziellen Überprägung angepasst. Eine jüngere Plagioklasgeneration baut das feinkörnige Mörtelgefüge am Rande der großen Plagioklasleisten auf. Es handelt sich um xenomorphe, kaum oder nicht verzwillingte, ungefüllte oder schwach gefüllte Körner. In den stark deformierten Teilen dieser Orthogneise erfolgte eine komplette Neubildung der Plagioklase. Sie bilden dort rundliche Blasten niedrigen Anorthitgehaltes (häufig Albit) mit fehlender oder schwacher Mikrolithenfüllung und mit helifitischen Einschlusszügen der übrigen Gemengteile. Nur in diesen Neubildungen ist ein einfacher, inverser Zonarbau zu beobachten, während ein solcher dem gesunden Orthogneis fehlt.

Der Alkalifeldspat steht dem Orthoklas nahe (fehlende oder flauere Mikroklingitterung, fehlende oder schwache Entmischung). Er ist jünger als die Plagioklasleisten, umschließt oder verdrängt sie. Fehlt Alkalifeldspat dem Gestein, so handelt es sich um die quarzdioritische Variante des Gneises. Sie ist megaskopisch ziemlich dunkel. Der Tonalitgneis weist meist recht geringe Alkalifeldspatgehalte auf. Durch kontinuierliche Übergänge geht dieser in den helleren Granodioritgneis über. Jener ist zwar auch durch die volumetrische Vormacht des Plagioklases gekennzeichnet, doch tritt Alkalifeldspat in ihm mit bis zu 20 Vol.% auf und bildet bis 2 cm große Leisten mit Karlsbader Zwillingen. Im Gelände ist eine Unterteilung dieses Gesteinskörpers nach quarzdioritischem, tonalitischem und granodioritischem Mineralbestand nicht sinnvoll. Die Untereinheiten gehen nämlich stets unregelmäßig ineinander über und sind nur schwer voneinander abgrenzbar.

Der Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis olivgrün (seltener rehbraun). Pleochroistische Höfe um Einschlüsse sind selten. Idiomorphe Apatit, geregelt und auch unregelt, findet man häufig als ursprünglich magmatischen Einschluss im Biotit. Ferner treten Titanit und Sagenit, die bekannten Entmischungen des Biotits auf. Hornblende fehlt stets. Quarz der normalen Generation zeigt Einschlüsse von Rutilnadelchen. Die ältere Generation bildet Tropfenquarze im Plagioklas und Alkalifeldspat. Myrmekit ist in den Alkalifeldspat führenden Proben meist reichlich vorhanden.

Unter den Akzessoria ist das Fehlen von Granat bemerkenswert. Reichlich und mitunter millimetergroß sind Orthit, Epidot, Titanit und Apatit vorhanden. Zirkon tritt nur untergeordnet auf. Opakes Erz fehlt häufig. Chlorit (sekundär nach Biotit) kommt in geringen Mengen vor.

2.1.2.2. Granitgneise des Hochalmkerns, vorwiegend Augengneis (mittel- bis grobkörniger Biotitgranitgneis mit Augentextur) und feinkörniger, leukokrater Granitgneis, untergeordnet mittelkörniger, leukokrater Granitgneis mit Augentextur

Die nachfolgende lithologische Beschreibung der Granitgneise des Hochalmkerns stützt sich einerseits auf die Arbeit von R.A. CLIFF, R.J. NORRIS, E.R. OXBURGH & R.C. WRIGHT (1971) und andererseits auf die Publikationen von Ch. EXNER (1980, 1984). Der überwiegende Teil der am Kartenblatt Spittal a.d. Drau vorkommenden Granitgneise des Hochalmkerns wurde tektonisch stark überprägt. Vor allem die alpine Deformation war hier, am Südrand des Hochalmkerns, wenn man sie mit jener in seinem zentralen Bereich um die Hochalmspitze vergleicht, bedeutend intensiver. Dabei veränderten sich viele der ursprünglich granitischen Texturen. Die Zentralgneisvarietäten liegen uns daher heute hauptsächlich als Augengneis (mittelkörniger Biotitgranitgneis mit Augentextur) oder als deutlich geschieferter, feinkörniger, leukokrater Granitgneis vor.

Im Gebiet, das sich von der Grübelwand über die Schoberspitze, den mittleren Mühldorfer Graben zum Bergkamm Gurglitzten – Hocheck – Kleine Leier und weiter nach Osten bis in den Bereich Gmeineck – Schwalbenfeld erstreckt, treten überwiegend Augengneise auf. Es handelt sich um die schon eingangs genannten Biotitgranitgneise mit Augentextur, die verbreitet mittelkörnig selten grobkörnig entwickelt sind. Der Durchmesser ihrer Kalifeldspataugen beträgt meist ca. 1 cm (in den seltenen grobkörnigen Partien bis 3,5 cm). Der Biotit ist in der Matrix meist gleichmäßig verteilt. In vielen Vorkommen sind auch große Hellglimmer zu beobachten, die als sekundäre Bildungen die Kalifeldspataugen umhüllen. R.A. CLIFF et al. (1971) berichteten von graduellen Übergängen der mittelkörnigen, biotitreichen Augengneise in porphyrische Granitgneise, die sie unter anderem südlich der Kleinen Gößspitze erkannten. Diese Beobachtungen geben einen wichtigen Hinweis, der uns die Einbindung dieser „Augengneise“ in die neuere, auf den Studien von B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER (1989, 1990) basierende Granitgneistypologie und Intrusionsabfolge des Hochalmkerns ermöglicht. Vermutlich entspricht ein großer Teil der mittelkörnigen, biotitreichen Augengneise dem „Hochalmporphyrgranit“, der von den beiden bereits zuvor genannten Autoren vortrefflich charakterisiert wurde. Ch. EXNER (1983) bezeichnete dieses Gestein am Kartenblatt 156 Muhr als „grobkörnigen Granitgneis des Hochalm-Kerns“ bzw. als „mittelkörnige Randfazies des Hochalm-Granitgneises“ und lieferte in seiner Arbeit über die Geologie der zentralen Hafnergruppe (Ch. EXNER, 1982) eine genaue Dünnschliffbeschreibung dieser Zentralgneisvarietät.

Das in der geologischen Karte dargestellte Augengneisareal ist, wie R.A. CLIFF et al. (1971) weiters berichteten, im Ganzen recht inhomogen zusammengesetzt. Eine Beteiligung der älteren „Flasergneisgeneration“ (Großelendflasergranit nach B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER, 1989, 1990) am Aufbau von Teilen des Augengneisareals erscheint recht wahrscheinlich, kann aber nicht mit Sicherheit bestätigt werden. Die mittelkörnigen, biotitreichen Augengneise enthalten bereichsweise zahlreiche Einschlüsse der migmatischen Bändergneise des Reißbeck-Komplexes, und im oberen Teil des Mühldorfer Grabens konnten R.A. CLIFF et al. (1971) zahlreiche tonalitische Xenolithe in diesem Gestein beobachten.

Die Augengneise (Biotitgranitgneise mit Augentextur) werden von jüngeren, feinkörnigen, leukokraten Granitgneisen durchschlagen. Dies ist z.B. im Bereich Schoberboden – Schoberspitze an der westlichen Blattschnittgrenze des gegenständlichen Kartenblattes in prächtigen Aufschlüssen zu sehen. Die Hauptmasse der leukokraten, feinkörnigen Granitgneise bildet im Gebiet zwischen Zaubernock, Reißbeck und Kammwand mehrere Intrusivkörper im Reißbeck-Komplex. Diese haben die Form kleinerer lakkolitischer Körper oder mächtigerer Lagergänge. Die Kontakte zu den anderen Zentralgneisvarietäten des Hochalmkerns und zu den Gesteinen des Alten Daches sind meist scharf und diskordant. Der feinkörnige, leukokrate Granitgneis führt oft Schollen älterer Nebengesteine bzw. ist von solchen merklich kontaminiert.

Die Farbe des leukokraten Granitgneises variiert je nach Biotitgehalt von hellgrau bis mittelgrau. Seine meist deutliche Schieferung und Lineation zeigt sich in der Elongation der Biotite und einer z.T. zeilenförmigen Anordnung der Quarze und der Feldspate. Sein Mineralbestand kann mit vorrangig Plagioklas sowie weiters mit Kalifeldspat und Quarz in annähernd gleicher Menge angegeben werden. Biotit kann bis etwa 5 Vol.% erreichen. Im STRECKEISEN-Diagramm belegt er ein Feld granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung. Weiters sind Hellglimmer, Epidotminerale, Chlorit, Granat, Titanit sowie Zirkon, Apatit und Monazit im Dünnschliff zu beobachten. Der Hellglimmergehalt hängt stark vom Deformationsgrad des Gesteins ab, ist aber meist deutlich unter 5 Vol.%.

Im Gebiet um den Riekerer Sonnblick beobachteten R.A. CLIFF et al. (1971), dass die leukokraten, feinkörnigen Granitgneise im Hangenden von mittelkörnigen leukokraten Augengneisen überlagert werden. Es waren keine scharfen Kontakte zu erkennen. Der Übergangsbereich der beiden Orthogneise war eher durch eine Wechsellagerung im Dezimeter- bis Meterbereich beider Varietäten gekennzeichnet. An einigen Stellen konnten Sie nur durch das Vorkommen von Kalifeldspat-Augen und von augenfreien Lithologien unterschieden werden. Obwohl natürlich der leukokrate Augengneis eine mittelkörnige Matrix besitzt. Die Lokalbearbeiter hatten aber im Generellen den Eindruck, dass die Verbandsverhältnisse intrusiv sind, wobei der Augengneis der relativ ältere Zentralgneistyp ist.

2.1.3. Zweiglimmergranitgneis vom Typus Schönangersee

Eine Sonderstellung unter den Zentralgneisen der östlichen Hohen Tauern nimmt der Zweiglimmergranitgneis vom Typus Schönangersee ein, der südlich des Stapniksees mit einer Apophyse das Kartenblatt Spittal a.d. Drau erreicht. Von diesem speziellen Orthogneis ist nämlich bekannt, dass er sowohl die Gößgranitoide wie auch die Granitoide des Hochalmkerns durchschlägt. Ch. EXNER (1980) berichtete über den Zweiglimmergranitgneis vom Typus Schönangersee Folgendes. „Diese eigentümliche Varietät des Tauern-Zentralgranitgneises wurde von DEMMER anlässlich seiner Kartierung des Schönangerkares entdeckt. DEMMER fand ihn auch im Gößstollen sowie nördlich und südlich des Gößkar-Speichersees. Er erkannte diskordante Kontakte zum Nebengestein.

Der kompakte helle, homogen zusammengesetzte Granitgneis bildet pralle Felswände, gehorcht einer Querfaltung um N-S-Achse und stößt stellenweise diskordant gegen die eher bildsamen Bändergneise der Hülle des Gößkerns. Die Aufschlüsse sind diesbezüglich besonders instruktiv in den Karwänden südlich des Schönangersees (feinkörniger heller Granitgneis in W. DEMMER [1967, p. 409]). R.A. CLIFF et al. [1971, geologische Karte und Beschreibung] haben das Gestein in ihren viel weiter gefassten Begriff (leukokrater Granitgneis) eingeordnet, ohne die Individualität des sehr charakteristischen, N-S-streichenden Gesteinszuges bei dem Schönangersee eigens herauszuarbeiten.

Die Korngröße der Hauptgemengteile beträgt zumeist 1 bis 3 mm, sodass das Gestein als mittelkörnig in der Begriffsfassung von P. NIGGLI (1948, p. 150) bezeichnet werden kann. Auffallend ist die sehr gleichmäßige Zusammensetzung, wobei Biotit und Hellglimmer selbständige und gleich große, kaum deformierte Blättchen bilden. Im Gegensatz zu den meisten Hellglimmer-Vorkommen in den Tauern-Zentralgneisen ist der Hellglimmer hier nicht als eine sekundäre, im Zuge der Deformation von Feldspaten etc. (Füllungsmikrolithe, lidförmige Scheiter um Feldspat-Augen) zustande gekommene Bildung erkennbar, sondern als selbständiger Gemengteil. Dieser megaskopische Eindruck wird auch durch das mikroskopische Bild bestätigt (gut abgegrenzte, kaum deformierte Hellglimmerleisten mit Einschlüssen von Quarz, Apatit und Epidot). Grauer Quarz und farbloser Feldspat bilden die übrigen Hauptgemengteile des recht hellen Granitgneises, der in den von mir gesammelten Proben stets flächiges und lineares (Elongation beider Glimmer) Parallelgefüge erkennen lässt.“

Einige Jahre nach den von DEMMER und EXNER durchgeführten Arbeiten kartierten B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER (1989) im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt das Gebiet des Hohen Gößkars nahe der Gießener Hütte. Diese Lokalbearbeiter erkannten, dass der Zweiglimmergranitgneis vom Typus Schönangersee hier den Tonalitgneis und den Hochalm-Porphyrgranit mit scharfen diskordanten Kontakten durchschlägt.

Das ganze Erscheinungsbild des Schönangergranitgneises weist sowohl in feldgeologischer wie auch in mikrostruktureller Hinsicht auf einen ursprünglichen spätvariszischen Zweiglimmergranit-Stock hin. Auch für das tektonische Verständnis des Zentralgneisareals, welches vom Hochalmkern und vom Gößkern gebildet wird, erwiesen sich die zuvor beschriebenen Beobachtungen als recht wertvoll. Sie belegen nämlich, dass der Hochalmkern und der Gößkern bereits variszisch eng benachbart waren und auch heute in diesem Abschnitt noch in relativer Autochthonie positioniert sind.

2.1.4. Aplitgneis, Aplitgranitgneis

Aplitgneisgänge findet man praktisch in allen kleineren und größeren Orthogneiskörpern unseres Kartenblattes. Sie können lokal z.T. in großer Zahl auftreten. Die Mächtigkeit der Gänge reicht vom Zentimeter- bis in den Zehnermeter-Bereich. Das aplitische Ganggefüge ist aber ein integrativer Bestandteil des jeweiligen Orthogneisvorkommens und wurde in der aktuellen geologischen Karte nicht eigens dargestellt. Sinngemäß gilt dies auch für die Pegmatitgneise.

Die in der GÖK 182 dargestellten Aplitgneise und Aplitgranitgneise befinden sich nahezu ausschließlich* im Verband mit den Altkristallinkomplexen. Ihre weiteste Verbreitung zeigen diese leukokraten, feinkörnigen Orthogesteine im Reißbeck-Komplex. Sie sind hier innerhalb der migmatischen Bändergneise und der Migmatite recht typisch ausgebildet und repräsentieren die Neosome dieser Gesteine. Ihre genaue Beschreibung erfolgt daher gemeinsam mit den übrigen Gesteinseinheiten des Reißbeck-Komplexes (siehe Beschreibung des Bändergneises im Reißbeck-Komplex).

2.1.5. Augengneis (Alkalifeldspat führender Granitgneis) der Sonnblicklamelle

Die Orthogneise des Sonnblickkerns werden in der Mallnitzerschlucht tektonisch zu einer geringmächtigen Gneislamelle reduziert. Die Sonnblicklamelle kann als dünne maximal 300 m mächtige Fortsetzung des Sonnblickkerns über Obervellach hinaus, 16 km weiter in südöstlicher Richtung, parallel zur Mölltallinie bis in den Bereich von Mühlendorf verfolgt werden. Das Auskeilen der im Mühlendorftal am Fuße der Klinzerschlucht noch einige Zehnermeter mächtigen Sonnblickgneislamelle erfolgt dann unter der Moräne im Gebiet zwischen Mühlendorftal und Taborgraben (Ch. EXNER, 1962).

Am gegenständlichen Kartenblatt findet man in einem lokal eng begrenzten Gebiet, zwischen dem Mündungsbereich des Mühlendorfer Grabens und der westlichen Blattschnittgrenze den Augengneis der Sonnblicklamelle. In einigen Aufschlüssen liegt er in grobkörniger, biotitreicher Ausbildung vor und führt bis 2 cm große Kalifeldspataugen. Die meist länglichen Alkalifeldspataugen sind teils eckig, teils sind sie zerschert oder gerollt. Manchmal sind sie auch zu dünnen Plättchen ausgewalzt. Kleinkörnige Quarz-Feldspatzeilen und Biotit-Muskovitfasern sind oft ringförmig um die Alkalifeldspate angeordnet. Stark phyllonitisierte Bereiche des Orthogneises sind hellglimmerreich und feinschiefrig entwickelt.

* Lediglich ein Aplitgneisvorkommen ist auch im Draxel-Komplex im Bereich des Höhennocks verzeichnet.

Die Hauptgemengteile des Augengneises sind: Alkalifeldspat, Quarz, Plagioklas (Albit), Biotit und in einigen Dünnschliffen auch Muskovit. Ferner: Titanit, Klinozoisit, Orthit mit Klinozoisitrand, Chlorit sekundär aus Biotit, Apatit, Zirkon und Karbonat. Der Alkalifeldspat bildet einerseits große, eckig zerbrochene oder eiförmig abgerundete Individuen von Mikroklin-Aderpertit mit Einschlüssen von gefülltem Plagioklas. Fleckenpertit und Schachbrettalbit erkennt man in kleinen Körnern des Grundgewebes. Die polysynthetischen Zwillingslamellen der Plagioklase sind häufig verbogen. Quarz ist bereichsweise postkristallin stark deformiert. Das Gestein ist bezüglich der Feldspate und eines Teils der Glimmer und Quarze postkristallin deformiert. Ein anderer Teil der Glimmer und Quarze ist nach der Durchbewegung rekristallisiert (Ch. EXNER, 1962).

2.2. Altkristallinkomplexe

Als „Altkristallin“ werden im Tauernfenster jene Gesteinskomplexe bezeichnet, die einer starken, zumindest amphibolitfaziellen, vormesozoischen Metamorphose unterworfen waren und die trotz der nachfolgenden intensiven alpinen Überprägung (Tauernkristallisation) noch gesichert nachweisbare Relikte dieser voralpinen Metamorphose aufweisen. Am Kartenblatt Spittal a.d. Drau werden drei Altkristallinkomplexe, der Kareck-Komplex, der Storz-Komplex und der Reißbeck-Komplex dargestellt.

2.2.1. Reißbeck-Komplex

Im oberen Gößgraben oder vom Radlbachtal aus sieht man recht deutlich über den gewaltigen, hellen Steilwänden der Gößgranitoide, hoch oben, in dunklen Felswänden weithin ausgebreitet, die Gesteine des Reißbeck-Komplexes. Der Name Reißbeck-Komplex geht auf die Bezeichnung „Reißbeckmulde“ zurück, welche sich bei Ch. EXNER (1954) findet. EXNER definierte diesen Gesteinskomplex in späteren Arbeiten (Ch. EXNER, 1980) als Altes Dach des Gößkerns. EXNERS Auffassung ist vor allem an der Nordgrenze des Reißbeck-Komplexes gut begründet. Hier erkannte dieser Autor den Draxel-Komplex als perfekt kartierbaren Leithorizont, der den Reißbeck-Komplex vom Tonalitgneis trennt. Hingegen an der Südgrenze des Reißbeck-Komplexes fehlt der Draxel-Komplex über weite Strecken. Hier dokumentierten R.A. CLIFF et al. (1971) in ihrer geologischen Karte der Reißbeck- und der südlichen Ankogelgruppe, dass auch die Edukte der zum Hochalmkern gehörenden Granitgneise und der Tonalitgneis in die Gesteine des Reißbeck-Komplexes intrudierten. Diese Darstellung wurde auch in das aktuelle Kartenbild der GÖK 182 Spittal a.d. Drau übernommen. Daher ist der Reißbeck-Komplex nicht nur als Altes Dach des Gößkerns zu definieren, sondern auch als jenes des Hochalmkerns.

2.2.1.1. Bändergneis, verbreitet migmatisch und Migmatit

Die Gesteine des Reißbeck-Komplexes bestehen verbreitet aus migmatischen Bändergneisen, und Migmatiten. In den Bändergneisen wechsellagern dunkle und helle Lagen im Zentimeter- bis Meterbereich. Handstücke aus den dunklen Lagen sind als Biotitschiefer und Biotit-Hornblendegneise anzusprechen. Die konkordanten, hellen Lagen sind meist als Aplitgneise entwickelt. Ihnen fehlt meist der Kalifeldspat. Der Plagioklas ist durchwegs als Oligoklas ausgebildet. Mit freiem Auge erkennt man Biotit, fallweise Hornblende, farblose Quarz-Feldspat-Anreicherungen, mitunter gelbgrüne Epidotlagen, Granat und verhältnismäßig selten Hellglimmer. Die Korngröße erreicht nur wenige Millimeter. Selten und nur stellenweise treten in den Bändergneisen Kalifeldspat führende Aplitgranitgneise und Granodioritgneise auf. Die Bändergneise zeigen oft prächtige Falten. Die Elongation von Biotit und Hornblende verläuft parallel zur Faltenachse (Ch. EXNER, 1980).

Zum Reißbeck-Komplex gehören auch große Mengen leukokrater Mobilisate (Aplitgneise und Aplitgranitgneise), die das Neosom der Migmatite darstellen. Sie bestehen mineralogisch und texturell aus dem exakt gleichen Material wie die hellen Lagen der Bändergneise. Homogenisierung von Paläo- und Neosom führt bereichsweise zu quarzdioritischen Nebuliten (Quarzdioritgneisen). Es wird angenommen, dass die Stoffmobilisation der leukokraten Neosome und die Bildung der Migmatite zeitlich eng mit der Intrusion des Gößplutons und der variszischen Regionalmetamorphose verbunden waren.

Auch kleinere Intrusivkörper von Aplitgranit- und von Aplitgneisen sind als 10 Meter dicke Lagen den Bändergneisen konkordant eingeschaltet. Daneben trifft man nahezu überall im Reißbeck-Komplex auf Aplitgranit- und Aplitgneise sowie auf metamorphe Pegmatite, die ältere Strukturen diskordant durchschlagen.

2.2.1.2. Amphibolit

Im Gebiet Zaubernock – Reißbeck treten innerhalb der Bändergneise meter- bis zehnermetermächtige lagenförmige Amphiboliteinschaltungen auf. In einigen Bereichen entwickelt sich eine Gneis-Amphibolit-Wechselfolge, die durchaus bis zu 50% aus Amphibolit bestehen kann. Aber auch mehrere Zehnermeter z.T. über hundert Meter mächtige Amphibolitkörper sind innerhalb des Reißbeck-Komplexes keine Seltenheit. Die Amphibolite sind teils dunkelgrün und feinkörnig teils grün weiß gesprenkelt mit deutlich erkennbaren Feldspatkörnern und gabbroider Struktur. Auch feinkörnige reichlich Feldspat und Biotit führende Amphibolite sind öfters zu beobachten. Der größte dieser Biotitamphibolitkörper befindet sich zwischen Stapniksee und Riektörl. Charakteristisch für den überwiegenden Teil der Amphibolite sind gelblich bis grüne Hornblende, Plagioklas, Minerale der Epidotreihe (Pistazit – Klinozoisit), ferner Chlorit, \pm Quarz, z.T. Biotit, untergeordnet Karbonat, Titanit und Opakes sowie vereinzelt Granat. Da die alpine Metamorphose (Tauernkristallisation) amphibolitfazielle Bedingungen erreichte, wurde der ursprüngliche variszische Mineralbestand zur Gänze überprägt.

2.2.2. Storz-Komplex

Der Storz-Komplex (= Storzserie bei Ch. EXNER [1971]) ist ein Teil jenes Alten Dachs der Zentralgneise, in den die ursprünglich südlichsten Teile des Hochalm- und des Hölltor-Rotgüldenkerens intrudierten. Bei diesen Gesteinen handelt es sich hauptsächlich um verschiedene z.T. migmatische Biotit-Plagioklasgneise, daneben kommen aber auch Hornblendegneise, Amphibolite und Glimmerschiefer vor. Während der alpinen Gebirgsbildung wurden Teile dieses Alten Daches vom Hauptkörper abgeschert und nach Nordosten geschoben. Als Storz-Decke überlagert ein Teil des Storz-Komplexes nun die mesozoischen Gesteine der Silbereckzone. Der größte Teil der Storz-Decke befindet sich am Kartenblatt 156 Muhr. Am gegenständlichen Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau kann sie von der nördlichen Blattschnittgrenze bis ins Maltatal verfolgt werden. Weiter nach Süden fehlen die mesozoischen Deckenscheider (Silbereck-Zone). Lediglich am Grat zwischen dem westlichen Bartelmann und dem Roten Nock kartierte Ch. EXNER (1980) in der geometrischen Fortsetzung der Silbereck-Zone einen geringmächtigen Quarzit, den er als „dem Lantschfeldquarzit ähnlich“ klassifizierte. Letztlich endet hier die gesicherte Großstruktur der Storz-Decke. Im südlich und danach im westlich anschließenden Bereich Radlbachtal – Roßkopf – Reinitzer Sonnblick bzw. Gemeineck – Böse Nase – mittleres Mühlbachtal bilden die Gesteine des Storz-Komplexes einen Verband mit den Zentralgneislamellen des Hochalmkerns.

2.2.2.1. Paragneis, z.T. migmatisch, untergeordnet Migmatit

Der meist feinkörnige Paragneis ist verbreitet deutlich geschiefert. Entsprechend der Intensität der Deformation ist er im Meter- bis Zehnermeter-Bereich gebankt oder im Zentimeter-Bereich dünnplattig entwickelt. Unter den Paragneisen sind Biotit-Plagioklasgneise und epidotreiche Plagioklasgneise mit Biotit und/oder Chlorit hervorzuheben. Es handelt sich vorrangig um helle, z.T. gelblich bräunliche, leicht grünliche, fein bis mittelkörnige Gesteine. Der jeweilige Farbeindruck wird stark von den Mineralen Albit bzw. Oligoklas, Biotit, Quarz, Epidot, Chlorit und Muskovit bestimmt. Unterschiedliche Prozentsätze der genannten Minerale als Haupt- und Nebengemengteile bestimmen auch den genauen petrologischen Namen der jeweils untersuchten Probe dieser Gesteine. Bereiche mit Hornblende führenden Lagen ergänzen diesen vielfältigen Gneistyp. Die Hornblendegneise sind meist durch ansehnliche Hornblende- und Biotitgehalte dunkelgrün-weiß oder schwarzgrün-weiß gesprenkelt. Damit kommen sie im Farbeindruck den Amphiboliten recht nahe, sind aber von jenen durch ihren beachtlichen bereits mit der Lupe deutlich erkennbaren Quarzgehalt gut zu unterscheiden.

Gneise mit Augentextur und diverse migmatische Gneise bzw. Migmatite sind ein weiterer wichtiger Bestandteil des Storz-Komplexes. Das Paläosom der migmatischen Gneise besteht aus Biotit-Epidot-Chlorit-Albit-Gneis, das Neosom aus Aplitgneis. Auch Bändergneise sind eine Folge der Migmatisierung, aber bei weitem nicht so häufig anzutreffen wie im Reißbeck-Komplex. Daneben ist noch eine bereichsweise starke diskordante aplitische Durchaderung zu erwähnen.

2.2.2.2. Amphibolit

Nördlich des Maltatals ziehen Amphibolite von der Faschaunleiten durch das Faschaunertal zum Ballonwald und zum nördlichen Wandfuß des Maltatals zwischen Feistritz und Malta. Es handelt sich um die südliche Fortsetzung der grobkörnigen Albit-Epidotamphibolite, die am Kartenblatt Muhr einen wichtigen Leithorizont bilden (Ch. EXNER, 1980). Das grünweiß gesprenkelte Gestein ist massig bis schiefrig entwickelt. Grüne Hornblenden von 0,5 bis 5 cm Länge wechseln intersertal mit leistenförmigen, gelblich grünen Gesteinspartien, welche in massigen Bereichen noch Formen der ursprünglichen Feldspate erkennen lassen. Unter dem Mikroskop können jedoch keine Relikte der ursprünglichen Feldspate mehr erkannt werden. Sie wurden zur Gänze in feinkörnigen xenomorphen Plagioklas und feinkörnigen Epidot umgewandelt. Die Hornblende ist farblos bis hellgrün bzw. hellgelb bis grün und häufig staubförmig pigmentiert (entmischt nach einer ursprünglichen Fe/Ti-reicheren Hornblende). Weiters sind Epidot, Biotit, Chlorit (sekundär nach Hornblende und Biotit), Muskovit (als Neubildung meist undeformiert) und selten Quarz sowie Illmenit, Pyrit, Titanit und Karbonat zu erkennen.

Feinkörnige und grobkörnige, feldspatarme Epidotamphibolite wurden von J. MEYER (1977) aus dem Bereich des Stoders beschrieben. Ch. EXNER (1980) berichtete über im Bereich der Bösen Nase auftretende Granatamphibolite. Weiters beschrieb er im Gebiet des Roßkopfes feinkörnigen, dunkelgrünen Amphibolit und dünne Biotitamphibolitbänder.

2.2.2.3. Serpentin, Talkschiefer, Strahlsteinfels

Am Roßkopf, in der Stoder-N-Wand und südöstlich des Reinitzer Sonnlickes wurden kleinere Vorkommen von Serpentin und Serpentinbegleitgesteinen kartiert. Diese treten im Verband mit Amphibolit oder als Linsen im Glimmerschiefer bzw. im Paragneis auf. Der Serpentin ist ein massiges, schwarz-grün gesprenkeltes Gestein. Unter dem Mikroskop sind hauptsächlich Antigorit, untergeordnet Talk und Tremolith sowie ferner auch Karbonat, Chlorit und Opa-kerz zu erkennen. Bei den Serpentinbegleitgesteinen handelt es sich um Talkschiefer, Talk-Ankeritschiefer, und recht massig ausgebildete Tremolith-Chloritfelse. Letztgenannte führen bis 3 Zentimeter großen Tremolith und bis zu 5 mm große Magnetitaggregate (Ch. EXNER, 1980).

2.2.2.4. Quarzdioritgneis des Bartelmannes

Der Quarzdioritgneis des Bartelmannes, ein schwarz-weiß gesprenkeltes, mittelkörniges Gestein mit flächigem Parallelgefüge wurde von Ch. EXNER (1980) wegen seiner homogenen Beschaffenheit als Orthogneis interpretiert. Im Handstück zeigen die millimetergroßen Feldspataugen (Oligoklas) eine deutliche Elongation. Die Lineation wird durch die zeilenförmige Anordnung von hellen und dunklen Gemengteilen verstärkt. Im Dünnschliff können neben Oligoklas, Quarz, Hornblende, Biotit noch Chlorit und Epidot sowie akzessorisch Titanit, Orthit, Hellglimmer, Opakerz, Apatit und Zirkon erkannt werden.

Der Quarzdioritgneis, wie ihn EXNER in seiner Kartierung erfasste, unterscheidet sich vom Tonalitgneis durch einen höheren Anteil mafischer Gemengteile und durch das Fehlen von Alkalifeldspat. Von den typischen Amphiboliten unterscheiden ihn das schwarz-weiß gesprenkelte dioritische Aussehen und der beträchtliche bereits mit der Lupe erkennbare Quarzgehalt.

2.2.2.5. (Granat-)Glimmerschiefer im Verbands des Storz-Komplexes (Bereich Schoberspitze, Reinitzer Sonnblick und NW bzw. SE Roßkopf? Draxel-Komplex)

(Granat-)Glimmerschiefer, die lithologisch* exakt jenen des Draxel-Komplexes entsprechen, kartierte Ch. EXNER (1980) in seinen Profilen vom Reinitzer Sonnblick und vom Roßkopf. Sie beinhalten zwei Einschaltungen von Aplitgneisen und bilden hier einen Verband mit Paragneis, Amphibolit und Serpentin des Storz-Komplexes.

2.2.3. Kareck-Komplex

Der Kareck-Komplex tritt im Hangenden des Storz-Komplexes auf, ist gegen diesen unscharf begrenzt und besteht im Blattbereich Spittal a.d. Drau aus phyllonitischem Gneis und Prasinit. Die Bezeichnung Kareck-Komplex geht auf Ch. EXNER (1971) zurück, der diese Gesteine „nach dem schönen, westlich des Katschberges gelegenen Aussichtsgipfel“ „Kareckserie“ nannte. EXNER vermutete, dass diese Gesteine aus regressiv metamorphen, stark tektonisierten (ehemals alkristallinen) Gesteinen des Storz-Komplexes entstanden, schließt aber die Beteiligung von paläozoischen Schieferen und Prasiniten, „der Habach-Gruppe G. FRASLS (1958) vergleichbar“, nicht aus.

2.2.3.1. Stark verschieferter, epimetamorpher Gneis und Prasinit

Der am Blatt Spittal a.d. Drau maximal 200 m mächtige Kareck-Komplex besteht hauptsächlich aus phyllonisiertem Gneis und Prasinit mit Resten von Paragneis, Migmatit und Amphibolit. In den postkristallin deformierten (phyllonisierten) Gesteinen sind die Minerale Albit, Epidot, Chlorit und Serizit unter schwach metamorphen Bedingungen teilweise rekristallisiert (Ch. EXNER, 1980). Dieses nun in einigen Bereichen millimetergroße Albitblasten führende Gestein ist petrologisch als Albitgneis, Epidot-Albitgneis oder Chlorit-Serizit-Albitschiefer zu bezeichnen. Daneben treten auch Serizit-Quarzschiefer und Chloritschiefer auf. Die Prasinite und Chlorit-Prasinite führen neben Albit, Epidot und Chlorit noch beachtliche Mengen von Hornblende und teilweise auch Biotit.

* Daher siehe auch lithologische Beschreibung des Draxel-Komplexes.

Als Mobilisate der Phyllonitisation werden die goldhaltigen, kiesführenden Quarz-Lagergänge der ehemaligen Bergbaue vom Typus Schellgaden betrachtet (Ch. EXNER, 1980). Der genannte Autor beschreibt in jener Arbeit auch die genaue Lage der alten Bergbaue „Millionenloch“ und „Silberloch“ im Bereich Feistritzbach – Ballonwald, des alten Goldbergbaues bei Dornbach sowie der Bergbaue im Radlgraben.

2.3. Zentrale Schieferhülle

Der Begriff „Zentrale Schieferhülle“ wird von Ch. EXNER (1983) verwendet, um diese tektonisch tiefer liegenden Schiefer der *Peripheren Schieferhülle* gegenüber zu stellen. Die Zentrale Schieferhülle besteht nur aus den Gesteinen des Draxel-Komplexes.

2.3.1. Draxel-Komplex

Die Bezeichnung Draxel-Komplex geht auf Ch. EXNER (1971) zurück, der diese Schiefer aufgrund ihrer typischen Ausbildung im Kammbereich Draxelnock – Klampfererköpfel (am Nordrand des Kartenblattes Spittal a.d. Drau gelegen) „Draxel-Serie“ nannte. Entdeckt wurde diese Glimmerschieferzone von F. ANGEL (1939). F. ANGEL & R. STABER (1942, 1952) kartierten sie vom Hohen Gößkar bis zum Klampfererköpfel und auf Kartenblatt 156 Muhr an der W-Flanke des Maltatales bis zur Oberen Aichholzer Alm. Ch. EXNER (1980) fand ihre Fortsetzung an der E-Flanke des Maltatales (Blatt 156 Muhr) und am gegenständlichen Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau bei der Schlüsselhütte, im Kohlschlagwald, am Gipfel der Tandlspitze, am Tandlspitze-NE- und am Tandlspitze-SE-Grat. In der Reißbeckgruppe wurde der Draxel-Komplex im obersten Riekental nahe der westlichen Blattschnittgrenze von R.A. CLIFF et al. (1971) kartiert. Ch. EXNER (1982) interpretiert den Draxel-Komplex als Metapelit-Metapsammit-Wechselfolge mit vermutlich jungpaläozoischem Eduktalter.

2.3.1.1. (Granat-)Glimmerschiefer, stellenweise mit Graphitquarzit

Der Draxel-Komplex besteht aus (Granat-)Glimmerschiefern mit wechselnden Quarz- und Feldspatgehalten. Bereichsweise sind geringmächtige (zentimeter- bis dezimeterdünne) Lagen von Graphitquarzit eingeschaltet. Die ca. 800 Meter östlich der Winterleiten in der Karte verzeichneten Graphitquarzitbänke im Granatglimmerschiefer sind stark gefaltet und erreichen maximal 3 Meter Mächtigkeit. Die Mächtigkeit der Granatglimmerschiefer beträgt meist einige Zehnermeter, kann aber infolge tektonischer Anschoppung maximal 250 m erreichen. Sie führen Porphyroblasten von Granat (3 mm bis max. 4 cm und stets idiomorph ausgebildet), Biotit, Hellglimmer, Albit/Oligoklas/Andesin und Chlorit (Ch. EXNER, 1980). Der Hellglimmer ist oft mit Biotit parallelverwachsen. Wenn der Granat und der Hellglimmer mengenmäßig im Gestein zurücktreten, kommt es zur Ausbildung von Biotitschiefern. Der genannte Autor vergleicht sie mit den „*lithologisch weitgehend übereinstimmenden Seebach- und Woiskenschiefern*“ des Gasteiner Raumes. Die (Granat-)Glimmerschiefer weisen nur stellenweise aplitische Injektionen (z.B. westlich Höhennock) und ganz vereinzelt Migmatite auf.

2.4. Ausläufer der Silbereck-Zone (nördlich des Maltatales)

Die Silbereck-Zone besteht aus post-variszischen Metasedimenten, die primär-stratigraphisch dem spätvariszisch erodierten Granitpluton des Hölltor-Rotgüldenkerens (bzw. mit ihren südlichsten Ausläufern dem Hochalmkern) auflagern. Sie wird tektonisch von der Mureckgneis-Decke und von der Storz-Decke überlagert.

F. BECKE (1908) berichtete bereits über die Gesteine der „*Silbereckscholle*“. Später wurden jene von Ch. EXNER (1939b, 1940 bzw. 1982) als „*Silbereckmulde*“ bzw. „*Silbereckserie*“ bezeichnet. Namensgebend war und ist jedenfalls das südöstlich des Unteren Rotgüldensees gelegene, 2804 Meter hohe Silbereck, wo diese aus mehreren Gesteinsgruppen bzw. Gesteinsformationen bestehenden Metasedimente am vollständigsten entwickelt sind. Die Silbereck-Zone umfasst eine geringmächtige basale Abfolge (? Oberkarbon bis Untertrias) aus Graphitquarzit, Geröllquarzit, Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit, darüber kompakte Karbonatgesteine und schließlich Kalkschiefer, dunklen Phyllit, Brekzien und Karbonatquarzit. Der aus Karbonatgesteinen bestehende Mittelabschnitt (= „*Silbereckmarmor*“) wurde von Ch. EXNER (1982, 1983), „*da er große Dolomitkörper im geologischen Verband mit dem Kalkmarmor fand*“, als Mitteltrias interpretiert, von O. THIELE (1980) als Oberjura-Äquivalent des Hochstegenmarmors aufgefasst. Auf Grund neuer publizierter Fossilfunde (C.G. HÖFER & G. TICHY, 2005) von der Typlokalität am Silbereck ist der größte Teil des „*Silbereckmarmores*“ nun gut abgesichert als Oberjura einzustufen.

2.4.1. Quarzit (nordwestlich Bartelmann; Untertrias), Silbereckmarmor („Malm“) und Kalkschiefer (Kreide)

Das einzige Vorkommen, eine 1,5 Meter dünne Lage, dieses feinkörnigen, grünlichen Quarzits, der „*dem Lantschfeldquarzit nicht unähnlich ist*“, wurde am Grat zwischen dem westlichen Bartelmann und dem Roten Nock von Ch. EXNER (1980) kartiert. Aufgrund seiner großen tektonischen Bedeutung (Liegendgrenze der Storz-Decke) wurde der Quarzit auch in der aktuellen Geologischen Karte Blatt Spittal a.d. Drau verzeichnet.

Zwischen Feistritz im Maltatal und der nördlichen Blattschnittgrenze überlagern die Ausläufer der Silbereck-Zone den Granitgneis des Hochalmkerns. Es handelt sich um geringmächtige (0,5 bis maximal 10 Meter) tektonisch stark fragmentierte Schollen und Karbonatgesteinsbänder, die aus grauem Kalkschiefer und farblosem grobkörnigem Kalkmarmor (Silbereckmarmor) bestehen (Ch. EXNER, 1954, 1980).

2.5. Periphere Schieferhülle

Die Periphere Schieferhülle definierte Ch. EXNER (1983) als jungpaläozoische bis mesozoische „*Schiefer, die an der Peripherie der kuppelförmigen Aufwölbung der östlichen Hohen Tauern eine kontinuierliche Hülle bilden*.“ Lithologisch unterschied jener Autor folgende drei „*Serien*“ von unten nach oben innerhalb der Peripheren Schieferhülle: „*Murtörlserie, Schrovinserie und Glocknerserie*“.

Tektonisch lässt sich die Periphere Schieferhülle in die Ausläufer der Rote-Wand-Modereck-Decke, in die Murtörl-Schrovin-Schuppen, in die Marislwand-Schuppe und in die Kolm-Schuppe unterteilen. Die Fragmente der Rote-Wand-Modereck-Decke und die an der Basis der Peripheren Schieferhülle auftretenden Murtörl-Schrovin-Schuppen müssen der Schuppenzone zwischen Glockner- und Venediger-Deckensystem zugeordnet werden. Es handelt sich dabei um Fragmente des externen europäischen Schelfs, die mit der Basis der Glockner-Decke verschuppt weiter nach Norden transportiert wurden. Der Hauptteil der Peripheren Schieferhülle (die Marislwand- und die Kolm-Schuppe) entspricht dem Glockner-Deckensystem.

2.5.1. Murtörl-Formation (Jungpaläozoikum) Schwarzphyllit, dunkle Albit- und Biotitblastenschiefer z.T. mit gradierter Schichtung und Lagen von Metavulkaniten, Graphitquarzit

Das am Kartenblatt 156 Muhr gelegene Murtörl, als bekannter Übergang vom Mur- ins Großarlal, diente Ch. EXNER (1971) als namensgebende Lokalität für die „Murtörlserie“, auf die der nun gebräuchliche Begriff Murtörl-Formation zurückgeht. Am Blatt Spittal a.d. Drau ist die Murtörl-Formation lediglich 10 bis 50 Meter mächtig. Sie bildet jedoch sehr regelmäßig die Basis der peripheren Schieferhülle und zwar vom N-Rand des Kartenblattes bis zum Reinitztal, also auf ca. 16 Kilometer streichender Länge. Sie besteht vorwiegend aus Schwarzphyllit und dunklem Albitblastenschiefer mit auffälliger Albitblastese. Die Albitblasten erreichen mehrere Millimeter Durchmesser. Biotit wurde im Stoder-Ostkamm und im Gmeineck-Südostgrat nachgewiesen (J. MEYER, 1977). Der Biotit ist als Querbiotit entwickelt und neben Albit- treten hier bereits Oligoklasblasten auf. Sowohl die Albit/Oligoklas- wie auch die Biotitblasten der dunklen Schiefer sind spätkinematisch im Zuge der alpidischen Metamorphose gewachsen. Weiters sind Graphitquarzite und die Derivate von intermediären Vulkaniten in Form von Prasiniten und Chloritschiefern am Aufbau dieser Gesteins-Formation beteiligt (Ch. EXNER, 1971, 1980).

Typisch für die Metasedimente der Murtörl-Formation sind auch zyklische Wechsellagerungen zwischen dezimeterdicken, dunklen feldspat- und quarzreichen Schiefern und den zentimeterdünnen Schwarzphyllitlagen. Durch diese Wechsellagerungen und lokal beobachtbaren Gradierungen drängt sich die Vermutung einer alternativen Korrelation dieser Metasedimente mit unterkarbonen Flysch-Formationen förmlich auf. Da in der gesamten Murtörl-Formation keine granitischen oder aplitischen Intrusionen auftreten, vermutete EXNER hingegen, dass die Sedimentation der Protolithen erst nach der variszischen Intrusion der Zentralgneise erfolgt sei, vermutlich im Oberkarbon oder im Perm. Die Diskussion, ob es sich bei den Edukten der Murtörl-Formation um oberkarbone bis permische Sedimente oder um unterkarbone Flysche handelt, ist zurzeit noch nicht abgeschlossen. Eine stratigraphische Einstufung der Formation als jungpaläozoisch ist aber in beiden Fällen zulässig.

2.5.2. Plagioklasblastenschiefer und heller Granatglimmerschiefer, z.T. Staurolith führend, heller Chloritoidphyllit

Zwischen den Orten Mühldorf und Lehndorf am Kartenblatt Spittal a.d. Drau befinden sich im südlichsten Teil der Peripheren Schieferhülle mehrere Meter bis Zehnermeter mächtige Lagen von Plagioklasblastenschiefern und mineralreichen, hellen Glimmerschiefern. Diese Gesteine wurden von Ch. EXNER (1984) kartiert und näher petrographisch bearbeitet. Örtlich beobachtete der zuvor genannte Autor Übergänge und Wechsellagerungen jener speziellen Gesteine mit dem Schwarzschiefer und interpretierte sie deswegen „teilweise als Elemente der Bündnerschiefer-Gruppe“, welche von einer amphibolitfaziellen Metamorphose geprägt wurden. Andere Teile interpretierte er jedoch als „permische oder ältere paläozoische, tektonisch in die Bündnerschiefer eingeschuppte Gesteine“. EXNER erwähnt Oligoklasblasten führende Schiefer, Granatglimmerschiefer mit bis zwei Zentimeter großen Granaten, Staurolith- Granatglimmerschiefer sowie biotit- und feldspatfreie, helle Chloritoidphyllite mit über ein Zentimeter großen Granaten und Stilpnomelan.

2.5.3. Schrovín-Gruppe (Perm und Trias)

Unter der Bezeichnung Schrovín-Gruppe werden in den östlichen Hohen Tauern innerhalb der Peripheren Schieferhülle alle Metasedimente der Perm- und Trias-Zeit zusammengefasst. Ihr Name basiert auf der Publikation von Ch. EXNER (1971), der die „Schrovineinheit“ nach dem südwestlich von Fell im Zederhaustal gelegenen weithin sichtbaren Schrovínkopf benannte. Vergleicht man nun diese lithostratigraphische Gliederung mit jener, die in den mittleren Hohen Tauern und in den Zillertaler Alpen gebräuchlich ist, dann zeigt sich, dass die Schrovín-Gruppe folgende zwei Gesteinsformationen umfasst:

1. Wustkogel-Formation (nach G. FRASL [1958]; sie umfasst die siliziklastischen Metasedimente des Perms und der Untertrias.)
2. Seidlwinkl-Formation (nach H.P. CORNELIUS & E. CLAR [1939] bzw. G. FRASL & W. FRANK [1964, 1966]; sie umfasst die Kalkmarmor-, die Dolomitmarmor-, die Rauwacke- sowie die Gips und Quartenschiefer-Vorkommen der Mittel- und der Obertrias).

2.5.3.1. Wustkogel-Formation (Perm bis Untertrias)

Albitblastenschiefer, Arkosegneis bzw. Arkosequarzit und dünnplattiger, blaugrüner Quarzit (Perm und Untertrias)

Ch. EXNER (1990) parallelisierte den Perm- und den Untertriasanteil der Schrovín-Gruppe mit der Wustkogel-Formation. Diese Gesteinsformation wurde von G. FRASL (1958) nach dem 2507 m hohen Wustkogel benannt. Dieser eher unscheinbare Berg der Glocknergruppe befindet sich im Hintergrund des Seidlwinkltales nordöstlich des Hochtores. Sein Gipfelaufbau besteht fast zur Gänze aus den siliziklastischen Metasedimenten des Perms und der Untertrias.

Am Kartenblatt Spittal a.d. Drau bildet die Wustkogel-Formation einen bedeutenden Leithorizont und ist über eine weite Strecke, von der nördlichen Blattschnittgrenze bis zum Reinitzbachtal, immer im Hangenden der zuvor besprochenen Murtörl-Formation zu verfolgen. Lediglich westlich des Reinitzbachtales liegt sie unmittelbar auf Amphibolit des Storz-Komplexes. Ihre Mächtigkeit schwankt dabei von 6 bis 40 Meter, lokal im Bereich zwischen der Neuschitzer Wiesen und dem Südostgrat des Gmeinecks erreicht sie durch tektonische Anschoppung bis zu maximal 500 Meter Mächtigkeit. Weitere Vorkommen von Perm- und Untertriastgesteinen findet man in zahlreichen kleinen tektonischen Schuppen einerseits in den Bündnerschiefern zwischen Burgstall und Plankogel und andererseits an der Basis der Kolm-Decke.

Die Albitblastenschiefer sind helle, grünliche bis grünlich graue, stets deutlich geschieferte Gesteine, deren Edukte Arkosen waren. Die ihren Namen bestimmenden Albitblasten sind durchschnittlich zwischen 2 und 4 mm, maximal 6 mm groß. Sie enthalten meist reichlich Phengit, der für die grünlichen Farben verantwortlich ist. Weitere Hauptgemengteile sind Quarz und Serizit. Daneben können bereichsweise Biotit und Chlorit beobachtet werden. Akzessorien sind Kalzit, Apatit, Titanit, Zirkon, Turmalin, Hämatit und Opakes. Lokal führen die Albitblastenschiefer auch größere Mengen von Chloritoid.

Recht häufig treten auch Phengit führende Arkosegneise und Arkosequarzite auf. Es handelt sich um weiß-grünlich gesprenkelte, plattige bis grob gebankte Gesteine. Sie sind durchwegs quarzreicher und schichtsilikatärmer als die zuvor beschriebenen Albitblastenschiefer. Zudem enthalten sie massenhaft reliktsche Kalifeldspate.

Die dichten, relativ feinkörnigen, blaugrünen, dünnplattigen Quarzite werden von Ch. EXNER (1980) mit dem Lantschfeldquarzit der Radstädter Tauern verglichen. Sie repräsentieren den Untertriasanteil dieser Gesteinsformation. Manchmal führen sie auch Gerölle, wie EXNER im entlang der Maltabergstraße aufgenommenen Profil (Abb. 3) beobachtete. Vereinzelt treten auch dezimeterdünne Lagen von Graphitquarzit und Schürflinge von Augengneis und Prasinit im Verband mit der Wustkogel-Formation auf.

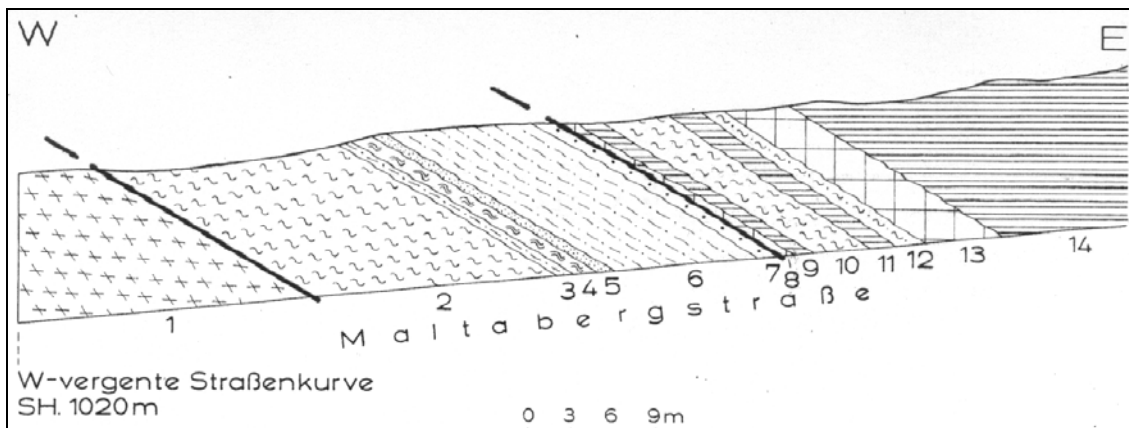


Abb. 3: Profil durch die basalen Teile der peripheren Schieferhülle längs der Maltabergstraße. Sockel des Maltaberges, Sh. 1020 bis 1030 m (nach Ch. EXNER [1980]; tektonische Grenzen ergänzt). Storz-Decke: 1 = Kareck-Komplex: Migmatitgneis, Aplitgneis und Prasinit. Murtörl- und Schrovín-Schuppen: 2 = Murtörl-Formation: Schwarzschiefer (10 m); 3 bis 7 = Schrovín-Gruppe: 3 = Heller Albitblastenschiefer (0,3 m); 4 = Weißschiefer (Serizit-Quarzschiefer, 1 m); 5 = Graphitquarzit (0,15 m); 6 = Heller Albitblastenschiefer (6 m); 7 = Geröllquarzit (Lantschfeldquarzit) 0,2 m. Glockner-Decke: 8 = Chloritschiefer und Grünschiefer (0,4 m); 9 = Kalkschiefer (1,5 m); 10 = Schwarzschiefer (3,5 m); 11 = Kalkschiefer (0,2 m); 12 = Chlorit-Serizitschiefer (0,15 m); 13 = Grünschiefer (3,5 m); 14 = Kalkschiefer mit Lagen von Schwarzschiefer und Chlorit-Serizitschiefer.

2.5.3.2. Seidlwinkl-Formation (Mitteltrias bis Obertrias) – Rauwacke, Dolomitmarmor und Kalkmarmor

Vollständige Profile der aus flachmarinen Kalken, Dolomiten und Evaporiten hervorgegangen Seidlwinkl-Formation findet man im oberen Seidlwinkltal in den mittleren Hohen Tauern. G. FRASL & W. FRANK (1964) geben das Normalprofil der Karbonatgesteine der „Seidlwinkltrias“ wie folgt an: Über dem plattigen, hellgrünen Quarzit der Untertrias (oberster Teil der Wustkogel-Formation) folgt ein relativ mächtiger, massiger, weiß-gelblicher, zuckerkörniger Kalkmarmor (Mitteltrias), der in seinem basalen Teil dünne, recht charakteristische Phyllitflatschen führt. Dünne Lagen von Bänderdolomit sowie von Dolomitschlierenkalk und mächtiger gelblicher Glimmerdolomit schließen die Mitteltriasschichtfolge ab. Rauwacke mit Gips und eine oberste graue Dolomitlage werden ins (?Karnium) gestellt. Die höhere Obertrias ist nicht mehr karbonatisch entwickelt, sondern durch Abkömmlinge von ehemals tonig-, schluffig-, sandigen Sedimentgesteinen („Quartenschiefer“, hellgraue Chloritoidphyllite, und helle, karbonatfreie, massige Quarzite) vertreten. Fossilfunde aus den mittleren Hohen Tauern (Dietersbachtal: *Diplopora annulata* (SCHAFHÄUTL) [H. BOROWICKA, 1966, Beschreibung in A. TOLLMANN, 1977]) und den Zillertaler Alpen (Bereich Penken – Gschöbzwand: Gastropodenschalen [E. KRISTAN-TOLLMANN, 1962] und Kalkwandstange: Crinoidenstielglieder [W. FRISCH, 1975]) sichern die zuvor erläuterte stratigraphische Einstufung der Karbonatgesteine gut ab.

Am Kartenblatt Spittal a.d. Drau treten Rauwacke, Dolomitmarmor und Kalkmarmor der Seidlwinkl-Formation nur in der Form weniger Meter mächtiger, tektonischer Schollen auf. Es handelt sich einerseits um die letzten Ausläufer der Rote-Wand-Modereck-Decke, die nahe dem Taborgraben gefunden wurden (Ch. EXNER, 1984). Im anderen Fall markieren die Schollen der Seidlwinkl-Formation gemeinsam mit der Wustkogel-Formation als wichtige tektonische Leitgesteine innerhalb der Peripheren Schieferhülle die Basis der Kolm-Decke.

2.5.4. Bündnerschiefer-Gruppe (Jura und Kreide)

Der Name Bündnerschiefer weist schon auf die weitgehende Ähnlichkeit jener Gesteine mit den Schiefern des schweizerischen Graubündens hin, deren Alter (Jura bis Alttertiär) in den West- und Zentralalpen durch zahlreiche Fossilien bestens bestimmt wurde. Spärliche Fossilfunde in den nur durch niedrig temperierte Grünschieferfazies überprägten Gesteinen der Bündnerschiefer-Gruppe des Tauernnordrandes bestätigten jedenfalls ein Oberjura- bis Unterkreide-Alter. So machten J. KLEBERGER et al. (1981) den Fund eines *Lamellaptychus* cf. *rectecostatus* (PET.) aus Kalkschiefern der Bündnerschiefer-Gruppe bekannt (Drei Brüder – Nordflanke zwischen Fuschertal und Wolfbachtal, im Bereich der Blattschnittgrenze der Kartenblätter 124 Saalfelden und 154 Rauris). Weiters gelang es E. REITZ et al. (1990), durch Pteridophytensporen den Nachweis von Unterkreide in den Fuscher Phylliten (Gebiet zwischen Spatalm und Penkkopf nordöstlich Großarl; am Südtel des Kartenblattes 125 Bischofshofen) zu erbringen. M. LEMOINE (2003) hält es, gestützt auf lithostratigraphische Parallelisierungen, für sehr wahrscheinlich, dass auch höhere Unterkreide und Oberkreide am Aufbau der Bündnerschiefer-Gruppe des Tauernfensters beteiligt waren.

Am aktuellen Kartenblatt wurden der Kalkglimmerschiefer, der Grünschiefer und der Amphibolit sowie der größte Teil des dunklen Phyllits von Ch. EXNER (1983) „Glocknerserie“ (= Glocknerfazies im Sinne von G. FRASL & W. FRANK [1966]) genannt. Es sind dies jene Teile der Bündnerschiefer-Gruppe, die das Glockner-Deckensystem aufbauen.

2.5.4.1. Dolomitbrekzie (Taborgraben; ? „Dogger“)

Die in Abb. 4 dargestellte 4 Meter mächtige Dolomitbrekzie tritt am aktuellen Kartenblatt nur in einem Bereich innerhalb der Peripheren Schieferhülle auf. Die Aufschlüsse befinden sich im unteren Teil des Taborgrabens genau östlich von Mühldorf. Die Dolomitbrekzie bildet hier einen tektonisch stark reduzierten Verband mit anderen Gesteinen der Rote-Wand-Modereck-Decke (Ch. EXNER, 1984). Lithologisch handelt es sich um eine Feinbrekzie mit Komponenten aus Dolomit und nicht näher identifizierten Feldspat führenden Gesteinsklasten. Die Matrix besteht aus Dolomit, Quarz, Hellglimmer und untergeordnet Opakem. Genetisch könnte es sich um eine im Synrift-Stadium abgelagerte Bildung, also um einen relativ älteren (? „Dogger“) Teil der Bündnerschiefer-Gruppe handeln.

2.5.4.2. Grünschiefer, Amphibolit (Unterkreide)

Am Kartenblatt Spittal a.d. Drau treten die Grünschiefer als mächtige, im Streichen weithin verfolgbare Gesteinszüge, meist im Verband mit den Kalkglimmerschiefern auf. Lithologisch können sie als kräftig grüne bis gelblichgrüne, üblicherweise sehr zähe Gesteine beschrieben werden. Bemerkenswert ist ein im Handstück oder im Aufschlussbereich deutlich erkennbarer hoher Epidotgehalt, der sowohl gleichmäßig verteilt im Gestein (gelblich grüne Farbe) auftritt, als auch oftmals in leuchtenden Adern und Schlieren vorkommt. Albit ist mit freiem Auge nicht einwandfrei erkennbar, zumal er durch die zahlreichen Einschlüsse oft grün gefärbt ist. Biotit ist verbreitet und tritt z.T. in bemerkenswerten Gehalten auf. Geringfügig ist auch Karbonat in dünnen Lagen vorhanden. Der am aktuellen Kartenblatt auftretende Grünschiefer ist ein regionalmetamorphes Gestein folgender Zusammensetzung: Als Hauptgemengteile sind Albit, Minerale der Epidotreihe Klinozoisit-Pistazit, Chlorit und aktinolithische Hornblende zu nennen. Daneben treten noch Quarz, Biotit, Muskovit, Karbonat, Titanit, Apatit und Erz in wechselnden Prozentsätzen in Erscheinung. Amphibolit, der zumindest Oligoklas führt, wird von Ch. EXNER (1984) vom Bergrücken des Plankogels aus den südlichen Teilen der Peripheren Schieferhülle beschrieben. Jener wurde von einer deutlich höheren Regionalmetamorphose (oberste Grünschieferfazies bis Amphibolitfazies) überprägt als die weiter östlich und nördlich gelegene Hauptmasse der Metabasite.

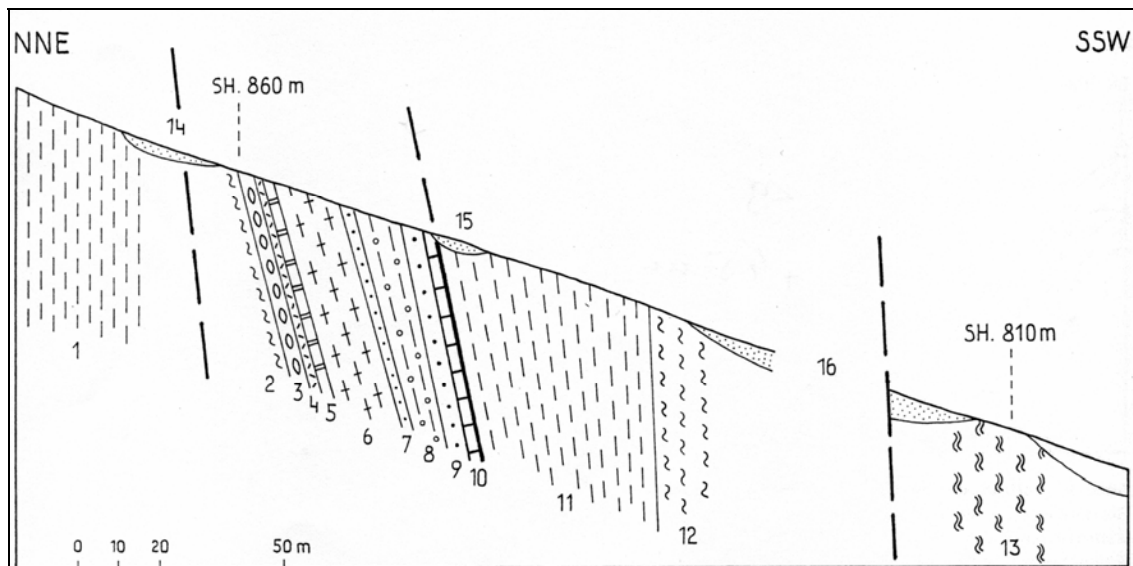


Abb. 4: Profil durch die Rote-Wand-Modereck-Decke im Taborgraben (nach Ch. EXNER [1984]; tektonische Grenzen ergänzt).

Glockner-Decke: 1 = Kalkschiefer (400 m mächtig).

Rote-Wand-Modereck-Decke: 2 = Schwarzschiefer (3 m); 3 = Dolomitm Brekzie (4 m); 4 = Rauwacke (0,2 m); 5 = farbloser Kalkmarmor (1,5 m); 6 = feinkörniger Mikroklinaugengneis (15 m); 7 = Quarzit (4 m); 8 = Plagioklasblastenschiefer (10 m); 9 = Lantschfeldquarzit (5 m); 10 = farbloser Dolomit (2 m).

Glockner-Decke: 11 = Kalkschiefer (40 m); 12 = Schwarzschiefer (15 m).

Katschbergzone: 13 = Quarzphyllit.

Moräne und Gehängeschutt: 14 = 20 m lange Strecke; 15 = 10 m lange Strecke; 16 = 100 m lange Strecke.

Manche Grünschiefer zeigen eine auffällige, über mehrere Zehnermeter Mächtigkeit anhaltende, feinlagige (im mm- bis cm-Bereich sichtbare) Bänderung. Diese kann mehr oder minder deutlich gefaltet sein. Die Bänderung wird vielfach als Hinweis für tuffogene oder tuffitische Edukte interpretiert. Diese aus gering mächtigen Tuffen und Tuffiten hervorgegangenen Metabasite sind ihrerseits mit homogenen sicherlich aus metamorphen Basaltlaven entstandenen Grünschiefern verbunden.

2.5.4.3. **Kalkglimmerschiefer (Glimmermarmor und Kalkschiefer mit vereinzelt dünnen Lagen von dunklem Phyllit), untergeordnet Karbonatquarzit (Kreide)**

Der Gepflogenheit der meisten Tauerngeologen folgend wird die Bezeichnung Kalkglimmerschiefer als gesteinskundlich zusammenfassender Kartierungsbegriff für die Glimmermarmore und Kalkschiefer der Bündnerschiefer-Gruppe verwendet. Diese Gesteine bauen am Kartenblatt Spittal a.d. Drau einen recht großen Teil der Peripheren Schieferhülle auf. An der Oberfläche von den sandig angewitterten Felspartien der Kalkglimmerschiefer finden sich meist lichtbraune Farbtöne mit z.T. leicht gelblichem Anflug. Im frischen Bruch dominieren stets grauweiße bis graublauere Farben. Die Kalkglimmerschiefer bestehen hauptsächlich aus Kalzit, Glimmer (Phengit, Paragonit und Margarit) und Quarz, die in sehr variablen Prozentsätzen hier den Glimmermarmor und dort den Kalkschiefer aufbauen. In einigen Bereichen sind Phlogopit, Chlorit (meist mit Hellglimmer verwachsen) und Dolomit weitere Bestandteile dieser aus kalkigen und mergeligen Sedimenten hervorgegangenen Gesteine. Wo Feldspat im Kalkglimmer-

schiefer vorhanden ist, handelt es sich abhängig von der metamorphen Überprägung um Albit- oder Oligoklasblasten. Die Letztgenannten besitzen z.T. Andesinkerne, wie Ch. EXNER (1984) in den südlichen Teilen der Peripheren Schieferhülle am orographisch linken Hang des Möll- und des Drautaales zwischen den Ortschaften Mühldorf und Lehdorf beobachtete. Ferner sind graphitische Substanz, Titanit, Rutil, Turmalin, Zoisit und Opakes unter dem Mikroskop zu erkennen.

Die Glimmermarmorzüge innerhalb der Kalkglimmerschiefer gliedern sich im Aufschlussbereich in Bänke und Platten. Der Glimmer tritt zumeist in Einzelblättchen mit 2 bis 5 mm Durchmesser im gleichmäßig körnigen Kalzitgewebe auf. Der gesamte Glimmergehalt (Hellglimmer, Phengit und Phlogopit) liegt im Glimmermarmor meist unter 10%. Weit verbreitet ist eine rhythmische Bänderung im Zentimeter- bis Dezimeter- und/oder im Meter-Bereich. Sie beruht auf geringen Unterschieden in der Pigment-, in der Glimmer- und in der Quarzführung, verursacht von primär sedimentär angelegten, stofflichen Variationen.

Der Kalkschiefer ist mit dem Glimmermarmor durch kontinuierliche Übergänge verbunden. Der Hellglimmergehalt wie auch der Quarzgehalt ist deutlich höher als bei dem zuvor beschriebenen Gestein. Im Regelfall sind zusammenhängende Glimmerhäute oder dünne Glimmerlagen ausgebildet, die auch stärker pigmentiert sind als die Karbonatzwischenmassen. Somit liegt ein gut spaltendes, dünnplattiges Kalkgestein mit erheblichem Glimmergehalt vor. Vielfach sind auch flachlinsige Gefüge entwickelt. Dünne Lagen (nur einige Dezimeter bis maximal wenige Meter messende Horizonte) von dunklem, Kalk führendem und kalkfreiem Phyllit wurden dem Kalkglimmerschiefer zugerechnet. Mächtigere Züge dunkler Phyllite wurden in der geologischen Karte mit eigener Signatur dargestellt (siehe nachfolgende Beschreibung „dunkler Phyllit“).

Geht der Karbonatgehalt im Kalkglimmerschiefer stark zurück, dann liegen Karbonatquarzite und bei entsprechender Metamorphose auch Granat-Muskovitschiefer vor. Nur wenige Dezimeter bis maximal einige Meter mächtige Lagen dieser Lithologien treten in den Kalkglimmerschiefern des gegenständlichen Kartenblattes auf. Sie konnten aus Maßstabsgründen verständlicherweise nicht dargestellt werden.

2.5.4.4. Dunkler Phyllit, untergeordnet Schwarzschiefer und chloritreiche Phyllite (Kreide)

In den Kalkglimmerschiefern der Bündnerschiefer-Gruppe sind vielfach dunkle Phyllite bzw. Granat, Biotit und Oligoklasblasten führende Schwarzschiefer eingeschaltet, die durch grünschiefer- bis amphibolitfazielle Metamorphose aus schwarzen Tonen entstanden sind. Die dunklen Phyllite treten häufig in enger Wechsellagerung mit Kalkschiefern auf bzw. zeigen kontinuierliche Übergänge in diese. Dünne Lagen der dunklen Phyllite wurden von den Kalkschiefern nicht abgetrennt bzw. in die Signatur der Kalkglimmerschiefer subsumiert. Mächtigere, mehrere Zehnermeter messende und in Streichrichtung über etliche Hundert Meter verfolgbare Züge der dunklen, phyllitischen Bündnerschiefer wurden in der geologischen Karte dargestellt. Lithologisch handelt es sich hauptsächlich um dunkelgraue, feinblättrige Phyllite, die verbreitet kalkfrei z.T. aber auch kalkarm sind. Unter dem Mikroskop erkennt man feinkörnige quarzreiche Lagen, die mit breiten Lagen aus Serizit-Muskovitgewebe z.T. mit eingelagertem Chlorit wechseln. Weiters sind Albit und \pm Kalzit sowie Opakes und akzessorisch Turmalin zu bestimmen. Die bereits einleitend erwähnten mineralreichen Schwarzschiefer mit Granat (bis 8 mm), Biotit und Oligoklasblasten beobachtete Ch. EXNER (1984) nahe dem Mühldorfertal. Die alpidische Metamorphose war im südlichen Teil der Peripheren Schieferhülle am orographisch linken Hang des Mölltales und des Drautaales intensiver als im weiter nordöstlich zwischen dem Reinhitzbach und (dem Ort) Malta gelegenen Teil.

Helle, zumeist grünliche chloritreiche Phyllite beschreibt J. MEYER (1977) aus dem Bereich Neuschitz – Sparberkopf. Sie zeigen ebenfalls wie die zuvor beschriebenen dunklen Phyllite fließende Übergänge in Kalkschiefer, bestehen hauptsächlich aus Chlorit, Serizit und Quarz und wurden mit den übrigen phyllitischen Metasedimenten der Bündnerschiefer-Gruppe in der geologischen Karte dargestellt.

2.6. Schuppen der Nordrahmenzone des Tauernfensters mit unterostalpinen Schollen (Bereich Torscharte und Ebenwald)

Wie in der Matreier Zone und in der Nordrahmenzone gibt es auch am Ostrand des Tauernfensters serpentinierte Ultrabazitkörper. Sie liegen tektonisch über der Peripheren Schieferhülle, stellenweise im Verband mit dunklem Phyllit der Bündnerschiefer-Gruppe (Fuscher Phyllit), stellenweise auch verschuppt mit unterostalpinen (Perm und Trias) Gesteinen. Sie wurden bislang (Ch. EXNER, 1980) zur Katschbergzone gerechnet. Diese Serpentinite spielen in plattentektonischen Überlegungen, die zur tektonischen Gliederung des aktuellen Kartenblattes Spittal a.d. Drau angestellt wurden, eine wichtige Rolle. Deshalb werden jene nun von der unterostalpinen Katschbergzone getrennt und als tektonisch stark reduzierte Schuppen der Nordrahmenzone zum Penninikum des Tauernfensters gestellt. Sie treten südlich der Torscharte unmittelbar an der nördlichen Blattschnittgrenze des gegenständlichen Kartenblattes und im Bereich Ebenwald westlich von Gmünd auf.

2.6.1. Perm- und Trias-Schollen Alpiner Verrucano (Perm), Lantschfeldquarzit („Skythium“), Rauwacke, Kalkmarmor und Dolomitmarmor (Anisium)

Dünne Lagen und Schollen von Gesteinen des Alpiner Verrucano, des Lantschfeldquarzits sowie von Rauwacke, Kalkmarmor und Dolomitmarmor treten im engen, tektonisch stark reduzierten Verband mit Serpentiniten innerhalb der Nordrahmenzone auf. Es handelt sich um winzige Fragmente der Unterostalpinen Radstädter Tauern, die eine Melange mit penninischen Serpentiniten und dunklen Phylliten der Bündnerschiefer bilden.

Graue bis grünlichgraue Albitblastenschiefer, helle Arkosegneise und graue, z.T. leicht grauviolette Serizit-Quarzschiefer und grünliche Serizit-Chloritphyllite bilden den maximal 20 Meter mächtigen Alpiner Verrucano (Perm) im Bereich Dornbach – Ebenwald.

Der dichte, relativ feinkörnige, blassgrüne, dünnplattige Lantschfeldquarzit (Untertrias) ist meist nur einige wenige Meter mächtig, in Ausnahmefällen erreicht er maximal 10 Meter Mächtigkeit. Im Bereich Dornbach – Ebenwald ist er eng mit dem Alpiner Verrucano verknüpft. Im Bereich südlich der Torscharte bildet er die Basis der Nordrahmenzone.

Das größte und einzige in der aktuellen geologischen Karte verzeichnete Vorkommen der gelbbraun verwitternden Rauwacke befindet sich am Ostabhang des Ebenwaldes zum Radlbach hin. Hier erreicht die Rauwacke auch ihre größte Mächtigkeit von maximal 10 Metern und führt auffällig giftig grün gefärbten Chromglimmer (Fuchsit), was angesichts des nahen, im Hangenden lagernden Serpentinits leicht zu erklären ist. Der weiße bzw. grau gebänderte, zuckerkörnige Kalkmarmor und der blonde Dolomit sind neben der Rauwacke jene Gesteine, deren Alter mit Mitteltrias angenommen wird. Die angetroffenen Kalkmarmore sind durchwegs nur recht gering mächtig. Die schroffen Felswände der Dolomitscholle von Dornbach sind hingegen bereits vom Maltatal aus leicht zu erkennen. Jene bildet eine Dolomitsynklinale im Lantschfeldquarzit, fällt klippenförmig steil nach Osten ein und ist mit einer Mächtigkeit von rund 60 Metern die größte des ganzen Gebietes.

2.6.2. Serpentinit, Ultrabasit

Zwei Vorkommen ultrabasischer Gesteine sind für die Definition einer eigenständigen Nordrahmenzone und deren Abtrennung von der Katschbergzone im Bereich des Kartenblattes Spittal a.d. Drau recht bedeutsam. Es sind dies ein südlich der Torscharte, unmittelbar an der nördlichen Blattschnittgrenze gelegener Serpentinitspan und der westlich von Gmünd ausgehende, stark serpentinierte Ultrabasitkörper des Ebenwalds. Um den winzigen Ausläufer des Serpentinit der Torscharte in der aktuellen geologischen Karte in lesbarer Form darstellen zu können, musste seine tatsächliche Größe graphisch stark übertrieben werden. Das von Ch. EXNER (1980) südlich der Torscharte aufgenommene Profil (Abb. 5) zeigt diesen dünnen, stark verquetschten Serpentinit und enthält Angaben über seine wahren Dimensionen. Der wesentlich größere, stark serpentinierte Ultrabasitkörper des Ebenwaldes ist 50 bis 80 Meter mächtig und nimmt ein Areal von rund 2,5 km² ein. Er erstreckt sich von der Südseite des Maltatals über den Ebenwald ins Radlbachtal, keilt aber rund einen Kilometer nördlich des Radlbaches aus. Er stellt einen der größten Serpentinitkörper des gesamten Tauernfensterrahmens dar (Ch. EXNER, 1980). Die Aufschlussverhältnisse im Bereich des Ebenwalds sind allerdings infolge von Hanggleitmassen, kleinen Bergstürzen, Moränenbedeckung und dichter Vegetation meist schlecht und lediglich entlang der zahlreichen Forststraßen sowie in den Gräben westlich von Brochendorf einigermaßen ansprechend.

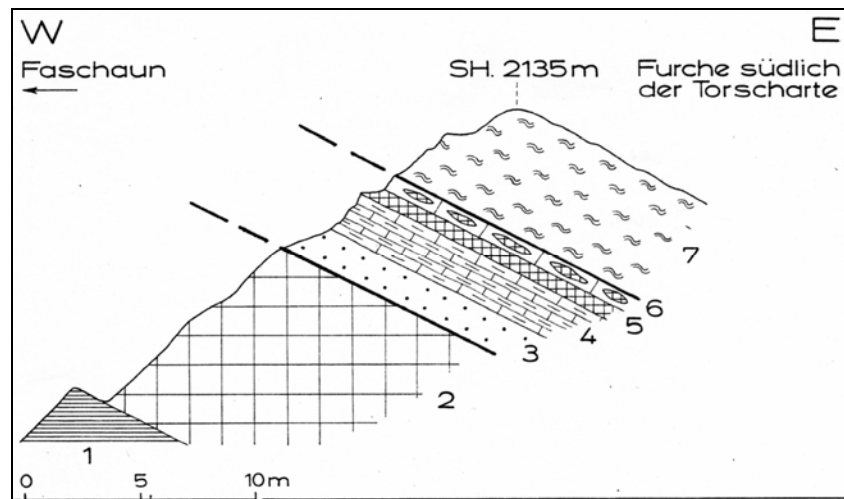


Abb. 5: Profil durch die Nordrahmenzone südlich der Torscharte (nach Ch. EXNER [1980]; tektonische Grenzen ergänzt)

Glockner-Decke: 1 = Kalkschiefer. 2 = Grünschiefer (10 m mächtig).

Nordrahmenzone mit unterostalpinen Schollen: 3 = Dünnlager gefalteter Quarzit (1,5 m); 4 = Kalkmarmor (2 m), verfaltet mit Chloritschiefer; 5 = Serpentinit (0,2 m); 6 = Kalkmarmor (0,3 m) mit boudinierter Serpentinitlage. Die Serpentinitlinsen in diesem tektonischen Mischgestein sind 7 cm lang und 2 cm dick.

Katschbergzone: 7 = Katschberg-Quarzphyllit mit schwarzem Mylonit.

Ch. EXNER (1980) nennt zwei bereits im Handstück unterscheidbare Varietäten. Einen dunkelgrünen, feinkörnigen Antigorit-Serpentinit mit bis 5 mm großen schwarzen Einsprengungen, die freisichtig erkennbare Spaltflächen aufweisen. Neben den schwarzen Einsprengungen enthält jener auch zahlreiche farblose Flecken von 1 bis 8 mm Durchmesser. Es handelt sich um Klinopyroxen-Amphibol-Chlorit-Antigorit führenden Ultrabasit. Der Klinopyroxen ist teils

noch erhalten, teils entlang der Spaltrisse von Antigorit durchsetzt. Teilweise sind auch nur mehr Pseudomorphosen nach Pyroxen mit Längung der Antigoritblättchen in Richtung der Spaltrisse des ehemaligen Pyroxens zu erkennen. Ferner lassen langsäulige, farblose, leicht bräunlich bestäubte Amphibole und kleinblättriger Antigorit noch Formrelikte von ursprünglichen Pyroxenen (eventuell Orthopyroxenen) erahnen. Weitere Bestandteile sind Chlorit und Opakes sowie untergeordnet Titanit und Klufschrysothil. Die andere Ultrabazitvarietät ist ein grüner, feinkörniger, einsprenglingsfreier Serpentin, der hauptsächlich nur aus kleinblättrigem, teils regellos situiertem, teils gitterförmig geordnetem Antigorit besteht. Umrisse von Pseudomorphosen sind nicht erkennbar (wahrscheinlich ein ehemaliger Olivinfels). Ferner: Opakes, Talk und Klufschrysothil. Mit Asbest gefüllte Klüfte findet man an vielen Stellen des Ultrabazitkörpers.

2.6.3. Dunkler Phyllit

Das einzige Vorkommen dieses Gesteins am Kartenblatt Spittal a.d. Drau, das tektonisch zu den Schuppen der Nordrahmenzone gerechnet wird, ist eine dünne 6 bis 20 Meter mächtige Lage, die vom Bereich Dornbach bis ins Radlbachtal verfolgt werden kann. Der nur schwach metamorphe, dunkelgraue, feinschichtige Phyllit ist verbreitet kalkarm, kann aber z.T. auch kalkfrei ausgebildet sein. Er weist deutliche lithologische Ähnlichkeiten mit den dunklen Phylliten innerhalb der Peripheren Schieferhülle, aber auch mit den Füscher Phylliten des Tauern-Nordrandes auf. Entlang der Basis, der schon eingangs erwähnten Lage dunklen Phyllits, wird im Bereich Ebenwald die Nordrahmenzone von den Kalkglimmerschiefern des Glockner-Deckensystems abgetrennt.

3. Literatur

- ANGEL, F. (1939): Begehungen im Gebiete der Silbereckscholle. – Fortschr. Miner., Kristallogr. u. Petr., 23, 5–24, Berlin.
- ANGEL, F. & STABER, R. (1942): Geologische Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes, 1 : 50.000. – Freytag & Berndt, Wien.
- ANGEL, F. & STABER, R. (1952): Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. – Wiss. Alpenvereinsh., 13, 112 S., 4 Abb., 10 Prof.-Taf., zahlr. Tab., 1 geol. Kt., Innsbruck.
- BECKE, F. (1908): Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. – Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 117, Abt. I, 371–404, Wien.
- BOROWICKA, H. (1966): Versuch einer stratigraphischen Gliederung des Dolomit-Kalkmarmorzuges zwischen Dietersbach- und Mühlbachtal (Oberpinzgau, Salzburg). – Unveröff. Vorarbeit Geol. Inst. Wien, 5 S., 11 Abb., 18 Taf., 1 geol. Kt., Wien.
- CLIFF, R.A. (1981): Pre-Alpine history of the Pennine zone in the Tauern Window, Austria: U-Pb and Rb-Sr geochronology. – Contrib. Mineral. Petrol., 77, 262–266, Berlin.
- CLIFF, R.A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E.R. & WRIGHT, R.C. (1971): Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reisseck and southern Ankogel groups, the Eastern Alps. – Jb. Geol. B.-A., 114, 121–272, 63 Fig., Beil. 7–10, Wien.
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1935): Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes 1 : 25 000. – Geol. B.-A., 34 S., 1 Abb., Wien.
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1939): Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). – Abh. d. Zweigstelle Wien d. Reichsst. f. Bodenforsch., 25, 1–305, mit Karte, Wien.
- DEMMER, W. (1967): Vereinfachtes geologisches Profil des Gößstollens und Beschreibung der geologischen Verhältnisse. – In: MAGNET, E.: Der Gößstollen der Österr. Draukraftwerke AG., „Der Bauingenieur“, 42, H. 11, 408–412, Berlin.
- EXNER, Ch. (1939a): Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 240 S., 1 Beil.-Bd. (28 Fig., 94 Abb., geol. Kt. 1 : 25.000), Wien.

- EXNER, Ch. (1939b): Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. I. Teil. – Jb. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, 89, 285–314, Taf. 7–8, Wien.
- EXNER, Ch. (1940): Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. II. Teil. – Mitt. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, 1, 241–306, 14 Abb., Taf. 4–9, 1 Kt., Wien.
- EXNER, Ch. (1954): Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal a.d. Drau. – Jb. Geol. B.-A., 97, H. 1, 17–37, Tafel I–III, Wien.
- EXNER, Ch. (1962): Sonnblicklamelle und Mölltallinie. – Jb. Geol. B.-A., 105, 273–286, 2 Abb., Tafel 19, Wien.
- EXNER, Ch. (1971a): Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., 114, 1–119, 16 Abb., Taf. 1–6, Wien.
- EXNER, Ch. (1971b): Aufnahmen 1970 auf Blatt Muhr (156) und Vergleichsbegehungen auf Blatt Spittal a.d. Drau (182). – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1971, H. 4, 28–30, Wien.
- EXNER, Ch. (1972): Aufnahmen 1971 auf Blatt Muhr (156) und Vergleichsbegehungen auf Blatt Spittal a.d. Drau (182). – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1972, H. 3, 30–31, Wien.
- EXNER, Ch. (1979): Zur Geologie der Ankogel- ochalmgruppe. Mit geologischer Übersichtskarte. – Alpenver. Jb., Jg. 1979, 5–15, Innsbruck.
- EXNER, Ch. (1980): Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – Jb. Geol. B.-A., 123, 343–410, 10 Abb., Beil. 5–6, Wien.
- EXNER, Ch. (1982): Geologie der zentralen Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., 125, 51–154, 22 Abb., Beilage 7, Wien.
- EXNER, Ch. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Hafnergruppe. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 29, 41–74, Beil.: Geol. Kt. 1 : 25.000, Wien.
- EXNER, Ch. (1984): Der Südrand des Tauernfensters bei Spittal a.d. Drau. – Jb. Geol. B.-A., 127, 349–367, 9 Abb., Wien.
- EXNER, Ch. (1989): Geologie des mittleren Lungaus. – Jb. Geol. B.-A., 132, 7–103, 34 Abb., 1 Tab., Wien.
- EXNER, Ch. (1990): Erläuterungen zur Geologischen Karte des mittleren Lungaus. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 36, 1–38, 3 Abb., geol. Kt. 1 : 25.000, Wien.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., 101, 323–472, 1 Taf., 4 Abb., Wien.
- FRASL, G. & FRANK, W. (1964): Mittlere Hohe Tauern (Exkursionsführer). – Mitt. österr. geol. Ges., 57, Wien.
- FRASL, G. & FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrologie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. – Der Aufschluß, Sonderh. 15, 30–58, 3 Abb., 1 Tab., 2 Beil., Heidelberg.
- FRISCH, W. (1975): Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., 1974, H. 2–3, 201–221, Wien.
- FRISCH, W. (1977): Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 11, 675–696.
- HÖCK, V. & MILLER, Ch. (1987): Mesozoic ophiolitic sequences and non-ophiolitic metabasites in the Hohe Tauern. – In: P. FAUPL & H.W. FLÜGEL (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 16–33, 7 Fig., 4 Tab., (Deuticke) Wien.
- HÖFER, C.G. & TICHY, G. (2005): Fossilfunde aus dem Silbereckmarmor des Silberecks, Hafnergruppe (Hohe Tauern, Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 47, 145–158, Wien.
- HOLUB, B. (1988): Geologie, Petrologie und Intrusionsfolge der Zentralgneise im Großelendtal (Hochalm-Ankogel-Gruppe, Kärnten). – Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Salzburg, 217 S., 72 Abb., 21 Tab., 3 Beil., Salzburg.
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1989): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. – Mitt. österr. geol. Ges., 81 (1988), 5–31, 3 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Wien.
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1990): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil II: zirkontypologische und geochemische Charakteristik. – Mitt. österr. geol. Ges., 82 (1990), 19–44, 11 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wien.
- KLEBERGER, J., SÄGMÜLLER, J. & TICHY, G. (1981): Neue Fossilfunde aus der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern zwischen Fuschertal und Wolfbachtal (Unterpinzgau, Salzburg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10, 275–288, 2 Taf., 1 Tab., 3 Abb., Innsbruck.

- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1962): Das Unterostalpin des Penken-Gschöbzwandzuges in Tirol. – Mitt. österr. geol. Ges., 54 (1961), 201–227, Taf. 1–5, Wien.
- KOLLER, F. & PESTAL, G. (2003): Die ligurischen Ophiolithe der Tarntaler Berge und der Matreier Zone. – Arbeitstagung Geol. B.-A. (2003 „Brenner“), 65–77, 9 Abb., Wien.
- LEMOINE, M. (2003): Schistes lustrés from Corsica to Hungary: back to the original sediments and tentative dating of partly azoic metasediments. – Bull. Soc. Geol. Fr. 174 (2003), 3, 197–209, 17 Abb.
- MARSCHALLINGER, R. (1987): Geologie und Petrologie der Zentralgneise und ihres Alten Daches im Bereich des oberen Maltatales (Kärnten). – Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Salzburg, 257 S., 67 Abb., 23 Tab., 2 Taf., 3 Beil., Salzburg.
- MELCHER, F., MEISEL, T., PUHL, J. & KOLLER, F. (2002): Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry. – Lithos, 65, 69–112.
- MEYER, J. (1977): Geologie des mittleren Liesertales mit Gmeineck und Tschiernock (Kärnten). – Unveröff. Diss. Form. und Naturw. Fak. Univ. Wien, 138 S., 50 Abb., 16 Tab., 6 Beil., Wien.
- NIGGLI, P. (1948): Gesteine und Minerallagerstätten, I. – Birkhäuser, 540 S., Basel.
- RATSCHBACHER, L., DINGELDEY, Ch., MILLER, Ch., HACKER, B.R. & McWILLIAMS, M.O. (2005): Formation, subduction, and exhumation of Penninic oceanic crust in the Eastern Alps: time constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology. – Tektonophysics, 394, 155–170.
- REITZ, E., HÖLL, R., HUPAK, W. & MEHLTRETTER, Ch. (1990): Palynologischer Nachweis von Unterkreide in der Jüngeren (Oberen) Schieferhülle des Tauernfensters (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., 133, 611–618, 1 Abb., 2 Tafeln, Wien.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. – Beitr. Geol. Kt. Schweiz, 52 (N.F. 82), 272 S., 70 Abb., 1 tekt. Kt., Bern.
- STRECKEISEN, A. (1967): Classification and Nomenclature of Igneous Rocks: Final Report of an Inquiry. – N. Jb. Miner. Abh., 107, 2+3, 144–240, Stuttgart.
- STRECKEISEN, A. (1973): Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks: Recommendations. – N. Jb. Miner. Mh., 1973/4, 149–164, Stuttgart.
- TERMIER, P. (1904): Les nappes des Alpes Orientales et la Synthèse des Alpes. – Bull. Soc. geol. France, 3, 1903, 711–765, 4 Abb., Taf. 22–23, Paris.
- THIELE, O. (1980): Das Tauernfenster. – In: R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 300–314, Abb. 77–81, (Springer) Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. I, Die Zentralalpen. – xiv+766 S., 200 Abb., 25 Tab. (Deuticke) Wien.
- ZIMMERMANN, R., HAMMERSCHMIDT, K. & FRANZ, G. (1994): Eocene high pressure metamorphism in the Penninic units of the Tauern Window (Eastern Alps). – Evidence from ^{40}Ar - ^{39}Ar dating and petrological investigations. – Contrib. Miner. Petrol., 117, 175–186.

Die Ostalpinen Einheiten auf Kartenblatt Spittal a.d. Drau

R. Schuster

Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien

Inhalt

1. **Einleitung**
2. **Tektonische und lithostratigraphische Einheiten**
 - 2.1. Unterostalpin
 - 2.1.1. Katschbergzone
 - 2.2. Oberostalpin
 - 2.2.1. Koralpe-Wölz-Deckensystem
 - 2.2.1a Millstatt-Komplex
 - 2.2.1b Radenthein-Komplex (inklusive „Aineck-Teuerlnockserie“)
 - 2.2.1c Prijakt-Polinik-Komplex
 - 2.2.2. Ötztal-Bundschuh-Deckensystem
 - 2.2.2.1. Bundschuh-Decke
 - 2.2.2.1a Bundschuh-Priedröf-Komplex
 - 2.2.2.1b Stangalm-Mesozoikum s.str. (Komplex)
 - 2.2.2.2. Pfannock-Decke
 - 2.2.3. Drauzug-Gurktal-Deckensystem
 - 2.2.3.1. Stolzalpen-Decke
 - 2.2.3.2. „Kreuzeck-Goldeck-Gailtaler-Alpen-Decke“
 - 2.2.3.2a Gaugen-Komplex
 - 2.2.3.2b Goldeck-Komplex
 - 2.3. Periadriatische Magmatite
 3. **Literatur**

1. Einleitung

Im folgenden Text werden die auf Blatt ÖK 182 Spittal a.d. Drau auftretenden tektonischen und lithostratigraphischen Einheiten des Ostalpins (Karte 1) sowie deren Beziehungen zueinander besprochen. Kurz behandelt werden auch Einheiten, die sich auf den umliegenden Kartenblättern befinden und die während der Exkursionen im Rahmen der Arbeitstagung besucht werden.

2. Tektonische und lithostratigraphische Einheiten

Die tektonische Nomenklatur folgt der Untergliederung von SCHMID et al. (2004). Die tektonische Großeinheit Ostalpin wird dabei in ein Unter- und Oberostalpin und weiter in Deckensysteme und Decken gegliedert. Als tektonische Zone werden tektonisch begrenzte Körper bezeichnet, welche eine intensive interne Deformation zeigen und aus verschiedenen Decken hervorgegangen sind (z.B. Katschbergzone). Schuppen sind tektonisch abgetrennte Teile von Decken mit gleichem lithostratigraphischem Inhalt. Die metamorphen Gesteine werden zu Komplexen zusammengefasst. Der Komplex entspricht dabei größenordnungsmäßig einer Gruppe aus unmetamorphen Formationen. Werden Formationen beschrieben, die einen Komplex aufbauen, so handelt es sich um metamorphe Äquivalente unmetamorpher Formationen.

2.1. Unterostalpin

Das Unterostalpin umfasst jene Teile, die den Kontinentalrand zum Penninischen Ozean gebildet haben und während dessen Öffnung und Schließung eine intensive strukturelle und/oder metamorphe Umgestaltung erlebt haben.

2.1.1. Katschbergzone

Der Begriff Katschbergzone war über die Zeit einer gewissen inhaltlichen Wandlung unterworfen. In Arbeiten, die bis in die 70er Jahre des 20. Jahrhunderts entstanden, wurde den „Katschbergschiefern“ oder „Katschbergphylliten“, aus denen sich der größte Teil der Einheit aufbaut, eine unterschiedliche tektonische Stellung zugeordnet. Einerseits wurden sie den, im heutigen Sinn, Penninischen Decken des Tauernfensters (BECKE, 1908), andererseits den Ostalpinen Decken (z.B. BECKE, 1909; UHLIG, 1908; TOLLMANN, 1963) zugerechnet. In ihrem ursprünglichen Umfang wurden sie aber auch als tektonische Mischungszone penninischer und ostalpiner Einheiten interpretiert (z.B. EXNER, 1939, 1942, 1954; NOWOTNY, 1976; SCHÖNLAUB et al., 1976). In weiterer Folge kristallisierte sich immer mehr heraus, dass der ursprüngliche Umfang der Katschbergzone im Liegenden tatsächlich Lithologien beinhaltet, die der Nordrahmenzone und damit den Penninischen Decken zugehören, während der Hauptteil rein aus Gesteinen besteht, die dem Ostalpin zugerechnet werden mssen. Daraufhin wurde der Begriff „Katschbergphyllit“ enger gefasst, sodass er sich auf ostalpine Gesteine beschränkte, während die liegendsten Anteile den Penninischen Decken (Nordrahmenzone) zugerechnet wurden (z.B. TOLLMANN, 1977; EXNER, 1990). Seither wird der tektonische Begriff Katschbergzone von zahlreichen Autoren für die enger gefassten „Katschbergphyllite“ und die darin enthaltenen paläozoischen und mesozoischen Schollen verwendet. Diese tektonische Zone ist durch Auswalzung verschiedener Decken des Radstätter Deckensystems hervorgegangen (TOLLMANN, 1964, 1977).

Die Katschbergzone umfasst Phyllonite nach Glimmerschiefern und Paragneisen mit Bereichen von weniger stark deformierten retrograden, z.T. quarzitischen Granatglimmerschiefern und Paragneisen. Selten sind Amphibolite und Marmore eingelagert. Im Liegenden findet sich eine Abfolge aus prograd metamorphen, unterschiedlich stark graphitisch pigmentierten Serizit-Chlorit-Quarz-Phylliten, in welchen Lagen und Schollen von Graphitquarziten, gebänderten Kalkmarmoren, glimmerreichen Marmoren und Ankerit führenden Dolomiten („Eisendolomit“) eingeschaltet sind. Diese Einlagerungen werden als „Liesabichel-Schollen“ bezeichnet und sind als altpaläozoisch eingestuft. Die Liegendgrenze zu den im Wesentlichen aus grünlichen Chlorit-Serizit-Phylliten, Schwarzphylliten und Kalkphylliten aufgebauten penninischen Einheiten wird durch Schollen von mesozoischen Metasedimenten in Form von skythischem

Lantschfeldquarzit sowie anisichen Rauwacken, Kalzitmarmoren und Dolomiten gebildet. Die mesozoischen Gesteine werden „Tschaneck-Schollen“ genannt (EXNER, 1942, 1980; MEYER, 1977; NOWOTNY, 1976).

Die phyllonitischen Gesteine zeigen je nach Intensität der Überprägung ein unterschiedliches Aussehen. Weit verbreitet sind mylonitische, silbergrau gefärbte, feinkörnige Phyllonite mit seidigen, ebenen bis leicht welligen Schieferungsflächen. Diese hellglimmerreichen Gesteine zeigen eine Wechsellagerung von Glimmer und Quarzreichen Lagen und einen blättrigen oder dünnblattigen Bruch. Bei höherem Quarzgehalt entstehen gröber brechende, quarzitisches Typen. An Schieferungs- und Kluffflächen sind zumeist violette bis rostrote Verfärbungen durch Eisenhydroxide zu beobachten, welche auf einen z.T. deutlichen Pyritgehalt zurückzuführen sind. Unter dem Mikroskop erkennt man einen Mineralbestand aus Hellglimmer, Quarz, Albit und Chlorit. Akzessorisch ist Epidot, zonierter Turmalin, opakes Erz, Eisenhydroxide und ein wechselnder Gehalt an graphitischem Pigment vorhanden.

Im Übergang zu den weniger überprägten Gesteinen sind mehr und mehr Relikte einer höhergradigen Metamorphose, in Form von Hellglimmer- oder Feldspatporphyroblasten, Pseudomorphosen nach Granat und Biotit sowie strukturellen Relikten vorhanden. Je nach Grad der strukturellen Überprägung zeigen die Gesteine eine z.T. mehrphasige Verfaltung, Grenulationen, mitdeformierte Quarzmobilisatlagen und unruhige Schieferungsflächen. Der wechselnde Mineralbestand bewirkt eine graue, grünliche oder bräunliche Farbe. Unter dem Mikroskop ist zu erkennen, dass Granat teilweise oder vollständig in opake Eisenhydroxide, Albit, Serizit und Chlorit umgewandelt ist (Abb. 1A, B). Der ehemalige Biotit wurde zu opakem Erz und Chlorit abgebaut. Neben polysynthetisch verzwilligtem Plagioklas finden sich auch Alkalifeldspäte mit Mikroklingitterung. Die Matrix besteht aus feinschuppigem Hellglimmer, Quarz, Albit und opakem Erz. Letzteres ist einerseits fein verteilt, tritt aber auch als Pseudomorphosen nach Rutil auf. Weitere akzessorische Gemengteile sind Apatit, Zirkon, Rutil, Biotit und graphitisches Pigment. Die am besten erhaltenen Kristallinanteile der Katschbergzone finden sich im tektonisch hangenden Anteil im Süden, im Bereich des Eckberges und Kolmberges. Sie bestehen aus Gneisen, Glimmerschiefern und Granatglimmerschiefer. Die Glimmerschiefer sind manchmal graphitisch und enthalten lagenweise bis zu 3 mm große Granatporphyroblasten. Im Liesertal sind grusig verwitternde Gneise anzutreffen.

Unter den prograden Phylliten werden wellig flächig geschieferte Gesteine zusammengefasst, die je nach Modalgehalt der Gemengteile Serizit, Chlorit, Quarz, Karbonat, Albit und graphitisches Pigment eine silbergraue oder dunkelgraue Farbe zeigen. Diese weisen eine intensive Wechsellagerung bis in den cm- und dm-Maßstab auf. Neben den dominierenden graphitisch pigmentierten Serizit-Quarz-Phylliten finden sich quarzreiche und feldspatreiche Varietäten. Häufig ist Pyrit in Form derber Massen oder als bis zu 5 mm große, selten auch bis zu 10 mm große würfelige Kristalle vorhanden. Dieser Pyritgehalt führt zu einer rostbraunen Verwitterungsfarbe.

Die „Liesabichl-Schollen“ umfassen im Wesentlichen die folgenden Lithologien:

- Die Graphitquarzite brechen plattig und färben schwarz ab. Sie zeigen einen stofflichen Lagenbau, der durch unterschiedlich starke Anreicherung von Quarz, Graphit und Hellglimmer entsteht.
- Die gebänderten Kalzitmarmore sind im dm- bis m-Bereich gebankt und bilden bis 30 m mächtige, intern deformierte Schollen (EXNER, 1939). Innerhalb der Bänke ist eine Wechsellagerung von, je nach Graphitgehalt, hell- bis dunkelgrauen Lagen vorhanden. Bisweilen finden sich wenige Meter mächtige Lagen, welche auf Grund eines hohen Graphitgehaltes schwarz gefärbt sind. Neben Kalzit und Graphit finden sich kleine undulös auslöschende Quarzkörner, Hellglimmerblättchen und würfelige Pyritkristalle. Aus den Gesteinen gewonnene Conodonten ergaben ein silurisches Sedimentationsalter (SCHÖNLAUB et al., 1976).
- Primäre Typen des „Eisendolomites“ sind feinkörnig und auf frischen Bruchflächen dunkelblaugrau, während oft auch in Lagen auftretende rekristallisierte Typen grobkörnig und im

frischen Zustand hellgrau sind. Beide Typen zeigen eine rostbraune Verwitterungsfarbe. Die Körper sind wenige Meter mächtig, manchmal brecciös und von metamorph mobilisierten Quarzadern durchzogen. Sie haben eine maximale Mächtigkeit von 5 m. Der „Eisendolomit“ besteht aus Dolomit und Ankerit, nach EXNER (1942) kann die Rekristallisation auch zur Bildung von spatigem Magnesit führen. Weiters ist etwas Quarz, Hellglimmer und Fuchsit vorhanden (EXNER, 1939, 1942; HÄUSLER, 1995). Typisch ist auch das Auftreten von ca. 1 mm großen, idiomorphen, einfach verzwilligten Plagioklaskristallen, die offensichtlich authigen gebildet wurden (NOWOTNY, 1976). Aus einem „Eisendolomit“ südwestlich der Katschberghöhe konnten silurische Conodonten gewonnen werden (SCHÖNLAUB et al., 1976).

Die basalen „Tschaneck-Schollen“ beinhalten die im Folgenden beschriebenen Gesteine, deren Einstufung in die Trias auf Serienvergleichen mit den Decken der Radstätter Tauern beruht (TOLLMANN, 1961, 1977):

- Der Lantschfeldquarzit (Untertrias) ist ein weißer bis gelblicher, feinkörniger Quarzit. Meistens ist auf den Schieferungsflächen etwas farbloser Serizit, grünlicher Phengit oder Chlorit vorhanden. Die Wechsellagerung von glimmerreicheren und -ärmeren Lagen ist für einen dünnplattigen Bruch verantwortlich. Der Lantschfeldquarzit ist aus einem reifen Sandstein hervorgegangen.
- Die Reichenhaller Rauwacke (Untertrias) ist ein grau bis ocker anwitternder Zellenkalk. Er enthält gelegentlich Brocken von Serizitschiefer, die von EXNER (1989) als metamorphe Tonschiefer des ehemals marinen salinaren Milieus gedeutet wurden.
- Die Kalzitmarmore (Anis) haben zumeist dunkelgraue, seltener auch hellgraue oder rosa Farbe. Weiters finden sich gebänderte Kalzitmarmore, Marmore mit Dolomitschlieren und breccierte Marmore. Im basalen Teil finden sich manchmal Ton- und Kalkschieferlagen. Die Einstufung ins Anisium ist durch Fossilfunde in den Decken der Radstätter Tauern gesichert (TOLLMANN, 1977), wodurch die Gesteine als metamorphe Äquivalente der Gutenstein-Formation interpretiert werden können (TOLLMANN, 1977; EXNER, 1990).
- Bei den Dolomitmarmoren (Anis) handelt es sich um hellgrau und dunkelgrau gebänderte Gesteine mit rostbrauner, z.T. grusiger Verwitterung. Hangende Anteile zeigen eine starke Verquarzung und Hellglimmerüberzüge auf den Schieferungsflächen (NOWOTNY, 1976).

Die Metamorphoseprägung der besser erhaltenen Granatglimmerschiefer und Paragneise wird als Produkt der variszischen Kontinentkollision betrachtet. An Hand des Auftretens von Granat müssen zumindest Bedingungen der oberen Grünschieferfazies erreicht worden sein. Die retrograde Überprägung erhielten die Gesteine in der alpidischen Subduktionszone, gemeinsam mit den Gesteinen der „Liesabichl-“ und „Tschaneck-Schollen“, die dabei eine prograde Metamorphose erfuhren. Die Metamorphose in der alpidischen Subduktionszone erfolgte in der Oberkreide oder viel wahrscheinlicher im Tertiär. Sie erreichte bei hohem Fluiddurchsatz Bedingungen der untersten Grünschieferfazies. TOLLMANN (1964) vertritt die Meinung, dass die prograden Quarzphyllite und die „Liesabichl-Schollen“ aus der Quarzphyllitdecke und die „Tschaneck-Schollen“ aus der Speiereck-Decke des unterostalpinen Radstätter Deckensystems hervorgegangen sind. Bei den Phylloniten könnte es sich um Reste der Hochfeind-Decke handeln.

2.2. Oberostalpin

Die Oberostalpinen Einheiten bilden einen eoalpidischen Deckenstapel, der mit Prozessen im Zuge der Schließung des Meliata-Ozeans entstanden ist.

2.2.1. Koralpe-Wölz-Deckensystem

Das Koralpe-Wölz-Deckensystem beinhaltet eine ganze Reihe lithostratigraphischer Einheiten, welche sich durch eine permische Metamorphose und eine intensive eoalpidische Metamorphose- und Strukturprägung auszeichnen. Sie tragen keine Reste von transgressiv auflagernden, mesozoischen Sedimentgesteinen. Die Einheiten lassen sich im Gelände zum Teil recht scharf voneinander abgrenzen und zeigen oft einen unterschiedlichen Metamorphosegrad. Daraus lässt sich schließen, dass zwischen den lithostratigraphischen Einheiten eine Relativbewegung stattgefunden hat und die Grenzflächen auch als Deckengrenzen zu betrachten sind. Derzeit sind jedoch nur die wenigsten dieser tektonischen Einheiten benannt (z.B. Prijakt-Decke: BEHRMANN [1990]).

2.2.1a Millstatt-Komplex

Der Millstatt-Komplex wird größtenteils von Metapsammiten und Metapeliten aufgebaut, die heute als monotone, z.T. quarzreiche Paragneise und Glimmerschiefer mit Quarzitlagen vorliegen. Amphibolite und Granatamphibolite finden sich untergeordnet, aber weit verbreitet als kleinere Linsen und Lagen. Innerhalb der tiefsten Amphibolitlagen sind Relikte von Eklogiten vorhanden und ein Serpentinikörper ist östlich von Seeboden zu finden. Im südlichen Teil der Einheit sind weiters mehrere hundert Meter mächtige Marmore (Gummern-Marmor) anzutreffen. Ganz im Süden nahe Villach sind größere Orthogneiskörper (Villacher Granitgneis) eingelagert (GÖD, 1976), kleinere Orthogneisvorkommen finden sich auch nordöstlich von Möllbrücke. Pegmatitgneise sind ein charakteristischer Bestandteil der Einheit.

Die monotonen Paragneise zeigen einen Mineralbestand aus Plagioklas, Quarz, Biotit, Muskovit und Granat. Von HERITSCH (1927) wurde das Auftreten von Kalifeldspatporphyroblasten beschrieben. In der Umgebung der Pegmatite kann reichlich Turmalin vorhanden sein (Abb. 1C). Granat ist zumeist klein und xenomorph. Typisch sind dünne Granatsäume zwischen Plagioklas und Biotit (Abb. 1D). In den Glimmerschiefern erreicht der Granat Korngrößen bis über 5 mm. Von NOWAK (1986) und TEIML et al. (in Vorbereitung) sind aus dem südlichen Teil der Einheit Granatkristalle mit zwei bzw. drei optisch und chemisch unterscheidbaren, zeitlich getrennten Wachstumsphasen beschrieben worden. Auch Staurolith und Disthen sind manchmal in zwei Generationen vorhanden, zumeist wurden sie jedoch während der letzten prägenden Metamorphose gebildet (Abb. 1E). Der Disthen findet sich einerseits als mehrere Millimeter große Porphyroblasten, andererseits als Haufwerke. Letztere sind zum Teil um stark resorbierte Granatkristalle anzutreffen und werden ihrerseits von einem Hellglimmersaum mit einzelnen radialstrahlig angeordneten Disthenkriställchen umgeben (Abb. 1F).

Nach TEIML et al. (in Vorbereitung) treten die Eklogite als hellgrüne, einige Zentimeter bis Dezimeter dicke Lagen in dunkelgrünen Granat-Amphiboliten auf. Sie zeigen einen eklogitfaziellen Mineralbestand aus Omphazit, Granat, Amphibol, Phengit, Quarz und Rutil. Dazu kommen Klinozoisit, Epidot und Ilmenit. Die Eklogite sind in unterschiedlichem Maße retrograd in amphibolitfazielle Gesteine umgewandelt. Die von HERITSCH (1927) aus der Lieserschlucht beschriebenen „Eklogite“ wurden bereits von ANGEL & MEIXNER (1953) als Kalksilikatfelse in Verband mit Amphiboliten erkannt.

Bei den Gummerner Marmoren handelt es sich um grobkörnige, vorwiegend weiße Kalzitmarmore, graue Kalzitmarmore und Tremolit führende Dolomitmarmore. Die Kalzitmarmore werden für verschiedene Zwecke abgebaut, ein großer Teil der rein weißen Varietät findet als Füllstoff Verwendung.

Der Villacher Granitgneis ist ein mittel- bis feinkörniger Orthogneis mit einem Mineralbestand von Kalifeldspat, Plagioklas, phengitischem Hellglimmer, Resten von magmatischem Granat und Biotit (GÖD, 1976) (Abb. 1G). In den im Nahbereich des Granites auftretenden kogenetischen Pegmatiten (Pegmatit vom Markogel) und Apliten ist das Auftreten von Turma-

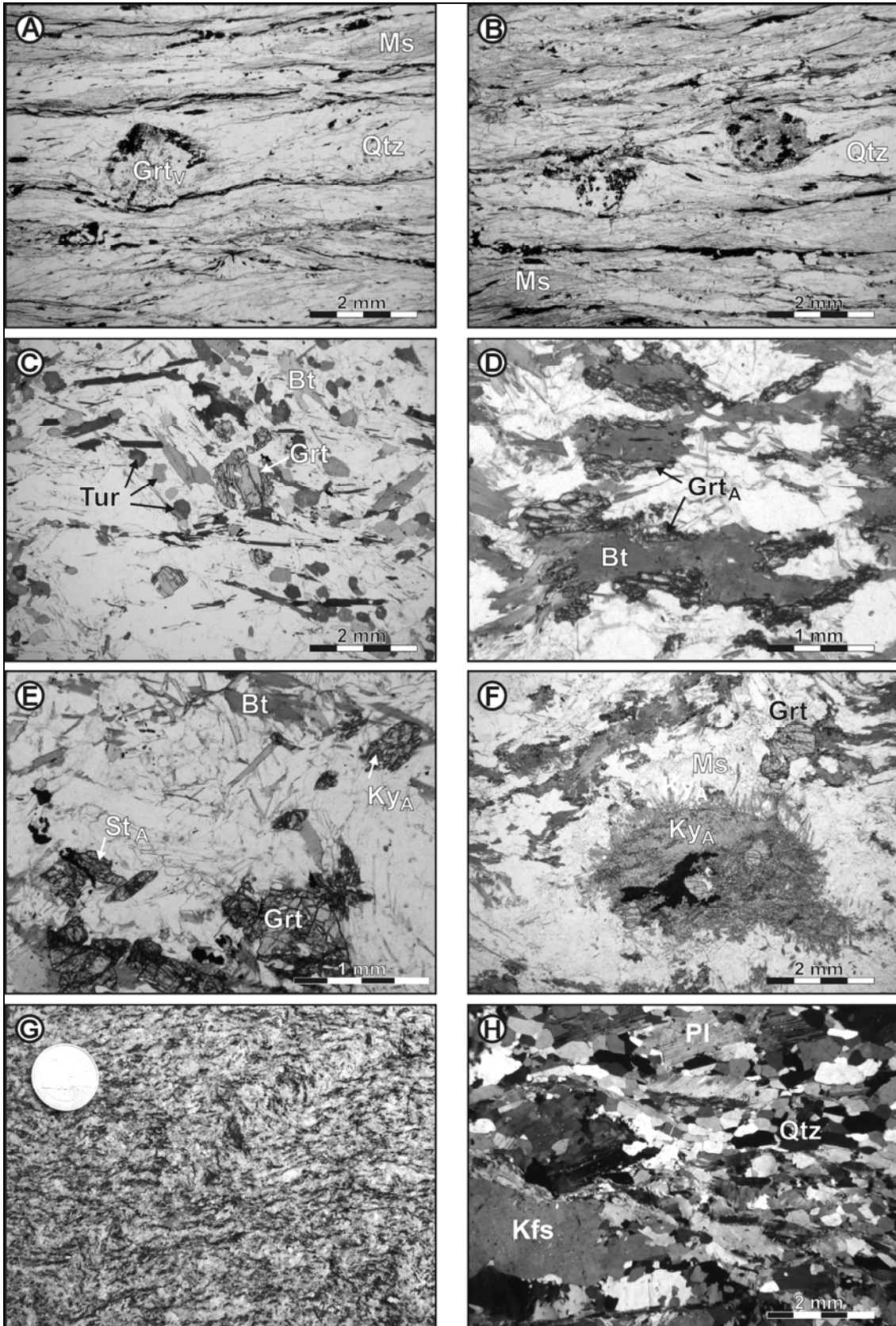
lin, Flussspat und Beryll beschrieben (MEIXNER, 1951). Die Granitgneise sind siliziumreich (ca. 75 wt%) und peraluminös. Die Spurenelementverteilungen sprechen für die Bildung in einem syn-kollisionären Regime (FRIMMEL, 1988). Auf Grund weniger Sr-Isotopendaten wird ein prävariszisches, oberst-ordovizisches Intrusionsalter (445 ± 44 Ma) angenommen (FRIMMEL, 1987, 1988).

Die im Millstatt-Komplex weit verbreiteten Pegmatitgneise sind unterschiedlich stark durchgreifend mit den Umgebungsgesteinen deformiert. Das Spektrum reicht von grobkörnigen, makroskopisch wenig deformierten Typen bis zu Myloniten (Abb. 1H). Sie bilden bis zu einige Zehnermeter mächtige und 300 m lange Körper, welche zumeist konkordant in die Nebengesteine eingelagert sind. Der Mineralbestand setzt sich aus Mikroklin, Albit, Quarz, Muskovit, Turmalin (Schörl) und Granat zusammen. In zwei Pegmatitgneiskörpern, einem bei Edling (LUECKE & UCIK, 1986) und einem bei Landskron (WALTER, 2005a), ist Spodumen vorhanden. Des Weiteren wurden Beryll, Apatit, Ferrotantalit, Ferrotapiolit, Columbit, Zirkon und Zinnstein als primär magmatische Pegmatitminerale beschrieben. Einige der Pegmatite zeichnen sich durch hohe Phosphorgehalte bis zu 1 wt% aus. In diesen kommen zahlreiche sekundäre Phosphatminerale vor (WALTER, 1998). Sr-Isotopendaten der Pegmatitgneise sprechen für ein permisches Intrusionsalter (SCHUSTER et al., 2001). Aus manchen dieser Pegmatitkörper wurde in der Vergangenheit Feldspat gewonnen (UCIK, dieser Band).

Das Eduktalter der Metasedimentserien des Millstatt-Komplexes ist derzeit nicht bekannt. Einerseits spricht das Alter des Villacher Granitgneises für eine Ablagerung vor 450 Ma, andererseits lassen Sr-Isotopendaten der Marmore ein vor-oberordovizisches Alter (>465 Ma) unwahrscheinlich erscheinen (SCHUSTER et al., 2005).

Auch die präalpidische Metamorphosegeschichte ist nicht besonders gut bekannt. Seit jeher wird eine variszische Metamorphoseprägung für den Millstatt-Komplex angenommen. Diesem Ereignis kann man die älteste Granatgeneration, welche mit Disthen und Staurolith vergesellschaftet ist, zuordnen. Für eine permische, amphibolitfazielle Metamorphose spricht das Auftreten der permischen Pegmatite, der Quarzgang mit den Disthenpseudomorphosen nach permischem Andalusit (WALTER, 2005b), aber auch die Disthenhaufwerke in den Metapeliten, welche als Pseudomorphosen nach permisch gebildetem Andalusit und Sillimanit interpretiert werden können. Auch die Haufwerksdisthenbildungen um die Granatrelikte erinnern an die permischen Sillimanitbildungen z.B. aus der Kreuzeckgruppe, welche beim Abbau von Granat entstanden sind. Die eoalpidische Metamorphoseprägung wurde von TEIML et al. (in Vorbereitung) bearbeitet. Zum Metamorphosehöhepunkt erreichten die Eklogite Bedingungen von $\geq 13,8$ kbar und 630 ± 20 °C (HOINKES et al., 1999). Diese Abschätzung beruht auf dem Granat-Klinopyroxen-Thermometer und dem Jadeitgehalt der Omphazite. Reaktionstexturen der Eklogite spiegeln einen retrograden Metamorphoseverlauf wider, welcher in einer ersten Phase durch isothermale Dekompression charakterisiert ist. Die eoalpidische Metamorphose ist von einer durchgreifenden Deformation begleitet, die das heutige Bild der Gesteine prägt (STRAUSS, 1990).

Abb. 1: Gesteine der Katschbergzone (A–B) und des Millstatt-Komplexes (C–H). Indizes an den Mineralnamen bezeichnen den Kristallisationszeitpunkt (V...variszisch, P...permisch, A...eoalpidisch): A, B) Phyllonit mit Relikten von präexistierendem Granat in einer Matrix aus Hellglimmer, Quarz, Albit, Chlorit, Hämatit und Eisenhydroxiden (RS30/97, RS31/97; Altersberg, Liesertal; unpolarisiertes Licht). C) turmalinreicher Paragneis (04R67; Laas, ÖK 200; unpolarisiertes Licht). D) Paragneis mit Granatsäumen zwischen Biotit und Plagioklas (04R28; Puch, ÖK 200; unpolarisiertes Licht). E) Paragneis mit Staurolith und Disthen (04R29; Puch, ÖK 200; unpolarisiertes Licht). F) Paragneis mit Granatrelikt umgeben von Disthen und Hellglimmer (04R28; ÖK 200; unpolarisiertes Licht). G) Villacher Orthogneis (Steinbruch Kumberg, ÖK 200). H) Pegmatitgneis (RS22/96; Radenthein, ÖK 183, polarisiertes Licht). →→→



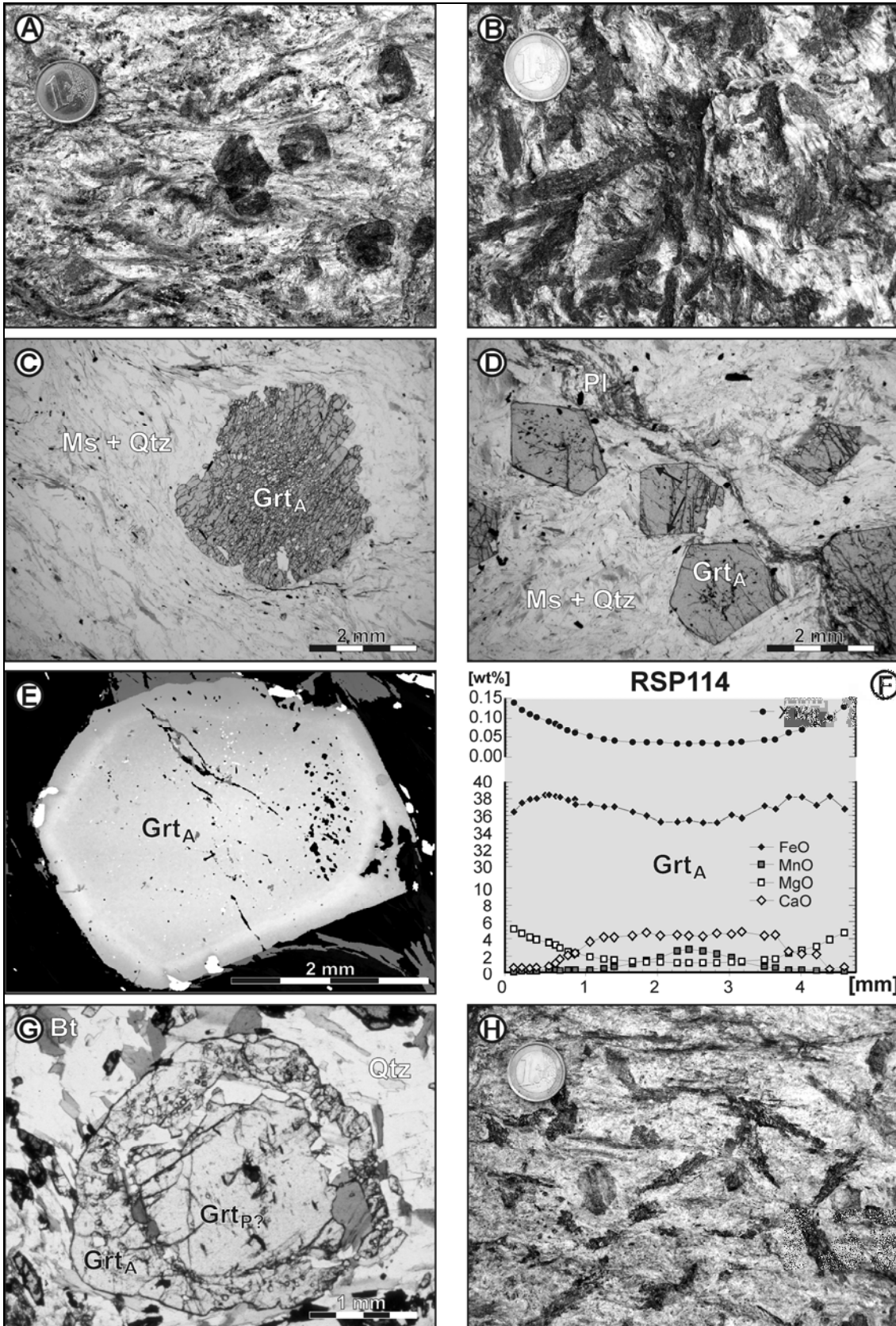
2.2.1b Radenthein-Komplex (inklusive „Aineck-Teuerlnockserie“)

Die Bezeichnung Radenthein-Komplex geht auf den Begriff „Radentheiner Glimmerschiefer“ von SCHWINNER (1927) zurück. Die „Radentheiner Glimmerschiefer“ wurden daraufhin als Teil der „großen Masse der aus den Niederen Tauern herüberstreichenden Granatglimmerschieferserie (Wölzer Serie)“ (TOLLMANN, 1977, S. 316) gesehen. Diese umfasste die „Wölzer Glimmerschiefer“ der Niederen Tauern, die Glimmerschiefer im Ramingsteiner Fenster, die „Aineck-Teuerlnockserie“ (THEINER, 1987) im Bereich des Katschberges und eben die „Radentheiner Glimmerschiefer“. Diese Einheiten sowie der „Schneeberger Zug“ westlich des Tauernfensters und einige Einheiten im östlichen Teil des Ostalpinen Kristallins wurden in SCHUSTER et al. (2001) als Wölz-Komplex zusammengefasst. Neue Kompilationen legen jedoch nahe, dass der so definierte Wölz-Komplex in zwei unterschiedliche Teile zerfällt: Einerseits in den eigentlichen Wölz-Komplex der Niederen Tauern, welcher auch die Teile im Osten umfasst und welcher eine tektonische Position im Liegenden jener Einheiten inne hat, welche die eoalpidischen Eklogite beinhalten, und andererseits in Teile, die sich im Hangenden der eoalpidische Eklogite führenden Einheiten befinden. Dieser zweite Teil beinhaltet die „Radentheiner Glimmerschiefer“, die „Aineck-Teuerlnockserie“, die Glimmerschiefer im Ramingsteiner Fenster und den „Schneeberger Zug“. Dieser Teil wird in dieser Arbeit als Radenthein-Komplex definiert.

Die prägende Lithologie des Radenthein-Komplexes sind hellglimmerreiche Granatglimmerschiefer (Abb. 2A). Darin eingelagert ist ein breites Spektrum an Ca-Amphibol führenden Gesteinen, welches von Hornblende führenden Gneisen über Garbenschiefer (Amphibol führenden Glimmerschiefern) (Abb. 2B) bis zu massiven Amphiboliten reicht. Außerdem finden sich unreine Marmore, ein Magnesitvorkommen und Graphitschiefer. Innerhalb der Einheit ist eine gegen das Unterostalpin hin zunehmende retrograde Überprägung der Gesteine festzustellen (THURNER, 1958; MEYER, 1977; SCHIMANA, 1986; BELOCKY, 1987).

Makroskopisch zeigen die Granatglimmerschiefer eine silbergraue, feinkörnige Hellglimmermatrix, die zumeist eine deutliche Grenulation aufweist. Granat bildet oft idiomorphe, lokal bis zu mehrere Zentimeter messende Porphyroblasten. Biotit ist zumeist sehr untergeordnet vorhanden. Die Gesteine zeigen einen unregelmäßigen Bruch und unregelmäßige, häufig verfaltete Quarzmobilisatlagen. In der feinschuppigen Hellglimmermatrix finden sich manchmal Kyanit und Staurolit sowie Biotit, Ilmenit und Chlorit. Selten sind sehr grobkörnige, wenig deformierte Varietäten welche als „Radentheinit“ bezeichnet werden (AWERZGER & ANGEL, 1948). Dieser enthält große Granatporphyroblasten, Disthen, Staurolith, Biotit und Chlorit, während Muskovit nur untergeordnet vorhanden ist. Die Granatkristalle des Radenthein-Komplexes erscheinen optisch einphasig (Abb. 2C, D) und zeigen chemische Zonierungen, die auf ein progrades Wachstum hinweisen (Abb. 2E, F) (SCHIMANA, 1986; THEINER, 1987; KOROKNAI et al., 1999; SCHUSTER & FRANK, 2000). Lediglich westlich von Lieserhofen findet sich eine Lokalität mit eindeutig zweiphasigem Granat, welcher z.T. sehr schöne Atollformen bildet (MEYER, 1977) (Abb. 2G).

Abb. 2: Gesteine des Radenthein-Komplexes. Indizes an den Mineralnamen bezeichnen den Kristallisationszeitpunkt (V...variszisch, P...permisch, A...eoalpidisch): A) Granatglimmerschiefer (Steinbruch Nöringsattel, ÖK 183). B) Garbenschiefer (Steinbruch Nöringsattel, ÖK 183). C) Granatglimmerschiefer mit einphasigem Granat (RS27/97; Tschiernock; unpolarisiertes Licht). D) Granatglimmerschiefer mit einphasigem Granat (RSP182; Predlitz, ÖK 158; unpolarisiertes Licht). E) BSE-Bild eines einphasigen Granatkristalles (RSP81, aus SCHUSTER & FRANK [2000]; Predlitz, ÖK 158). F) Chemisches Profil durch einen einphasigen Granatkristall (RSP114, aus SCHUSTER & FRANK [2000]; Predlitz, ÖK 158). G) Zweiphasiger Granatkristall (76/118 aus MEYER, [1977]). H) Garbenschiefer mit Umwandlung von Hornblende zu Biotit (Steinbruch Nöringsattel, ÖK 183). →→→



Von besonderem Interesse sind die Ca-Amphibol und Hellglimmer führenden Gesteine, da diese Paragenese nur in einem relativ kleinen P-T-Bereich stabil ist. Sie zeigen einen Mineralbestand, der in wechselndem Modalgehalt Granat, Amphibol, Biotit, Plagioklas, Hellglimmer, Quarz, Ankerit und Ilmenit enthält. Im Zuge der Druckentlastung nach dem Metamorphosehöhepunkt wurde die druckbetonte Paragenese aus Ca-Amphibol und Hellglimmer in unterschiedlichem Maße umgewandelt. In hellglimmerreichen Typen ist oft die Umwandlung von Amphibol in Biotit zu beobachten (Abb. 2H), in amphibolreichen Typen wird Hellglimmer in Plagioklas, Biotit und Chlorit abgebaut. Nahe der Deckengrenze zum Unterostalpin sind die Amphibolite oft deutlich chloritisiert.

Bei den Marmoren handelt es sich zumeist um grobkörnige, weiße Kalzitmarmore mit deutlichem Muskovit- und Quarzgehalt, wobei die Silikatminerale zumeist in Lagen angereichert sind. Der Magnesit ist als Spatmagnesit ausgebildet und war in der Vergangenheit auch von ökonomischem Interesse (WEBER et al., 1997).

Das Sedimentationsalter des Radenthein-Komplexes ist unbekannt, auf Grund der bunten lithologischen Zusammensetzung mit dem Auftreten von Marmoren wird aber ein altpaläozoisches Alter für möglich gehalten.

Die Mikrostrukturen in den Gesteinen des Radenthein-Komplexes sprechen für eine Entstehung während einer prograden Metamorphose (SCHIMANA, 1986). Die lediglich an einer Lokalität auftretenden Kerne der zweiphasigen Granate geben allerdings einen Hinweis darauf, dass zumindest ein Teil der Einheit bereits grünschieferfazielle Bedingungen nahe dem Granatstabilitätsfeld erfahren hat. Mit Bezug auf SCHUSTER & FRANK (2000) könnte diese Erwärmung im Perm stattgefunden haben. Die prägende Metamorphose der Einheit erreichte Bedingungen von 550–600 °C bei 6–10 kbar (KOROKNAI et al., 1999; TEIML et al., in Vorbereitung). Sm-Nd-Granatalter eines Amphibolites und eines Gneises aus dem Radenthein-Komplex von Predlitz lieferten Alter von 101 ± 6 und 84 ± 4 Ma (SCHUSTER & FRANK, 2000), während K-Ar- und Rb-Sr-Alter von Hellglimmer, Biotit und Gesamtgesteinen zwischen 78 und 125 Ma ergaben (BREWER, 1969; HAWKESWORTH, 1976; SCHIMANA, 1986). Alle diese Daten belegen, dass die Metamorphoseprägung des Radenthein-Komplexes während des eoalpidischen Ereignisses in der Kreide erfolgte. Die gegen das Unterostalpin hin zunehmende retrograde Überprägung muss mit dem alpidischen Metamorphosezyklus in Verbindung stehen. Dabei wurden die Gesteine bei Bedingungen der untersten Grünschieferfazies unter Fluidzufuhr zumeist statisch überprägt.

2.2.1c Prijakt-Polinik-Komplex

Der Prijakt-Polinik-Komplex (siehe auch LINNER, dieser Band) umfasst früher isoliert betrachtete, Eklogit führende Einheiten in der Schober-, Sadnig und Kreuzeckgruppe. Es handelt sich dabei um die erstmals von CLAR (1927) beschriebenen Eklogite der Schobergruppe, welche im Bereich der Prijakte großartig aufgeschlossen sind und die mit ihren Umgebungsgesteinen von TROLL & HÖLZL (1974) als „Hangendkomplex“ vom liegenden eklogitfreien Kristallin abgetrennt wurden. In der Sadniggruppe wurde dieselbe lithostratigraphische Einheit von FUCHS (1989) und FUCHS & LINNER (1995) als Hoferkopfschicht bezeichnet, während die von ANGEL (1927) beschriebenen Eklogite der nördlichen Kreuzeckgruppe mit ihren Umgebungsgesteinen von HOKE (1990) als „Polinik-Komplex“ bezeichnet wurden. Vom ebenfalls Eklogit führenden Millstatt-Komplex unterscheidet sich der Prijakt-Polinik-Komplex vor allem durch die mit den Eklogiten auftretenden Mikroklinaugengneise und das Fehlen der (Gummern-)Marmore.

Der Prijakt-Polinik-Komplex ist hauptsächlich aus quarzitisches Plagioklasgneisen, metablastischen Paragneisen und grobschuppigen Zweiglimmerschiefern aufgebaut (Abb. 3A). Darin finden sich Einlagerungen von Eklogiten, Eklogitamphiboliten, Amphiboliten und Mikroklinaugengneisen sowie Pegmatitgneisen. Geringmächtige Marmorlagen sind extrem selten (LINNER, 1999). Im Bereich des Kartenblattes sind lediglich die südöstlichsten Ausläufer des Prijakt-

Polinik-Komplexes enthalten. In den hier auftretenden Amphiboliten konnten bisher keine Relikte ehemaliger Eklogite aufgefunden werden.

Basierend auf Pb-Pb-Einzel-Zirkon-Evaporationsaltern von SCHULZ et al. (2004) handelt es sich bei den Protolithen der Eklogitamphibolite um etwa 590 Ma alte N-MORB-Basalte. Die assoziierten Orthogneise haben Kristallisationsalter von 460–480 Ma.

Hinweise auf ein variszisches Metamorphoseereignis ergeben sich aus EMS-Datierungen an Monazit (SCHULZ et al., dieser Band). Nach SCHULZ (1993), SCHULZ et al. (2004) und SCHULZ et al. (dieser Band) soll dieses Ereignis auch für die Bildung der Eklogite (600 °C bei 12–14 kbar) verantwortlich sein.

Das Auftreten von vermutlich permischen Pegmatiten, in Verbindung mit selten auftretenden Disthenaufwerken, die als Relikte von ehemaligem Andalusit gedeutet werden können, sowie zahlreiche permische EMS-Datierungen an Monazit (SCHULZ et al., dieser Band) sprechen für eine permische Metamorphoseprägung.

Zahlreiche Rb-Sr-, K-Ar- und Ar-Ar-Abkühlalter von Muskoviten und Biotiten aus dem Prijakt-Polinik-Komplex belegen eine intensive eoalpidische metamorphe Prägung (OXBURGH et al. 1966; BREWER, 1969; LAMBERT, 1970; DEUTSCH, 1988). Dazu kommen ein kretazisches Sm-Nd-Granatalter gemessen an einem Eklogit (115 ± 33 Ma) und mehrere Rb-Sr-Alter von Phengiten, die 75–95 Ma ergaben (LINNER et al., 1998). Alle diese Daten legen nahe, dass die eklogitfazielle Metamorphose dem eoalpidischen Ereignis zuzurechnen ist. In der Schobergruppe wurden 16–18 kbar bei 625 °C erreicht (LINNER et al., 1998), während für die Kreuzeckgruppe 11 kbar bei 600 °C (HOKE, 1990) angegeben werden.

2.2.2. Ötztal-Bundschuh-Deckensystem

Nach SCHUSTER (2004) repräsentiert das Ötztal-Bundschuh-Deckensystem einen Teil der eoalpidischen Oberplatte, unter die das Koralpe-Wölz-Deckensystem während des eoalpidischen Ereignisses subduziert wurde und dabei seine druckbetonte, z.T. eklogitfazielle Metamorphoseprägung erhielt.

Das Ötztal-Bundschuh-Deckensystem umfasst die Ötztal-Decke westlich und die Bundschuh-Decke östlich des Tauernfensters. Beide Decken bestehen aus einem variszisch metamorphen kristallinen Untergrund und transgressiv auflagernden mesozoischen Metasedimenten. Die eoalpidische Metamorphose zeigt einen gegen das Hangende hin abnehmenden Metamorphosegrad.

2.2.2.1. Bundschuh-Decke

Die Bundschuh-Decke überlagert den Radenthein-Komplex des Koralpe-Wölz-Deckensystems im Bereich der Nockberge. Sie besteht aus dem Bundschuh-Priedröf-Komplex und den transgressiv auflagernden mesozoischen Metasedimenten des Stangalm-Mesozoikum (s.str.) (PISTOTNIK, 1980).

2.2.2.1a Bundschuh-Priedröf-Komplex

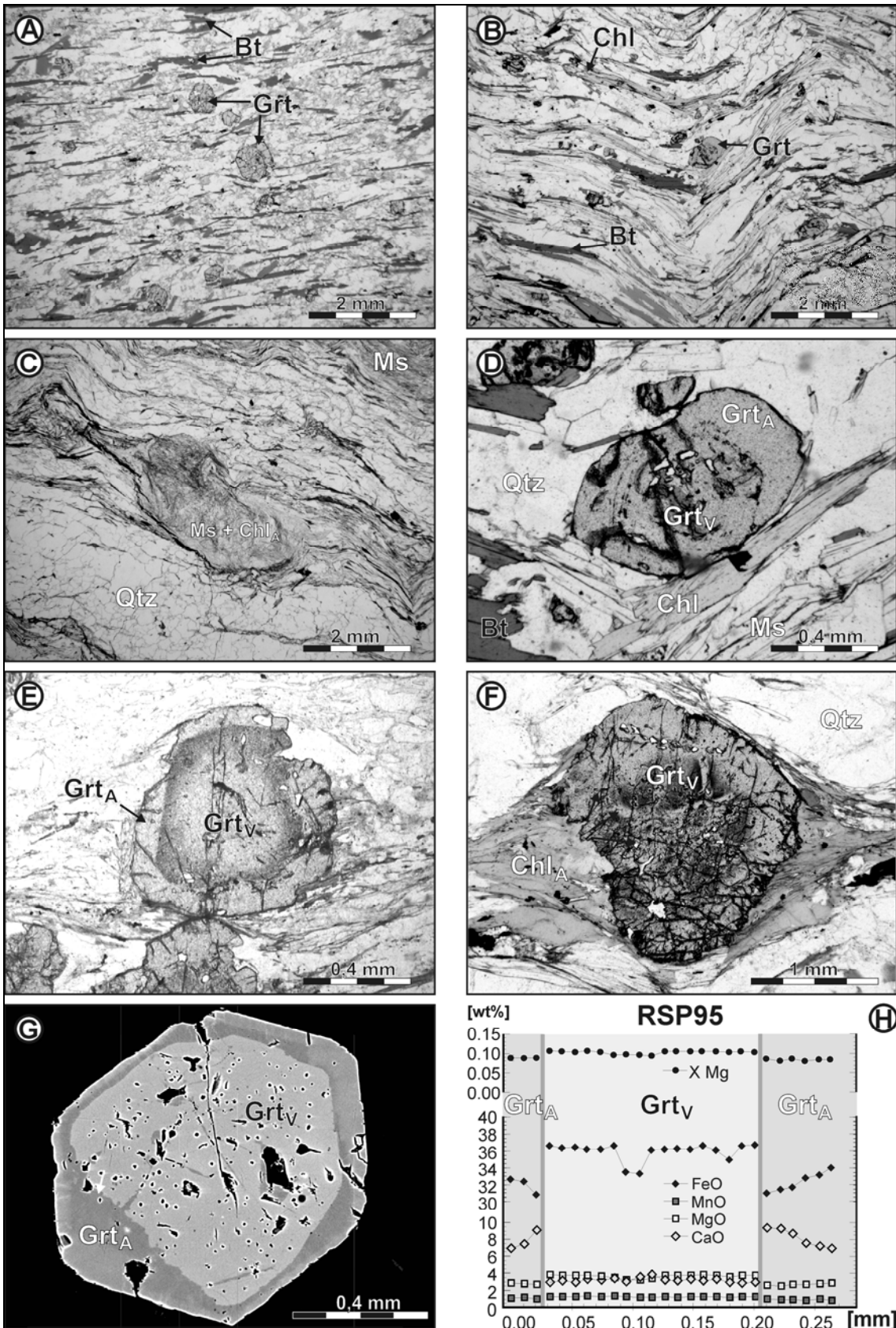
Die liegenden Anteile des Bundschuh-Priedröf-Komplexes bestehen aus Paragneisen (Priedröf-Paragneis) mit Einschaltungen von hellen Orthogneisen (Bundschuh-Orthogneis). Der höhere Teil, welcher im Zentrum einer großräumigen, sehr weit offenen Synklinalstruktur erhalten ist, besteht aus Glimmerschiefern. Vor allem im hangenden Teil sind oft recht mächtige Amphibolite eingelagert. Weiters finden sich Aplitgneise, während Marmore extrem selten auftreten. Im Bereich des Tschierwegernockes sind Gänge aus Metagabbro anzutreffen (HERITSCH, 1924; THURNER, 1958; STOWASSER, 1956; EXNER, 1991).

Die Paragneise sind zumeist feinkörnig, biotitdominiert und quarzreich (Abb. 3B). Sie zeigen eine Mineralzusammensetzung von Granat, Biotit, Plagioklas (Albit und Oligoklas), Muskovit und Quarz. Selten sind klinozoisitreiche oder graphitisch pigmentierte Gneise anzutreffen. Bei den Glimmerschiefern lassen sich quarzreiche und staurolithführende Typen unterscheiden. Der Staurolith ist frisch erhalten oder als Pseudomorphosen nach Staurolith zu erkennen. Die Pseudomorphosen bestehen aus feinschuppigem Hellglimmer und Chlorit, manchmal ist auch etwas Chloritoid vorhanden (Abb. 3C) (THEINER, 1987). Die Granatkristalle sind sehr charakteristisch: In den Paragneisen haben sie eine Korngröße von etwa 0,5 mm, während sie in den Glimmerschiefern bis zu 2 cm Durchmesser erreichen. Optisch kann man manchmal einen einschlussreichen, manchmal idiomorphen Kern von einem einschlussarmen Rand unterscheiden (Abb. 3D, E). Die Kerne zeigen eine flache Elementverteilung mit niedrigen CaO-Gehalten (3–5 wt%), während die Ränder wesentlich höhere CaO-Gehalte (6–8 wt%) bei niedrigeren FeO- und MgO-Gehalten und niedrigeren X_{Mg} aufweisen (THEINER, 1987; KOROKNAI et al., 1999; SCHUSTER & FRANK, 2000) (Abb. 3G, H). In den hangendsten Teilen, direkt unter den transgressiv auflagernden mesozoischen Metasedimenten fehlen die jüngeren Granatränder (Abb. 3F).

Bei den Bundschuh-Orthogneisen zeigen vor allem die zentralen Bereiche flaserige bis stängelige Texturen mit Kalifeldspatagen, während in den Randbereichen oft plattig brechende Orthogneismylonite zu finden sind. Der Mineralbestand setzt sich aus Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz und grünlichem, phengitischem Muskovit zusammen. Sie sind siliziumreich (ca. 75 wt%) und lassen sich chemisch als peraluminöse Granit- bis Alkaligranitgneise klassifizieren. Auffallend sind niedrige Gehalte an Sr, Rb Ba und Zr. Auf Grund der Spurenelementverteilung handelt es sich sehr wahrscheinlich um syn-kollisionäre Granite (FRIMMEL, 1988). Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochronen von Proben aus verschiedenen Orthogneiskörpern ergaben kein eindeutiges Alter, sondern mehrere etwa parallele Isochronen mit Werten von 314–397 Ma. Rb-Sr-Muskovitalter der gleichen Proben ergaben Alter von 350–370 Ma. Diese Daten wurden von FRIMMEL (1988) als Hinweis auf eine variszische Überprägung von primär vorvariszischen Graniten interpretiert. Zirkone aus den Bundschuh-Orthogneisen lieferten Alter von ca. 470 Ma (KLÖTZLI, pers. Mitteilung).

Die Amphibolite lassen sich nach MEYER (1977) grob in zwei Gruppen teilen: Einerseits finden sich feinkörnige, straff geschieferte Typen mit guter Regelung der Hornblendekristalle und einem plattigen Bruch. Diese führen deutliche Mengen an Plagioklas und Quarz. Epidot/Klinozoisit ist ein häufiger Nebengemengteil, der bis zu 15 Vol% erreichen kann. Häufiger sind jedoch massigere, hornblendereiche und zumeist grobkörnige Typen. Sie können in wechselnder Menge Granat und/oder Biotit führen, wobei diese Minerale manchmal lagenweise konzentriert sind. Titanit ist immer vorhanden und erreicht bis zu 10 Vol%. In beiden Typen können als akzessorische Gemengteile Ilmenit, Hämatit, Pyrit und Apatit sowie etwas sekundärer Chlorit auftreten.

Abb. 3: Gesteine des Prijakt-Polinik-Komplexes (A) und des Bundschuh-Komplexes (B–H). Indizes an den Mineralnamen bezeichnen den Kristallisationszeitpunkt (V...variszisch, P...permisch, A...eoalpidisch): A) Paragneis mit Granat (RS55/00; Schrözlberg; unpolarisiertes Licht). B) Paragneis mit kleinen Granatporphyroblasten (RS23/97; Tschiernock; unpolarisiertes Licht). C) Glimmerschiefer mit Pseudomorphose nach Staurolith (RS18/97; Tschiernock; unpolarisiertes Licht). D) zweiphasiger Granatporphyroblast aus Paragneis (RS23/97; Tschiernock; unpolarisiertes Licht). E) Paragneis mit zweiphasigem Granat (RSP20, aus SCHUSTER & FRANK [2000]; Predlitz, ÖK 158; unpolarisiertes Licht). F) Paragneis mit einphasigem Granat (04R43; Innerkrems, knapp unter Stangalm-Mesozoikum, ÖK 157; unpolarisiertes Licht). G) BSE-Bild eines zweiphasigen Granatkristalles (RSP95, aus SCHUSTER & FRANK [2000]; Predlitz, ÖK 158). H) Chemisches Profil durch einen einphasigen Granatkristall (RSP95, aus SCHUSTER & FRANK [2000]; Predlitz, ÖK 158). →→→



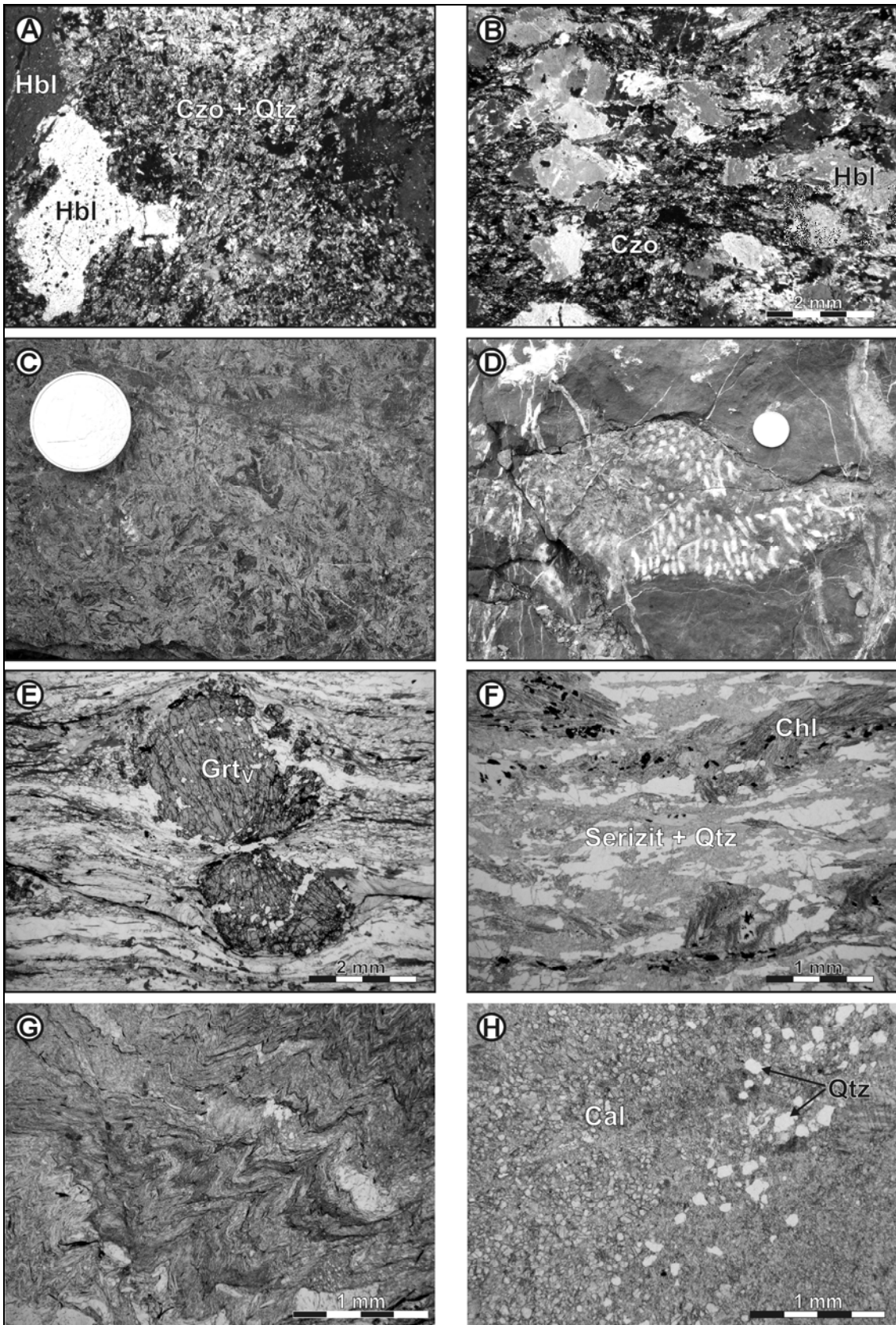
Metagabbros treten als mehrere Meter mächtige Gänge bzw. als Blockfelder auf. Je nach Deformationsgrad erscheinen sie als grobkörnige texturell perfekt erhaltene Metagabbros, in welchen die magmatischen Mineralphasen bis 2 cm Größe erreichten, als flaserige Metagabbros oder als mylonitische Metagabbros. Von MEYER (1977) wurden diese Gesteine als Hornblende-Klinozoisitfels beschrieben. Die ehemaligen Pyroxene sind durch große, im Dünnschliff fast farblose Hornblendekristalle ersetzt, während die Plagioklasdomänen hauptsächlich aus Klinozoisit und etwas Quarz bestehen. Daneben finden sich wenig Hellglimmer, Biotit, Chlorit und bis mehrere Millimeter große Titanitaggregate (Abb. 4A, B).

Basierend auf dem Intrusionsalter der Bundschuh-Orthogneise ist ein vor-mittellordovizisches Ablagerungsalter für die monotonen Paragneise und Glimmerschiefer des Bundschuh-Priedröf-Komplexes anzunehmen. Ein solches Alter würde auch das Fehlen von Karbonatgesteinen erklären, da sich das Ostalpin während des späten Präkambriums und bis in das Ordovizium in einer polnahen Position befunden hat.

Die Texturen der Metasedimente weisen auf eine polyphase Metamorphosegeschichte hin. Die Kerne der zweiphasigen Granatkristalle, die nurmehr teilweise vorhandenen Staurolithporphyroblasten und der Oligoklas gehören zu einem älteren Metamorphoseereignis, welches durch amphibolitfazielle Bedingungen gekennzeichnet ist. Flache Elementverteilungsmuster in den Granatkernen wurden als Hinweis auf diffusive Homogenisation der Kristalle interpretiert (SCHIMANA, 1986; THEINER, 1987), welche bei über 600 °C stattfinden kann (e.g. YARDLEY 1977). Diese Metamorphose wird auf Grund der Rb-Sr-Daten aus den Bundschuh-Orthogneisen als variszisch interpretiert.

Das überprägende Metamorphoseereignis zeigt eine regionale Zonierung, welche sich auch in der Verteilung der jüngeren Granatgeneration widerspiegelt. In den tektonisch tiefsten Teilen im Süden der Einheit wurden amphibolitfazielle Bedingungen von ca. 600 °C und 10–11 kbar erreicht (KOROKNAI et al., 1999). Im hangendsten Teil unter dem transgressiven Mesozoikum fehlt der jüngere Anwachssaum der Granate, und Chloritoid wurde innerhalb der Staurolithpseudomorphosen gebildet. Daraus lassen sich Bedingungen der unteren Grünschieferfazies ableiten. K-Ar-, Ar-Ar- und Rb-Sr-Alter von Muskovit und Biotit aus Paragneisen und Glimmerschiefern des Bundschuh-Priedröf-Komplexes ergaben kretazische Alter, die belegen, dass die Überprägung während des eoalpidischen Ereignisses stattfand (BREWER, 1969; HAWKESWORTH, 1976; SCHIMANA, 1986; SCHUSTER & FRANK, 2000). Lediglich direkt unter dem transgressiven Mesozoikum wurden eoalpidisch nicht völlig neu eingestellte K-Ar-Muskovitalter bestimmt (SCHIMANA, 1986). Dies deckt sich wiederum mit der Feststellung, dass in diesem Bereich nur Bedingungen der unteren Grünschieferfazies mit Temperaturen um 400 °C erreicht wurden.

Abb. 4: Gesteine des Bundschuh-Priedröf-Komplexes (A, B), der Kössen-Formation aus der Pfannock-Decke (C, D), des Gaugen-Komplexes (E, F) und des Goldeck-Komplexes (G, H). Indizes an den Mineralnamen bezeichnen den Kristallisationszeitpunkt (V...variszisch, P...permisch, A...eoalpidisch): A, B) Metagabbro (RS34/97, 03R32; Tschiernock; polarisiertes Licht). C) Tempestitlage und D) Korallenstock (Eisentalhöhe, ÖK 183). E) retrograder Granatglimmerschiefer mit einphasigem Granat (RS54/00; Goldeckgruppe; unpolarisiertes Licht). F) retrograder Orthogneis mit chloritisiertem Biotit (RS5/00; Gaugen, Kreuzeckgruppe, ÖK 181; unpolarisiertes Licht). G) Phyllit (RS45/00, Goldeck; unpolarisiertes Licht). H) Marmor mit detritären Quarzkörnern (03R57; Weißwände, Goldeck; unpolarisiertes Licht). →→→



2.2.2.1b Stangalm-Mesozoikum s.str. (Komplex)

Das „Stangalmmesozoikum“ befindet sich nicht auf Blatt 182 Spittal a.d. Drau. Da es für das Verständnis der Geologie eines größeren Raumes und auch für das Verständnis der hier verwendeten Nomenklatur von großer Bedeutung ist, wird hier aber kurz darauf eingegangen.

Die karbonatreichen Metasedimentfolgen im Bereich der westlichen Nockberge wurden bis zum Anfang des vergangenen Jahrhunderts als karbonate Kohlenkalke klassifiziert, da sie von klastischen, kohleführenden Sedimentserien aus dem Oberkarbon überlagert werden. 1904 fand der Zoologe H. HOLDHAUS im Bereich der Eisentalhöhe Korallen und erkannte, dass es sich um triassische Formen handelte. In den Publikationen aus den Jahren 1912 und 1921 wird die Einheit von ihm als „Stangalmtrias“ bezeichnet (HOLDHAUS, 1921). Ende der 30er Jahre wurde das Gebiet durch K. STOWASSER im Rahmen einer Dissertation geologisch kartiert. Südlich der Bockhütte traf er auf rötliche, Radiolarien führende Kalke. Die Fossilien waren nicht bestimmbar, eine Einstufung in den Jura erschien aber wahrscheinlich. STOWASSER (1947, 1956) bezeichnete die Einheit daraufhin als „Stangalmmesozoikum“.

In den 60er Jahren bearbeiteten A. und E. TOLLMANN das Profil der Eisentalhöhe. Sie sahen darin eine tektonisch gestörte aber kontinuierliche Abfolge. In ihrer Interpretation reichte diese von den transgressiv auf dem Bundschuh-Priedröf-Komplex auflagernden „skythischen Quarziten“ über „sandige anisische Kalke“ und den „Wettersteindolomit“ bis zu einem schieferrigen Horizont. Dieser wurde als „karnische Raibler Schichten“ gesehen. Darüber folgten der „Hauptdolomit“ und anschließend „fossilführende Kalke des Rhät“. Das Profil wurde in TOLLMANN (1963) als Typusprofil des „Mittelostalpinen Mesozoikums“ mit einer gegenüber den Nördlichen Kalkalpen geringermächtigen Schichtfolge beschrieben.

In den frühen 70er Jahren war J. PISTOTNIK im Zuge seiner Dissertation (PISTOTNIK, 1971) und anschließenden Kartierungen für das Blatt 183 Radenthein in den westlichen Nockbergen tätig. Er erkannte, dass es sich bei den „karnischen Raibler Schichten“ um einen Phyllo-nithorizont handelt, welcher zwar möglicherweise karnische Schiefer enthält, größtenteils aber aus altpaläozoischen Schiefen mit Karbonatschollen aus der Gurktaler Decke zusammengesetzt ist. Dieser lässt sich durch das gesamte „Stangalmmesozoikum“ verfolgen und trennt es in zwei tektonische Einheiten. Diese Zweigliederung wurde von TOLLMANN (1975, 1977) übernommen. In diesen Arbeiten wird die liegende Einheit als „Melitzen-Scholle“ bezeichnet, während der hangende Teil den Namen „Pfannock-Schuppe“ erhält. PISTOTNIK (1980) verweist darauf, dass der Begriff Stangalm-Mesozoikum durch den Wegfall des obertriassischen und jurassischen Anteils zwar reduziert, nicht aber hinsichtlich seiner Bedeutung und räumlichen Erstreckung verändert wird und verwendet den Begriff Stangalm-Mesozoikum (s.str.).

Die stratigraphische Basis der „Pfannock-Schuppe“ wird durch den Pfannock-Orthogneis, einen leukokraten Orthogneis, gebildet. FRIMMEL (1988) konnte zeigen, dass dieser Orthogneis bezüglich Mineralbestand, Geochemie und Isotopie dem Bundschuh-Orthogneis des Bundschuh-Priedröf-Komplexes ähnelt. In den, den Pfannockgneis überlagernden karbonaten Sedimenten der Stangnock-Fm. sind mehrere Dezimeter große Gerölle des Pfannock-Orthogneises zu finden. Kleinere Orthogneisgerölle finden sich auch in der Stangnock-Fm. der Stolz-alpen-Decke. Daraus schloss FRIMMEL (1986, 1987) auf ein räumliches Naheverhältnis von Bundschuh-Decke, „Pfannock-Schuppe“ und Gurktaler (Sub-)Deckensystem bereits in voralpischer Zeit.

In dieser Arbeit findet der Begriff Stangalm-Mesozoikum (s.str.) Verwendung. Der lithostratigraphische Umfang der Einheit entspricht der eines Komplexes. Das Stangalm-Mesozoikum (-Komplex) stellt ein Äquivalent zum „Flattnitzer Mesozoikum“ und zum „Brennermesozoikum“ dar.

2.2.2.2. **Pfannock-Decke**

Die „Pfannock-Schuppe“ von TOLLMANN (1977) ist in ihrem lithostratigraphischen Inhalt nicht direkt mit anderen tektonischen Elementen vergleichbar. Aus diesem Grund wird hier der Name Pfannock-Decke gebraucht. Diese besteht aus dem Pfannock-Orthogneis, welcher transgressiv von karbonen Sedimenten der Stangnock-Fm. überlagert wird. Darüber folgt eine Schichtfolge vom Perm bis in den Jura. Besonders die anchizonal metamorphe Kössen-Formation (Rhät), welche aus Schiefen und mergeligen Kalken aufgebaut ist, ist von Bedeutung, da an diesem Schichtglied erstmals das mesozoische Alter des Stangalm-Mesozoikums erkannt wurde. Bivalven- und Brachiopodenreste finden sich vor allem in Tempestitlagen (Abb. 4C). Weiters sind Korallen vorhanden (Abb. 4D).

Mit Bezug auf die Ähnlichkeit von Bundschuh- und Pfannock-Orthogneis wird die Pfannock-Decke dem Ötztal-Bundschuh-Deckensystem zugerechnet.

2.2.3. **Drauzug-Gurktal-Deckensystem**

Ebenso wie das Ötztal-Bundschuh-Deckensystem stellt auch das Drauzug-Gurktal-Deckensystem einen Teil der eoalpidischen Oberplatte dar. Die Decken des Drauzug-Gurktal-Deckensystems beinhalten ein variszisch metamorphes Grundgebirge, paläozoische Metasedimente und permomesozoische (Meta-)Sedimente (SCHUSTER, 2004).

2.2.3.1. **Stolzalpen-Decke**

Die Stolzalpen-Decke liegt nicht im Bereich des Kartenblattes 182 Spittal a.d. Drau, sie wird hier jedoch kurz erwähnt, um die regionalen Zusammenhänge besser erläutern zu können. Die Stolzalpendecke ist die höchste Decke des Gurktaler (Sub-)Deckensystems. Sie besteht aus einer Abfolge paläozoischer Metasedimente und Metavulkanite in Form von Phylliten, Karbonaten, Grünschiefern und sauren Porphyroiden (NEUBAUER, 1980; NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984). Dazu kommen oberkarbone Sedimente der Stangnock-Fm. in Form von Konglomeraten und Sandsteinen mit einzelnen Kohleflötzen sowie rote Schiefer und Sandsteine der Werchzirm-Fm. (Perm) (KRAINER, 1993).

Die altpaläozoischen Gesteine der Stolzalpendecke erlebten eine grünschieferfazielle variszische Metamorphose und gemeinsam mit den auflagernden karbonen und permischen Sedimenten eine anchizonale Überprägung während des eoalpidischen Ereignisses (HOINKES et al., 1999).

2.2.3.2. **„Kreuzeck-Goldeck-Gailtaler-Alpen-Decke“**

Nach SCHUSTER et al. (2001) stellt das Gebiet der südlichen Kreuzeckgruppe, der Goldeckgruppe und der größte Teil der Gailtaler Alpen einen zusammenhängenden Deckenkörper dar. Dieser wird hier als „Kreuzeck-Goldeck-Gailtaler-Alpen-Decke“ bezeichnet.

2.2.3.2a *Gaugen-Komplex*

Die Goldeckgruppe wurde von ANGEL & KRAJICEK (1939) in ein „zweistufig durchgeprägtes, häufig diaphthoritisch Altkristallin mit einem Marmorzug im Hangenden“ sowie in die überlagernde „Phyllitgruppe“ und „Tonschiefergruppe mit Tuffen und Diabasen“ aufgeteilt. DEUTSCH (1977) diskutierte die Möglichkeit, dass alle drei Gesteinsgruppen ein zusammenhängendes variszisches Metamorphoseprofil darstellen könnten, wohingegen HEINZ (1987) der ursprünglichen Interpretation weitgehend folgte und ein liegendes „Altkristallin“, eine schmale „Grenzzone“ und „ausschließlich progressiv metamorphe Gesteine“ trennte. In diese

„Grenzzone“ legt TOLLMANN (1977) die Grenze zwischen „Mittelostalpin“ und „Oberostalpin“. Einen wesentlichen Fortschritt brachten die geochronologischen Untersuchungen von DEUTSCH (1988). Daraufhin lies sich das „Altkristallin“ in ein „in frühalpidischer Zeit in Almandin-Amphibolit-Fazies rekristallisiertes Ostalpines Kristallin“ (Priajkt-Polinik-Komplex) und ein variszisch metamorphes, eoalpidisch grünschieferfaziell überprägtes Kristallin trennen. Bei Letzterem handelt es sich um den Gaugen-Komplex. Der Name wurde erstmals von SCHUSTER & SCHUSTER (2003) für eine kartierungsmäßig abgrenzbare, lithostratigraphische Einheit in der Kreuzeckgruppe verwendet und auf Grund von lithologischen Vergleichen auf die Goldeckgruppe übertragen.

Der Gaugen-Komplex wird von folgenden Lithologien aufgebaut: Die Hauptmasse bilden Zwei-Glimmerschiefer bis -Gneise. Darin eingelagert finden sich Orthogneise, Amphibolite und ein mächtiger Marmorzug (DEUTSCH, 1977, 1988; HEINZ, 1987; SCHUSTER & SCHUSTER, 2003).

Die Zwei-Glimmerschiefer bis -Gneise zeigen unruhig gewellte Schieferungsflächen und unregelmäßigen Bruch. Quarzmobilisatlagen sind zumeist isoklinal verfaltet. Im Handstück lassen sich grobschuppige, zerglittene Muskovitpakete, Biotit, Plagioklas und Quarz erkennen. In einzelnen Glimmerschieferlagen ist Granat mit bis zu 1 mm Durchmesser recht häufig, maximale Durchmesser der Granatporphyroblasten werden von DEUTSCH (1977) mit 1 cm angegeben (Abb. 4E). Staurolith ist nur von einer Stelle an den Nordostabfällen des Goldecks beschrieben (DEUTSCH, 1977). Die Schieferungs- und Kluffflächen zeigen manchmal rostbraune Anflüge von Eisenhydroxiden. Unter dem Mikroskop zeigen die Granatkristalle keine Hinweise auf ein polyphases Wachstum. Der Staurolith ist randlich serizitisiert und von chloritführenden Rissen durchzogen. Als akzessorische Gemengteile sind Turmalin, Zirkon, Apatit, Titanit, Pyrit und opakes Erz vorhanden. Sehr untergeordnet sind graphitreiche Granatglimmerschiefer vorhanden.

In stärker retrograden Typen wird der Biotit und Granat zusehends chloritisiert, während der Plagioklas zu Serizit abgebaut wird. Die Gesteine haben dadurch eine grünlich-silberige Farbe. An Schieferungs- und Kluffflächen sind rostbraune Eisenhydroxide vorhanden, die dem Gestein eine typische Verwitterungsfarbe verleihen. Die Gesteine zerbrechen zu dezimetergroßen oft plattigen Stücken. Im hangendsten Bereich, nahe der Grenze zu den Phylliten des Goldeck-Komplexes, aber auch an zahlreichen internen Störungszonen sind die Gesteine feinstückig kataklastisch zerbrochen.

Bei höherem Quarzgehalt entwickeln sich aus den Zwei-Glimmergneisen verschiedene muskovit- oder biotitdominierte quarzitisches Gneise und Quarzite. Diese bilden unterschiedlich mächtige Lagen aus feinerkörnigen, quarzitischen Gneisen, die jedoch nicht immer flächendeckend ausgeschieden werden können.

Bei den Orthogneisen lassen sich verschiedene Typen unterscheiden: In der Goldeckgruppe finden sich 70 m mächtige Augengneislagen. Der Augengneis ist leukokrat, straff geschiefert, bankig brechend und zeigt bereichsweise ein ausgeprägtes Streckungslinear und oft auch eine kataklastische Deformation. Makroskopisch lassen sich bis zu 2 cm große Kalifeldspat-Augen und etwa 1–2 mm große Muskovitblättchen in einer Matrix aus Feldspat und Quarz erkennen. Immer wieder sind konkordante Quarzlagen mit einer Dicke bis zu 5 cm vorhanden. In der Kreuzeckgruppe sind des Weiteren stängelige, biotitführende Orthogneise (Abb. 4F) und ein aus einem Pegmatit hervorgegangener Ultramylonit mit großen, magmatischen Muskovitkristallen vorhanden.

Die Hornblende führenden Gesteine bilden 2–20 m mächtige Lagen. Es finden sich massive, z.T. Granat führende, hornblendereiche Amphibolite, Biotit führende Amphibolite und gebänderte Amphibolite. Nach DEUTSCH (1977) fallen die Gesteine ins Feld tholeiitischer Basalte.

Im hangendsten Teil des Gaugen-Komplexes sind bis über 100 m mächtige Marmore vorhanden. Sie bilden eine Lage, die sich von Lind im Oberdrautal quer über den Siflitzgraben

bis zum Matzenkofel und bis nahe zum Durlachgraben verfolgen lässt. Hier wird sie an der Störung zum südwestlich angrenzenden Goldeck-Komplex abgeschnitten. Bei Kleinsass erscheinen die Marmore erneut, wobei sie in diesem Gebiet durch ein SW–NE-streichendes Störungssystem tektonisch vervielfacht auftreten. Es handelt sich um unreine dolomitische Marmore, grauweiß gebänderte Kalzitmarmore und rein weiße Kalzitmarmore. Während die meisten Marmore fein- bis zuckerkörnig sind, erscheinen die rein weißen Kalzitmarmore auch grobkörnig. In Letzteren sind stellenweise mehrere Millimeter große Muskovitblättchen zu erkennen. Aus den Marmoren ist das Auftreten von fraglichen Crinoiden-Resten beschrieben (DEUTSCH, 1977). Begleitet werden die Marmore manchmal von Karbonat führenden Glimmerschiefeln. Die Marmore sind durch $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 0,70854 bis 0,70907 charakterisiert.

Das Sedimentationsalter des Gaugen-Komplexes ist unbekannt, muss jedoch vor dem Oberkarbon liegen, da die Einheit von der variszischen Metamorphose erfasst wurde. Das für die Marmore vermutete devonische Alter (z.B. DEUTSCH, 1977; SCHÖNLAUB, 1979) lässt sich durch die Sr-Isotopenverhältnisse der Marmore zwar nicht bestätigen, aber auch nicht ausschließen.

Die prägende Metamorphose des Gaugen-Komplexes erreichte Bedingungen der Amphibolitfazies. Dieses Metamorphoseereignis wird auch von DEUTSCH (1977; 1988) als variszisch interpretiert. Dafür sprechen auch zahlreiche Ar-Ar-Muskovitalter aus Paragneisen und Orthogneisen, welche Ar-Ar-Muskovitalter von 310 bis 316 Ma ergaben (SCHUSTER, unpubl. Daten). Während des eoalpidischen Ereignisses erlebte die Einheit eine Überprägung in unterster Grünschieferfazies, welche das retrograde Erscheinungsbild der Gesteine erklärt (DEUTSCH, 1988).

2.2.3.2b Goldeck-Komplex

Die in dieser Arbeit als unter dem lithostratigraphischen Begriff Goldeck-Komplex zusammengefassten Gesteine wurden erstmals von ANGEL & KRAJICEK (1939) behandelt und als „Phyllitgruppe“ und „Tonschiefergruppe mit Tuffen und Diabasen“ bezeichnet. Bei DEUTSCH (1977) wurden sie als „Gesteine der Muskowitzzone“ und bei HEINZ (1987) als „ausschließlich progressiv metamorphe Gesteine“ genannt.

Der Goldeck-Komplex wird hauptsächlich aus Quarzphylliten und deren Varietäten in Form von chloritreichen Phylliten (Abb. 4G), Kalkphylliten und erzeichen, Karbonat führenden Quarzphylliten aufgebaut. Eingeschaltet finden sich z.T Graphit führende Quarzite, Metaquarzwacken, Kalk- und Dolomitmarmore und basische Metavulkanite, die als Abkömmlinge von Basalten, Tuffen und Tuffiten interpretiert werden können (DEUTSCH, 1977, 1988; HEINZ, 1987).

In den liegenden Anteilen des Goldeck-Komplexes sind Marmore (Martennock-Marmor) verbreitet. Nach DEUTSCH (1977) handelt es sich größtenteils um Bänderkalkmarmore und helle, massige Kalzitmarmore (Abb. 4H). Die gebankten Gesteine sind im Millimeterbereich gebändert, wobei der Farbwechsel einerseits zwischen Weiß, Hellgrau und Dunkelgrau, zum anderen zwischen Weiß und Braun stattfindet. Weiters sind stark graphitisch pigmentierte, dunkelgrau bis schwarze sehr feinkörnige Karbonate vorhanden. Auf den Bank- und Schieferungsflächen findet sich feinkörniger Hellglimmer oder Quarz in unterschiedlichem Maße. Im Verband mit den Kalzitmarmoren sind immer wieder feinkörnige Dolomite vorhanden. Im Anschlag zeigen sie eine weiße, bräunliche, hellgraue oder dunkelgraue Farbe. Je nach Eisengehalt verwittern sie entweder grau oder rostbraun, wobei Limonitkrusten entstehen. Die Gesteine sind oft von weißen Kalzitadern durchzogen. Die weißen Kalzitmarmore ergaben $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 0,70856 und 0,70876. Aus einem Aufschluss bei Zlan (Blatt 199 Hermagor) konnten schlecht erhaltene Conodonten gewonnen werden. Diese lassen zwar keine genaue Alterseinstufung zu, belegen aber ein altpaläozoisches Sedimentationsalter (SCHÖNLAUB, 1979).

Auf Grund des Conodontenfundes in den Marmoren des Goldeck-Komplexes und der nachgewiesenen variszischen Metamorphoseprägung ist ein altpaläozoisches Sedimentationsalter des Goldeck-Komplexes gesichert (SCHÖNLAUB, 1979).

Die Metamorphosebedingungen erreichen im Goldeck-Komplex maximal Bedingungen der unteren Grünschieferfazies. Das lässt sich unter anderem daraus ableiten, dass Biotit nur ganz vereinzelt in den tektonisch tiefsten Anteilen auftritt und Granat überhaupt nicht vorhanden ist. Basierend auf K-Ar-Gesamtgesteinsaltern von serizitreichen Phylliten (BREWER, 1969) und Ar-Ar-Muskovitaltern (SCHUSTER, unpubl. Daten), welche zwischen 307 und 322 Ma liegen, erfolgte die prägende Kristallisationsphase während des variszischen Ereignisses. Die Rekristallisation von eindeutig dem eoalpidischen Ereignis zurechenbaren Strukturen lässt annehmen, dass während der eoalpidischen Überprägung in den tiefsten Anteilen wiederum Bedingungen der untersten Grünschieferfazies erreicht wurden.

2.3. Periadriatische Magmatite

Auch wenn die Periadriatischen Magmatite nicht Teil des Ostalpinen Kristallins im eigentlichen Sinne sind, sollen sie hier kurz behandelt werden, da Gänge dieser Gesteine in der Goldeck- und Kreuzeckgruppe auftreten. Vom Gebiet des Kartenblattes wurden bisher zwei unterschiedliche Typen beschrieben. Einerseits finden sich helle, mittelkörnige Gänge mit einem Mineralbestand aus Plagioklas, Quarz, Hornblende, Biotit und Granat. Es handelt sich um Tonalite bis Granodiorite mit kalkalkalischer Signatur. Auf der anderen Seite sind zumeist dunkle, feinkörnige Gänge vorhanden, die makroskopisch Phenokristalle von Amphibol und Biotit erkennen lassen. Im Mikroskop ist Kaersutit, Biotit, Ti-Augit und Alkalifeldspat zu erkennen. Chemische Untersuchungen zeigen, dass es sich um alkalibasaltische Lamprophyre handelt. K-Ar-Datierungen von Hornblende ergaben Alter von 28–32 Ma (DEUTSCH, 1984). Beide Typen von Ganggesteinen sind bisweilen stark alteriert.

Der Tonalit vom Stubeck, welcher im Radenthein-Komplex („Aineck-Teuerlnock-Serie“) auftritt, wird in GENSER (1993) beschrieben. Es handelt sich um einen 100 m langen und 30 m mächtigen Körper, welcher makroskopisch undeformiert erscheint und grobblockig verwittert. Er wird wegen seiner diskordanten Position und wegen des undeformierten Gefüges zu den oligozänen Periadriatischen Magmatiten gestellt.

3. Literatur

- ANGEL, F. (1927): Gesteine der Kreuzeckgruppe (Kärnten). – Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 67, 7–35, Graz.
- ANGEL, F. & KRAJICEK, E. (1939): Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. – Carinthia II, 49, 26–57, Klagenfurt.
- ANGEL, F. & MEIXNER, H. (1953): Die Minerallagerstätte im „Eklogit“-Bruch der Lieserschluft bei Spittal an der Drau. – Carinthia II, 63/1, 169–170.
- AWERZGER, A. & ANGEL, F. (1948): Die Magnesitlagerstätte auf der Millstätter Alpe bei Radenthein (Kärnten). – Radex-Rundschau, 5/6.
- BECKE, F. (1908): Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalpmassives. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 117.
- BECKE, F. (1909): Über Diaphthorite. – Tschermarks mineral. petrogr. Mitt., (2) 28, 369–375, Wien.
- BEHRMANN, J.H. (1990): Zur Kinematik der Kontinentkollision in den Ostalpen. – Geotekt. Forsch., 76, 1–180, Stuttgart.

- BELOCKY, R. (1987): Strukturgeologische Untersuchungen in Kristallin und Gurktaler Decke im Raum Radenthein – Bad Kleinkirchheim (Nockgebiet/Kärnten/Österreich). – Unpubl. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 133 S., Wien.
- BREWER, M.S. (1969): Excess radiometric Argon in metamorphic micas from the Eastern Alps, Austria. – *Earth and Planetary Science Letters*, 6, 321–331.
- CLAR, E. (1927): Ein Beitrag zur Geologie der Schobergruppe bei Lienz in Tirol. – *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark*, 63, 72–90, Graz.
- DEUTSCH, A. (1977): Geologie und Petrographie der mittleren Goldeckgruppe (Kärnten/Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 120/2, 231–294.
- DEUTSCH, A. (1984): Young Alpine dykes south of the Tauern Window (Austria): a K-Ar and Sr isotope study. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85, 45–57.
- DEUTSCH, A. (1988): Die frühalpide Metamorphose in der Goldeck-Gruppe (Kärnten). – Nachweis anhand von Rb-Sr-Altersbestimmungen und Gefügebeobachtungen. – *Jb. Geol. B.-A.*, 131/4, 553–562.
- EXNER, Ch. (1939): Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, I. Teil. – *Jb. Reichsst. für Bodenforsch.*, 89, 285–314, Wien.
- EXNER, Ch. (1942): Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone (Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, III. Teil). – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 35, 49–106, Wien.
- EXNER, Ch. (1954): Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. – *Jb. Geol. B.-A.*, 97, 17–37, Wien.
- EXNER, Ch. (1980): Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – *Jb. Geol. B.-A.*, 123/2, 343–410, Wien.
- EXNER, Ch. (1989): Geologie des mittleren Lungaus. – *Jb. Geol. B.-A.*, 132, 7–103.
- EXNER, Ch. (1990): Erläuterungen zur Geologischen Karte des mittleren Lungaus. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 36, 1–38, Wien.
- EXNER, Ch. (1991): Bundschuhgneis und Granatglimmerschiefer bei Ramingstein (Lungau, Salzburg). – *Jb. Geol. B.-A.*, 134/1, 15–25, Wien.
- FRIMMEL, H. (1986): Isotopengeologische Hinweise für eine paläogeographische Nachbarschaft von Gurktaler Decke (Oberostalpin) und dem Altkristallin östlich der Hohen Tauern (Österreich). – *Schweiz. Mineralog. Petrogr. Mitt.*, 66, 193–208.
- FRIMMEL, H. (1987): Isotopengeologische Hinweise für die paläogeographische Nachbarschaft von Gurktaler Decke (Oberostalpin) und dem Altkristallin östlich der Hohen Tauern (Österreich). – *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 66, 193–208.
- FRIMMEL, H.E. (1988): Metagranitoide am Westrand der Gurktaler Decke (Oberostalpin): Genese und paläotektonische Implikationen. – *Jb. Geol. B.-A.*, 131/4, 575–592.
- FUCHS, G. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklarn. – *Jb. Geol. B.-A.*, 132, 600–601.
- FUCHS, G. & LINNER, M. (1995): Das Ostalpine Kristallin der Sadnig-Gruppe in Beziehung zur Matreier Zone. – *Jb. Geol. B.-A.*, 138/1, 55–65.
- GENSER, J. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Bereich Schieferhülle – Ostalpin auf Blatt 182 Spittal an der Drau. – *Jb. Geol. B.-A.*, 136/3, 630–632.
- GÖD, R. (1976): Petrologische Untersuchungen an einem alpinotypen Granitgneis und seinen Hüllgesteinen („Villacher Granitgneis“, Kärnten, Österreich). – *Tscherm. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 23, 251–273.
- HÄUSLER, H. (1995): Erläuterungen zu Blatt 156 Muhr. – *Geologische Karte der Republik Österreich*, Geol. B.-A., 59 S., Wien.
- HAWKESWORTH, C.J. (1976): Rb/Sr Geochronology in the Eastern Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54, 225–244.
- HEINZ, H. (1987): Geologie der östlichen Goldeckgruppe (Kärnten). – *Jb. Geol. B.-A.*, 130, 175–203, Wien.
- HERITSCH, F. (1924): Gesteine aus dem oberen Murgebiet. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 60, 12–24, Graz.
- HERITSCH, F. (1927): Kristallin der Lieserschluft bei Spittal a.d. Drau. – *Verh. Geol. B.-A. Wien*, 1926, 143–146.
- HOINKES, G., KOLLER, F., RANTITSCH, G., DACHS, E., HÖCK, V., NEUBAUER, F. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 155–181.

- HOKE, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE-Tauern Window, Eastern Alps – Basement Crust in a convergent plate Boundary Zone. – *Jahrb. der Geol. B.-A.*, 133, 5–87.
- HOLDHAUS, K. (1921): Über die Auffindung von Trias im Königstuhlgebiet in Kärnten. – *Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, 58, 19–21, Wien.
- KOROKNAI, B., NEUBAUER, F., GENSER, J. & TOPA, D. (1999): Metamorphic and tectonic evolution of Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 277–295.
- KRAINER, K. (1993): Late- and Post-Variscian Sediments of the Eastern and Southern Alps. – In: NEUBAUER, F. & RAUMER, J.F. (Eds.): *The pre-Mesozoic Geology of the Alps.*, 537–564, Berlin – Heidelberg – New York (Springer).
- LAMBERT, R.St.J. (1970): A Potassium-Argon Study of the Margin of the Tauernfenster at Döllach, Austria. – *Eclogae. geol. Helv.*, 63, 197–205.
- LINNER, M. (1999): Die P-T-t Entwicklung der Eklogite im Schoberkristallin als Beleg für frühalpide kontinentale Subduktion im Ostalpinen Kristallin. – Unpubl. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 167 S., Wien.
- LINNER, M., RICHTER, W. & THÖNI, M. (1998): Frühalpide Metamorphose- und Abkühlgeschichte der Eklogite im ostalpinen Kristallin südlich vom Tauernfenster (Schobergruppe). – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 143, 334–335.
- LUECKE, W. & UCIK, F.H. (1986): Die Zusammensetzung der Pegmatite von Edling und Wolfsberg bei Spittal/Drau (Kärnten) im Rahmen der Pegmatitvorkommen des Millstätter See-Rückens. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 7, 179–187, Wien.
- MEIXNER, H. (1951): Zur erzmikroskopischen Unterscheidung von Tantalit-Tapiolit-Phasen unter besonderer Berücksichtigung eines neuen Vorkommens im Pegmatit von Spittal/Drau. Bemerkungen zur Mineralisation des „Villacher Granites“. – *N. Jb. Min., Mh.*, 1951, 204–218.
- MEYER, J. (1977): Geologie des mittleren Liesertales mit Gmeineck und Tschiernock (Kärnten). – Unpubl. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 138 S., Wien.
- NEUBAUER, F. (1980): Zur tektonischen Stellung des Ackerlkristallins (Nordrand der Gurktaler Decke). – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 73, 39–53, Wien.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – *Geol. Rundschau*, 73/1, 149–174.
- NOWAK, H.W. (1986): Kristallisations- und Deformationsgeschichte am S-Rand der Gurktaler Decke (Ostalpen/Kärnten). – Unpubl. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 173 S., Wien.
- NOWOTNY, A. (1976): Die Geologie des Katschberges und seiner Umgebung. – Unpubl. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 160 S., Wien.
- OXBURGH, E.R., LAMBERT, R.St.J., BAADSGAARD, H. & SIMONS, J.G. (1966): Potassium-Argon age studies across the southeast margin of the Tauern window, the East Alps. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1966, 17–33.
- PISTOTNIK, J. (1971): Zur Geologie der Umgebung von Innerkrems (Nockgebiet, Gurktaler Alpen). – Unpubl. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 147 S., Wien.
- PISTOTNIK, J. (1980): Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). – In: OBERHAUSER, R.: *Der geologische Aufbau Österreichs*, *Geol. B.-A.*, 358–363, Wien.
- SCHIMANA, R. (1986): Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins rund um Radenthein (Kärnten, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 33, 221–232.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclog. Geol. Helv.*, 97/1, 93–117.
- SCHÖNLAUB, H. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht metamorpher und metamorpher Abfolgen. – *Abh. Geol. B.-A.*, 33, 124 S., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., EXNER, Ch. & NOWOTNY, A. (1976): Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1976/2, 115–145, Wien.
- SCHULZ, B. (1993): Pre-Alpine high-pressure metamorphism in the Austroalpine basement: P-T-t deformation paths from samples to the south of the Tauern Window. – *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1992/1, 93–103, Stuttgart.
- SCHULZ, B., BOMBACH, K., PAWLIK, S. & BRÄTZ, H. (2004): Neoproterozoic to Early-Paleozoic magmatic evolution in the Gondwana-derived Austroalpine basement to the south of the Tauern Window (Eastern Alps). – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, 93, 824–843.

- SCHUSTER, R. (2004): The Austroalpine crystalline units in the Eastern Alps. – Abstract Vol. PANGEO 2004 Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz, 9, 30–36.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (2000): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. – Mitt. Geol. Bergbau Stud. Österr., 42, 37–58.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. – Mitt. Geol. Bergbau Stud. Österr., 44, 111–141.
- SCHUSTER, R. & SCHUSTER, K. (2003): Bericht 2001 über die geologische Aufnahme in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jb. Geol. B.-A., 143/3, 453–455.
- SCHUSTER, R., MOSHAMMER, B. & ABART, R. (2005): Tectonic and stratigraphic information on greenschist to eclogite facies metamorphic Austroalpine units by a Sr-C-O isotope study on marbles. – Abstract Volume ALPSHOP 2005, Opatja, Croatia (in Druck).
- SCHWINNER, R. (1927): Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). – Sitzungsber. d. mathem.-naturw. Kl. d. Ak. d. Wissenschaft, Abt. I, 136, 333–382, Wien.
- STOWASSER, H. (1947): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen): (Vorläufige Mitteilung). – Verh. Geol. B.-A. Wien, 1947, 199–214.
- STOWASSER, H. (1956): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Jb. Geol. B. – A., 99, 65–199, Wien.
- STRAUSS H. (1990): Kristallisations- und Deformationsgeschichte des Altkristallins nordwestlich von Villach. – Unpub. PhD thesis Univ Graz, 168 S., Graz.
- TEIML, X., HOINKES, G. & SCHUSTER, R. (in Vorber.): Epidote-Amphibolite- und Eclogite-facies metamorphism of metabasites of the Austroalpine Millstatt and Radenthein Complex (Carinthia, Austria).
- THEINER, U. (1987): Das Kristallin der NW-Nockberge. Eine kristalline geologische Neuuntersuchung. – Unpub. Diss. Formal-Naturwiss. Univ. Wien, 154 S., Wien.
- THURNER, A. (1958): Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau. – 106, (Geol. B.-A.) Wien.
- TOLLMANN, A. (1961): Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen etc. – Geol. Rdsch., 50 (1960), 506–514, Taf. 15, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. VIII. – 256 S., Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1964): Radstädter Tauern, Exkursionsführer. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 57, 49–56, Wien.
- TOLLMANN, A. (1975): Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaus der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, 286–319.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – 766 S., Deuticke, Wien.
- TROLL, G. & HÖLZL, E. (1974): Zum Gesteinsaufbau des Kristallins der zentralen Schobergruppe, Osttirol. – Jb. Geol. B.-A., 117, 1–16.
- UHLIG, V. (1908): Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstätter Tauern. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien., math.-naturwiss. Kl., 117.
- WALTER, F. (1998): Die Pegmatite des Millstätter See-Rückens. – Mitt. Österr. Miner. Ges., 143, 437–458.
- WALTER, F. (2005a): Spodumen vom Fuß des Jungfernsprunges bei Landskron, Villach, Kärnten. – In: NIEDERMAYR, G. et al. (2005): Neue Mineralfunde aus Österreich LIV, Carinthia II, 195/115, 282–283, Klagenfurt.
- WALTER, F. (2005b): Kyanit-Paramorphosen nach Andalusit vom Oswaldiberg-Südosthang bei Villach, Kärnten. – In: NIEDERMAYR, G. et al. (2005): Neue Mineralfunde aus Österreich LIV. – Carinthia II, 195/115, 283–284, Klagenfurt.
- WEBER, L. et al. (1997): Die metallogenetischen Einheiten Österreichs. – In: WEBER, L. (Hrsg.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs, Archiv Lagerst.Forsch., 19, 230–394.
- YARDLEY, B.W.D. (1977): An empirical study of diffusion in garnet. – Am. Mineral., 62, 793–800.

Landschaftsentwicklung im Quartär

J.M. Reitner

Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien

Inhalt

Einleitung

Morphogenese und Talentwicklung

Die Landschaftsentstehung anhand der quartären Sedimente und Formen

 Prae-Würm-Hochglazial

 Würm-Hochglazial

 Würm-Spätglazial (MIS 2)

 Spätglazial bis Holozän

 Holozän

Abschließende Bemerkungen

Dank

Literatur

Einleitung

Das Blatt Spittal a.d. Drau (ÖK 182) umfasst alle Elemente einer typischen alpinen Landschaft von den teilweise noch vergletscherten Hochgebirgszügen (z.B. Reißbeckgruppe) bis zu den breiten glazial übertieften Tälern und Becken, wie z.B. Unterdrautal und Millstätter See.

Insbesondere die breiteren Talräume mit ihren mächtigen eindrucksvollen Terrassentrepptungen wie z.B. N' Seeboden und bei Gmünd erweckten früh das Interesse der Quartärforschung. Bereits RICHTER (1897) hat in seinen Seenstudien auf Deltaablagerungen eines höher gespannten Millstättersees hingewiesen, und dies mit der Abdämmung durch den Lieser- gletscher erklärt. Die erste und bislang einzige Zusammenfassung im Kontext mit dem gesamten ehemaligen Draugletschergebiet (s. Abb. 1) wurde von PENCK & BRÜCKNER (1909) gegeben. In der weiteren Erforschung lag der Schwerpunkt auf der spätglazialen Entwicklung, so im Malta- und Liesertal (BECKE, 1909), bei Gmünd (LUCERNA, 1933) und im Raum Spittal – Millstätter See (LICHTENBERGER, 1953b). Mit zunehmender Nutzung der Landschaft wurden quartärgeologische Untersuchungen als Grundlage einerseits für Verbauungspläne (z.B. Millstätter See [HERZOG, 1964]) und andererseits für Kraftwerksprojekte im Drautal (UCIK, 1984; s.a. Beitrag in diesem Band) durchgeführt.

Einen wesentlichen Beitrag für das Kartenprojekt GK 182 Blatt Spittal lieferte ERTL (1983–1986) mit seinen detailreichen Aufnahmen der Umgebung des Millstätter Sees und des Drau- und Mölltales. Für den Raum Gmünd und Maltatal lagen die Beobachtungen von EXNER (1980; dort zusammengefasst) und SCHIERL (1993) vor. Im Zuge der Fertigstellung des Kartenprojektes wurde das Quartär mit Schwerpunkt Goldeckgruppe neu kartiert (POSCHTRÖZMÜLLER, 2004, 2005) sowie Revisionskartierungen in den Talräumen nördlich der Tal- furche durchgeführt (REITNER, 2005b). Mit den Ergänzungen in der Reißbeckgruppe, insbeson- dere den Blockgletscheraufnahmen durch LIEB (2004), wurde auch dieser Raum dem Standard der letzten publizierten geologischen Karten angepasst.

Basierend auf dieser Vielzahl von Einzelbeobachtungen lässt sich so in diesem Raum ein Bild der Landschaftsentwicklung rekonstruieren.

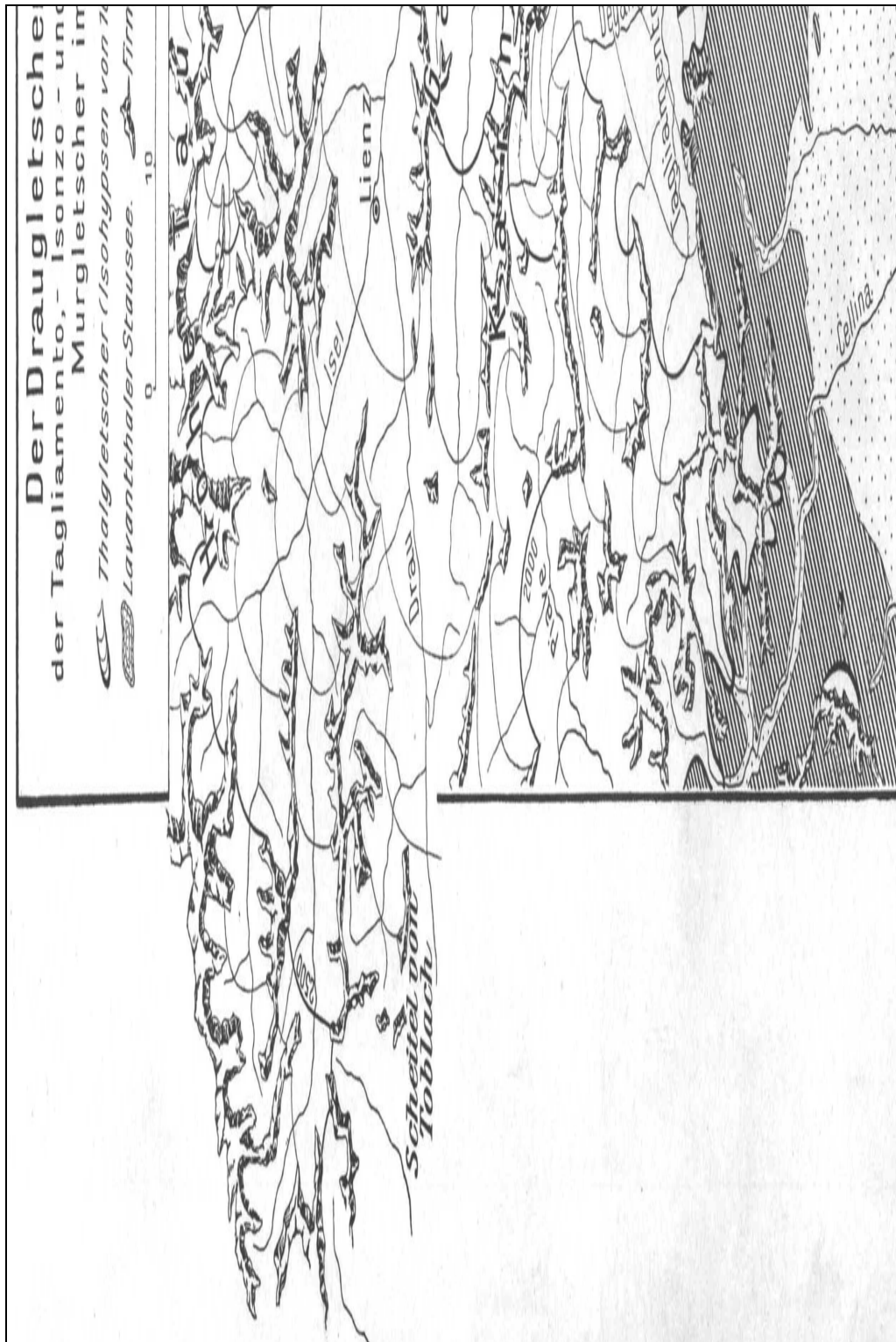


Abb. 1: Der Draugletscher und seine Nachbarn während des Würm-Hochglazials (= Letztes glaziales Maximum; LGM). Aus PENCK & BRÜCKNER (1909).

Morphogenese und Talentwicklung

Die Grundvoraussetzungen für die quartäre Formung waren bereits mit der tektonischen Entwicklung im Oligozän–Neogen gegeben. Mit Beginn der Extrusionstektonik im Untermiozän wurde nach FRISCH (1998) die oligozäne nordgerichtete Entwässerung („Augensteinschotter“) gestört. Im Zuge dessen wurden die hügeligen Altflächen (auch Nockfläche genannt) des Gurktalblockes mit heute östlich des Blattes Spittal noch in Resten erhaltenen Roterden tektonisch gekippt. Als Folge entwickelte sich entlang der Störungszonen, die während der Extrusionstektonik aktiv waren, ein W–E-gerichtetes Drainagesystem. Diesbezüglich ist das Unterdrautal ein Musterbeispiel für ein entlang dieser tektonischen Schwächezonen ausgerichtetes Tal¹. Weiters reflektieren die topographischen Verhältnisse in einem Querschnitt über das Liesertal – hier die 3000 m hohe Reißbeckgruppe, dort die 2000 m hohen Nockberge – die weitere Hebungsgeschichte mit einem isostatischen Aufstieg des Tauernfensters von ~ 1 mm/a, der auch heute noch anhält (EXNER, 1980; cum lit.). Dabei ist festzuhalten, dass die Gesteine des Tauernfensters nicht vor dem späten Miozän, d.h. nicht vor 10 Mio Jahren an der Erdoberfläche exponiert waren (HEJL, 2005 cum lit.). Mit der pliozänen Hebung (FRISCH, 1998) ist von einer Akzentuierung des Reliefs auszugehen. Als morphologischer Zeuge einer schon fortgeschrittenen „älteren“ (? prae-Quartären) Talentwicklung wird u.a. der Seerücken zwischen Millstätter See und Drautal (s. Abb. 2), welcher nach PENCK & BRÜCKNER (1909) einen präglazialen Talboden darstellt, angeführt. Auch das etwa 200 m über dem heutigen Liesertal gelegene „Hochtal“ von Treffling (N' Seeboden) dürfte ein Relikt des Paläo-Liesertals darstellen.

Erst die mehrfache Vergletscherung im Pleistozän sorgte für die prägende Formung der Landschaft. Ein augenscheinliches Ergebnis glazialer Erosion ist das breite und übertiefte Drautal. Abgesehen von der Bohrung Kleblach/Lind, welche im Oberdrautal knapp außerhalb des Blattes in 200 m Tiefe keinen Fels antraf, fehlen tiefere Bohrungen (vgl. UCİK in diesem Band) im Bereich der ÖK 184 und der angrenzenden Umgebung. Geophysikalische Untersuchungen weisen jedenfalls das Ober- und Unterdrautal (vgl. ARNDT, diesen Band) wie auch das Maltatal von N' Malta bis Gmünd (mündl. Mitt. ARNDT & JOCHUM, GBA) als deutlich übertieft aus. Als weiterer Zeuge einer glazialen Erosion ist der Millstätter See (Tiefe -140 m) hervorzuheben, dessen Längserstreckung einer drautalparallelen Störung folgt. Nach PENCK & BRÜCKNER (1909; 1114 ff) ist die Seefurche ein gutes Beispiel für ein aus einer glazialen *Diffluenz*² resultierendes Becken (s. Abb. 1, 2, 4). In eine Weitung des präglazialen Bodens schnitt der Draugletscher in seiner Hauptflussrichtung zwei Talfurchen, das Drautal und die Millstätter Seefurche. Letztere war gegen einen Sattel mit Lage etwa bei Döbriach ausgerichtet. Dieser Übergang öffnete sich zu einem Tal, das die Richtung Kaningbachtal – Gegendtal – Klagenfurter Becken verfolgte. Durch das allmähliche Abschleifen dieser Wasserscheide wurde das Gebiet des heutigen Döbriacher Baches (Riegerbach in der ÖK) dem Einzugsgebiet des Millstätter Sees tributär gemacht. Aus der glazialen Erosion resultierte so eine zentripetale, d.h. alpineinwärts gerichtete Entwässerung eines ehemals gegen SE entwässernden Talgebietes sowie ein überschliffener gegen NW abtauchender Seerücken (S' Millstätter See). Alternative Modelle, wie jene rein tektonische Erklärung der Verhältnisse durch STINY (1926)³, entsprangen dem Zweifel an der Fähigkeit der Gletscher, kompakten Felsen abzutragen. Angesichts heutiger

¹ In diesem Zusammenhang ist zu vermerken, dass HERZOG (1964; 24 ff.) vermutete, dass die breiten Talräume des Drautales und des Millstätter Sees ehemals mit neogenen Sedimenten verfüllte tektonische „Einmuldungen“ darstellen. Nach dieser Hypothese konnten diese Ablagerungen dann relativ leicht vom Gletscher ausgeräumt werden. Deren Existenz in tieferen Lagen des Drautals kann demnach auch nicht ausgeschlossen werden.

² Auseinanderfließen einer Strömung.

³ STINY erklärte die Morphologie als Produkt von differentiellen Hebungen (Seerücken) und Senkungen sowie Kippungen. Diese sollen auf Basis seiner Fehlinterpretation der hochgelegenen Eisrandsedimente bis lange nach dem Abschmelzen der Gletscher angedauert haben.

Kenntnisse über subglaziale Prozesse, wie z.B. die erosive Wirkung von subglazialen Schmelzwässern, hat das Modell von PENCK & BRÜCKNER (1909) weiterhin Gültigkeit.

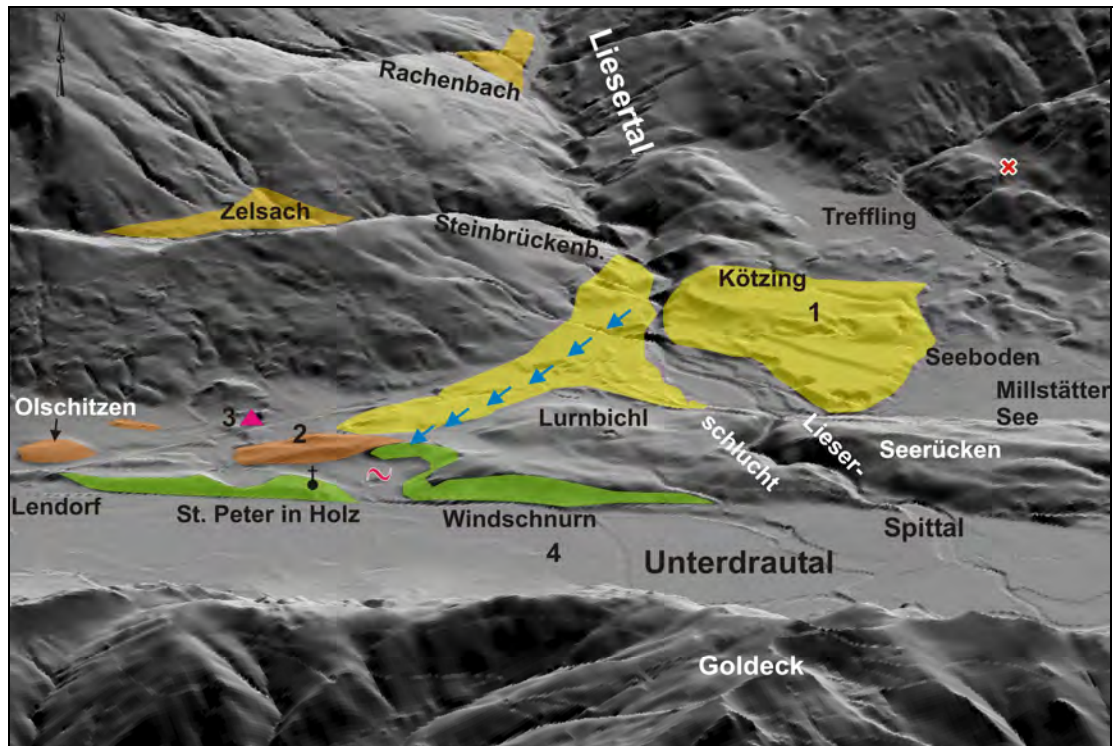


Abb. 2: Morphologischer Überblick Unterdrautal – unteres Liesertal (Blickrichtung gegen N) mit den wichtigsten Lokalitäten. Folgende geologische Einheiten bzw. Besonderheiten sind hervorgehoben: grün: die Schotter von St. Peter in Holz (Vor-Würm-Hochglazial); orange: Drumlins (Grundmoränenwälle, Würm-Hochglazial); hellgelb: das spätglaziale Lieserdelta (Staukörper am Eisrand, Eiszerfallsphase, Würm-Spätglazial); dunkelgelb: diverse Staukörper am Eisrand; rote Tilde: Bänderschluft bei der ehem. Ziegelgrube Freßnitz; rotes Kreuz: größter erratischer Block E' Treffling; rotes Dreieck: Kame SE' Feicht. Mit blauen Pfeilen ist der vermutliche alte Lieserlauf dargestellt. Im Vergleich dazu ist N' Spittal der heutige tief eingeschnittene Unterlauf der Lieser, die so genannte Lieserschlucht zu sehen. Die Nummern dokumentieren die Lage der Exkursionspunkte: 1 – Kötzing; 2 – Rojachhof; 3 – SE' Feicht; 4 – Goldbrunnteich bei Unterhaus.

Basierend auf den Ergebnissen der Aerogeophysik (mündl. Mitt. AHL, GBA) und erster bodengeophysikalischer Untersuchungen (mündl. Mitt. ARNDT, GBA) dürfte sich die Wanne des Millstätter Sees auch westlich der Lieser bis etwa Lendorf unter den glazialen Ablagerungen fortsetzen. Weiters liegen im Bereich südlich Rojach mit Eisrandsedimenten Grundmoräne, und den „älteren“ Schottern von St. Peter (s.u) ebenfalls nur Lockersedimente vor (s. Abb. 2). Betrachtet man diese Gegebenheiten, erscheint es durchaus möglich, dass der ehemalige Unterlauf der Lieser bis zur letzten Großvergletscherung (Würm-Hochglazial) von Lieserhofen Richtung Rojach d.h gegen W bis WSW verlief. Damit stellt sich auch die Frage, wie und wann der heutige, bis zu 100 m tief eingeschnittene Lieserlauf nördlich Spittal, auch Lieserschlucht genannt, gebildet wurde. In diesem Talabschnitt fehlen jegliche ältere Sedimente. Damit liegen auch keine Belege für eine Reaktivierung eines alten verschütteten Tales unmittelbar mit dem letzten Eisfreiwerden vor. Es ist dagegen durchaus vorstellbar, dass die Durchbruchstrecke schon als subglaziale (Schmelzwasser-)Rinne angelegt wurde. Mit dem sukzessiven Einsinken

des Eiskörpers im Raum Seeboden wurde diese dann erstmals von der Lieser benützt. Der Abfluss großer, schnell abfließender Schmelzwassermassen mit reichlicher Bodenfracht sorgte dann in der Eiszerfallsphase bis zum endgültigen Eisfreiwerden des Unterdrautaales für die restliche erosive Umgestaltung. Die Erosionsleistung der holozänen Lieser ist demgegenüber eher als bescheiden einzuschätzen.

Die Landschaftsgenese anhand der quartären Sedimente und Formen

Prae-Würm-Hochglazial (Prae-LGM):

Die ältesten pleistozänen Sedimente auf Blatt ÖK 182 sind die *Schotter von St. Peter in Holz* (s. Abb. 3). Dabei handelt es sich um fluviatile Sedimente im Liegenden der Grundmoräne des Würm-Hochglazials. Diese stehen einerseits entlang der Draufur am Abhang des Rückens von St. Peter in Holz oberhalb der Tauernbahn ab ~ 550 m ü. NN (~ 5 m über der Drau) an und reichen bis ~ 600 m ü. NN (s. Abb. 2). Andererseits ist diese lithologische Einheit von W' Windschnurn bis Oberdorf bei Spittal a.d. Drau zu finden. Den besten Einblick in den Aufbau des Sedimentkörpers gewährt der neu angelegte Forstweg bei Windschnurn, der die Ablagerungen bis etwa 650 m ü. NN (~ 110 m über der heutigen Draufur) aufschließt.

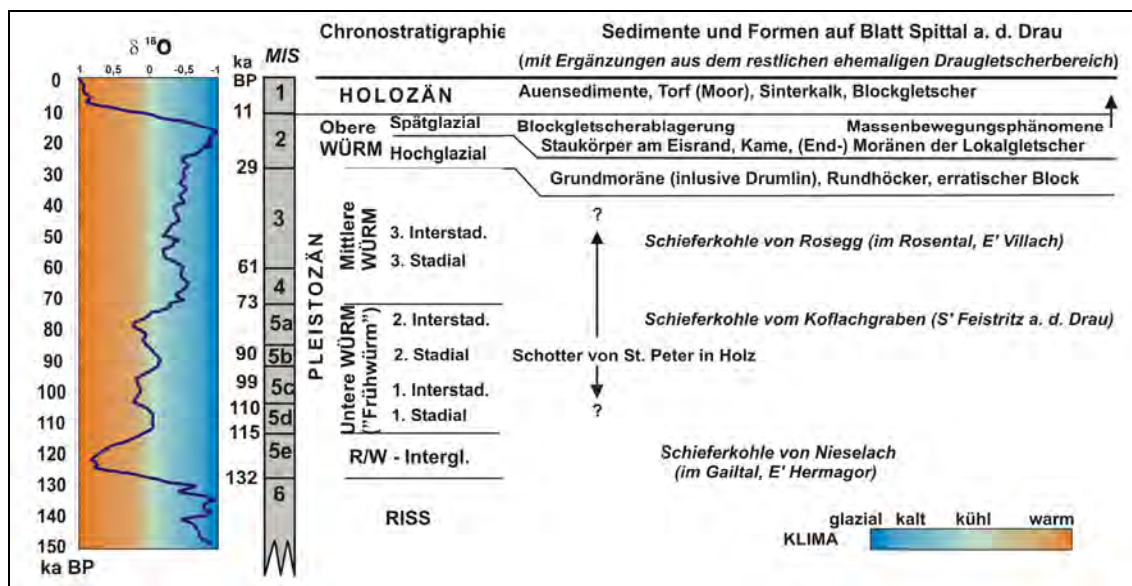


Abb. 3: Vereinfachte Quartärstratigraphie auf Blatt Spittal a.d. Drau. Die Gliederung erfolgte nach der alpinen Chronostratigraphie (CHALINE & JERZ, 1984) und den marinen Isotopenstufen (MARTINSON et al., 1987). Die Sauerstoff-Isotopenkurve spiegelt die Schwankungen des globalen Eisvolumens wider. Die Einstufungen der Schieferkohlen (= Lignite) stammen aus FRITZ & UCIK (1996) und VAN HUSEN (2000; Nieselach).

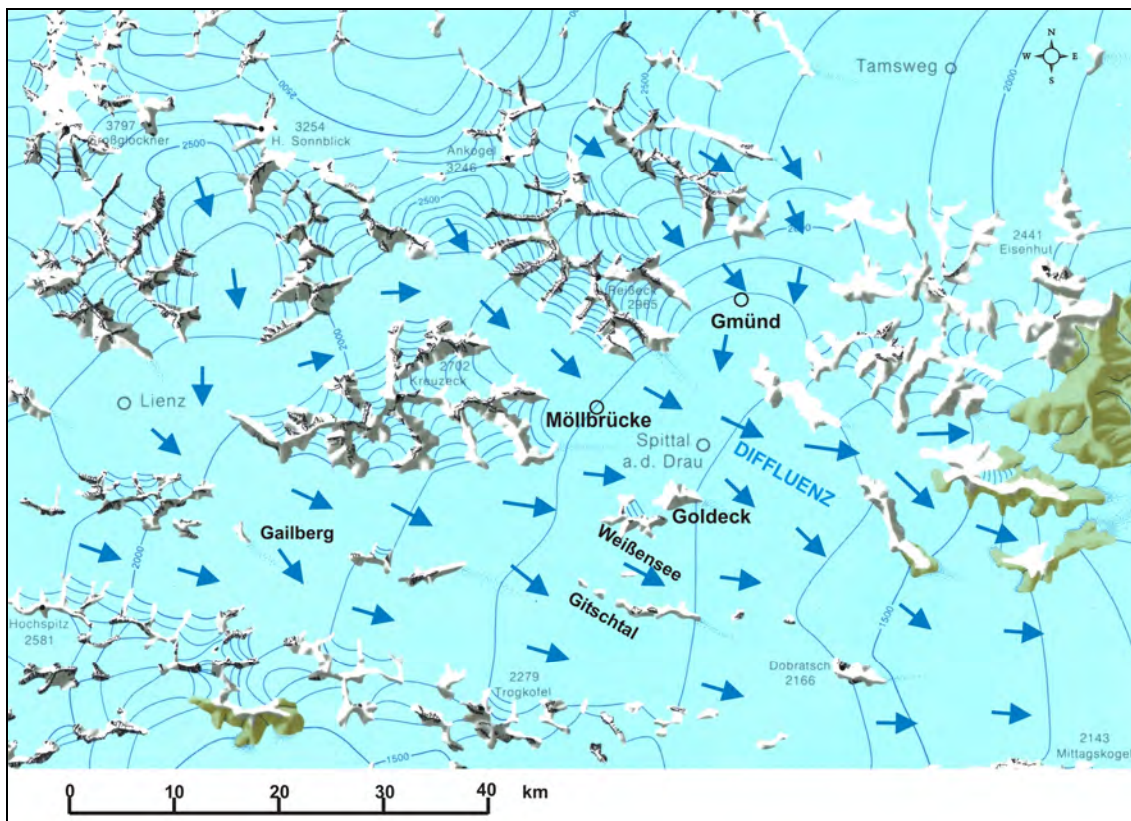


Abb. 4: Das Eisstromnetz in der weiteren Umgebung von Blatt Spittal a.d. Drau (Ausschnitt aus VAN HUSEN, 1987) samt einer Skizze der jeweiligen Abflussrichtungen (blaue Pfeile). Die Diffluenz im Raum Spittal – Millstätter See ist gesondert vermerkt.

Die Schotter von St. Peter in Holz liegen als horizontal gelagerte, korngestützte und massive teils steinige Kiese vor. Üblicherweise liegt der Durchmesser des Größtkorns bei 15–20 cm, kann aber in Extremfällen 0,5 m erreichen. Die Gerölle sind generell als gerundet (Bandbreite: angerundet bis gut gerundet) zu klassifizieren. Partiiell erkennbare Imbrikationen weisen auf fluviatile Schüttungen in Richtung des heutigen Drautales hin. Rinnenstrukturen mit trogförmig geschichteter Sandfüllung treten nur selten auf.

Das Geröllspektrum spiegelt das Einzugsgebiet der Drau bis Spittal wider: Kristalline Gesteine wie Ortho-, Paragneise, Phyllite (bis phyllitische Glimmerschiefer) und Pegmatite und auch deutlich seltener Tonalite des Iseltales sowie Prasinite und Serpentinite dominieren. Der untergeordnete Anteil an Permotriadischen Sedimenten (dkl. Kalke und Dolomite, rote Sandsteine und Basisbrekzie) unterliegt größeren Schwankungen. Dementsprechend variiert auch die karbonatische Verkittung des Porenraumes, die nur die Charakteristika einer schwachen Talrandverkittung aufweist⁴.

Prinzipiell ist festzuhalten, dass mit diesen Grobsedimenten eine fluviatile Akkumulation (Aggradation) der Drau vom Niveau der heutigen Drau bis etwa 110 m darüber dokumentiert ist. Der Sedimenttyp spricht für „braided river“-Ablagerungen unter kühlen bis kalten Klimabedingungen.

⁴ Die Bezeichnung „Nagelfluh“ (ERTL, 1983) erscheint hier nicht gerechtfertigt.

Für eine chronostratigraphische Einstufung dieser Ablagerungen einer Paläo-Drau fehlen konkrete Hinweise. Die Höhe der erfassten Basis im Bereich des heutigen Talniveaus wie auch die kaum vorhandene Verkittung und die nicht ersichtliche Verwitterung sprechen für Ablagerungen des letzten Interglazial-Glazialzyklus (Marine Isotopenstufe MIS 5-2; s. Abb. 3). Ein vager Anhaltspunkt für den Sedimentationszeitraum ist mit dem von FRITZ & UCIK (1996) beschriebenen und in das 2. Frühwürm-Interstadial (Odderade; MIS 5a) eingestuften Lignit vom Koflachgraben (Kreuzenbach; 20 km Drau-abwärts, ÖK 200 Blatt Arnoldstein), der etwa 30–40 m über dem heutigen Talboden liegt, gegeben. Demnach erscheint eine Beteiligung von Ablagerungen aus dem Frühwürm am Aufbau der Sedimente durchaus möglich. Diesbezüglich ist auch auf die deutliche Talbodenaufhöhung von bis zu 100 m während der beiden kalten Frühwürm-Stadiale im Raum Hopfgarten im Brixental (Nordtirol, ÖK 121) zu verweisen (REITNER, 2005a). Angesichts derartiger Überlegungen hinsichtlich der klimagesteuerten Sedimentation im Frühwürm erscheint es nicht notwendig, dass in der Schottersequenz auch „Vorstoßschotter“ (im Sinne vom Beginn des Oberen Würm bzw. MIS 2) enthalten sind.

Würm-Hochglazial (= Letztes Glaziales Maximum, LGM; MIS 2)

Die *Grundmoräne* ist das charakteristische Sediment der letzten Großvergletscherung. Bei dieser subglazialen Ablagerung handelt es sich um einen matrixgestützten, überkonsolidierten Diamikt mit gekritzten Geschieben und gegebenenfalls Scherflächen. Auf dem Kartenblatt tritt sie insbesondere unmittelbar N' der Möll-Draufurche von Mühldorf über Lurnbichl bis zum Seerücken großflächig in Erscheinung. Demgegenüber findet man beispielsweise im Bereich des Goldecks dieses Sediment überwiegend in der Form von *Moränenstreu*, d.h. nur als geringmächtigen Schleier, unter dem das unterlagernde Grundgebirge erkennbar ist. Morphologisch treten die Grundmoränen im Raum Lendorf – St. Peter in Holz, am Nordrand des Drautales, als mustergültige *Drumlins* (Grundmoränenwälle) hervor (Abb. 2). Diese wie z.B. jene von Olschitzen, Maria Bichl oder S' Rojachhof (Exkursionspunkt) zeigen die talparallele Eisstromrichtung des Draugletschers an. Dasselbe belegen auch die durch glaziale Erosion geformten Festgesteinsrücken, die sogenannten *Rundhöcker*. Insbesondere der Bereich Lurnbichl – Seerücken ist als Rundhöckerlandschaft⁵ zu bezeichnen.

Weitere Hinweise auf die Fließrichtung des Eises lassen sich bis zu einem gewissen Grad aus der Verteilung der *erratischen Blöcke* rekonstruieren. Es handelt sich dabei auf Blatt Spittal um ehemals en- bis supraglazial transportierte Findlinge aus Zentralgneis, mit Volumina überwiegend im Bereich von $\geq 1 \text{ m}^3$. Bemerkenswerterweise weist das größte Exemplar E' Treffling (auf dem Weg zur Pichleralm in 1040 m ü. NN; Lage s. Abb. 2) etwa 150 m^3 auf. Mit dieser Lithologie der Blöcke lassen sich die Eisströme aus den Tauern (s. Karte 3), beispielsweise aus dem Maltatal, und deren Dominanz gegenüber jenen aus den Nockbergen gut rekonstruieren.

In Summe lässt sich so für das Hochglazial das *Eisstromnetz* (Abb. 1, 4) rekonstruieren, aus dem die höheren Gipfel (z.B. das Goldeck) als *Nunatakker* herausragten. Auf Blatt Spittal a.d. Drau stehen hierbei eine Reihe von *Konfluenzen* hervor. Erwähnenswert ist diejenige von Maltagletscher und Liesergletscher⁶ bei Gmünd. Dabei ist aus der Morphologie der beiden Täler oberhalb von Gmünd (breiter Talboden der Malta versus enges, tief eingeschnittenes Liesertal) sowie aus dem Vorhandensein von erratischen Blöcken an der westlichen Lieserflanke nördlich Gmünd (EXNER, 1980, S. 399) zu schließen, dass das Eis aus dem Maltatal bei der Vereinigung gegenüber jenem des Liesertales dominanter war.

⁵ Bedingt durch den Maßstab 1 : 50.000 lassen sich die einzelnen Formen nur sehr eingeschränkt darstellen, da sonst die Lithologie des Grundgebirges nicht erkennbar wäre.

⁶ Dabei ist zu erwähnen, dass dem Liesergletscher über die Transfluenz vom Katschberg (1641 m) Eis aus dem Murtal zuströmte (PENCK & BRÜCKNER, 1909).

Eine weitere Konfluenz war jene von Drau- und Möllgletscher im Raum Möllbrücke, am Ostrand der Kreuzeckgruppe. War der Draugletscher bei dem ersten Zufluss von Mölleis über den Iselsberg (am Westrand der Kreuzeckgruppe) infolge der zuvor im Lienzer Becken erfolgten Vereinigung mit dem Iselgletscher noch der dominantere Eisstrom, so drehten sich hier die Kräfteverhältnisse zugunsten des Möllgletschers um. Infolge einer Reihe von Transfluenzen (PENCK & BRÜCKNER, 1909; S. 1067ff), wie in Richtung Gailtal über den Gailbergsattel und den Kreuzbergsattel (Übergang zum Gitschtal), gab der Draugletscher erhebliche Anteile seiner Eismassen ab. Selbiges erfolgte durch die Transfluenz zum Weißensee, in deren Folge die Goldeckgruppe im Süden von Draueis umflossen wurde. Letztlich dürften nur verhältnismäßig geringe Eisvolumina aus dem Oberdrautal in die Möll-Drau-Furche bei Möllbrücke zugeflossen sein. Hinweise auf deren Präsenz am Nordrand der Goldeckgruppe indizieren nur die ostalpinen Eklogite aus der Schober- bzw. Kreuzeckgruppe in der Grundmoräne östlich von Sachsenburg (POSCH-TRÖZMÜLLER, 2004).

Nach der Vereinigung mit dem Liesergletscher erfolgte die schon zuvor besprochene Diffluenz (s.o.) über die Millstätter Seefurche. Als Folge dessen strömte ein Teil des Draueises über den Raum Radenthein – Bad Kleinkirchheim dem Gurkgletscher zu. Ein weiterer Ast floss östlich des Millstätter Sees über die Täler des Afritz-, Arriach- und Teuchenbaches und vereinigte sich erst NW Feldkirchen wieder mit dem Draugletscher.

Betrachtet man die alpenweiten geochronologischen Ergebnisse (PREUSSER, 2004), so kann der Zeitraum der letzten maximalen Vergletscherung, mit dem zuvor beschriebenen Eisstromnetz, auf 18–20 ka ¹⁴C BP (~ 24–21 ka kalibriert BP) eingeschränkt werden.

Würm-Spätglazial (MIS 2)

Phase des Eiszerfalls im frühen Würm-Spätglazial

Die ersten und auch weitflächig auftretenden Belege des Würm-Spätglazials sind die *Staukörper am Eisrand* (s. Abb. 5). Dabei handelt es sich um bis zu mehr als 100 m mächtige Deltakörper, die meist an den Mündungsbereichen von Seitentälern in Nischen des stagnierenden, d.h. nicht mehr genährten und daher einsinkenden, Eises abgelagert wurden. Die höchstgelegenen Vorkommen wie z.B. am Rand des Maltatales in ~ 1100 m ü. NN (s. Abb. 8) oder bei Zelsach im Steinbrückenbachtal (in ~ 1000 m ü. NN; s. Abb. 2) belegen beispielsweise einen Eisverlust von etwa 800 m gegenüber der Maximalausdehnung im Würm-Hochglazial (LGM). Diesen meist schon stark erodierten Resten fehlt die morphologische Ausprägung mit ebener Terrassenfläche, die etwa bei Gmünd (Abb. 9) erkennbar ist. Dort zeigt das gleichmäßige Gefälle der zwei unterschiedliche Niveaus aufweisenden Terrassenkörper (Treffenboden und Oberbuch) jeweils Schüttungen aus dem Liesertal an. Diese erfolgten gegen einen das untere Maltatal erfüllenden stagnierenden Eiskörper (Abb. 7). Ein weiteres Musterbeispiel für Sedimentation an einem einbrechenden Gletscherrand stellt das von LICHTENBERGER (1953b) erstmals beschriebene und von ERTL detailreich kartierte spätglaziale „Lieserdelta“ (Abb. 2) zwischen Seeboden und Lendorf dar. Anhand der Terrassentreppung von den obersten Niveaus bei Kötzing (Exkursionspunkt) bis zu den sich wenige Dekameter über das rezente Drautal erhebenden tiefsten Fluren ist das Kollabieren des ehemals die Draufurche einnehmenden Eiskörpers gut nachvollziehbar.

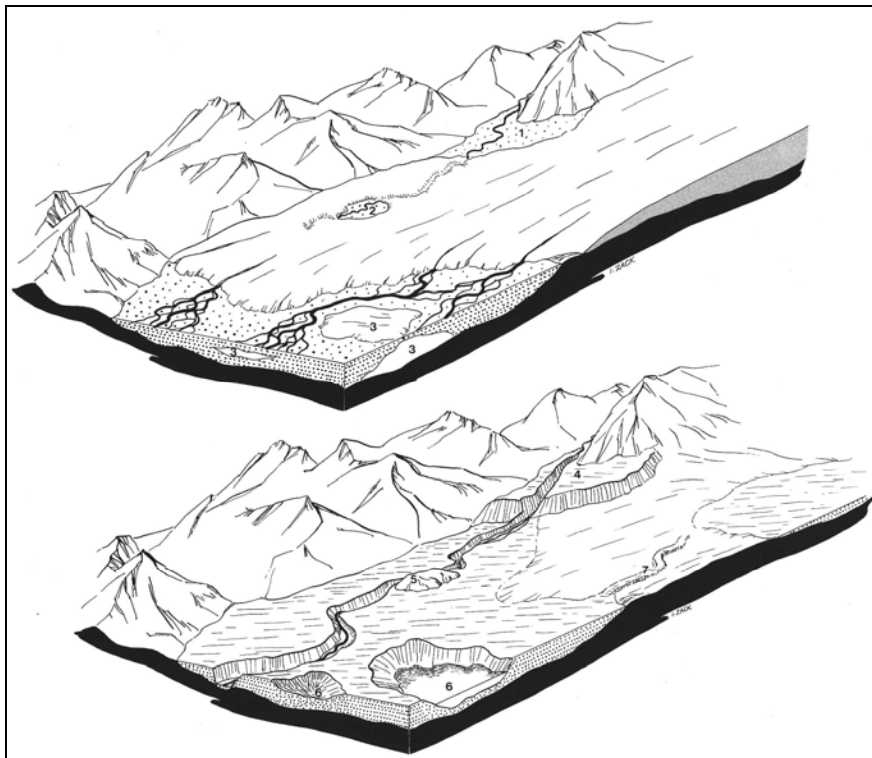


Abb 5: Ein abschmelzender (= stagnierender) Eisstrom und seine Ablagerungen (Schemaskizze aus VAN HUSEN [1987]). Die Bedingungen für die Bildung von einer Eisrandterrasse (= Staukörper am Eisrand; 1 & 4), einem Kame (2 & 5) und von Toteislöchern (3 & 6) sind ersichtlich.

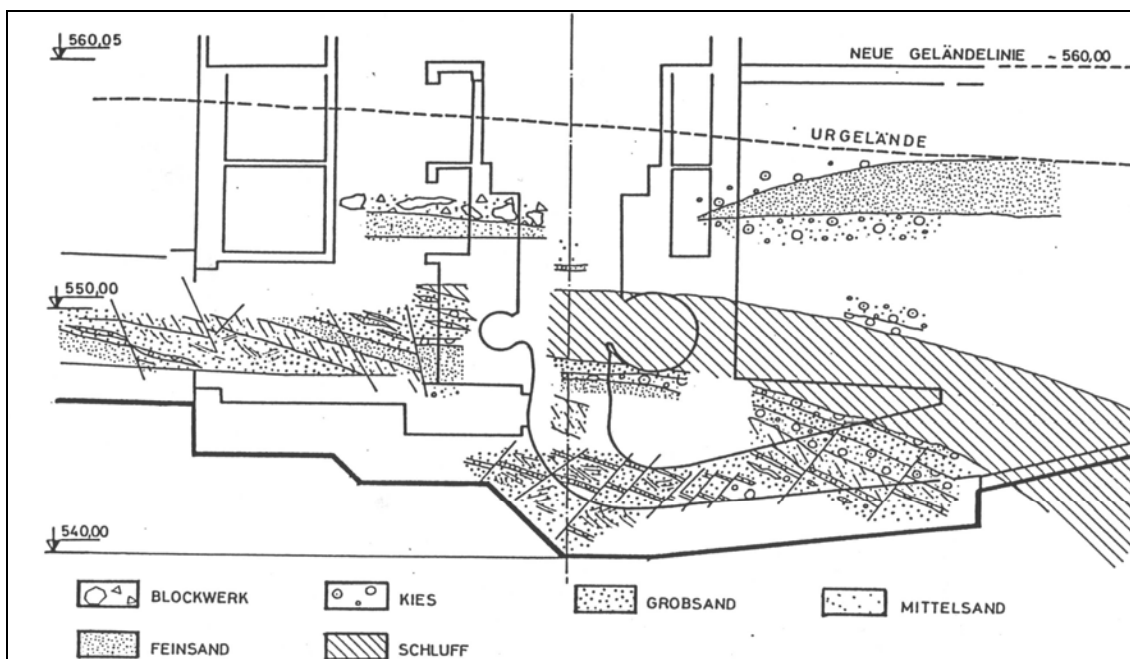


Abb. 6: Geologische Aufnahme (Dr. Liegler) der Kraftstation Möllbrücke (aus DEMMER, 1984). Hier sind Deltaschüttungen mit syndiagenetischen und synsedimentären Verstellungen infolge einer Sedimentation auf Toteis zu erkennen.

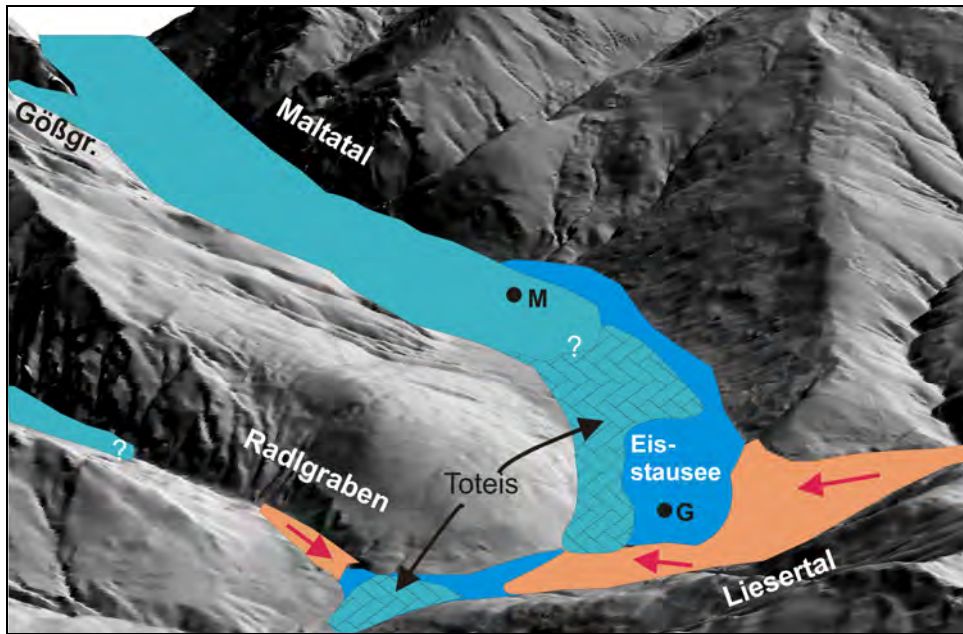


Abb. 7: Schematische Skizze der Eiszerfallsphase während der Ablagerung der Terrassenkörper von Gmünd (= G). Die stagnierende, d.h. nicht mehr genährte Gletscherzunge sowie Toteiskörper sorgten für einen Rückstau und damit für die Ausbildung von Eisstauseen im Lieser- und Maltatal. Weiters sind Bereiche mit aktiver Deltasedimentation (orange) mit Schüttungsrichtungen (rote Pfeile) dargestellt. Ob bei Malta (= M) noch der Rand des genährten Maltagletschers lag, ist fraglich.

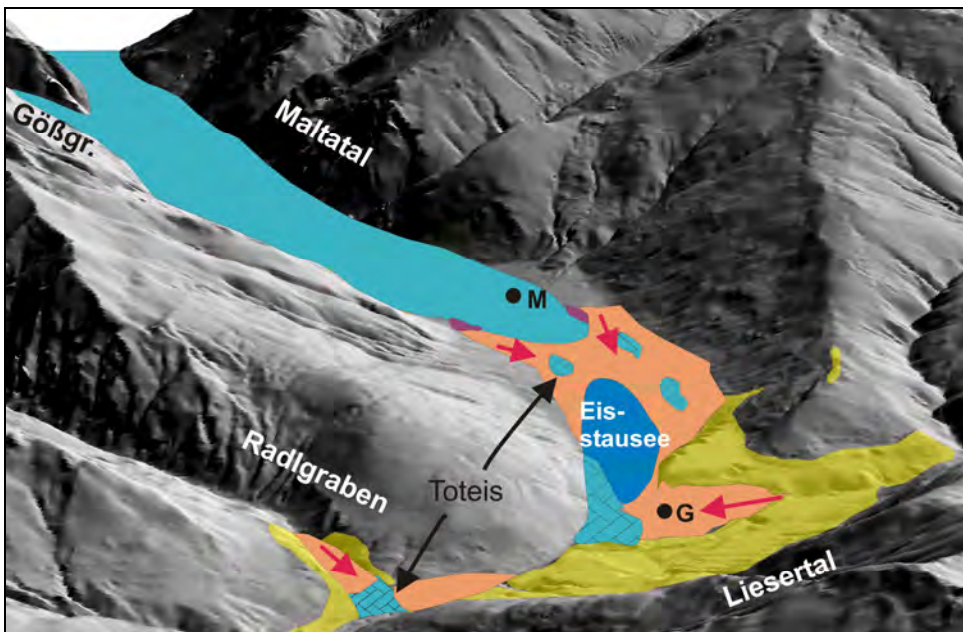


Abb. 8: Schematische Skizze der fortgeschrittenen Eiszerfallsphase während der Ablagerung der Endmoränen von Hilpersdorf – Schloss Dornbach (lila). Diese dokumentieren eine kurzfristige Stabilisierung der Maltagletscherzunge. Durch den Kollaps der Toteismassen im Liesertal verlagerte sich die aktive Deltasedimentation auf ein tieferes Niveau. Ältere, d.h. kurz zuvor abgelagerte, Staukörper am Eisrand sind in gelb dargestellt.

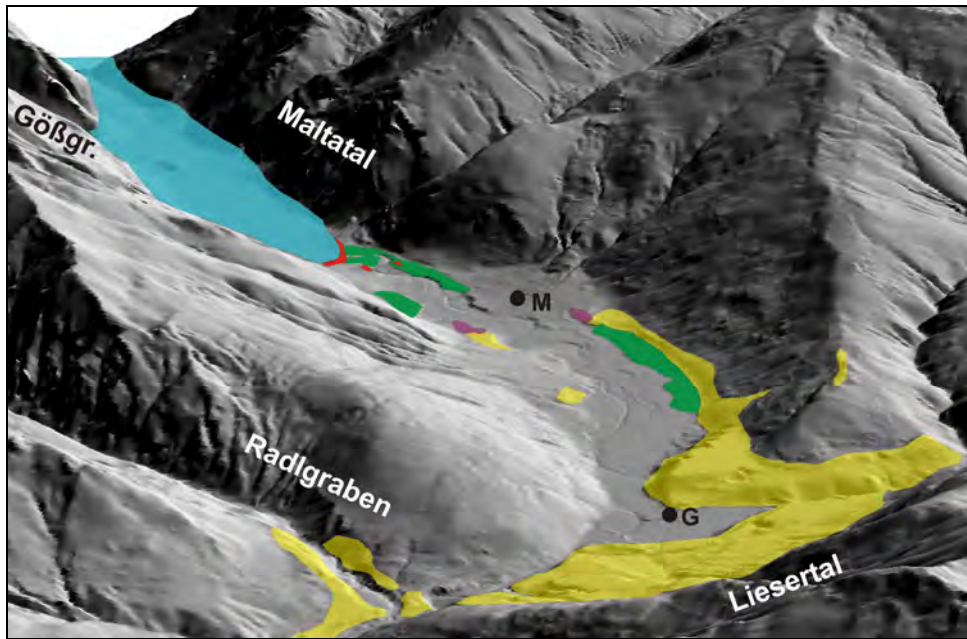


Abb. 9: Schematische Skizze mit der vermutlichen Ausdehnung des Maltagletschers (blau) während der Ablagerung der Endmoränen von Schlatzing (rot). Weiters sind Endmoränenreste (ebenfalls rot) einer kleinen Oszillation unmittelbar flussabwärts erkennbar. Dieser Halt des Maltagletschers entspricht vermutlich dem Gschnitz-Stadial. In Grün ist die heutige Verbreitung der mit den Endmoränen verknüpften Terrassenschüttungen zu sehen. Zum Vergleich sind die Ablagerungen der Eiszerfallphase mit Staukörpern am Eisrand (mattes Gelb) und die Endmoränen bei Hilpersdorf und Schloss Dornbach (lila) dargestellt.

Das sedimentäre Inventar dieser Staukörper am Eisrand, die auch als Eisrand- bzw. Kameterassen bezeichnet werden, lässt die Elemente von klassischen Gilbert-Deltas erkennen. Meist schließen die Schottergruben das horizontal geschichtete Topset auf, wie z.B. jene im Raum Gmünd bei Oberbuch und Unterkreuschlach (vgl. SCHIERL, 1993) oder die Grube am linksseitigen Ausgang des Rachenbaches mit sehr groben blockreichen Schottern (max. KG > 1 m). Sandig-kiesige Foresets sind im Bereich von Seeboden u.a. in der Schottergrube Gritschacher (Exkursionspunkt) aufgeschlossen. Variierende Schüttungsrichtungen wie auch hohe Sedimentationsraten, angezeigt durch „ripple-drift lamination“, kennzeichnen das Ablagerungsmilieu am Eisrand. Das feinkörnige Bottomset, bestehend aus Bänderschluften, die Abfolgen von Turbiditlagen repräsentieren, ist dagegen nur selten aufgeschlossen: z.B. auf dem Gelände der ehemaligen Ziegeleien von Freßnitz und Lendorf und SE' Zelsach am Rand der rutschenden Lockeresedimentböschung.

Neben diesen klassischen Deltasedimenten, die zumindest eine gewisse Sortierung aufweisen, treten besonders im Sedimentkörper am Rand von engen Tälern (z.B. Radlgraben) Lagen von groben diamiktischen, d.h. nahezu unsortierten Sedimenten auf. Diese erinnern an Murensedimente, sind allerdings als Produkt von subaquatischen „debris flows“ zu bezeichnen.

Auch der in Resten erhaltene *Kame* SE' Feicht mit seinen 35 steilen Foresets (Exkursionspunkt) reflektiert ebenso den Eiszerfall nach dem Hochglazial. Der ansatzweise noch erkennbare Hügel (= Vollform) wurde in einer Hohlform zwischen abtauemdem und zerfallendem Gletschereis abgelagert (s. Abb. 5). Weiters dokumentieren die *Toteislöcher* in den Eisrandterassen, wie jene südlich Kötzing (Exkursionspunkt), ebenso diesen Ablagerungsraum, in dem räumlich isolierte Gletscherkörper unter hohen Sedimentationsraten einsedimentiert wurden und verzögert abschmolzen. In diesem Zusammenhang ist auch darauf hinzuweisen, dass mit

der Sedimentation auf Toteis chaotische Sedimentstrukturen mit u.a. Versätzen an Brüchen verbunden sind. Letztere traten beim Bau der Kraftstation Möllbrücke (s. Abb. 6) wenige Meter unter der rezenten Talflur der Möll auf und sorgten aufgrund der dadurch kleinräumig wechselnden Untergrundverhältnisse für anfängliche Irritation in der Erkundungsphase (DEMMER, 1984).

Im Zuge dieser Abschmelzphase entwickelte sich sukzessive das heutige Entwässerungssystem. *Trockentäler* kennzeichnen *ehemalige Abflüsse*, die temporär benützt wurden. Ein Beispiel wurde in der Karte gesondert hervorgehoben: die mit Schluffen und Tonen verfüllten *Schmelzwasserrinnen*, in denen ein kurzzeitiger Abfluss von Schmelzwässern u.a. des Liesertales Richtung Lendorf – Freßnitz erfolgte.

End- bzw. Seitenmoränen fehlen überwiegend aus dieser Phase des rapiden Eisschwundes. Eine Ausnahme bilden die korrespondierenden Endmoränen bei Hilpersdorf und bei Schloss Dornbach im Maltatal (Abb. 9), die jeweils mit Eisrandsedimenten verknüpft sind. Diese dokumentieren eine kurze Stabilisierung der genährten Zunge des vom Eisstromnetz separierten und damit eigenständigen Maltagletschers, während im Vorfeld noch Toteisreste und damit keine freie Drainage vorlag (Abb. 8).

Die Befunde auf dem Kartenblatt sprechen für einen raschen Kollaps des Eisstromnetzes. Wie schon LICHTENBERGER (1953b) erkannte, fehlen Hinweise auf eine Stabilisierung im Sinne eines Haltes des Draugletschers während dieser Phase. Dieser wurde von PENCK & BRÜCKNER (1909; S. 1115ff) für diesen Raum behauptet und sollte weiters das von ihnen im Inntal definierte „Bühl-Stadial“ repräsentieren. In Summe passen die Evidenzen auf ÖK 182 in das großräumige Bild des zerfallenden Draugletschers, das man anhand der Eiszerfallslandschaft bei Villach und der ebenfalls bis fast in 1000 m ü NN und darüber hinaufreichenden Eisrandterrassen südlich der Drau zwischen Weißenbachmündung und Gummern gewinnt (vgl. LICHTENBERGER, 1953a). Aufgrund der angestiegenen Schneegrenze sank die nicht mehr genährte, d.h. stagnierende, Zunge des Gletschers in sich zusammen und Toteiskörper separierten sich. Bedingt durch das reichliche Angebot von leicht erodierbarem Lockermaterial (Moräne) sowie großen Schmelzwassermengen wurden Lockersedimentkörper am Rand der Toteiskörper abgelagert. Dies erfolgte besonders dort, wo sich Eiskörper aufgrund ihrer Mächtigkeit temporär länger halten konnten, wie zum Beispiel am Rand des übertieften Maltatales bei Gmünd, des Drautales und des Millstätter Sees. Durch die abschmelzende Wirkung der Wässer wie auch die Wirkungen des Auftriebes der rand- bis subglazialen Wasserkörper (Eisverlust durch Kalben) schwanden auch diese letzten Toteisreste rasch dahin. Der Draugletscher samt seinen tributären Gletschern zeigte damit in dieser Phase, unmittelbar nach dem LGM, dasselbe Verhalten wie der größte Ostalpengletscher, der Inngletscher. Neuere Untersuchungen im Raum Hopfgarten – Kufstein (REITNER, 2005a) belegen, dass im Typusgebiet des von MAYR & HEUBERGER (1968) neu definierten „Bühl-Stadials“ kein Halt oder gar Vorstoß des Inngletschers, sondern nur Stagnation erfolgte. Wie im Raum Hopfgarten weist auch im besprochenen Raum nur ein selbstständig gewordener Gletscher, nämlich der Maltagletscher, noch eine genährte Zunge (Endmoränen bei Hilpersdorf – Schloss Dornbach) und damit Aktivität auf. In Summe lässt sich die Situation im Maltatal wie auch bei Seeboden in jene im Inngletschergebiet definierte „Phase des Eiszerfalls mit (Lokal-)Gletscheroszillationen im frühen Würm Spätglazial“ (REITNER, 2005a; s. Abb. 10) einordnen. In diesem Zeitabschnitt, in den auch die von MAYR & HEUBERGER (1968) beschriebene Oszillation von Steinach am Brenner mit überfahrenen Kamterrassen sowie Lokalgletschervorstöße am Rande des Lienzer Beckens REITNER (2003a, 2003b) fallen, ereigneten sich eine Reihe von unterschiedlichen Gletscherreaktionen. Diese sind aufgrund der verschiedenen räumlichen Bedingungen nicht als zeitgleich im engeren Sinn zu betrachten. Daher ist eine stringente Korrelation der Endmoränen des Maltagletschers mit jenen Ablagerungen von Steinach am Brenner, wie von SCHIERL (1993) durchgeführt, abzulehnen.

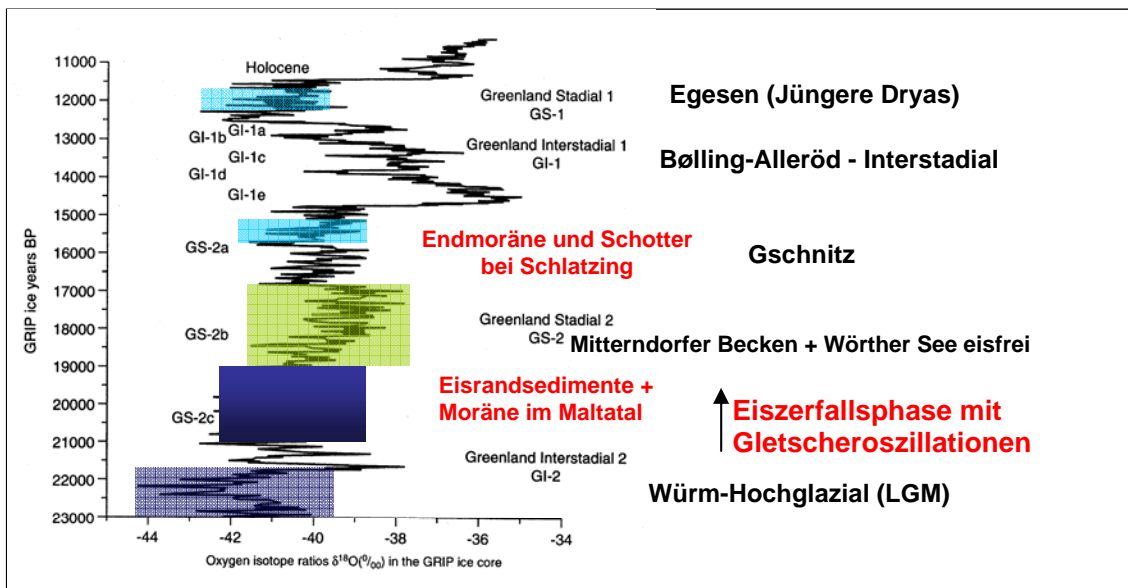


Abb. 10: Die GRIP-Stratigraphie (BJÖRCK et al., 1998) und die Zuordnung der wichtigsten spätglazialen Sedimente und Ereignisse auf Blatt Spittal bzw. in den Ostalpen (in Anlehnung an REITNER [2005a]). Die „GRIP ice years“ sind Eisbohrkernjahre.

Eine zeitliche Einstufung der Sedimente stützt sich insgesamt auf die Evidenzen im Ostalpenraum (s. Abb. 9). Ein Argument für eine frühere Eisfreiheit in den großen inneralpinen Tälern ist mit der auf 15.400 ± 470 ^{14}C a BP ($\sim 18\text{--}19$ ka kalibriert BP) datierten organischen Substanz vom Rödschitz-Moor im Mitterndorfer Becken (van HUSEN, 1977) gegeben. Weitere ^{14}C -Analysen vom Zungenbereich des ehemaligen Draugletschers wie die Datierung vom Längssee (SCHMIDT et al., 2002) und aus dem Bereich Velden (Jeserzer See = Saissensee [SCHULTZE, 1984]) mit 15.535 ± 160 und 15.200 ± 400 ^{14}C a BP (~ 18 ka calBP) bestätigen das Bild einer früh einsetzenden Vegetation in einer eisfreien Umgebung. Das Datum aus dem Lengholzer Moor bei Steinfeld im Oberdrautal (FRITZ, 1967) mit 16.615 ± 210 ^{14}C a BP (~ 19 ka calBP) für einen basalen Seggentorf mit höheren *Pinus*-Gehalten steht im Kontext mit den restlichen alpinen Daten isoliert da und wäre noch zu verifizieren⁷.

Im Hinblick auf den Beginn der Abschmelzphase ist ein Vergleich mit den hochauflösenden Grönland-Eisbohrkernen, insbesondere mit der derzeit besten Referenzabfolge für Termination I im gesamten Nordatlantikraum, dem GRIP-Eisbohrkern (BJÖRCK et al., 1998; s. Abb. 9) sehr hilfreich. Dort tritt unmittelbar nach dem LGM (s.o.) mit dem Greenland-Interstadial 2 (GI-2; 21,8–21,2 GRIP ka BP) ein markantes Erwärmungsevent auf. Danach folgt das Greenland-Stadial 2 (GS 2) mit 2 kälteren Episoden – GS-2c (21,2–19,5 GRIP ka BP) und GS-2a (16,9–14,7 GRIP ka BP) –, die durch ein wärmeres Intervall (GS-2b, 19,5–16,9 GRIP ka) getrennt sind.

Mit der Erwärmung während GI-2 lässt sich nicht nur der kollapsartige Rückzug des Draugletschers von den LGM-Endmoränen, sondern auch der Verlust von mehreren hundert Metern Eismächtigkeit vor den ersten sedimentären Dokumenten des Eiszerfalls (hochgelegene Eisrandsedimente) auf Blatt Spittal erklären. Demzufolge erfolgte das weitere Schwinden des Eisstromnetzes wie auch die kurzfristige Stabilisation des Maltagletschers während GS-2c. Wei-

⁷ Da die Probenvorbereitung und die Messtechnik der Radiokarbonmethode seit den 60er Jahren deutliche Fortschritte gemacht hat, müsste dieses Datum bestätigt werden, ehe man es als Fixpunkt in die ostalpine Würm-Spätglazialstratigraphie integriert.

ters ist davon auszugehen, dass während dieses Zeitabschnittes die Verfüllung der glazial über-tieften Täler (Bsp. Unterdrautal) mit Deltaablagerungen (s. Abb. 11) schon weit fortgeschritten bzw. teilweise schon abgeschlossen war (s. Toteisstrukturen bei Möllbrücke wenige Meter u. GOK; Abb. 6).

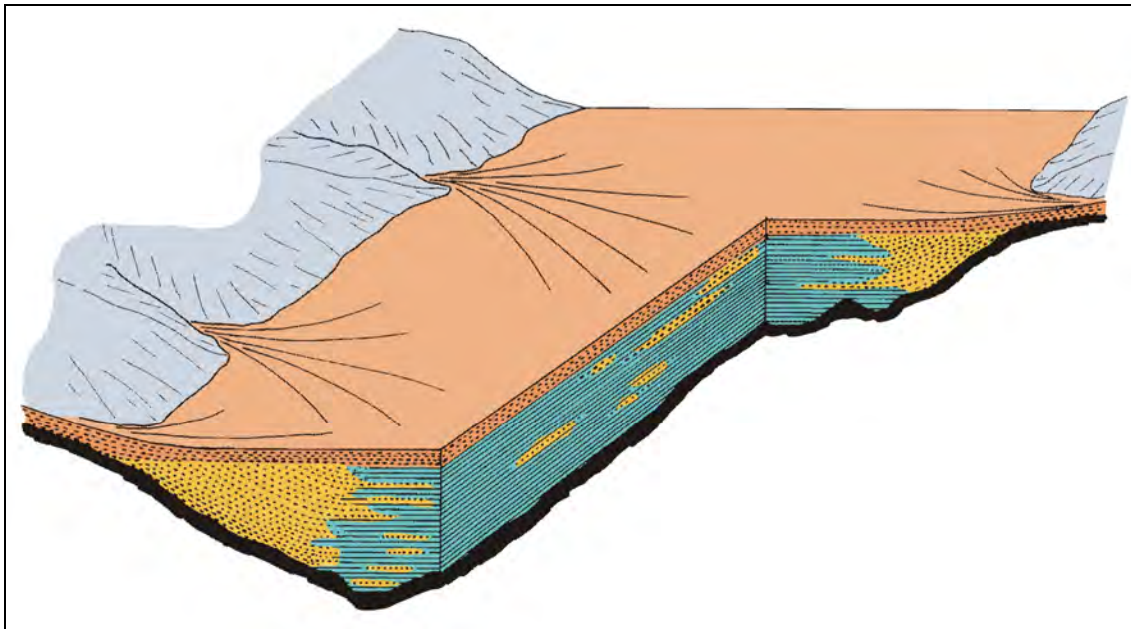


Abb. 11: Modell für die Sedimentfüllung des Unterdrautales (Schemaskizze [VAN HUSEN, unpubl.]). Das feinkörnige Bottomset (Bänderschuffe; blau) verzahnt sich mit den von den Seitenbächen geschütteten sand-kiesigen Delta-Foresets (gelb). Das kiesige Topset (orange) markiert die endgültige Verfüllung des ehemaligen Sees durch den Hauptfluss (Drau) und seine Zuflüsse.

Gschnitz-Stadial und jüngere spätglaziale Glazialbildungen

Nach dem Ausschmelzen der letzten Toteisreste existierte in den Talräumen eine freie Drainage und es kam zur Erosion der zuvor beschriebenen Eisrandsedimente. Unter diesen geänderten Rahmenbedingungen wurden die *End- und Seitenmoränen bei Malta* (s. Abb. 9) gebildet. Im Detail handelt es sich um einen nahezu geschlossenen Moränenkranz bei Schlatzing (Exkursionspunkt), der ein verfülltes Zungenbecken (Schlatzinger Au) umschließt, sowie um Reste eines vorgeschobenen Moränenwalls südlich Probsttratte. Diese beiden morphologisch klar erkennbaren Elemente repräsentieren Endmoränen des Maltagletschers, an die jeweils Terrassenschotter im Sinne einer glazialen Serie anschließen. Im Bereich der ausgedehnten Schwemmfächer von Malta verschneiden sich diese anfänglich unterschiedlich hohen Niveaus, sodass unterhalb Malta nur mehr ein Terrassenniveau (3–4 m) über dem rezenten Talboden (mit Auenablagerungen) vorliegt. Mit diesen Schotterterrassen ist im Talraum die letzte kräftige fluviale Akkumulation dokumentiert.

Angesichts des Faktums – letzter großer Gletscherstand im Tal mit freier Vorflut im Gletschervorfeld – drängt sich die schon von EXNER (1980) und SCHIERL (1993) vermutete Korrelation mit dem „Gschnitz-Stadial“ auf. Während dieses markanten Stadials, dessen Endmoräne an der Typlokalität bei Trins im Gschnitztal mittels Expositionsalterdatierung (^{10}Be ,

²⁶A1) auf ~ 16.000 Kalenderjahre datiert wurde, erfolgte ein weitverbreiteter, mehrere Jahrhunderte dauernder Wiedervorstoß⁸ der großen Alpengletscher (KERSCHNER et al., 2003; s. Abb. 10). Aufgrund der Bedeutung dieses Gletscherstandes für das Verständnis des Alpenin Spätglazials wurden diese Sedimente und Formen bei Malta in der Karte hervorgehoben. Die weitere Ausdehnung des Maltagletschers taleinwärts lässt sich nur ansatzweise rekonstruieren. So deuten der Rest einer Seitenmoräne an der orogr. linken Gößgrabenseite, bestehend aus sehr grobblockigen angerundeten Zentralgneisen, sowie taleinwärts gelegene Terrassenkörper darauf hin, dass der Maltagletscher das Gößtal abgedämmt hat.

Abgesehen von einzelnen Beschreibungen und ansatzweisen Einstufungen (EXNER, 1980) fehlt hinsichtlich des spätglazialen Inventars eine systematische Bearbeitung, die den Rückzug der Lokalgletscher in die Karräume erfasst. Daher wurden die *End- und Seitenmoränen* auf der Karte als „Spätglazial/undifferenziert“ bezeichnet.

Spätglazial bis Holozän

In den Karen der Reißbeckgruppe, die durch grobblockig zerfallenden Zentralgneis charakterisiert ist, tritt neben dem glazialen Formenschatz ein weiteres, morphologisch sehr auffallendes Element auf – die *Blockgletscherablagerung*. Dieser häufig in viele Wälle gegliederte Sedimentkörper wird auch als „reliktischer Blockgletscher“ (vgl. LIEB, 1996) bezeichnet. Er dokumentiert periglaziale Bedingungen und, im Speziellen, diskontinuierlichen Permafrost während der vormaligen Blockgletscheraktivität (s. LIEB, dieser Band). Letztere vollzog sich überwiegend im Spätglazial und da ganz besonders in der Zeit des markanten Klimarückschlages der Jüngeren Dryas (~ Egesen-Stadial in der Glazialstratigraphie; s. Abb. 10), vor dem Beginn des Holozäns. Schöne Beispiele von Blockgletscherablagerungen, die mit ihrer morphologischen Struktur das vormalige Fließen (Kriechen) nachzeichnen, sind auf der Nordseite des Kammes Gurglitzten-Hocheck sowie auf der Südseite des Maltatales bei der Tandleralm zu finden. Bemerkenswert ist das gesicherte Auftreten von lobenförmigen Blockgletscherablagerungen bis ~ 1700 m ü. NN. Markante, rampenförmige Grottschuttformen indizieren eine tiefere Verbreitung bis auf 1200 m ü. NN. Es ist allerdings zu betonen, dass in diesem Fall wie auch in anderen Gebieten die Grottschuttformen auch Ähnlichkeiten mit Massenbewegungsphänomenen (Bergsturz, kriechende Rutschmassen) erkennen lassen, die eine eindeutige Klassifikation erschweren.

So wie in anderen ehemals vergletscherten Gebieten (z.B. Gailtal [REITNER et al., 1993]) ist davon auszugehen, dass die *Massenbewegungen* unmittelbar mit dem Schwinden der letzten Großvergletscherung im frühen Spätglazial einsetzten. Da diese Phänomene in diesem Band an anderer Stelle (s. Beiträge KOÇIU & POSCH-TRÖZMÜLLER und UCIK, dieser Band) behandelt werden, wird hier auf eine detaillierte Besprechung verzichtet.

Holozän

In Zeiten des massiven Gletscherschwundes, der auch die Reißbeckgruppe erfasst hat, sollen die in den Karten dargestellten *Moränenwälle vom Hochstand um 1850* an die unlängst erfolgte, letzte Maximalausdehnung der Gletscher im Holozän erinnern. Handelt es sich hierbei schon um ein paläoklimatisches Dokument, so soll die Darstellung der *Blockgletscher* (nach LIEB, 2004), welche per definitionem aus einem Eis-Grottschutt-Gemenge bestehen, einen Hinweis auf die aktuelle Verbreitung des diskontinuierlichen Permafrostes in der Reißbeckgruppe geben (s. Beitrag LIEB, dieser Band).

Zwei Ablagerungen sind hervorzuheben, deren Genese tw. schon im Spätglazial einsetzte und die aktuell noch im Entstehen sind:

⁸ Dieser markante Gletschervorstoß fällt gemäß der Datierung in den Anfang des Greenland-Stadials 2a (19,5–16,9 GRIP ka).

- Die *Sinterkalke*, welche bei Trebesing (s. Karte 3) großflächig und auch mehrere Meter mächtig (EXNER, 1980; S. 404) auftreten und an eine Wasserzirkulation in den Kalkglimmerschiefern der peripheren Schieferhülle (s. POLTNIG et al., Beitrag in diesem Band) gebunden sind. Kleinere Vorkommen findet man noch im Radlgraben sowie N' und NE' Pusarnitz.
- Die *Moore*, wobei insbesondere die in der Rundhöckerlandschaft des Seerückens gelegenen Hochmoore beim pittoresken Egelsee und das Kohlenmoos (W' Hahnenkofel) hervorzuheben sind (s. Karte 3). Letzteres wurde pollenanalytisch untersucht und so die Vegetationsentwicklung von den ersten Pionierpflanzen über die Wiederbewaldung bis heute rekonstruiert (SCHMIDT, 1969).

Die anhaltende Landschaftsformung bis in die geschichtliche bzw. in die jüngste Vergangenheit wird durch die *Hochwassergrenze der Jahre 1965/66 im Drau- und Möltal* verdeutlicht. Während dieser ausgedehnten Überflutungen (s. Karte 3) – die dargestellte Ausdehnung entspricht etwa einem 100-jährigen Hochwasserereignis (HQ 100) – erfolgte in vielen Bereichen der letztmalige, für Auenbereiche charakteristische Sedimenteintrag (Hochflutsedimente).

Abschließende Bemerkungen

Dieser kurze Überblick sollte zeigen, dass sich auf Blatt Spittal a.d. Drau eine facettenreiche Landschaftsentwicklung rekonstruieren lässt. Dies trifft besonders auf den Zeitabschnitt des Würmglazials zu, wobei das Verständnis der abgelaufenen Prozesse im Vordergrund steht. Hinsichtlich der chronostratigraphischen Einstufung gibt es noch einige offene Fragen, zu deren Lösung es des Einsatzes moderner Datierungsmethoden bedarf. Ein Beispiel wäre die Lumineszenzdatierung der Schotter von St. Peter. Bezüglich der geochronologischen Erfassung der Eiszerfallsphase hat die Geologische Bundesanstalt schon einen ersten Schritt gesetzt. So wurde der 150 m³ große erratische Block, der in ~ 1000 m ü. NN östlich Treffling (Abb. 2) liegt, von A. REUTHER (Uni Regensburg) und S. IVY-OCHS (ETH Zürich) für Expositionsalterdatierungen (¹⁰Be, ²⁶Al) beprobt. Sein Expositionsalter soll Aufschluss geben, zu welchem Zeitpunkt ~ 800 m an Eismächtigkeit bereits weggeschmolzen waren und die ersten Staukörper am Eisrand im Raum Spittal gebildet wurden. Dies wäre ein wichtiges Puzzleteil nicht nur zum Verständnis der unmittelbaren Umgebung bzw. des Draugletschersystems, sondern darüber hinaus für die Ostalpen.

Abschließend ist zu hoffen, dass die Quartärgeologie auf Blatt Spittal a.d. Drau nicht nur eine Grundlage für weitere wissenschaftliche Untersuchungen bildet, sondern ganz besonders auch Verwendung in praktischen Fragen findet. Über Ergänzungen und Verbesserungen, auch nach der Drucklegung des Blattes, freut sich der Quartärgeologe der Geologischen Bundesanstalt, da nur auf diesem Wege Aktualisierungen und Fortschritte möglich sind.

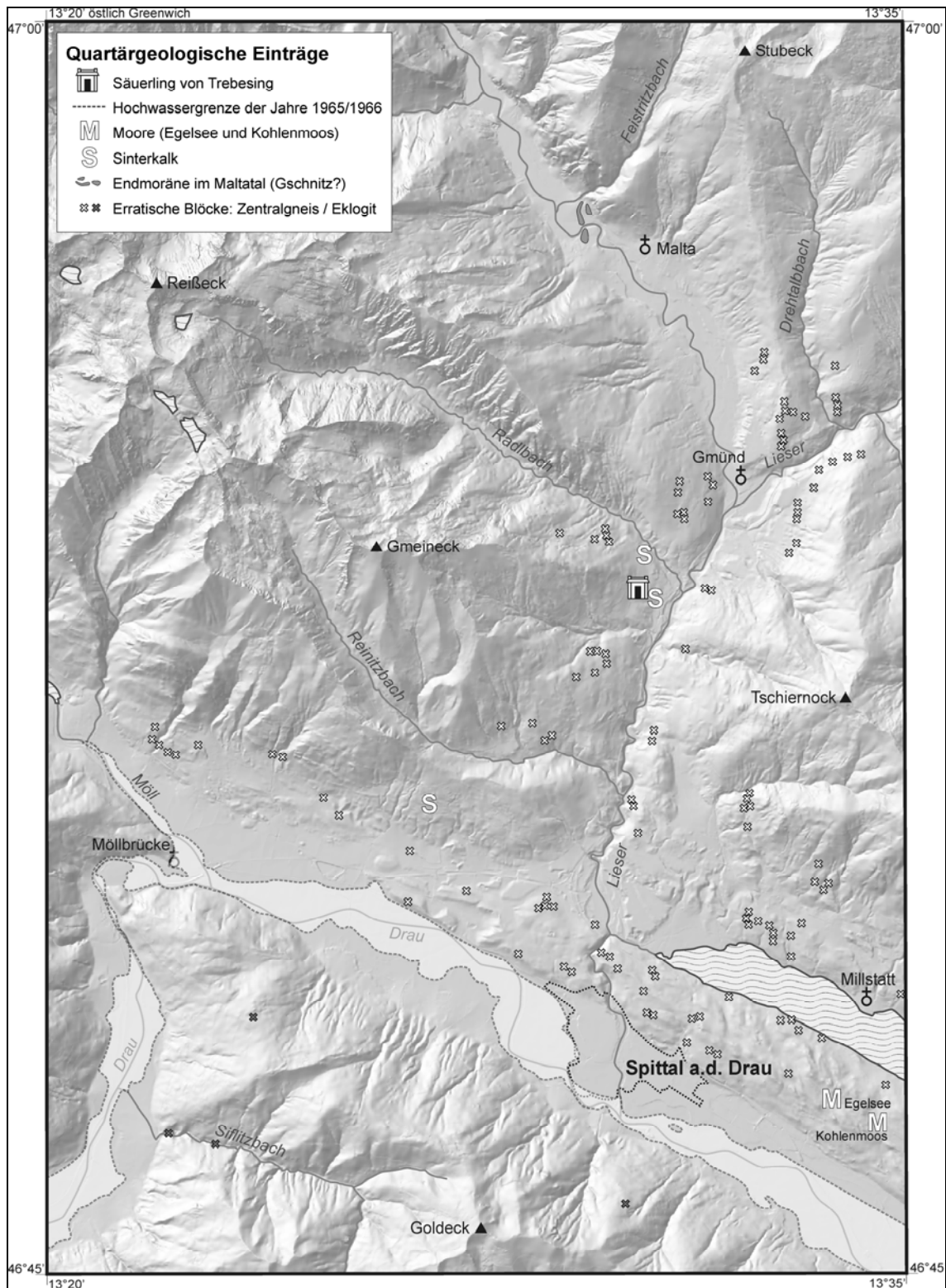
Dank

Mag. Alfred GRUBER (GBA) verdanke ich eine kritische Korrektur des Textes. Die DEM-Szenen wurden von Mag. Klemens GRÖSEL (GBA) zur Verfügung gestellt.

Literatur

- BECKE, F. (1909): Glazialsuren in den östlichen Hohen Tauern. – Z. f. Gletscherkde., 3 (1908/09), 202–214, Berlin.
- BJÖRCK, S., WALKER, M.J.C., CWYNAR, L.C., JOHNSEN, S., KNUDSEN, K.-L., LOWE, J.J., WOHLFARTH, B. & INTIMATE Members (1998): An event stratigraphy for the last Termination in the Nord Atlantic region based on the Greenland Ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. – J. Quaternary Sci., 13, 283–292.
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie – Stratotypen des Würm-Glazials. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 35, 185–206, Hannover.
- DEMMER, W. (1984): Ungewöhnliche Bodenstrukturen im Gründungsbereich der Kraftstation Möllbrücke der Kraftwerksanlage Malta-Unterstufe. – Mitt. d. Institutes für Bodenmechanik, Feinmechanik und Grundbau an der Fakultät für Bauingenieurwesen und Architektur der Universität Innsbruck, 5, 22–43, Innsbruck.
- ERTL, V. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 182 Spittal/Drau. – Jb. Geol. B.-A., 126, 328–330, Wien.
- ERTL, V. (1984a): Bericht 1980 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und Quartär (Seerücken, Drau- und Liesertal) auf Blatt 182 Spittal a.d. Drau. – Verh. Geol. B.-A., 1981, A99–A103, Wien.
- ERTL, V. (1984b): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im Quartär und Kristallin auf Blatt 182 Spittal/Drau. – Jb. Geol. B.-A., 127, 255–257, Wien.
- ERTL, V. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 182 Spittal a.d. Drau. – Jb. Geol. B.-A., 128, 319–321, Wien.
- ERTL, V. (1986): 8 Manuskriptkarten zu Blatt 182 Spittal/Drau. – Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, Wien.
- EXNER, Ch. (1980): Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – Jb. Geol. B.-A., 123, 343–410, Wien
- FRITZ, A. (1967): Beitrag zur spät- und postglazialen Pollenstratigraphie und Vegetationsgeschichte Kärntens. – Carinthia II, 157/77, 5–37, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & UCIK, F.H. (1996): Neue Ergebnisse aus dem Würmglazial Kärntens. – Carinthia II, 106. Jg, 361–386, Klagenfurt.
- HEJL, E. (2005): Erläuterungen zu Blatt 157 Tamsweg der Geologischen Karte I : 50 000. – Geologische Bundesanstalt, Wien (in Druck).
- HERZOG, U. (1964): Geologische Untersuchungen als Grundlage eines Verbaunungsplanes am N-Ufer des Millstätter-Sees. – Diss. phil. Fak., Univ. Graz, 153 S., Graz.
- HUSEN, D. VAN (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – Jb. Geol. B.-A., 120, 1–130, Wien.
- HUSEN, D. VAN (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – Aus: geol. Gesch. Österr., Veröff. Geol. B.-A., 2, 24 S., 1 Kt., Verl. d. Geol. B.-A., Wien.
- HUSEN, D. VAN (2000): Die Schieferkohle von Nieselach (Gailtal Kärnten): Geologischer Rahmen, Sedimentationsbedingungen im Talboden, zeitliche Stellung. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., 12, 131–140, Wien.
- KERSCHNER, H., IVY-OCHS, S. & SCHLÜCHTER, Ch. (2003): Die Moränen von Trins im Gschnitztal – „Brenner“. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2003, 1.–5. 9. 2003, Trins, Gschnitztal, 185–190, Geol. B.-A., Wien.
- LICHTENBERGER, E. (1953a): Der Rückzug des Würm-Draugletschers aus dem Villacher Becken und im aufwärts anschließenden Drautal. – Carinthia II, 63/2, 7–14, Klagenfurt.
- LICHTENBERGER, E. (1953b): Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung des Millstättersees. – In: KÜPPER, H., EXNER, C. & GRUBINGER, H. (Hrsg.): Skizzen zum Antlitz der Erde, 405–414, Brüder Hollinek, Wien.
- LIEB, G.K. (1996): Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen. – Arbeiten aus dem Inst. f. Geographie der KFU Graz, 33, 9–125, Graz.
- LIEB, G.K. (2004): Karte I : 25.000 der Blockgletscher und 1850er Moränen in der Reißbeckgruppe (ÖK 182). – Unveröffentl. Manuskriptkarte, Archiv der Geol. B.-A., Wien.
- LUCERNA, R. (1933): Der Gletscher von Gmünd. – Mitt. Geogr. Ges., 76, 262–281, Wien.
- MARTINSON, D.G., PISIAS, N.G., HAYS, J.D., IMBRIE, J., MOORE, T.C. & SHAKELTON, N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. – Quaternary Research, 27, 1–29.

- MAYR, F. & HEUBERGER, H. (1968): Type Areas of Late Glacial and Postglacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. – Proc. VII INQUA Congr., 14, Univ. Colorado Studies, Ser. in Earth Sci., No. 7, 143–165.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – Bd I–III, 1199 S., Tauchnitz, Leipzig.
- POSCH-TRÖZMÜLLER, G. (2004): Bericht 2003 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 182 Spittal an der Drau. – Jb. Geol. B.-A., 144, 395–397, Wien.
- POSCH-TRÖZMÜLLER, G. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 182 Spittal an der Drau. – Jb. Geol. B.-A., 145, Wien, in Druck.
- PREUSSER, F. (2004): Towards a chronology of the Late Pleistocene in the northern Alpine Foreland. – Boreas, 33, 195–210.
- REITNER, J.M. (2003a): Bericht 1998–99 über Geologische Aufnahmen im Quartär und Kristallin auf Blatt 179 Lienz. – Jb. Geol. B.-A., 143/3, 514–522, Wien.
- REITNER, J.M. (2003b): Bericht 2000 über Geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 179 Lienz. – Jb. Geol. B.-A., 143/3, 389–395, Wien.
- REITNER, J.M. (2005a): Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i. T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6-2). – Dissertation Univ. Wien, 190 S., Wien.
- REITNER, J.M. (2005b): Bericht 2003/2004 über Geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 179 Lienz. – Jb. Geol. B.-A., 145, Wien (in Druck).
- REITNER, J., LANG, M. & VAN HUSEN, D. (1993): Deformation of high slopes in different rocks after würmian deglaciation in the Gailtal (Austria). – Quaternary International, Vol. 18, 43–51.
- RICHTER, E. (1897): Seenstudien. Erläuterung zur 2. Lieferung des Atlas der österr. Alpenseen. – Geogr. Abh., Bd. 6, H. 2, Wien.
- SCHIERL, H. (1993): Zur spätglazialen Entwicklung des Lieser- und Maltatales. – Diplomarb. Univ. Salzburg, 60 Bl., 49 Abb., 2 Anl., Salzburg.
- SCHMIDT, H. (1969): Pollenanalytische Untersuchungen des Kohlenmooses in Kärnten. – Carintia II, 79, 121–129, Klagenfurt.
- SCHMIDT, R., VAN DER BOGAARD, C., MERKT, J. & MÜLLER, J. (2002): A new Lateglacial chronostratigraphic tephra marker for the southeastern Alps: The Neapolitan Yellow Tuff (NYT) in Längsee (Austria) in the context of a regional biostratigraphy and paleoclimate. – Quaternary International, 88, 45–56.
- SCHULTZE, E. (1984): Neue Erkenntnisse zur spät- und frühpostglazialen Vegetations- und Klimageschichte im Klagenfurter Becken. – Carinthia II, 174/94, 261–266, Klagenfurt.
- UCIK, F.H. (1984): Geologie der Drautalfurche. – Österr. Zeitschr. Elektrizitätswirtsch., Jahrg. 42, Heft 11, 453–456, Wien – New York.



Karte 3: Karte mit quartärgeologischen Einträgen.

be[ein]druckend...

WIR VERNETZEN PROBLEME MIT DER LÖSUNG

Rollenoffset

Bogenoffset

Endfertigung



DRUCKEREI
BERGER

Der persönliche Drucker

...flexibel

UNSER WUNSCH, IHRE ZUFRIEDENHEIT



Ferdinand Berger & Söhne GesmbH · A-3580 Horn, Wiener Straße 80

© 02982/41 61-0 · Fax 02982/41 61-268 · e-mail: druckerei.office@berger.at · ISDN 02982/60171
internet: www.berger.at · Stadtbüro: A-1090 Wien, Pulverturm-gasse 3 · © 01/313 35-0 · Fax 01/313 35-19

ZEITSCHRIFTEN · PRINTWERBEMITTEL · BROSCHÜREN · KATALOGE · BÜCHER

QUARTÄR- UND INGENIEURGEOLOGIE

Massenbewegungen auf ÖK 182

A. Koçiu & G. Posch-Trözmüller
Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien

Die vorgestellten Massenbewegungen auf Blatt Ök 182 Spittal an der Drau wurden im Zuge der Landesaufnahme und des Projektes „Naturgefahren Kärnten“ kartiert und dokumentiert. Der Bereich südlich der Drau (Goldeckgruppe) wurde von G. POSCH-TRÖZMÜLLER, der Bereich nördlich davon von A. KOÇIU aufgenommen.

Es wurden folgende Ziele definiert:

1. Kartierung von Strukturen mit Relevanz auf Massenbewegungen.
2. Geomechanische Charakterisierung und Klassifizierung von Massenbewegungen.
3. Angaben über zeitliche und räumliche Abgrenzung der Ereignisse.

Im Arbeitsgebiet sind die Gesteine des Tauernfensters und der Ostalpinen Decken vertreten. Geotechnisch bedeutsam sind vor allem jene Formationen, die überwiegend aus Glimmerschiefer und Phylliten bestehen. Diese weisen eine hohe potentielle Teilbeweglichkeit auf. Vor allem in oberflächennahen Zonen finden im Bereich der glimmerreichen Schiefer Verwitterungsprozesse statt, die zu einer weiteren Abnahme der Festigkeit und Zunahme der Rutschungsanfälligkeit führen.

Während der letzten Eiszeit (Würm-Hochglazial) waren das Ober- und Unterdrautal sowie Möll- und Maltatal und alle seitlichen Gräben von Eis erfüllt (s.a. REITNER, dieser Band). Die glaziale Erosion bewirkte eine Übersteilung der Talflanken. Mit dem Abschmelzen des Eises und dem damit einhergehenden Verlust des Widerlagers wurden mehrere Hänge instabil, Massenbewegungen setzten ein. Aufgrund der mechanischen Eigenschaften (hohe potentielle Teilbeweglichkeit) der betroffenen Gesteine (v.a. Glimmerschiefer, Phyllite) handelt es sich dabei vorwiegend um Sackungen. Sackungen werden (nach ZISCHINSKY [1969]) charakterisiert durch einen relativ langsamen Bewegungsablauf, eine Kombination von kontinuierlicher und diskontinuierlicher Deformation. Bruchhafte Verformung findet man in den oberen Bereichen der Hangbewegungen in Form der Bewegungsbahnen, wobei die Abrissbahnen meist nach unten im Hang enden. In den unteren Hangbereichen herrscht weitgehend bruchlose Verformung (im Maßstab des verformten Körpers).

Im Bereich der Penninischen Einheiten im Tauernfenster lassen sich Bereiche mit unterschiedlichen geotechnischen Eigenschaften erkennen: Die Gesteine des Venediger-Deckensystems sind (z.B. Zentralgneise, Paragneise, Amphibolite) als spröde anzusprechen, während jene des Glockner-Deckensystems (z.B. Kalkschiefer, Grünschiefer, Talkschiefer) als duktil-plastisch einzustufen sind. Die Spannungsumlagerung nach dem Gletscherrückzug hat zu einer Deformation in Form von zumeist relativ langsamen vertikalen Bewegungen der plastisch-duktilen Schiefer des Glockner-Deckensystems geführt (Sackungen). Demgegenüber treten in den spröde reagierenden Gesteinen des Venediger-Deckensystems, besonders bei steilem Relief, zunehmend Felsstürze auf.

Die Ostalpinen Decken werden überwiegend aus Paragneisen (Millstatt-, Polinik- und Bundschuh-Komplex), Glimmerschiefern (Radenthein-, Aineck-Teuerlnock-, Gaugen-Komplex), Phylliten (Goldeck-Komplex) und Phylloniten (Katschberg-Zone) aufgebaut. Im Dreieck Kranglalm – Stubeck – Ecken, welcher aus der Katschberg-Zone und dem Aineck-Teuerlnock-Komplex aufgebaut ist, findet man in den Bereichen Seebacherwiesen und Mosstritzen Abrisskanten und Vernässungsbereiche, die auf Instabilität der Hänge hindeuten.

In der Goldeckgruppe sind in den Gratbereichen des Goldeckgipfels und der benachbarten Gipfel sowie Kreuzbühel und Kuhstand, welche sich aus dem Goldeck-Komplex aufbauen, deutliche Abrisskanten und Doppelgrate ausgebildet. In den etwas tiefer gelegenen Bereichen, zum Beispiel der Bürstelböden, sind hangparallele Leisten, Rinnen bzw. Verebnungsflächen zu finden, welche die Köpfe abgefahrener Gleitschollen bzw. Zugspalten darstellen. Die tieferen Hangfußbereiche erscheinen morphologisch meist kleinräumig unruhig, Ausdruck von kleinen Differentialbewegungen in der weitgehend „bruchlos“ verformten Zone. Diese Sackungen weisen (momentan) nur sehr geringe Aktivitäten auf.

In einer frühen Abschmelzphase wurde der tief eingeschnittene Siflitzgraben zumindest teilweise eisfrei und es gelangten mächtige Eisrandterrassensedimente zur Ablagerung. Die an den steilen Hängen des Siflitzgrabens und seiner Nebenbäche aufgeschlossenen Sedimente bilden oftmals Hangrutschungen aus und stellen somit potentielle Murenherde dar.

Literatur

- POSCH-TRÖZMÜLLER, G. (2004): Bericht 2003 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 182 Spittal an der Drau. – Jb. Geol. B.-A., 144, 395–397, Wien.
- POSCH-TRÖZMÜLLER, G. (in Druck 2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen von Massenbewegungen und im Quartär auf Blatt 182 Spittal an der Drau; Goldeckgruppe, Goldeck – Lind im Drautal; Wien.
- ZISCHINSKY, U. (1969): Über Sackungen. – Rock Mechanics, 1, 30–52, Wien.

Gravitative Hangbewegungen auf der linken Mölltalseite in der Reißbeckgruppe

Friedrich Ucik
A-9071 Köttmannsdorf

Die Übersteilung von Berghängen durch die eiszeitlichen Gletscher hat in zahlreichen Gegenden nach dem praktisch blitzartigen Abschmelzen des Eises, das die übersteilten Hänge zugleich auch stützte, innerhalb von nur 1.000 bis 1.500 Jahren dazu geführt, dass diese Hänge unter dem Einfluss der Schwerkraft in Bewegung gerieten, weil nun ihr Eigengewicht die innere Festigkeit (Zugkraft) des Felsgerüsts überschritt. Es kam zu Fels- oder Bergstürzen, Abgleiten großer Gesteinspartien, Absackungen unter Auflockerung des Felsens, die tiefe Nischen in den Bergkämmen hinterließen, und anderen Erscheinungen. Die Art der Gesteine, ihre Ausbildung – massig, schiefrig oder gebankt – und die Art der Lagerung im Verhältnis zur Hangoberfläche haben dabei wesentliche Rollen gespielt. In der Pöllta, dem obersten Abschnitt des Liesertales, sind beispielsweise Sackungen und Bergstürze mehrfach zu beobachten. Anders sind die Erscheinungen, die auf der linken Seite des Mölltales etwa von Mallnitz talabwärts bis gegen Purnitz hin sich entwickelten.

Gemäß dem großtektonischen Bauplan dieses Gebietes – die Reißbeckgruppe wird größtenteils von den Penninischen Decken in der SE-Ecke des Tauernfensters aufgebaut – müssten im fraglichen Abschnitt des Mölltales die Schichten im Wesentlichen mehr oder minder steil nach SW hin einfallen. In den höheren Bereichen der Berghänge ist dies auch der Fall; in den tieferen Hangabschnitten jedoch fallen die Schichten in der Regel gegen NE ein, also in den Hang hinein. Hangparallele Zerreißen durchziehen die Berge und Gebirgsflanken. Die beobachteten Lagerungsverhältnisse reichen tief in den Hang bzw. die Berge hinein. Es handelt sich dabei nicht nur um oberflächliche Erscheinungen; die zahlreichen Stollenbauten der Österr. Draukraftwerke für das KW Reißbeck haben diese Beobachtungen bestätigt. Die Kenntnis dieser sonderbaren Schichtenlagerung ist nicht neu und man hat mancherlei Theorien entwickelt, um sie zu erklären („Rückfaltung“ u.a.). Obwohl die Phänomene „Bergzerreißen“ und „Talzuschub“ von J. STINI und O. AMPFERER bereits erkannt und untersucht waren, hat man an sie in diesem Zusammenhang nicht gedacht – vielleicht war das Beispiel im Mölltal zu groß dafür. Als die ÖDK beim Bau des Malta-Überleitungstollens den Übergangsbereich zwischen „normaler“ und „aberranter“ Lagerung mit einem Stollen zu queren beabsichtigte, wurde ich 1966 beauftragt, diese Lagerungsverhältnisse durch eine Kartierung meines Ermessens zu klären. Das Ergebnis der Arbeiten war relativ einfach und wurde durch spätere Beobachtungen bestätigt. Die etwa parallel zu linksseitigen Mölltalflanke einfallenden Gesteinsschichten wurden durch den Eiszeitgletscher unterschritten und gerieten nach dessen Abschmelzen infolge der Schwerkraft stufen- und staffelförmig in Bewegung, wobei bis in den Hauptkammbereich empor sich auch heute noch offene Klüfte bildeten (z.B. Burgstall/Scharlattl, Planwände, Plankogel – Görriacher Alm, Kleiner Mühdorfer See – Rieckentörl). In tieferen Abschnitten der Hänge wurden diese Setzungenbewegungen so intensiv, dass es zu einem Kippen, einem Riesenhakenwerfen der Schichten kam (in einem alten Bergbaustollen bis weit über 100 m unter GOK zu beobachten). Diese Hangbewegungen verliefen aber nicht einheitlich über die ganze betroffene Talflanke, sondern es bildeten sich einzelne, unterschiedliche Bewegungskörper aus, deren Grenzen von den Seitengraben des Mölltales gebildet wurden. So stößt im Rieckengraben mittelsteiles und steiles Einfallen der Schichten von zwei verschiedenen Bewegungskörpern unmittelbar aneinander (statistische Gefügemessungen) und die überkippte Lagerung reicht in den einzelnen Bewegungsmassen verschieden weit hangaufwärts.

Die Spalten zwischen den einzelnen abgesehenen Schichtpaketen und die Übergangszone von normaler zur überkippten Lagerung wurden größtenteils nachträglich mit Lockermaterial (Grundmoränen) wieder zugespült. Ein Sondierstollen in diesem Übergangsbereich der Lagerung hat dies alles bestätigt und überdies gezeigt, dass der Übergang nicht schlagartig erfolgt, sondern über eine fächerförmige Stellung der Schichten.

Die Beobachtungen an der seit langem bestehenden Rohrleitung des KW Reißbeck lassen vermuten, dass diese Hangbewegungen hier zur Ruhe gekommen sind. Die Schäden am untersten Festpunkt der Druckrohrleitung Malta – Rottau, die vor Jahren auftraten, waren wahrscheinlich nicht auf ein Andauern der Hangbewegungen, sondern auf die schlechte Felsqualität zurückzuführen.

Literatur

- EXNER, Chr. (1962): Sonnblicklamelle und Mölltallinie. – Jahrb. Geol. B.-A., 105, 273–286, Wien.
- PIRKL, H. (1972): Quartäre gravitative tektonische Gefügeumprägung der Tauernschieferhülle im unteren Mölltal zwischen Kaponig- und Rieckengraben (Kärnten). – Verhandl. Geol. B.-A., 1972, 268–280, Wien.
- UCIK, F.H. (1974): Bergstürze, Talzusub und Wildbäche – einige geologische Ergebnisse der Integralanalyse Liesertal. – Kärntner Naturschutzblätter, 13. Jg., 31–47, Klagenfurt.

Permafrost und Blockgletscher in den Alpen – das Beispiel ÖK Blatt 182 Spittal a.d. Drau

G.K. Lieb

Institut für Geographie und Raumforschung, Universität, 8010 Graz

Inhalt

Zusammenfassung

Summary

1. Einleitung
2. Anmerkungen zum Kenntnisstand
3. Die Verbreitung des gegenwärtigen Permafrostes
4. Die Blockgletscher der Reißbeckgruppe
5. Schlussbemerkung zur Bedeutung von Permafrost und Blockgletschern

Literatur

Zusammenfassung

Die Arbeit beginnt mit einigen Aspekten des Kenntnisstandes über Permafrost in den österreichischen Alpen. Die gegenwärtige Verbreitung von Permafrost und Blockgletschern im Untersuchungsgebiet wird mit besonderer Berücksichtigung der dabei auftretenden methodischen Fragen diskutiert. Das Schlusskapitel beleuchtet die Signifikanz von Blockgletschern im Hochgebirge.

Summary

Permafrost and rock glaciers in the Alps – the example of Austrian map sheet 182 Spittal a.d. Drau

The paper presents some aspects of the state of knowledge on permafrost in the Austrian Alps. The current distribution of permafrost and of rock glaciers in the study area is discussed with special regard of the methodical problems involved. The conclusions outline the significance of rock glaciers in high mountain environments.

I. Einleitung

Dem Permafrost (definiert als Lithosphärenmaterial, das über mehrere Jahre hinweg Temperaturen unter 0 °C aufweist) wurde in den letzten Jahrzehnten in den Hochgebirgsräumen der Alpen vermehrt Aufmerksamkeit geschenkt. Eine Ursache hierfür ist, dass Permafrost als Indikator des globalen Klimawandels in Frage kommt. Dabei hängen Veränderungen des Permafrostmilieus im Hochgebirge offenbar stark mit der Dynamik von Massenbewegungen bzw.

Naturgefahren zusammen. Als wichtigste Manifestation von Permafrost im Hochgebirge gelten Blockgletscher (definiert als kriechende, eisübersättigte Lockersedimentkörper unter Permafrost-Bedingungen; hierzu und für weitere terminologische Fragen vgl. BARSCH [1996]), deren Erforschung besonders durch neue, hoch auflösende Monitoring-Techniken wichtige Impulse erhalten hat (z.B. KÄÄB et al., 2003, KAUFMANN & LADSTÄTTER, 2003).

In seinem nordwestlichen Teil deckt das ÖK-Blatt 182 Spittal/Drau einen bedeutenden Teil der Reißbeckgruppe und somit der Hohen Tauern ab, die traditionell zu einem der Schwerpunktgebiete der Permafrost-Forschung in Österreich gehören. Da auch für das Gebiet des Kartenblattes selbst eine Reihe von Untersuchungsergebnissen zu Permafrost und Blockgletschern vorhanden sind, lag es nahe, hierüber im vorliegenden Rahmen zu berichten und zumindest eine Auswahl an Blockgletschern auch in die Geologische Karte aufzunehmen.

2. Anmerkungen zum Kenntnisstand

Die Permafrostforschung hat sich als relativ eigenständige Querschnittsmaterie im Berührungsbereich von Geologie, Geomorphologie, Physischer Geographie, Geophysik, Pedologie u.a. etabliert, was man etwa an der Existenz einer internationalen Forschungsgruppe (International Permafrost Association, IPA), deren Mitglied Österreich ist, oder einer einschlägigen Fachzeitschrift (Permafrost and Periglacial Processes) erkennt. In Österreich gibt es viele einzelne Forschungsinitiativen – mit klarem Schwerpunkt im Bereich der Blockgletscher –, woraus ein überblicksmäßiges Bild der Permafrostverbreitung gezeichnet werden kann: In den österreichischen Alpen ist im Mittel oberhalb von 2500 m mit dem Auftreten von Permafrost zu rechnen, in Summe dürften rund 2000 km² oder 2,4% der Staatsfläche von Permafrost unterlagert sein (LIEB, 1998, 2000).

Für die Reißbeckgruppe liegt eine spezielle Darstellung der Permafrostverhältnisse vor (LIEB & KROBATH, 2002), auf die für Details der Erforschungsgeschichte verwiesen und in der Folge auch mehrfach zurückgegriffen wird. Der östliche Teil der Hohen Tauern war auch das Untersuchungsgebiet für mehrere methodisch ausgerichtete Studien wie etwa die GIS- und fernerkundungsgestützte Modellierung der Permafrostverbreitung (AVIAN, 2002) oder die photogrammetrische Bearbeitung des aktiven Blockgletschers im hinteren Dösental bei Mallnitz (KAUFMANN, 1998).

3. Die Verbreitung des gegenwärtigen Permafrostes

Permafrost ist als – in der Hauptsache von der Strahlungsbilanz induzierter – thermischer Zustand des Untergrundes (im Sommer noch dazu unterhalb einer oberflächennahen „Auftauschicht“) nur in seltenen Ausnahmefällen unmittelbar sichtbar. Vielmehr muss seine Existenz aus indirekten Informationen erschlossen werden. Hierzu wurde eine breite Methodenpalette entwickelt, die von einfachen Temperaturmessungen an Quellen bis zu aufwändigen geophysikalischen Untersuchungen reicht (KING et al., 1992). Für eine Erstabschätzung der Permafrostverbreitung ist die GIS-gestützte Modellierung so weit operationalisiert, dass sie routinemäßig eingesetzt werden kann. Für die Studie von LIEB & KROBATH (2002) wurde ein einfacher Ansatz verwendet, der Seehöhe, Exposition und ausgewählte Gelände-Parameter berücksichtigte. Auf dieser Grundlage konnten in einem nächsten Schritt gezielt Spezial-Untersuchungen lokalisiert werden, die das modellierte Verbreitungsbild des Permafrostes zwar in den Grundzügen bestätigten, aber doch auch lokale Modifikationen notwendig machten.

In der Reißbeckgruppe tritt auf Grund der bescheidenen Seehöhen (höchster Gipfel der Gruppe und des Kartenblattes: Gr. Reißbeck, 2965 m) Permafrost gegenwärtig nur in den innersten Gebirgstteilen auf. Mit einer berechneten mittleren Untergrenze der Kategorie „Permafrost wahrscheinlich“ bei 2833 m in südlicher Exposition bleibt diese beinahe frei von Permafrost, während 60% der Kategorie „Permafrost wahrscheinlich“ allein auf den Nordsektor bei einer mittleren Untergrenze von 2498 m entfallen (Expositionsanalyse in 4 Klassen zu je 90°). Auch die Geländebefunde bestätigen, dass der Schwerpunkt der Permafrostverbreitung in und unterhalb der Nordwände der Hauptgipfel der Gruppe liegt. Die Exposition und starke Horizontüberhöhung gegen S bedingen hier auch das Vorhandensein perennierender Schneefelder und der wenigen Gletscher.



Abb. 1: Schattseitige Hänge der Hochlagen werden weithin von Permafrost unterlagert, die sommerlichen Schneefelder sind ein Hinweis darauf.
(Blick vom Gr. Reißbeck, 2965 m, nach S) Foto: LIEB.

Unschärfen weisen die Modellierungsergebnisse hingegen dort auf, wo weniger die Exposition als vielmehr grobblockiges Substrat als Permafrost erhaltender Faktor in Erscheinung tritt. So ist beispielsweise durch verschiedene Methoden sowie durch (beim Bau des Speichersees Großer Mühdorfer See) aufgeschlossenes Untergrundeis die Existenz von Permafrost im Kar unterhalb der Seescharte (SSE Reißbeckhütte) gesichert, obwohl die Modellierung hier nur die Kategorie „Permafrost möglich“ auswies. Da grobblockige Schutt-Akkumulationen in den Hochlagen der Reißbeckgruppe (Abb. 1) und weiter Teile der Zentralalpen sehr häufig sind, können die gängigen Modellierungen lokal beträchtlich zu geringe Permafrostflächen anzeigen. Dementsprechend wird daran gearbeitet, in neuen Modellierungsansätzen das Untergrundsubstrat über Fernerkundungsdaten einzubeziehen.

4. Die Blockgletscher der Reißbeckgruppe

Für die österreichischen Alpen östlich von Nordtirol existiert ein flächendeckendes Inventar aller Blockgletscher (LIEB, 1996, 2000), das aus Luftbildern durch einfache visuelle Interpretation gewonnen wurde. Darin sind 1451 Blockgletscher, differenziert nach den Aktivitätsklassen „intakt“ (282 oder 19,4%) und „fossil“ (1169 oder 80,6%), enthalten. Intakt bedeutet, dass der betreffende Blockgletscher noch Permafrost enthält, wobei wiederum zwischen aktiv (in Bewegung stehend) und inaktiv (unbewegt) zu unterscheiden ist, was jedoch aus bloßer Luftbildkartierung nicht beurteilt werden kann. Fossile Blockgletscher enthalten keinen Permafrost mehr, besitzen aber das unverwechselbare (durch das Ausschmelzen des Eises sogar noch betonte) „fluidale“ Erscheinungsbild von Blockgletschern. Für die gesamte Reißbeckgruppe (innerhalb der üblichen Begrenzung Liesertal – Maltatal – Gössgraben – Mallnitzer Scharte – Dösen – Mölltal) enthält das Inventar insgesamt 45 Blockgletscher, davon 19 intakte und 25 fossile.

Für die Aufnahme in die Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 182 Spittal, wurden die im Inventar enthaltenen Blockgletscher einer Revision unter Berücksichtigung jüngerer Beobachtungen und Kartierungen unterzogen. Auf dieser Basis wurden 31 Blockgletscher (davon 3 nördlich und östlich außerhalb der Reißbeckgruppe) zur Eintragung vorgeschlagen. Hierzu ist methodisch und inhaltlich Folgendes anzumerken:

- Die Grundlage der Kartierung bildeten, wie erwähnt, Luftbilder. Ein Besuch von Blockgletschern war zwar in vielen, jedoch keineswegs in allen Fällen möglich, weshalb insbesondere die Unterscheidung zwischen aktiven und inaktiven nur in Ausnahmefällen möglich ist. Es sollte daher mit dem Überbegriff intakt gearbeitet werden.
- Aufgrund des vorgegebenen Maßstabs können die Blockgletscher nicht vollständig erfasst, sondern nur ab einer Mindestgröße von etwa 10 ha eingetragen werden. Damit bleiben einige interessante und exponierte Formen – wie z.B. der nur knapp 100 m lange, weit nach SE vorgeschobene intakte Blockgletscher unter der Ostwand des Gmeinecks (2592 m) – unberücksichtigt.
- Blockgletscher entwickeln sich meist aus Schutthalden und haben keine klar definierten Oberränder. Die in der Karte eingetragenen Blockgletscher-Begrenzungen können also nicht den Anspruch erheben, die Blockgletscher-Flächen (im Sinne der jeweiligen Areale kriechenden Permafrosts) exakt wiederzugeben. Eine eventuell ableitbare Quantifizierung der Blockgletscher-Flächen müsste dies bei der Interpretation berücksichtigen.
- Besonders bei komplex gebauten fossilen (reliktischen) Blockgletschern, deren Aktivitätsphasen im Spätglazial vermutet werden können, sind auch lokale Fehlinterpretationen nicht auszuschließen. Dies betrifft nicht unbedingt fossile Blockgletscher als Ganzes, sondern eher Teile ihrer Begrenzung bzw. ihre innere Gliederung in verschiedene Teile („multi-unit-rock glaciers“). In Einzelfällen können jedoch auch Formenkonvergenzen zu Gleit- oder Sturzmassen auftreten oder sich solche zu Blockgletschern weiterentwickeln.



Abb. 2: Fossile Blockgletscher bilden oft einen scharfen Kontrast zur umliegenden alpinen Grasheide (Blick vom Hochkedl, 2558 m, nach SSE zum Sonnblick). Foto: LIEB.

5. Schlussbemerkung zur Bedeutung von Permafrost und Blockgletschern

Blockgletscher spielen in der Hochgebirgsstufe besonders der Zentralalpen nicht nur im Landschaftsbild eine große Rolle, sondern auch als Glieder des Schutttransportsystems, wobei Oberflächen-Geschwindigkeiten in der Größenordnung von Dezimetern pro Jahr auftreten und das Alter der Blockgletscher vielfach auf mehrere Jahrtausende (Holozän) geschätzt werden kann. Gleichzeitig fungieren sie als Wasserspeicher, was weniger in den Alpen, sehr wohl aber in Gebirgen semiarider/arider Räume auch für Fragen der Wasserversorgung eine zunehmende Rolle spielen könnte. Die Reaktion des Kriechverhaltens auf den aktuellen Klimawandel ist noch nicht ausreichend erforscht, in Bohrlöchern etwa der Schweizer Alpen ist aber eine signifikante Erhöhung der Permafrosttemperaturen mit noch nicht absehbaren Folgen auf die Morphodynamik dokumentiert (z.B. HAEBERLI et al., 1998). Hinweise auf die erwähnte potenzielle Erhöhung von Naturgefahren durch gravitative Prozesse in Zusammenhang mit dem Abbau (Degradation) von Permafrost diskutiert HIRSCHMUGL (2003).

Fossile Blockgletscher sind in ihrer Interaktion mit alten Gletscherständen als Hilfsmittel zur Rekonstruktion der Klimageschichte sicherlich noch nicht ausreichend genutzt worden, obwohl entsprechende Ansätze schon lange vorliegen (z.B. KERSCHNER, 1985). Fossile Blockgletscher haben sich bei jüngeren Untersuchungen aber auch als bedeutende Lockersediment-Aquifere erwiesen (UNTERSWEIG & SCHWENDT, 1996), die an einigen Stellen der österreichischen Alpen bereits wasserwirtschaftlich genutzt werden. Blockgletscher sind damit bedeutende Phänomene der hochalpinen Umwelt, deren Dokumentation in der amtlichen geologischen Karte – zumindest in Auswahl – sehr begrüßenswert erscheint.

Literatur

- AVIAN, M. (2002): Modellierung der Permafrostverbreitung an der Hochalm Spitze mittels digitalem Höhenmodell und Orthophotos. – Unpubl. Diplomarb., Univ. Graz, 112 S.
- BARSCHE, D. (1996): Rock-glaciers. Indicators for the present and former geocology in high mountain environments. – Springer Series in Physical Environment, Berlin, 335 S.
- HAEBERLI, W. (2000): Modern research perspectives relating to permafrost creep and rock glaciers: a discussion. – *Permafrost and Periglacial Processes* 11/4, 290–293.
- HAEBERLI, W., HOELZLE, M., KÄÄB, A., KELLER, F., VONDER MÜHLL, D. & WAGNER, S. (1998): Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtèl, Eastern Swiss Alps: answered questions and new perspectives. – 7th International Permafrost Conference, Proceedings, Yellowknife, Canada, 403–409.
- HIRSCHMUGL, M. (2003): Debris flows in the mountain permafrost zone: Hohe Tauern national park (Austria). – 8th International Permafrost Conference, Proceedings, Zürich, 413–418.
- KÄÄB, A., KAUFMANN, V., LADSTÄDTER, R. & EIKEN, T. (2003): Rock glacier dynamics: implications from high-resolution measurements of surface velocity fields. – 8th International Permafrost Conference, Proceedings, Zürich, 501–506.
- KAUFMANN, V. & LADSTÄDTER, R. (2003): Quantitative analysis of rock glacier creep by means of digital photogrammetry using multi-temporal aerial photographs: two case studies in the Austrian Alps. – 8th International Permafrost Conference, Proceedings, Zürich, 525–530.
- KAUFMANN, V. (1998): Deformation analysis of the Doesen rock glacier (Austrian Alps, Europe). – *Permafrost*, 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife (Canada), Proceedings, 551–556.
- KERSCHNER, H. (1985): Quantitative paleoclimatic inferences from lateglacial snowline, timberline and rock glacier data, Tyrolean Alps, Austria. – *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol.*, 21, 363–369.
- KING, L., GORBUNOV, A.P. & EVIN, M. (1992): Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 3/2, 73–81.
- LIEB, G.K. (1996): Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen. – In: Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich, Arb. Inst. f. Geographie Univ. Graz, 33, 9–123 (inkl. Blockgletscherinventar).
- LIEB, G.K. (1998): High-mountain permafrost in the Austrian Alps. – *Permafrost*, 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife (Canada), Proceedings, 663–668.
- LIEB, G.K. (2000): Hochgebirgspermafrost in den österreichischen Alpen. – *Österreich in Geschichte und Literatur mit Geographie* (Wien) 44/1, 49–59.
- LIEB, G.K. & KROBATH, M. (2002): Der Permafrost in der Reißbeckgruppe (Hohe Tauern, Kärnten). – In: Kontinuität und Wandel in der Natur- und Kulturlandschaft (Festschrift für H. Wakonigg), *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 38, 159–172.
- UNTERSWEIG, T. & SCHWENDT, A. (1996): Blockgletscher und Quellen in den Niederen Tauern. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 87, 47–55.

Einige Angaben zu den jungen Talfüllungen im Drau- und Mölltal im Raum von Spittal a.d. Drau

Friedrich Ucik
9071 Köttmannsdorf

Während es vom Felsgerüst Österreichs schon seit vielen Jahren Karten – wenn auch von unterschiedlicher Qualität – gibt, hat man sich bei den großen Tälern im Allgemeinen mit der Ausscheidung von Schwemmkegeln und einigen Terrassen begnügt. Dies liegt auch darin begründet, dass man die Felsformationen aus ihren anstehenden Aufschlüssen nach Lagerung der Schichten und tektonischen Überlegungen (die nicht immer richtig waren) mit einiger Wahrscheinlichkeit auch in die Tiefe des Untergrundes von Bergen und Hügeln verfolgen kann, während jene jungen Talsedimente, die an der Oberfläche nicht sichtbar sind, bis zur Durchführung von Bohrungen unbekannt bleiben. Solche Bohrungen werden in größerer Zahl erst seit einigen Jahrzehnten im Zusammenhang mit Straßen-, Brücken- und Kraftwerksbauten durchgeführt, wobei die aussagekräftigeren Kernbohrungen noch später in Gebrauch kamen. Im Gebiet des Kartenblattes Spittal haben nun die zahlreichen Bohrungen der Österr. Draukraftwerke A.G. im Drautal sowie im untersten Mölltal nähere Angaben ermöglicht, wenngleich sie meist nur die obersten 40–50 m der jungen Talfüllungen betrafen. Im oberen Drautalabschnitt flussaufwärts von Sachsenburg bis zur Landesgrenze gibt es überhaupt nur knapp über ein Dutzend Tiefbohrungen auf –40 m, eine davon bei Kleblach-Lind (Fellbach, knapp außerhalb Blatt 182), freilich auf –200 m.

Im Drautal flussabwärts von Möllbrücke wird das Erscheinungsbild der Taloberfläche von mehreren jungen und rezenten Flussterrassen geprägt. Auf der tiefsten derselben, die von Hochwässern oft weithin überflutet wurde, finden sich die Spuren einer alten, verwilderten Drau in Gestalt mehr oder minder vernässter Mulden und von Rinnen, doch sind viele der alten Flussarme durch die landwirtschaftliche Nutzung völlig eingeebnet und unkenntlich geworden (Vergleich mit alten Karten). Dieses Terrassenniveau herrscht im Abschnitt auf Blatt 182 weitaus vor. Die fluviatilen, gröberkörnigen Sand-Kies-Ablagerungen reichen meist nur bis etwa 10 m unter die Geländeoberfläche, ganz selten bis etwa –20 m. Unter diesen deutlich fluviatilen Ablagerungen folgen gegen die Tiefe Sande und Schluffe, also Sedimente eines langsam fließenden, verwilderten Flusses oder von Seen. Nur vereinzelt fanden sich auch in größeren Tiefen kiesführende Schichten. Wenn auch der Fels (Ostalpines Kristallin) im Bereich des Hauptbauwerkes der Stufe Villach bis knapp unter den Talboden emporreicht und rechtsseitig an einigen Stellen unter den jungen Ablagerungen noch erbohrt wurde, so wurde Fels doch im Talbereich selbst in keiner Bohrung angetroffen; nach verschiedenen Überlegungen liegt er bei –300 bis –500 m u.GOK – also wesentlich tiefer, als früher angenommen wurde.

Bei Sachsenburg und Gottesfeld trafen zwei 40-m-Bohrungen sowie die 200 m tiefe Bohrung bei Kleblach – Lind Kiese, Sande und Schluffe an, also Ablagerungen von Flüssen und See, ohne dass ein weiträumig einheitlicher Aufbau der Talfüllung wie weiter talabwärts rekonstruiert werden konnte. Es gab hier mehrere Seen, die vielleicht hinter Schwemmkegeln aus den Seitengraben gestaut wurden.

Bei der Erkundung für die Malta-Unterstufe Möllbrücke wurde festgestellt, dass über der Talfüllung Bergsturzmaterial liegt. Dies gilt wahrscheinlich auch für andere Stellen im Talverlauf, wo eine Überlagerung durch ganz junge Schwemmkegel hinzukommen kann.

Glaziale Ablagerungen (Grundmoränen) wurden nicht angetroffen, auch nicht der Felsuntergrund – er liegt sicherlich deutlich unter –200 m. Die von FRITZ & UCIK (2001) durchgeführten Untersuchungen bei Mallnitz haben gezeigt, dass die Täler schon bald nach dem Vereisungsmaximum eisfrei waren, die Talfurchen sehr tief sind und zutiefst Grundmoränensedimen-

te liegen, die im Drautal noch nicht angetroffen wurden. Dieses obere Drautal ist an der Oberfläche überdies dadurch charakterisiert, dass fast nur die tiefste, I. Draubegleiterrasse vorhanden ist. Von den höheren Terrassen finden sich nur selten einzelne kleine Reste.

Im Bereich des untersten Mölltales (Wehr Rottau) haben die Erkundungsbohrungen Flussablagerungen, Schwemmkegelmateriale, Sandschichten sowie Stauseeablagerungen erbracht, in die häufig Riesenblöcke (Durchmesser bis 2 m) eingestreut sind. Sämtliche Schichten waren weder horizontbeständig noch einigermaßen homogen in der Kornzusammensetzung. Der genaue Aufbau des Untergrundes konnte daher nicht exakt erfasst werden (CLAR & DEMMER, 1979).

Literatur

- CLAR, E. & DEMMER, W. (1979): Die Geologie der Kraftwerksgruppe Malta. – Österr. Zeitschr. für Elektrizitätswirtschaft, 32. Jg., H. 1/2, 12–20, Wien – New York.
- FRITZ, A. & UČÍK, F.H. (2001): Klimageschichte der Hohen Tauern. Ergebnisse der Bohrungen am Stapitzer See bei Mallnitz. – Wissenschaftl. Mitt. aus dem Nationalpark Hohe Tauern, Sh. 3.
- LUCERNA, R. (1933): Der Gletscher von Gmünd. – Mitt. Geogr. Ges. Wien, 262–281.
- UČÍK, F.H. (1984): Geologie der Drautalfurche. – Österr. Zeitschr. Elektrizitätswirtschaft, Jg. 42, H. 11, 453–456, Wien – New York.

Auswirkungen tektonischer Störungen auf den Bohrvortrieb im Altkristallin

F.W. Marsch

1190 Wien und 8230 Hartberg

Die **petrographisch-gefügekundlichen und ingenieurgeologischen Verhältnisse** in der nördlichen Kreuzeckgruppe (Kärnten) zeigen Auswirkungen auf den Tunnelvortrieb nahe der Basis des ostalpinen Altkristallins. An Serien wurden untersucht:

- Die Überschiebungsbasis des ostalpinen Altkristallins über dem Rahmen des Tauernfensters (Grünschiefer, Chloritschiefer)
- Die Polinik-Antiklinale (Glimmerschiefer, Paragneise, Quarzite) über mehrere Kilometer
- Einschaltungen von Orthogneisen, Amphiboliten, Pegmatiten etc.
- Die Situation am Südrand der Hohen Tauern als Vergleich.

Die Arbeiten basieren auf ingenieurgeologischen Aufnahmen, geophysikalischen und geotechnischen Untersuchungen an beiden Hängen des Mölltales zwischen Wöllatratten und Penk sowie Vergleichsbegehungen von Tunnelbauwerken (insbes. Frässtollen Wöllabach-Beileitung) bei Tiefgängen bis 1 km unter Gelände.

Näher untersucht wurden die Gesteine in **tektonischen Störungen** der nördlichen Kreuzeckgruppe: Diaphthorite, Phyllonite, Blastomylonite, Pseudotachylite, Kataklasite, und tonige Ultramyonite. Gerade diese, durch retrograde p-T-Bedingungen in geologisch junger Zeit abschnittsweise umgeprägten und teilweise entfestigten Gesteinstypen können Auswirkungen auf den Baufortschritt zeigen.

Vortriebserschwerisse können sich ergeben durch:

Geologische Faktoren

- schleifender Verschnitt des Trennflächengefüges mit der Vortriebsrichtung
- Gefügauflockerung und Gebirgsentfestigung
- manche Bergwasserzutritte

Geotechnische Faktoren

- Art des Vortriebes (konventionell versus maschinell)
- geringer Flurabstand nahe alpinen Rutschhängen
- umfangreiche Sicherungsmaßnahmen in druckhaftem Gebirge

Aus diesen beiden Faktoren lassen sich Gebirgshomogenbereiche definieren und **Gebirgsgüteklassen** ableiten. Diese können die Grundlage für eine leistungsbezogene Bauabrechnung darstellen. Die Beeinflussung des Bohrfortschrittes kann geologisch begründet werden.

Grob vereinfacht gesagt, hat sich der Vortrieb mittels **Tunnelbohrmaschine** bei geringem Ausbruchquerschnitt (kreisrundes Profil 10 m²) und rechtwinkelig zum Flächengefüge in rund 90 % des 7 km langen Tunnelsystems erwartungsgemäß positiv ausgewirkt. Es wurden Tagesleistungen bis 63 m/24 h erreicht. In weniger günstigen Gebirgsabschnitten konnten zeitverzögerte Nachbrüche durch sofortiges präventives Absichern mittels Alpine-Bögen hintangehalten werden. Nahe GOK wurde für jeweils ca. 0,15 km im Sprengvortrieb unter Einsatz von Spritzbeton ± Baustahlgittermatten gearbeitet.

Bedingt durch **genaue Voruntersuchungen und lückenlose Dokumentation** konnten in den letzten 2 Jahrzehnten in den Gebirgsformationen des ostalpinen Altkristallins wiederholt erfolgreich Tunnelvortriebsmaschinen eingesetzt werden.

Literatur

- EXNER, Ch. (1956): Sedimentkeile und Mylonite im altkristallinen Glimmerschiefer der Kreuzeckgruppe (Kärnten). – Carinthia II, Sdh. 20, 32–39, Klagenfurt.
- EXNER, Ch. & SENFTL, E. (1973): Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation. – Verh. Geol. B.-A., 1973, 209–234, Wien.
- HOLZER, H. (1958): Zur photogeologischen Karte der Kreuzeckgruppe. – Jb. Geol. B.-A., 101, 187–190, Wien.
- MARSCH, F.W. (1981): Geologisch-tektonische Karte des mittleren Mölltales zwischen Außerfragant und Penk. – Archiv KELAG, Abt. TBa, Klagenfurt.
- MARSCH, F.W. (1983): Spodumenkristalle in einem Pegmatit der Kreuzeckgruppe. – Mitt. Österr. Miner. Ges., 129, Wien.
- MARSCH, F.W. (1983): Geologische und ingenieurgeologische Bearbeitung des mittleren Mölltales zwischen Außerfragant und Penk/Ktn. – Vorarbeit, Inst. Geol. Univ., Wien.
- MARSCH, F.W. (1985): Geologische und geotechnische Bearbeitung der nördl. Kreuzeckgruppe mit besonderer Berücksichtigung der Störungszonen. – Diss. phil. Fak. Univ., Wien.
- MARSCH, F.W. (1986): Beobachtungen am Quarz in tektonischen Scherzonen der nördl. Kreuzeckgruppe/Ktn. – Mitt. Österr. Miner. Ges., 131, Wien.
- MARSCH, F.W. (1987): Ingenieurgeologische Erfahrungen beim Bau des Frässtollens Wöllabachbeileitung in der Kreuzeckgruppe in Kärnten, Österreich. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 80, Wien.
- RANMAN, K.E. (1981): Boreability Tests for full-face Boring. – Div. of Mining & Rock Excavation, Univ. Lulea.
- RANMAN, K.E. & SUNDIN, N.O. (1982): Test Methods for Rock Abrasivity in full-face Boring. – Div. of Mining & Rock Excavation, Univ. Lulea.
- RIEDMÜLLER, G. (1977): KW-Gruppe Fragant: Beileitungssystem Wölla – Raggabach; Generelle geologische Stollenprognose (Variante A). – Archiv KELAG, Abt. TBa, Klagenfurt.
- SUNDIN, N.O. (1981): A preliminary geophysical investigation of the Wöllabach Tunnel in Austria. – Div. of Mining & Rock Excavation, Univ. Lulea.
- SUNDIN, N.O. & LINDQVIST, P.A. (1982): Prediction of Tunnel Boring Machine Performance by indentation tests of the Wöllabach Tunnel in Austria. – Dpt. of Mining & Underground Construction, Univ. Lulea.
- TULLIS, J.A., SNOKE, A.W. & TODD, V.R. (Convenors) (1982): Penrose Conference Report: Significance and Petrogenesis of Mylonitic Rocks. – Geology, 10, 227–230, Boulder.

Der Sauerling von Trebesing

W. Poltnig¹, G. Schubert² & E. Strobl³

¹ Joanneum Research Forschungsges. m.b.H., 8010 Graz

² Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien

³ Mag. E. Neubauer ZT G.m.b.H., 8051 Graz

Inhalt

Geschichte

Geologie

Physikalische und chemische Beschaffenheit

Literatur



Abb. 1: Quellstube des Sauerlings von Trebesing in der Ortschaft Zlatting am Südostabfall des Sparberkopfes (Foto: STROBL)

Geschichte

Im Gemeindegebiet von Trebesing liegen drei „Mineralquellen“, die sich alle in Privatbesitz befinden (<http://www.trebesing.at/historie.htm>). Der Sauerling von Trebesing, der auch als „Königsquelle“ oder „Kriegsquelle“ bezeichnet wird, befindet sich in der Ortschaft Zlatting und wurde nach der Ortschronik von Trebesing bereits 1830 gefasst. Die Inschrift auf der Quellstube weist das Jahr 1798 auf. Zwei weitere Quellen befinden sich im Radlgraben.

Nach KAHLER & UNKART (1978) wurde der Sauerling von Trebesing in der heutigen Form 1915/16 gefasst und ihr Wasser als Erfrischungsgetränk für ein Lazarett abgefüllt („Kriegsquelle“, s. CANAVAL [1918]). Nach dem Zweiten Weltkrieg begann ein Badebetrieb, der sich zum Kurhotel „Bad Königsquell“ entwickelte.

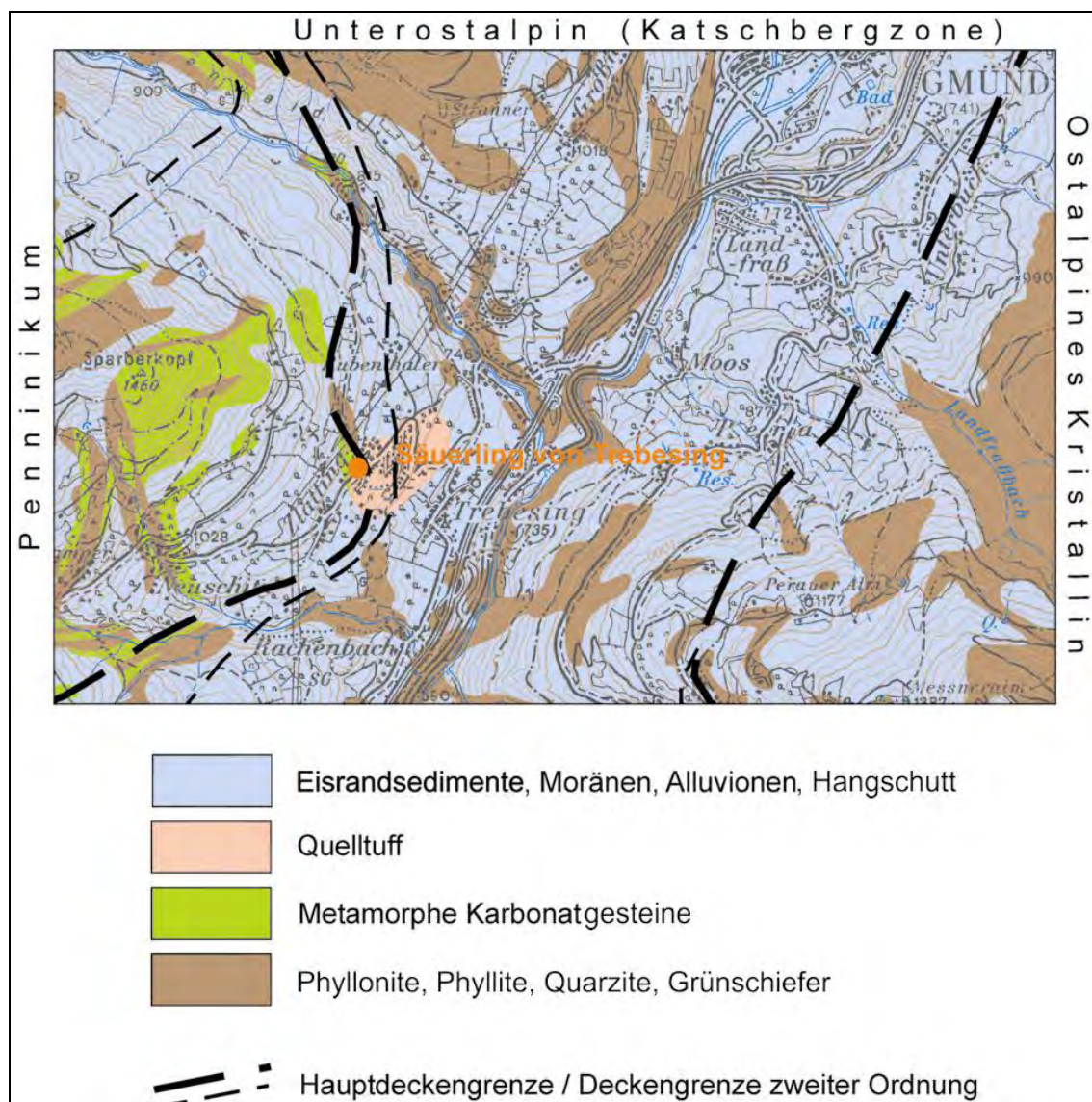


Abb. 2: Übersichtskärtchen zur geologischen Situation des Sauerlings von Trebesing nach PESTAL et al. (in Bearbeitung).

Geologie

Die Quelle entspringt im Grenzbereich Penninikum–Unterostalpin. Das Penninikum besteht in der Gegend aus an Kalkglimmer- bzw. Kalkschiefern und Marmoren reichen Bündnerschiefern. Das angrenzende Unterostalpin beginnt mit einer schmalen Schuppenzone aus anisichen Marmoren, Lantschfeldquarzit und altpaläozoischen Katschberg-Phylliten. An diese Zone schließt eine mächtige Abfolge von Phylloniten (retrograd metamorphe Glimmerschiefer und Paragneise) an. Der alpidische Bau ist über weite Bereiche von Grundmoränen und Eisrandsedimenten verhüllt (Abb. 2).

In Abb. 2 ist die Verbreitung der Karbonatgesteine hervorgehoben. Sie bilden vermutlich den Aquifer für den Säuerling. Bemerkenswert ist, dass in der Umgebung des Säuerlings ein größeres Vorkommen von Quelltuff (= Sinterkalk) anzutreffen ist.

Physikalische und chemische Beschaffenheit

KAHLER & UNKART (1978) sind u.a. folgende Analysendaten zu entnehmen:

Ergiebigkeit (9. 9. 1970): 0,32 l/s

Temperatur (9. 9. 1970): 12,1°C

pH: 6,03

Hydrochemie (Probenahme 10. 9. 1970):

Na	110	mg/kg
K	11	mg/kg
Ca	361,52	mg/kg
Mg	55,90	mg/kg
Fe	3,4	mg/kg
NH ₄	0,66	mg/kg
Cl	41,48	mg/kg
SO ₄	434,52	mg/kg
HCO ₃	1068,0	mg/kg
H ₂ SiO ₃	28,47	mg/kg
Freies CO ₂	1312,0	mg/kg

Analysen zu den Spurenelementgehalten finden sich bei ZÖTL & GOLDBRUNNER (1993). Auffällige Spurenelementkonzentrationen fanden sich bei:

Zn	150	µg/l
B	2265	µg/l
Sr	4615	µg/l
F	950	µg/l

ZÖTL & GOLDBRUNNER (1993, S. 86) sehen in den hohen Spurenelementgehalten „Hinweise auf große Tieflagen des Wassers“. Die wichtigste Evidenz für eine Verbindung in große Tiefe erbrachten aber vor allem die Untersuchungen der Edelgasisotope Helium und Neon. Folgende Ergebnisse liegen vor:

³ He/ ⁴ He (10 ⁻⁶)	0,483	±0,006
⁴ He-Menge (10 ⁻⁴ Nml)	3,5	±0,6
²⁰ Ne-Menge (10 ⁻⁷ Nml)	1,43	±0,15
²¹ Ne (%)	-1,4	±0,7
²² Ne (%)	4,3	±6,8
Probenmenge (g)	40,7	±0,5
⁴ He-Überschuss (10 ⁻⁸ Nml/q)	860	(berechnet)

Die niedrige ^{20}Ne -Menge weist auf eine bereits erfolgte Entgasung des Wassers hin. Der hohe ^4He -Gehalt (etwa das 190-fache des Löslichkeitswertes) zeigt, dass trotz der erfolgten Entgasungsvorgänge immer noch sehr hohe ^4He -Gehalte vorliegen, was nur auf eine Zufuhr von radiogenem Helium aus der Erdkruste zurückgeführt werden kann. Der $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Wert des Wassers ist jedoch für rein radiogenes Helium etwas zu hoch, sodass von ZÖTL & GOLDBRUNNER (1993) eine Beimischung von etwa 5% Helium aus dem Erdmantel angenommen wurde. Chemie und Edelgasisotope geben demnach Hinweise auf eine Verbindung des Sauerlings von Trebesing in tiefe Krustenbereiche, was eine entsprechende Gaswegigkeit für CO_2 und Edelgase über tief reichende Störungen erfordert.

Eine kürzlich an der TU Graz und am Institut für WasserRessourcenManagement des Joanneum Research durchgeführte Analyse (Labornummer 2005-529, Probe Treb.) ergab folgende Werte:

Calcium	[mg/l]	422,6	Phosphor	[mg/l]	< 0,014
Natrium	[mg/l]	130,1	Barium	[mg/l]	0,01
Magnesium	[mg/l]	41,6	Kobalt	[mg/l]	< 0,007
Silizium	[mg/l]	14,0	Blei	[mg/l]	< 0,004
Kalium	[mg/l]	13,0	Cadmium	[mg/l]	< 0,004
Strontium	[mg/l]	4,88	Nickel	[mg/l]	< 0,003
Bor	[mg/l]	1,93	Silber	[mg/l]	< 0,002
Lithium	[mg/l]	0,52	Beryllium	[mg/l]	< 0,001
Mangan	[mg/l]	0,428	Yttrium	[mg/l]	< 0,001
Zink	[mg/l]	0,209	Chlorid	[mg/l]	40,4
Eisen	[mg/l]	0,150	Sulfat	[mg/l]	564,66
Aluminium	[mg/l]	< 0,089	Hydrogenkarbonat	[mg/l]	1184
Kupfer	[mg/l]	0,04	Kationensumme	[mval/l]	30,5
Chrom	[mg/l]	< 0,017	Anionensumme	[mval/l]	32,3

Literatur

- CANAVAL, R. (1918): Bemerkungen über die „Kriegsquelle“ bei Trebesing im Liesertale (Kärnten). – Carinthia II, 28, 31–39, Klagenfurt.
- KAHLER, F. & UNKART, R. (1978): Die natürlichen Heilvorkommen Kärntens. – Raumordnung in Kärnten, Band 10, 134 S., 1 Karte, Amt der Kärntner Landesregierung, Klagenfurt.
- PESTAL, G., RATTAJ, W., REITNER, J., SCHUSTER, R., BEZAK, V., CLIFF, R.A., DEUTSCH, A., ELSNER, R., ERTL, V., EXNER, Ch., GENSER, J., GIESE, B., HEINZ, H., HOLUB, B., MAYER, J.W. & SCHIERL, H. (in Bearbeitung): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 182 Spittal a. d. Drau. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E. (Red.) (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs – Geologische Grundlagen und Spurenelemente. – 324 S., 101 Abb., 1 Karte, Springer-Verlag, Wien.

Bohrungen im Bereich des Kartenblattes ÖK 182 Spittal a.d. Drau: Auszug aus dem Archiv der Kärntner Landesgeologie

P. Lipiarski

Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien

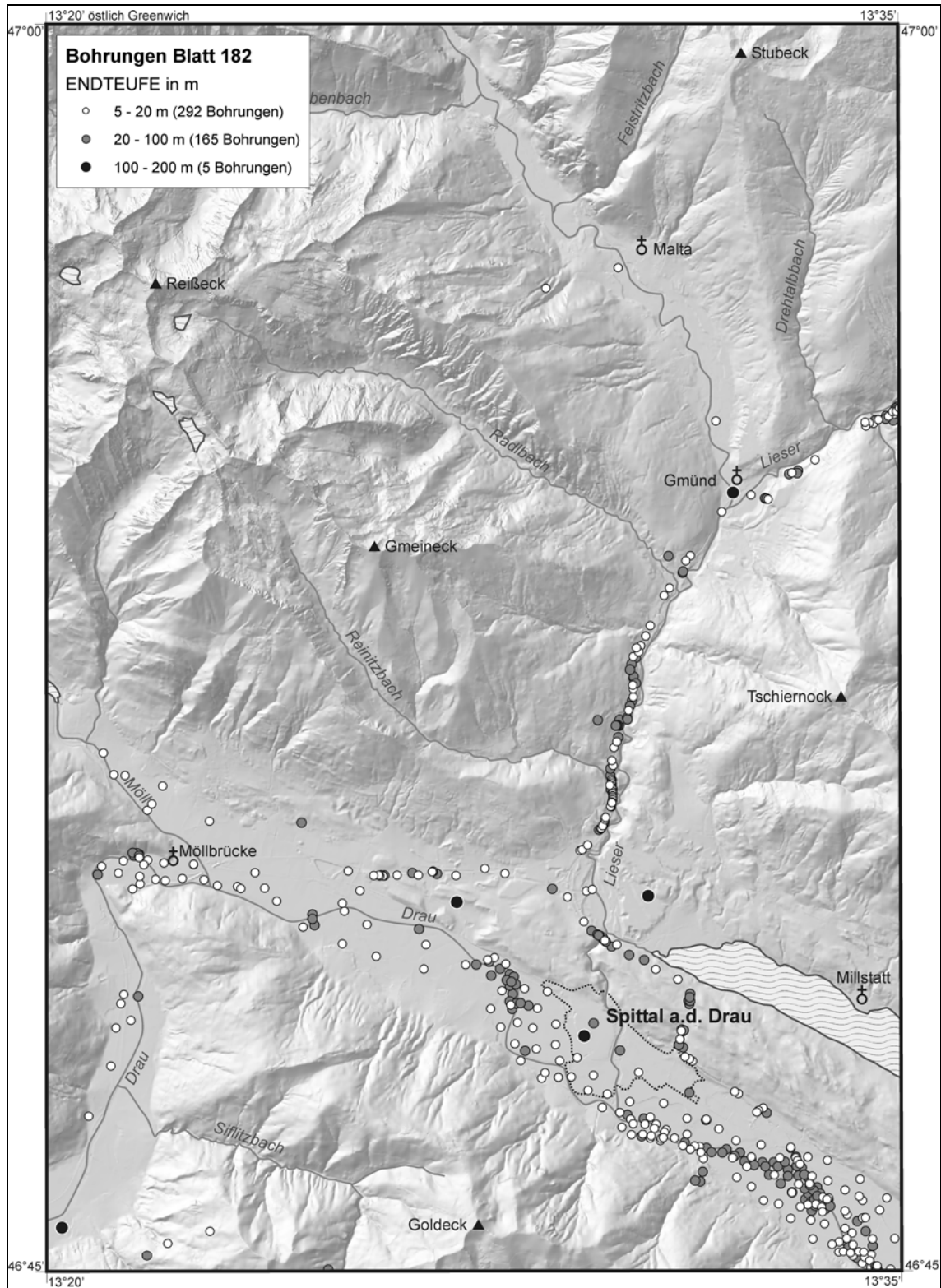
Im Zuge des Projektes KC-23 wurde für die in Kärnten abgeteufte Bohrungen, die teilweise im Archiv der Kärntner Landesgeologie, teilweise in den Archiven der Geologischen Bundesanstalt oder diversen Ingenieurbüros liegen, eine Datenbank erstellt. Die Datenbank wird seither intensiv in der Kärntner Landesgeologie genutzt und auch an der Geologischen Bundesanstalt im Zuge von gemeinsamen Projektarbeiten (Proj. KC-27: Hydrogeologische Karte Kärnten) verwendet. Die Möglichkeit, die Meta-Datenbank abzufragen und analoge Bohrprofile sofort zu bekommen, hat sich als sehr praktikabel erwiesen.

Im Rahmen der Datenerfassung wurden bis Ende 2003 Metadaten zu insgesamt 5885 Bohrungen eingegeben. Alle Bohrungen verfügen über Koordinaten und allgemeine Bohrinformationen wie Bohrnummer, Bohrdatum, Auftraggeber, Bohrverfahren, Endteufe und Seehöhe. Weiters gibt es die Möglichkeit, ergänzende Angaben wie Probenentnahme (mit Tiefe), Bohrlochseismik, Pumpversuche usw. anzumerken. Diese Daten sind Teil der Meta-Beschreibung des Bohrprofils. Zu den meisten Bohrungen gibt es eingescannte Bohrprofile.

Auf dem ÖK-50-Blatt 182 befinden sich insgesamt 464 Bohrungen, 397 davon mit eingescanntem Bohrprofil. Die meisten sind Erkundungsbohrungen zu Kraftwerksbau (KW Paternion, Österreichische Donaukraftwerke AG) und Autobahnbohrungen (A10). Die Bohrprofile liegen analog in den Archiven der GBA (Ingenieurgeologie) und Landesgeologie Kärnten.

Bauvorhaben	Endteufe (m)			
	0–20	20–50	50–100	100–200
Erdwärmepumpe – Tiefensonde	4	1	1	4
Kraftwerk (Österr. Draukraftwerke A.G.)	149	79	12	1
Straßenbau	72	130		
Sonstige	1	4		

Tab. I: Statistik-Bohrungen Blatt 182 nach Bauvorhaben und Endteufe.



Karte 4: Bohrungen im Bereich des Kartenblattes ÖK 182 Spittal a.d. Drau. Auszug aus dem Archiv der Kärntner Landesgeologie.

GEOPHYSIK

Geophysik im Drautal – Ergebnisse und Erkenntnisse

R. Arndt¹ & R. Bäk²

¹ Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien.

² Amt der Kärntner Landesregierung, 9020 Klagenfurt.

Inhalt

1. **Einleitung**
2. **Geophysik**
 - 2.1. Schweremessungen
 - 2.2. Geoelektrik
 - 2.3. Refraktionsseismik
 - 2.4. Reflexionsseismik
 - 2.5. Petrophysikalische Randbedingungen
3. **Vorhandene Arbeiten**
 - 3.1. Lienz
 - 3.2. Oberdrauburg
 - 3.3. Sachsenburg
 - 3.4. Möllbrücke
 - 3.5. Villach
 - 3.6. Ferlach
4. **Aktuelle Kampagnen der GBA**
5. **Reinterpretation der Geophysikalischen Ergebnisse**
6. **Arbeitshypothese**
7. **Ausblick**
8. **Dank**
9. **Literatur**
 - 9.1. Vorhandene Arbeiten Geophysik
 - 9.2. Geologie
 - 9.3. Allgemein
10. **Tabellen**

1. **Einleitung**

Das rezente Drautal liegt im Einfluss wichtiger tektonischer Störungslinien (Drau-Mölltallinie, Periadriatisches Lineament, Gegendtalstörung) und ist deshalb für geologische und für die geophysikalischen Untersuchungen von besonderem Interesse. Publiizierte geophysikalische Arbeiten wurden entweder im Rahmen der geologischen Grundlagenforschung „Grenzlinie Nord-/Südalpen“ angefertigt oder wurden als Unterstützung für hydrogeologische Fragestellung angefertigt. Nicht publizierte Arbeiten von geophysikalischen Kampagnen liegen als firmeninterne Berichte der österreichischen Draukraftwerke vor. In der Neuzeit wurden / werden geophysi-

kalische Kampagnen begleitend zur geothermischen Erschließung und für die Quantifizierung von Tiefengrundwässern in Kärnten durchgeführt.

Die geophysikalischen Berichte wurden in den letzten 30 Jahren erstellt, an denen fast alle aus nationalen und internationalen Publikationen bekannten österreichischen Geophysiker beteiligt waren.

Der hier vorgelegte Beitrag fasst vorhandene geophysikalische Ergebnisse zu den Themen „Grundlagenforschung“ und „Wasser“ aus den Jahren 1972 bis 2003 zusammen. Nach einer kurzen Beschreibung der geophysikalischen Methoden werden im dritten Kapitel die bekannten Einzelarbeiten vorgestellt, wobei die Titelform der Unterkapitel sich an einem übergeordneten, geographischen Begriff orientiert. Die Ansprache der vorliegenden geophysikalischen Erkundungen erfolgt als reine Grundgebirgskartierung. Aus den geophysikalischen Einzelergebnissen wird im achten Kapitel eine Arbeitshypothese über die Entstehung des Drautals – *nur* zwischen dem Lienzer und dem Klagenfurter Becken – synthetisiert. Im neunten Kapitel wird auf die Möglichkeit verwiesen, die bisherige Schwerpunktinterpretation „Grundgebirgsrelief“ auf die Talfüllungen und auf deren Fazies zu erweitern.

2. Geophysik

Alle geophysikalischen Erkundungsarbeiten beruhen auf der Messung petrophysikalischer Größen, die sich meist mit den geologischen Verhältnissen ändern. Darum fanden in den Drautal-Kampagnen die Gravimetrie, Seismik und Geoelektrik ihre erfolgreiche Anwendung. Eine detaillierte Darstellung der Einzelmethoden finden sich im Überblick in HOHL (1980), in deutschsprachigen Standardwerken, z.B. KNÖDEL et al. (1997) und in aktuellen englischsprachigen Büchern, z.B. McDOWELL et al. (2002) oder McCANN et al. (1997).

2.1. Schweremessungen

Die Anwendbarkeit der Gravimetrie beruht darauf, dass Gesteine unterschiedliche Dichten haben. Geologische Großstrukturen – z.B. das Wiener Becken – werden durch eine negative Anomalie von $\approx 60,0$ mGal begleitet, alpine Salzlagerstätten gelten ab $-1,0$ mGal als abbauwürdig. Im Talverlauf des Drautals können Anomalienzüge in der Größenordnung von $-2,0$ bis $-5,0$ mGal nachgewiesen werden. Das gravimetrische Signal wird vom Dichtekontrast bestimmt, wobei für inneralpine Senken mit einem durchschnittlichen Schwerekontrast (Grundgebirge / Sedimentfüllung) von $\approx 0,25$ g cm⁻³ bis $0,40$ g cm⁻³ gerechnet wird.

Der Nachteil der Gravimetrie – als Vertreter einer Potentialmethode – ist die Vieldeutigkeit der Ergebnisse: Ein kleinerer kontrastreicher, oberflächennaher Störkörper kann eine ähnliche Anomalie aufweisen wie eine große, tiefliegende, kontrastarme Signalquelle.

2.2. Geoelektrik

Bei den Widerstandsmethoden wird der Spannungsabfall eines künstlich erzeugten elektrischen Erdfeldes zwischen zwei Strom-Elektroden bestimmt. Der Spannungsabfall wird durch das Ohmsche Gesetz beschrieben. Mit der Vergrößerung des Abstandes der Elektroden wächst die effektive Eindringtiefe – und damit der Aussagebereich. Die geoelektrische Methode ermöglicht Angaben über Schichtlagerung, kann aber auch Schichtdetails und richtungsabhängige Variationen des Widerstandes, z.B. faziell bedingte Anisotropien, auskartieren. Werden in sedimentären Talfüllungen abgrenzbare Schichtpakete mit Widerständen über $200 \Omega\text{m}$ nachgewiesen, werden diese vom Hydrogeologen mit höffigen Grundwasserleitern parallelisiert. Das Grundgebirge wird mit spezifischen Widerständen über $500 \Omega\text{m}$ assoziiert.

Ein Vorteil der Geoelektrik liegt in einer schnellen, aufwandsgeringen Durchführbarkeit und einem schnellen Processing der gewonnenen Daten. Der Nachteil von geoelektrischen Methoden liegt in der notwendigen Feldaufstellung, die Eindringtiefe einer geoelektrischen Messung entspricht 15–20% der Auslagenlänge. Bei engen Talgeometrien mit Verkehrswegen parallel zur Talhauptachse lassen sich u.U. deshalb nur kleine geoelektrische Talquerprofile verwirklichen, wobei die gewünschte Explorationstiefe methodisch dann nicht erreicht wird.

2.3. Refraktionsseismik

Bei der Refraktionsseismik werden die an physikalischen Unstetigkeitsstellen gebrochenen mechanischen Grenzwellen beobachtet. Besonders in der Ingenieurgeophysik wird die oberste Grenzfläche des Grundgebirges traditionell mittels Refraktionsseismik kartiert. Diese robuste, preiswerte Methode findet sich deshalb in den ersten Übersichtskartierungen des Drautals wieder. Eine wichtige Bedingung für eine erfolgreiche Refraktionsseismik ist die Zunahme der Schichtgeschwindigkeiten zum Liegenden – eine Bedingung, die selbst bei der Grenzflächenkartierung von kompakter Moräne oder verfestigtem Konglomerat ($v_p = 2000 \text{ m s}^{-1}$ bis 3000 m s^{-1}) auf Grundgebirge ($v_p = 4000 \text{ m s}^{-1}$ bis über 5000 m s^{-1}) erfüllt wird. Im Allgemeinen lassen sich vier bis fünf Schichten mit der Refraktionsseismik unterscheiden. Der Nachteil dieser preiswerten geophysikalischen Methode liegt in einer eingeschränkten Auflösung von Schichtpaketen mit fließenden Geschwindigkeitsänderungen. Für die Auflösung geologischer Internstrukturen müssen die Schichtdicken mindestens einem Zehntel der eingebrachten Wellenlänge des künstlichen Erschütterungssignals entsprechen.

2.4. Reflexionsseismik

In der Reflexionsseismik sind die Grenzen der Schichten mit unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften Spiegeln vergleichbar, an denen die künstlichen Vibrationswellen zurückgeworfen werden. Somit lassen sich eine größere Anzahl von Schichten Punkt für Punkt abtasten. Das Aussondern der reflektierten Wellen (Nutzsignal) aus einer Unzahl anderer gestreuter, gebeugter, gebrochener und geführter Wellen (Störsignal, Hintergrundrauschen) ist ein komplexes Verfahren. Dieses wird mittels einer aufwendigen Nachbearbeitung, dem sog. Processing, gelöst. Damit geologische Einheiten getrennt wahrgenommen werden können, muss ein Unterschied in der Reflektivität vorliegen. Diese Parameter, in denen Gesteinsgeschwindigkeit und Dichte einfließen, müssen sich um $\approx 15\%$ unterscheiden. Bei den Kartierungen im oberen Drautal mussten z.B. zwölf verschiedene Processing-Schritte nacheinander angewandt werden, um die vorgestellten geologischen Modelle auszuarbeiten. Bei geeigneter Bearbeitung lassen sich nicht nur Geschwindigkeitsverteilungen, sondern auch Amplitudendifferenzen generieren, aus denen weitere In-situ-Information z.B. für die Hydrogeologie ableitbar ist. Trotz aufwendiger Nachbearbeitung kann die Reflexionsseismik nur dann zum gewünschten Ziel führen, wenn die seismischen Horizonte ident mit den lithologischen Grenzen sind.

2.5. Petrophysikalische Randbedingungen

Die Grundaufgabe der Geophysik ist die räumliche Kartierung bestimmbarer Gesteinsparameter (SCHÖN, 1995). Mittels komplexer Verknüpfungsbeziehungen – z.B. durch die gemeinsame Auswertung von Schweremessungen, geoelektrischer Sondierungen und seismischer Profile – schafft die angewandte Geophysik einen Brückenschlag zur geologischen Fragestellung. Die generelle Schwierigkeit für den Geophysiker liegt darin, dass die zu kartierenden geologischen Einheiten Mehrstoffsysteme sind, welche unter wechselnden Bedingungen abgelagert sind. Dadurch entstehen nicht nur makroskopische, sondern auch regionale Inhomogenitäten. Eine solche Varianz der physikalischen Gesteinsparameter spiegelt sich z.B. in den Tabellen T-01 bis T-02.

3. Vorhandene Arbeiten

3.1. Lienz

Im Mai 1990 wurde das Lienzener Becken zwischen Tratte im W und Lengberg im E sowie im N und im S jeweils bis zur Höhenkote 1900 m AN von SCHMID et al. (1990) gravimetrisch vermessen. Das Messgebiet überstrich $\approx 125 \text{ km}^2$. Der laterale Abstand zwischen den einzelnen Schwerestationen betrug 1,0 bis 1,5 km. Mit 170 Messpunkten konnte schließlich ein Kartenausschnitt von $9 \times 14 \text{ km}$ überdeckt werden. Die Vermessung erfolgte mit einem Gravimeter von LaCoste-Romberg, Modell G, was dem damaligen höchsten Stand der Technik entsprach. Der Fehler der Stationsschwere wurde mit kleiner $\pm 0,02 \text{ mGal}$ beschrieben. Als Bezug für die gesamte gravimetrische Kampagne wurde das Niveau bei +635,0 m AN gewählt. Das Erstziel dieser Kampagne war die Bestimmung der Mächtigkeit der quartären Sedimente im Becken. Zusätzlich sollte aber noch eine Vorstellung über interne Beckenstrukturen gewonnen werden. Die Messungen wurden so geplant, dass wesentliche Elemente der Trogstruktur (Steiflanken, Muldenachsen, Randbuchten) mit erfasst wurden. Seitens der Geophysik muss die Messung als hochwertig angesprochen werden.

Ergebnis: Um die theoretischen Schwerewerte des Anfangsmodells mit den gewonnenen Feldwerten anpassen zu können, musste ein spezifisch leichter Modellkörper im Bereich der Beckensohle modelliert werden. Ein solcher Körper wird als tektonisierte / myolisierte Zone angesprochen. Die maximale Quartärmächtigkeit beträgt nach einer zwei-dimensionalen Modellrechnung 380–520 m, bei einem wahrscheinlichsten Wert von 400 m unter Bezugsniveau. Die Autoren postulieren somit das Grundgebirgsniveau bei +273 m AN. Die angegebenen Tiefenangaben wurden mit einem Fehlerbalken von $\pm 15 \text{ m}$ ausgestattet.

3.2. Oberdrauburg

Die für das Drautal umfassendste geophysikalische Studie zur Modellierung des Taluntergrundes wurde vom Einzelauteur BRÜCKL (1999, 2001) vorgelegt. Das Untersuchungsgebiet umfasste das obere Drautal im Gebiet Oberdrauburg (jeweils 3,5 km flussaufwärts bzw. 8 km flussabwärts). Für die Studie wurden über 4000 Profilmeter 2D-Reflexionsseismik und 1150 gravimetrische Vorwärtspunkte (!) eingemessen. Der Fehler der gravimetrischen Daten wurde bei einem Höhenfehler von 0,02 m mit maximal $\pm 30 \mu\text{Gal}$ ausgewiesen. Entlang ausgewählter seismischer Profile wurde zur Eingrenzung der petrophysikalischen Parameter eine zusätzliche geoelektrische Untersuchung (insgesamt ca. 2000 m mit einem Elektrodenabstand von 12,0 m) vorgenommen. Die für die Modellierung eingesetzten petrophysikalischen Parameter sind als Tabelle T-02, entnommen aus nämlichem Endbericht, beigefügt.

Ergebnis: Im eigentlichen Becken von Oberdrauburg sind Grundgebirgsschwellen nachgewiesen worden, die sich bis 300 m unter GOK (entsprechend +400 m AN) aufwölben. Ausgehend vom seismischen und gravimetrischen Befund – hier: vom Liegenden zum Hangenden – wurde ein 4-Schichtfall generalisiert: Auf einer alten Talfüllung liegen Seetone auf, welche von jüngeren Deckenschottern überdeckt werden. Die jungen Deckenschotter sind teilweise durch rezente Schwemmfächer überdeckt. Als Endergebnis wurde eine maximale Tiefe des Grundgebirges bei 700 m unter GOK (entsprechend -100 m AN) postuliert.

3.3. Sachsenburg

In den Jahren 1988 bis 1992 wurden zur Aufhellung der hydrogeologischen Situation flussaufwärts von Sachsenburg (Ortschaften Kleblach, Lind, Lein, Steinfeld, Obergottesfeld) seismische und geoelektrische Vermessungen durchgeführt (JANSCHKEK, 1989, 1992; WEBER et al., 1987, 1989; SCHMÖLLER, 1988, 1990). Eine weitere Verwertung fanden die geophysikalischen Erkenntnisse in einem Schlussbericht von cf. NACHTNEBEL (1990).

Die von JANSCHKEK (1989) durchgeführten Vier-Punkt-Sondierungen wurden mit Einspeisungsspannung bis 360 Volt, einem Eintrittsstrom von ca. 30 mA, in Wenner-Konfiguration ausgeführt. Der maximale Elektrodenabstand betrug 133 m bzw. 300 m. Die Auswertung erfolgte – dem damaligen Stand der Wissenschaft folgend – mittels Modellkurven. Die Interpretation generalisierte den Untergrund als 1- bis 5-Schichtmodelle. Im Bereich Kleblach (ca. 7,0 km flussauf von Sachsenburg) liegen grundwasserhöfliche Kiese direkt unter der Verwitterungsschicht. Im Bereich Obergottesfeld (ca. 3,5 km flussauf von Sachsenburg) sind nämliche Kiese 60 m bis 100 m unter GOK angetroffen worden. Als erstes Ergebnis wurde festgehalten, dass das nördliche Drautal für eine Grundwassergewinnung nicht höflich genug ist. In der ersten geoelektrischen Kampagne wurde das Grundgebirge nicht erreicht. Vom selben Autor wurde 1992 eine zweite geoelektrische Kampagne implementiert. Dabei wurden mit 57 Tiefensondierungen vom Typus Schlumberger 2070 Profilmeter überdeckt. Dabei konnten die Erstergebnisse bestätigt werden. Die Schichtansprache der nachgewiesenen Widerstände ist im Anhang als Tabelle T-03 beigelegt. JANSCHKEK (1992) folgert, dass nur ein Teil der Talfüllung aufgrund der elektrischen Widerstände für die Grundwasserführung in Betracht kommt und detailliert ein Bildungsmodell für das Drautal: „... Man könnte zur Vorstellung gelangen, dass eine vorzeitliche Drau das mit niederohmigem (weitgehend undurchlässigem) Material ausgefüllte Drautal teilweise erodiert hat. Zu diesem Zeitpunkt könnte das Drautal so ausgesehen haben, wie das Lesachtal heute vorliegt. In der weiteren Folge wurde diese Tiefenrinne vorwiegend mit Kiesen, in Staulagen aber auch teilweise mit Feinsedimenten aufgefüllt. Diese Aussage bezieht sich etwa auf die obersten 50 bis 100 m. Es wäre aber vorstellbar, dass sich solche Vorgänge in der Vorgeschichte des Drautals öfter wiederholt haben und daher in der tiefen Talfüllung weitere so verschüttete Flussläufe vorhanden sind. ...“

Die ergänzenden seismischen Messungen von WEBER et al. (1987, 1989) und SCHMÖLLER et al. (1988, 1990) konnten ein abgerundetes Bild bezüglich der Teufenlage des kristallinen Untergrundes im oberen Drautal (zwischen Steinfeld und Sachsenburg) entwerfen. Die größten Teufen des kristallinen Reflektors wurden im Raum Lind (ca. 6,0 km stromauf von Sachsenburg) mit etwa 400 m unter GOK und im Steinfeld (ca. 14,2 km stromauf von Sachsenburg) mit ca. 500 m unter GOK kartiert. In Sachsenburg, leicht südlich der Bahnhofstunde, wies die erste Refraktionsseismik, ausgeführt auf einem Talquerprofil, den kristallinen Refraktor in 120 m unter GOK nach. Der ermittelte Verlauf der Kristallinoberkante zeigt eine nach E abteufende Asymmetrie. Somit ergibt sich für die tiefste Grundgebirgslage ? westlich von Steinfeld etwa +150 m AN. Die nachgewiesene Grundgebirgsschwelle, W von Sachsenburg gelegen, wölbt sich bis auf 150 m unter GOK auf – somit ist die Hochlage des Kristallins bei +480 m AN anzusetzen.

3.4. Möllbrücke

Von WALACH (1975) wurde ein refraktionsseismisches Talquerprofil ungefähr 1,0 km SE von Möllbrücke mit einer Gesamtlänge von ca. 1,5 km gemessen. Die Ergebnisse wurden später von HEINZ (†) & WALACH (1979) gemeinsam publiziert. Aber nur im nördlichen Teil des Profils kann das Grundgebirge bis zu einer Teufe von ca. 100 m unter GOK (entsprechend

+470 m AN) verfolgt werden. Zum südlichen Talrand hin taucht das Grundgebirge in weit größere Tiefe ab. Die von JOCHUM et al. (2004) durchgeführten Bodenmessungen (Goelektrik, Transientenelektromagnetik) wurden zwar mit einer maximalen Explorationstiefe von 200 m angelegt, verfehlten aber an der S Talflanke ebenfalls das Grundgebirge.

3.5. Villach

Im Bereich des Villacher Beckens liegen drei Berichte vor: WEBER et al. (1989b,c) mit einer reflexionsseismischen Kampagne und SCHMÖLLER et al. (1991) sowie MEURERS et al. (1992), jeweils mit einer kombinierten Gravimetrie / Reflexionsseismik (24 Kanal-Anlage). Die beiden neueren Kampagnen bestechen durch eine hohe methodische Qualität. Ziel der Messung war 1. die Schätzung der sedimentären Beckenfüllung und 2. ein Nachweis einer strukturierten Grundgebirgsoberfläche.

MEURERS et al. (1992) legten das Bezugsniveau für die Restfeldansprache bei +400 m AN fest und generalisieren dann die geologische Realsituation zu einem geophysikalischen Zweischichtfall – Grundgebirge mit aufliegender neogener Beckenfüllung. Der Dichtekontrast wurde mit -250 kg m^{-3} angenommen. Mittels eines von GRANSER (1987) vorgestellten Inversionsalgorithmus konnte ein Tiefenmaximum östlich des Stadtgebietes von Villach nachgewiesen werden. Die Tiefe wurde mit 800 m unter Bezugsniveau herausmodelliert. Die langgestreckte, NW–SE-verlaufende Depression verflacht am Rand auf 200 bis 300 m unter Bezugsniveau. Im Raum von St. Jakob an der Drau (20,0 km NW von Villach) wurde ein weiteres Tiefenminimum mit 500 m (entsprechend -100 m AN) unter dem Bezugsniveau beschrieben. Durch Variationen des Eingangsparameters „Dichtekontrast“ auf -350 kg m^{-3} und schließlich auf -450 kg m^{-3} verringert sich die Teilbeckenteufe schließlich auf 710 m unter Bezugsniveau. Durch eine aus der mitgeführten Seismik ermittelten Tiefenfunktion der Dichte wird zusätzlich ein Modell mit einem Dichtekontrast von $-0,550 \text{ g cm}^{-3}$ vorgestellt. Dieses Modell zeigt eine maximale Tieferestreckung des Teilbeckens auf 500 m unter Bezugsniveau.

Aus der Gravimetrie würde sich somit eine Tiefenlage (je nach verwendeter Korrekturdichte) des Grundgebirges bei -100 AN bis -385 m AN ergeben.

Die ersten beiden reflexionsseismischen Vermessungen, MEURERS et al. (1992) und WEBER et al. (1989c), identifizieren unabhängig voneinander einen söhligem Reflektor bei 600 msec. Dieser wird von WEBER et al. (1989c) mit einer Tiefenlage von 700 m unter GOK parallelisiert; das würde -200 m AN entsprechen.

SCHMÖLLER et al. (1991) setzt für die Reflexionsseismik bereits eine 48-kanalige Apparatur im Industriestandard (Sercel[®] 338) ein und kann bei 24-facher Überdeckung detaillierte Reflektoren im Untergrund bis 1000 m unter GOK auflösen. Die Geophysiker identifizieren im Villacher Becken einen jüngeren Sedimentationszyklus mit Mächtigkeiten zwischen 200 m und 500 m. Aus dem Schwerebild wird auf einen tiefen Haupttrog zwischen Gail und Drau gefolgert. Als Schlussfolgerung ergibt sich weiters, dass das Villacher Becken ein Einbruchsbecken sein muss, wobei die Randbrüche bzw. Randbruchsysteme wesentlichen Anteil an den steilen Flanken im W und NE haben dürften. Aus dem seismischen Befund wird im Liegenden ein älterer Sedimentationszyklus interpretiert, der bis zu 1000 m unter GOK reichen könnte – dies würde einer Tiefenlage von -500 m AN entsprechen.

3.6. Ferlach

Nördlich vom Ferlacher Stausee liegt der Höhenzug des Plöschenberg / Sattnitz. Dieser Höhenzug wurde erstmals mittels Refraktionsseismik und Goelektrik von GANGL (1974) auskartiert. Aufgabe dieser Kampagne war die Verfolgung der Kristallinoberkante bis zum N Draufer. Das Profil wurde – mit Unterbrechungen – vom E-Ufer des Rauschele Sees über den Plöschenberg, dann östlich an der Ortschaft Preliebl vorbei bis zur Drau geführt. Die Gesteins-

geschwindigkeit des Altkristallins wurde mit $v_p \approx 5800 \text{ m s}^{-1}$ erkannt. Geschwindigkeiten zwischen $v_p \approx 3000 \text{ m s}^{-1}$ und $v_p \approx 4000 \text{ m s}^{-1}$ wurden als Sattnitz-Konglomerate angesprochen. Dieser Geschwindigkeitsunterschied lässt eine genaue Verfolgung der Kristallinoberkante zu. Das Altkristallin wird vom Norden kommend als horizontal verlaufend interpretiert. Ein Abbruch zur Tiefe hin wird erst südlich des Plöschberges beobachtet; STEINHAUSER et al. (1980) schlossen später eine gravimetrische Überblickskartierung an.

Ungefähr 2,0 km E der von GANGL (1974) durchgeführten Refraktionsseismik wurden von FREUDENTHALER & KOSTIAL (2003) im Auftrag des Amtes der Kärntner Landesregierung im Rahmen der Bund/Bundesländerkooperation, mitfinanziert durch das BMBWK, weitere geophysikalische Messungen (Gravimetrie, Seismik) durchgeführt. Das längste Profil verläuft zwischen den Ortschaften Lambichl im Norden und Wegscheide im Süden. Das Ergebnis spricht im Nordteil des Messgebietes von einem kristallinen Untergrund, der an Störungen bis zur Oberfläche hochgeschleppt wurde. Im Süden des Messgebietes, d.h. ca. 1,3 km nördlich der Strommitte, kann aus der Reflexionsseismik ein als Grundgebirgsoberkante identifizierten Reflektor bei +200 m AN erkannt werden.

4. Aktuelle Kampagnen der GBA

Die Geologische Bundesanstalt führte in den Jahren 2003 (zwischen Dellach im Drautal im W und Spittal an der Drau im E) und 2004 (zwischen Spittal an der Drau im E und Villach im W) zwei vollständige, aerogeophysikalische Flächenvermessungen durch. Im Rahmen der Kalibrierung dieser Daten wurden 2003, 2004 und 2005 begleitende Bodenkampagnen in Sachsenburg, Möllbrücke und Spittal (Geelektrik, Transientenelektromagnetik) durchgeführt. Eine Auswertung der Daten – Quartärgeologie und der Gefahrenprävention (Massenbewegungen) – erfolgt bis Mai 2006. Die implementierten Messprogramme leisten keinen nennenswerten Beitrag zur vorgetragenen Diskussion der Grundgebirgslage.

5. Reinterpretation der Geophysikalischen Ergebnisse

Die vorhandenen Endberichte der Geophysik erlauben eine weiterführende Interpretation über die vorgestellten Ergebnisse hinaus: Für das Verständnis des Drautals ist nicht nur die Tiefe des Kristallins wichtig, sondern auch die der Seetonbedeckungen, die im unteren Drautal teilweise bis dicht an die Geländeoberfläche reichen. Im Modell werden die Ergebnisse der vorgestellten geophysikalischen Berichte unter Berücksichtigung der Daten zu den Seetonoberkanten reinterpretiert:

Lienz (SCHMID et al., 1990)

Um das reale Schwerebild stimmig zu gestalten, wird in der Endmodellierung von den Autoren in der Trogmitte eine Zone mit geringerer Dichte vorgeschlagen. Diese Zone wird durch Mylonitisierung erklärt. Als Modellparameter wird dabei ein Dichteunterschied von -200 kg m^{-3} zum Umliegenden angenommen. Dieser Bereich wäre u.U. auch als Seetonfüllung zu deuten. Die Hangendfläche dieser angenommenen Seetonfüllung würde dann bei +600 m AN liegen.

Oberdrauburg (BRÜCKL, 2001)

In den Schweresektionen wurde die Seetonoberkante bei +580 m AN ausgewiesen.

Sachsenburg (JANSCHKE, 1989, 1992)

Eine Korrelation des Internaufbaus aus den vorgestellten geoelektrischen Tiefensondierungen wurde vom Autor als erwartungsgemäß schwierig beurteilt. Widerstandsvariationen wurden als Faziesänderungen innerhalb eines Schichtgliedes angesprochen. Für eine Seetonoberkante findet sich kein eindeutiger Hinweis.

Möllbrücke (HEINZ & WALACH, 1979)

Die vorgestellte Auswertung bei der Refraktionsseismik erkennt die Oberkante der Seetone in der Talmitte bei ca. +480 m AN.

Villach (DOMBERGER et al., 2003)

Aus den vorliegenden geophysikalischen Arbeiten lässt sich kein Hinweis für die eindeutige Ansprache einer Seetonoberkante entnehmen. Die Tiefbohrung BI / 1981, mit Kopfpunkt bei Villach Warmbad Kote +520 m AN und einer Endteufe von 277 m unter GOK, kommt zur Gänze in triadischen Gesteinen zu liegen. Daraus ergibt sich kein Hinweis auf ein durchhörtes Quartär. In der Zusammenfassung zur Hydrologie Kärntens (cf. DOMBERGER et al., 2003), findet sich ein Verweis auf KAHLER (1983): „... Die teilweise Ausräumung durch die Gletschererosion während der Eiszeit bedingt auch eine mächtigere Talfüllung mit eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Moränen, Kiesen und Seeablagerungen. Diese Quartärsedimente sind über 100 m mächtig ...“ – eine Seetonoberkante innerhalb der ersten 100 m wird angenommen – dies würde +400 m AN entsprechen.

Ferlach (FREUDENTHALER & KOSTIAL, 2003)

Die seismische Signatur in den Seismogrammen lässt am südlichen Profilende einen Reflektor bei +450 m und 400 m AN erkennen; dieser könnte als Seetonoberkante angesprochen werden.

Die aus der Seismik, Geoelektrik und Gravimetrie hergeleiteten Schichtparameter (Kristallinoberkante, Seetonoberkante) wurden in Bezug zum Höhenmodell gesetzt und sind – alle bezogen auf Bezugshöhe Adria Null – in Abbildung A-01 dargestellt. Für das Kristallin wurden jeweils der Tiefpunkt aber auch die Hochpunkte der nachgewiesenen Grundgebirgsschwellen (Gebiet Oberdrauburg und Sachsenburg) eingetragen. Für eine Diskussion des Paläoreliefs (strichlierte Linie) wurden Tiefpunkte mit den beiden Hochpunkten der Gebirgsschwellen verbunden. Hierbei zeigt sich, dass im Talabschnitt zwischen Lienzer- und Villacher Becken lokal extreme Tieflagen des Grundgebirgsreliefs gegeben sind. Das Villacher Becken ist mit seiner Beckentiefe von ≈ 800 m unter GOK (cf. Gravimetrie MEURERS et al. [1992]) der tiefste Punkt im gesamten Grundgebirgsrelief der Drau. Stromab von Villach steigt das Grundgebirge wieder auf zur Oberfläche. Die Reliefübertiefungen im Bereich Sachsenburg und Oberdrauburg müssen als sehr lokale, „kurzwellige“ Erosionserscheinungen verstanden werden.

Entlang des gesamten Flussverlaufs lassen sich die Seetone in einer Tiefe von ≈ 100 m unterhalb der Geländeoberkante verfolgen.

6. Arbeitshypothese

Aus dem geophysikalischen Befund heraus soll folgende Arbeitshypothese für die spätere Genese des Drautals zur Diskussion gestellt werden:

Der Gail-Gletscher, wesentlich potenter in der Wasserführung als seine Nachbargletscher, hat den Abfluss der Ur-Drau blockiert. Entlang der aufgestauten Ur-Drau wurden zuerst die lokalen Kleinstbecken (die ähnlich einer Perlenkette aneinandergereiht, aber durch Schwellen räumlich voneinander getrennt sind) gefüllt. Die Schotterkörper in den lokalen Vertiefungen des Grundgebirges wurden zur Gänze von Zuflüssen der Drau angelegt. Später bildete sich entlang der Draufurche ein Ruhigwasserbereich mit einer Sedimentation von Seetonen aus. In die weichen Seetone hat sich die mäandrierende Ur-Drau bis zu 40 m tiefe Rinnen erodiert. Später sind die Rinnen schließlich mit rezemem Schotter überdeckt worden.

Im Bereich Klagenfurt & Lavanttal / Gmünd ragt das Kristallin teilweise bis an die Oberfläche auf. Deshalb kann in diesem Abschnitt kein übertieftes Tal erwartet werden. Ähnliche Verhältnisse könnten im nördlichen Teil des Stadtgebietes Villach vorliegen: Beim Kraftwerksbau wurde der Fels bereits in wenigen Metern Tiefe angetroffen.

7. Ausblick

Bereits WEBER et al. (1987) postulierten für eine operative Geophysik in den Alpentälern: „Erfahrungsgemäß ist es bei inneralpinen Tälern, die eine große Übertiefung aufweisen, nicht einfach, mittels Geophysik ein detailliertes Bild über die Untergrundverhältnisse zu erhalten ...“. Geoelektrische Messungen – methodisch bedingt – können die notwendige Eindringtiefe für eine Grundgebirgskartierung nicht erreichen. Selbige Aussage gilt für die Refraktionsseismik – auch hier greifen methodische Einschränkungen und es werden nur ungenügende Explorationsstiefen erreicht. Darum kann nur die Reflexionsseismik bzw. die Hybrid-Seismik (cf. FREI & KELLER, 2000), einen weiteren sinnvollen Beitrag zum Genesebild der Drau liefern. Damit wird eine Empfehlung von SCHMÖLLER et al. (1991) wiederholt.

Die vorliegenden Berichte wurden nur im Akzent einer Grundgebirgsansprache bearbeitet. Die Detailkartierung im Bereich Sachsenburg enthält wertvolle Hinweise auf Zusammensetzung quartärer Talfüllungen.

Der zukünftige Bearbeitungsschwerpunkt sollte die Auswertung der Daten betreffend die quartäre Talfüllung sein, wobei Bohrergebnisse aus Kraftwerksbau, Straßenbau und Bahnbau mit den geophysikalischen Modell vernetzt werden bzw. in Bereichen mit Kenntnislücken durch weiterführende geophysikalische Erkundungsprogramme das Raummodell verbessert wird. Dieses Raummodell sollte die Möglichkeit bieten, die Frage abzuklären, wo Tiefenwässer im Drautal zu erwarten sind.

8. Dank

Daten aus dem elektronischen Bohrarchiv und fachliche Impulse während mannigfaltiger Diskussionen wurden von Herrn Mag. rer. nat. Rudolf BERKA geliefert. Frau Mag.a rer. nat. Birgit JOCHUM leitete alle bodengeophysikalischen Geländearbeiten im Drautal. Die Archivarbeiten wurden von der Geophysikerin Mag.a rer. nat. Ulrike EBERHART unterstützt.

Die Autoren möchten sich bei den genannten Mitarbeitern der Geologischen Bundesanstalt Wien aufrichtig bedanken.

9. Literatur

9.1. Vorhandene Arbeiten Geophysik

- BRÜCKL, E. (1999): Geophysikalische Untersuchungen zur Hydrologie des oberen Drautals (Kärnten). – Zwischenbericht, Projekt KA 39/98, Institut für Geodäsie und Geophysik, TU-Wien, 1–10, 1 Abb.
- BRÜCKL, E. (2001): Geophysikalische Untersuchungen zur Hydrologie des oberen Drautals (Kärnten). – Endbericht, Projekt KA 39/98, Institut für Geodäsie und Geophysik, TU-Wien, 1–21, zahlr. Abb.
- DOMBERGER, G., POLTNIG, W. & STROBL, E. (2003): Erschließungspotential von Tiefengrundwasser in Kärnten. – Hydrogeologische Bewertung, Institut für Wasserressourcen-Management, Hydrogeologie und Geophysik, Joanneum, 1–25, zahlr. Beil., Graz.
- FREUDENTHALER, A. & KOSTIAL, D. (2003): Geophysikalische Untersuchungen Maria Rainer Senke, Technischer Bericht P5.315.06151.02.01, Verbundplan, Salzburg. – In: POLTNIG, W. (2003): Hydrogeologische Untersuchung der Sattnitzberge. Abschnitt Maria Rainer Senke (Einzugsgebiet Brunnenanlage Straschitz). KA 41/01, Zwischenbericht 2003, Joanneum Research, PR-MKH 14, 1–46, zahlr. Abb., Graz.
- GANGL, G. (1974): Bericht über refraktionsseismische Messungen (Plöschenberg – Drautal, Südkärnten) im Jahre 1973. – Der Karinthiner, 70, 79–86.
- HEINZ, H. & WALACH, G. (1979): Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen im Gebiet des Lurnfeldes (Drautal, Oberkärnten). – Verh. Geol. B.-A., 2, 77–83.
- JANSCHKEK, H. (1989): Geoelektrische Tiefensondierungen / Oberes Drautal – Projekt KA-24C/F-88, Geoelektrische Tiefensondierung Linien Obergottesfeld & Kleblach I. – Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg, II/IV, Ferlach.
- JANSCHKEK, H. (1992): Geoelektrische Tiefensondierungen / Oberes Drautal. – Endbericht, Projekt KA-24C / F 91, Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg, IV/IV, Leoben.
- JOCHUM, B., RÖMER, A.G., ARNDT, R. & SUPER, R. (2004): Bodengeophysikalische Messung zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten. – Endbericht ÜLG 35, 1–129, Geol. B.-A., Wien
- MEURERS, B., ARIC, K., BRÜCKL, E. & STEINHAUSER, P. (1992): Geophysikalische Untersuchungen im Villacher Becken. – Geophysikalischer Forschungsbericht, 30, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien, 1–36.
- SCHMID, C., POSCH, E. & WALACH, G. (1990): Gravimetrische Messungen im Lienzer Becken. – Endbericht, Joanneum, 1–7, 5 Beil., Leoben.
- SCHMÖLLER, R., SCHMID, C. & HARTMANN, G. (1988): Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg (Oberes Drautal). – Endbericht zum Projekt KA-24C, 9 S., 18 Abb., Joanneum, I/IV, Leoben.
- SCHMÖLLER, R., SCHMID, C. & HARTMANN, G. (1990): Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg (Oberes Drautal). – Endbericht zum Projekt KA-24C, 9 S., 18 Abb., Joanneum, III/IV, Leoben.
- SCHMÖLLER, R., WALACH, G., SCHMID, C., HEPBERGER, M., HARTMANN, G. & MORAWETZ, R. (1991): Geophysikalische Erkundung der tektonischen Verhältnisse des Baus des westlichen Villacher Beckens als Basis für die Suche nach Tiefengrundwässern. – Endbericht zum Projekt KA-36 F/89, Joanneum, Leoben.
- STEINHAUSER, P., SEIBERL, W., ZYCH, D. & RUESS, D. (1980): Bestimmung des Bouguer-Schwerefeldes der Karawanken und der Sattnitz. – Mitt. d. österr. Geologischen Gesellschaft, 71/72, 299–306, Wien.
- WALACH, G. (1975): Bericht über refraktionsseismische Messungen im Grundwassergebiet Lurnfeld. – Institut für Erdölgeologie & Angewandte Geophysik, Montanuniversität Leoben.
- WEBER, F., SCHMID, C. & HARTMANN, G. (1987): Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg (Oberes Drautal). – Endbericht zum Projekt KA-24C, Joanneum, Leoben.
- WEBER, F., SCHMID, C., MAYER, G., FRÜHWIRT, R. & HARTMANN, G. (1989a): Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg (Oberes Drautal). – Endbericht zum Projekt KA-24C/F89, Joanneum, II/IV, Leoben.

WEBER, F., SCHMID, C., MAYER, G., FRÜHWIRT, R. & HARTMANN, G. (1989c): Geophysikalische Erkundung der tektonischen Verhältnisse des Baus des westlichen Villacher Beckens als Basis für die Suche nach Tiefengrundwässern. – Endbericht Abstract [Kurzdarstellung vom 29.09.1989], Projekt KA-36 F/88, Geschäftszahl 30.262/2-23/88 [an das], Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung, Joanneum, Leoben.

WEBER, F., SCHMID, C., MAYER, G., FRÜHWIRT, R. & HARTMANN, G. (1989b): Geophysikalische Erkundung der tektonischen Verhältnisse des Baus des westlichen Villacher Beckens als Basis für die Suche nach Tiefengrundwässern. – Endbericht zum Projekt KA-36 F/88, Joanneum, I–II, Leoben.

9.2. Geologie

KAHLER, F. (1983): Beobachtungen und Probleme im Thermalgebiet von Warmbad Villach. – Neues aus Altvillach, Jahrbuch des Stadtmuseums, 20, 159–213, Villach.

NACHTNEBEL, H.P. (1993): Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg / Oberes Drautal. – Datenband, Universität für Bodenkultur, I–9, ca. 200 S. Datenmaterial, zahlr. Karten, Wien.

9.3. Allgemein

FREI, W. & KELLER, L. (2000): Hybride Seismik – eine verbesserte Methode zur Verwertung des Aussagepotentials seismischer Daten. – Bull. angew. Geol., 5/2, 229–236, Zürich.

GRANSER, H. (1987): Nonlinear Inversion of Gravity Data Using the Schmidt-Lichtenstein Approach Application of Three-Dimensional Interactive Modelling in Gravity and Magnetics. – Geophysics, 53, 1096–1108, Tulsa.

HOHL, R. (1980): Die Entwicklungsgeschichte der Erde. – Brockhaus Nachschlagewerk Geologie, I–704, Leipzig

KNÖDEL, K., KRUMMEL, H. & LANGE, G. (1997): Geophysik. – Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten, 3, Springer, I–1063, Berlin.

McCANN, D.M., EDDLESTON, M., FENNING, P.J. & REEVES, G.M. [Hrsg.], 1997): Modern Geophysics in Engineering Geology. – Geological Society Engineering Geology Special Publication, 12, I–441

McDOWELL, P.W., BARKER, R.D., BUTCHER, A.P., CULSHAW, M.G., JACKSON, P.D., MCCANN, D.M., SKIPP, B.O., MATTHEWS, S.L. & ARTHUR, J.C.R. (2002): Geophysics in engineering investigations. – Ciria C2562, Geological Society Engineering Geology, Special Publication, 19, I–252, London.

SCHÖN, H.J. (1995): Physical Properties Of Rocks. – Handbook of Geophysical Exploration / Seismic Exploration, 18, Pergamon-Elsevier, I–583, Oxford.

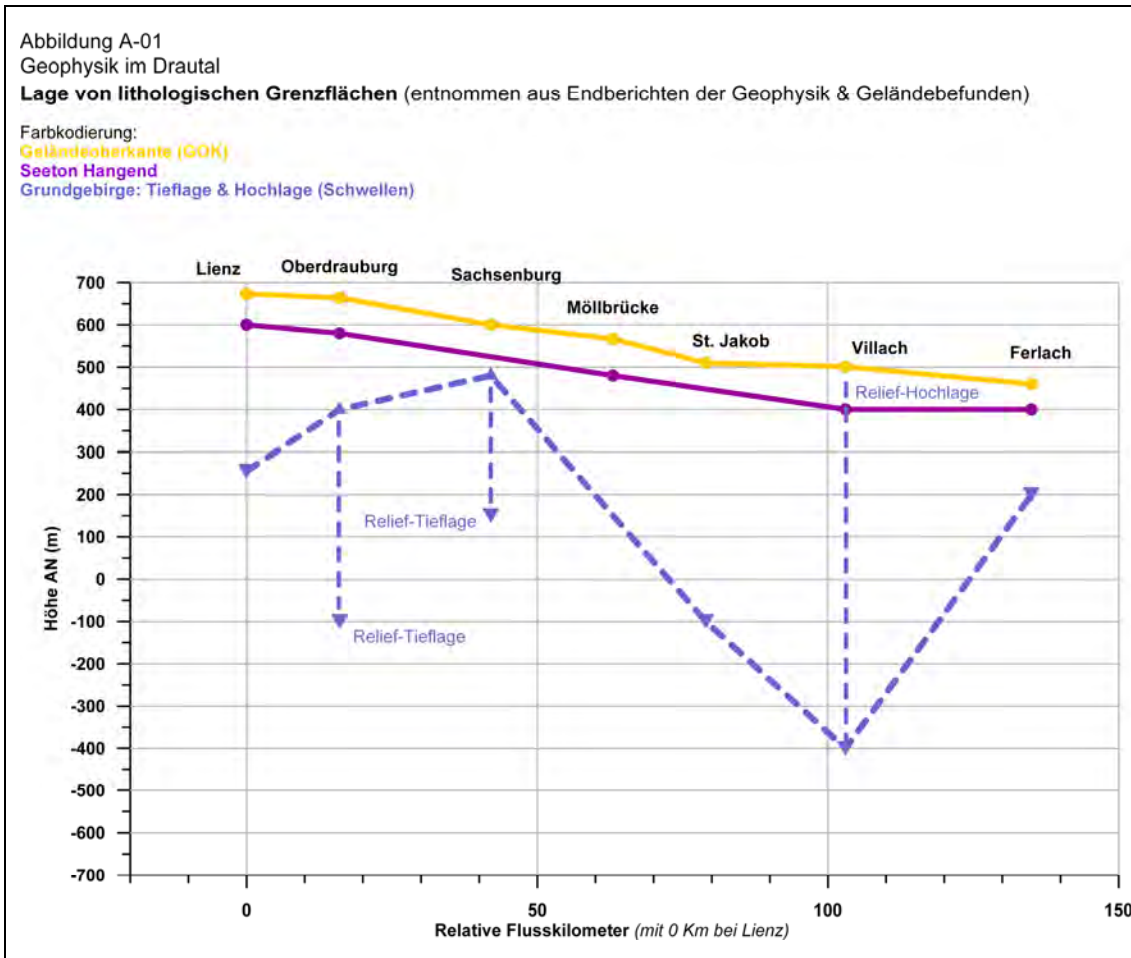


Abb. I: Geophysik im Drautal: Lage von lithologischen Grenzflächen

10. Tabellen

Tabelle T-01: Schichtenmodell Drautal
Seismische Geschwindigkeiten nach WEBER et al. (1989a)

Geologische Ansprache	v_p (m s ⁻¹)
Oberflächen-Verwitterung	586 ± 200
Übergangsschicht	1220 ± 350
Übergang zu Grundwassersedimenten	1620 ± 100
Sandige, schluffige Wechsellagerungen	1925 ± 117
Kristalliner Untergrund	4800 ± 400

Tabelle T-02: Schichtenmodell Drautal
Verschiedene geophysikalische Vermessungen nach BRÜCKL (2001)

Geologische Ansprache	v_p (m s ⁻¹)	σ (Ω m)	Dichte (kg m ⁻³)
Lockergestein über Grundwasser	500–1000	>1000	1800
Deckschotter unter Grundwasser	1800–2100	200–500	2130
Schwemmfächer unter Grundwasser	2300–2700	200–700	2300
Seeton	1750	<150	1900–2050
Alte Talfüllung	2500–2600		2240–2370
Felsuntergrund	4000		2670

Tabelle T-03: Schichtenmodell Drautal
Geoelektrische Vermessung nach JANSCHKEK (1992)

Geologische Ansprache	v_p (m s ⁻¹)	σ (Ω m)
Verwitterungsschicht		120 ± 9
Trockene Kiese, Sande		800 ± 300
Kiese, Sande, teilweise wasserführend		245 ± 85
Ton, Schluff		80 ± 14
Moräne		115 ± 20
Untere, grundwasserführende Kiese		270 ± 47
Fels- / Dichter Untergrund		500

Erdbebenerfassung in Kärnten

W.A. Lenhardt

Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 1190 Wien

Inhalt

Einleitung
Erdbebenstationen
Erdbebengefährdung
Ausblick
Literatur

Einleitung

Das Bundesland Kärnten ist öfters von Erdbeben betroffen, die in den angrenzenden südlichen Nachbarländern ihr Epizentrum und somit folgenschwere Auswirkungen auf das Bundesland Kärnten haben, wie dies auch der Fall anlässlich des schweren Erdbebens im Friaul 1976 war. Auch in historischer Zeit kam es immer wieder zu solchen Vorfällen, die auch Anlass waren, diese Erdbeben mit Kärnten in Verbindung zu bringen, wie zum Beispiel das Erdbeben 1348. Dennoch dürfte sich 1201 auch ein schwereres Erdbeben im Raum Katschberg/Kärnten ereignet haben. Eine umfassende Untersuchung historischer Erdbeben für den Raum Kärnten ist jedoch noch ausständig.

Wie sich aus der Epizentrenkarte von Kärnten (siehe Ausschnitt Abb. 1) erkennen lässt, ist die Seismizität in Kärnten äußerst diffus. Mit Ausnahme der Obdacher Störungszone, die sich von Fohnsdorf bis Bad St. Leonhard verfolgen lässt, sind klare seismotektonische Lineamente kaum zu erkennen. Im Zentrum Kärntens verläuft ein breiter Bereich leicht erhöhter Erdbebenaktivität, der sich von Neumarkt über Gurk, St. Veit an der Glan, Klagenfurt, Ferlach bis zum Loiblpass erstreckt. Ein weiterer seismisch aktiver Bereich verläuft NE–SW von Gmünd nach Mauterndorf im Lungau. Das Drau-Gailtal-Lineament ist weitgehend seismisch inaktiv, bis auf die kleinen Bereiche, wo N–S-orientierte Störungen diese kreuzen.

Nr.	Datum	Epizentralintensität	Epizentrum
1.	1201 05 04	9 ?	Katschberg
2.	1767 11 21	7	Strassburg
3.	1825 02 21	6	St.Veit/Glan
4.	1830 08 11	6	Loiblpass
5.	1855 03 18	6	Villach
6.	1857 03 07	6	Rosegg
7.	1857 12 25	7	Rosegg
8.	1862 01 25	6	Loiblpass
9.	1879 01 11	6	Eisenkappel
10.	1881 11 05	6	Gmünd
11.	1899 08 05	6–7	Eberndorf
12.	1950 10 24	6	Reichenfels

Tab. I: Liste von Schadensbeben mit Epizentrum in Kärnten

Erklärung zu Intensitäten in Tab. I (Kurzfassung von GRÜNTAL [1998]):

6	<u>Leichte Gebäudeschäden:</u> Viele Personen erschrecken und flüchten ins Freie. Einige Gegenstände fallen um. An vielen Häusern, vornehmlich in schlechterem Zustand, entstehen leichte Schäden, wie feine Mauerrisse und das Abfallen von z.B. kleinen Verputzteilen.
7	<u>Gebäudeschäden:</u> Die meisten Personen erschrecken und flüchten ins Freie. Möbel werden verschoben. Gegenstände fallen in großen Mengen aus den Regalen. An vielen Häusern solider Bauart treten mäßige Schäden auf (kleine Mauerrisse, Abfall von Putz, Herabfallen von Schornsteinteilen). Vornehmlich Gebäude in schlechtem Zustand zeigen größere Mauerrisse und Einsturz von Zwischenwänden.
8	<u>Schwere Gebäudeschäden:</u> Viele Personen verlieren das Gleichgewicht. An vielen Gebäuden einfacher Bausubstanz treten schwere Schäden auf; d.h., Giebelteile und Dachgesimse stürzen ein. Einige Gebäude sehr einfacher Bauart stürzen ein.
9	<u>Zerstörend:</u> Allgemeine Panik unter den Betroffenen. Sogar gut gebaute gewöhnliche Bauten zeigen sehr schwere Schäden und teilweisen Einsturz tragender Bauteile. Viele schwächere Bauten stürzen ein.

In Tabelle I fällt auf, dass Hinweise auf Schadensbeben in Kärnten hauptsächlich aus dem 19. Jahrhundert stammen. Dies ist auf Tätigkeit der Erdbebenreferenten, allen voran Ferdinand Seeland, der ab 1896 das Amt innehatte, zurückzuführen. Im 20. Jahrhundert hat es dagegen nur ein Schadensbeben mit Epizentrum in Kärnten gegeben. Auch dieser Umstand deutet auf die Notwendigkeit einer Neubewertung historischer Erdbeben.

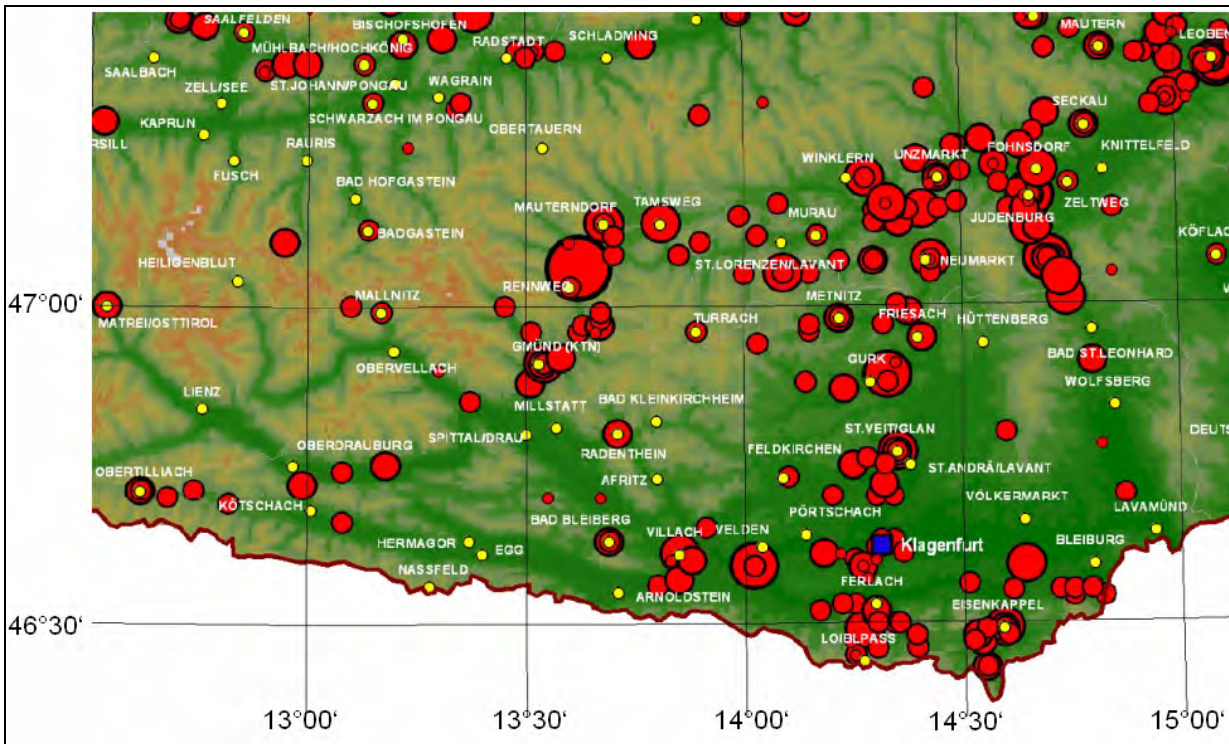


Abb. 1: Erdbeben in Kärnten im Zeitraum 1201–2004 (ZAMG, 2005)

Zeitspanne	Tektonische Erdbeben	Sprengungen	Erfasste Erschütterungen pro Jahr
1201 – 1899	25	-	0,036
1900 – 1999	185	1	1,86
2000 – 2004	276	25	60,20

Tab. 2: Anzahl erfasster/bekannter Erschütterungen mit Epizentrum in Kärnten

Vergleicht man nun die verschiedenen Erfassungszeiträume vor 1900 und nach 2000 (Tab. 2), so wird deutlich, dass in Folge der zunehmenden seismischen Instrumentierung in Kärnten die Anzahl der erfassten Erschütterungen (tektonischen Ursprungs und Sprengungen) deutlich zunahm. Es lässt sich daraus aber kein langfristiger Trend ableiten, da dieser ganz deutlich auch von der Anzahl der Erdbebenstationen abhängt.

Abb. 2 zeigt ein Beispiel von dem Erdbeben am 8. Juni 2000 mit Epizentrum in St. Veit an der Glan, das stark genug war – Magnitude 3,6 –, um von ausreichend vielen Erdbebenstationen registriert zu werden. Solch ein Erdbeben kommt in Kärnten nur alle 2 Jahre vor. Erhöht man die Stationsdichte, so können auch kleinere Erdbeben ausreichend untersucht werden, um Herdmechanismen ableiten zu können.

Der Herdmechanismus von dem Erdbeben in St. Veit stellt sich als NE–SW-gerichtete Verschiebung entlang einer – nahezu – vertikal stehenden Störungsfläche dar, wobei der östliche Teil schräg nach unten geschoben wurde.

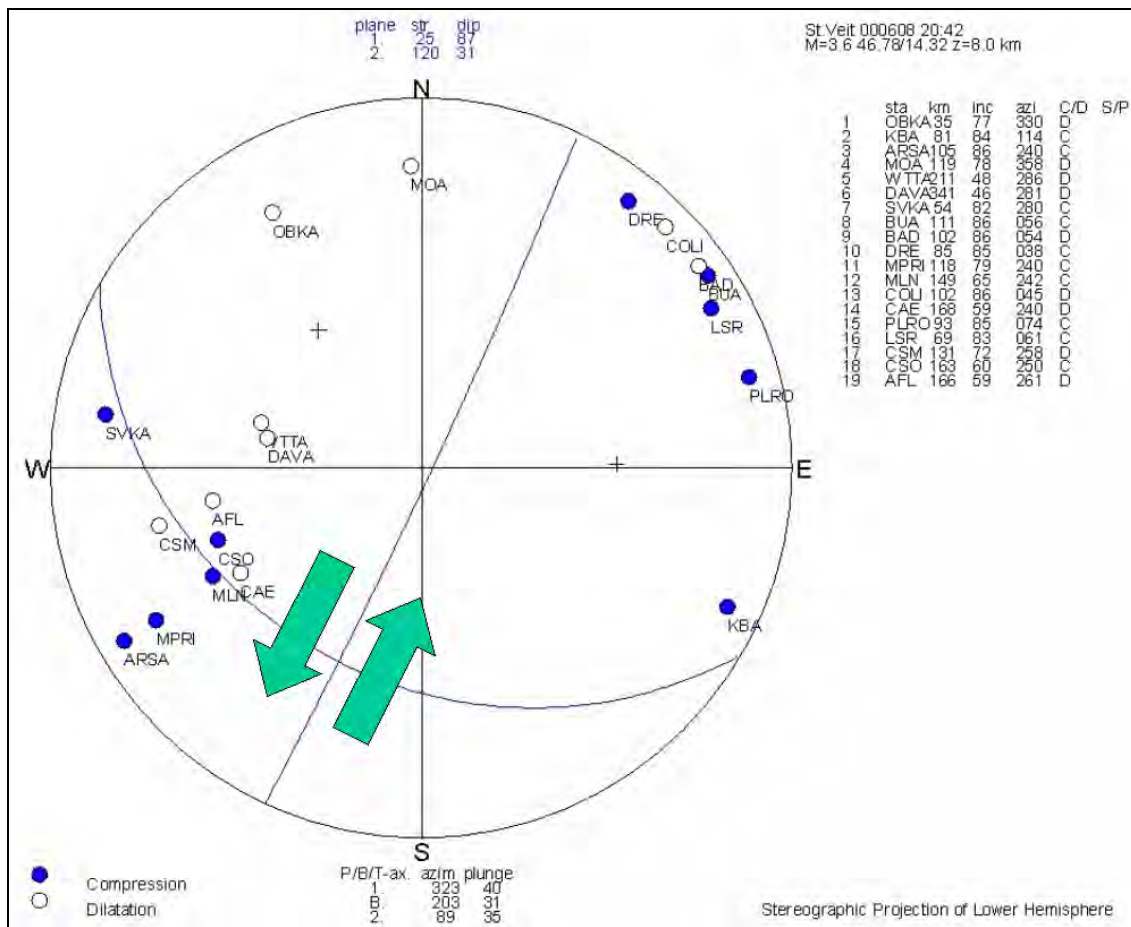


Abb. 2: Herdflächenlösung des Erdbebens bei St. Veit an der Glan

Erdbebenstationen

Je kleiner die Erdbeben – oder je geringer die Magnitude –, desto ungenauer ist zwangsläufig auch die Genauigkeit der Hypozentrumsbestimmung, da infolge der geringen Energie auch weniger Erdbebenstation die Erschütterung registrieren können. Ein Erdbeben der Magnitude 3 wird praktisch mit allen Erdbebenstationen in Österreich registriert. Daher sind die Lokalisierungen gut und genauer als der mittlere Ortstastand von 4 km. Vor der messtechnischen Erfassung in Kärnten wurden die Erdbeben immer dem Ort der größten Wahrnehmung (Erschütterung), also makroseismisch, zugeordnet. Diese Epizentren sind daher mit dieser „Ortsgenauigkeit“ behaftet. Um diese Genauigkeit zu erhöhen, ist ein dichtes Netzwerk an Messstationen notwendig. Ein mittlerer Stationsabstand von 40 km ermöglicht zum Beispiel die Erfassung aller gefühlten Beben. Dies ist auch das Ziel, das in den nächsten Jahren bundesweit angestrebt wird.

Je nach Zweck der Erdbebenerfassung werden verschiedene Systeme eingesetzt:

1. Kurzperiodische Systeme (hauptsächlich zur Beobachtung von Nahbeben)
2. Breitband-Systeme (für die Erfassung von Nah- und Fernbeben)
3. Strong-motion-Systeme (zur Registrierung von starken Bodenbewegungen im Epizentralbereich).

Die neue Generation der Erdbebenstationen ist mit **Breitband-Systemen** ausgerüstet, die mit noch höherer Genauigkeit (im Nanometerbereich) Erdbeben aus dem Nah- und Fernbe-

reich registrieren können. Derzeit sind in der Kölnbreinsperre und am Hochobir solche Stationen eingesetzt. Kurzperiodische Messstationen finden sich in Kärnten keine mehr.

Die für die übersteuerungsfreie Erfassung von stärkeren Bodenbewegungen notwendigen **Strong-motion-Stationen** befinden sich in Kärnten in St. Vinzenz bei der Feistritzbachsperre, im Kelag-Gebäude in Klagenfurt, in der Kölnbreinsperre im Maltatal und in der Tropfsteinhöhle am Hochobir bei Bad Eisenkappel.

Alle Erdbebenstationen der ZAMG werden vom Erdbebendienst selbst errichtet, betrieben, gewartet und deren Messungen ausgewertet. Die nicht unerheblichen Kosten trägt die ZAMG zum Großteil bislang selbst.

Im Zuge des InterregIII A-Projekts wird das Breitband-Messnetz weiter verdichtet, sodass eine verbesserte Lokalisierung von Erdbeben – vor allem im Grenzbereich zu Slowenien und dem Friaul gewährleistet ist. Dazu zählen eine Station im Schaubergwerk von Bleiberg und eine Station auf der Soboth im Grenzbereich Kärnten/Steiermark. Zusätzlich sind Strong-motion-Stationen in Villach, Gmünd und St. Veit an der Glan geplant, vorausgesetzt, die Finanzierungsmöglichkeiten lassen dies zu.

Erdbebengefährdung

Aus der Erdbebengeschichte einer Region erhält man die mittlere Wiederholungszeit dieser Naturereignisse und kann somit abschätzen, wie oft ein Erdbeben einer bestimmten Stärke durchschnittlich auftritt. Dieses Wissen kann zur Risikoverminderung genutzt werden, indem in gefährdeten Gebieten eine erdbebensichere Bauweise angewendet wird, was auch z.B. in der entsprechenden Baunorm (ÖNORM B 4015, 2002) ihren Niederschlag findet. Man hat außerdem die Möglichkeit, historische Bauten, deren Bausubstanz unter Umständen schon beeinträchtigt ist, zu verstärken beziehungsweise sie für den Erdbebenfall als „kritische Objekte“ einzustufen. Somit sind die zuständigen Organe in der Lage, potentielle Gefahrengebiete zu erkennen, spezielle Einsatzpläne für den Katastrophenfall zu erstellen und für eine spezifische Ausbildung des Einsatzpersonals zu sorgen, wobei hier sicherlich den Feuerwehren und Rettungsdiensten, aber auch dem Bundesheer, der Polizei und Gendarmerie eine entscheidende Rolle zufällt. Von diesen Vorsorgemaßnahmen hängt es ab, ob und in welchem Ausmaß auf das Eintreten einer solchen Naturkatastrophe reagiert werden kann. Solche Maßnahmen beruhen auf einer Einschätzung, die sich im Wesentlichen auf den Erdbebenkatalog gründen. Aus der Karte der ÖNORM ist ersichtlich, dass zwei Bereiche in Kärnten zur Zone 4 zählen, in der horizontale Bodenbeschleunigungen von 1 m/s mit 10% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 Jahren erwartet werden müssen.

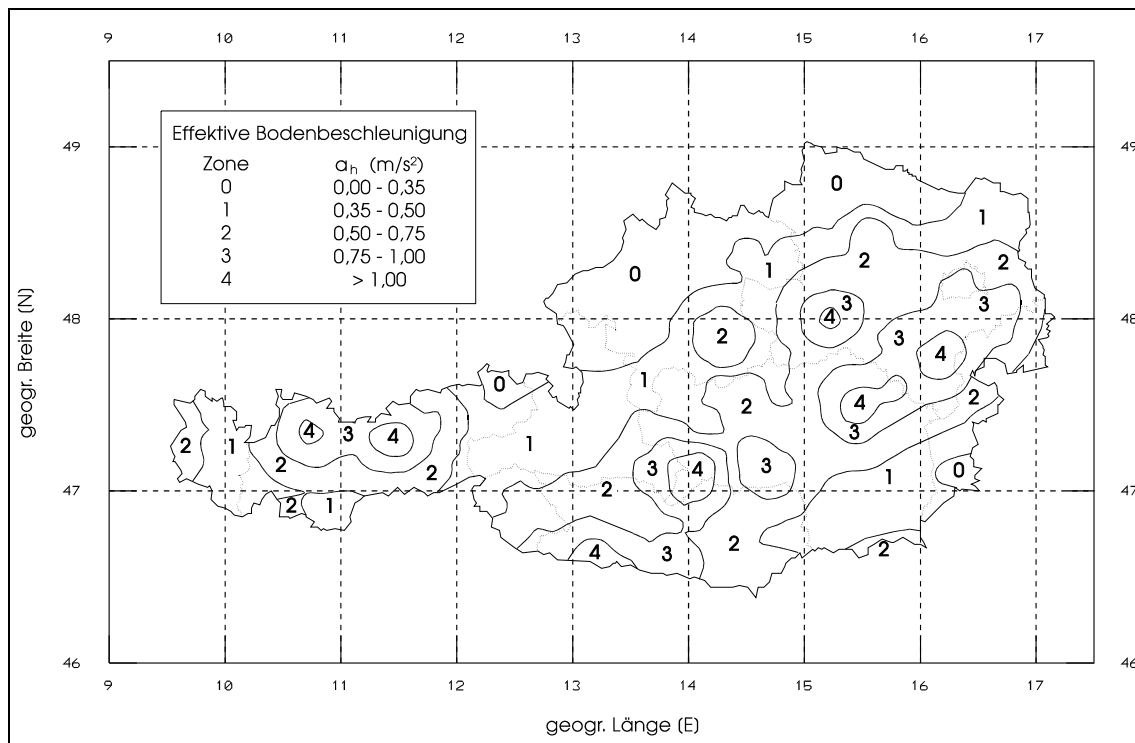


Abb. 3: Erdbebenzonen in der ÖNORM B 4015 (2002).

Ausblick

Es sei in diesem Zusammenhang daran erinnert, dass die ZAMG im Internet ein „on-line Erdbebenwahrnehmungsformular“ <http://www.zamg.ac.at/bebenmeldung> eingerichtet hat, um Berichte der Bevölkerung zu sammeln, die ihren Niederschlag in der Erstellung von Isoleistenkarten finden. Diese Karten zeigen Bereiche vergleichbarer Auswirkungen auf, die in der Folge auch Zonen verstärkter oder verringerter Erschütterungen ausweisen, wie dies für zukünftige Bauvorhaben von Bedeutung ist.

Die Errichtung neuer Breitband-Erdbebenstationen stellt eine weitere Aktivität dar. Die Standortsuche, an der sich dankenswerterweise die Kelag beteiligt hat und die mit Slowenien und dem Friaul akkordiert und von einem InterregIII A-Projekt gefördert wird, hat zum Ziel, die besten Installationsorte in Kärnten, die nicht nur den technischen, sondern auch den geometrischen Erfordernissen für eine genauere Lokalisierung gerecht werden, zu finden. Damit erhalten die Behörden jene wichtige Grundinformation, die eine verbesserte Einschätzung des Schadensausmaßes in wesentlich kürzerer Zeit ermöglicht. Das Projekt wird im Juni 2006 abgeschlossen.

Literatur


- BRANDT, A. (1981): Bergstürze an der Villacher Alpe (Dobratsch) / Kärnten / Österreich. – Dissertation, Universität Hamburg.
- DUMA, G. (1992): Seismische Mikrozonierung des Raumes Villach – Klagenfurt. Studie im Auftrag des BMWF, BKA und der Kärntner Landesregierung. – Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Abteilung Geophysik, Wien.
- GRÜNTHAL, G. (Hrsg.) (1998): European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98). – Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Luxembourg, Volume 15.
- HAMMERL, Ch. (1992): Das Erdbeben vom 25. Jänner 1348 – Rekonstruktion des Naturereignisses. – Ph. D. Dissertation, Universität Wien.
- HAMMERL, Ch. (1995): Das Erdbeben vom 4. Mai 1201. – Mitteilungen des Inst. f. Österr. Geschichtsforschung, Bd. 103/3–4, 350–368.
- HAMMERL, Ch. & LENHARDT, W. (1997): Erdbeben in Österreich. – Leykam Verlag, Graz.
- LITSCHER, H. & STROBL, B. (1977): Auswirkungen des Erdbebens vom 6. Mai 1976 – Erhebungen von Bauwerksschäden in Kärnten. – Carinthia II, 167./87. Jahrgang, 127–131, Klagenfurt.
- ÖNORM (2002): Belastungsannahmen im Bauwesen – Außergewöhnliche Einwirkungen – Erdbebeneinwirkungen, Grundlagen und Berechnungsverfahren – ÖNORM B 4015. – Austrian Standards Institute (ON), ICS 91.010.30; 91.120.25, 59 S.
- TOPERCZER, M. & TRAPP, E. (1950): Ein Beitrag zur Erdbebengeographie Österreichs nebst Erdbebenkatalog 1904–1948 und Chronik der Starkbeben. – Mitteilungen der Erdbeben-Kommission, Neue Folge Nr. 65, Österr. Akad. d. Wiss., Wien.
- VON HÜTSCHLER, C.-M. (1981): Bergstürze am Dobratsch / Kärnten / Österreich. – Dissertation, Universität Hamburg.
- ZAMG (2005): Geophysikalische Landkarten der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. – CD.

orientierung?

Zu finden, was man sucht.

Zu erkennen, was verborgen ist.

Wir sind die Schnittstelle.

SYNERGIS 

gis@work

EURO PLAZA - Gebäude E
Technologiestraße 10
A-1120 Wien

T +43 (0)1 878 06-43
F +43 (0)1 878 06-99
www.synergis.co.at



ESRI

Official ESRI Distributor

Historische Erdbeben in Kärnten mit besonderer Berücksichtigung des Bebens vom 4. Mai 1201

Ch. Hammerl

Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 1190 Wien

Inhalt

Einleitung

Das Erdbeben vom 4. Mai 1201

Das Erdbeben vom 25. Jänner 1348

Das Erdbeben vom 4. Dezember 1690

Zusammenfassung

Zusammenfassung

Die vorliegende Präsentation soll an Hand der angeführten Beispiele einerseits die Vorgänge beim Studium eines historischer Erdbeben darstellen, andererseits kurz über „the state of the art“ der großen „Kärntner“ Beben berichten.

Einleitung

Starkbeben können in dicht besiedelten Räumen oder auf Standorte von Kernkraftwerken, Sondermülldeponien, Talsperren, technische Großbauten u.s.w. verheerende Auswirkungen haben. Um zuverlässige Angaben über die Erdbebengefährdung eines Standortes oder Gebietes machen zu können, ist es unumgänglich, auf historische Beben zurückzugreifen. Das trifft besonders auf seismisch wenig aktive Gebiete zu.

Vor ca. 30 Jahren begann man sich zunehmend für historische Erdbeben zu interessieren. In Österreich war sicher das Plebiszit bezüglich des Kernkraftwerkes Zwentendorf mit ausschlaggebend für das in der Wissenschaft gesteigerte Interesse an der Entwicklung einer interdisziplinären Historischen Erdbebenforschung. 1986 wurde innerhalb der ESC (Europäische Seismologische Kommission) eine Arbeitsgruppe „Historical Earthquakes in Central Europe“ gegründet. Seit dem wurden zahlreiche nationale und internationale Projekte auf diesem Gebiet durchgeführt. Ein Ziel dieser Arbeitsgruppe, in der Seismologen, Geologen, Historiker, Philosophen, Sprachwissenschaftler etc. vertreten sind, ist es, in Einzelstudien historische Erdbeben zu erforschen, ein anderes, nach diesen Erkenntnissen revidierte nationale und einen europäischen Erdbebenkatalog zu erstellen.

Das Erdbeben vom 4. Mai 1201

Eine Studie über das Naturereignis vom 4. Mai 1201¹ zeigt an Hand einiger ausgewählter Beispiele aus der Literatur über historische Erdbeben, wie notwendig das Vorgehen nach geschichtswissenschaftlichen Methoden bei der Erforschung der Beben der Vergangenheit ist.

Besonders die Diskussion der Sekundärliteratur zeigt, wie sich im Laufe der Jahrhunderte die Nachrichten über das Erdbeben von 1201 wandelten. Berichtet BONITO² in seinem Werk noch sehr allgemein von dem Ereignis, so verlegt JEITTELES³ 170 Jahre später den in seiner Geschichte der Erdbeben erwähnten „Lungau“ bereits in den Böhmerwald. Bei SUESS⁴ war das Beben daraufhin bereits „in Böhmen schrecklich“. SCHORN⁵ erwähnt hier erstmals die Obersteiermark, den Lungau u.a. in Zusammenhang mit dem Beben. GIESSBERGER⁶ schreibt über das Erdbeben dasselbe wie SCHORN, SIEBERG⁷ konkretisiert fast 40 Jahre nach SCHORN bereits vorige vage Angaben und spricht erstmals von einem „zerstörendem Erdbeben in der Obersteiermark“. Daraufhin findet man zehn Jahre später in der „Chronik der Österreichischen Starkbeben“⁸ erstmals Murau / Steiermark als angebliches Epizentrum des Bebens mit einer abgeschätzten Epizentralintensität von 9° MS. KÁRNÍK⁹ übernimmt diese Angaben. Diese waren bis zur o.g. Studie aus dem Jahr 1995 im Österreichischen Erdbebenkatalog¹⁰ enthalten.

Studiert man nun die zeitgenössischen Originaltexte über das Naturereignis und versucht diese zu interpretieren, so verlagern sich jene zwei Orte – die Burgen Katsch und Weißenstein –, über welche Schäden in den Quellen angegeben wurden, von der Steiermark nach Kärnten (siehe Abbildung 1).

Auf Grund der neuen Ortsbestimmung der beiden Burgen folglich auch ein neues Epizentrum aus diesen beiden „Schadenspunkten“ anzugeben, wäre weit hergeholt. Dass das Epizentrum in Murau aber nicht mehr das richtige ist, muss deutlich gesagt werden. Zweifel der Seismologen bezüglich des Epizentrums des Bebens in Murau und der Epizentralintensität von 9° konnten sich so bestätigen.

¹ Christa HAMMERL (1995): Das Erdbeben vom 4. Mai 1201. – Mitteilungen des Inst. f. Österr. Geschichtsforschung, Bd. 103/3–4, 350–368, Wien.

² Marcello BONITO (1690): Terra Tremante, 501–502, Napoli.

³ Ludwig JEITTELES (1860): Versuch einer Geschichte der Erdbeben in den Karpathen- und Sudeten-Ländern bis zu Ende des achtzehnten Jahrhunderts. – Zeitschrift der geologischen Gesellschaft 12, 294–295.

⁴ Eduard SUESS (1873): Die Erdbeben Niederösterreichs. – Denkschr. d. Österr. Akad. d. Wiss. 33, 24.

⁵ Josef SCHORN (1902): Die Erdbeben von Tirol und Vorarlberg. – Zeitschrift des Ferdinandeums 3. Folge, H. 46, 110–111.

⁶ Hans GIESSBERGER (1924): Die Erdbeben Bayerns. I. Teil. – Abhandlungen der Bayerischen Akademie der Wissenschaften. Math.-phys. Klasse 29, 2. Teil, 27.

⁷ August SIEBERG (1940): Beiträge zum Erdbebenkatalog Deutschlands und angrenzender Gebiete für die Jahre 58 bis 1799. – Mitt. d. Deutsch. Reichs-Erdbebendienstes, 30.

⁸ Max TOPERCZER & Erich TRAPP (1950): Ein Beitrag zur Erdbebengeographie Österreichs, nebst Erdbebenkatalog 1904–1948 und Chronik der Starkbeben. – Mitteilungen der Erdbeben-Kommission, N. F. 65, 13, Wien.

⁹ Vit KÁRNÍK, Emanuel MICHAL und Alexander MOLNÁR (1957): Erdbebenkatalog der Tschechoslowakei bis zum Jahre 1956. – Práce Geofyzikálního Ústavu Československé Akademie Ved, 69, Sborník, 16.

¹⁰ Wolfgang LENHARDT: Erdbebenkatalog der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. – Computerfile.

Das Fernfeld (Fühlbarkeitsgebiet) des Naturereignisses bleibt wohl weiterhin im Unklaren. Auf Grund der dürftigen Quellensituation ist es derzeit nicht möglich anzugeben, wo das Beben tatsächlich gefühlt wurde, obwohl diese Information gerade für den Seismologen (u.a. zur Bestimmung der Magnitude) wichtig wäre.

Ein Ergebnis der Studie über das Beben vom 4. Mai 1201 war, dass der Eintrag im Österreichischen Erdbebenkatalog, d.h. ein fälschliches Starkbeben in der Steiermark, korrigiert werden konnte.

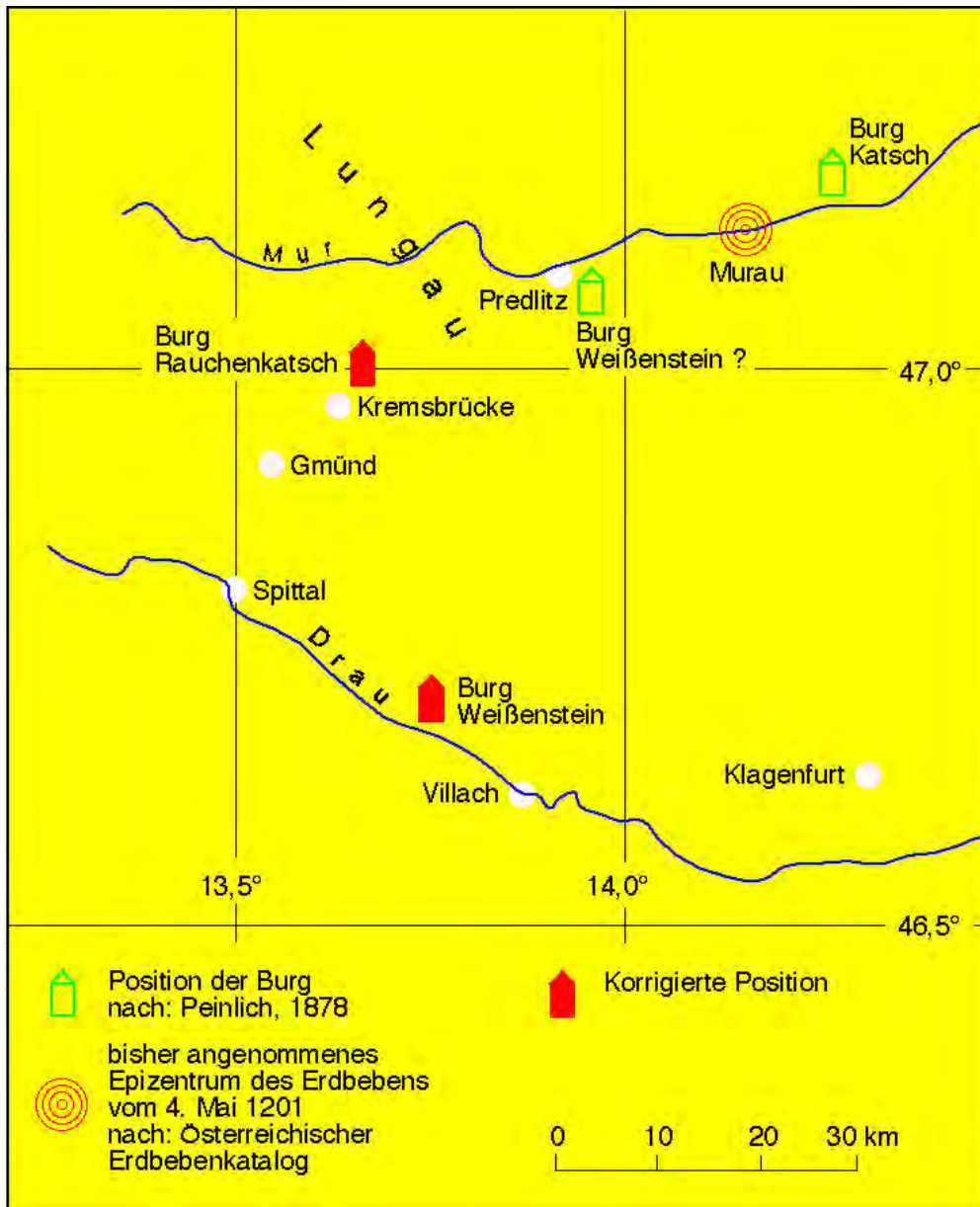


Abb. 1: Das Erdbeben vom 4. Mai 1201.

Das Erdbeben vom 25. Jänner 1348

In einer Studie aus dem Jahr 1992¹¹ wurden über 100 serielle und archivalische Quellen für das Erdbeben vom 25. Jänner 1348, in der Literatur als „Villacher-Erdbeben“ bekannt, mit einer Epizentralintensität von 9°, ausgehoben und interpretiert. Die Studie kam zu dem Schluss, dass mit einer hohen Wahrscheinlichkeit das Epizentrum des Bebens in Friaul (Italien) und nicht in Villach lag, wie es in den meisten älteren Katalogen bzw. in der Literatur zu finden ist.

Was in diesem Beispiel besonders hervorgehoben werden soll ist, dass es äußerst wichtig ist, den Entstehungsort (das ist jener Ort, wo eine zeitgenössische Quelle verfasst wurde) einer Quelle nicht mit jenem Ort zu verwechseln, an dem das Beben Schaden anrichtete bzw. gefühlt wurde. Diese Verwechslung führte in der Vergangenheit oft zu falschen Abschätzungen des Schadens- und Schüttergebietes.

Das Erdbeben vom 4. Dezember 1690

Zunächst fällt auf, dass das Kärntner Schadensgebiet verursacht durch das Erdbeben vom 4. Dezember 1690 im Vergleich mit anderen Beben dieser Region sehr ausgedehnt ist.¹² Das Beben hat beträchtliche Gebäudeschäden in vielen Ortschaften zwischen Gmünd und Völkermarkt, die immerhin fast 100 km voneinander entfernt liegen, angerichtet. Nichts weist darauf hin, dass mit Annäherung an die italienische Grenze die Schäden zunehmen. Nimmt man aber die italienischen und kroatischen Bebenmeldungen hinzu, so verstärkt sich dieser Eindruck. Die Intensität südlich von Kärnten wird kleiner, denn verlässliche Berichte von dramatischen Zerstörungen – etwa wie aus Villach – fehlen aus Italien. BARBANO, BELLETTATI und SLEJKO (1994)¹³ geben zwar Schadensmeldungen aus Chiusa an. Sie nennen Venedig als einen Platz mit geringfügigen Gebäudeschäden, schreiben aber, dass in Verona und Belluno das Beben nur noch wahrgenommen wurde.

Eine neue umfangreiche Untersuchung nach den Erkenntnissen der Historischen Erdbebenforschung wäre notwendig, um vielleicht doch noch Licht ins Dunkel dieses Bebens zu bringen.

¹¹ Christa HAMMERL (1992): Das Erdbeben vom 25. Jänner 1348 – Rekonstruktion des Naturereignisses. – Ph. D. Dissertation Universität Wien.

Christa HAMMERL (1994): The earthquake of January 25th, 1348, discussion of sources. – In: Historical Investigation of European Earthquakes. Materials of the CEC project “Review of Historical Seismicity in Europe” Vol. 2, Milano.

¹² U. EISINGER, & R. GUTDEUTSCH (1994): The Villach Earthquake of December 4th, 1690 in the German sources. – In: Historical Investigation of European Earthquakes. Materials of the CEC project “Review of Historical Seismicity in Europe” Vol. 2 Milano.

¹³ M.S. BARBANO, D. BELLETTATI & D. SLEJKO (1994): Sources for the study of the Eastern Alps earthquakes in the turn of the 17th century. – In: Materials of the CEC project Review of Historical Seismicity, Milano.

Starkbeben in Kärnten [Poster]

G. Gangl
2102 Bisamberg

In dem Poster werden die Starkbeben in Kärnten zusammengefasst. Beschränkt man sich nur auf zerstörende Beben, welche eine Maximalintensität >7 hatten, so sind nur wenige historische Beben zu nennen, deren Wiederholungszeiten sehr lange sind. Als erstes Ereignis wird das Beben von 1201 genannt; dann sind vor allem die beiden „Villacher Erdbeben“ 1348 und 1690 in den österreichischen Erdbebenkatalogen aufgenommen (HOEFER, 1880; TOPERCZER, 1950; GANGL, 1969; TRAPP, 1973, DRIMMEL, 1980; LENHARDT, 1995 etc).

- ◆ Eine Neuinterpretation des Bebens von 1201 wurde von HAMMERL (1995) veröffentlicht. Damals sind zwei Lokalitäten mit Erdbebenmeldungen beschrieben worden (Katsch und Weißenstein). Auf dem Poster ist eine Genauigkeit (bzw. Ungenauigkeit) für die Beschreibung der Lage des Epizentrums aufgrund von nur zwei Ortsangaben mit 50 km eingetragen.
- ◆ Das sogenannte „Villacher Beben“ hat große Zerstörungen in Südkärnten und im nördlichen Friaul hervorgerufen: Für das Epizentrum wird trotz umfangreicher Quellenerhebungen und -kritik (HAMMERL, 1992, 1994) nur eine Fläche angegeben: Die Genauigkeit ist schon etwas besser als bei dem erstgenannten Beben. Vor allem sind aber die Zerstörungen in Villach, die Bergstürze am Dobratsch ein Hinweis, dass das Epizentralgebiet hier zu suchen ist. (Intensitätszuordnung in Anlehnung an die Klassifikation des Slowenischen Bebens von 1998 durch VIDRIH et al., 2001 am Ende).
- ◆ Bei der Sammlung der Quellen stößt man dann zwangsläufig auf die zahlreichen Meldungen von Schäden durch das „zweite Villacher Beben“ im Jahre 1690. Die negativen Erhebungen in Friaul (SLEJKO 1991) zeigen, dass der Herd im Südkärntner Raum gelegen sein muss.

Von den Seismologen wird das Epizentrum gerne als Punkt angegeben; dieser ist aber für historische Beben mit großer Unsicherheit behaftet und es ist besser, sich auf den Bereich des Epizentralgebiets zu beschränken, in welchem die größten Schäden auftraten. Die Angabe, dass die beiden genannten Starkbeben auch in Friaul große Schäden angerichtet haben, reichen aber nicht aus, um eine Neubenennung zu rechtfertigen (GUTDEUTSCH et al., 1996 „Das südalpine Beben von 1348“) und führt höchstwahrscheinlich zur Verwirrung in der Literatur.

Ein Vergleich der Schäden mit dem gut dokumentierten Friauler Beben von 1976 hilft den wahrscheinlichsten Intensitätsabfall abzuschätzen. Bei dem Letzteren wurde auf österreichischem Staatsgebiet Intensitäten von 7 im Gailtal festgestellt. Die bildlichen Darstellungen sind auf dem Poster wiedergegeben.

Der Süden Kärntens bleibt ein erdbebengefährdeter Bereich. Nur die notwendige Bauweise kann Schäden minimieren und Menschenleben retten. Die richtige Interpretation der historischen Quellenuntersuchungen macht dies bewusst.

Literatur

- EISINGER et al. (1994): The Villach Earthquake of Dec. 4th 1690.
- GANGL, G. (2004): Makroseismische Intensität des 1348er Bebens in Villach (Intensity Data point Villach 1348) . – Rudolfinum-Jahrbuch des Landesmuseums Kärnten 401–408.
- GUTDEUTSCH, R. & LENHARDT, W. (1996): Reinterpretation of the South Alpine earthquake of January 25th 1348. – Extended abstract, Proceedings of the XXV ESC General Assembly, Iceland, p. 634–638, Reykjavik.
- HAMMERL, Ch. (1995): Das Erdbeben vom 4. Mai 1201. – In: Mitteilungen des Institutes für Österreichische Geschichtsforschung (MIÖG) Bd. 103/3-4.
- HAMMERL, Ch. (1992 und 1994): Das Erdbeben vom 25. Jänner 1348. Rekonstruktion eines Naturereignisses. – Diss. Univ. Wien, 250 S., 1992 sowie in: Neues aus Alt Villach, 31. Jb. Stadtmuseum 1994.
- HOEFER, H. (1880): Die Erdbeben Kärntens und deren Stoßlinien. – Denkschriften der Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., 42.
- LENHARDT, W. (2001): Erdbebenschutz. – Broschüre des BMI/Zivilschutz mit Tabelle der Starkbeben in Österreich S. 16.
- SLEJKO, D. (1991): Seismic Hazard Assessment for the Main Seismogenic Zones in the Eastern Alps. – Tectonophysics.
- VIDRIH et al. (2001): Seismogeological effects of rocks during the 12. April 1998 Upper Soca Territory earthquake (NW Slovenia). – Tectonophysics, 330, 153–175.

ROHSTOFFGEOLOGIE

Hinweise auf Lagerstätten am Blatt Spittal a.d. Drau

F. Ucik

9071 Köttmannsdorf

Nicht besonders reich an Lagerstätten verschiedener Bodenschätze ist der Bereich des Kartenblattes 182, obwohl verschiedene Großeinheiten – das ostalpine Altkristallin einerseits und das penninische Tauernfenster andererseits – das Gebiet des Kartenblattes aufbauen. Eine Gruppe von auch praktisch genützten Bodenschätzen – die Feldspatpegmatite des ostalpinen Kristallins – wird in einem eigenen Beitrag dieses Bandes beschrieben.

Das Penninikum ist am Blatt Spittal durch die Obere Schieferhülle (Schuppen der Nordrahmenzone und Periphere Schieferhülle bzw. Glockner Deckensystem), die verschiedenen parautochthonen Folgen der Unteren Schieferhülle und die Zentralgneis-Kerne (Venediger Deckensystem) vertreten. Als Erstes seien jene Lagerstätten beschrieben, die sich in den kalkigen Bündnerschiefern der Oberen Schieferhülle finden. In erster Linie handelt es sich dabei um bis einige Meter mächtige Talkschiefer-(Aktinolith-)Asbest-Lager, die teilweise deutlich im Zusammenhang mit Grüngesteinen (Serpentiniten) stehen. Während einer grünschieferfaziellen Metamorphose haben die Grüngesteine das Mg, die kalkigen Bündnerschiefer das Ca zur Bildung der Talkschiefer geliefert. Das Schwergewicht dieser Vorkommen liegt bei Zandlach (Kolbnitz), kleine Ausbisse finden sich u.a. im Mühldorfer Graben. In der Inflations- und Spekulationszeit unmittelbar nach dem 1. Weltkrieg wurden diese Vorkommen vor allem im Raum von Kolbnitz intensiv beschürft (u.a. mit dem über 150 m langen Josefistollen), vermutlich aber wegen der schlechten Qualität ohne anhaltenden Erfolg. Auch eine zweite Untersuchungsperiode während des 2. Weltkrieges (Talkumwerke Naintsch) brachte keinen Erfolg (UCIK, 1970a).

Als wenig bekannte Besonderheit unter den Lagerstätten seien Ockergruben oberhalb von Göriach (zwischen dem Metnitz- und dem Gronitzergraben) erwähnt. Im oberflächennahen Verwitterungsbereich lagerte sich hier in Klüften der Bündnerschiefer der aus Pyrit entstandene Eisenocker ab, der in der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts stollenmäßig gewonnen wurde. Der Ocker kam in die Aichelburgschen Farbwerke in Villach (STABER, 1935).

Als nächstes sind Erzlager in der Unteren Schieferhülle zu erwähnen. In dieser Gruppe besitzt das Vorkommen im Radlgraben bei Trebesing (Klausengrube) wohl die meiste Bedeutung. Die stark schiefrigen Paragneise der Kareckserie (Kareck-Komplex) enthalten von der bekannten Lagerstätte Schellgaden im salzburgischen Lungau bis weit nach Kärnten herein synsedimentäre Quarzlagen mit Erzen. Im Radlgraben treten in dem bis über 2 m mächtigen Quarzlager die Erze als dünne, lagerförmige Schnüre auf. In den zum gleichen Vererzungstyp gehörenden Lagerstätten im Pöllatal bei Oberdorf (nahe Rennweg) reicht die Vererzung in Form von Imprägnationen in die angrenzenden Gneise hinein. Die Klausengrube besteht aus dem tonnlägigen Barbarastollen, der dem Erzlager in die Tiefe folgte, und dem horizontal verlaufenden St.-Peter-und-Pauli-Zubaustollen; zwei große Verhaue ermöglichen ein genaues Studium des Erzlagers. Der Bergbau wurde 1752 durch Baron Carl Josef von Neppelsberg begonnen; die große Härte des Lagerquarzes und die geringe Erzmenge brachten aber schon bald Schwierigkeiten; die Grube dürfte noch vor 1770 endgültig stillgelegt worden sein. Die oft behauptete Natur eines Goldbergbaues scheint jedoch der Grube nach den vorliegenden alten

Analysen nicht zuzukommen. Zum gleichen Schellgadener Lagerstättenzug gehören auch die kleinen Bergbaue „Millionenloch“ und „Silberloch“ N oberhalb von Malta.

Von den zahlreichen, gebietsweise gehäuft auftretenden Kieslagerstätten der Kreuzeckgruppe (u.a. Dechant – Teuchl, Rabant – Oberdrauburg, Grakofel, Politzberg) liegen nur wenige auf dem Blatt Spittal (Lessnig, Sachsenweg). Im ostalpinen Kristallin der Goldeckgruppe, der Fortsetzung der Kreuzeckgruppe östlich des Drautales, sind noch die Bergbaue Guginock, Lind, Weißwände und Siflitz zu nennen. Meist handelt es sich um recht komplex zusammengesetzte, gang- bis linsenförmige kleinere Lagerstätten, die bei Vorherrschen von Au, Sb oder Fe als dementsprechende Lagerstätten bekannt waren.

Am bedeutendsten waren die Baue im Siflitzgraben, die sich im 16. Jahrhundert gut entwickelten, aber keinen langen Bestand hatten. Es gab mindestens an die 100 Stollen, doch hatte die Blütezeit offensichtlich keine lange Dauer. Im 18. Jahrhundert wandte sich das Ärar neuerlich dem Siflitzer Revier zu und gewältigte einzelne Gruben (Danieli-Stollen), doch kam es zu keinem neuerlich Bergbaubetrieb. Zuletzt untersuchte man im Auftrag der BBU in den Jahren 1988/89 die Lagerstätten von Siflitz, doch hatte man auch dieses Mal keinen Erfolg. Es wurde der Danieli- oder Engelstollen mit großem Grubengebäude, der Schmidtenstollen und der Bauernstollen wiedergewältigt (mündl. Mitt. Mag. GEYER). Ebenfalls Ganglagerstätten sind jene am Guginock, in den Weißwänden und oberhalb von Lind im Drautal. Die erzmineralogisch sehr komplex aufgebauten Lagerstätten sind durch eine Sb-Vormacht, zu der sich z.T. auch noch höhere Goldgehalte gesellen, charakterisiert. Die ersten Sb-Gruben dürften bereits 1753 eröffnet worden sein. Die gegen Ende des 19. Jahrhunderts (1891) in Villach gegründete Gewerkschaft „Carinthia“, an der sich u.a. die bekannten Gewerker der aus der Schweiz stammenden Familie May De Madiis beteiligten, schürfte im Rahmen ihrer Interessen für Au auch in diesen Sb-Lagerstätten.

Mehrere Stollen wurden auf die aus mehreren Gängen bestehende komplexe Ganglagerstätte Lessnig in der Kreuzeckgruppe angesetzt (Antimonit, Pyrit, Eisenkies, Magnetkies, Kupferkies, Arsenkies, Zinkblende, Bleiglanz). Auch Lessnig wurde von der Gewerkschaft Carinthia untersucht.

Über die Kieslagerstätte „Sachsenweg“ bei Möllbrücke ist nur wenig zu sagen. Während ein Knappensteig, der Erzpocher und eine alte Schmelze urkundlich belegt sind (FRIEDRICH, 1955/56), ist die genaue Lage der alten Stollen unbekannt.

Es soll auch noch weitere Stollen oder Baue in Hohenburg und Zeltschach bei Pusarnitz, am Mitterriegel am Glintzenpächl, am Treberberg bei Pusarnitz sowie in St. Leonhard bei Möllbrücke, z.T. auf Edelmetalle, gegeben haben, doch gibt es darüber keine konkreten, verlässlichen Angaben.

An dieser Stelle sei noch erwähnt, dass in Möllbrücke von 1599–1774 eine Messinghütte bestand, deren Gebäude teilweise noch erhalten sind. Während das Zink aus den Gailtaler Alpen stammte (Jauken), kam das Kupfer anfangs hauptsächlich aus der Steiermark und Oberungarn, kleine Mengen stammten aus Gailtaler Bergbauen. Später, nach der Erschließung des Bergbaues in der Groß-Fragant (ab etwa 1700), wurde dieser Bergbau zum Hauptversorger für Kupfer, etwas Metall kam zeitweilig aus dem Bergbau im Radlgraben.

Literatur

- FRIEDRICH, O.M. (1955/56): Die Lagerstätten der Kreuzeckgruppe (Monographie Kärntner Lagerstätten, 3. Teil). – Unveröff. Manuskript (155 Seiten, zahlr. Pläne und Fotos).
- STABER, R. (1935): Die Ockergruben bei Göriach (Reißeckgruppe, Kärnten). – Carinthia II, Sh. 3 (Richard-Canaval-Festschrift), 81–84, Klagenfurt.
- UCIK, F.H. (1970a): Die ehemaligen Talkbergbaue und -schürfe im Raum von Kolbnitz im Mölltal (2. Teil). – Archiv f. Lagerstättenforschung in den Ostalpen, 11, 3–13, Leoben.

Das Eisen in der Umgebung von Spittal a.d. Drau und im Liesertal

F. Ucik

9071 Köttmannsdorf

Nur randlich und indirekt auf dem Sektor der Verarbeitung berührt das Eisen das Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau. Die eigentlichen Eisenerzlagerstätten befinden sich im Gebiet von Innerkremis auf dem Blatt 183 Radenthein; sie liegen unter der Überschiebungsbahn der Gurktaler Decke in den Liegendanteilen der Stangalm-Trias, damit in der Nähe der offensichtlichen Bewegungsbahn zwischen der Trias und dem ostalpinen Kristallin. Die Erze sind ungünstigerweise recht komplex zusammengesetzt: Siderit, Magnetit und Pyrit sind vielfach zu Limonit verwittert. Die Innerkremis war nach dem Hüttenberger Erzberg – wenn auch mit großem Abstand – das zweite wichtige Eisenerzgebiet Kärntens. Die einzelnen Lager werden bis über 5 m mächtig (einst eine bedeutende Lagermächtigkeit) und verteilen sich auf zahlreiche Reviere und Gruben, die im Konnex mit der Stangalmtrias bis E Turrach reichten (u.a. Altenberg, Saureggalm, Grünleiten, Kesselalm, Constantinstollen). Die älteste Nachricht über den Bergbau stammt aus dem Jahre 1399. Im Jahre 1883 wurde der Bergbau in der Innerkremis endgültig eingestellt.

Die Verhüttung erfolgte offenbar stets im Liesertal, anfänglich wahrscheinlich in Schmelzgruben, Schacht- oder Windöfen, über die aber nichts schriftlich überliefert oder bekannt ist. 1541 wurde in Kramsbrücke der erste Floßofen im Gebiet des heutigen Österreich errichtet, 1566 folgte J. Türk mit einem Floßofen in Eisentratten, der in der Khevenhüller-Chronik (um 1620) bildlich festgehalten wurde.

1833 wurde der Floßofen in Kramsbrücke eingestellt und abgerissen, nachdem Christoph Graf Lodron bis 1651 alle Eisenwerksanlagen im Liesertal in seinen Besitz gebracht hatte. Konstantin Graf Lodron ließ 1862 nochmals einen neuen, den noch bestehenden Konstantin-Ofen in Eisentratten erbauen, der mit Unterbrechungen bis 1891 in Betrieb stand und heute Wahrzeichen des Ortes Eisentratten und der Gemeinde Krams (Gemeindewappen) ist. Es soll aber nicht unerwähnt bleiben, dass Fürst Porcia 1709 in Spittal a.d. Drau einen Floßofen errichtete, dem schon vor 1500 ein Ofen vorangegangen sein soll. Der Spittaler Ofen hatte aber eine ungenügende Erzversorgung und wurde nicht mehr erwähnt.

Verarbeitet wurde das Liesertaler Roheisen auf Hämmern, über deren Standorte in früheren Jahren nichts bekannt ist (eine Erinnerung sind die Örtlichkeiten „Hammerboden“ und „Neuhammer“). Im 19. Jahrhundert gab es ein bedeutendes Hammerwerk bzw. einen Puddelbetrieb in Eisentratten, die „Aloisien-Hütte“ mit Walzwerk bei Gmünd. Schließlich stand im Radlgraben bei Trebesing ein kleines Hüttenwerk, dessen ruinöses Gebäude z.T. noch erhalten ist. Alle diese weiterverarbeitenden Betriebe standen im Besitz der Familie Lodron.

Im Jahre 1724 wird auch in Ponau (Ortsteil von Spittal) ein Eisenwerk mit Schlackenschmelzofen erwähnt, nachher aber nie mehr genannt.

Literatur

- STERK, G. & UCIK, F.H. (2003): Schätze der Erde. – In: Die Turracher Höhe. Auf den Spuren der Zeit, 131–190, Verl. J. Heyn, Klagenfurt.
- UCIK, F.H. (2003): Lagerstätten und Bergbaue. – In: Die Nockberge. Ein Naturführer. Nat.wiss. Verein f. Kärnten. 2. Aufl., 67–74, Klagenfurt.
- UCIK, F.H. (2003): Die Eisenverhüttung. – In: Die Nockberge. Ein Naturführer. Nat.wiss. Verein f. Kärnten, 2. Aufl., 75–82, Klagenfurt.



Sonnenschutzlamellen
Schiebeläden
Tageslichtlenkanlagen
Lüftungslamellen
Wandlamellenfenster



Dürmbergerstrasse 8
A-4020 Linz
Tel.: +43 (0) 732/666220
Fax: +43 (0) 732/666220-4
E-mail: office@solarwings-oe.at

Die Feldspatpegmatite des Millstättersee-Rückens

F. Ucik

9071 Köttmannsdorf

Grobkörnige Pegmatitgesteine sind vielfach Gegenstand bergmännischer Tätigkeit, entweder wegen eines ihrer Hauptgemengteile Feldspat, Quarz oder Glimmer, oder wegen eines der seltenen Elemente bzw. Minerale, die sich in diesen Restlösungsgesteinen angereichert haben. In Kärnten waren alle drei Hauptgemengteile der Pegmatite Gegenstand bergmännischer Aktivitäten: Muskowit vor allem auf der Saualpe, aber auch auf der Koralpe, Quarz auf der Koralpe und Feldspat am Millstättersee-Rücken, Letztere interessieren uns hier besonders. Muttergesteine der Pegmatite sind quarzreiche 2-Glimmergneise bis stark schiefrige Paragneise der ostalpinen „Millstätter Serie“ (Millstatt-Komplex), in die sie postgenetisch tektonisch weitgehend eingeregelt wurden, wobei sie gegenüber den Kristallingesteinen oft deutlich Härtlingslinsen bilden. Die Größe der Pegmatitkörper schwankt in weiten Grenzen, im Bereich des Wolfsberges treten einige besonders große auf (mehrere Zehnermeter mächtig und 250 bis über 300 m lang). Weitaus vorherrschend findet sich in den Gesteinen Feldspat (und zwar Na-Plagioklas und K-Feldspat in wechselnden Mengenverhältnissen), etwa 20–30% des Gesteins werden von Muskowit und Quarz in unterschiedlichen Anteilen gestellt. Besonders sind aus diesen Pegmatiten zahlreiche seltene Minerale, unter ihnen viele Phosphate, zu erwähnen (Columbit, Montebrasit, Childrenit, Augelith u.a.m.). Obwohl die in der keramischen Industrie sowie bei der Erzeugung von Glas besonders begehrten Alkalifeldspäte nur einen Teil des Feldspates in diesen Pegmatiten ausmachen, kam es doch zu einer zeitweiligen Gewinnung dieser Pegmatite. Bei Laas (NNW Feistritz/Drau, auf Blatt 200 Arnoldstein) wurden kleinere Lager bereits mehrere Jahre vor dem 2. Weltkrieg einige Zeit in Stollen abgebaut, zuletzt für kurze Zeit auch noch bald nach dem Krieg.

Auch in Lippnik oberhalb der Lieserschlucht hat man kleine Lager schon gegen Ende der Zwanzigerjahre in Abbau genommen (meist untertägig, 1962 endgültig stillgelegt).

Bereits 1954 begann man am Wolfsberg eines der bedeutendsten Vorkommen (über 1 Mio Tonnen Gesamtpegmatit) abzubauen. Aber auch nach der endgültigen Einstellung des Abbaues Lipnik hielten sich die am Wolfsberg meist im Tagbau gewonnenen Feldspatmengen in Grenzen (max. ca. 5.000 t im Jahre 1962).

Abgesehen von den größeren Linsen im Bereich des Wolfsberges gibt es noch eine Anzahl weiterer Lager von jeweils 100.000 t oder mehr Pegmatitinhalt (Hahnenkofel, Hochgosch u.a.), sodass die Gewinnung einfacher Feldspatsorten von den Vorräten her auf Jahrzehnte möglich wäre.

Wissenschaftlich interessant war hier noch eine ganz kleine Pegmatitlinse in Edling/Spittal, die das Li-Mineral Spodumen enthielt. Dieses Mineral wurde bisher in keinem anderen Pegmatit dieses Gebietes wiedergefunden.

Literatur

- LUECKE, W. & UCIK, F.H. (1986): Die Zusammensetzung der Pegmatite von Edling und Wolfsberg bei Spittal/Drau (Kärnten) im Rahmen der Pegmatitvorkommen des Millstätter See-Rückens. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 7, 179–187, Wien.
- UCIK, F.H. (1995): Pegmatite und junge Gänge. – In: Grubenhunt und Ofensau. Landes-Ausstellung Hüttenberg/Kärnten. Bd. II: Beiträge, 65–70, Die Feldspatgewinnung in Kärnten, 65– 66.

Ein Walenbuch aus Gmünd in Kärnten

A. Huber
9871 Seeboden

Walen waren fremde, meist südländische, daher – *welsche* – Erzsucher, die ohne Befugnis vorzugsweise nach Gold schürften. Als „Venedigermändln“ sind sie in unzähligen alpenländischen Sagen verewigt (MOSER, 1959, S. 91). Dementsprechend werden Walenbücher als handschriftlich überlieferte Hinweise auf mehr oder weniger real existierende Fundorte (Lagerstätten) von Edelmetallen, vereinzelt auch von Halbedelsteinen, bezeichnet. Die ältesten erhaltenen Abschriften stammen aus der Barockzeit, doch lassen sich ihre Vorlagen, wie im gegenständlichen Fall, bis in die frühe Neuzeit zurückverfolgen. Dem Zeitgeist entsprechend sind sie mit Anleitungen zu abergläubischen Praktiken verbrämt, die das Auffinden verborgener Bergschätze erleichtern sollen (BIERMANN, 2004, S. 627). Eine solche Handschrift (= **Hs**) wurde in Österreich erstmals im Jahre 1971 (ALTMÜLLER & KIRNBAUER, 1971) ediert. Nach Bundesländern geordnet, umfasst dieses Walenbuch 42 Fundorte in Kärnten, 23 in Oberösterreich, 35 in Salzburg und 34 in der Steiermark.

Nicht nur in Kärnten existieren weitere nicht publizierte Walenschriften. Zur besseren Beschreibung habe ich begonnen sie mit Buchstaben zu bezeichnen und ihre einzelnen Fundweisungen zu nummerieren. Wobei **A** für das gedruckt vorliegende, mit überaus starkem Kärntenbezug behaftete „Steirische Walenbüchlein“ steht.

Mit **B** folgt die im Kärntner Landesarchiv in Klagenfurt verwahrte **Hs** 10/49, Kat. Nr. 61/2.

Das Museum der Stadt Villach besitzt ein voluminöses, alchimistisch inspiriertes Manuskript. Diese **Hs C** stammt aus Paternion und enthält auf Folio 93 bis 95 insgesamt 17 Fundbeschreibungen zwischen Matrei in Osttirol und Villach.

Der in Lendorf, westlich von Spittal/Drau, wirkende Wundarzt Matthias Petutschnigg (1789–1848) hinterließ ein selbstgeschriebenes Walenbüchlein mit 52 Fundweisungen und einigen Nachträgen. Es befindet sich im Privatbesitz und wird vorweg mit **Hs D** bezeichnet.

Nachstehend werden lediglich jene 8 Fundangaben der **Hs C** transkribiert, die auf Blatt ÖK 182 Spittal a.d. Drau, zu finden sind:

Folgendes habe abgeschrieben aus ein alten Büchl (: so noch in Lebzeiten Herrn Pflüegl zu Gmünd ist notiert worden:)

Gmünd

C I: *Von da man nach der Malta hinauf, bis zu der Dornbacher (sic!) gesperrten Brücke, auf der entern Seite oder Gestade desselben Bachs, von der Brücke die dritte Weidenstaude, hinauf, all da soll der Zinnobergang anheben und als dann mitten durch das Erlach dz für ein Brindl unter dem Fahrweg, durch einen (kleinen) Graben, darin Herr Pflüegl einen Raut schlagen ließ, bis zu oberst des Rauts, und schidzaun unter einer Kalkwand, durchstreichen, daselbst am besten und leichtesten zu gewinnen ist und ungefähr einen halben Klafter unter derselben Kalkwand oder Lamerd liegen soll, von dieser Wand soll er durch die Wiesen und Gründe hinauf, unter dem oberen Fahrweg bei dem gemauerten Kreuz, dem Gebirge zu, und hinter dem Kalknäcklen, im Ruggen oder Schluchten hinauf streichen, gegen den Abend, darnach ob dem selben Näcklen wendet er sich gegen Mittag, durch den Dornbach, oberhalb der Reiters Behausung [Reiter] schrembs nach dem Gebirge, in ein plezte Wiesen unter der Mardalbm, dem Rädler Näcklen zu.*

- C 2:** Im Plänzgraben [Platzgraben, Brücke bei Kote 966] unter einer Wand auf einem Stein, findest du ein + unter der Rastbank eine krumme Fichte bezeichnet, da selbst ist ein gut Golderz, aber man mag hart dazu.
- C 4:** Ritterälblen in Oxenmad, [Ritter Hütte, Kote 1838] ist ein Stückle Leiten geformirt als ein Fisch Brunnen, zu unterst an der Wand, auf der linken Hand findest 3 Platten, Und im Sumpfnacht bei der rechten Wand, sind 3 Gänge darunter 2 Zwerchgenng, dz Purg schwarz rot weiß und magfarb gestreift.
- C 7:** In der Roßalbm ob Zelsach heist eine Wand di Geigen [Kleine Leier (HUBER, 2004, S. 27, Abb. 1)], da sind Stapfl, auf einer ist eine Platte, die einer allein nicht aufheben mag, darunter ist ein reiches Erz.
- C 10:** In der Roßalbm ob Zelsach Erzslich, Und untern Gaissteig die Kleiben. Dasselbst ist eine Grube mit Steinplatten verlegt, dabei eine abgebrannte Hütte [Hüttensymbol (HUBER, 2004, S. 29, Abb. 4)], und einen Büchenschuss weiter hinten gesetzt worden.
- C 11:** In Ritterälblen [Kote 2166]. Zwischen zwei Steinwenden, in der einen Wand auf der rechten Seite ist ein weißer Quarz Strich dar durch, liegt ein Brunnen oder Waschwerk, ist rot modrig.
- C 13:** In der Perstizen [Perschitz, Brücke bei Kote 1552] ob der obersten Hütte, nach der rechten Hand hinauf, sind 3 Golderze nacheinander und zu aller oberst eines zur linken Hand ob der Hütte, unter einer Steinwand, daselbst liegen 3 Kristalle in einer Kluft als Wahrzeichen.
- C 14:** NB: In Rädfl [Radlgraben, Brücke bei Kote 909] ist weiß äräbisch ☉ (alchemistisches Zeichen für Gold).

Die blumig formulierten Hinweise in C I sind derart vage, dass das beschriebene Zinnbervorkommen oberhalb des bestehenden Wasserschlosses Dornbach nicht lokalisierbar ist. Dem Text der einzelnen Fundweisungen sind für eine grobe Orientierung die jeweiligen Koten und Kartensymbole in eckiger Klammer eingefügt; einschließlich der entsprechenden Koordinaten sind sie gemäß ÖK 182 auch in der nachstehenden Tabelle aufgelistet.

Ortsbezeichnung		östl. Länge	nördl. Breite	Vorkommen von			Anmerkungen	
Fundbezeichnung	Schreibweise von S. Schurian um 1707	ÖK 182		Gold	Lasur	Kristalle	Zinnober	
C I	<i>Reiters Behausung</i>	Reiter	30'08"	56'05"			●	A 6, B 1
C 2	<i>Plänzgraben</i>	Platzgraben, Brücke:	31'33"	52'24"	●			B 2
C 4	<i>Ritteräl-</i>	Ritter Hütte, Kote	22'58"	58'07"	●			B 4
C 7	<i>Roßalbm</i>	Roßalm, Kleine Leier	22'59"	54'40"	●			B 7, D 15
C	<i>Roßalbm</i>	Roßalm, Symbol für	24'04"	53'29"	●			B 10
C	<i>Ritteräl-</i>	Ritteralm, Kote 2166	22'14"	57'28"	●			B 18
C	<i>Perstizen</i>	Perschitz, Brücke:	28'55"	59'44"	●	●		B 20
C	<i>Rädfl</i>	Radlgraben, Brücke:	29'30"	54'17"	●			B 21 (?)

Als Verfasser vorstehender Zeilen konnte der Alchimist und Schreiber der Herrschaft Paternion im Unteren Drautal, Simon Schurian, identifiziert werden (NEUMANN, 1994, S. 122). Einleitend gibt er die entscheidenden Hinweise zur Datierung der von ihm benutzten Vorlage, wenn er festhält: *Folgendes habe abgeschrieben aus ein alten Büchl (: so noch in Lebzeiten Herr Pflüegl zu Gmünd ist notiert worden:)* – dies wäre das leider verschollene „Gmündner Walenbuch“ – und dann in der ersten Fundweisung **C I**: *durch einen Graben, darin Herr Pflüegl einen Raut (Rodung) schlagen ließ.*

Simon Schurian wirkte am Beginn des 18. Jahrhunderts im wahrsten Sinn des Wortes als eifriger Kompilator, denn auch **Hs B** stammt aus seiner Feder. Man beachte in den *Anmerkungen* der Tabelle die großteils exakte Übereinstimmung der Fundweisungen. Bemerkenswert an **Hs B** ist, dass sie 25 Fundweisungen aus deutschen Bergbauregionen wiedergibt, die teilweise ihre wörtliche Entsprechungen in deutschen Walenschriften haben (SCHRAMM, 1987, S. 109, 264 und 268).

Im ersten Viertel des 16. Jahrhunderts war der Villacher Kaufmann und Gewerke Wilhelm Neumann und sein aus Salzburg stammender Kompagnon Hans Pflügl (gest. 1523) bei der Quecksilber- und Zinnobergewinnung in Idrija/Slowenien federführend tätig. Die Pflüglschen Erben erwarben 1526 die Herrschaft Dornbach (HUBER, 2005), die sie bis Ende des 16. Jahrhunderts als Pfandinhaber bewirtschafteten. Während dieser Zeit hatte der mehrmals erwähnte *Herr Pflügl* die uneingeschränkte Möglichkeit, in seinem Herrschaftsbereich roden zu lassen.

Literatur

- ALTMÜLLER, R. & KIRNBAUER, F. (1971): Ein steirisches Walenbüchlein. – Leobener Grüne Hefte, Nr. 125, Wien.
- BIERMANN, G. (2004): „Beschreibung der begbeiser in Lant Kärnten“ – Ein „Wegweiser im Land Kärnten“ aus dem 18. Jahrhundert zu sagenhaften verborgenen Bergschätzen in den Nockbergen. – In: Carinthia I, 194. Jg., Klagenfurt.
- HUBER, A. (2004): Ein kulturgeschichtlich bemerkenswertes Talkvorkommen in Oberkärnten. – In: Die Kärntner Landsmannschaft, Heft 12, Klagenfurt.
- HUBER, A. (2005): Idria und der Gewerke Christof Pflügl (1505–1588). – In: Die Kärntner Landsmannschaft, Heft 9/10, Klagenfurt (im Druck).
- MOSER, O. (1959): Die Venediger im Erzählgut des Ostalpenraumes. – In: Alpes orientales, Ljubljana.
- NEUMANN, D. (1994): Paracelsus in Büchern und Handschriften. – In: Neues aus Alt-Villach, 31. Jg., Villach.
- SCHRAMM, R. (1987): Venetianersagen – Von geheimnisvollen Schatzsuchern. – Leipzig.

REGIONALE GEOLOGIE

Auflösung variskischer, permischer und alpidischer Ereignisse im polymetamorphen ostalpinen Kristallin südlich der Tauern mit EMS-Datierung von Monazit

B. SCHULZ¹, F. FINGER² & E. KRENN²

¹Institut für Geologie und Mineralogie, D-91054 Erlangen

²Abteilung für Mineralogie der Universität, 5020 Salzburg

Inhalt

Zusammenfassung

Abstract

Einleitung

Regionale Geologie und Altersdaten

Analytische Methoden

Metamorphose der Metapelite

Th-Pb-Alter und Mineralchemie von Monazit

Variskische, permische und frühalpidische Metamorphose

Dank

Literatur

Zusammenfassung

Glimmerschiefer in der Schobergruppe im ostalpinen Kristallin südlich des Tauernfensters er-fuhren zusammen mit Eklogit-Amphiboliten eine amphibolitfazielle Metamorphose nahe 680 °C/10 kbar, der ein Hochdruck-Stadium bei 600 °C/12–14 kbar vorausging. In den Glimmer-schiefern weisen Granatränder Zonierungen mit ansteigenden XMg und sinkenden XCa, also Kristallisation bei steigenden Temperaturen und sinkenden Drücken auf. Aus Mikrosonden-Analysen berechnete chemische Th-U-Pb-Modellalter von Monazit in Ca-armen Granat füh-renden Glimmerschiefern gliedern sich in eine dominante prä-alpidische Gruppe mit bimodal verteilten variskischen (320–340 Ma) und permischen (260–290 Ma) Altern. In der Pegmatit-Zone in den südlichen Deferegger Alpen treten ausschließlich permische Monazit-Alter auf und zeigen damit ein eigenständiges regionalmetamorphes Ereignis bei niedrigen Drücken im Silli-manit- und Andalusit-Stabilitätsfeld an. Die wenigen frühalpidischen Monazit-Alter sind auf die Schobergruppe beschränkt und finden sich in einer Probe mit retrogressiv umgewandeltem Granat. Die Monazit-Altersdaten zeigen damit eine prä-alpidische amphibolitfazielle Metamor- phose und eine frühalpidische Überprägung bei niedrigeren Temperaturen an.

Schlüsselwörter: Metapelite, Granat, Geothermobarometrie, Monazit, Polymetamorphismus, Geochronologie.

Abstract

Micaschists and intercalated eclogitic amphibolites in the Austroalpine Schobergruppe to the south of the Tauern Window underwent an amphibolite-facies metamorphism near 680 °C/10 kbar with a precedent high-pressure stage at 600 °C/12–14 kbar. In metapelite garnet, rims are zoned with increasing XMg while XCa decrease, and crystallized at increasing temperature and decreasing pressure. Chemical model ages of monazites have been calculated from in-situ Th-U-Pb analyses by electron microprobe in Ca-poor micaschists. Most of the monazites display pre-Alpine ages with a bimodal distribution of Permian (260–290 Ma) and Variscan (320–340 Ma) ages. Permian monazite ages from a pegmatite-bearing zone in the southern Defereggan Alps can be related to a distinct regional metamorphic stage at low pressures in the sillimanite and andalusite stability fields. The few early-Alpine monazite ages are restricted to the Schobergruppe and occur in a sample with retrogressed garnet. The monazite ages signalize a pre-Alpine amphibolite-facies metamorphism and an early-Alpine overprinting at lower grade.

Einleitung

Das ostalpine Basement besteht aus Einheiten mit einer komplexen prä-mesozoischen magmatischen Geschichte und einer mehrfachen metamorphen Prägung. Regional angelegte Rb-Sr-Datierungen an Glimmern in Metapeliten ergaben zusammen mit Sm-Nd-Datierungen an Eklogiten und Eklogit-Amphiboliten Anhaltspunkte sowohl für eine variskische wie auch eine kretazische (frühalpide) Hochdruck-Metamorphose im ostalpinen Basement (THÖNI, 2001; HOINKES et al., 1999, 2001; THÖNI & MILLER, 1996; MILLER & THÖNI, 1995, 1997). Die ostalpinen Metabasite kommen als Linsen und Lagen in den Metapeliten und Metagrauwacken eingeschaltet vor. In diesen Nebengesteinen tritt bei bestimmten Gesamtgesteins-Zusammensetzungen akzessorischer Monazit auf. Damit eröffnet sich die Möglichkeit, im Gesteins-Dünnschliff und Mineralkorn ortsauflösende „chemische“ Th-U-Pb-Datierungen mit einer Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analyse (EMS) des Monazits vorzunehmen (SUZUKI et al., 1994; MONTEL et al., 1996; FINGER et al., 2002). Mit Geothermobarometrie an Granat führenden Paragenesen und Th-U-Pb-Datierungen von Monazit an den gleichen Glimmerschiefer-Proben des ostalpinen Kristallins südlich des Tauernfensters wurde die Metamorphose im Umfeld von Eklogit-Amphiboliten und permischen Pegmatiten untersucht.

Regionale Geologie und Altersdaten

Das ostalpine Kristallin südlich des Tauernfensters liegt zwischen den Eklogit-Vorkommen mit variskischen Metamorphose-Altern in den Ötztaler Alpen (THÖNI & MILLER, 1996; MILLER & THÖNI, 1995, 1997) und den frühalpide metamorphen Eklogiten des Koralpenkristallins (Abb. 1a). Innerhalb dieses großen Kristallinareals gelten insbesondere die Regionen in der Schobergruppe und der östlichen Kreuzeckgruppe nördlich der SAM-Linie („southern limit of Alpine metamorphism“ [HOINKES et al., 2001, Abb. 1a]) als potentielle Lokationen weiterer frühalpider Hochdruckgesteine (LINNER et al., 1996, 2000).

Die Eklogit-Amphibolite in der Metabasit-Serie der Prijakt-Subgruppe (PSG) in der Nord-Defereggan-Petzeck-Gruppe (NDPG) zeigen die geochemischen Signaturen von N-MORB-typischen Basalten und haben ein Pb-Pb-Zirkon-Protolith-Alter von 590 Ma (SCHULZ & BOMBACH, 2003). Weiterhin finden sich volcanic-arc-basalt-(VAB-)typische Hornblende-

Gneise mit kambrischen Zirkon-Altern (550–530 Ma), Orthogneise (470–455 Ma) und intra-plattenbasalttypische Amphibolite (430 Ma [SCHULZ et al., 2004]) in dieser liegenden Einheit des Kristallins (Abb. 1b). Im W trennt die Deferegggen-Antholz-Vals-Linie (DAV) eine nördliche Domäne mit spätalpidischen Glimmeraltern (28–15 Ma) von einem südlichen Bereich mit ausschließlich prä-alpidischen (300–260 Ma) Rb-Sr-Glimmeraltern (BORSI et al., 1978; SCHUSTER et al., 2001). Nach E zu um das Iseltal steigen die Glimmeralter nördlich der DAV auf 28 bis 59 Ma an (BORSI et al., 1978; STEENKEN, 2002) und die klare Trennung in zwei Altersgruppen löst sich auf. In der Schobergruppe liegen die Glimmer-Abkühlalter dann um 90–70 Ma und Sm-Nd-Daten (80–110 Ma) von Eklogit-Amphiboliten zeigen ein früh-alpidisches Ereignis an (TROLL, 1978; LINNEN et al., 1996). Noch weiter östlich in der Kreuzeckgruppe gibt es dann vielfach variskisch-alpidische Glimmer-, „Mischalter“ zwischen 300 und 90 Ma (HOKE, 1990; SCHUSTER et al., 2001).

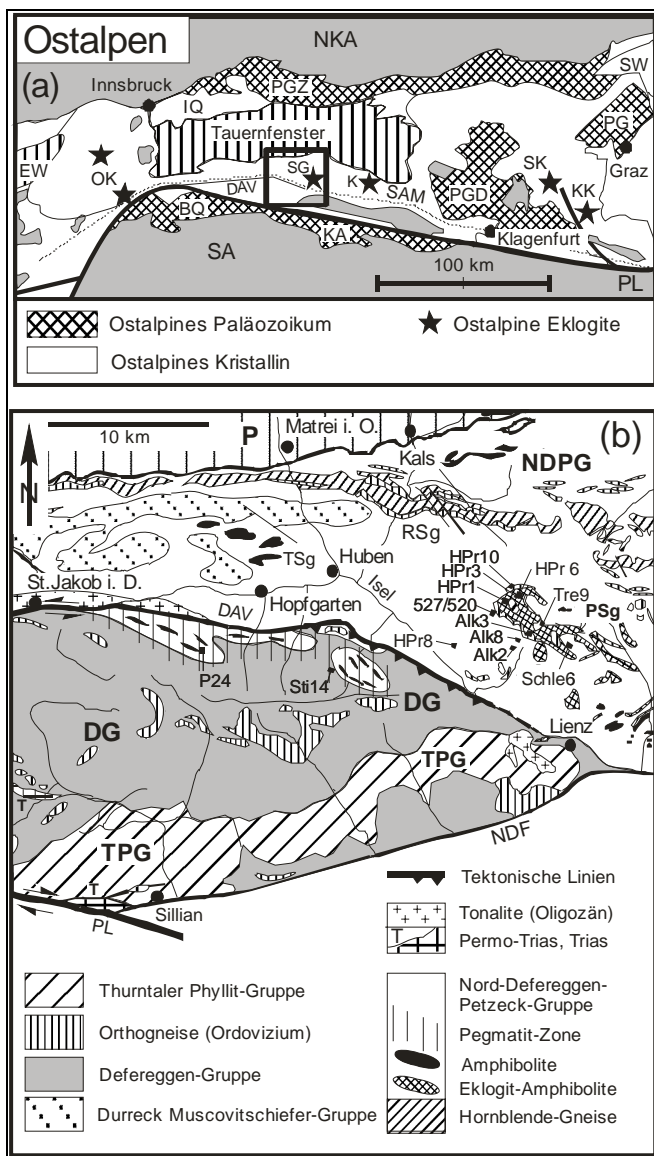


Abb. 1:

(a) Lage des Untersuchungsgebiets im regionalgeologischen Rahmen der Ostalpen.

(b) Geologische Einheiten im Kristallin südlich des Tauernfensters und Probenlokationen.

BQ: Brixener Quarzphyllit; KA: Karnische Alpen; DAV: Deferegggen-Antholz-Vals-Linie; DG: Deferegggen-Gruppe; DMG: Durreck-Muscovitschiefer-Gruppe; EW: Engadiner Fenster; IQ: Innsbrucker Quarzphyllit; K: Kreuzeckgruppe; KC: Koralpe; NDF: Drauzug-Nordrand-Störung; MSg: Michelbach-Subgruppe; MZ: Matreier Zone; NDPG: Nord-Deferegggen-Petzeck-Gruppe; NKA: Nördliche Kalkalpen; OK: Ötztal-Kristallin; P: Penninikum; PG: Paläozoikum von Graz; PGN: Gurktaler Decken; PGZ: Grauwacken-Zone; PL: Periadriatisches Lineament; PSg: Prijakt-Subgruppe; R: Rieserferner-Tonalit; RSg: Rotenkogel-Subgruppe; SA: Südalpen; SAM: Südgrenze alpidischer Metamorphose (HOINKES et al., 1999); SK: Saualpe; SG: Schobergruppe; SW: Semmering-Wechsel; T: Permo-Trias und Trias; TPG: Thurntaler Phyllit-Gruppe.

Pegmatite mit Muscovit, Turmalin, Granat und Spodumen zeigen nur geringe Variationen der magmatischen Bildungsalter. Von W bei Uttenheim im Tauferer Tal (262 ± 7 Ma, Rb-Sr Gesamtgestein [BORSI et al., 1980]) über die südlichen Deferegger Alpen (Michelbach-Tal, 253 ± 7 Ma, Sm-Nd-Granat [SCHUSTER et al., 2001]) bis nach E in die Kreuzeckgruppe (Strieden-Komplex, 261 ± 3 Ma [SCHUSTER et al., 2001] und Daten in HOKE [1990]) gibt es permische Alter. In der Prijakt-Region der Schobergruppe (Abb. 1b) werden die metamorphen Serien von m-mächtigen grobkörnigen Pegmatiten durchschlagen. Zumeist sind die Pegmatite foliationsparallel eingelagert. Es treten dabei deformierte, d.h. foliierte, aber auch undeformierte Pegmatite mit einem erhaltenen randlichen Palisadengefüge des Quarzes auf. Gleichartige Pegmatite, allerdings meist mit Gefügen spröder Verformung, kommen mit Glimmerschiefern in einer Zone südlich der Defereggan-Antholz-Vals-Linie vor (Abb. 1b). Dabei liegen die dort unfoliierten Pegmatite sowohl parallel als auch diskordant zur SW- bis S-fallenden Foliation. Andalusit und fibrolithischer Sillimanit in Metapeliten begleiten die Pegmatite. Häufig sind auch Amphibolite und Marmor in der als Michelbach-Subgruppe bezeichneten Serie im oberen Teil der Nord-Defereggan-Petzeck-Gruppe eingeschaltet. Die hangende monotone Defereggan-Gruppe liegt entlang eines prä-permischen Kontaktes der Michelbach-Subgruppe auf.

Die karbonischen und stellenweise etwas jüngeren Glimmer-Abkühlalter südlich der DAV und westlich der Isel (BORSI et al., 1978; SCHUSTER et al., 2001; STEENKEN, 2002) zeigen an, dass amphibolitfazielle Paragenesen in den Metapeliten dort zu einer prä-alpidischen Metamorphose gehörten (SCHULZ, 1990, 1993a). Die alpidische Metamorphose in der Defereggan-Gruppe überschritt 300 °C nicht, wie sich an Karbonaten und Sandstein der Permotrias von Kalkstein und der Staller Alm zeigen ließ (GUHL & TROLL, 1987; SCHULZ, 1991). Nördlich der DAV ist in Gefügen eine grünschieferfazielle Überprägung mit nach N zur penninisch-ostalpinen Grenze hin ansteigender Intensität erkennbar. Aus Granat-Zonierungen ergaben sich aber keine Hinweise, dass dabei die prä-alpidischen amphibolitfaziellen Bedingungen überschritten wurden (SCHULZ, 1997; SCHÖNHOFER, 1999; SCHULZ et al., 2001). Auch in der Schobergruppe östlich der Isel dominieren amphibolitfazielle Mineral-Paragenesen in den Metapeliten. In der Prijakt-Region (Abb. 1b) treten die Metapelite zusammen mit Eklogit-Amphiboliten auf, in denen Paragenesen mit Granat und Omphazit durch Pargasit und Plagioklas ersetzt wurden (SCHULZ, 1993b). Die kretazischen und jüngeren Glimmeralter in dieser Region (TROLL, 1978; LINNER et al., 1996, 2000) ergeben nun ein Argument, dass die amphibolitfaziellen Paragenesen zu einer früh-alpidischen Metamorphose (HOINKES et al., 2001) gehören könnten. Die vorangegangene prä-alpidische Metamorphose der Gesteine außerhalb der Schobergruppe wird bei dieser Deutung nicht berücksichtigt. Mit Glimmer-Abkühlaltern allein ist das Alter der amphibolitfaziellen Metamorphose in der Schobergruppe nicht zu klären und es müssen weitere Datierungsmethoden hinzugezogen werden.

Analytische Methoden

Für die Studie mit Kombination von Geothermobarometrie und Monazit-Datierung in Glimmerschiefern kamen Proben aus zwei benachbarten Regionen zur Auswahl. Die Proben aus der Schobergruppe stammen aus Bereichen mit den publizierten geologischen Karten vom Hohen Prijakt, Barrensee, Mirschachscharte (TROLL & HÖLZL, 1974; BEHRMANN, 1990), Alkuser See (TROLL et al., 1976) und weiteren Lokationen (BÜCKSTEEG, 1999) im Umfeld der Metabasite (Abb. 1b). Granat führende Glimmerschiefer der Michelbach-Subgruppe wurden aus der Pegmatit-Zone in den südlichen Deferegger Alpen ausgewählt.

Bei den Analysen zur Mineralchemie von Glimmerschiefern mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde (900 Punkte, CAMECA SX 50, SX 51, 15 kV, 10 nA, 20 s) wurde zonierter Granat und Plagioklas in Kern-Rand-Profilen, bei Biotit und Muscovit nur die Kerne charakterisiert. Bei

mehreren Granat-Porphyroblasten in einer Probe ergab sich im Spessartin-Grossular-Pyrop-Diagramm eine aus den Zonierungsprofilen zusammengesetzte mineralchemische Gesamt-Entwicklung. Über die durch Rayleigh-Fraktionierung kontrollierte Mn-Komponente wird für jede Probe die relative zeitliche Entwicklung der Granat-Zonierungen erkennbar. Mehrere Granat-Generationen waren dabei nicht nachweisbar (Abb. 2).

An Monazit erfolgte die Analyse von Th, U und Pb zur Berechnung der Modellalter sowie von Ca, Si, LREE und Y zur Alterskorrektur und weiteren mineralchemischen Charakterisierung mit einer Mikrosonde JEOL JX 8600 bei 15 kV, 250 nA und einem Strahldurchmesser von ~5 µm. Die Interferenz von Y auf der Pb-Ma-Linie wurde über die Analyse eines Pb-freien Y-Standards und lineare Interpolation korrigiert (MONTEL et al., 1996). Es erfolgte eine empirische Korrektur der Interferenz von Th auf U. Aus der Statistik der Zählraten ergaben sich Fehler (1 σ) von 0,012, 0,05 und 0,015 Gew.-% für Pb, Th und U (FINGER & HELMY, 1998). Zur Kontrolle der Analysen diene Monazit mit konkordantem U-Pb-Alter von 341 ± 2 Ma (FRIEDL, 1997), dessen Th-U-Pb-Modellalter dann zwischen 340 ± 8 Ma und 344 ± 14 Ma bei den vier Analysen-Perioden lag. Aus jeder Einzelanalyse wurde unter Verwendung der Gleichungen von MONTEL et al. (1996) ein chemisches Modellalter und dessen meist zwischen ±20 und ±40 Ma liegender Fehler (1 σ) aus der Zählstatistik ermittelt. Für einzelne Monazit-Generationen wurden die gewichteten Durchschnittsalter nach LUDWIG (2001) berechnet.

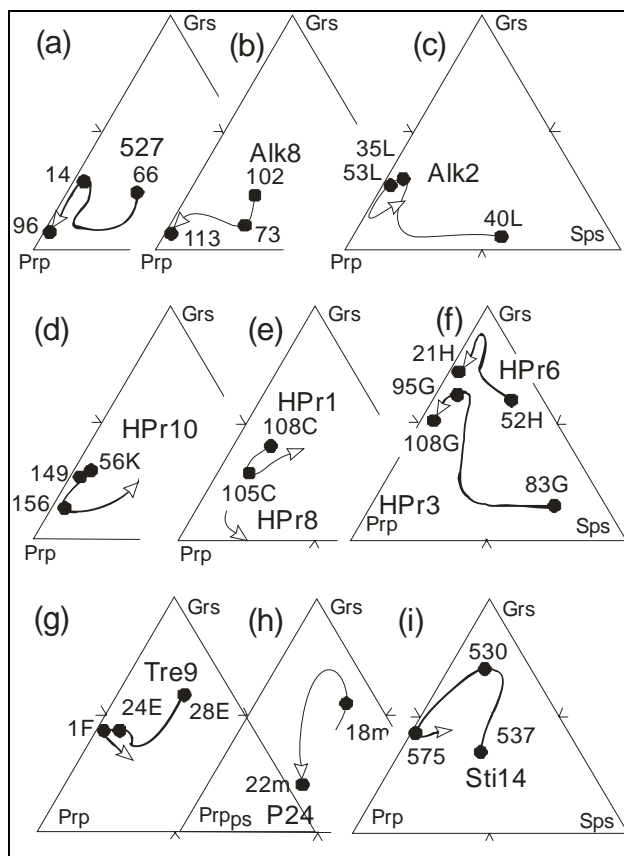


Abb. 2:
Kern-Rand-Zonierungen (Pfeile) von Metapelit-Granat in den Komponenten Grossular (Grs), Pyrop (Prp) und Spessartin (Sps). Analysen für die Thermobarometrie sind markiert.
(a)–(g): Glimmerschiefer aus der Schobergruppe im Umfeld der Eklogit-Amphibolite.
(h, i): Glimmerschiefer aus der Pegmatit-Zone.

Metamorphose der Metapelite

In der Prijakt-Region sind die Eklogit-Amphibolite und Amphibolite mit Hornblende-Gneisen, Orthogneisen, Paragneisen und Glimmerschiefern foliationskonkordant wechsellagernd. Eine dominante Foliation S_2 ist in eine frühe Generation offener bis enger Falten mit SE-tauchenden Achsen parallel zur Lineation gelegt (TROLL et al., 1976, 1980). Eine jüngere Generation mit NE–SW-streichenden Achsen verformt die Lineation und bildet die Kleinstrukturen kilometergroßer Syn- und Antiformen mit flach einfallenden Achsenflächen (BEHRMANN, 1990; BÜCKSTEEG, 1999). In den südlichen Deferegger Alpen zeigen die Paragneise, Glimmerschiefer und Amphibolite ebenfalls eine gemeinsame Hauptfoliation S_2 , mancherorts mit intrafolialen isoklinalen F_2 -Falten. S_2 ist crenuliert und in F_3 -Falten verformt, deren Achsen nach SW tauchen (SCHULZ, 1990; SCHULZ et al., 2001).

Die Glimmerschiefer lassen sich in zwei Gruppen gliedern. Monazit tritt in Ca-armen Glimmerschiefern mit <2 Vol.% an Epidot auf, während er in Ca-reichen Varietäten mit Epidot und An-reicherem Plagioklas fehlt. Die Glimmerschiefer in der Umgebung der Eklogit-Amphibolite führen Granat, Biotit, Muscovit, Plagioklas, Quarz, Staurolith, Kyanit und Muscovit. Staurolith umschließt dabei Granat. Folgende AFM-Paragenesen (mit Muscovit + Quarz + Plagioklas) treten auf:

M1: Granat + Biotit ± Chlorit

M2: Granat + Biotit ± Staurolith ± Kyanit

M3: Staurolith + Kyanit ± Biotit

Die Paragenesen M1 und M2 kristallisierten während der Ausbildung der Hauptfoliation S_2 ; Staurolith und Kyanit wuchsen dann nach S_2 (TROLL et al., 1976; BEHRMANN, 1990; SCHULZ, 1993a, b). Einige Muscovite (M_{s3}) zeigen dekussate Orientierung oder überwuchsen die Foliationsbahnen.

In der Pegmatit-Zone der südlichen Deferegger Alpen sind Andalusit und fibrolithischer Sillimanit in den Glimmerschiefern zu finden. Die AFM-Paragenesen (mit Muscovit + Quarz + Plagioklas) bestehen hier aus:

M1: Granat + Biotit ± Chlorit

M2: Granat + Biotit ± Staurolith

M3: Sillimanit ± Biotit

M4: Andalusit ± Biotit

Staurolith überwuchs auch hier den Granat und die Foliation S_2 . Der fibrolithische Sillimanit spross in den Foliationsbahnen und verdrängte Granat, ohne dass Kalifeldspat auftritt. Eine entsprechende Reaktion dafür wäre Granat + Muscovit + H_2O = Sillimanit + Biotit + Quarz (SCHULZ et al., 2001; SCHUSTER et al., 2001). Große Andalusit-Porphyroblasten überwuchsen S_2 .

In den meisten Glimmerschiefern zeigen die Granate ansteigende Mg-Gehalte bei absinkenden Mn-Gehalten von den Kernen zu den Rändern (Abb. 2a–c, f, h, i). Ein Wiederanstieg von Mn mit niedrigerem Mg in den Rändern als Folge des retrograden Austauschs war nur in einigen Proben zu finden (Abb. 2c, e, g, i). Nur die Granate in der Probe HPr 10 mit deutlicher Zunahme von Mn im Rand und auffallend starker Umwandlung in Hellglimmer und Chlorit bilden hier eine Ausnahme (Abb. 2d). Bei der Kompilation der Kern-Rand-Zonierungen in Grs-Prp-Sps-Koordinaten ergaben sich bei den ansteigenden Mg-Gehalten sowohl steigende und danach fallende (HPr 3, HPr 6, Abb. 2f), absinkende – ansteigende – absinkende (527, Alk 2, Abb. 2a,c) oder einfach absinkende (Alk 8, HPr 10, HPr 1, Abb. 2b,d,e) Ca-Gehalte. Offensichtlich wurden die maximalen Mg-Gehalte in den Granat-Rändern stets bei sinkenden Ca-Gehalten erreicht. Alle Granat-Zonierungen verlaufen kontinuierlich. Porphyroblasten mit einer deutlich anderen Zusammensetzung in abgrenzbaren breiten Rändern, so wie sie von PURTSCHELLER et al. (1987) aus dem Ötztal-Kristallin beschrieben und als frühalpische Anwachssäume interpretiert wurden, waren nicht anzutreffen. Biotit wird von Granat

eingeschlossen oder bildet langgestreckt die Foliation S_2 . Er zeigt nur geringfügige Variationen im XMg, wobei die niedrigsten Werte (XMg 0,36–0,41) in HPr 10 und die höchsten (XMg 0,55–0,56) in HPr 1 auftreten. Die Muscovite variieren nur gering in ihrer Zusammensetzung, mit Na von 0,3–0,4 p.f.u. bei niedrigem Si^{4+} zwischen 6,2–6,4. Nur der dekussate Muscovit Ms_3 hat niedrigere Na-Werte um 0,2 bei höherem Si^{4+} von 6,6 p.f.u. Im Granat eingeschlossener Plagioklas und in der Matrix zoniert auftretender Plagioklas ist Ca-arm (An 2–16 %) in Proben mit niedrigen Ca-Gehalten (527, Alk 8, Alk 2, HPr 10) und Ca-reicher (An 15–30 %) in Proben mit mehr Ca. Stets steigen die An-Gehalte zum Rand der Plagioklase an, wobei die im Granat eingeschlossenen Plagioklase den Ca-armen Kernen der zonierten Matrix-Plagioklase entsprechen.

Für die Druck- und Temperaturabschätzung der Metamorphose mit Kationen-Austausch- und Net-Transfer-Reaktionen wurden nur die Mg-reichen Granat-Ränder, Matrix-Glimmer und die Ca-reicheren Ränder der zonierten Plagioklase oder unzonierter Plagioklas herangezogen. Zur Temperaturabschätzung kam das Granat-Biotit-Thermometer von BATTACHARYA et al. (1992), für die Druckbestimmung das Granat-Muscovit-Biotit-Plagioklas-Barometer (GMBP) mit den intern konsistenten thermodynamischen Daten von HOLLAND & POWELL (1990) und POWELL & HOLLAND (1993) zur Verwendung. Andere Kalibrierungen dieser Geothermo-Barometer und das GASP-Barometer nach HOLLAND & POWELL (1990) ergaben vergleichbare Ergebnisse. Alle P-T-Berechnungen unterliegen einem Fehler von ± 50 °C und $\pm 1,5$ kbar. In einigen Proben hat Plagioklas etwas unter 10 % An, was möglicherweise zu einer Überschätzung der Drücke führen könnte. In der Schobergruppe lassen sich die P-T-Daten von An-armen Plagioklasen allerdings direkt mit den Ergebnissen aus den Ca-reichen Proben mit Oligoklas vergleichen. Dabei bestätigen sich innerhalb der Fehlergrenzen die hohen Drücke im Kyanit-Stabilitätsfeld, wobei GMBP sogar die Minimaldrücke liefert. An den Glimmerschiefern im Umfeld der Eklogit-Amphibolite wurden Temperaturen zwischen 680 °C/8–10 kbar und maximale Drücke bei 600 °C/12–14 kbar erreicht (Abb. 3a, b, d). Die dekussaten Muscovite Ms_3 definieren dann Temperaturen um 500 °C bei mindestens 5 kbar eines post- S_2 -Metamorphose-Abschnitts (SCHULZ, 1993b). Die maximalen Temperaturen der Granat-Paragenesen der Proben Sti 14 und P 24 aus den südlichen Deferegger Alpen lagen bei 570 °C und 6–4 kbar (Abb. 3c).

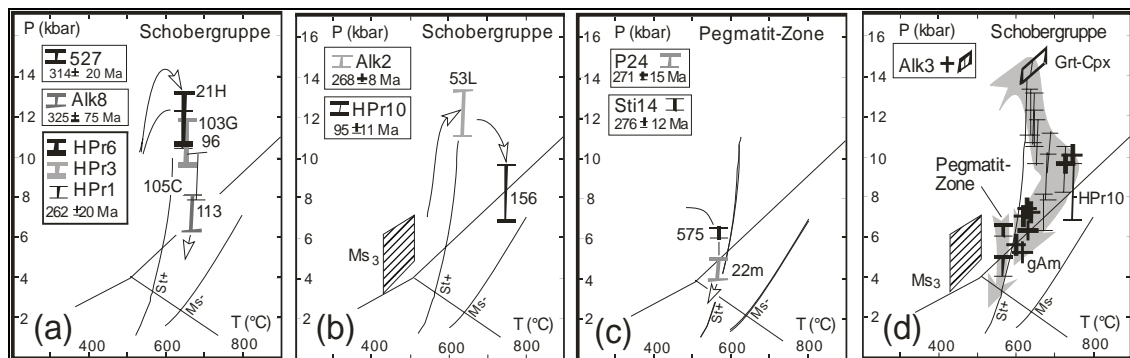


Abb. 3: P-T-Daten und P-T-Pfade aus der Schobergruppe und der Pegmatit-Zone. Stabilitätsfelder von Aluminosilikaten, Staurolith (St+) und Muscovit (Ms^-).

(a–c) Thermobarometrie in Granat-Metapeliten, P-T-Daten von Mg-reichen Granat-Rändern und dekussatem Muscovit Ms_3 . Zahlen sind Granat-Rand-Analysen in Abb. 2.

(d) Zusammenschau der P-T-Daten von Granat-Glimmerschiefern mit P-T-Daten von Eklogit-Amphiboliten (SCHULZ, 1993b; ZENK & SCHULZ, 2004) für die Granat-Klinopyroxen-Hochdruck-Paragenese (Grt-Cpx) und post-eklogitischen Amphibole (gAm).

Wegen der prograden Granat-Zonierungen mit Zunahme von Mg zu den Rändern hin stellen die P-T-Daten jeweils den Abschluss einer P-T-Entwicklung mit Temperatur-Zunahme dar. In der Zusammenschau ordnen sich die einzelnen Granat-Rand-Daten der Glimmerschiefer zu einem P-T-Pfad mit Dekompression und Aufheizung an (Abb. 3d), der einen Hochdruck-Abschnitt mit einem amphibolitfaziellen Hochtemperatur-Abschnitt verbindet und weitgehend mit den Ergebnissen der Thermobarometrie an Eklogit-Amphiboliten (SCHULZ, 1993b) übereinstimmt. Demnach haben Eklogit-Amphibolite und Glimmerschiefer eine Metamorphose in mehreren Abschnitten und unter gleichen Bedingungen erfahren. Auch in den südlichen Deferegger Alpen bestätigen die P-T-Daten von den Glimmerschiefern die bereits von den Amphiboliten bekannten metamorphen Bedingungen (SCHULZ, 1990; SCHÖNHOFER, 1999). Da fibrolithischer Sillimanit und post-S₂-Andalusit auf die Pegmatit führende Zone beschränkt sind, lässt sich hier vermuten, dass womöglich ein gesteigerter Durchfluss von Fluiden oder ein Wiederanstieg der Metamorphose-Temperaturen im Zuge der Pegmatit-Intrusionen zur Kristallisation dieser Aluminosilikate führte und eine regionale Abkühlung mit Dekompression unterbrach.

Th-Pb-Alter und Mineralchemie von Monazit

Alle untersuchten Ca-armen Glimmerschiefer-Proben führen Monazit mit prä-alpidischen chemischen Modellaltern (Abb. 4). In den zwei Proben aus den südlichen Deferegger Alpen ergaben sich homogene und unimodale Alterspopulationen mit gewichteten Mittelwerten von 271 ±15 Ma (P 24) und 276 ±12 (Sti 14, Abb. 4c). In der Schobergruppe liegen die gewichteten Mittelwerte bei 314 ±20 Ma (Alk 8), 325 ±75 Ma (527), 320 ±28 Ma (520), 268 ±8 Ma (Alk 2) und 262 ±20 Ma (HPr 8, Abb. 4a, b). Insbesondere die Proben Alk 2 in Nachbarschaft eines 30 cm mächtigen foliationsparallelen Pegmatites und die Probe HPr 8 unmittelbar unterhalb von Eklogit-Amphiboliten zeigen permische Alter. In der Probe Alk 8 sind die Monazit-Modellalter prä-alpidisch, wobei ein Korn mit einem früh-alpidischen Rand auftrat (Abb. 4a). Die Probe HPr 10 liegt 50 m unterhalb eines Eklogit-Amphibolits und zeigt mehrheitlich früh-alpidische Monazit-Körner (95 ±11 Ma), wobei aber auch Körner mit permischen Altern vorkommen (Abb. 4d). Eine Probe mit permischem Monazit (HPr 1) liegt im Hangenden von Eklogit-Amphiboliten. Im U/Pb-Th/Pb-Diagramm von COCHERIE & ALBAREDE (2001) streuen die einzelnen Monazitalter von 90 bis 360 Ma. Es lassen sich vier Altersgruppen unterscheiden: Variskische (350–320 Ma) und permische (290–260 Ma) Alter zeigen eine bimodale Häufigkeitsverteilung und sind von den früh-alpidischen Altern durch eine Gruppe mit breit streuenden Altern von 240–150 Ma abgetrennt (Abb. 5b).

Es sind Variationen von REE und Y im Monazit mit dem Metamorphosegrad bekannt (HEINRICH et al., 1997; PYLE et al., 2001; SPEAR & PYLE, 2002; FINGER et al., 2002). Die prä-alpidischen Monazite zeigen eine große Variationsbreite an Y₂O₃ (0,2–2,0 Gew.%), z.T. auch innerhalb einer Probe. Allerdings sind auch einheitliche Gehalte zu finden, so wie in den Proben Alk 2 und P 24 mit viel und Probe Sti 14 mit wenig Y₂O₃ im Monazit (Abb. 5a). Eine Interpretation der Y₂O₃-Gehalte im Monazit im Sinne von Metamorphose-Temperaturen (HEINRICH et al., 1997) ist deshalb nur mit Einschränkungen möglich. Einerseits können hohe Y₂O₃-Gehalte mit höheren Temperaturen korreliert werden. Andererseits bedeuten aber niedrige Y-Gehalte nicht zwingend niedrige Temperaturen, denn es muss auch die Verfügbarkeit von Y berücksichtigt werden. Das Y kann bereits in Granat und Xenotim gebunden sein und nur, wenn durch Granat-Abbau wieder Y zur Verfügung steht, kann lokal neuer Monazit mit hohem Y-Gehalt wachsen (PYLE et al., 2001; FOSTER et al., 2002). In der Probe Alk 8 kristallisierte Granat beim Temperatur-Maximum und die Monazite haben variskische Alter. Damit wäre Y nur begrenzt verfügbar und entsprechend zeigt sich eine von der lokalen Kon-

zentration abhängige breite Variation der Y-Gehalte im Monazit. In der Pegmatit-Zone wird Granat durch fibrolithischen Sillimanit und Biotit ersetzt. Dies könnte die hohen Y_2O_3 -Gehalte von Monazit in P 24 erklären. Der Granat in Alk 2 wuchs bei ansteigenden Temperaturen bis 600 °C und nicht mehr während und nach dem thermischen Maximum. Deshalb sollten hier maximale Y-Gehalte im Monazit, entsprechend der erreichten maximalen Temperatur, vorliegen. In HPr 10 mit vorherrschendem frühalpindischem Monazit zeigt dieser zumeist niedrige Y_2O_3 -Gehalte. Dies trifft aber auch für die prä-alpidischen Körner zu. Zwei frühalpindische Monazit-Körner zeigen hohe Y-Gehalte. In dieser Probe liegt der Granat teilweise stark zu Chlorit und Serizit abgebaut vor, was in den anderen Proben nicht auffällig war. Dieser retrogressive Abbau von Granat könnte Y_2O_3 freigesetzt haben, was die Kristallisation neuen frühalpindischen Monazits ermöglichte. Die niedrigen Y_2O_3 -Gehalte in der Monazit-Gruppe mit 150–250 Ma ließe sich entsprechend mit einer Rekristallisation von Monazit bei niedrigen Temperaturen während einer langsamen post-permischen Abkühlung deuten.

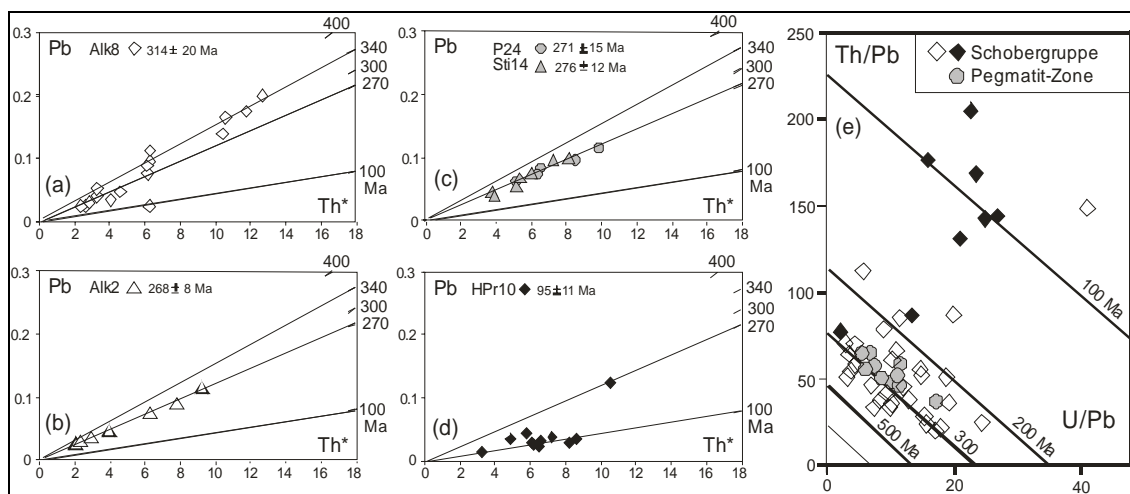


Abb. 4: Monazit-Th-U-Pb-Modellalter (Elektronenstrahl-Mikrosonde) von Metapeliten der Schobergruppe und der Pegmatit-Zone; siehe Probenlokationen in Abb. 1.
 (a–d) Pb- vs. Th*-Isochronen-Diagramme nach SUZUKI et al. (1994). Isochronenalter stimmen mit gewichteten Durchschnittsaltern (LUDWIG, 2001) überein.
 (e) Monazit-Daten im U/Pb- vs. Th/Pb-Diagramm nach COCHERIE & ALBAREDE (2001).

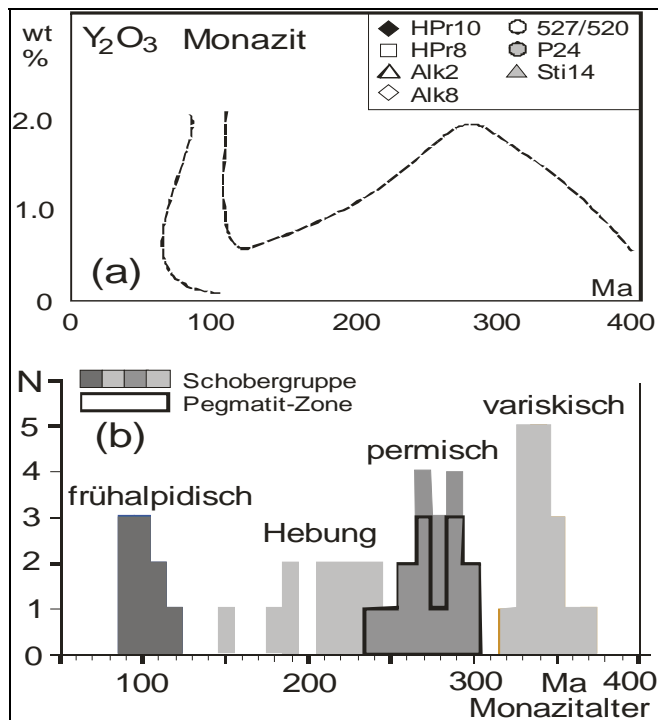


Abb. 5:
 (a) Monazit-Modellalter (in Ma) gegen Y_2O_3 .
 (b) Monazit-Alter (in Ma) im Histogramm zeigen drei Gruppen variskischer, permischer und früh-alpidischer Alter und eine indifferente Gruppe mesozoischer Alter, die langsamer Hebung und Abkühlung zugeordnet werden.

Variskische, permische und frühalpidische Metamorphose

Mit Mineralchemie und Geothermobarometrie an Granat führenden Paragenesen lässt sich an Glimmerschiefern der Schobergruppe eine amphibolitfazielle Metamorphose mit einem Hochdruck-Stadium und einem anschließenden Hochtemperatur-Abschnitt aufzeigen. Dieser Druck-Temperatur-Verlauf stimmt mit dem P-T-Pfad der Eklogit-Amphibolite überein und bezeugt eine gemeinsame Metamorphose-Geschichte der Gesteine (SCHULZ, 1993b). Einheitlich orientierte tektonische Gefüge unterstützen diese Schlussfolgerung. Aus den Granat-Zonierungen in Glimmerschiefern ergaben sich keine Hinweise auf eine spätere Granat-Generation mit markant andersartiger Mineralchemie. Der Granat in Probe HPr 10 mit frühalpidischem Monazit unterscheidet sich in Zusammensetzung und Kristallisationsbedingungen nicht von Granat in den anderen Proben und zeigt lediglich einen stärkeren Anstieg von Mn im äußeren Rand durch retrogressiven Austausch.

Die Mehrzahl der chemischen In-situ-Th-U-Pb-Modellalter von Monazit in den Glimmerschiefern ist prä-alpidisch und liegt zwischen 260 und 320 Ma und nur in der Probe HPr 10 mit auffallend stark retrogressiv umgewandeltem Granat fanden sich vermehrt frühalpidische Monazit-Alter. Während in der Schobergruppe variskische neben permischen Monazit-Altern vorkommen, gibt es in der mit permischen Pegmatiten durchsetzten und fibrolithischen Sillimanit neben Andalusit führenden Zone in den südlichen Deferegger Alpen ausschließlich permische Alter zwischen 270–280 Ma. Damit wird das von den Pegmatit-Intrusionen gekennzeichnete permische Geschehen nun auch als eigenständiges regionalmetamorphes Ereignis erfasst und von einer älteren variskischen Metamorphose abgrenzbar (Abb. 5b).

In den Glimmerschiefern kristallisierte Granat während prograder Metamorphose, wobei die Mineralzonierungen ähnliche oder sich ergänzende Abschnitte eines gemeinsamen P-T-Pfades aufzeichneten, der sein thermisches Maximum in der Amphibolitfazies erreichte. Die Kristallisation aller Metapelit-Granate muss also dieser amphibolitfaziellen Metamorphose zugeordnet werden. Die verschiedenen variskischen, permischen und frühalpidischen Monazit-

Alter in den Proben lassen sich nun nicht mit den von Granat aufgezeichneten P-T-Abschnitten korrelieren. Beispielsweise zeigen Zonierung und Geothermobarometrie in Probe Alk 2, dass dort der Granat-Rand während des Druck-Höhepunkts kristallisierte, bei permischen Monazit-Altern. Dem gegenüber steht die Probe Alk 8 mit dominant variskischem Monazit und Granat-Rändern, die dann bei der Dekompression nahe dem thermischen Maximum kristallisierten. Ebenso kristallisierte der Mg-reiche Granatrand in HPr 10 nahe dem thermischen Maximum; in der Probe findet sich aber frühalpider Monazit. Zusammen mit den variablen Y-Gehalten der Monazit-Generationen ergibt sich so die Schlussfolgerung, dass alle Monazite zeitlich nach Granat und damit während und zeitlich nach dem thermischen Maximum der Metamorphose (re)kristallisierten. Weil die Monazite meist permisch und älter sind, wäre die amphibolitfazielle Metamorphose mit ihrem Hochdruck-Abschnitt in der Schobergruppe demnach prä-alpidisch. Die Th-U-Pb-Datierung von Monazit mit der Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analyse ermöglicht damit nicht nur eine regionale Kartierung von Altersdomänen in regionalmetamorphen Gebieten, über die In-situ-Analyse von Mineralkörnern im Gesteinsverband erlaubt diese Methode darüber hinaus eine zeitliche Auflösung einzelner thermischer Ereignisse in polymetamorphen Arealen. Im ostalpinen Kristallin südlich der Tauern gelingt damit der Nachweis eines permischen thermischen Ereignisses innerhalb einer prä-alpidischen amphibolitfaziellen Metamorphose und einer frühalpiden Überprägung unter niedrigeren Temperaturen.

Dank

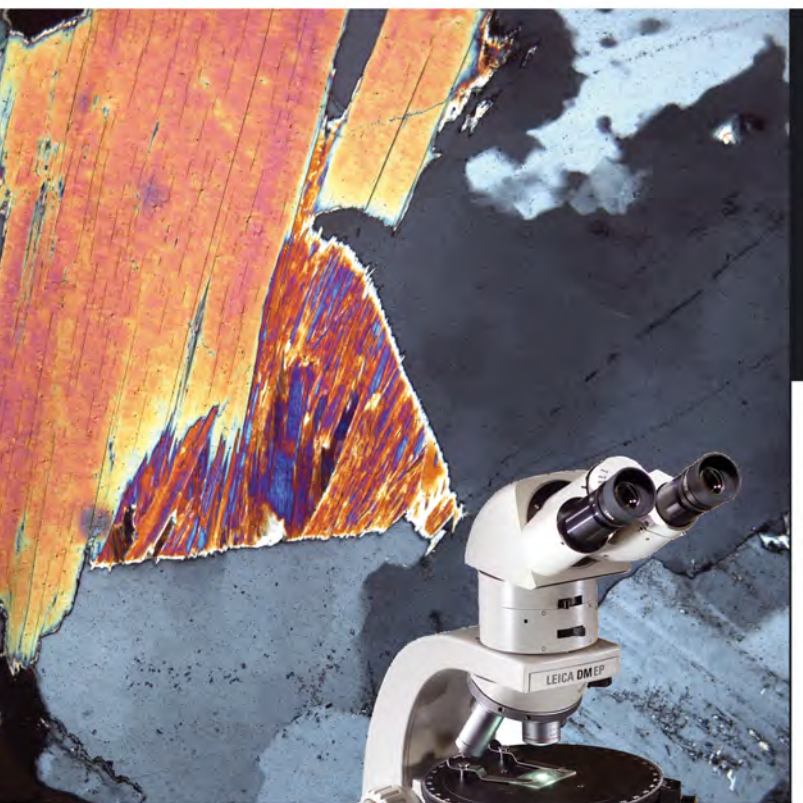
Die Mikrosonden-Analysen an Silikaten wurden zusammen mit H.-P. MEYER am Mineralogischen Institut der Universität Heidelberg und U. SCHÜSSLER am Institut für Mineralogie der Universität Würzburg vorgenommen. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft förderte die Untersuchungen im Rahmen einer Sachbeihilfe (Schu 676/9). Die Arbeiten wurden mit der tatkräftigen Unterstützung von R. KLEMD, T. WILL, P. SPAETHE und K.-P. KELBER am Institut für Mineralogie in Würzburg durchgeführt.

Literatur

- BEHRMANN, J.H. (1990): Zur Kinematik der Kontinentkollision in den Ostalpen. – Geotektonische Forschungen, 76, 1–180, Stuttgart.
- BHATTACHARYA, A., MOHANTY, L., MAJI, A., SEN, S.K. & RAI, M. (1992): Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Fe-Mg partitioning and a reformulation of the garnet-biotite geothermometer. – Contrib. Mineral. Petrol., 111, 87–93.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G. (1978): New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern Window. – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 32, 1–17, Padua.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P., VISONA, D. & ZIRPOLI, G. (1980): On the existence of Hercynian aplites and pegmatites in the lower Aurina Valley (Ahrntal, Austrides, Eastern Alps. – N. Jb. Min. Mh., 1980, 501–514, Stuttgart.
- BÜCKSTEEG, A. (1999): Zur Geologie des Kristallins der Schobergruppe (Osttirol/Österreich). – Aachener Geowiss. Beitr., 33, 206 S., Aachen.
- COCHERIE, A. & ALBAREDE, F. (2001): An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 24, 4509–4522.
- FINGER, F. & HELMY, H.M. (1998): Composition and total-Pb model ages of monazite from high-grade paragneisses in the Abu Swayel area, southern Eastern Desert, Egypt. – Mineralogy and Petrology, 62, 269–289.

- FINGER, F., KRENN, E., RIEGLER, G., ROMANO, S. & ZULAUF, G. (2002): Resolving Cambrian, Carboniferous, Permian and Alpine monazite generations in the polymetamorphic basement of eastern Crete (Greece) by means of the electron microprobe. – *Terra Nova*, 14, 233–240.
- FOSTER, G., GIBSON, H.D., PARRISH, R., HORSTWOOD, M., FRASER, J. & TINDLE, A. (2002): Textural, chemical and isotopic insights into the nature and behaviour of metamorphic monazite. – *Chemical Geology*, 191, 183–207.
- FRIEDL, G. (1997): U/Pb-Datierungen an Zirkonen und Monaziten aus Gesteinen vom österreichischen Anteil der Böhmisches Masse. – Diss. Univ. Salzburg, 242 S.
- GUHL, M. & TROLL, G. (1987): Die Permotrias von Kalkstein im Altkristallin der südlichen Deferegger Alpen (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 130, 37–60, Wien.
- HEINRICH, W., ANDREHS, G. & FRANZ, G. (1997): Monazite-xenotime miscibility gap thermometry. I. An empirical calibration. – *J. metamorphic Geol.*, 15, 3–16.
- HOINKES, G., KOSTNER, A. & THÖNI, M. (1991): Petrologic constraints for Eoalpine eclogite facies metamorphism in the Austroalpine Ötztal basement. – *Mineral. Petrol.*, 43, 237–254.
- HOINKES, G., KOLLER, F., RANTITSCH, G., DACHS, E., HÖCK, V., NEUBAUER, F. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 155–181.
- HOKE, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE Tauern Window, Eastern Alps – basement crust in a convergent plate boundary zone. – *Jb. Geol. B.-A.*, 133, 5–87.
- HOLLAND, T.J.B. & POWELL, R. (1990): An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O_2$. – *J. metamorphic Geol.*, 8, 89–124.
- LINNER, M., RICHTER, W. & THÖNI, M. (1996) Eo-Alpine eclogites in the Austroalpine basement S of the Tauern Window: geochemistry of eclogites and interlayered metasediments. – *J. Conference Abstr.*, 1, 363.
- LINNER, M., THÖNI, M. & RICHTER, W. (2000): Exhumation history of Eo-Alpine high-pressure rocks in the Austroalpine Schober basement, Eastern Alps. – *Terra Nostra*, 2000/1, 69.
- LUDWIG, K.R. (2001): Users manual for Isoplot/Ex rev. 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. – Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 1a, 1–55.
- MILLER, C. & THÖNI, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. – *Chem. Geol.*, 122, 199–225.
- MILLER, Ch. & THÖNI, M. (1997): Eo-Alpine eclogitisation of Permian MORB-type gabbros in the Koralpe (Eastern Alps, Austria): new geochronological, geochemical and petrological data. – *Chem. Geol.*, 137, 283–310.
- MONTEL, J.-M., FORET, S., VESCHAMBRE, M., NICOLLET, C. & PROVOST, A. (1996): A fast, reliable, inexpensive in-situ dating technique: Electron microprobe ages on monazite. – *Chem. Geol.*, 131, 37–53.
- POWELL, R. & HOLLAND, T.J.B. (1993): On the formulation of simple mixing models for complex phases. – *Am. Mineral.*, 78, 1174–1180.
- PURTSCHELLER, F., HAAS, R., HOINKES, G., MOGESSIE, A., TESSADRI, R. & VELTMAN, C. (1987): Eoalpine metamorphism in the crystalline basement. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Ed.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 185–190, Wien (Deuticke Verlag).
- PYLE, J.M., SPEAR, F.S., RUDNICK, R.L. & McDONOUGH, W.F. (2001): Monazite-xenotime-garnet equilibrium in metapelites and a new monazite-garnet thermometer. – *J. Petrol.*, 42, 2083–2107.
- SCHÖNHOFER, R. (1999): Das ostalpine Altkristallin der westlichen Lasörlinggruppe (Osttirol, Österreich): Kartierung, Stoffbestand und tektonometamorphe Entwicklung. – *Erlanger geol. Abh.*, 130, 1–128, Erlangen.
- SCHULZ, B. (1990): Prograde-retrograde P-T-t-deformation path of Austroalpine micaschists during Variscan continental collision (Eastern Alps). – *J. metamorphic Geol.*, 8, 629–643, Oxford.
- SCHULZ, B. (1991): Deformation und Metamorphose im Thurntaler Komplex (Ostalpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, 134, 369–391.
- SCHULZ, B. (1993a): P-T-deformation paths of Variscan metamorphism in the Austroalpine basement: controls on geothermobarometry from microstructures in progressively deformed metapelites. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 73, 257–274.
- SCHULZ, B. (1993b): Mineral chemistry, geothermobarometry and pre-Alpine high-pressure metamorphism of eclogitic amphibolites and mica schists from the Schobergruppe, Austroalpine basement, Eastern Alps. – *Mineralogical Magazine*, 57, 189–202, London.

- SCHULZ, B. (1997): Pre-Alpine tectonometamorphic evolution in the Austroalpine basement to the south of the central Tauern Window. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 77, 281–297, Wien.
- SCHULZ, B. & BOMBACH, K. (2003): Single zircon Pb-Pb geochronology of the Early-Palaeozoic magmatic evolution in the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window. – *Jb. Geol. B.-A.*, 143/2, 303–321.
- SCHULZ, B., SIEGSMUND, S., STEENKEN, A., SCHÖNHOFER, R. & HEINRICHS, T. (2001): Geologie des ostalpinen Kristallins südlich des Tauernfensters zwischen Virgental und Pustertal. – *Z. dt. geol. Ges.*, 152, 261–307.
- SCHULZ, B., BOMBACH, K., PAWLGIG, S. & BRÄTZ, H. (2004): Neoproterozoic to Early-Palaeozoic magmatic evolution in the Gondwana-derived Austroalpine basement to the south of the Tauern Window (Eastern Alps). – *Intern. Journ. Earth Sciences*, 93, 824–843.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 45, 111–141.
- SPEAR, F.S. & PYLE, J.M. (2002): Apatite, monazite and xenotime in metamorphic rocks. – In: KOHN, M., RAKOVAN, J. & HUGHES, J.M. (Eds.): *Phosphates – geochemical, geobiological and materials importance. – Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48, 293–335.
- STEENKEN, A. (2002): The emplacement of the Rieserferner-Pluton and its relation to the DAV-Line as well to the kinematic and thermal history of the Austroalpine basement (Eastern Alps, Tyrol). – *Geotektonische Forschungen*, 120 S., Stuttgart.
- SUZUKI, K., ADACHI, M. & KAJIZUKA, I. (1994): Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 128, 391–405.
- THÖNI, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 209–230.
- THÖNI, M. & MILLER, Ch. (1996): Garnet Sm-Nd data from the Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and P-T constraints on the thermal and tectonic history. – *J. Metamorphic Geol.*, 14, 453–466.
- TROLL, G. (1978): The “Altkristallin” of Eastern Tyrol between Tauern Window and Periadriatic Lineament. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (eds): *Alps, Apennines, Hellenides. Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report No. 38*, 149–154, Stuttgart (Schweizerbart).
- TROLL, G. & HÖLZL, E. (1974): Zum Gesteinsaufbau des Altkristallins der zentralen Schobergruppe, Osttirol. – *Jb. Geol. B.-A.*, 117, 1–16.
- TROLL, G., FORST, R., SÖLLNER, F., BRACK, W., KOHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1976): Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. – *Geol. Rdsch.*, 65, 483–511.
- TROLL, G., BAUMGARTNER, S. & DAIMINGER, W. (1980): Zur Geologie der südwestlichen Schobergruppe (Osttirol, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 26, 277–295, Wien.
- ZENK, M. & SCHULZ, B. (2004): Zoned Ca-amphiboles and related P-T evolution in metabasites from the classical Barrovian metamorphic zones in Scotland. – *Mineralogical Magazine*, 68, 769–786.



Großartige Entdeckungen beginnen mit Visionen.

Leica DM EP Polarisationsmikroskopsystem

- Hochpräziser Pol-Drehtisch mit 180 mm Durchmesser
- 35-Watt-Halogenlampe mit einer Lebensdauer von 2000 Stunden
- Nach hinten weisender Revolver für 4 unabhängig voneinander zentrierbare, spannungsfreie Objektive
- Einfacher, intuitiver Wechsel der Polarisationsverfahren durch Kippschalter für Bertrandlinse und Analysator

Leica Mikrosysteme
Handelsgesellschaft m.b.H.
Hernalser Hauptstrasse 219, 4. Stock
A-1170 Wien, Österreich
Tel. +43 (1) 486 80 50 0
Fax +43 (1) 486 80 50 30
Email: Christian.Hofmann@leica-microsystems.com

Leica
MICROSYSTEMS

Das Ostalpine Kristallin der Sadnig-Gruppe – mit einem Fragment einer unterostalpinen Decke am Südrand des Tauernfensters

M. Linner¹ & G. Fuchs²

¹Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien, ²A-3665 Gutenbrunn

Inhalt

Prijakt-Decke

Stall-Decke

Beziehung der Stall-Decke zur Matreier Zone

Literatur

Das Ostalpine Kristallin der Sadnig-Gruppe, einer kleinen Berggruppe südlich vom Sonnblick, besteht aus zwei tektonischen Einheiten (Abb. 1): der Prijakt-Decke, die sich von der Schobergruppe bis in die südwestliche Sadnig-Gruppe erstreckt, und der Stall-Decke, die das Gebiet um den Sadnig aufbaut und mit permomesozoischen Gesteinen der Matreier Zone stratigraphisch in Verbindung steht.

Die grundlegende tektonische Gliederung und Charakterisierung der Gesteinskomplexe erfolgte im Rahmen der geologischen Landesaufnahme durch FUCHS, LINNER und die Arbeitsgruppe HEINISCH in den Jahren 1987 bis 1993. Die Ergebnisse wurden detailliert dargestellt und diskutiert (FUCHS & LINNER, 1995) und eine Manuskriptkarte im Maßstab 1 : 25.000 wurde angefertigt. Durch das Projekt „Geofast“ bot sich die Gelegenheit, vorläufig eine geologische Karte der Sadnig-Gruppe zu erstellen, die dann in das Kartenblatt 180 Winklern einfließen wird. Im Folgenden werden Tektonik und Gesteinskomplexe im Überblick dargestellt und ihre Stellung im Ostalpinen Kristallin diskutiert.

Prijakt-Decke

Eklogitamphibolite sind markant im Hohen und Niederen Prijakt in der Schobergruppe aufgeschlossen. Die Bezeichnung Prijakt-Decke wurde von BEHRMANN (1990) zur tektonischen Abgrenzung dieser Eklogitvorkommen verwendet. Die geologische Kartierung der Blätter 179 Lienz und 180 Winklern zeigte, dass die Hochdruckgesteine nach Süden bis Lienz reichen und sich gegen Osten in die südwestliche Sadnig-Gruppe fortsetzen und damit die Prijakt-Decke deutlich weit reichender zu fassen ist. Die Zwischenbergen-Wöllatritten-Störung (HOINKES et al., 1999) begrenzt die Hochdruckgesteine im Mölltal gegen Südosten, und entlang einer NW–SE-streichenden, saigeren Störung stoßen sie an die Stall-Decke (Abb. 1).

In der Sadnig-Gruppe zeigen die Gesteine der Prijakt-Decke flache Lagerung, regional gegen Südwesten geneigt. Die Faltenstrukturen dokumentieren zwei prägende Deformationsphasen. Isoklinale Falten mit Axialebenen parallel zur mylonitischen Schieferung werden durch offene Falten mit W–E-streichenden Achsen verfaltet. Die jüngere Faltung bildet sich dazu mit weit gespannten Syn- und Antiformen ab.

Paragesteine sind die dominierenden Gesteine der Prijakt-Decke der Sadnig-Gruppe, wobei quarzitischer Biotit-Plagioklasgneis, Zweiglimmerschiefer mit grobschuppigen Glimmern sowie metablastischer Paragneis charakteristisch sind. Eingelagert sind Eklogitamphibolit, Amphibolit, Orthogneis mit teilweise Augentextur und Pegmatitgneis. Metabasite mit Eklogitrelikten sind im gesamten Gebiet verbreitet, zum Teil auch als geringmächtige Einlagerungen.

Im Zuge der Kartierung hat FUCHS (1989) die Gesteine der südwestlichen Sadnig-Gruppe lithostratigraphisch als Hoferkopf-Serie bezeichnet. Vergleichbare und typische Hochdruckgesteine sind aus dem Prijaktgebiet der Schobergruppe (CLAR, 1927) und um den Polinik in der Kreuzeckgruppe (ANGEL, 1930; HOKE, 1990) gut bekannt, sodass die Eklogitamphibolite und Begleitgesteine insgesamt als Prijakt-Polinik-Komplex zusammengefasst werden können.

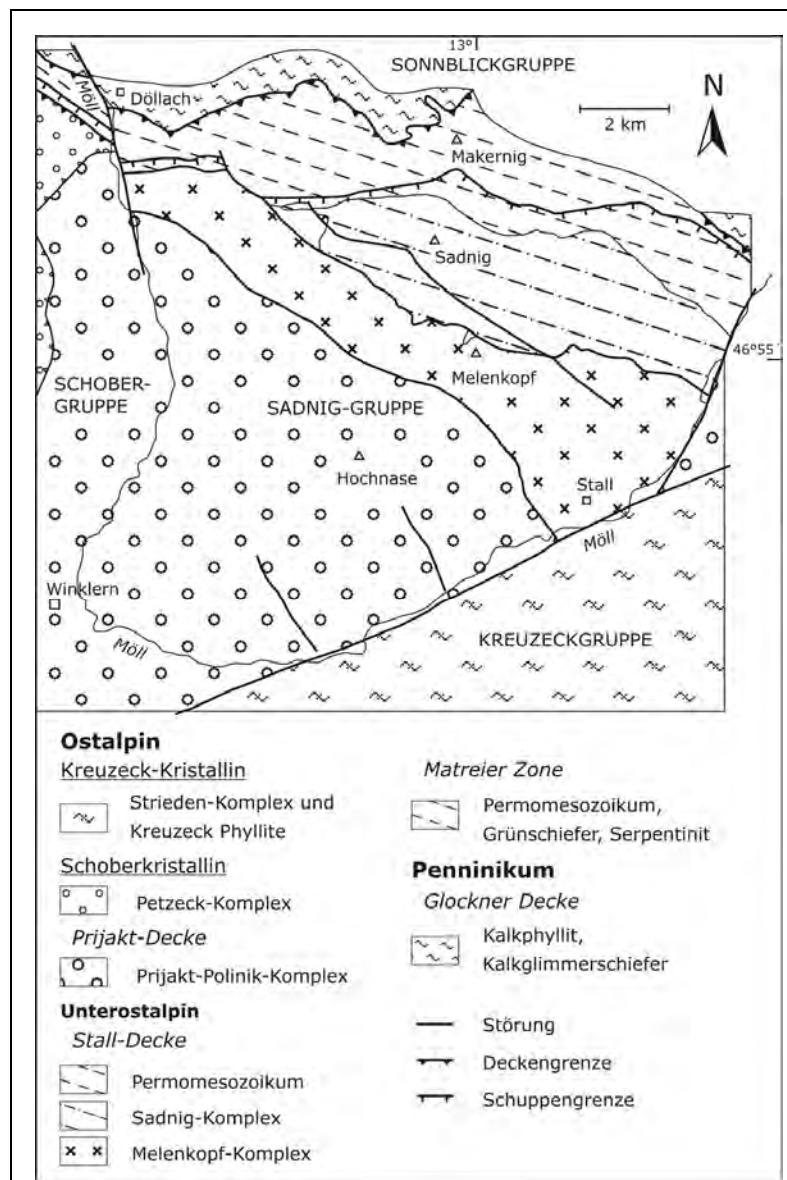


Abb. 1: Tektonische Karte der Sadnig-Gruppe

Stall-Decke

Das Kristallin der nordöstlichen Sadnig-Gruppe lässt zwei Gesteinskomplexe unterscheiden, Melenkopf- und Sadnig-Komplex. Lithologisch gut unterscheidbar zeigt sich ähnliche regionale Lagerung mit WNW–ESE-Streichrichtung und Einfallen gegen Südsüdwesten. Der Melenkopf-Komplex weist auch ältere Strukturelemente auf und überlagert den Sadnig-Komplex, wobei der Grenzbereich an mehreren Stellen verfault ist. Insofern können diese beiden Komplexe zu einer tektonischen Einheit, der Stall-Decke, zusammengefasst werden.

Die Zwischenbergen-Wöllatratzen-Störung und eine Richtung Gößnitz anschließende Störung begrenzen die Stall-Decke im SE, gegen NW keilt die Decke zwischen NW–SE-streichenden Störungen aus und wird im oberen Mölltal bei Sagritz durch eine Störung im Talboden abgeschnitten. Im Norden unterlagern schließlich permomesozoische Metasedimente der Matreier Zone den Sadnig-Komplex. Die Stall-Decke findet also keine unmittelbare Fortsetzung in die Schober- und Kreuzeckgruppe. Darüber hinaus sind jedoch auch sonst keine vergleichbaren Gesteinskomplexe im Ostalpinen Kristallin südlich vom Tauernfenster bekannt.

Glimmerschiefer bis Paragneise mit Einschaltungen von Augengranitgneis kennzeichnen die Lithologie im Melenkopf-Komplex. Die Paragesteine zeigen amphibolitfazielle Paragenesen mit Granat, Muskovit und Biotit. In den Augengranitgneisen überwiegt bei den Glimmern blaugrüner Muskovit, und Mikroklin kommt hinzu. Weiters eingelagert sind Amphibolit und Aplitgneis, ausnahmsweise Gabbroamphibolit und am Sonnberg bei Stall gehäuft Pegmatit.

Der Sadnig-Komplex setzt sich fast ausschließlich aus Paragesteinen zusammen. Phyllitischer Glimmerschiefer und Paragneis sowie feinkörniger Quarzit, allesamt durch Grafit typisch dunkel bis bleigrau, bilden diskrete Wechsellagerungen. Granat und eher spärlicher Biotit erscheinen in Richtung Matreier Zone zunehmend chloritisiert. Selten eingelagerte leukokrate Gneise können Metaporphyroide oder Metaarkosen darstellen.

Beziehung der Stall-Decke zur Matreier Zone

Permomesozoische Gesteine der Matreier Zone (PREY, 1964) unterlagern im Nordosten den Sadnig-Komplex der Stall-Decke, wobei mit dem Sadnig-Komplex ein stratigraphischer, nur wenig deformierter Verband erhalten ist (FRISCH et al., 1987; FUCHS & LINNER, 1995). Zwischen Asten und Sagritz grenzt der Melenkopf-Komplex entlang einer jüngeren Störung tektonisch an Gesteine der Matreier Zone. Isoklinale Faltung und Verschuppung kennzeichnen die bis in den Jura reichenden Metasedimente der Matreier Zone. Im Liegenden der Matreier Zone folgen schließlich mächtige Kalkglimmerschiefer der Glockner-Decke.

Die Matreier Zone weist lithologisch sowohl unterostalpine wie penninische Charakteristiken auf (EXNER, 1964; PREY, 1964) und tektonisch führte die Position zwischen penninischen und ostalpinen Einheiten zur Interpretation als eigenständige unterostalpine Einheit (TOLLMANN, 1977) oder zu beidseitiger Zuordnung (FRISCH et al., 1987). Die Metasedimente der Matreier Zone können insgesamt als Kontinentalrandbildung zwischen ostalpinem Kontinent und südpenninischem Ozean betrachtet werden, im Zuge der ozeanischen Subduktion und bei der Exhumierung des Tauernfensters intensiv deformiert und metamorph geprägt. Diese Deformationsprozesse erfassten sehr wohl auch das Ostalpine Kristallin, wobei sich, wie die Stall-Decke dokumentiert, durch Verfaltung und Deckenbewegung inverse Lagerung entwickelte und gleichzeitig stratigraphischer Verband zwischen Kristallin und auflagernden Sedimenten erhalten blieb.

Aufgrund der Verbindung mit der Matreier Zone und der Position unmittelbar im Hangenden der penninischen Decken ordnen wir die Stall-Decke dem unterostalpinen Deckensystem zu. Anzumerken bleibt die auf die Sadnig-Gruppe beschränkte Ausdehnung, insofern repräsentiert die Stall-Decke nur ein Fragment, im Vergleich mit anderen unterostalpinen Decken, beispielsweise der Radstädter Tauern, relativ wurzelnah.

Literatur

- ANGEL, F. (1927): Gesteine der Kreuzeckgruppe (Kärnten). – Mitt. Naturwiss. Ver. der Steiermark, 67, 7–35, Graz.
- BEHRMANN, J.H. (1990): Zur Kinematik der Kontinentkollision in den Ostalpen. – Geotekt. Forsch., 76, 1–180, Stuttgart.
- CLAR, E. (1927): Ein Beitrag zur Geologie der Schobergruppe bei Lienz in Tirol. – Mitt. Naturwiss. Ver. der Steiermark, 63, 72–90, Graz.
- EXNER, Ch. (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe. – 170 S., Wien (Geol. B.-A.).
- FRISCH, W., GOMMERINGER, K., KELM, U. & POPP, F. (1987): The upper Bündner Schiefer of the Tauern window – A key to understanding Eoalpine orogenic processes in the Eastern Alps. – In: H.W. FLÜGEL & P. FAUPL (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 55–69, Vienna (Deuticke).
- FUCHS, G. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklarn. – Jb. Geol. B.-A., 132, 600–601, Wien.
- FUCHS, G. & LINNER, M. (1995): Das Ostalpine Kristallin der Sadnig-Gruppe in Beziehung zur Matreier Zone. – Jb. Geol. B.-A., 138, 55–65, Wien.
- HOINKES, G., KOLLER, F., RANTITSCH, G., DACHS, E., HÖCK, V., NEUBAUER, F. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. – Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., 79, 155–181, Zürich.
- HOKE, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE Tauern Window, Eastern Alps – Basement Crust in a Convergent Plate Boundary Zone. – Jb. Geol. B.-A., 133, 5–87, Wien.
- PREY, S. (1964): Die Matreier Zone in der Sadniggruppe. – In: Ch. EXNER: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe, 131–151, Wien (Geol. B.-A.).
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke).

Planation Surfaces in the Troiseck Massif – An Attempt at Digital (Quantitative) Detection

J. Magiera

AGH-University of Science and Technology, PI 31-059 Krakow

Contents

Method
Results
Conclusions
References

The concept of the “planation surfaces” and explanations of their origin appeared around the middle of the nineteenth century. Both underwent a long evolution from abrasion approach (RAMSAY, 1846), through denudation (DAVIS, 1899; PENCK, 1924) to more recent concepts based on a broad range of factors: structural, climatic, tectonic, stratigraphic etc. (e.g. BÜDEL, 1957; BAKKER & LEVELT, 1964; LOUIS, 1964).

Remnants of the planation surfaces were easily recognised in some areas of the eastern part of the Alps, particularly in top parts of the Northern Calcareous Alps (NCA). FRISCH et al. (2001) give a good review of their investigations and interpretations. The most eminent paleo-surface is preserved within flat plateaux of calcareous massifs in the easternmost part of the Alps: Schneeberg, Rax, Veitsch, Hochschwab, and other massifs further to the West and is commonly referred to as the Dachstein paleosurface. It was formed between Late Eocene and Early Oligocene and, successively, covered by initially thick but now almost totally eroded sands and conglomerates of the Augenstein Formation (Early Oligocene to Early Miocene [FRISCH et al., 2001]).

The present study focuses on the Troiseck massif, located South of the NCA, within the Lower and Middle Austroalpine units (TOLLMANN, 1977), which reveal distinct, SW–NE trending alignment. The Lower Austroalpine unit stretches on the SE, along the Mürz River valley and consists mainly of orthogneiss (“Grobgneis”), with lenses of quartzite and micaschists. The metamorphic rocks are overlain by a relatively thin cover of Permomesozoic metasedimentary rocks, mainly quartzites and carbonates, significant to the landscape. The larger, central and NW part of the area is built by the Middle Austroalpine unit (Troiseck-Floning nappe), consisting of phyllonitic mica schist and paragneisses with intercalations of amphibolites and aplite-gneisses and overlaying Permomesozoic metasediments.

No distinct remnants of paleosurfaces were reported in the area so far. However, many flat, horizontal or nearly horizontal surfaces on the ridges or slopes can be easily seen in the field. Moreover, surfaces located on adjacent ridges reveal strikingly similar altitudes (Fig. 1) and are partly covered with reddish loam with debris (Fig. 2), which is a few decimetres to few meters thick.



Fig. 1: Flat and horizontal area on top of ridge S of Hochreiterkogel, ca. 1100 m above sea level (a.s.l.). The ridge in the background is also ca. 1100 m a.s.l. high (level 4 in both schemes described in the text).



Fig. 2: Outcrop of loams with debris (in origin reddish) on the flat ridge S of Hohenberg, ca. 1140 m a.s.l.

Method

The digital elevation model (DEM) with 10 meters resolution (grid) was used in the analysis. Two maps were derived from it: slope angle and slope aspect. The slope map was reclassified to obtain flat areas, i.e. with slope angles $<10^\circ$, located on ridges and slopes (Fig. 3). Flat valley floors and low terraces, as well as small spots (≤ 5 pixels, i.e. ≤ 5 hectares), were filtered out.

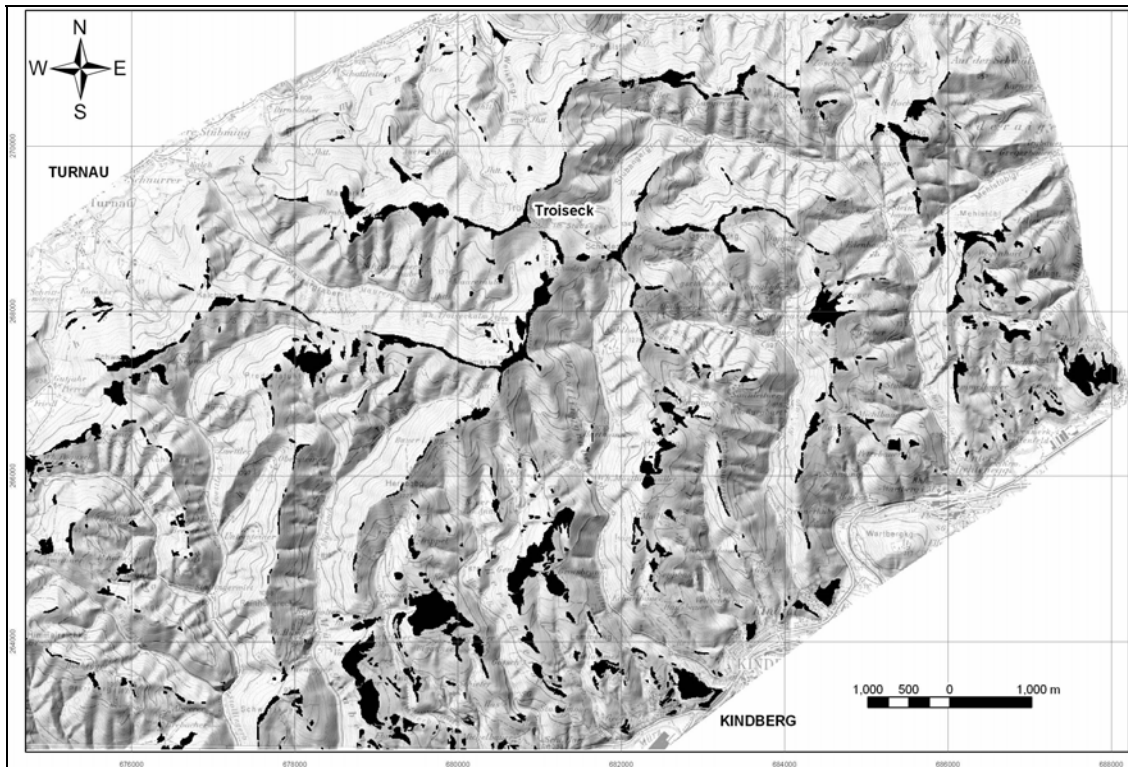


Fig. 3: Flat ($<10^\circ$ slope angles) areas (black) over shaded DEM and topographic map.

Heights (a.s.l.) were then extracted from the DEM for all flat areas and their distribution was calculated (Fig. 4). Local maxima were considered as indicators of heights of probable flat surfaces, while minima (breaks) among them were used for classification of their altitude ranges (Fig. 5). This procedure allowed to distinguish more or less horizontal surfaces (Fig. 6).

Dipping surfaces could be expected there as well, as a result of tilting of the whole massif after the planation period. Intensive tectonic movements and fragmentation of the Eastern Alps during Miocene are widely accepted (e.g. Ratschbacher et al., 1989; FRISCH et al., 2001). To detect the direction of tilting, a distribution of the aspect of both slopes and flat areas, was calculated (Figs. 7 and 8). The DEM was next tilted in the direction of the prevailing aspect of flat areas and in opposite direction, by 3° , 5° , 10° and 15° , to put dipping paleosurfaces to their original position. A procedure of detecting and classifying the flat areas was carried out for every tilted DEM model. One of them, revealing a relatively low number of detected surfaces and a high grade of their “compactness of heights” (Fig. 9), was used for further discussion. The heights “a.s.l.” on the tilted DEM are not authentic, but are referred to the top of Troiseck (1466 m a.s.l.), where the axis of tilting was located.

Results of the analysis were finally verified in the field. Flat areas on the saddles as well as areas revealing apparent structural control were eliminated. The outcrops of bedrock and cover sediments were searched and examined.

Results

The graph of the distribution of heights of the flat areas within the original, not tilted DEM reveals 5 major and 2 minor groups of maxima (Fig. 4).

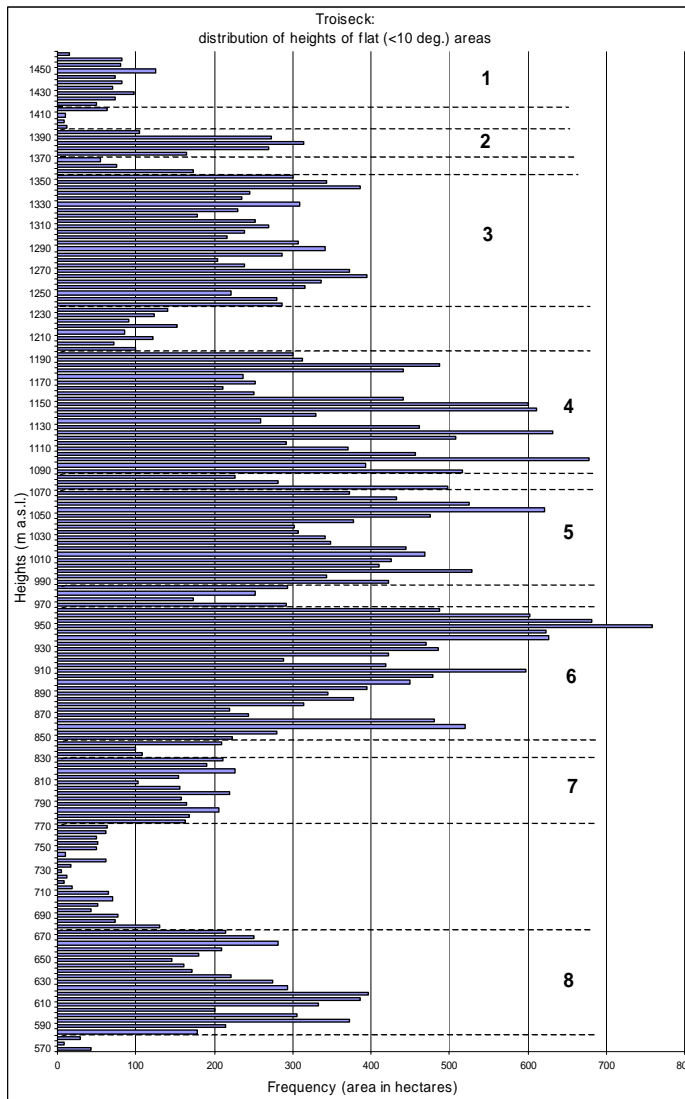


Fig. 4:
Distribution of heights of the flat areas (DEM original, not tilted)

If we accept that the range of heights within a paleosurface should not be bigger than 150 m and that the difference in altitude between adjacent surfaces is normally around 100 m (from a few tens to 200 m), we can distinguish 8 such surfaces: 1: above 1425 m, 2: 1375–1406 m, 3: 1240–1365 m, 4: 1095–1200 m, 5: 990–1075 m, 6: 850–970 m, 7: 780–830 m and 8: 580–690 m a.s.l.

It is very plausible that the two highest levels (1 and 2) are nothing more than local positive landforms that reflect more resistant rocks (gneiss) around the top of Troiseck. Moreover, the two lowest levels (7 and 8) are probably the Early Pleistocene terraces of the Mürz river. The four remaining levels may represent remnants of paleosurfaces (Fig. 5).

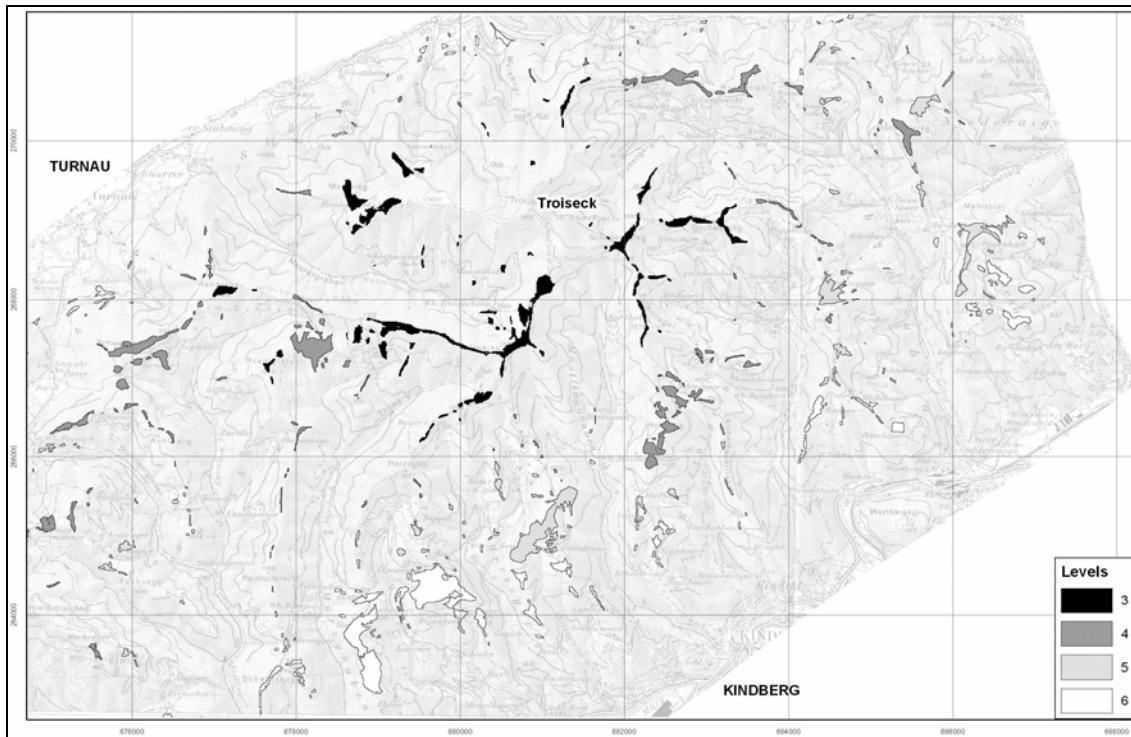


Fig. 5: Remnants of paleosurfaces in the Troiseck massif (DEM original, not tilted)

The number of 4 planation surfaces is acceptable in the light of the earlier concepts of development of the relief in the Eastern Alps (e.g. WINKLER-HERMADEN, 1957). However, it does not seem reasonable in the more recent approach, particularly in such a relatively small area as the Troiseck massif.

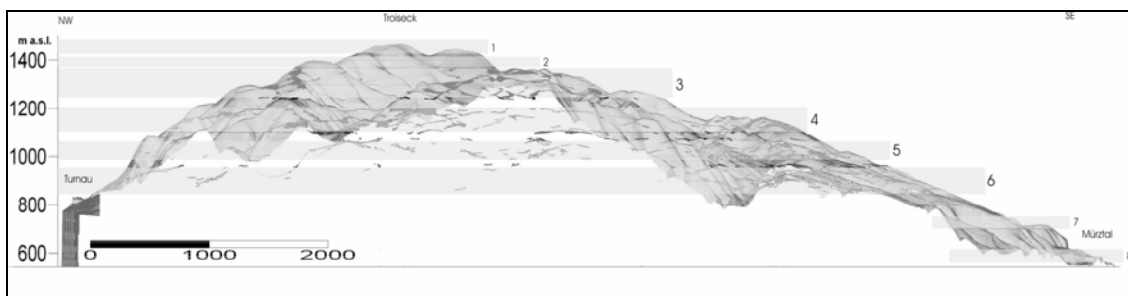


Fig. 6: The Troiseck massif and all detected levels (1–8). Horizontal view of the wireframe model towards NE (exaggerated 2x).

The distribution of the aspects of all slopes within the whole massif (Fig. 7a) reveals four weak maxima: ENE (ca. 75°), SSE (ca. 165°), WSW (ca. 240°) and NNW (ca. 320°). They probably reflect the main tectonic framework of the area, bordered with two deep tectonic-controlled valleys (Mürztal and Stübming) and cut by numerous transversal faults (BUCHROITHNER, 1984). The distribution of aspects of areas of slope angles <math>< 5^\circ</math> (Fig. 7b) shows a more distinct and broad maximum towards SE (from ca. 90° to ca. 225°). This maximum becomes even more

pronounced and compact for slopes $<10^\circ$ (Fig. 7c). This means that a remarkable majority of flat or nearly flat areas, with slope angles less than 10° , dip towards SSE (in a range from ESE to SSW). This is also a hint for the existence of paleosurfaces actually dipping towards SSE.

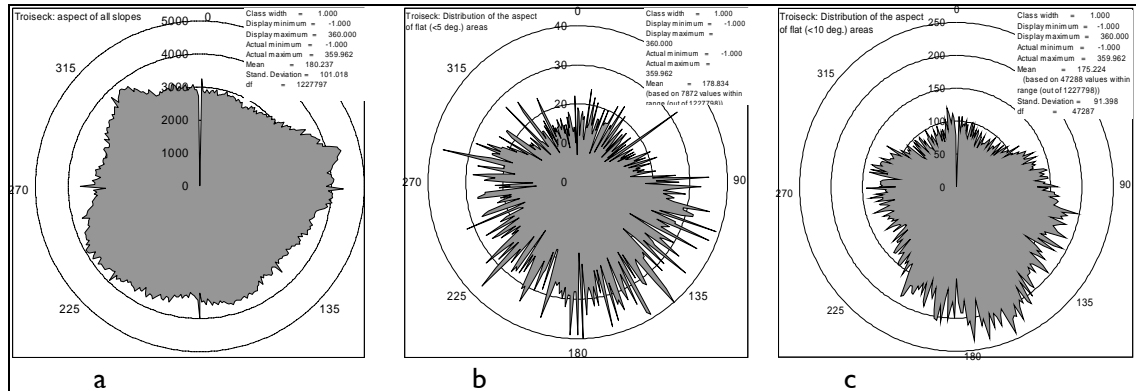


Fig. 7: Distribution of aspects of the slopes in the Troiseck massif: a = all slopes, b = dipping at angles of $<5^\circ$, c = at angles of 10° . North up.

To detect such paleosurfaces, DEM was tilted towards NNW by 3° , 5° , 10° and 15° and the procedure of detecting and classifying flat areas was carried out again, as described above.

The DEM tilted by 3° to NNW (Fig. 8a) showed very little difference to the original, horizontal DEM (Fig. 4). Increasing the tilt angle resulted in more compact arrangements of the maxima. The highest compactness was attained at the angle of 10° (Fig. 8c). At the angle of 15° , the distribution of heights showed a reversed tendency – the number of maxima and their fragmentation increased (Fig. 8d). Tilting the DEM towards SSE increased the number of maxima and their fragmentation at any angle.

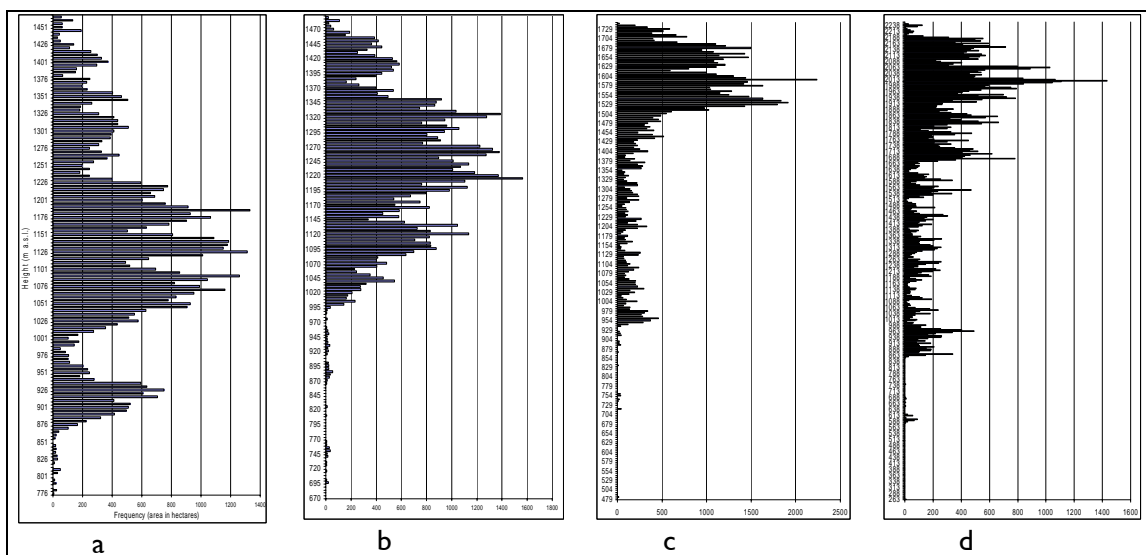


Fig. 8: Distribution of heights of the flat areas. DEM tilted towards NNW by: a = 3° , b = 5° , c = 10° and d = 15° .

At the tilt angle of 10° four main maxima occur at ca. 1500–1560 m a.s.l., 1570–1615 m, 1630–1700 m and 1720–1750 m a.s.l. It seems apparent that two lower maxima (3 and 4) can be joined, as they reveal a total height range of around 100 m. The highest maximum belongs probably to the next lower level (2). Its slightly higher (20–70 m) position reflects probably more resistant bedrock (coarse gneiss). As a result, remnants of two paleosurfaces are detected:

higher, consisting of two steps:

- 1 summit step (mainly south of Hohenberg; Fig. 1),
- 2 in a height range 1630–1750 m a.s.l., and

lower, also comprising two steps (3 and 4) – 1500–1615 m a.s.l. (Fig. 9 and 10).

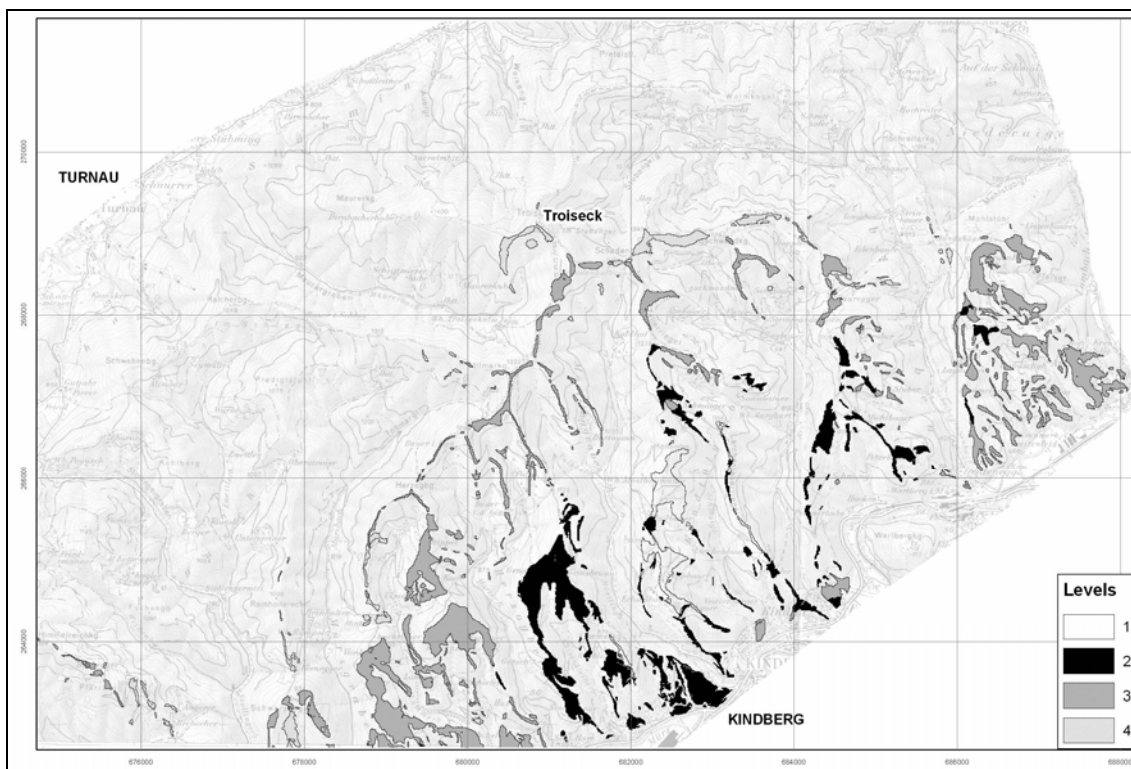


Fig. 9: Troiseck massif: remnants of paleosurfaces tilted to SSE by 10°. Higher (1 [summit level] and 2) and lower (3 and 4).

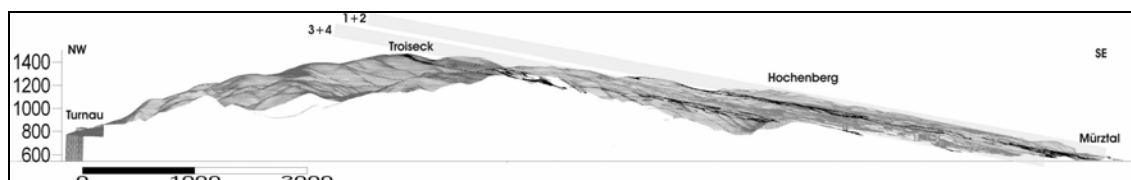


Fig. 10: Troiseck massif and two detected paleosurfaces tilted 10° to SSE (1+2 and 3+4). Horizontal view of the wireframe model towards NE. Not exaggerated.

Conclusions

Four surfaces detected in the first case of the analysis or two of them found in the second instance do not correspond to the recent interpretations which commonly accept only one vast and well pronounced paleosurface (planation surface). However, both schemes presented here are remarkably probable. The “Dachstein paleosurface” is preserved mainly on carstified limestone massifs. Rocks that built the Troiseck massif are more susceptible to erosion and thus are more easily planed, but, on the other hand, do not preserve well planed surfaces. We may expect that the planation surfaces could easily be fragmented and reduced by relatively quicker backward erosion of the slopes and back and downward erosion of the valleys. Moreover, much more differentiated resistance of the bedrock to weathering could have resulted in varying degrees of reduction of the heights of various fragments of the paleosurface. The fragments of the past paleosurface (or paleosurfaces) are therefore probably much more dispersed horizontally and vertically than surfaces developed on more homogenous carbonate bedrock. As a result, the pattern of the observed flat areas (Figs. 5, 9 and 11) may imply the existence of multiple-step polycyclic surfaces.

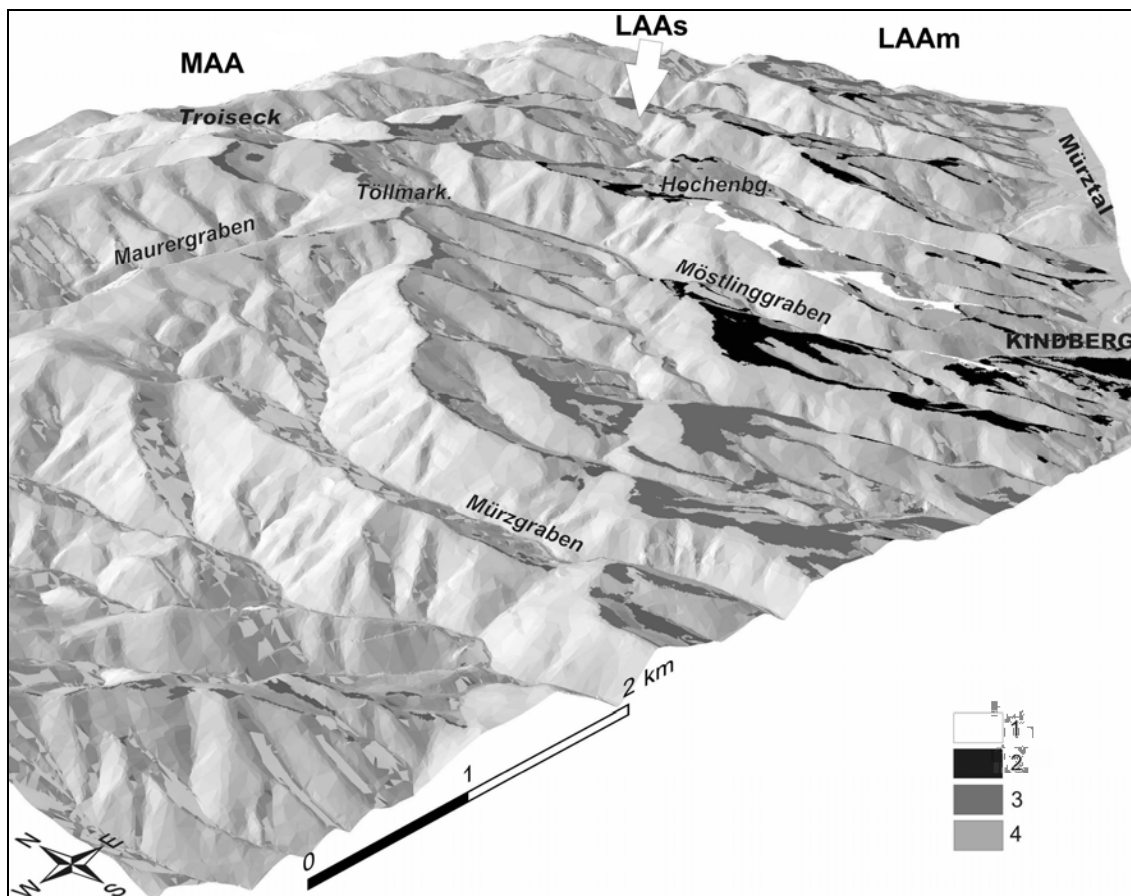


Fig. 11: Perspective view of the Troiseck massif with surfaces dipping SSE.
 1 = summit level, 2 = upper level, 3 and 4 = lower levels.
 Geological zones: MAA = Middle Austroalpine Unit, LAAm = Lower Austroalpine Unit – metamorphic bedrock, LAAs = Lower Austroalpine sedimentary cover.

Lithology and tectonic of the bedrock play an apparently important role in the morphology of the massif. The largest number of biggest flat areas occur in the SE part of the area formed by orthogneisses and quartzites of the Lower Austroalpine unit (LAAM in Fig. 11). Fewer and smaller flat areas are located on the softer phyllonitic mica schist and paragneisses of the Middle Austroalpine unit (MAA). A well pronounced, SW–NE directed depression marks the narrow zone of the metasedimentary cover (LAAs) topping the Lower Austroalpine unit. The questions arise here, which are traditional in a case of such study: how far are the flat surfaces controlled by the structure of the bedrock? and: to which extent are the flat surfaces a result of the real planation that cut the bedrock disregarding its structure? It seems that in the present case the “real” planation took place to an extent similar to the Northern Calcareous Alps, and that today observed flat surfaces are authentic remnants of larger flat areas. It is worth noting that the general direction of the dip of both strata and thrust surfaces is to NNW, i.e. contrary to the paleosurfaces dipping to SSE. It seems also that the lithology of the bedrock rather controlled the preservation of the paleosurfaces than their development.

Consistency and relatively small height range (200 m plus another 50 m for the summit excess) of the paleosurfaces dipping to SSE point rather to this model as being more realistic for the Troiseck massif. It assumes tilting of the whole massif towards SSE by 10°.

References

- BAKKER, J. & LEVELT, T. (1964): An inquiry into the probability of a polyclimatic development of peneplains and pediments (etchplains) in Europe during the Senonian and Tertiary period. – Publ. Serv. Carte geol. Luxemb., 14, 27–75.
- BUCHROITHNER, M. (1984): Landsat-Bildlineamente Österreich, I : 500.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BÜDEL, J. (1957): Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. – Ztschr. Geomorphologie, 1, 201–208.
- DAVIS, W.M. (1899): The geographical cycle. – Geogr. J., 14, 481–504.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZÉKELY, 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. – Int. J. Earth Sciences, 90, 500–518.
- LOUIS, H. (1964): Über Rumpfflächen und Talbildung in den Wechselfeuchten Tropen. – Ztschr. Geomorphologie, N.F. 8, 43–70.
- PENCK, W. (1924): Die Morphologische Analyse. – Geographische Abh., 2, 283 S.
- RAMSAY, A. (1846): On the denudation of South Wales. – Mem. Geol. Surv. Gr. Britain, 1, p. 297.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – 766 S., Deuticke, Wien.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1957): Geologisches Kräftespiel und Landformung. – 822 S., Springer, Wien.

Ice-Contact Sediments and Landforms and Multi-Phase Deglaciation in the Area of the Confluence of the Sill and Inn Glaciers

J. Magiera & J. Zasadni

AGH-University of Science and Technology, Pl 31-059 Krakow

Contents

Sediments and landforms

Levels

Phases of deglaciation

References

The area where the Sill and Inn valleys join, S of Innsbruck reveals unusual abundance of ice-contact and extraglacial landforms and sediments: kames, kame terraces, fluvio-glacial fans, infills of the ice-dammed lakes. The area is located mostly on a “rock terrace” or a “valley shoulder” (Inntal Terrasse) and its slopes and stretches along the Inn River valley as well as along lower parts of the Sill River and Stubai valleys (Fig. 10). The landforms and sediments are the surface remnants of the glaciers of the last (Würm) glaciation climax. Boulder clay (of Würm age too) is a substratum of the surface sediments and also covers a remarkable part of the area (cf. KERNER v. MARILAUN, 1890; HEISEL, 1932; PATZELT et al., 1996). Further down, the buried parts of the valleys have a very complex structure. They are generally filled with glacial and fluvial sediments of the pre-Würm age, in places of remarkable thickness of up to 700 m (GRUBER & WEBER, 2003).

Sediments and Landforms

The parallel trains of steps formed by the kame terraces along the Sill River valley (or Wipptal) are the most impressive ones (Figs. 1 and 2). Kame terraces continue further ESE and WNW along the Inn valley.

Kame hills occur usually on vaster flat areas, as, e.g., between Patsch and lake Lanser See. They were formed in front of the kame terrace of the same age and are commonly surrounded by sediments of the subsequent kame terrace. Some kames were built over bedrock hills, on their lee-sides (Fig. 3).

Outcrops of the kame sediments are scarce. Fine to middle grained and poorly to moderate-rounded gravel with sandy-silty matrix can be seen in the scarps below the edges of the terraces and in the soil on their surfaces. Disordered texture prevails, cross and horizontal bedding is rare. All this indicates a rather low energy water sedimentary environment in the gaps between the glacier and the hill slope and in the thaw holes. Longer axes of the kame hills are oriented generally along the valleys, with a small clockwise rotation, i.e. towards the S–N direction. The kames apparently formed in the thaw holes developed along the diagonal and longitudinal shear cracks and crevasses.



Fig. 1: Trains of kame terraces on the E side of the Sill River valley (Wipptal), as seen from Mutters (Nockhof).



Fig. 2: The kame terrace (level 8) in Raitis.



Fig. 3: Kame built on the lee-side of the bedrock hill which forms a slope and small mounds on the left. Level 6, N of Patsch. Flat area below is the top of the kame terrace of level 7. Stubai valley is in the right, in the background.

The topmost parts of some kame and kame terrace consist of very fine, usually homogenous, white sand (Mehlsand). Sometimes the sand reveals horizontal bedding and/or contains dropstones (Fig. 4). The sand points to a very calm, stagnant water environment, developed towards the end of the formation of the ice-margin sediments.



Fig. 4: Mehlsand: bedded (left) and homogenous with a dropstone (right). Top of the Kame of level 7, S of Patsch (Gansbichl).

Silt and silty clay, with intercalations of sand, in most cases bedded (varvites) were found in four places: in the Mühlbach valley (1260 m a.s.l. and 1070–1120 m a.s.l., Fig. 5), in Schönberg (1005 m a.s.l.) and in Mieders (Mühltal, 900–920 m a.s.l.). They apparently are indicators of four ice- or moraine-dammed lakes, located on different heights and, thus, of different age.



Fig. 5: Silty clay (varvite) with sand. Mühlbach, ca. 1085 m a.s.l.

Levels

Strikingly well pronounced arrangement of the kame terrace and kame trains on the sides of the valleys encouraged their correlation into local levels. The main direction of the dip of the terraces and the height above the valley floor were the essential basis for the correlation. The heights of terrace edges and flat tops of the kames were measured. Generally, such geometric correlation can be misleading. However, in the present case the kames and terraces could be easily traced, both in the field and on the Digital Elevation Model (DEM) and such danger was substantially reduced.

The highest ice-margin sediments were found on the N slopes of Patscherkofel at 1100–1200 m a.s.l. and on E slopes of Saile (above Kreith, 1100–1180 m a.s.l., level “0”). However, they do not form significant landforms and cannot be used for level estimation. Some even higher placed patches of gravel and sand (up to nearly 1300 m a.s.l. above Kreith) are probably fluvio-glacial fans of the Sagbach River. The remaining kame terraces and kames were grouped into 19 levels (Figs. 6, 7, 9, 10). They were numbered from 1 (the highest) to 19 (the lowest).

Levels 1–4

The four highest are represented by several small fragments of the kame terraces preserved on slopes of Tulfesberg, above Tulfes. The approximate height of level 1 is 380–410 m above the Inn river valley floor (a.r.l.) or 950–980 m above the sea level (a.s.l.), level 2: 360–400 m a.r.l. (930–960 m a.s.l.), level 3: 360–380 m (925–950 m) and level 4: 350–360 m (900–925 m).

Level 5

Fragments of level 5 are much more widespread. A large terrace forms a well-pronounced slope step between Tulfes and Rinn, three smaller terraces occur around Asten and Wiesenhöfe. The height of level 5 is 340–360 m (890–920 m) around Tulfes and 330 m (880–900 m) in the vicinity of Aspen. The level obviously rises slightly towards ENE, i.e. downstream the Inn valley.

Level 6

is marked by few isolated landforms stretching from the lower part of the Stubai valley to Volderwald (Bramor) in the Inntal. Its height is 350 m (1020 m) in Mieders, 330 m (1040 m) in Schönberg, 310 m (980 m) N of Patsch (Fig. 3) and 310 m (890 m) in Bramor. This level is the highest preserved in the Wipptal and Stubaital.

Level 7

today has a slightly smaller extent: from Schönberg to Rans. Its height varies from 300 m (1010 m) in Schönberg and Gansbichl to 285–290 m (960 m) by Goldbichl, to 310–320 m (880–890 m) around Sistrans and 300 m (860 m) NE of Judenstein. Varvites in Schönberg (1005 m a.s.l.) are associated with this level.

Level 8

Terraces and kames that mark level 8 stretch from St. Peter in Wipptal and Mieders in the Stubai valley to Mutters and Volderwald. The level is well pronounced particularly in the Stubai valley and in the Wipptal. The edge of this level is located at a rather stable height of 260 m a.r.l. along the Stubai valley and Wipptal, except for Schönberg where it is slightly higher (270 m). Similar to level 7, the height of level 8 is remarkably greater in the Inn valley just below the Wipptal mouth (320 m), but reduces to 220 m further ENE. Level 8 is the highest of the levels which, consequently, lower along the Inn valley towards ENE (Fig. 6).

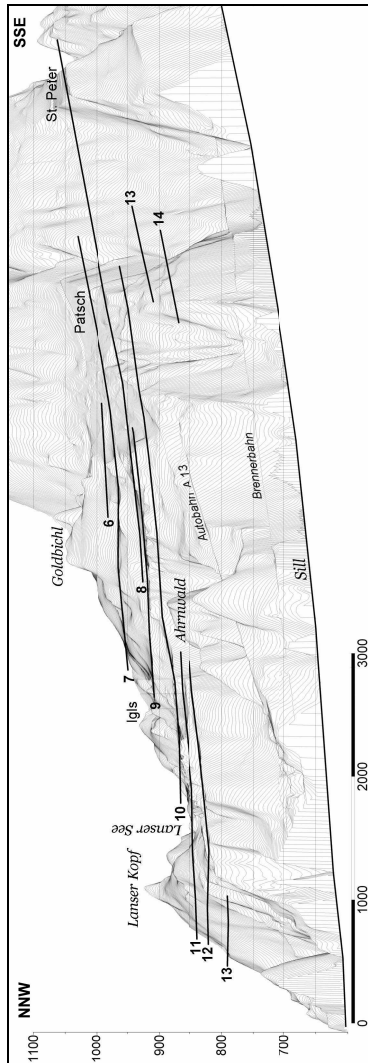


Fig. 6: Correlation of the kame terraces and kames on the ENE side of the Sill valley (Wipptal). Exaggerated 5x.

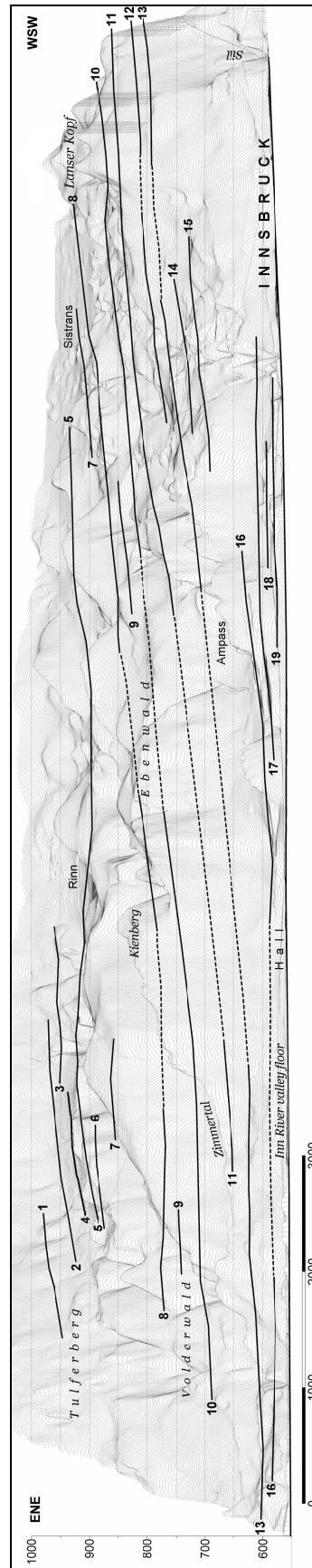


Fig. 7: Correlation of the kame terraces and kames on the SSE side of the Inn valley. Exaggerated 5x.

Level 9

is the next consecutive level of ice-margin sediments and landforms that is clearly seen over almost the whole the study area. In the lower part of the Stubai valley level 9 follows the edge of a “shoulder” at a rather stable height a.s.l. of 930–940 m but at a rapidly growing height above the valley floor, from 90 m at the Mühlthal mouth to 200 m N of Mieders and to 250 m by Patsch. Further N in the Wipptal the height grows only to 260 m (by Igls) and does not change in the Inn valley until it reaches Ebenwald where it decreases to 190 m in Volderwald (Gasteig). Varvites in Mühlthal (900–920 m a.s.l.) are related to this level.

Level 10

The remnants of level 10 are preserved northward of Patsch (Gänsbichl) and continue to Gasteig. In Wipptal the level height is 230–240 m. It grows to 260 m around Igls and then consequently reduces to 170 m in Gasteig. This is the highest level, which appears in the close vicinity of the lakes N of Igls and Lans.

Level 12

The lowest parts of the Wipptal shoulder W and NW of Igls and in Mutters mark level 12. Its height is 200 m above the Sill River. It follows higher levels and disappears around Aldrans. The remaining levels form a series of shelves along the S slope of the Inn River valley, dipping consequently downstream.

Levels 13, 14 and 15

can be traced only in the vicinity of Natters and E of the Sill mouth. Their heights are 160–140 m above the Sill River in Natters and 170–130 m above the Inn SW of Aldrans. Further downstream only level 13 can be traced at the height of 130 m in Ampass and 60 m at the Zimmeral outlet.

Levels 16, 17, 18 and 19

Small fragments of kame terraces and small kame hills represent levels 16, 17, 18 and 19 (Fig. 8). They stretch along the rim of the Inn River valley floor from the vicinity of Ampass to the mouth of the Voldertal River. Their heights do not exceed 15 m above the valley floor.



Fig. 8: Kame terraces of level 16 (on the right) and 17 (in the front). Alluvial Inn River valley floor below, on the left. Ampass.

Phases of deglaciation

The origin of the kame terraces and kames is directly connected to the phases of glacier melting (e.g.: EHLERS, 1996). They form in periods of glacier level stagnation (which does not necessarily mean that the glacier is immobile or inactive). When glaciers thaw and “retreat” quicker, the ice-margin sediments disperse over the slopes and do not form terrace steps nor mounds. Therefore, the kame terrace and kame levels mark glacial phases while the gaps among them mark the period of intense ice thawing. All of them refer to the climax of the glacial period. The phases and their numeration suggested in the present study are informal (Figs. 9 and 10).

The highest recognizable levels (1–4) mark the glacial phases in which the glacier surface stretched as far as the upper edge of “rock terrace”, just at the foothill of the steep slopes of Glungezer. The line of the glacier extent stretched probably further WSW and into the Wipptal and Stubaital, but there are no preserved traces of it in both valleys.

During younger phases, corresponding to levels 5–12, a typical areal deglaciation probably took place on the flat parts of the “rock terrace”. The lines of the glacier extents are very lobate. The highest hills and ridges (Lanser Kopf, Kienberg, Ebenwald, Rinner Bichl) on the terrace were probably nunataks during some phases.

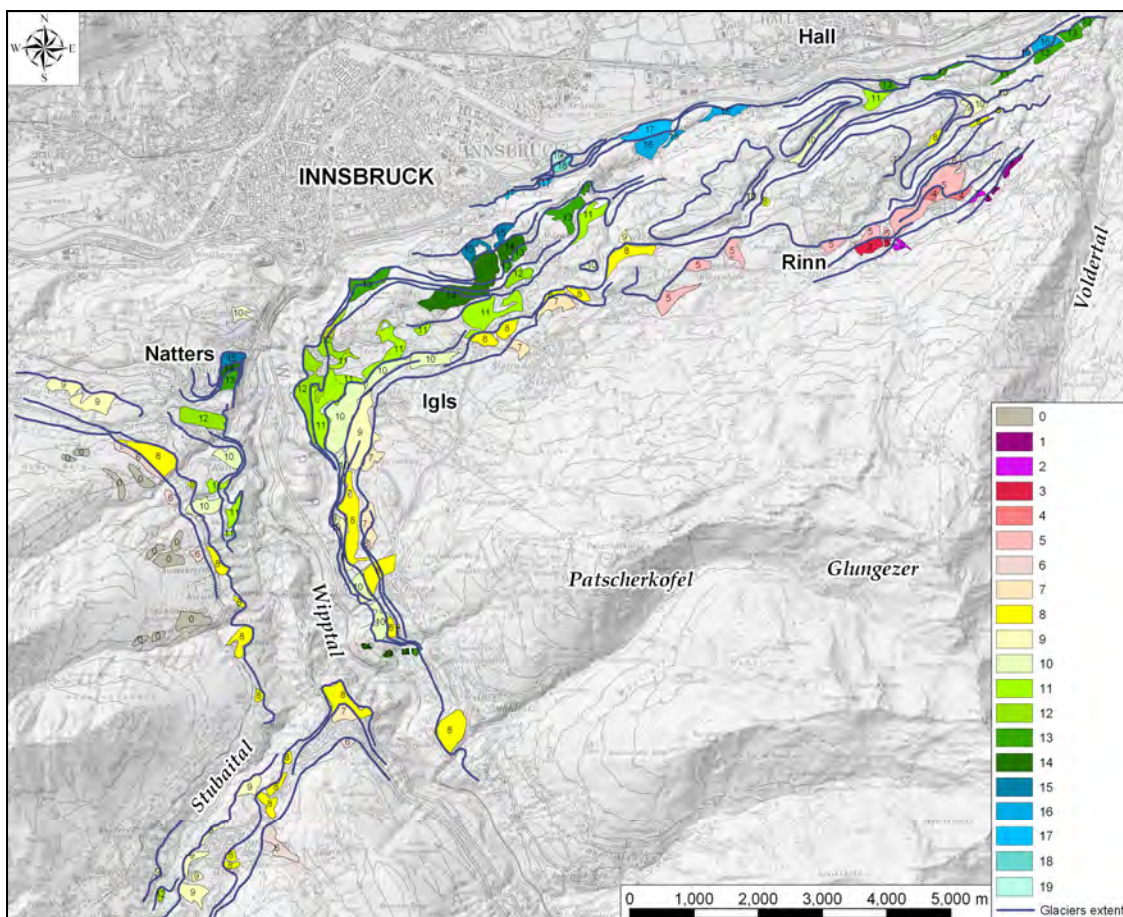


Fig. 9: Levels of the kame terraces and kames and interpreted glacier extents in the Sill and Inn glaciers confluence area.

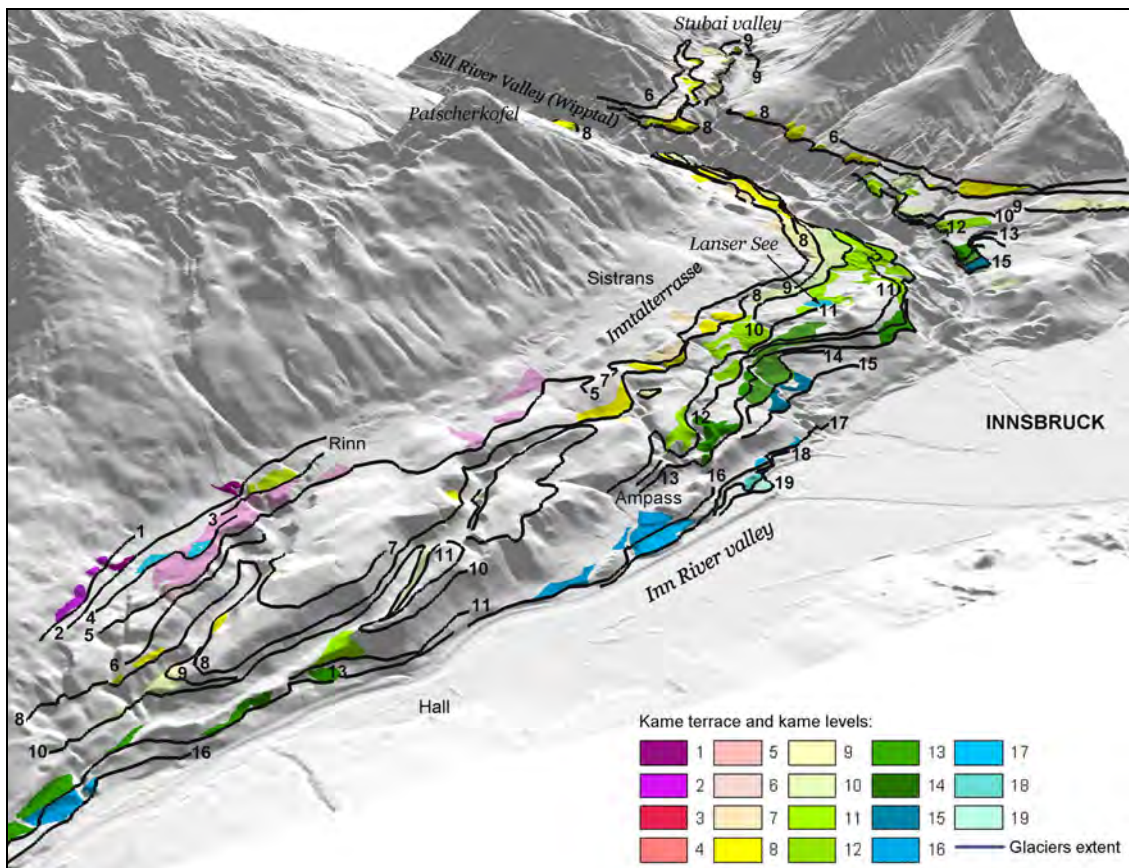


Fig. 10: Levels of the kame terraces and kames and interpreted glacier extents in the Sill and Inn glaciers confluence area. Perspective projection, view from NE.

Phase 8 was probably the last one, during which the glacier in the Wipptal was supplied by the Stubai glacier. During phases 9–12 the lowest part of the Stubai valley, i.e. the deep furrow below Telfs, was filled with long inactive ice tong.

Phases 10 and 11 seem crucial for dating deglaciation phenomena at least in the study area. It applies particularly to the area of the “Lake District”, among Igls, Lans and Lanser Kopf, where two lakes (i.a. Lanser See) and swampy depressions occur (ca. 830–850 m a.s.l.). The glacier of phase 10 reached there the height of ca. 860–880 m a.s.l. Melting, it left dead-ice blocks and fields which preserved depressions in the bedrock eroded earlier by the glacier from being buried under the melt water sediments of the subsequent glacial phase 11. The glacier of phase 11 probably did not enter the area of the “Lake District” but reached the height of ca 830–860 m a.s.l. on E slopes of the Wipptal as well as on NW and N slopes of Lanser Kopf. The area behind Lanser Kopf was a place of intensive deposition of melt water sediments. These sediments now form kame terrace and kames of level 11. One of these kames, forming a very impressive winding hill E of Vill, hosts an archaeological site on top (Fig. 11).

The disappearing of the dead-ice blocks of phase 10, which at the earliest probably took place at the end of phase 11, created the lakes and gave way to the lacustrine sedimentation. The ¹⁴C dating of the peat bog E of the lake Lanser See (PATZELT, 2003) gave the date ca. 14 ka BP (the Oldest Dryas) of the bottom of the sediment. Since then the area of the “rock terrace” has been ice-free.

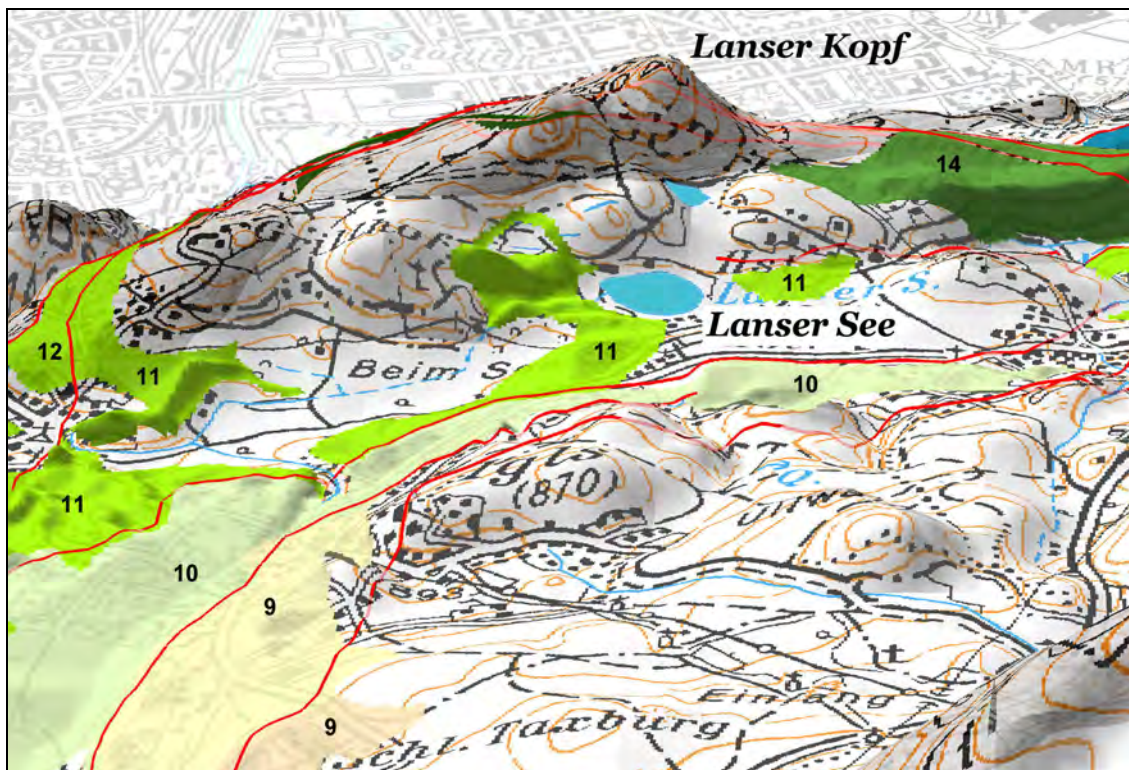


Fig. 11: The lake Lanser See and surroundings: kame terraces and kames of levels 9–14 (numbered) and respective, interpreted extents of the glaciers (red). Innsbruck is in the background. Perspective projection, view from S.

The third lake present in the “Lake District” (Mühlsee, 808 m a.s.l.) is younger and originated probably from the melted dead-ice of phase 11, during phase 12 or 13.

The connection between the Inn glacier and the glaciers in the upper part of the Wipptal was probably broken in phase 10. In younger phases the lowest and the deepest part of the valley was filled with inactive ice.

Finally, levels 15–19 mark terminal phases of Würm, with the Inn valley being filled with dead, dwindling ice-fields.

Except for the data from the Lanser See peat bog there are no more hints for dating the multi-phase deglaciation of the Wipptal forefield. The date of ca. 20,000 years BP (the maximum of the last glaciation) and the ice surface at ca. 2300 m a.s.l. (van HUSEN, 1987) point that the disappearing of the 1450 m thick ice layer lasted ca. 6,000 years. The melting down of the next 300 m of the ice in 10 phases took roughly 2,500–3,000 years.

The surfaces of the glaciers of phases 5–7 and probably earlier phases run horizontally in the Inn valley or even raised up downstream. They were, on one hand, apparently well fed by the Wipptal glacier and, on the other, “pushed off” by it towards the opposite side of the valley. This could have created depressions in the ice E (bigger) and W (smaller) of the confluence. The Inn glacier of phase 8 lost the connection with the Stubai glacier and later, during phase 10, with the Wipptal glacier. The Inn glacier, which no longer was “pushed” towards N, filled the depressions and freely spread over the whole valley. But, getting no more supply from the Wipptal, reduced quickly his thickness downstream. We can easily observe that the kame terraces of levels 8–16 lower in this direction (Fig. 10).

It seems apparent that a dramatic change in the extent of the glaciers and their alimentations areas occurred in the time spanning phases 8 and 10.

References

- EHLERS, J. (1996): Quaternary and glacial geology. – 578 pp., Willey, Chichester.
- GRUBER, W. & WEBER, F. (2003): Ein Beitrag zur Kenntnis des glazial übertieften Inntals westlich von Innsbruck. – Sitzungsber. Abt. I, 210, 3–30.
- HEISEL, W. (1932): Aus: Jb. d. Geol. B.-A., 82, 429–468.
- KERNER v. MARILAUN, F. (1890): Die letzte Vergletscherung der Central-Alpen im Norden des Brenner. – Mitt. der Geogr. Gess., Neue Folge, 23, 309–332.
- PATZELT, G. (2003): Lanser See. – Arbeitstagung 2003 der GBA, Trins, Gschnitztal, 264–266.
- PATZELT G., BORTENSCHLAGER S. & POSCHER G. (1996): Exkursion AI Tirol: Ötztal – Inntal. – Exkursionsführer DEUQUA, Tagung Gmunden. 23 pp., Institut für Hochgebirgsforschung Innsbruck.

Die Thermen von Bad Kleinkirchheim, Blatt ÖK 183 Radenthein

W.H. Kollmann

Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien

Inhalt

1. Geologie
2. Erschließung

I. Geologie

Das beschriebene Thermalwasservorkommen ist an einen Zug von Karstwasser führendem Dolomit der Wetterstein-Formation (Ladin) des Stangalm-Mesozoikums gebunden. Dieser ist durch Überschiebungen des alpinen Gebirgsbaues zwischen praktisch wasserundurchlässigen Glimmerschiefern und Paragneisen des Bundschuh-Priedröf-Komplexes im Liegenden und den Phylliten, Grünschiefern und karbonen Sandsteinen und Konglomeraten (Stangnock-Formation) der Gurktaler Decke im Hangenden eingeschaltet („Sandwich“) (Abb. 1).



Abb. 1: Lage des Thermalwasservorkommens von Bad Kleinkirchheim.

Der ladinische Wettersteindolomit bildet somit das Speichergestein und den Thermalaquifer. Der Obertagsausbiss des Dolomits zeigt eine N–S-Erstreckung von rund 25 km von Innerkrams im Norden bis südlich von Bad Kleinkirchheim, bei einer Breite von knapp über 2 km. Diese Fläche ist als Recharge-Einzugsgebiet wasserwirtschaftlich relevant.

Das von einem Seitenarm des Gurkgletschers geschaffene W–E-verlaufende Hochtal (vom Tiefenbach jetzt in entgegengesetzter Richtung entwässert) durch Bad Kleinkirchheim ist der tiefste Taleinschnitt (1000 bis 1100 m ü.A. Sh.), der diesen Dolomitzug quert und bildet damit die Vorflut. Die weit im Norden und Nordosten (bis Flattnitz) versickernden Niederschlagswässer fließen in einem schüsselförmigen Karstgrundwasserleiter an der zum Altkristallin stauenden Synklinalbasis in tief liegenden Wasserbahnen gegen Süden, werden dabei noch bruchtektonisch versenkt und erwärmt und drängen an der Nordflanke des Kirchheimer Tales zum Austritt.

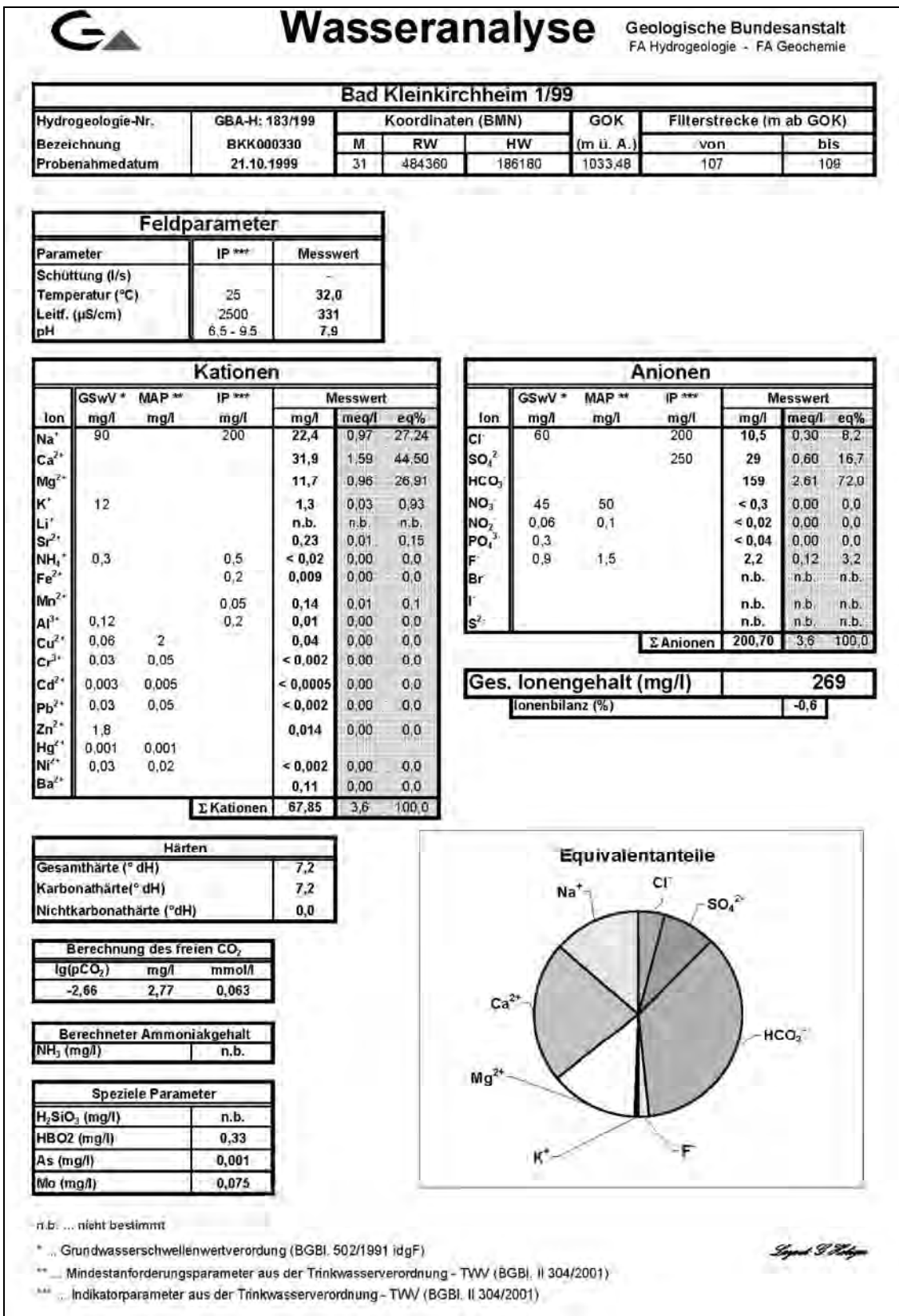
Der Fels im Hochtalboden ist jedoch hier durch eine Überlagerung aus eiszeitlichen Moränen, Seeschlamm und Terrassenschottern bis 40 m unter GOK unvollständig abgedichtet, so dass ursprünglich nur ein bescheidener natürlicher Überlauf mit 21 °C und 5 l/s bei der Katharinenkirche genutzt werden konnte. Erst die neueren Erschließungen seit 1972 mittels Bohrbrunnen im Einfallen des Wettersteindolomits brachten den großen Erfolg der geologischen Prognose. Damit gelang es, den unter artesischem Druck stehenden Hauptzustrom des Thermalwassers im Dischargegebiet des Aigener Bruches freizulegen.

2. Erschließung

Die spätgotische Fialkirche St. Katharina aus der zweiten Hälfte des 15. Jahrhunderts ist über einer in der Unterkirche noch erhaltenen, heute durch Abzweigung von der Transportleitung reaktivierten Fassung der Thermalquelle („Augenquelle“) erbaut worden. 1911 wurden weitere Nebenausritte vor der Kirche gefasst („Katharinenquelle“). Insgesamt flossen damals 5 l/s mit 21 °C frei ab. 1968, 1972 und vor allem 1974 folgten auf Grund dieser Erfahrungen und nach weiteren geologischen, geothermischen und seismischen Untersuchungen die ersten Erschließungen der Thermalwasserführung direkt im Dolomitifels-Untergrund selbst. Durch die beiden Gewinnungsbohrbrunnen 1/74 und 2/74, die Tiefen von 94,0 und 126,6 m erreichten, wird bis heute die Versorgung mit konstanter und steigerbarer Schüttung von 23 l/sec mit damaligen Temperaturen bis zu 36 °C sichergestellt.

Versuche erweisen eindeutig den hydraulischen Zusammenhang des gesamten Thermalwasserzustromes, demgemäß sich die Absenkung des Druckspiegels durch die Pumpentnahme aus den Tiefbrunnen in einer Schwächung des freien Überlaufes an den Kirchenbrunnen auswirkt, was aber nach Abschalten der Pumpen reversibel ist und ein Wiederanspringen der Quellen nach kurzer Zeit zur Folge hat. Nach den bisherigen Messreihen machen sich starke Niederschlagsperioden erst mit einer Verzögerung von ungefähr einem Monat in einer Erhöhung des Thermalwasserüberlaufes bemerkbar, worin wohl ein Beleg dafür gegeben ist, dass das Thermalwasser auf sehr langen (MVZ 16.700 ¹⁴C-Jahre) und tief im Berginneren liegenden Wegen dem Austrittsbereich der Heilquellen zuströmt.

Durch zu starke Förderung (<27 l/s) erniedrigten sich die Temperaturen bis auf 29 °C (1994). Einen Erfolg für die nachhaltige Gewinnung brachten die im BBK-Projekt KA35 (Thermalwassermodell) empfohlenen Drosselungsmaßnahmen, die nun eine Temperaturerhöhung bis 31,5 °C und keinen befürchteten Flush durch irreversible Gesteinsabkühlung zur Folge haben. Ein weiterer Erfolg gelang 1999 mit einer 200 m ET Neuerschließung durch eine luftbetriebene Imlochhammerbohrung, die im Teufenabschnitt 107–109 m (Störungsverschnitt mit dem Aigener Bruch) die höchsten Temperaturen mit 32 °C erbrachte (siehe Tab. 1, Analyse: 1/99).



Tab. I: Tabelle zur Wasseranalyse von Bad Kleinkirchheim. Analyse: 1/99

GINS

Digitales Geologisches Informationssystem Kärnten – ein Werkzeug für nachhaltige Raumentwicklung

**R. Bäk¹, U. Eberhart², F. Goldschmidt³,
G. Letouzé-Zezula⁴ und H. Oswalder⁵**

^{1, 2, 3, 5}: Amt der Kärntner Landesregierung, 9020 Klagenfurt.

⁴: Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien.

Inhalt

1. Einleitung
2. Inhalt des Geologischen Informationssystems
 - 2.1. Geologische Kartenwerke als Grundlage für angewandte geologische Bearbeitungen
 - 2.1.1. Digitale Geologische Karten von Kärnten, Maßstab 1 : 50.000
(Zeitraum 2002–2004)
 - 2.1.2. Baurohstoffpotential Kärnten – Locker- und Festgesteine
 - 2.1.3. Hydrogeologische Karte Maßstab 1 : 200.000
 - 2.1.4. Geochemie von Kärnten – Aufbereitung vorhandener punktförmiger Daten
und ergänzende Untersuchungen
 - 2.1.5. Georisikopotential Kärnten
 - 2.2. Datenbanken zum Erfassen und Sammeln von geologischen Informationen
3. Nutzen und Nutzer des Informationssystems
4. Dank
5. Literatur

1. Einleitung

Nachhaltige Entwicklung erfordert eine auf die Interessen und Bedürfnisse der heutigen und zukünftigen Generationen abgestimmte Raumnutzung und Ressourcenbewirtschaftung, die die Erfüllung dieser Bedürfnisse auch in Zukunft sicherstellt. Für die Sicherung der Qualität des Lebensraumes bildet ein die raumrelevanten Ressourcen schonendes Bewirtschaften die entscheidende Grundlage. Dies setzt die Kenntnis über die raumbedeutsamen, räumlich gebundenen regionalen Ressourcen (Rohstoffe, Wasservorkommen) voraus. Eine nachhaltige Raumnutzung setzt auch voraus, dass bei der räumlichen Festlegung des Dauersiedlungsraumes und der zugehörigen Infrastruktur auf die alpinen Gefahrenpotenziale Bedacht genommen wird.

Die regionalen geologischen Verhältnisse stellen für eine nachhaltige Entwicklung der Regionen (nachhaltige Raumnutzung) eine der raumbedeutsamen Grundlagen dar, die für die gesamtheitliche Nutzung für interdisziplinäre Auswertungen, für Interpretationen, für Umweltbewertungen und für -monitoring benötigt werden. Zu den raumgebundenen, nicht vermehrbaren Ressourcen zählen z.B. Baurohstoffe sowie Wasservorkommen höchster Qualität. Diese raumgebundenen Ressourcen stehen in Konkurrenz mit der intensiven Raumnutzung unseres alpinen Landes. Die Kenntnis der räumlichen Verteilung potentieller Vorkommen von Rohstoff-

fen und Wasser ist für ein nachhaltiges Wirtschaften unerlässlich, sodass dem Erfassen der Grundlagen mit modernen Informationstechnologien zur Sicherung der zukünftigen Nutzbarkeit der Ressourcen entscheidende Bedeutung für eine regionale nachhaltige Entwicklung zukommt.

Zur Darstellung der landesgeologischen Verhältnisse bzw. Erfassen der fachspezifischen Informationen (Bohrungen, Rohstoffabbau, Wasservorkommen, Expertisen) wird im Rahmen des Kärntner Geographischen Informationssystems (KAGIS) ein Geologisches Informationssystem (GINS) entwickelt, das sich in das Konzept einer elektronischen Landesverwaltung einfügt und dem gesetzlichen Auftrag des Amtes der Kärntner Landesregierung, im Raumordnungskataster die raumbedeutsamen Grundlagen zu sammeln, entspricht (LGBl. 76/1969 idGF. 86/1996, §2, Abs. 13 und §7).

2. Inhalt des Geologischen Informationssystems

Die Grundlage geologischer Informationen bildet die geologische Karte: Sie beinhaltet die flächenhafte Darstellung der Verbreitung von Gesteinsschichten mit bestimmter Zusammensetzung bzw. mit bestimmten Eigenschaften.

Zur Bewertungen der Eigenschaften und räumlichen Darstellung von geologischen Schichten sind zusätzliche fachspezifische Informationen, die im Rahmen von Untergrunderkundungen (Bohrungen, Geophysikalische Untersuchungen), im Zuge von Gewinnungstätigkeiten (Rohstoffabbau und Wassergewinnungen), Studien und Expertisen (Geologisches Landesarchiv) gewonnen werden, notwendig. Das vorhandene geowissenschaftliche Datenmaterial wird in Fachdatenbanken wie Bohrloch-, Rohstoff-, Geochemiedatenbank übergeführt, für interdisziplinäre Auswertungen zusammengeführt und über moderne Informationstechnologien unter Berücksichtigung von Urheberrecht und Datenschutz zugänglich bzw. nutzbar gemacht.

Durch das Vernetzen digitaler geologischer Karten und Fachdatenbanken (relationale Datenbanken und Metadatenbanken) werden digitale Themenkarten wie Rohstoffpotentialkarten, hydrogeologische Karten, geogene Gefahrenhinweiskarten, Bodenzustandskarte und Naturraumpotentialkarten entwickelt, in denen die raumbedeutsamen Grundlagendaten für den Raumordnungskataster zusammengeführt werden.

Das Geologische Informationssystem wird erst durch das vorgenannte Verknüpfen von digitalen geologischen Karten mit fachspezifischen Datenbanken zu einem relevanten Planungsinstrument.

Das „Geologische Informationssystem“ beim Land Kärnten fügt sich in das Konzept von Datenerfassung, Sammeln und Darstellen raumbedeutsamer Grundlagen in das Kärntner Geographische Informationssystem und Wasserinformationssystem als Modul ein.

Die Klimaentwicklung lässt für den alpinen Raum eine Zunahme des Gefahrenpotentials (Massenbewegungen, Hochwasser, etc.) erwarten. Mit dem Übereinkommen zum Schutze der Alpen (Alpenkonvention, Protokoll Bodenschutz) verpflichten sich die Signatarstaaten zum Erfassen (Kartieren) und Bewerten geogener Gefahren sowie zu einer Berichtspflicht über getroffenen Maßnahmen. Die paläoklimatologische Entwicklung im Konnex mit prähistorisch / historischen geogenen Ereignissen bildet unter anderem die Grundlage für eine Abschätzung der zukünftigen Entwicklung und der Ereigniswahrscheinlichkeit. Die bekannten geogenen Gefährdungsbereiche (Massenbewegungen) werden in einer Karte der Phänomene dargestellt, mit georeferenzierten Ereignismeldungen überlagert und daraus werden Gefahrenhinweiskarten entwickelt. Diese Hinweiskarten können als Grundlage für Raumplanung und Prioritätenbildung für Schutzmaßnahmen herangezogen werden.

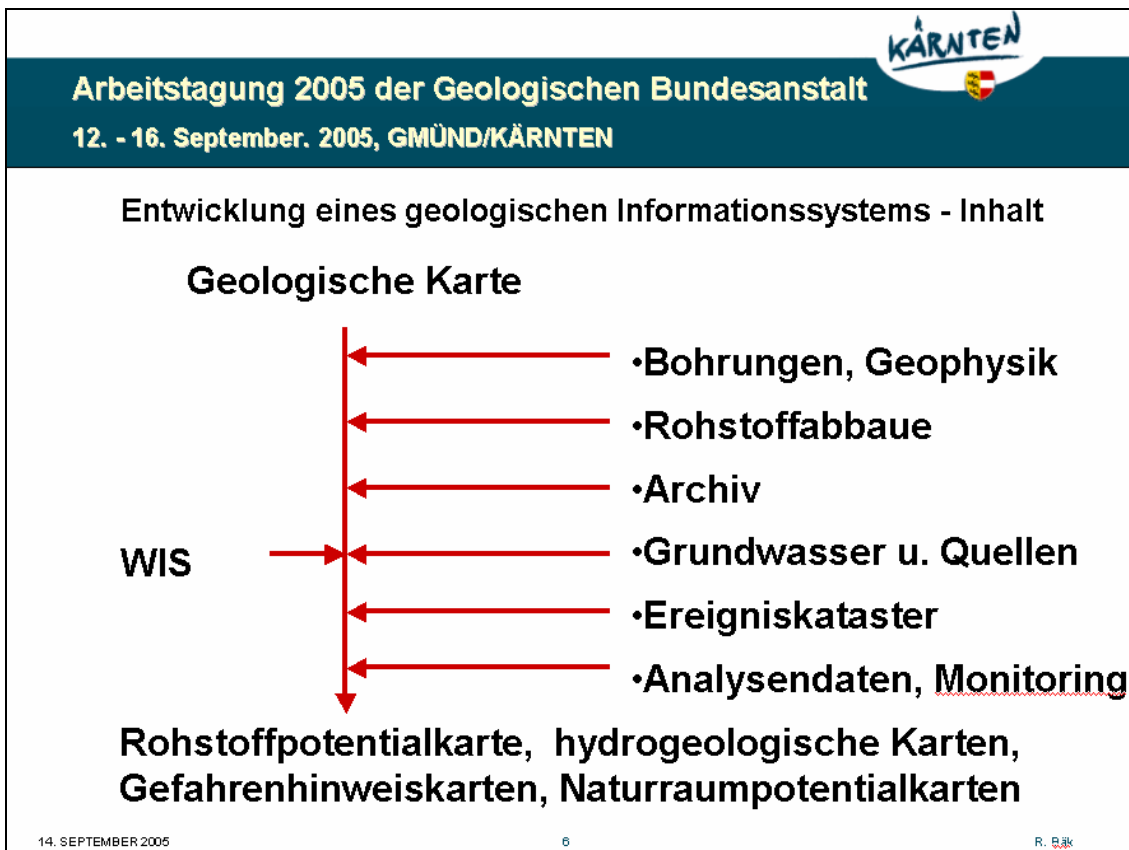


Abb. 1: Inhalt und Konzept des Geologischen Informationssystems

2.1. Geologische Kartenwerke als Grundlage für angewandte geologische Bearbeitungen

2.1.1. Digitale Geologische Karten von Kärnten, Maßstab 1 : 50.000 (Zeitraum 2002–2004)

Die analogen geologischen Karten Kärntens sind innerhalb einer breiten Zeitspanne entstanden, weisen daher einen unterschiedlichen Bearbeitungsstand auf, so dass das Zusammenführen zu einer blattschnittfreien digitalen Karte kaum möglich ist. Außerdem wirken sich die unterschiedlichen Betrachtungsweisen der Bearbeiter auf den Inhalt der Kartenwerke aus. Trotzdem bilden diese geologischen Karten die Basis für weiterführende angewandte geologische Interpretationen. Deshalb wurde in einem mehrjährigen Projekt von der Geologischen Bundesanstalt eine digitale geologische Arbeitskarte für Kärnten entwickelt, die bei Neuauflagen von Kartenblättern durch Austausch des jeweiligen Arbeitsblattes auf den jeweils neueren Stand gebracht werden kann.

Dieses Kartenmaterial bildet in Verknüpfung mit den Datenbanken (Bohrloch-, Rohstoffabbau-, Archiv-, Ereignis- und Geochemie-metadatenbank) die Basis für die Entwicklung von Themenkarten, wie Rohstoffpotential-, Hydrogeologie- und geogene Gefahrenzonenkarten. Die digitalen geologischen Karten werden zu dem für die Interpretation der geochemischen Eigenschaften der Böden, Bachsedimente und Ablagerungen benötigt. Die Datenbanken liefern zudem die für die Überarbeitung von Kartenblättern notwendigen kleinräumigen Zusatzinformationen.

2.1.2. Baurohstoffpotential Kärnten – Locker- und Festgesteine

Die Rohstoffpotentialkarten sind für den Raumordnungskataster erforderlich, der laut Kärntner Raumordnungsgesetz vom Amt der Kärntner Landesregierung zum Erfassen der raumrelevanten Grundlagen anzulegen ist. Mit der Darstellung der flächenhaften Ausbreitung der für die Gewinnung von Baurohstoffen geeigneten Schichten kann im Rahmen der Raumplanung im Interesse einer nachhaltigen Entwicklung (ressourcenschonende Raumnutzung) sichergestellt werden, dass entsprechend dem Auftrag der KROG §2 Abs. 13 die Rohstoffvorkommen von widersprechenden Raumnutzungen freigehalten werden können.



Abb. 2: Lockergesteinskarte von Kärnten

2.1.3. Hydrogeologische Karte Maßstab 1 : 200.000

Zu einer gesunden Ernährung gehört die qualitative und quantitative Sicherung des „Lebensmittels Wasser“. Deshalb kommt der nachhaltigen Entwicklung der Versorgungs- und Entsorgungsstrukturen von Siedlungsräumen prioritäre Bedeutung zu. Heil- und Thermalquellen haben in der Gesundheitsvorsorge einen hohen Stellenwert. Die Vorkommen sind zu erfassen, Fragen der Erschließungs- und Nutzungsmöglichkeit zu klären.

Die hydrogeologische Karte bildet die Grundlage für eine an die geologischen Rahmenbedingungen abgestimmte wasserwirtschaftliche Planung in Kärnten. Durch die flächenhafte Darstellung von Grund- und Karstwasserspeichern kann dem gesetzlichen Auftrag laut KROG §2 entsprochen werden, d.h. in der zukünftigen Raumnutzung auf die Ressourcen qualifiziert Bedacht genommen und Wasservorkommen von Nutzungen frei gehalten werden, die eine zukünftige Nutzung unterbinden würden.

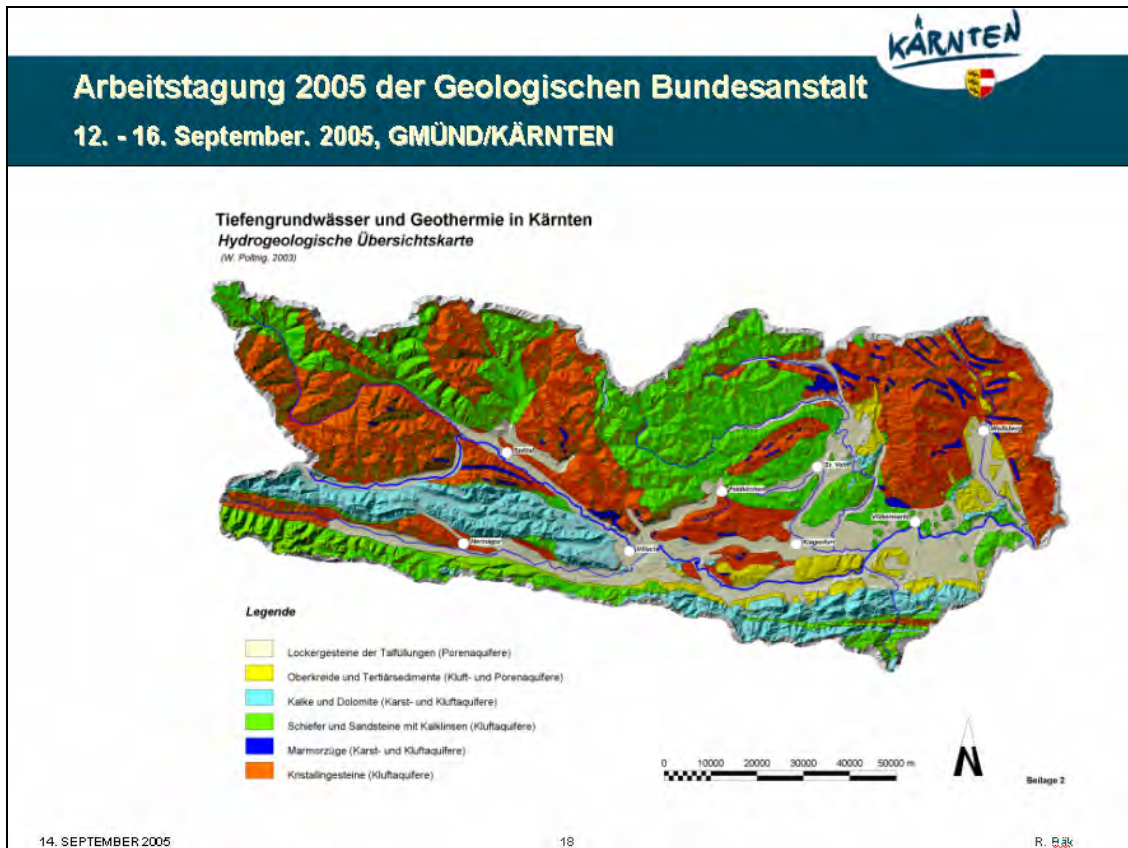


Abb. 3: Hydrogeologische Übersichtskarte

2.1.4. Geochemie von Kärnten – Aufbereitung vorhandener punktförmiger Daten und ergänzende Untersuchungen

Die punktuellen geochemischen Informationen in Überlagerung mit der geologischen digitalen Karte ermöglicht die raumbezogene Auswertung der geochemischen Eigenschaften der Schichten (Böden). Das Verschneiden der punktuellen geochemischen Informationen mit den geologischen Basiskarten erlaubt das Erfassen der Hintergrundwerte und möglicher nicht erkannter anthropogener Beeinflussungen. Gebiete mit geogen und/oder anthropogen erhöhten Hintergrundwerten sollen erfasst werden und das Risiko für die Schutzgüter Boden, Grundwasser und Biosphäre bewertet werden. Zu diesem Zweck ist eine integrale Datenbank mit räumlichen und qualitativen geologischen, hydrogeologischen und bodenkundlichen Daten zu schaffen, um eine nachhaltige, ressourcenschonende Bewirtschaftung und geordnete Raumnutzung gewährleisten zu können.

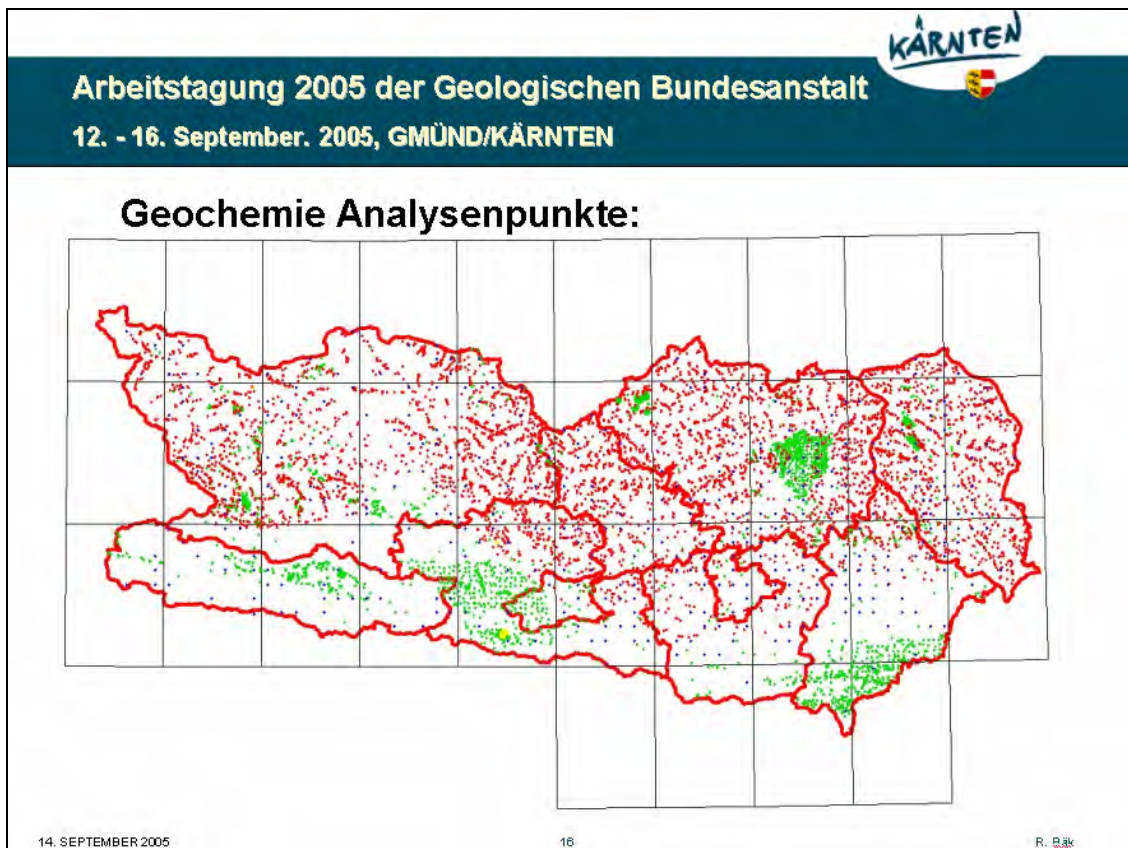


Abb. 4: Georeferenzierte Darstellung vorhandener geochemischer Untersuchungen in Kärnten

2.1.5. Georisikopotential Kärnten

Im alpinen Raum kommt es witterungsbedingt zu geogenen Gefährdungen von Infrastruktur und Siedlungsgebieten durch Massenbewegungen unterschiedlicher räumlicher Dimension und Bewegungsraten. Die Schadensgebiete sind nach Lage, Zeitablauf und Häufigkeit zu erfassen und mit dem geologischen Hintergrund (digitale geologische Karte) für eine Gefahrenbewertung zu überlagern. Mit einer geogenen Gefahrenzonenkarte soll gewährleistet werden, dass die zukünftige Raumnutzung mit diesem Gefahrenpotential im Einklang steht und Prioritäten für Schutzbauten in Abhängigkeit vom Risikopotential gesetzt werden können.

Die bekannten geogenen Gefährdungsbereiche (Massenbewegungen) werden in einer Karte der Phänomene dargestellt und die in diversen Archiven dokumentierten Ereignisse (z.B. geologisches Archiv des Landes, Archiv des forsttechnischen Dienstes der Wildbach- und Lawinerverbauung, Sektion Villach) in einem Ereigniskataster georeferenziert digital erfasst. Durch das Verschneiden der Datensätze in einer GIS-Applikation wird eine Gefahrenhinweiskarte entwickelt werden. Diese Hinweiskarte kann als Grundlage für Raumplanung und zur Prioritätenbildung für Schutzmaßnahmen herangezogen werden.

2.2. Datenbanken zum Erfassen und Sammeln von geologischen Informationen

Im Zuge von ingenieurgeologischen und hydrogeologischen Expertisen und Studien werden lokal geologische Daten erhoben bzw. werden durch Untersuchungen (Detailkartierung, Bohrungen, Schürfe, Monitoring) neue Kenntnisse gewonnen, die als zeitlose Informationen verwaltet und für neue Fragestellung im angewandten geologischen Bereich zur Verfügung gehalten werden sollen. Dafür bieten sich relationale Datenbanken an, wodurch ein Zugriff über geographische Informationssysteme auf Informationen wesentlich erleichtert wird und über Intranet bzw. Internet die allgemeine Verfügbarkeit gewährleistet ist.

Expertisen und Studien unterschiedlichster Inhalte und unterschiedlichster Qualität werden themen- und lagebezogen in einer Archivdatenbank als Metadatenätze verwaltet. Die Bearbeitungspunkte werden themenbezogen in einer GIS-Applikation visualisiert und damit für andere Fachabteilungen des Landes zugänglich gemacht.

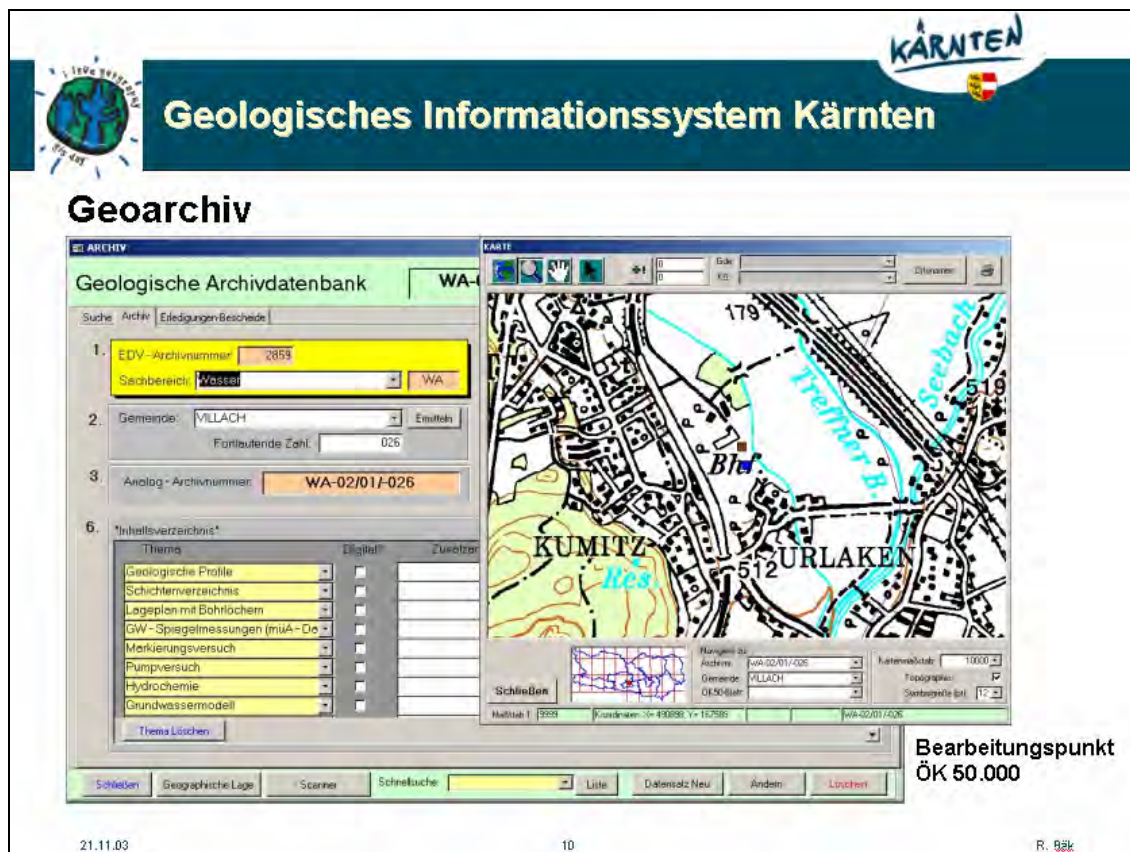


Abb. 5: Archivdatenbank – Stammdatenblatt mit Metainformationen zu Inhalt und Lagedarstellung

Auf der selben Basis werden die Bohrlochdaten des Landes verwaltet, wobei durch Kooperationen mit anderen Körperschaften versucht wird, möglichst viele Archive zu erfassen (Bohrlochdatenbank). Neben Bohrungen, die im Zuge des Straßenbaues angelegt wurden, werden jene der Elektrizitätswirtschaft und der Bahn miteingefasst. Allgemein zugänglich werden die Metadaten (Lage, Bezeichnung, Bauvorhaben und Auftraggeber) sein, die Bohrergebnisse selbst sind jeweils beim Urheber auszuheben.

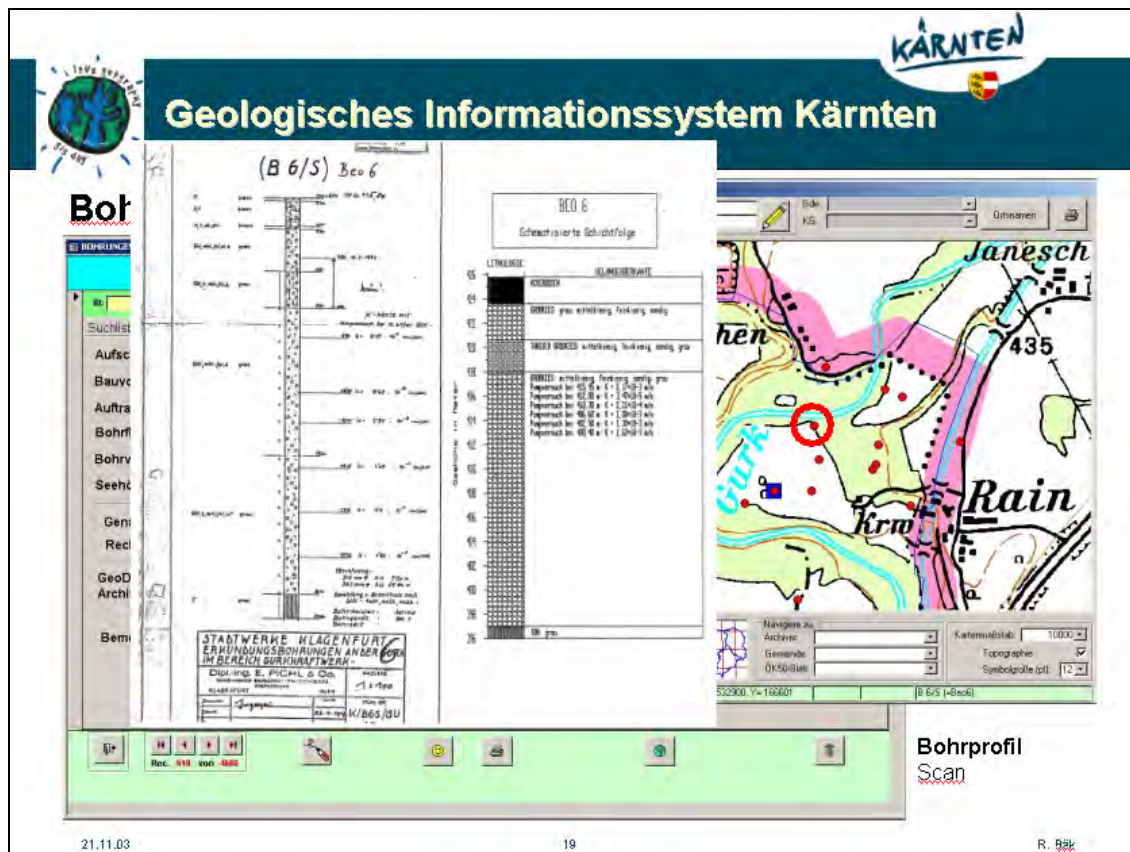


Abb. 6: Bohrlochdatenbank – Stammdaten mit Lagebezug und gescannten Bohrprotokollen

In der Rohstoffabbaudatenbank werden Informationen über Nutzungen von Gesteinen gesammelt. Die Zuordnung zu lithologischen Einheiten ermöglicht eine bessere Beschreibung der potenziellen Nutzbarkeit geologischer Schichten als Rohstoff. Dies ersetzt zwar nicht die erforderliche Detailuntersuchung vor einer Erschließung, gibt aber Auskunft über eine potenzielle Verwertbarkeit.

Der Ereigniskataster dient der Visualisierung von bekannten Ereignissen von Massenbewegungen, wobei die Ereignisse nach Art der Bewegung und Dimension unterschieden werden. Mit Erfassen des Datums des Ereignisses und der Lage wird versucht, eine Häufigkeit bestimmter Ereignistypen in einer Region zu erfassen.

Die geochemische Datenbank wird eine statistische Erfassung geochemischer Informationen zu geologischen Einheiten ermöglichen. Damit sollen geogene Hintergrundwerte geologischer lithologischer Einheiten sowie die geogenen Abweichungen von Durchschnittswerten (Rohstoffvorkommen) bzw. anthropogene Einflussnahmen erfasst werden.

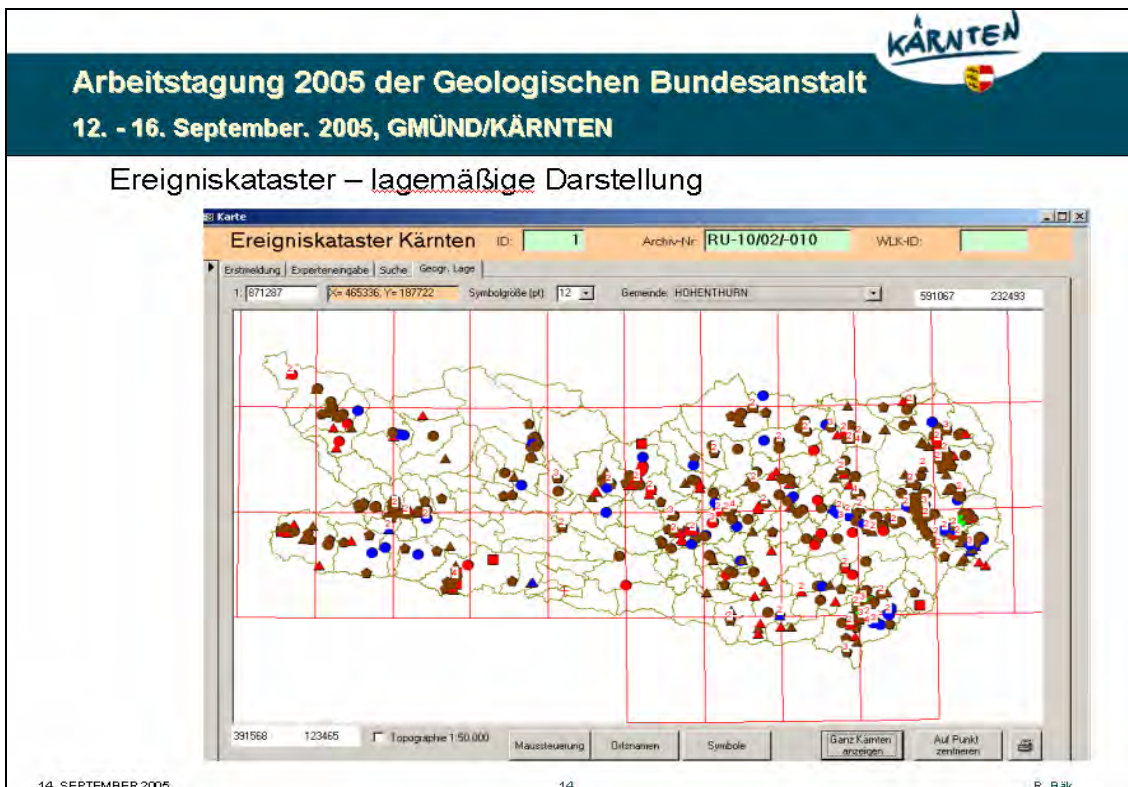


Abb. 7: Ereigniskataster – Lagepunkte von Massenbewegungen

3. Nutzen und Nutzer des Informationssystems

Mit dem geologischen Informationssystem werden für den Sachverständigendienst Basisinformationen zur Verfügung gestellt, die eine qualifizierte Beratung von Fachabteilungen des Landes zu Projekten, von Antragstellern bei der Projekterstellung für Behördenverfahren und die Prüfung von Angaben in Projekten auf den fachlichen Inhalt erlauben. Das geologische Informationssystem ermöglicht bei Studien und Entwicklung von regionalen Entwicklungskonzepten bzw. Flächenwidmungsplänen eine Abstimmung auf die naturräumlichen Gegebenheiten, so dass eine nachhaltige Raumplanung und -nutzung unter Berücksichtigung geologischer Rahmenbedingungen (z.B. Rohstoff- und Grundwasserressourcen, Standortsicherheit und Standsicherheit von Bauvorhaben und Infrastruktur) möglich wird.

Durch den breit gestreuten Ansatz des Informationssystems bietet es für alle Fachabteilungen des Landes für Fragestellungen, die mit dem Untergrund (Geologie) im Konnex stehen, eine verbesserte Basisinformation. Durch eine Intranet-Applikation wird der Zugang zu den Informationen sicher gestellt.

Als Anwendungsbeispiel für den Nutzen des GINS wird das Generalgutachten zum Flächenwidmungsplan Lendorf angeführt. Die Beurteilung erfolgte im Hinblick auf Rohstoffreserven, Wasservorkommen und deren Schutz sowie auf die Frage der Standortsicherheit von Bauland am Hühnersberg. Der Hühnersberg war bei den Unwettern 1965 und 1975 von zahlreichen, durch konzentrierten Oberflächenabfluss induzierten, oberflächlichen Rutschungen betroffen. Lockergesteinskarte und Archivdatenbank mit den in den letzten Jahrzehnten fachlichen Baugrundbeurteilungen sowie Schadensmeldungen bildeten die Basis für eine nachvollziehbare Bewertung des vorgelegten Flächenwidmungsplans.



Abb. 8: Flächenwidmungsplan Lendorf: Beurteilung der Standortsicherheit von Bauland am Hühnersberg

Dank

Voraussetzung für die Entwicklung des Informationssystems war die Bereitschaft vom BMBWK und BMWA im Rahmen der Bund/Bundesländer-Kooperations-Forschung, sich an den Projektmodulen zu beteiligen. Für die Unterstützung durch Dr. Kolarsky in seiner Funktion als Koordinator beim BMBWK sowie Prof. Dr. Weber beim BMWA als Koordinator für den österreichischen Rohstoffplan dürfen wir uns bei diesen Vertretern bedanken. Dem Projektpartner GBA gebührt für die kompetente Projektentwicklung fachliche Anerkennung.

Literatur

- ATZENHOFER, B., LETOUZÉ-ZEZULA, G., HEINRICH, M., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., MOSHAMMER, B., POSCH-TRÖZMÜLLER, G. & SCHIEGL, M. (2003): Digitale geologische Karte Kärnten. – Unveröff. Bericht Bund-Bundesländer-Proj. K-C-025/02, Bibl. Geol. Bundesanst. / Wiss. Archiv, 6 Bl., 4 Beil., Wien.
- BÄK, R., HEINRICH, M. & LETOUZÉ-ZEZULA, G. (2003): GIS-based assessment of aggregates in Carinthia (Austria). – *Geologija*, 46/2, 333–338, Ljubljana.

- BERKA, R., SCHUBERT, G. & LETOUZÉ-ZEZULA, G. (2004): Hydrogeologische Karte Kärnten – Erstellung einer intranetfähigen Digitalen Hydrogeologischen Karte des Bundeslandes Kärnten. – 1. Unveröffentl. Zwischenbericht Projekt KC-27 der Bund-/Bundesländerkooperation, Bibl. Geol. Bundesanst. / Wiss. Archiv, 13 S., 3 Tab., Wien.
- HEINRICH, M. & LIPIARSKI, P. (2003): Erfassung des Baurohstoffpotenzials in Kärnten Phase 2: Festgesteine. – Unveröff. Bericht 1. Jahr, Jahresbericht Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt K-C-023/F/2002-03, Bibl. Geol. Bundesanst. / Wiss. Archiv, 12 Bl., 2 Beil., Wien.
- HEINRICH, M. & LIPIARSKI, P. (2004): Erfassung des Baurohstoffpotenzials in Kärnten Phase 2: Festgesteine. – Unveröff. Zwischenbericht 2. Jahr, Jahresbericht Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt K-C-023/F/2002-03, Geol. Bundesanst. / FA Rohstoffgeologie, 11 Bl., 2 Beil., Wien.
- HEINRICH, M., REITNER, H., LIPIARSKI, P. & UNTERSWEIG, T. (2004): Bundesweite Vorsorge Lockergesteine – Bericht über die Arbeiten für die Projektjahre 1999 und 2000 mit Schwerpunkt Kärnten und Oberösterreich. – Unveröff. Bericht, Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-043, Bibl. Geol. Bundesanst. / Wiss. Archiv, 47 Blatt, 13 Abb., 7 Tab., 7 Beil., Wien.
- HOFMANN, Th. (2001): Geostudienlokalitäten – Kärnten Darstellung und Dokumentation ausgewählter geowissenschaftlicher Studienlokationen („Exkursionspunkte“) in Österreich unter besonderer Berücksichtigung von Mineralrohstoff-Vorkommen bzw. -Lagerstätten. – Unveröff. Bericht Bund-/Bundesländer-Projekt Ü-LG-045 / K-C-022/1998, Geol. Bundesanst. / Wiss. Archiv, 17 Bl., 1 Abb., Anh. illustr., Wien.
- KOÇIU, A., LETOUZÉ-ZEZULA, G. & LIPIARSKI, P. (2004): Georisiko-Potenzial Kärnten – Entwicklung einer GIS basierten Gefahrenhinweiskarte betreffend Massenbewegungen auf Grundlage einer digitalen geologischen Karte (1 : 50.000) und eines georeferenzierten Ereigniskatasters. – 1. Zwischenbericht zum Projektteil Ereigniskataster im Programm Naturgefahren Kärnten, Projekt KC-29 der Bund-/Bundesländerkooperation, Bibl. Geol. Bundesanst. / Wiss. Archiv, 18 S., 2 Tab., 8 Abb., Wien.
- KOÇIU, A., LETOUZÉ-ZEZULA, G., GRÖSEL, K. & EBERHART, U. (2005): Entwicklung einer GIS basierten Gefahrenhinweiskarte betreffend Massenbewegungen auf Grundlage einer digitalen geologischen Karte (1 : 50.000) und eines georeferenzierten Ereigniskatasters. – 2. Zwischenbericht zum Projektteil 10 Luftbilderhebungen im Programm Naturgefahren Kärnten, Projekt KC-29 der Bund-/Bundesländerkooperation, Bibl. Geol. Bundesanst. / Wiss. Archiv, 21 Seiten, 2 Tab., 8 Abb., 1 Anh., Wien.
- LIPIARSKI, P., PIRKL, H. & SCHEDL, A. (2003): Metadatendokumentation Geochemie Kärnten. Aufbereitung georelevanter Kärntner Datensätze zum Eintrag in das Landes-Geoinformationssystem GinS im Hinblick auf eine Bewältigung angewandt-geologischer, speziell rohstoffgeologischer Fragestellungen ... – Unveröff. Bericht Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt K-C-026/2002, Bibl. Geol. Bundesanst. / Wiss. Archiv / FA Roh, 31 S., 4 Abb., 4 Tab., 2 Anh., 1 Beil., Wien.
- MOSHAMMER, B., LIPIARSKI, P. & HEINRICH, M. (2001): Erfassung des Baurohstoffpotentials in Kärnten Phase I: Lockergesteine. – Unveröff. Ber. Bund/Bundesländer-Rohstoffproj. K-C-023/2000-01, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 31 S., 3 Abb., 4 Tab., 3 Anh., Wien.
- MOSHAMMER, B., LIPIARSKI, P. & HEINRICH, M. (2002): Erfassung des Baurohstoffpotentials in Kärnten Phase I: Lockergesteine. Arbeitsbericht April 2001 – Dezember 2001. – Unveröff. Bericht Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt K-C-023/2000-01, Bibl. Geol. Bundesanst. / Wiss. Archiv, iii+46 Bl., illustr., 6 Anh., Wien.
- MOSHAMMER, B., POSCH-TRÖZMÜLLER, G., LIPIARSKI, P., REITNER, H. & HEINRICH, M. (2002): Erfassung des Baurohstoffpotentials in Kärnten Phase I: Lockergesteine. – Unveröff. Endbericht Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt K-C-023/2000-01, Bibl. Geol. Bundesanst. / Wiss. Archiv, iv+77 Bl., illustr., 3 Beil., 5 Anh., Wien.

Die Digitale Kompilierte Geologische Karte von Kärnten

**G. Letouzé-Zezula (Projektltg.), B. Atzenhofer, R. Berka, M. Heinrich,
B. Moshhammer, I. Lipiarska, P. Lipiarski, W. Poltnig¹, G. Posch-Trözmüller,
R. Schuster, Th. Untersweg.**

¹ Joanneum Research Forschungsges. m.b.H., 8010 Graz
Alle anderen: Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien

Inhalt

Digitales Produkt im Testbetrieb
Nicht frei von Inhomogenitäten
Verwaltung in Personal GeoDatabase
Grundlage zur Lösung angewandt-geologischer Fragestellungen
Idealziel Österreichische Geo-Daten-Basis
Literatur

Digitales Produkt im Testbetrieb

Die Arbeiten an der Digitalen Kompilierten Geologischen Karte Kärnten wurden im Jahre 2002 als Projekt der Bund-/Bundesländerkooperation (Code KC-25) gestartet, der gegenüber dem ursprünglichen Antrag verzögerte Abschluss ist für Ende 2005 geplant. Die Finanzierung erfolgte aus Mitteln zum Vollzug des Lagerstättengesetzes und Mitteln des Landes Kärnten, die Durchführung der Arbeiten oblag der Geologischen Bundesanstalt: Die Redaktion der Arbeiten übernahm die Fachabteilung Rohstoffgeologie, wesentliche Unterstützung kam von den regional befassen Aufnahmogeologen der Hauptabteilung Geologische Landesaufnahme sowie der Fachabteilung Kartographie und Graphik des Hauses.

Zur Arbeitstagung 2005 der Geologischen Bundesanstalt wird ein Stand präsentiert, der nur mehr finaler Überarbeitungen bedarf und der im Intranet des Landes Kärnten bereits im Testbetrieb läuft.

Nicht frei von Inhomogenitäten

Die Digitale Kompilierte Geologische Karte Kärntens ist eine Zusammenstellung der fachlich besten, verfügbaren geologischen Kartenunterlagen des Landesgebietes. Es gehört zum Wesen eines kompilierten Kartenwerkes, dass Quellen unterschiedlichen Alters, denen mitunter unterschiedliche geowissenschaftliche Auffassungen zugrundeliegen aneinandergefügt werden. Daraus resultiert eine Zusammenstellung, die nicht frei von sichtbaren Bearbeitungsgrenzen und fachlichen Inhomogenitäten ist. Die digitale Verarbeitung und der Aufbau des Kartenwerkes erlaubt es allerdings jederzeit, fachliche Verbesserungen vorzunehmen bzw. neue Erkenntnisse einzufügen. Auch wenn als Projekt nahezu abgeschlossen, ist das vorliegende Kartenwerk als „work in progress“ zu verstehen, das – wie alle digitalen Daten – weiterer formaler und fachlicher Pflege bedarf.

Konkret wird am vorliegenden Ergebnis sichtbar,

- dass der Südteil des Landes Kärnten homogen und zusammenhängend kartiert vorliegt,
- dass für die Kristallingebiete im Nordwesten des Bundeslandes ein solch homogener Status mittelfristig erst erreicht werden muss. Der mittelfristige Kartierungsplan der GBA weist einen dementsprechenden Schwerpunkt auf den ÖK-Blättern 180 und 181 auf!
- dass bearbeitungsbedingte Schwächen unterschiedlicher Natur im Bereich des Gurktaler Deckensystems und bei den älteren Bearbeitungen entlang der steirischen Grenze im Norden des Bundeslandes Kärnten bestehen,
- dass sich im Bereich der Saualpe / Koralpe ein zufriedenstellendes Bild ergibt, sieht man von den Disharmonien im Nordbereich der GÖK 187 zu den angrenzenden Blättern ab.

Verwaltung in Personal GeoDatabase

Folgende Prinzipien gelten bzw. folgende prinzipielle Arbeitsschritte wurden bei der Erstellung der „Digitalen Geologischen Karte von Kärnten“ gegangen:

- Ausgabemaßstab ist 1 : 50.000, zugrundeliegen die morphographischen Daten des ÖK-50-Kartenwerkes des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen.
- Die Datenverwaltung erfolgt mit ESRI® ArcGIS™ 9.0 unter Windows auf Basis einer Personal GeoDatabase.
- Die Bearbeitung erfolgt auf Basis des ÖK-50-Rasters, wobei alle Blattrand-Polygone von den Konturen des Blattschnittes begrenzt sind. Geologische Flächen, die auf ein Nebenblatt reichen, finden dort als ein eigenständiges Polygon ihre Fortsetzung und sind dort gesondert attribuiert.
- Die Kartengrundlagen für die digitale Geologische Karte Kärnten wurden teilweise in der digitalen Form übernommen und teilweise aus analogen Kartengrundlagen in die digitale Form gebracht. Die eingescannten Karten wurden im GIS-Modul ArcMap™ am Bildschirm digitalisiert, weil diese Arbeitstechnik die genauesten Ergebnisse liefert. Die so vorbereiteten Kartenausschnitte wurden nachher in einer Personal GeoDatabase als MS Access®-Datenbank abgespeichert. Als letzter Arbeitsgang wurde nach Aufbau der Topologie die Karte von kleinen Editierfehlern bereinigt.
- Die fertig digitalisierte und bereinigte Karte wurde attribuiert, wobei ein Feld CODE1 zu der Attributtabelle hinzugefügt wurde. Dieses Feld, z.B. „154-HEL.001“, beinhaltet die Nummer des ÖK-50-Blattes (154-), ein Namenskürzel des bearbeitenden / kartierenden Geologen (HEL für HELLERSCHMIDT-ALBER) und die fortlaufende Nummer des Polygons auf diesem Kartenblatt (001). Handelt es sich um eine publizierte GÖK-50 wird der Name des Autors nicht gesondert angeführt, wohl aber für in dieser Karte überarbeitete Bereiche. Darüber hinausreichende Informationen (z.B. bibliographische Zitate) werden in der Folge über die Umhüllende (Connex Hull) des Bearbeitungs-/ Kartierungsgebietes mit den inliegenden Polygonen verknüpft.

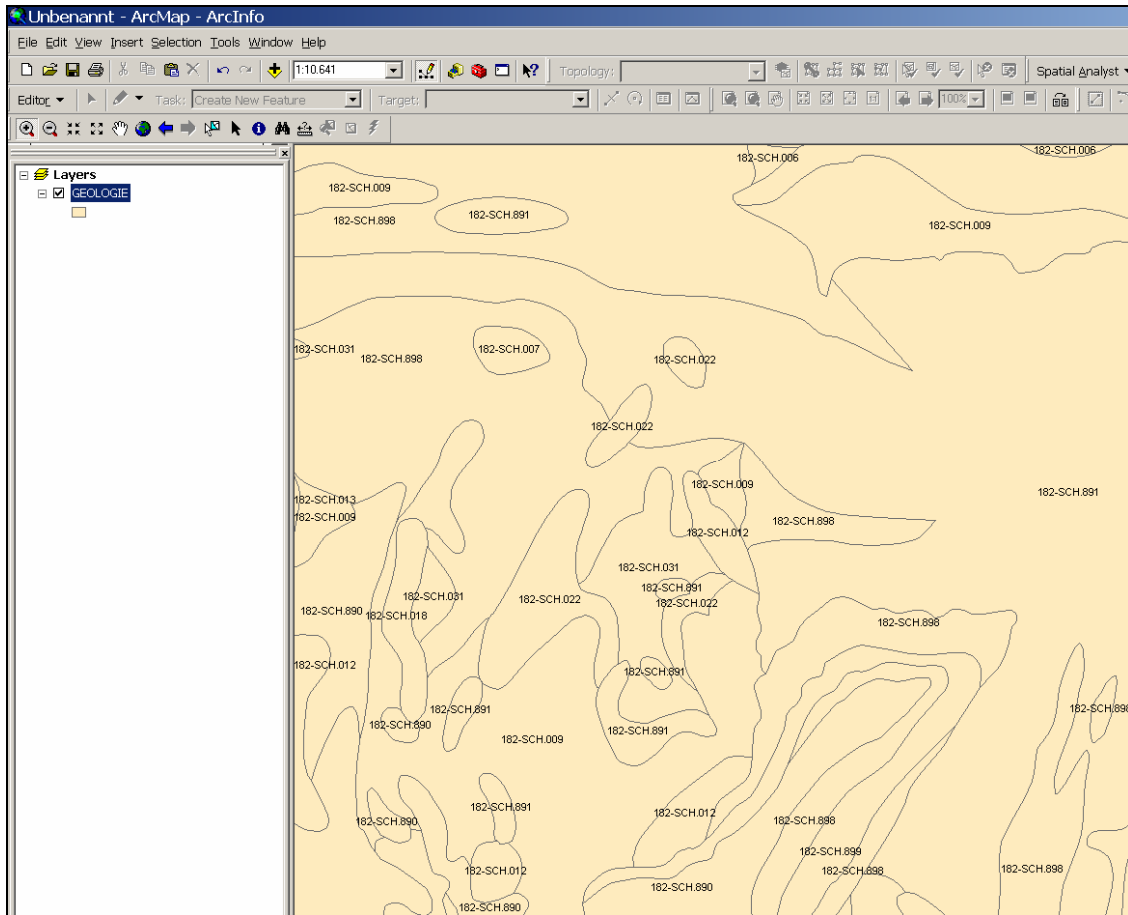


Abb. 1: Attributierung nach Autor (GÖK 182 NW)

- Zusätzlich zum Legenden-Attribut bekommt jedes Polygon der Karte auch eine Zuordnung zur tektonischen Karte Kärnten (Feld TEKTONIK in der GeoDatabase). Diese Attributierung muss deshalb auf der Polygonbasis erfolgen, weil manchmal eine lithologische Einheit zu mehr als einer tektonischen Einheit gehört.
- Die attributierte Karte wird über das Feld CODE1 mit der ÖK-50-Tabelle verknüpft. Das ist jene Tabelle, in der alle ursprünglichen Legendeneinträge abgelegt werden. In dieser Tabelle sind auch Spalten vorhanden, welche die Zuordnung zu Generallegende der Fest- und Lockergesteine ermöglichen.

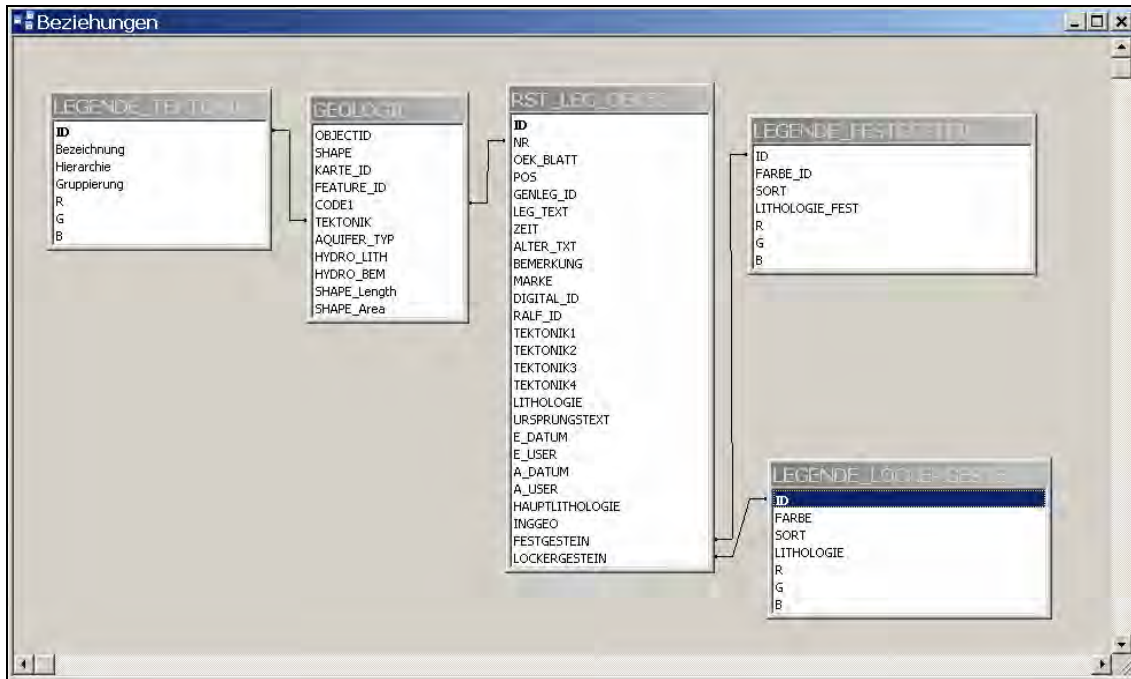


Abb. 2: Beziehungen zwischen den Legendentabellen

- Für die Farbgebung am Bildschirm und für Ausdrücke wurde zu jeder der drei Legenden (Festgesteine, Lockergesteine, Tektonik) eine ArcMap™-Layer-Datei erstellt. Für die Intranet-/Internet-Darstellung wurden die Legenden um die RGB-Farbwerte ergänzt.

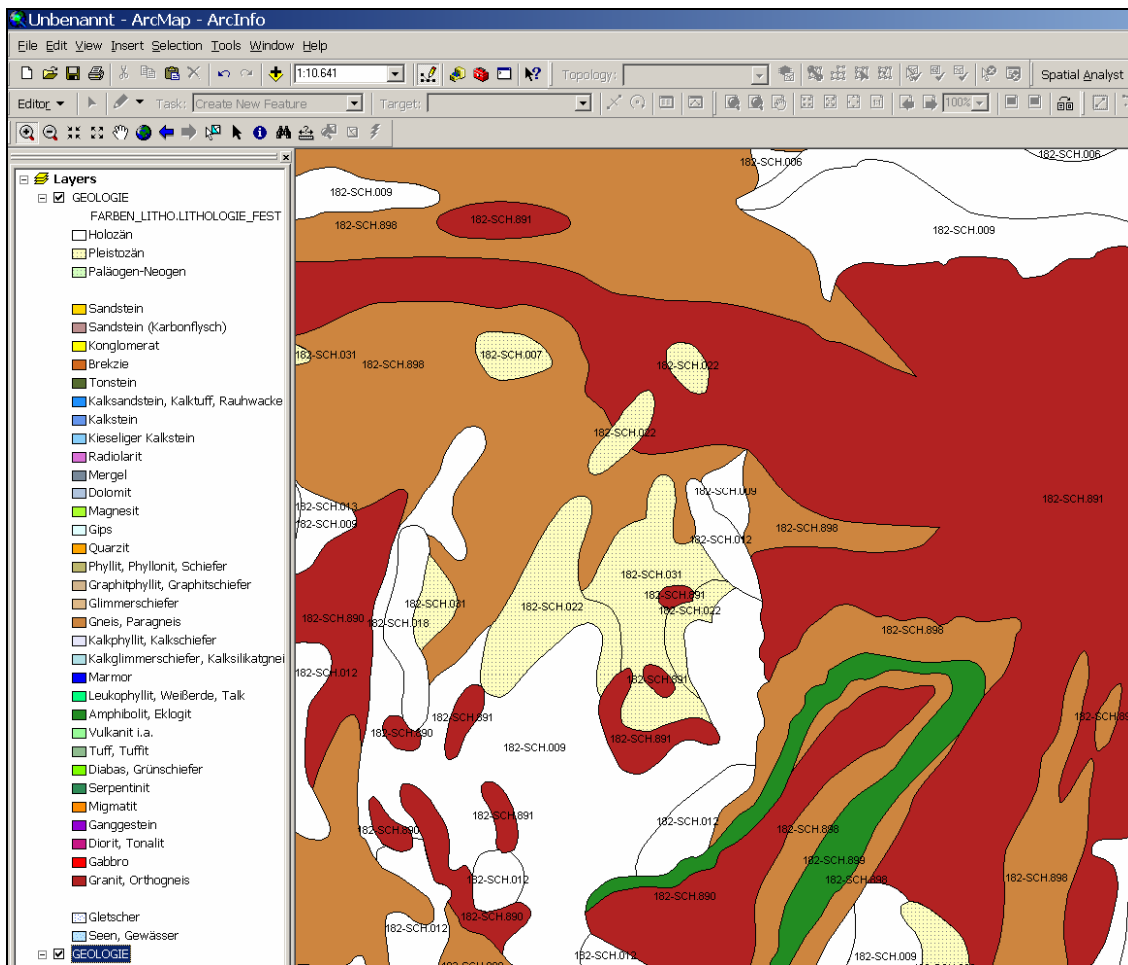


Abb. 3: Farbgebung nach lithologischer Attributierung (GÖK 182 NW)

Grundlage zur Lösung angewandt-geologischer Fragestellungen

Die Attributierung nach lithologischen und tektonischen Gesichtspunkten macht das Kartenwerk zum geeigneten Ausgangspunkt lagerstättengeologischer, hydrogeologischer sowie ingenurgeologischer Bearbeitungen – zumal auch die Rückverfolgung zum Autor der geologischen Originalgrundlage und zur entsprechenden Literatur offen liegt. An abgeleiteten Themenkarten liegt bereits die Karte der Lockergesteine vor, in rascher Folge werden eine Karte der Festgesteine, eine hydrogeologische Karte sowie die Gefahrenhinweiskarte für Massenbewegungen entstehen.

Das vorliegende digitale Kartenwerk wird in einer geringeren Auflösung und einer speziellen Attributierung als Grundlage für Darstellungen des Österreichischen Rohstoffplanes Verwendung finden und kurzfristig als Ausgangspunkt für eine Geologische Übersichtskarte Kärntens 1 : 200.000 dienen.

Idealziel Österreichische Geo-Daten-Basis

Es ist ein Bestreben der Geologischen Bundesanstalt, ähnlich konfigurierte digitale Kartenwerke auch in anderen Bundesländern entstehen zu sehen bzw. diese in Auftrag zu bekommen. Vergleichbar detaillierte Daten liegen schon aus den Bundesländern Oberösterreich und der Steiermark vor. Bei voranschreitender Server-Technologie und entsprechend liberaler Datenpolitik lässt sich als derzeitiges Idealziel formulieren, an der Geologischen Bundesanstalt eine einzige Geo-Daten-Basis für ganz Österreich warten und aktuell halten zu können, auf die zumindest aus allen geologischen Landesdiensten eine rasche und unkomplizierte Zugriffsmöglichkeit besteht.

Literatur

- ATZENHOFER, B., LETOUZÉ-ZEZULA, G., HEINRICH, M., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., MOSHAMMER, B., POSCH-TRÖZMÜLLER, G. & SCHIEGL, M. (2003): Digitale geologische Karte Kärnten. – Unveröff. Bericht Bund-Bundesländer-Proj. KC-025/02, Bibl. Geol. Bundesanst. / Wiss. Archiv, 6 Bl., 4 Beil., Wien.
- ATZENHOFER, B., LETOUZÉ-ZEZULA, G., HEINRICH, M., LIPIARSKA, I. & LIPIARSKI, P. (2004): Digitale geologische Karte Kärnten. – GIS-Generierung einer geologischen Arbeitskarte von Kärnten als Basis weiterführender rohstoff- und angewandt-geologischer Bearbeitungen. – Unveröff. Bericht Bund-Bundesländer-Proj. KC-025/02, Bibl. Geol. Bundesanst. / Wiss. Archiv, 6 Bl., 2 Beil., Wien.

Ereigniskataster und Karte der Phänomene als Werkzeuge zur Darstellung geogener Naturgefahren (Massenbewegungen)

R. Bäk¹, U. Eberhart², F. Goldschmidt³, A. Koçiu⁴, G. Letouzé-Zezula⁵, P. Lipiarski⁶

^{1, 2, 3:} Amt der Kärntner Landesregierung, 9020 Klagenfurt;

^{4, 5, 6:} Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien.

Inhalt

Einleitung

Ereigniskataster

Projekt

Inhalt und Struktur

Karte der Phänomene

Anwendung bzw. Nutzen des Ereigniskatasters für Massenbewegungen und der Karte der Phänomene

Einleitung

Verschiedene Ereignisse in der Vergangenheit haben gezeigt, dass den geogenen Gefahren im alpinen Raum oft nicht alleine mit Schutz- oder Sicherungsmaßnahmen begegnet werden kann. Die Forderung, die Nutzung des alpinen Raumes den natürlichen Gegebenheiten anzupassen, hat nach wie vor ihre Gültigkeit (vorbeugende Maßnahme).

Der erste Schritt liegt in der Gefahrendokumentation. Für das Erfassen und Darstellen naturräumlicher Gefahren bestehen in Österreich rechtliche Verpflichtungen (Kärntner Raumordnungsgesetz, Forstgesetz, Wasserrechtsgesetz, Durchführung der Alpenkonvention, Protokoll Bodenschutz). Dieses Erfassen, Dokumentieren und räumliche Darstellen von Gefahren bildet die Grundlage für die Entwicklung von Strategien zum Schutz vor Naturgefahren.

Im Bereich der Wildbach- und Lawinenverbauung und im Flussbau existiert seit vielen Jahrzehnten die Aufzeichnung und Dokumentation von Naturereignissen wie Hochwasser, Muren und Lawinen. Steinschläge, Felsstürze, Rutschungen und Erdströme wurden von verschiedenen Stellen (Landesgeologie, WLV, Straßenverwaltung) wahrgenommen und registriert. Diese Informationen müssen für eine Beurteilung des Gefahrenpotentials zusammengeführt werden. Mit dem Ereigniskataster für Massenbewegungen wird diese Lücke geschlossen.

Ereigniskataster

Projekt

Der Ereigniskataster ist Teil des Projektes „Naturgefahren Kärnten“, das als Gemeinschaftsprojekt zwischen der WLV und den Abteilungen 10F, 15 GB, 18, 20 durchgeführt wird. Im Ereigniskataster sollen alle Naturgefahren-Ereignisse registriert, archiviert und für Auswertungen zugänglich gemacht werden. In diesem Beitrag soll im Detail auf den Ereigniskataster für Massenbewegungen eingegangen werden.

Inhalt und Struktur

Der Ereigniskataster ist ein Verzeichnis beobachteter Ereignisse. Er umfasst Angaben zum Prozess, zum Wirkungsbereich und zu den auslösenden Faktoren. Die Aufzeichnung eines Ereignisses kann in Abhängigkeit der eintragenden Person (qualifizierter Laie, Experte) in verschiedenen Detaillierungsgraden erfolgen. Diese Ereignisdokumentation gibt mindestens Antwort auf die Fragen, **was** sich **wann**, **wo** und in **welchem Ausmaß** ereignet hat.

Beim Ereigniskataster handelt es sich um relationale Oracle-Datenbank: Die Meldungen über Ereignisse können mittels Webportal eingelagert werden. Um einheitlich strukturierte Meldungen zu erhalten, wurde eine Eingabemaske entwickelt, in der die wesentlichen Angaben und Begriffe vorgegeben und wählbar sind.

Abb. 1: Eingabemaske des Ereigniskatasters für Massenbewegungen.

In der Eingabemaske werden in erster Linie die wichtigsten Angaben zu Lage, Größe sowie Zeitpunkt des Ereignisses und der Erhebung eingetragen. Auf Grund unterschiedlicher Datenqualitäten (Altdaten, aktuelle Ereignisse) sind für diese Angaben verschiedene Detaillierungsgrade vorgesehen (**M** für gemessen, **A** für angeschätzt, **X** für ungefähre Lage und **O** für Lage bzw. Angabe unbekannt).

Darüber hinaus sind die Art des Ereignisses, die Gemeinde, der Erheber, der Bearbeiter sowie der Auslöser anzugeben. Für Art des Ereignisses und Auslöser werden die Begriffe durch Listen vorgegeben. Für allfällige zusätzliche Bemerkungen ist ein eigenes Textfeld vorgesehen.

Zu den verschiedenen Massenbewegungsarten existieren Skizzen mit Begriffserläuterungen, die auch dem qualifizierten Laien (Forsttechniker, Straßenmeister, Baudienst der Gemeinde) erlauben eine Zuordnung zu treffen (Abb. 2).

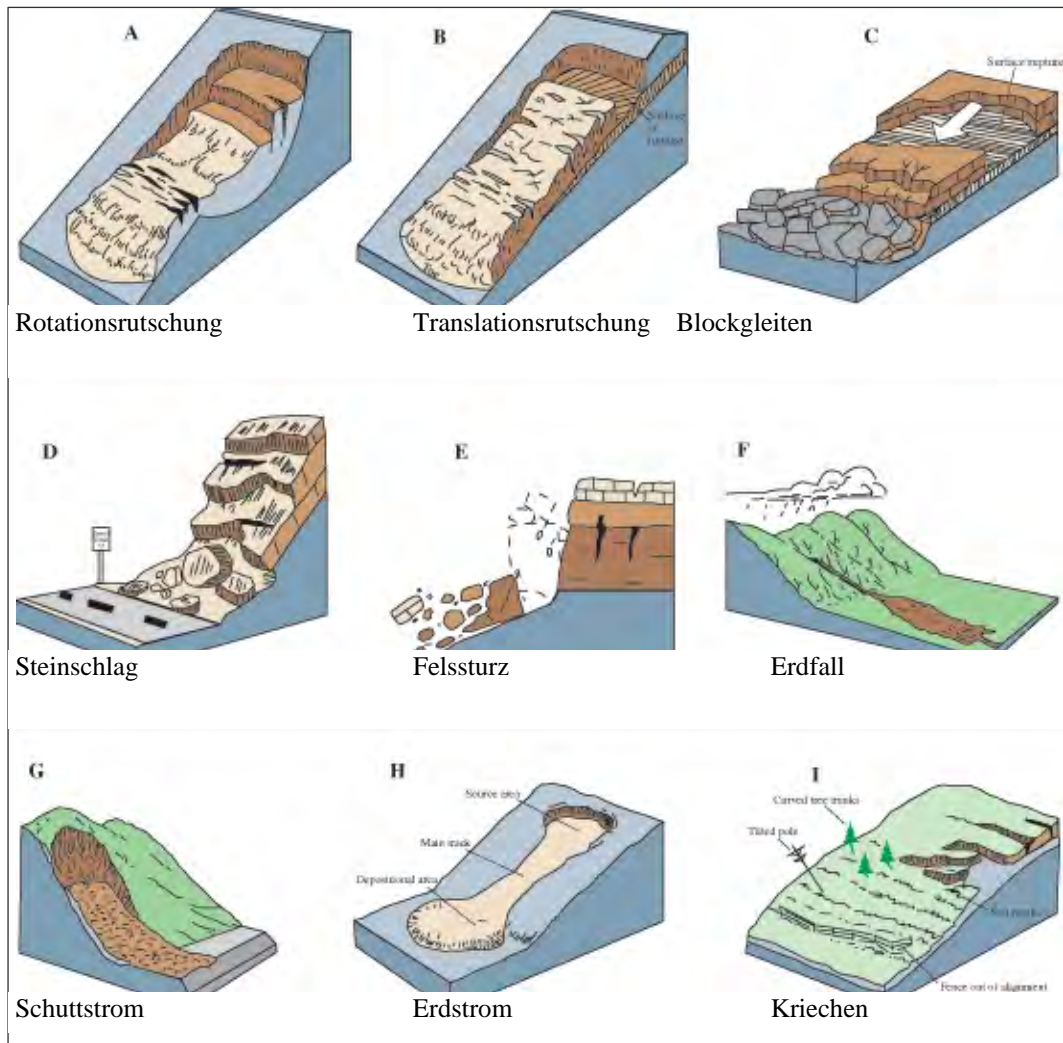


Abb. 2: Arten von Massenbewegungen (Darstellungen aus IDNDR-Projekt und USGS verändert)

Die Ereignisse werden lagemäßig in einer Karte abgespeichert, wodurch ein Auffinden nach Örtlichkeit möglich wird. Durch verschiedene Symbole und Farben können die Art der Bewegung und die Größenordnung eines Ereignisses rasch visuell erfasst werden.

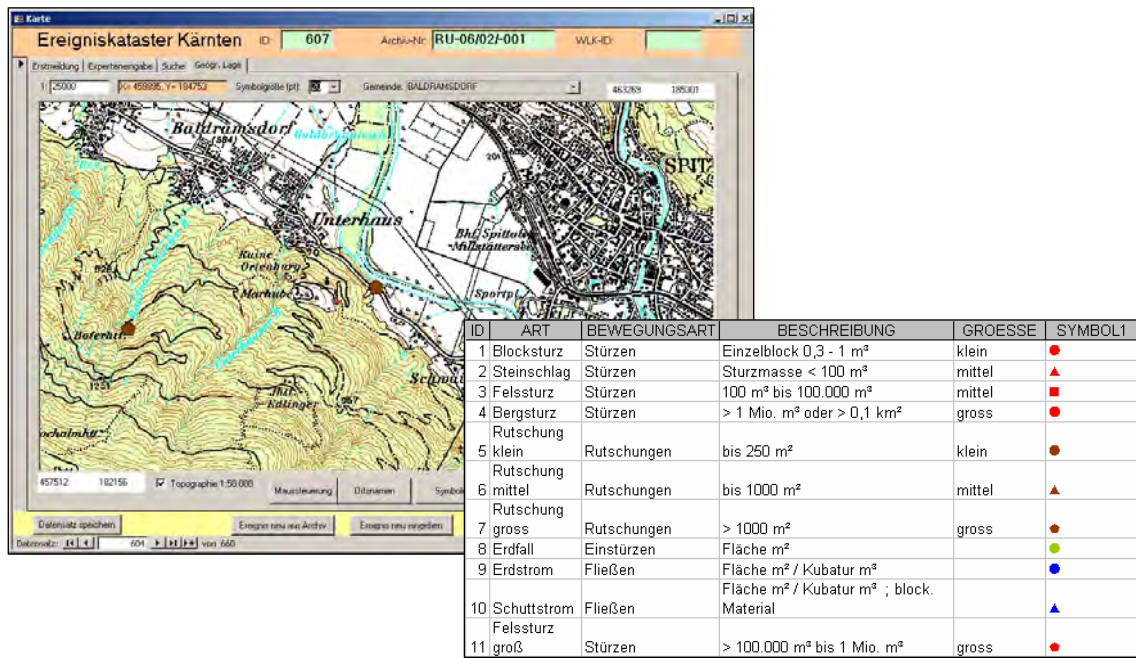


Abb. 3: Karte der Ereignisse – Massenbewegungen, Symbolzuordnung

Aus dem geologischen Archiv der Abt.15 Uabt. GB wurden die bisher vorliegenden Daten über Massenbewegungen zu einem großen Teil bereits in den Ereigniskataster eingelagert.

Zu den einzelnen Ereignispunkten lassen sich weitere detailliertere Daten (Fotodokumentation, Detailpläne, ev. Gutachten etc.) digital hinzufügen.

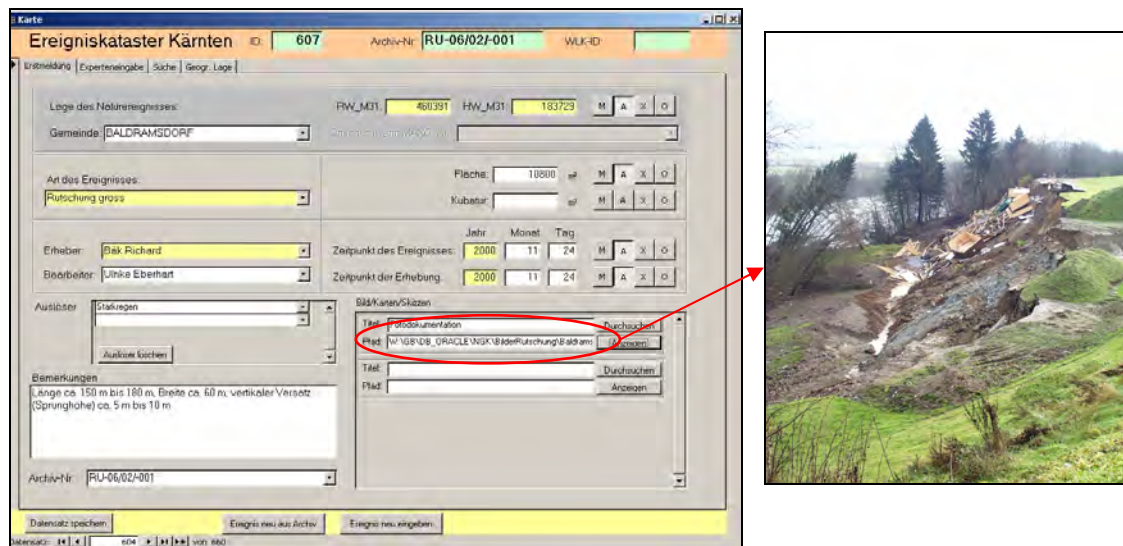


Abb. 4: Verknüpfung mit Fotodokumentation

Karte der Phänomene

Die geologische Karte enthält bereits vereinzelt Informationen, die auf Massenbewegungen hindeuten. So finden sich z.B. Flächen, die als Bergsturzmassen kartiert wurden und damit als „stumme Zeugen“ Hinweise auf alte Ereignisse geben.

Morphologische Strukturen wie z.B. Anrisskanten werden in geologischen Karten selten ausgewiesen bzw. erfolgt keine Differenzierung nach unterschiedlichen erkennbaren Strukturen. Die Karte der Phänomene soll Massenbewegungen erfassen und darstellen. Durch Geländeerhebungen, Luftbildauswertungen und Einbeziehung von Altdaten sollen die Phänomene kartographisch festgehalten werden. Die Strukturen werden Bewegungskategorien zugeordnet und dienen in Verschneidung mit dem Ereigniskataster einer fachlichen Interpretation.

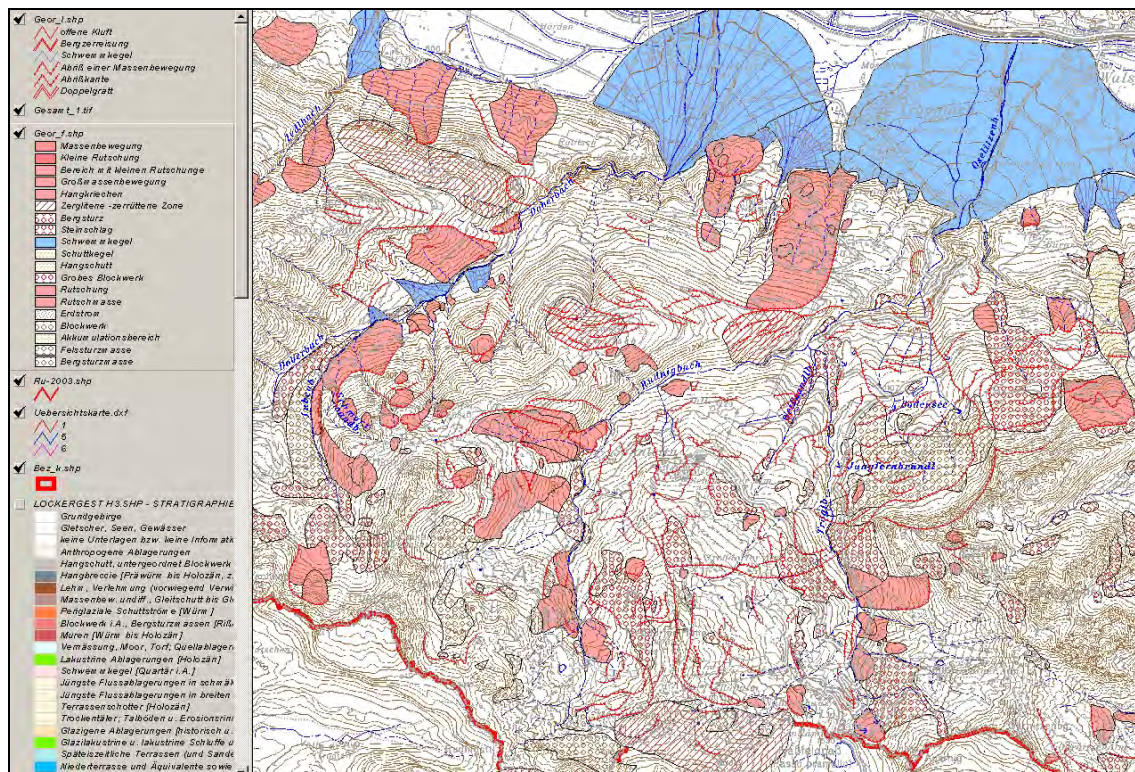


Abb. 5: Karte der Phänomene

Anwendung bzw. Nutzen des Ereigniskatasters und der Karte der Phänomene für Massenbewegungen

Mit dem Ereigniskataster werden die in verschiedenen Archiven gesammelten Informationen zu Massenbewegungen zusammengeführt und eine weiterführende Bearbeitung und Auswertung ermöglicht.

Aufgrund der einheitlichen Datenstrukturen lassen sich GIS-basierte Auswertungen auf verschiedene Parameter durchführen und Aussagen zum generellen Gefahrenpotential treffen.

Aus der Karte der Phänomene in Verbindung mit dem Ereigniskataster und anderen raumbezogenen Daten (geologische Karte, etc.) soll eine Gefahrenhinweiskarte entwickelt werden, die als wertvolle Entscheidungshilfe für raumplanerische Maßnahmen herangezogen werden kann.

Darüber hinaus soll das durch dieses Instrument gesammelte und visualisierte Datenmaterial bei der Prioritätenbildung im Hinblick auf zukünftig notwendige Untersuchungen (Detailstudien, Gefährdungspotential- und Risikobeurteilung) unterstützend wirken.

Literatur

BAYRISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT: WEB-Information zu Georisiken.

KOČIU, A., LETOUZÉ-ZEZULA, G. & LIPIARSKI, P. (2004): Georisiko-Potenzial Kärnten – Entwicklung einer GIS basierten Gefahrenhinweiskarte betreffend Massenbewegungen auf Grundlage einer digitalen geologischen Karte (1 : 50.000) und eines georeferenzierten Ereigniskatasters. – 1. Zwischenbericht zum Projektteil Ereigniskataster im Programm Naturgefahren Kärnten, Projekt KC-29 der Bund-/Bundesländerkooperation, Bibl. Geol. Bundesanst. / Wiss. Archiv, 18 S., 2 Tab., 8 Abb., Wien, Dezember.

IDNDR-Projekt (1990–1994): Integrative Erfassung von Georisiken in alpinen Gebieten. – Geologische Bundesanstalt.

KOČIU, A., LETOUZÉ-ZEZULA, G., GRÖSEL, K. & EBERHART, U. (2005): Entwicklung einer GIS basierten Gefahrenhinweiskarte betreffend Massenbewegungen auf Grundlage einer digitalen geologischen Karte (1 : 50.000) und eines georeferenzierten Ereigniskatasters. – 2. Zwischenbericht zum Projektteil 10 Luftbilderhebungen im Programm Naturgefahren Kärnten, Projekt KC-29 der Bund-/Bundesländerkooperation, Bibl. Geol. Bundesanst. / Wiss. Archiv, 21 S., 2 Tab., 8 Abb., 1 Anh., Wien, April.

USGS: Landslide Types and Processes Fact sheet 2004-3072.

GIS-gestützte konventionelle Fernerkundung zur Erkennung und Abgrenzung von geogenen Risiken – Kombinierte Auswertung von Digitalen Orthofotos und Digitalem Höhenmodell zu „Naturgefahren Kärnten“

K. Grösel & A. Koçiu

Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien

Im Rahmen des Projektes „Naturgefahren Kärnten – Georisiko-Potential Kärnten“ mit der Kurzbezeichnung KC-29 wird eine flächendeckende GIS-basierte, intra-/internetfähige Gefahrenhinweiskarte für Massenbewegungen (Steinschlag, Rutschungen etc.) auf Grundlage einer digitalen geologisch-geotechnischen Karte (1 : 50.000) entwickelt und unter Anwendung eines georeferenzierten Ereigniskatasters eine Gefahrenpotenzialbewertung ermöglicht.

Die flächendeckende Erstellung einer Gefahrenhinweiskarte erfordert im Vorfeld die Auswertung aller relevanten Grundlagendokumente. Daten für diese Gefahrenhinweiskarte entstammen den verschiedensten Quellen. Im Kärntner Raum wurden durch Projektinitiativen wie IDNDR im Zuge der Landesaufnahme oder der Aufarbeitung von GBA-internen Archiven eine Vielzahl von Daten gesammelt und mittlerweile in eine Oracle-basierte Datenbank inkludiert. Diese Datenbank wird im Hintergrund der Gefahrenhinweiskarte stehen.

Die größtenteils aus der Literatur erhobenen Daten oder aus z.T. sehr alten bzw. überholten Kartierungen stammenden Abgrenzungen von geogenen Risiken bedürfen oftmals einer Revision bzw. Aktualisierung. Mit dieser Studie soll gezeigt werden, dass die kombinierte Luftbilderhebung mit Auswertungen aus dem DGM eine geeignete Methode ist, um diese Revisionsarbeiten zu unterstützen. Es wird gezeigt, dass sowohl kleinräumige Massenbewegungen wie kleine Rutschungen oder Felsstürze als auch großräumige Phänomene wie Talzuschübe mit dieser Methodik erkannt werden können.

Zusätzlich bietet die Luftbild- bzw. Orthophotoauswertung unter Berücksichtigung des Zeit- und damit des Kostenfaktors in Gebieten mit unzureichendem Informationsstand eine hervorragende Möglichkeit, um möglichst effektiv und ökonomisch Informationen über Gefahrenbereiche zu sammeln. Mit der photogrammetrischen Luftbildkartierung und ihrer Anbindung an Geoinformationssysteme, wie z.B. ArcView® oder ArcGIS®, bietet sich eine praxiserprobte Methode, die erforderlichen thematischen Informationen und geometrischen Daten aus Luftbildern zu erfassen, zu speichern und weiterzuverarbeiten.

Es wird darauf hingewiesen, dass der Einsatz der Fernerkundung niemals eine Verifizierung im Gelände ersetzen kann. Der kombinierte Einsatz von Digitalem Geländehöhenmodell und Luftbildern (Orthophotos) kann in vielen Fällen jedoch wertvolle morphologische Hinweise für Hanginstabilitäten liefern oder ein probates Mittel darstellen, die Abgrenzungen von geogenen Naturgefahren zu aktualisieren.

Der Einsatz dieser Methode wird an Hand von einigen Beispielen mit unterschiedlichen Massenbewegungstypen gezeigt.

Der Bundesweite Bergbau- und Haldenkataster – ein Umfassendes GIS-unterstütztes Dokumentations- und Informationssystem für Bergbaue am Beispiel des Bundeslandes Kärnten (Vlg-Projekt Ülg 40)

A. Schedl, J. Mauracher, B. Atzenhofer, P. Lipiarski, J. Rabeder & H. Neinavaia
Geologische Bundesanstalt, A-1030 Wien

Inhalt

1. Ausgangslage
2. Projektrahmen
3. Ziele / Zielgruppen / -programme
4. Bergbau-/Haldenkataster Kärnten
5. Literatur

1. Ausgangslage

Österreich verfügt aufgrund der spezifischen geologischen und metallogenetischen Situation in den Ostalpen über eine Vielzahl von Mineralisationen und Erzlagerstätten, die teilweise bereits seit über 4000 Jahren Gegenstand von Schurf- und Bergbautätigkeiten waren. Insgesamt rechnet man bundesweit je nach vorhandenen Übersichtsbearbeitungen mit einer Gesamtzahl von rund 3500 bis 5000 überwiegend klein dimensionierten historischen Bergbauen (GRANIGG, 1913; FRIEDRICH, 1953; HADITSCH, 1979a, 1979b; WEBER et al., 1997).

Aktuelle Strukturreste des historischen Bergbaues in Österreich sind noch in Form zehntausender Halden, Stollen- und Schachteinbauten, aber auch peripheren Struktureinrichtungen wie Aufbereitungs-, Schmelz- und Verhüttungsplätzen zu beobachten. Trotz einer Reihe von Übersichtsarbeiten über mineralische Rohstoffe in Österreich fehlte bis dato eine katastermäßige Zusammenschau raumbezogener Detailinformationen zu historischen Bergbauen in einem modernen Informations- und Dokumentationssystem.

2. Projektrahmen

Die Geologische Bundesanstalt beschäftigt sich seit 1989 in einer Reihe von Projektvorhaben einerseits mit Fragestellungen zur Bewertung historischer Bergbau- und Hüttenstandorte hinsichtlich ihres Risiko- und Folgenutzungspotentials, andererseits mit der systematischen Erfassung und Dokumentation von Bergbau- und Hüttenstandorten unter besonderer Berücksichtigung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe. Das aus Mitteln des Vollzuges des Lagerstättengesetzes finanzierte Projekt „Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet“ – „Bergbau-/Haldenkataster“ (ÜLG 40) wird seit 1995 von der Geologischen Bundesanstalt im Rahmen eines mehrjährigen Projektschwerpunktes durchgeführt (SCHEDL et al., 1996, 1997, 1998, 1999, 2000, 2001, 2002, 2004). Beim derzeitigen Bearbeitungsstand deckt der Bergbau-/Haldenkataster mit Ausnahme der noch zu bearbeitenden Teile der Steiermark das gesamte Bundesgebiet ab. Um die Daten des Bergbau-/Halden-

katasters in einer Internetversion auch allgemein zugänglich zu machen, ist nach Abschluss der Basisdokumentation eine über die Homepage der Geologischen Bundesanstalt erreichbare Applikation vorgesehen.

Primäre Zielsetzung des Projektes ist eine flächendeckende Bestandsaufnahme und Dokumentation von Bergbauen und Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe (Erze, klassische Industriemineralien, Energierohstoffe) in einem GIS-unterstützten Informations- und Dokumentationssystem. Mit dieser Bestandsaufnahme eng verbunden ist eine gezielte Aufbereitung und Zusammenführung der relevanten Daten aus den umfangreichen Montan- und Lagerstättenarchiven der GBA (Rohstoffarchiv, Friedrich-Archiv, Thalmann/Pirkl/VOEST-ALPINE-Archiv Eisenerz) sowie aus ergänzenden Archivunterlagen der Bergbehörden, Landesdienststellen und diverser Bergbauunternehmen. Die Rektifizierung der Haldenflächen und des aktuellen Ist-Zustandes erfolgt zumeist auf Basis von Orthofotos der jeweiligen Bergbaugebiete. Darüber hinaus werden aber auch noch in ausgewählten Bergbaugebieten zusätzliche Geländeerhebungen sowie orientierende Übersichtsbeprobungen von Bergbauhalden zum Zweck chemischer bzw. mineralphasenanalytischer Untersuchungen durchgeführt. Ergänzendes Probenmaterial für Spezialuntersuchungen stammt aus den umfangreichen Beständen der Lagerstättensammlung der Geologischen Bundesanstalt.

Die zusammenfassende Dokumentation der Erhebungsdaten (Berg-/Schurfbaue, Halden, Analysen, Literatur- und Archivunterlagen) erfolgt in einem schrittweise erweiterbaren Informations- und Dokumentationssystem, das die wesentlichen Kenngrößen zu jedem Bergbau umfasst.

Ein Schwerpunkt der Ergebnisdarstellung liegt in einer systematischen graphischen Aufbereitung des Bergbau-/Haldenkatasters auf Basis des Geographischen Informationssystems ArcGIS® im Kartenmaßstab 1 : 25.000 sowie in Übersichtskarten 1 : 200.000. Aufgrund der Detaillierung im Maßstab 1 : 5.000 bzw. 1 : 10.000 können von vielen der größeren Bergbaureviere auch Detailkarten generiert werden. Für zusätzliche Fragestellungen ist eine Verschneidung der einzelnen Flächencoverages des Katasters mit anderen digitalen Informationsebenen möglich.

3. Ziele / Zielgruppen / -programme

Der Haldenkataster in der konzipierten Form repräsentiert aufgrund der sehr unterschiedlichen Kenntnislage und Informationsdichte über Lage, Ausdehnung und Zusammensetzung von Halden mineralischer Rohstoffe nur ein erstes Ist-Zustandsinventar, das realistisch keinen Anspruch auf Vollständigkeit erhebt. Da bei einem erheblichen Teil der erfassten kleineren Berg- und Schurfbaue keinerlei kartenmäßige Informationen über Halden zur Verfügung standen, deckt der bisherige Haldenerhebungsstand mit Sicherheit nur einen Teil des Gesamtpotentials an Halden im Bundesgebiet ab. Ergänzende und zusätzliche Daten können bei der offenen Datenbankstruktur des Bergbau-/Haldenkatasters im Bedarfsfall laufend integriert werden.

Der Haldenkataster bietet als Basisdokumentation vielfältige Anknüpfungsmöglichkeiten zu weiterführenden Detailuntersuchungen, aber auch Querverbindungen zu einer Reihe von themenübergreifenden Fragestellungen. In Wechselwirkung mit synergetischen Aufgabenstellungen versteht sich der Haldenkataster daher auch als

- Teil der Geopotentialerfassung und Umweltkartierung
- Teil der Katalogisierung und Spezifizierung von Rohstoffressourcen
- wichtige thematische Ergänzung zur „Metallogenetischen Karte von Österreich“ und zu Arbeiten für den Österreichischen Rohstoffplan
- wichtige Interpretationshilfe bei der Auswertung regionalen und überregionalen geochemischen Datenmaterials
- Beitrag zur alternativen Rohstoffverwertung/integrierten Nutzung von Haldenmaterial

- Teilaspekt der Kulturlandschaftsentwicklung, Montanarchäologie, Siedlungs- und Industriegeschichte
- Basis für raumordnerische Maßnahmen zur Risikominderung in historischen Bergbaugebieten.

Die Ergebnisse des Bergbau-/Haldenkatasters werden routinemäßig in der Geologischen Bundesanstalt als eine Informationsebene bei der Herstellung geologischer Kartenwerke verwendet. Darüber hinaus wurden diese Basisinformationen auch bei den verschiedensten Spezialfragestellungen bereits erfolgreich eingesetzt (z.B. Screening und Bewertung historischer Bergbau- und Hüttenstandorte in Hinblick auf Umweltrisiko und Folgenutzungspotentiale, Schwermetalle in Trinkwässern Tirols, Umweltgeochemie Voralberg bzw. Kärnten).

4. Bergbau-/Haldenkataster Kärnten

Das Bundesland Kärnten stellt einen der bedeutendsten historischen Montanräume der Ostalpen dar und weist neben der Steiermark die meisten bergbaulichen Erschließungen mineralischer Rohstoffe auf. Vom Umfang der erfassten Einzellokalitäten her war die systematische flächendeckende Erfassung der Bergbaue Kärntens daher auch der bisher aufwendigste Teil des Bergbau-/Haldenkatasters.

Der Dokumentationsgrad der Kärntner Bergbaue ist verglichen mit den bereits bearbeiteten Bundesländern als sehr hoch einzustufen. Die Literaturdatenbank des Bergbau-/Haldenkatasters enthält insgesamt 3783 Zitate unveröffentlichter und veröffentlichter Archiv- und Literaturunterlagen über Kärntner Bergbaue. Mit den Lagerstättenarchiven der Geologischen Bundesanstalt und den relevanten Archivbeständen im Kärntner Landesmuseum, Kärntner Landesarchiv bzw. BBU stehen fast flächendeckende Informationen (Archivunterlagen, Grubenkarten) über Bergbaue in Kärnten zur Verfügung. Weitere wesentliche Basisinformationen entstammen einer Reihe regionaler und überregionaler montangeologischer, montanhistorischer und mineralogischer Detailarbeiten (A. BRUNLECHNER, R. CANAVAL, O.M. FRIEDRICH, H. MEIXNER, G. NIEDERMAYR, F.H. UCIK, A. PICHLER, M. PUTTNER, H. PRASNIK, G. INDRA, H.J. KÖSTLER, & K.H. KASSL).

Nach Auswertung und kritischer Sichtung aller aus Archiv- und Literaturunterlagen generierten Basisinformationen konnten für den Bearbeitungsbereich Kärnten (32 ÖK-Blätter) insgesamt 1333 Einzellokalitäten mit Bergbauaktivitäten erfasst werden, bei denen eine mehr oder minder genaue Lokalisierung möglich war (Tab. I). Davon entfielen 1204 auf Erzrohstoffe, 35 auf Industriemineralien (inhaltlich beschränkt auf die Rohstoffe Asbest, Talk, Graphit, Magnesit, Gips und Baryt) sowie 93 auf Bergbaue von Energierohstoffen (Anthrazit, Braunkohle, Ölschiefer). Bei einige Dutzenden Berg-/Schurfbauen war eine Verortung mangels weiterer Detailangaben nicht möglich. Diese sind in den Kartendarstellungen nicht berücksichtigt, werden aber zum Teil in der Datenbank in Evidenz gehalten. Für 34 kleinere Erzschorfbau lässt sich der gewonnene Hauptwertstoff nicht mit hinreichender Sicherheit feststellen. Bezogen auf die Hauptwertstoffgruppen verteilen sich die Kärntner Erzbergbaue wie folgt:

Edelmetalle (Au, Ag)	218
Eisen- und Stahlveredler (Fe, Mn)	386
Buntmetalle (Pb, Zn, Cu, As, Kiesvererzungen)	540
Sondermetalle (Sb, Hg, Li)	26

Abgesehen von einigen auch für Gesamtösterreich bedeutsamen großen Lagerstättenbereichen handelt es sich bei der überwiegenden Mehrzahl der erfassten Berg- und Schurfbau um meist kleine historische Abbaue und Schurfaktivitäten. Von den 1333 dokumentierten Berg- und Schurfbauen sind im Betriebsjahr 2005 nur mehr der Magnesitbergbau der RHI GmbH auf der Millstätter Alpe bei Radenthein sowie der Eisenglimmer-Bergbau der Kärntner Montan-Industrie GmbH in Waldenstein in Betrieb.

ÖK-Blatt	Erze	Industrieminerale	Energierohstoffe	Summe
153	10	1	-	11
154	42	1	-	43
155	5	-	-	5
156	37	1	-	38
157	2	-	1	3
159	3	1	-	4
160	2	-	-	2
161	6	-	1	7
162	4	-	-	4
179	1	-	-	1
180	78	-	-	78
181	94	3	-	97
182	46	1	-	47
183	40	5	1	47
184	22	-	1	23
185	49	2	-	51
186	124	2	4	130
187	75	-	16	91
188	65	1	5	71
196	1	-	-	1
197	46	3	1	50
198	39	2	3	44
199	107	-	5	112
200	82	3	2	87
201	43	1	5	49
202	36	-	12	48
203	46	5	5	56
204	43	2	18	63
205	8	-	13	21
211	15	1	-	16
212	24	-	-	24
213	9	-	-	9
	1204	35	93	1333

Tab. 1: Tabellarische Auflistung der im Bergbau-/Haldenkataster für Kärnten erfassten Berg- und Schurfbaue nach ÖK-Blättern und Rohstoffgruppen.

Die Darstellung der Erhebungsergebnisse des Bergbau-/Haldenkatasters für Kärnten erfolgt im ÖK-Blattschnittformat im Ausgabemaßstab 1 : 25.000 (Abb. 1). Für spezielle Fragestellungen können aus den detailliert kartierten Bergbaugebieten auch Karten im Maßstab 1 : 5.000 bzw. 1 : 10.000 hergestellt werden, bei denen auch noch andere Detailinformationsebenen berücksichtigt sind (Abb. 2). Die relevanten Basisdaten zu den einzelnen Bergbauen sind zusammen mit den Literaturziten und Analyseergebnissen auf spezifischen Rohstoff-Erhebungsblättern dokumentiert (Abb. 3).

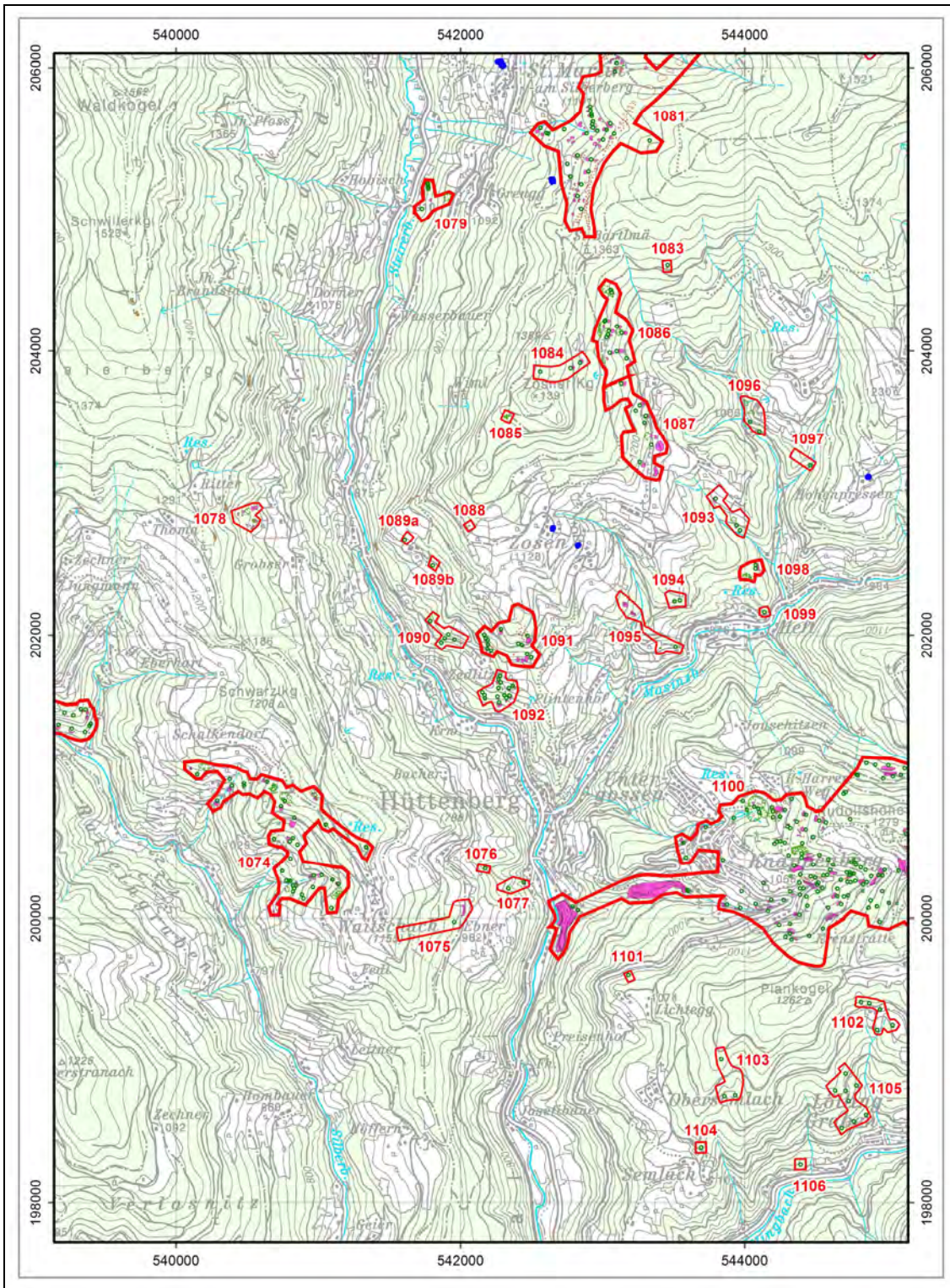


Abb. I: Ausschnitt aus dem Bergbau-/Haldenkataster ÖK-Blatt 186 (St. Veit a.d. Glan)


	GBA FA Rohstoffgeologie	BERGBAU-/HALDENKATASTER PROJEKT ÜLG 40	Eingabedatum 21.12.2001 Ausdrucksdatum 11.07.2005
	ID 2529 Vork.Nr 186/1100 Vork.Name Hüttenberg - Knappenberg		
Rohstoff Fe (Cu, Pb, Zn, As)		Überbegriff Erz	
Geogr.Einh. Saualpe Tekt.Einh. MKKK Strat.Einh. Glimmerschiefer-Komplex Ngest.Alter ? PD	Ök.Bl. 186 BMN M31 Seehöhe (von - bis) 770-1280	Verl. Rechtswert Hochwert Fläche (m²)	
Land K Bezirk Sankt Veit an der Glan Gemeinde Hüttenberg			
Berichter Mauracher Jahr 2004 Gelände-Verifikation ÜLG 40 Jahr 2002			
BERGBAUINFORMATIONEN			
Art der Anlage B Status außer Betrieb ,erkundet Rel.Größe groß Betriebsdauer ca. 500 v. Chr.-3./4.Jh., 13. Jh., 16.Jh. (ab 1567)-1932, 1935-1978, ab1979 Schaubergwerk	Aufschl.-Typ TI,TB Stollen 129 Schacht 4 Tagverhau 20 Schurfrösche Halden 85	Strecke(m) 	
ROHSTOFFINFORMATIONEN			
Hauptmin. Sid, Sidp Begleitmin. Löl,Py,Ag,Au,Ura,Bi,As,Bour,Fhl(Tet,Ten),Mar,Pyh,Mt,Sp,Aspy,Sbt,Ker,Bis,Chloa,Sku,Bor,Ra m,Pram,Ull,Cob,Lin,Brav,Mol,Cof,Bran,Boul,Sbas,Stluz,Gn,Pol,Cks,Cpy,Rea,Fam, Snt,Steph,Cov,Ni-Sku,Argpy,As,Bey,Bimit,Bimut,Chr,Nic,Pnt,Hg,Saf,?Arg,?Aka,?Jam,?Sb Sekundärmin. Lim,Sko,Az,Mal,Cer,Bro,Ang,Bin,Di,Häm,Man,Pyl,Tod,Kmel,Mel,Cop,Jar,Cerv,S,Symp,Fe-Symp,Pit,Phar,Arsid,Ann,Kahl,Zip,Urano,Upil,Cale,Lina,Chry,Lead,Stco,Mnml,Krml,Rho,Ep so,Ndi,Man,Pyl,Ran,Sale,Wad,Phar,Alla-(Ce),All,Aut,Bey,Chal,Cin,Cup,Dun,Er** Gang-/Lagerart Q,Ank,Coe,Stro,Bar,Cc,Ar,Do,Ska,Spod,Gi,... ** Falk,Gre,Herni, Holl,Hy,Kut,M-Kahl,Paly,Psy Nebengestein Mar, Glsf Form lager- u. linsenförmig			
Hauptelemente Fe Nebenelemente As, Cu, Pb, Sb, Zn, Ba Spurenelemente Bi, Ni, Co, Ag, Au, Cd, W, U Min.-geochem. Charakteristik Vererzung Karbonate, Sulfide Min.-geochem. Charakteristik Nebengestein 21			

Abb. 3: Basisdokumentation des Bergbau-/Haldenkatasters am Beispiel des Fe-Bergbaues Hüttenberg (186/1100)

5. Literatur

- FRIEDRICH, O.M. (1953): Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. – Radex-Rdsch., 1953, 371–407, 11 Abb., Kt. 1 : 500.000, Radenthein.
- GRANIGG, B. (1913): Über die Erzführung der Ostalpen. – L. Nüsslers Hochschulbuchhandlung, 37 S., 6 Taf., 1 Kte., Leoben.
- HADITSCH, J.G. (1979a): Die Dokumentation der Lagerstätten des Bundesgebietes – Probleme, Ergebnisse, Ausblicke. – Berg- u. Hüttenm. Mh., 124, 577–589, 5 Abb., Wien.
- HADITSCH, J.G. (1979b): Erze, feste Energierohstoffe, Industriemineralien, Steine und Erden. – In: Lagerstätten fester mineralischer Rohstoffe in Österreich und ihre Bedeutung. Grundlagen der Rohstoffversorgung, 2, 5–45, 6 Ktn., Wien.
- SCHEDL, A., LIPIARSKI, P., REITNER, H., NEINAVAIE, H. & SCHERMANN, O. (1994): Erhebung und Bewertung ehemaliger Bergbau- und Hüttenstandorte hinsichtlich Risiko- und Folgenutzungspotentials. – 264 Bl., 76 Abb., 70 Tab., 3 Anh., Wien (Haldenkataster: Pilotphase 1993 – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-036/93)
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B. & KURKA, M. (1996): Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet. Jahresendbericht Proj. ÜLG 40/95 (Tirol, Vorarlberg). – Unveröff. Ber. (Lagerst.Arch. Geol. B.-A.), 113 S., 35 Abb., 23 Tab., 26 Beil., 2 Anh., Wien.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., NEINAVAIE, H., HELLERSCHMIDT-ALBER, J., RABEDER, J. & KURKA, M. (1997): Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet (Jahresendbericht Proj. ÜLG 40/96 – Tirol, Vorarlberg, Burgenland). – Unveröff. Ber. (Lagerst.Arch. Geol. B.-A.), 171 S., 105 Abb., 19 Tab., 37 Beil., 1 Anh. in 3 Bden, Wien.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., LIPIARSKI, P., RABEDER, J. & DÖBERL, G. (1998): Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet (Jahresendbericht Proj. ÜLG 40/97 – Niederösterreich). – Unveröff. Ber. (Lagerst.Arch. Geol. B.-A.), 71 S., 11 Abb., 1 Tab., 2 Anl., 32 Beil., 1 Anh. in 2 Bden, Wien.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., LIPIARSKI, P., GROISS, R., THINSCHMIDT, A., RABEDER, J. & KURKA, M. (2000): Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet (Jahresendbericht Proj. ÜLG 40/98 – Niederösterreich, Oberösterreich). – Unveröff. Ber. (Lagerst.Arch. Geol. B.-A.), 166 S., 62 Abb., 40 Tab., 47 Beil., 2 Bde. Anh., Wien.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., LIPIARSKI, P. & RABEDER, J. (2001): Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet (Jahresendbericht Proj. ÜLG 40/99 – Salzburg). – Unveröff. Ber. (Lagerst.Arch. Geol. B.-A.), 130 S., 17 Abb., 9 Tab., 27 Beil., 2 Bde. Anh., Wien.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., NEINAVAIE, H., RABEDER, J., KLEIN, P. & WÜNSCHE, I. (2002): Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet („Bergbau-/Haldenkataster“) – Bundesland Kärnten (Jahresendbericht Proj. ÜLG 40/2000-2001). – Unveröff. Ber. (Lagerst.Arch. Geol. B.-A.), 201 S., 45 Abb., 35 Tab., 8 Beil., 1 Anh., Wien.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., NEINAVAIE, H., RABEDER, J. & LIPIARSKI, P. (2004): Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet („Bergbau-/Haldenkataster“) – Bundesland Kärnten (Jahresendbericht Projekt ÜLG 40/2001). – Unveröff. Ber. (Lagerst.Arch. Geol. B.-A.), 204 S., 49 Abb., 1 Tab., 30 Beil. in 2 Bdn, 1 Anh. in 4 Bdn., Wien.
- WEBER, L. (Hrsg.) (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. Erläuterungen zur metallogenetischen Karte von Österreich 1 : 500.000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe. – Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 19, 607 S., 393 Abb., 37 Tab., 2 Ktn., 2 Listen (Mineralien, Rohstoffvork.), Wien.

Die Hydrogeologische Karte von Österreich I : 500.000

G. Schubert

Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien

Im Jahr 2003 wurde an der Geologischen Bundesanstalt die „Hydrogeologische Karte von Österreich I : 500.000“ mit finanzieller Unterstützung des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft fertig gestellt. Eine vereinfachte Version dieser hydrogeologischen Karte im Maßstab I : 1,000.000 ist bereits im „Digitalen Hydrologischen Atlas Österreichs – I. Lieferung“ im März 2003 erschienen (erhältlich im Österreichischen Kunst- und Kulturverlag, office@kunstundkulturverlag.at). Der Verkauf der Karte im Maßstab I : 500.000 – ihr werden auch umfangreiche Erläuterungen und eine CD beigelegt sein – wird voraussichtlich noch im Herbst 2005 starten (erhältlich im Verlag der Geologischen Bundesanstalt, verlag@geolba.ac.at).

Ziel der „Hydrogeologischen Karte von Österreich I : 500.000“ ist es, einen aktuellen Überblick über die unterirdischen Wasserverhältnisse in unserem Bundesgebiet zu vermitteln. Für die Wassergütererhebung kann die Karte wichtige Basisinformationen zur Interpretation der erhobenen hydrochemischen Daten liefern.

Allgemein kann die Hydrogeologie als das Bindeglied zwischen der Geologie und der Hydrologie bzw. Wasserwirtschaft betrachtet werden. Hydrogeologische Karten reflektieren diesen Übergangscharakter, indem sie sowohl geologische als auch hydrologische bzw. wasserwirtschaftliche Informationen beinhalten. Dementsprechend ist bei ihren geologischen Inhalten die Darstellungsweise auf eine rasche Erkennbarkeit der für die Grundwasserführung relevanten Faktoren ausgerichtet. Es stehen also weniger stratigraphische oder tektonische Gesichtspunkte im Vordergrund, sondern vielmehr Eigenschaften wie Lithologie, Ergiebigkeit des Grundwasserleiters etc.

Der Inhalt der vorliegenden Karte lehnt sich stark an die für hydrogeologische Übersichtskarten konzipierte „International Standard Legend“ (STRUCKMEIER & MARGAT, 1995) an. Der geologische Inhalt (Lithologie, tektonische Linien) wurde größtenteils von der geologischen Basiskarte, der „Metallogenetischen Karte von Österreich I : 500.000“ (WEBER et al., 1997), übernommen. In einigen Gebieten war es jedoch notwendig, an den geologischen Inhalten der Metallogenetischen Karte Ergänzungen vorzunehmen. Dies betrifft vor allem Gebiete, in denen Karbonatgesteine auftreten, die aufgrund ihrer Verkarstungsfähigkeit für die Grundwasserführung von besonderer Bedeutung sind. So wurden beispielsweise die Nördlichen Kalkalpen, die Gailtaler Alpen und die Karawanken völlig überarbeitet und in diesen die größeren zusammenhängenden Kalk- und Dolomitareale sowie die mächtigeren Stauhorizonte hervorgehoben. Die hydrologischen und wasserwirtschaftlich relevanten Inhalte der Karte sind das Ergebnis einer umfangreichen Literaturrecherche.

Konkret weist die vorliegende Karte folgende Inhalte auf:

- **Aquifertypen und Lithologie:**
Basierend auf der Art des Grundwasserleiters (Poren-, Karst- oder Kluftgrundwasser), seiner Ergiebigkeit und seiner Ausdehnung werden fünf Aquifertypen unterschieden: jeweils zwei Typen von ergiebigen Porengrundwasserleitern und verkarstungsfähigen Grundwasserleitern (Kluft- und Karstgrundwasser) und ein Typ mit unergiebigem Grundwasservorkommen (Poren-, Kluft- oder Karstgrundwasser). Innerhalb der Aquifertypen werden in Summe 18 Lithologieklassen durch unterschiedliche Farben ausgewiesen. Die ergiebigen Porengrundwasser werden in Anlehnung an die Standardlegende von STRUCKMEIER & MARGAT (1995) in blauen Farben, die ergiebigen verkarstungsfähigen

Grundwasserleiter in diversen Grüntönen, und Gebiete mit gering ergebnigen Grundwasservorkommen in bräunlichen bis rötlichen Farbtönen gehalten. Für den Lösungsinhalt der Grundwässer und damit auch für die Wassergüte von besonderem Interesse ist hier vor allem die österreichweite Darstellung von Karbonatgesteinsvorkommen und Hinweise auf Evaporitvorkommen (Sulfat, Halit).

- Tektonische Linien
Dargestellt werden Störungen i. Allg. und Deckengrenzen.
- Spezielle Darstellungen
Zu diesen zählen Quellen (in der Karte als blaue Kreise), Wasserwerke (rote Quadrate), artesische Brunnen (rote Punkte) und Vorkommen von Mineral- und Thermalwasser (orange Symbole). Bei den Quellen und Wasserwerken wird die Ergiebigkeit mittels der Symbolgröße unterschieden, sie fanden erst ab etwa 10 l/s mittlere Schüttung bzw. Leistung Aufnahme in die Karte.

Literatur

- STRUCKMEIER, W.F. & MARGAT, J. (1995): Hydrogeological Maps. A Guide and a Standard Legend. – International Contributions to Hydrology, 17, Heise, Hannover.
- WEBER, L., CERNY, I., EBNER, F., FRANK, W., FRITZ, I., GÖD, R., GÖTZINGER, M.A., GRÄF, W., MANDL, G.W., PAAR, W.H., PASCHER, G., PESTAL, G., PROCHASKA, W., SACHSENHOFER, R.F., SCHNABEL, W., SCHROLL, E., SCHULZ, O., STERK, G. & VAVRA, F. (1997): Metallogenetische Karte von Österreich 1 : 500.000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Das Digitale Rohstoffgeologische Kartenwerk Kärntens

M. Heinrich und Projektteam
Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien

Berichtet wird über Arbeiten seit dem Jahr 2000 zur „Erfassung des Baurohstoffpotenzials in Kärnten“. Das Vorhaben gliedert sich in 2 Phasen, wobei zuerst die Rohstoffe der Lockergesteine (MOSHAMMER et al., 2002) bearbeitet wurden und dann die der Festgesteine; dieser Teil ist noch nicht abgeschlossen (HEINRICH & LIPIARSKI, 2004). Beide Projekte sind in Zusammenhang mit dem Aufbau des Landes-Geo-Informationssystems Kärntens zu sehen und stehen in enger Verbindung mit der „GIS-Generierung einer geologischen Arbeitskarte von Kärnten“.

Die beiden Baurohstoffprojekte, sowohl das Lockergesteinsprojekt als auch das Festgesteinsprojekt, basieren auf zwei Säulen: a) geologische Karten und b) Informationen über Rohstoff-Abbaue. Geländeerhebungen waren nur in geringem Ausmaß vorgesehen und können nicht flächendeckend durchgeführt werden.

Geologische Karten	Abbau-Informationen
Übernahme digitaler Karteninhalte	Abbaukartei und -datenbank der Geologischen Bundesanstalt
Digitalisierung analoger Karteninhalte	Archiv des Amtes der Kärntner Landesregierung und KAGIS-Abbauggebiete
Kompilation von Manuskripten und Digitalisierung	Archiv F.H. Ucik
Überarbeitungen aus der Zusammenschau	Österreichisches Montanhandbuch Spezielle Abbauaufnahmen F.H. Ucik (2003) und V. Gasser (2004-05)

Im Zuge des Lockergesteinsprojektes wurde zusätzlich eine Bohrdatenbank entwickelt, deren systematische Füllung mit Inhalten jedoch erst später im Zuge des hydrogeologischen Schwerpunktes erfolgte.

Kartengrundlage für die Festgesteinsbearbeitung bildet die sozusagen „normale“ geologische Karte. Da hier so mancher Hangschuttbereich der Darstellung der Zusammenhänge des Grundgebirges zum Opfer fällt oder die quartären Einheiten für eine rohstoffmäßige Beurteilung manchmal nicht ausreichend differenziert sind, wurden für die Lockergesteinsbearbeitung soweit möglich quartärgeologische Inhalte ergänzt, differenziert bzw. überzeichnet. Die daraus resultierende Lockergesteins-Grundkarte bildet somit ein eigenes Kartenwerk. Für beide Grundkarten wurde die Digitalisierung der Polygone im Maßstab 1 : 50.000 vorgenommen und jedes Polygon gibt durch seine Attributierung über die Ursprungskarte bzw. den Autor Auskunft.

Über ein hierarchisch gegliedertes Legendensystem wird in die Vielzahl der Bezeichnungen für die einzelnen, auf den Ursprungskarten ausgeschiedenen Gesteinseinheiten Ordnung gebracht und durch die Zusammenfassungen eine überschaubare Farbgebung ermöglicht. Das Ordnungssystem beruht bei den Lockergesteinen auf genetisch-faziellen, stratigraphischen und,

bei den neogenen Schichtgliedern, auch auf regionalen Gesichtspunkten. Bei der Festgesteinskarte beruht es auf der von R. Schuster entworfenen tektonischen Gliederung und lithologischen Gesichtspunkten.

Die Datenbank zu den Baurohstoff-Abbauen enthält zur Zeit insgesamt knapp 2700 Datensätze für Kärnten.

Rohstoffgruppe/Status	Abbau in Betrieb, bei Bedarf	Abbau außer Betrieb, rekultiviert	Sonstige Vorkommen bzw. Indikationen	Summe
Lockergesteine	285	1178	78	1541
Festgesteine	77	874	194	1145
Sonstige	1	4	7	12
Gesamt	363	2056	279	2698

Daraus fließen in einem ersten Schritt allenfalls zusätzliche Informationen zu den Gesteinsvarianten in die jeweilige Grundkarte ein. In einem zweiten Schritt wird aus Abbauinformationen, geologischer Kartenlegende und Literatur eine rein lithologische Attributierung der über die Hierarchie der Legende zusammengefassten Polygone vorgenommen, sodass Flächenkategorien entstehen, die zum Beispiel lauten:

- für Hangschutt:
Fein- bis Grobkorn (Ton/Schluff bis Kies), oft Blöcke, meist kantig, unsortiert
- für spätglaziale Terrassen:
Vorwiegend Grobkorn (Kies) und Sand, gut sortiert, regional verfestigte Lagen.

In einem dritten Schritt wird über Art und Anzahl der Verwertungshinweise, aktuelle und ehemalige Abbaue betreffend, eine Rohstoff-Auswertung hinsichtlich der Verwertungsmöglichkeiten durchgeführt. Bei den Lockergesteinen werden bewertet:

- Zuschlagstoffe und Straßenbaumaterial
- Ziegel-, Ofen- und Dichtungslehm
- Bruch-, Wasserbau- und Werksteine.

Durch die Korrelation wiederum mit den über die Hierarchie der Legende zusammengefassten Ausscheidungen ergibt sich auch daraus eine flächige Kartendarstellung. Sie kann jedoch nur aus dem Blickwinkel einer überregionalen Sicht bewertet werden, da die zugewiesenen Eigenschaften auf alle Vorkommen der jeweils zusammengefassten Polygone übertragen werden, womit eine beträchtliche Generalisierung verbunden ist. Überdies finden die jeweilige spezielle räumliche Situation oder umweltbezogenen Vorgaben bei diesem Bearbeitungsschritt keine Berücksichtigung.

Abgesehen von den Baurohstoff-Bearbeitungen wird zur Zeit auch am Bergbau- und Haldenkataster Kärnten gearbeitet, diese Untersuchungen laufen jedoch als Teil eines bundesweiten Vorhabens. Bezüglich Geochemie erfolgte zuerst eine Metadaten-Erfassung von in der Literatur vorhandenen Daten und kürzlich, im Sommer 2005, ist die Beprobung für die „Umweltgeochemische Untersuchung der Bach- und Flusssedimente Kärntens auf Haupt- und Spurenelemente zur Erfassung und Beurteilung geogener und anthropogener Schadstoffbelastung“ angelaufen. Auch sie könnte neben den Umweltaspekten Hinweise auf Rohstoffvorkommen bringen.

Im Vortrag werden anhand des Kartenblattes 182 beispielhaft die Ergebnisse der Lockergesteinsbearbeitung und, soweit gediehen, des Festgesteinsprojektes gezeigt.

Dank

gilt einerseits der laufenden Unterstützung durch R. Bäk und seine Mitarbeiter vom Amt der Kärntner Landesregierung und andererseits dem Projektteam bestehend aus V. Gasser, W. Gesselbauer, B. Kollars, I. und P. Lipiarski, D. Massimo, B. Moshhammer, G. Posch-Trözmüller, J. Rabeder, H. Reitner, R. Schuster, F. Tatzreiter, T. Untersweg, I. Wimmer-Frey und last not least F.H. Ucik (Landesmuseum Kärnten) für seine Bereitschaft zur Mitarbeit.

Zitate

- HEINRICH, M. & LIPIARSKI, P. (2004): Erfassung des Baurohstoffpotenzials in Kärnten Phase 2: Festgesteine. – Unveröff. 2. Zwischenbericht 2. Jahr, Jahresbericht Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt KC-023/F/2002-03, Geol. Bundesanst. / FA Rohstoffgeologie, 10 Bl., 2 Beil., Wien.
- MOSHAMMER, B., POSCH-TRÖZMÜLLER, G., LIPIARSKI, P., REITNER, H. & HEINRICH, M. (2002): Erfassung des Baurohstoffpotentials in Kärnten Phase I: Lockergesteine. – Unveröff. Endbericht Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt KC-023/2000-01, Bibl. Geol. Bundesanst. / Wiss. Archiv, iv+77 Bl., illustr., 3 Beil., 5 Anh., Wien.

Exkursion Goldeck (12. 9. 2005)

R. Schuster & G. Posch-Trözmüller
Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien

Exkursionsroute (Abb. 1): Ausgangspunkt ist die Talstation der Goldeckseilbahn. Von hier aus wird mit einmaligem Umsteigen mit der Seilbahn bis zur Bergstation aufgefahren. Es folgt ein etwa zweistündiger Fußmarsch. Dieser führt zunächst zum Gipfel des Goldecks (2142 m). Die Aufschlusspunkte erstrecken sich vom Gipfelbereich entlang eines Weges über die Goldeckhütte (1929 m) bis zur Mittelstation (1640 m). Von dort aus wird wiederum mit der Seilbahn abgefahren. Nötig ist festes Schuhwerk, Regenschutz und der Seehöhe angepasste Bekleidung.

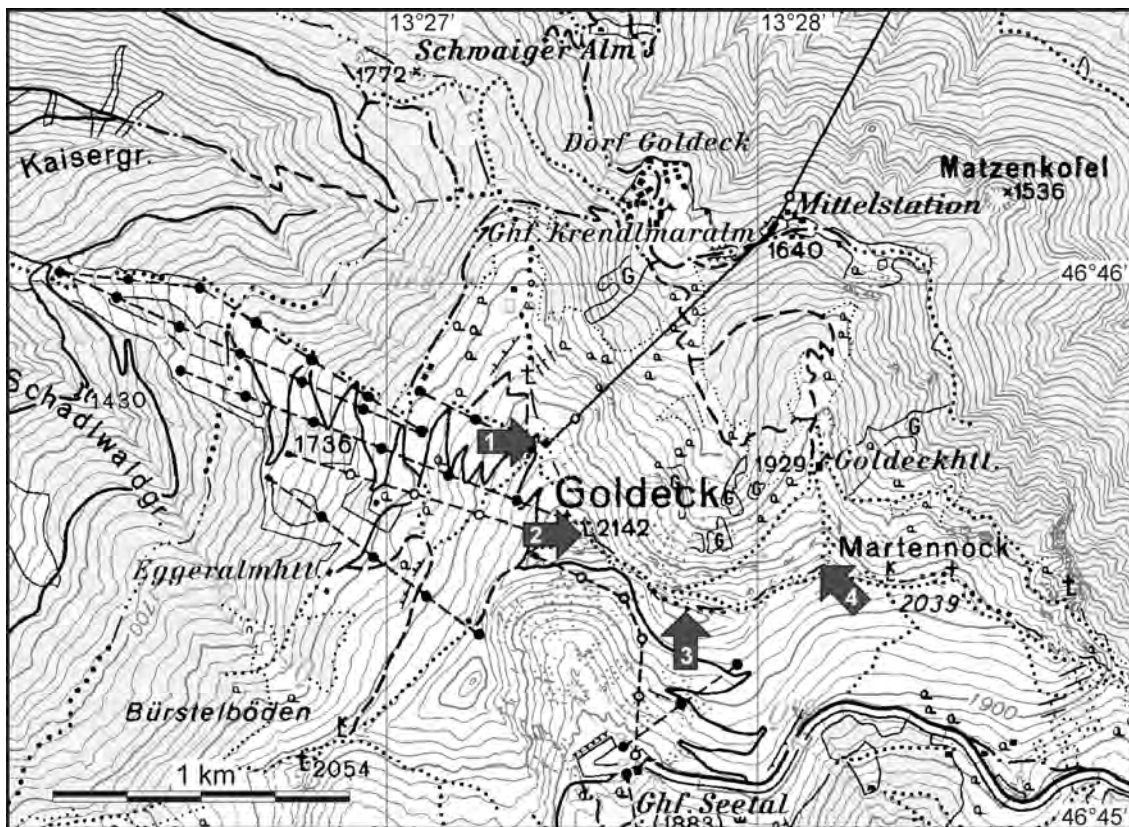


Abb. 1: Aufschlusspunkte im Bereich des Goldecks.

Vom Gipfel des Goldecks hat man einen großartigen Ausblick auf alle im Bereich des Kartenblattes auftretenden Gebirgsgruppen, die dazwischenliegenden Täler und wesentlichen Verkehrswege. Ein Überblick über die Geographie und Geologie sowie ausführliche Beiträge zu den lithostratigraphischen Einheiten, zur quartären Entwicklung, zur Ingenieurgeologie und Geophysik des Drau- und Mölltales finden sich im Tagungsband.

In einem Profil durch die Goldeckgruppe, welches von Möllbrücke (550 m) bis zum Latschur (2236 m) reicht, sind über eine Länge von etwa 13 km vom Liegenden gegen das Hangende folgende Einheiten aufgeschlossen (Fig. 2): Das Koralmpe-Wölz-Deckensystem, bestehend aus dem Polinik-Komplex grenzt mit einer steilstehenden, E–W-orientierten Störung an das Drauzug-Gurktal-Deckensystem. Dieses setzt sich aus dem Gaugen-Komplex und dem überlagernden Goldeck-Komplex mit den transgressiv verbundenen permotriassischen Sedimenten der Gailtaler Alpen zusammen. Bei der Grenze zwischen Gaugen und Goldeck-Komplex handelt es sich wahrscheinlich um eine präalpidische Deckengrenze, welche jedoch in der Kreide durch die eoalpidische Einengung reaktiviert und an steilstehenden E–W-streichenden Störungen versetzt wurde. Die E–W-streichenden Störungen waren wahrscheinlich im Oligozän aktiv. Besonders schwierig aufzulösen ist das Gebiet um die Weißwände. Hier lagert eine Deckscholle aus Gesteinen des Goldeck-Komplexes. Es ist jedoch schwierig, deren phyllitische Metapelite von Phylloniten, die aus dem darunterliegenden Gaugen-Komplex hervorgegangen sind, abzutrennen.

Die Massenbewegungen in großen Teilen der Goldeckgruppe wurden in den vergangenen Jahren neu kartiert. Besonders die Phyllite des Goldeck-Komplexes neigen zu großflächigen Rutschungen. Dabei handelt es sich aufgrund der mechanischen Eigenschaften der betroffenen Gesteine vorwiegend um Sackungen, langsam ablaufende Bewegungen mit hohem internem Energieverzehr.

Ziel der Exkursion: Vom Gipfel des Goldecks soll ein Überblick über das Kartenblatt mit folgenden Themen gegeben werden:

- Geographische Übersicht (SCHUSTER, R.)
- Tektonischer Aufbau und Geologie des Kartenblattes (SCHUSTER, R.)
- Einheiten des Tauernfensters (PESTAL, G.)
- Quartäre Entwicklung (REITNER, J.) und
- Geophysik im Drautal (ARNDT, R.).
- Die das Ostalpine Kristallin betreffenden Aufschlüsse sollen einen Eindruck vom variszisch geprägten Teil des Drauzug-Gurktal-Deckensystems geben (SCHUSTER, R.).
- An den Abhängen des Goldecks sollen verschiedene Phänomene von Massenbewegungen gezeigt werden (POSCH-TRÖZMÜLLER, G.).

Stop Nr. 1: Massenbewegung (Bergstation der Goldeckseilbahn)

Lokalität: ÖK 50, Blatt 182, Spittal a.d. Drau. WGS84 46°45'44"N, 13°27'28"E, Sh. 2045 m. Blick von der Terrasse der Bergstation nach Norden und Weg zum Gipfel des Goldecks.

Unmittelbar vor der Bergstation der Seilbahn sieht man eine mehrere Meter hohe Abrisskante einer Massenbewegung, der Bereich darunter, auf dem auch die oberste Stütze der Seilbahn steht, ist tiefgründig bewegt. Auch unterhalb der Stütze und gegen N ist die bewegte Masse noch durch weitere Abrisskanten gegliedert.

Folgt man dem breiten „offiziellen“ Weg zum Goldeckgipfel, so zeigt ein sehr schöner Blick auf den W-Abhang (Eckerhütte, Bürstelböden) eine in große Schollen gegliederte Morphologie, ebenfalls ein Produkt tief greifender Massenbewegungen. Die oberen Abrisskanten sind von hier aus leider nicht zu erkennen. Die sehr sanfte Morphologie und damit schlechte Erkennbarkeit der Massenbewegungen ist vor allem auf die starke Verwitterungsanfälligkeit des Phyllits, die Langsamkeit der Bewegung und das Alter der meisten Formen zurückzuführen.

Wählt man statt des „offiziellen“ Weges einen direkten Weg von der Bergstation zum Gipfel, sieht man entlang der Abrisskante einige Bergerzreißungsgräben, die dieser Kante parallel verlaufen.

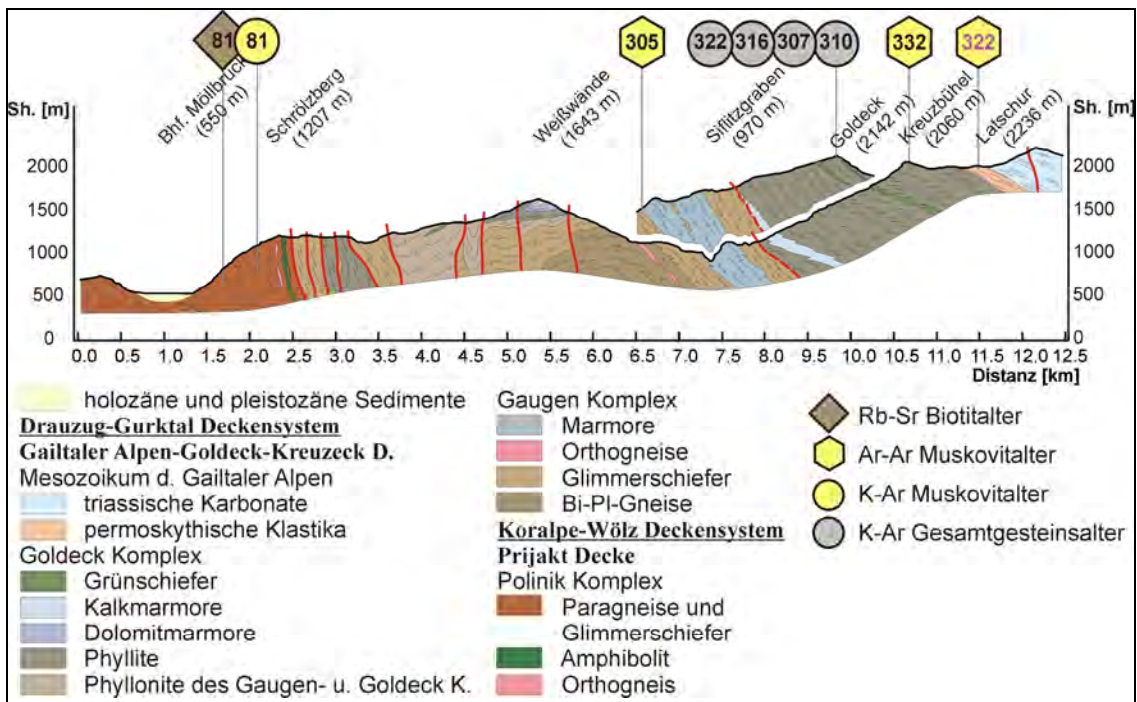


Abb. 2: Profilschnitt durch die Goldeckgruppe. Eingetragen sind geochronologische Altersdaten von DEUTSCH (1988), BREWER (1969) und SCHUSTER (unpubl. Daten).

Stop Nr. 2: Phyllite des Goldeckgipfels (Gipfelbereich Goldeck)

Lokalität: ÖK 50, Blatt 182, Spittal a.d. Drau. WGS84 46°45'32"N, 13°27'33"E, Sh. 2142 m. Der Aufschluss befindet sich direkt beim Gipfelkreuz des Goldecks.

Zu sehen sind silbergrau glänzende Phyllite des Goldeck-Komplexes. Sie fallen generell nach Süden ein und zeigen oft eine Verfaltung und Grenulation um E–W-streichende Achsen.

Massenbewegungen: Blickt man vom Gipfel gegen Osten, so sieht man besonders in der SE-Nische des Kars Abrisskanten und eine stufenförmige Zerlegung des Hanges, eine Bewegung von der S- und SE-Flanke des Kars in das Kar hinein.

Stop Nr. 3: Bergzerreißen (Kogel SE Goldeckgipfel)

Lokalität: ÖK 50, Blatt 182, Spittal a.d. Drau. WGS84 46°45'25"N, 13°27'50"E, Sh. 2105 m. Wählt man, um auf die E-Seite des Goldeck-N-Kars zu gelangen, den Weg über den „Kogel“ (und nicht den markierten Wanderweg), so kann man einen eindrucksvollen Doppelgrat und Bergzerreißen sehen, hier Ausdruck einer Zerlegung wahrscheinlich sowohl nach N (am E-Ende des Kogels) als auch nach S (am W-Ende des Kogels). Neben einem mehrere Meter breiten, bis 1,5 m tiefen Graben gibt es mehrere kleinere, sanft ausgeprägte Gräben sowie kleinere Vertiefungen, die z.T. tief in den Fels hinabreichen.

Am E-Ende des Kogels sieht man deutlich die Oberkante einer bereits (nach N) abgesackten Masse. Auch der Grat östlich des Kogels weist lange Zerrgräben auf, und der N–S-streichende Grat, auf dem die Goldeckhütte steht, scheint in beide Richtungen (E und W) zu zerreißen; man sieht tiefe, etwa NNW–SSE- und N–S-streichende Zerrgräben. Ein besonders markanter Graben zieht unterhalb der Goldeckhütte vorbei. Der Hang W dieses Grates ist intensiv bewegt, wie die Morphologie zeigt.



Abb. 3: Blick von Stop Nr. 4 nach S bis W:

1: Bergstation der Goldeckseilbahn; 2: Goldeckgipfel; 3: Stop Nr. 3, „Kogel“ SW des Goldeckgipfels;

Pfeil: Abrisskante unter der Bergstation; strichlierte Linie: Oberkante der bewegten Masse im SE-Eck des Goldeck-N-Kars.

Stop Nr. 4: Massenbewegung Goldeck-Nordkar (Weg vom Goldeckgipfel zur Goldeckhütte)

Lokalität: ÖK 50, Blatt 182, Spittal a.d. Drau. WGS84 46°45'28"N, 13°28'08"E, Sh. 2050 m.

Blick nach Westen auf den Goldeck-Gipfel und die Bergstation der Seilbahn (Abb. 3): Deutlich sieht man die Abrisskante unter der Bergstation und die bewegte Masse darunter, auf der auch die oberste Seilbahn-Stütze steht (siehe auch Stop Nr. 1).

Hier sieht man zu beiden Seiten des Weges hang- bzw. gratparallele Gräben, Ausdruck einer Zerlegung des Grates sowohl nach N als auch nach S durch Massenbewegungen. Besonders deutlich ist die bereits abgesackte Masse nördlich/östlich des Grates zu sehen (siehe auch Stop Nr. 3).

Exkursion: Quartärgeologie Millstätter See – Unterdrautal (14. 9. 05)

J.M. Reitner¹, V. Ertl², G. Ortner³, H. Mandler⁴

¹ Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien, ² 9800 Spittal/Drau, ³ Joanneum Research Forschungsges.m.b.H., 8010 Graz, ⁴ Amt der Kärntner Landesregierung, 9800 Spittal/Drau

Das Exkursionsgebiet liegt in einer durch die Eiszeiten maßgeblich geprägten inneralpinen Landschaft. Es beinhaltet die breiten, glazial übertieften Becken wie den Millstätter See (Seetiefe 140 m) und das Unterdrautal (Übertiefung deutlich >100 m). Weitere prägnante eiszeitliche Landschaftselemente (s. Abb. 2) sind die Eisrandterrassen („spätglaziales Lieserdelta“) nördlich und westlich von Seeboden sowie die Rundhöckerlandschaft des Seerückens (südliche Begrenzung des Millstätter Sees). Der Bereich östlich Lendorf – St. Peter in Holz weist sowohl Belege der subglazialen Formung wie Drumlins als auch Elemente der Eiszerfallslandschaft auf. Die breite, rezente Talflur des Unterdrautales mit ihren teilweise erhaltenen Auwäldern verdeutlicht die jüngste fluviale Dynamik.

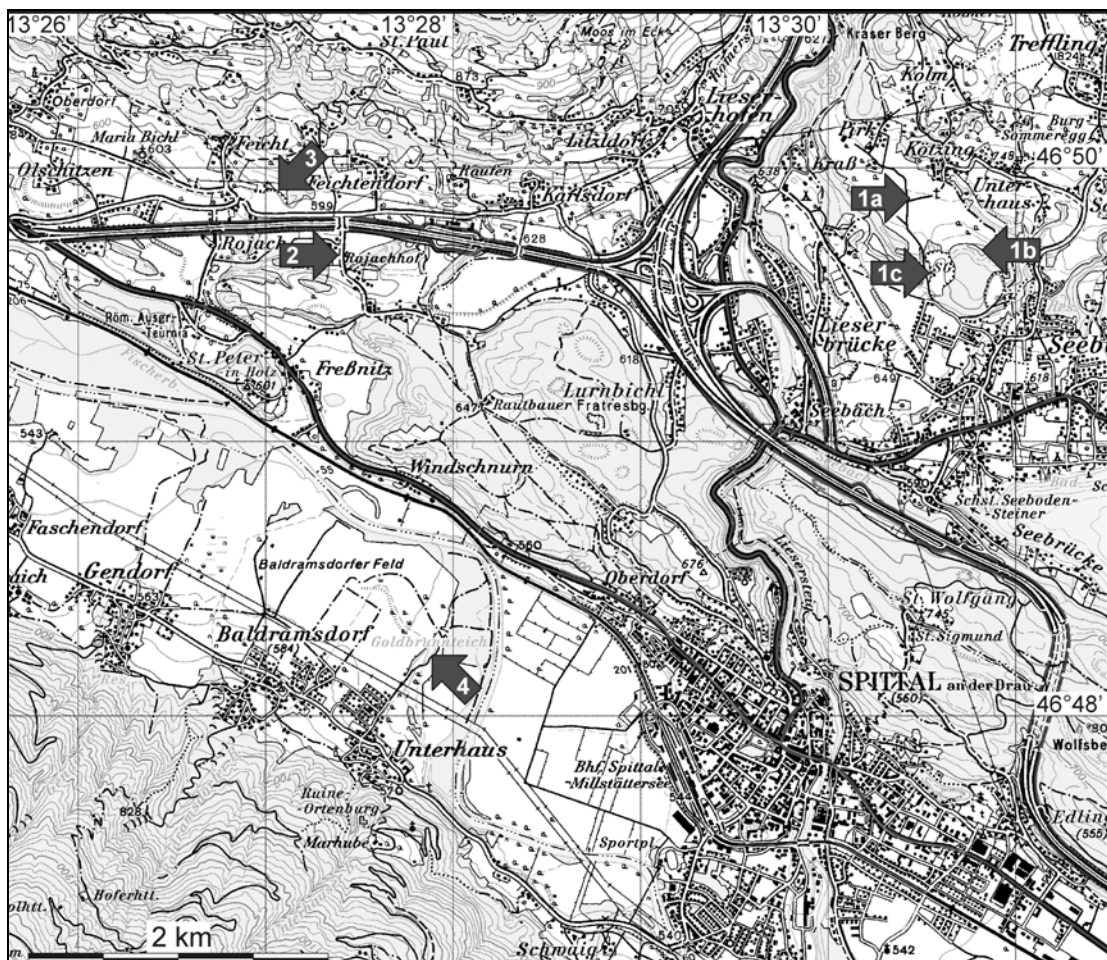


Abb. I: Aufschlusspunkte im Bereich Spittal a.d. Drau.

Zweck der Exkursion ist es, die Landschaftsentwicklung von der letzten, würmzeitlichen Großvergletscherung, während der der Raum Spittal bis auf ~ 1800 m ü. NN mit Eis erfüllt war, über die Eiszerfallsphase bis heute zu veranschaulichen. Dabei stehen das morphologische und das sedimentäre Inventar sowie die daraus abgeleiteten Prozesse im Vordergrund (s. Beitrag REITNER in diesem Band). Weiters sollen Aspekte der Bodenkunde und der Geophysik ergänzende Informationen beitragen und auch eine Brücke zu angewandten Themen (z.B. Wasserwirtschaft) schlagen.

Folgende Themen werden dabei abgehandelt:

- ◆ die subglaziale Erosion und Sedimentation während des Würm-Hochglazials (LGM)
- ◆ der rasche Zerfall des Eisstromnetzes im frühen Würm-Spätglazial
- ◆ die Änderungen der Entwässerung im unteren Liesertal und in der Umgebung
- ◆ die Hochwasserdynamik der Drau mit Berücksichtigung der jüngsten Ereignisse

Die Exkursionsroute beginnt in Kötzing (Stop 1), einem Ortsteil von Seeboden. Von dort begeben wir uns Richtung Westen, in das Gemeindegebiet von Lendorf (Stop 2 & 3). Nach Überquerung der Drau südlich Lendorf wird der Goldbrunnteich (Stop 4) bei Unterhaus (Gemeinde Baldramsdorf) angesteuert, um letztlich über Spittal und die „Lieserschlucht“ Richtung Gmünd zu fahren. Die im Text erwähnten Abbildungen finden sich bei REITNER (dieser Band).

Bemerkungen zur Fahrstrecke zwischen Gmünd und Stop 1

Entlang der Tauernautobahn im Liesertal sind an den Talausgängen der Seitentäler die Staukörper am Eisrand aus der Eiszerfallsphase (im frühen Würm-Spätglazial) morphologisch gut zu erkennen. Diese repräsentieren überwiegend Schüttungen von den Seitenbächen der Lieser gegen stagnierende Eiskörper bzw. Toteiskörper im Haupttal (s. Abb. 7, 8 & 9). Ein gutes Beispiel hierfür stellt der Terrassenkörper von Perau unmittelbar südlich von Gmünd an der orographisch linken Liesertalseite dar: In diesem Fall handelt es sich um eine Ablagerung aus dem Einzugsgebiet des Landfraßbaches.

Stop Nr. 1: Staukörper am Eisrand – NW' Seeboden

Dieser Exkursionspunkt setzt sich aus mehreren Halten zusammen und beinhaltet eine kurze Wanderung von Stop 1a zu 1c.

Stop Nr. 1a: Terrassenmorphologie und Delta-Topset bei Kötzing

Lokalität: ÖK 50, Blatt 182 Spittal a.d. Drau., Gemeinde Seeboden, 46°49'53" N, 13°30'27" E, 730 m ü. NN, liegt ca. 1,5 km NNW' vom Ortszentrum Seeboden.

Der Halt befindet sich auf der ebenflächig gegen SE abfallenden Terrasse von Pirk – Unterhaus (LICHTENBERGER, 1953b). Dieser höchste Staukörper am Eisrand des so genannten „Lieserdeltas“ liegt etwa 120 m über dem Millstättersee (588 m). Die Deltaschüttungen der Paläo-Lieser erfolgten in eine Nische am Rand eines einsinkenden Toteiskörpers, der noch die Wanne des heutigen Millstätter Sees erfüllte. Durch den Verlust von mehr als 1000 m Eisdicke gegenüber dem LGM (damalige Eisoberfläche in ~ 1800 m ü. NN) waren bereits Teile des glazial überschliffenen Seerrückens ausgeapert.

Die kleine Kiesentnahme (Bodenaustausch) schließt das Topset – das hier sind „braided river“-Ablagerungen mit schlecht sortierten steinigen Schottern (sG-X) und untergeordneten Sandlinsen – auf. Die abgerundeten bis runden Gerölle, die gelegentlich Imbrikationen anzeigen, erreichen eine maximale Korngröße von ~ 40 cm. Das Spektrum wird von Granat führenden Phylliten bis Glimmerschiefern des Ostalpins dominiert, die zusammen mit Serpentiniten und verschiedenen Orthogneisen das Einzugsgebiet der Lieser anzeigen.

Stop Nr. 1b: Toteisloch

Lokalität: ÖK 50, Blatt 182 Spittal a.d. Drau, Gemeinde Seeboden, 46°49'42" N, 13°30'50" E, 700 m ü. NN, befindet sich ca. 1 km NNW' des Zentrums von Seeboden, kurzer Fußmarsch von Stop 1a.

Das Toteisloch ist eine markante, in NW–SE-Richtung gestreckte Hohlform (ca. 20 m Höhendifferenz zur Umgebung), die innerhalb der Eisrandterrasse von Pirk – Unterhaus liegt. Bei der Schüttung des Eisstaukörpers wurde eine Toteisscholle einsedimentiert. Geschützt durch die Sedimentüberlagerung konnte dieser Eiskörper verzögert abtauen, währenddem die Deltasedimentation schon auf einem tieferen Seespiegelniveau erfolgte. Mit diesem Toteisloch lässt sich eine rasche Sedimentation an einem einbrechenden Eisrand veranschaulichen. Die Eisrandseen, in die die Paläo-Lieser schüttete, waren demnach temporäre und räumlich stark variierende Gebilde.

Stop Nr. 1c: Schottergrube Gritschacher – Delta-Foreset

Lokalität: ÖK 50, Blatt 182, Spittal a.d. Drau, Gemeinde Seeboden, 46°49'37" N, 13°30'36" E, 700 m ü. NN, liegt am Weg von Seeboden nach Pirk, kurzer Fußmarsch von Stop 1b.

Der Grube Gritschacher liegt an der Terrassenkante des Eisstaukörpers von Pirk – Unterhaus. Die dort aufgeschlossenen Delta-Foresets bestehen aus planar geschichteten, korngestützten Kiesen bis Kies-Sandgemischen, mit dem schon bekannten Spektrum des Liesereinzugsgebietes. Die Fallwerte liegen überwiegend bei 100–150/20. Daneben treten auch Sande mit Rippelschichtung, u.a. auch „climbing ripples“ auf. Letztere gelten gemeinhin als Indikatoren für hohe Sedimentationsraten.

Mit der Terrasse von „Dobra“ (nach ERTL, 1982) schließt unmittelbar südlich der Grube Gritschacher der nächst tiefere Staukörper am Eisrand (660–670 m ü. NN) an, wiederum gekennzeichnet durch eine ebene gegen SE geneigte Oberfläche. Diese Terrassentreppe wiederholt sich mehrfach gegen Süden: sie zeichnet das Einbrechen des stauenden Eiskörpers und damit das Absinken der jeweiligen Eisstauseespiegel exemplarisch nach. Dabei ist zu betonen, dass die Schmelzwässer den Abschmelzprozess nicht nur durch die Wärmezufuhr beförderten. Eine zusätzliche Beschleunigung des Kollaps großer Eismassen erfolgte durch den Auftrieb in Eisstauseen, der zum Kalben, d.h. zum Abbrechen von Eisbrocken bis zur Größe von Eisbergen, führte. In Summe dokumentieren die Eisstaukörper bei Seeboden eine Momentaufnahme des Eiszerfalls, der innerhalb kurzer Zeit (? ≥ 100 Jahre) und ohne Unterbrechung bis zur Eisfreiheit erfolgte.

Bemerkungen zur Fahrtstrecke zwischen Stop 1 und Stop 2

Nach der Unterquerung des Autobahnkreuzes verläuft die kleine Landstraße südlich der Autobahn (Richtung Lendorf) entlang einer ehemaligen Schmelzwasserrinne, die mit tonig-schluffigen Sedimenten verfüllt ist. In dieser erfolgte während der fortgeschrittenen Eiszerfallsphase ein temporärer Abfluss der Wässer aus dem Liesertal.

Stop Nr. 2: Drumlin südlich Rojachhof

Lokalität: ÖK 50, Blatt 182, Spittal a.d. Drau, Gemeinde Lendorf, 46°49'35" N, 13°27'17" E, 590-620 m ü. NN.

Unmittelbar südlich des Rojachhofes erstreckt sich ein mustergültiger Drumlin. Die Längsachse dieses Grundmoränenwalles dokumentiert den drautalparallelen Abfluss des Draugletschers während des Höhepunktes der letzten Vergletscherung (Würm-Hochglazial; LGM). In klassischer Weise ist das der Fließrichtung zugewandte Ende steil, das abgewandte flach geneigt.

Drumlins haben häufig einen Kern aus Lockersedimenten. Das trifft hier möglicherweise auch zu, da die bis zu 100 m mächtigen Schotter von St. Peter in Holz bis knapp SE' des Drumlins unter der Grundmoräne aufgeschlossen sind. Weiters ist aufgrund der Lockersedimentverbreitung zwischen Lieserhofen und St. Peter in Holz zu vermuten, dass hier zum Zeitpunkt der Ablagerung der Schotter von St. Peter, wie auch davor, der Unterlauf der Lieser lag (s. Abb. 2). Erste aerogeophysikalische Modellierungen (mündl. Mitt. A. AHL, Abt. Geophysik, GBA) lassen eine Tiefenstruktur ohne Felsbarrieren erkennen. Bodengeophysikalische Messungen, die derzeit ausgewertet werden, sollen eine Klärung dieser Frage bringen.

Stop Nr. 3: Kame südöstlich Feicht

Lokalität: ÖK 50, Blatt 182 Spittal a.d. Drau, Gemeinde Lendorf, 46°49'55" N, 13°27'03" E, 600 m ü. NN, ehemalige Schottergrube an der Straße zwischen Lendorf und Lieserhofen, ca 500 m SE' Feicht bzw. NW' Rojachhof.

Trotz der intensiven und derzeit eingestellten Kiesgewinnung ist noch die Hügelform des Kame erkennbar. Der ~ 10 m hohe Aufschluss zeigt gegen Süden geschüttete Delta-Foresets, bestehend aus matrixreichen bis -freien Kiesen sowie untergeordnet aus Sandlagen. Im Spektrum dominieren schlecht gerundete, ostalpine Schiefer gegenüber u.a. gut gerundeten Orthogneisen. Beachtenswert sind die hohen Einfallswinkel von 30° bis ~ 40°. Die höheren Werte (>30°) überschreiten die üblichen Werte für kiesige Foresets und sind nur als Resultat einer synsedimentären Kippung infolge randlich abschmelzender Eiskörper zu interpretieren.

Diese sedimentären Strukturen sprechen, in Kombination mit der Morphologie, für den typischen Ablagerungsraum eines Kame auf bzw. zwischen abschmelzendem Eis. Dementsprechend ist der Kame von Feicht eine Bildung der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial.

Stop Nr. 4: Goldbrunnteich – Auenablagerungen und Drau-Hochwässer

Lokalität: ÖK 50, Blatt 182 Spittal a.d. Drau., Gemeinde Baldramsdorf, 46°48'13" N, 13°27'54" E, 536 m ü. NN, Naherholungsgebiet ~ 1 km ENE Baldramsdorf bzw. 2,5 km WNW Zentrum Spittal.

Am Ufer des Goldbrunnteiches ist ein etwa 1 m mächtiges Bodenprofil zu sehen, bestehend aus einer Wechselfolge von sandigen und schluffigen Hochwassersedimenten der Drau und äußerst geringmächtigen, torfigen Horizonten. Eine derartige Abfolge spiegelt die für die Austufe typische fluviale und pedogene Dynamik mit kurzen Überflutungsereignissen und wiederholten Bodenbildungsphasen wider. Nach der österreichischen Bodensystematik (NESTROY et al., 2000) wird diese Sequenz als carbonathaltiger Augley bezeichnet.

Während der Jahrhunderthochwässer der Jahre 1965 und 1966 (besonders September 1965 und August 1966) war dieser Bereich mehrmals überflutet; dadurch wurde das Unterdrautal in einen See verwandelt (Karte 3). Hierbei bildete die am Rande des Teiches sichtbare morphologische Kante zur höheren Auflur den Außenrand des überfluteten Bereiches. So blieben höhere Bereiche wie die auf den Schwemmfächern situierten Ortschaften Baldramsdorf und Unterhaus von den Draufluten verschont.

Generell stellt sich die Frage, ob die Phasen erhöhter Hochwasseraktivität der Drau durch geänderte klimatische Bedingungen oder anthropogene Eingriffe (z.B. Rodungen) hervorgerufen wurden. Im Hinblick auf eine derartige Fragestellung wurden ¹⁴C-Datierungen der organischen Horizonte veranlasst, die eine zeitliche Einengung der unterschiedlichen Aktivitätsphasen bringen sollen. Nach den ¹⁴C-Altern der Proben GOI (86–90 cm u. GOK) und

GO2 (50–51 cm) mit 200 ± 35 (VERA-3624) bzw. 195 ± 35 BP¹ (VERA-3625) wurde der obere Profilmeter in den letzten 200 Jahren abgelagert. Eine genauere zeitliche Eingrenzung, d.h. eine Angabe der Ergebnisse in Kalenderjahren, ist aufgrund des Verlaufes der Kalibrationskurve im Bereich <200 Jahre BP leider nicht möglich.

Unter Berücksichtigung der Hochwässer 1965/66 lässt sich an dieser Stelle auch die Entwicklung des Flussbaues an der Drau – von den Regulierungsmaßnahmen bis zum heutigen Rückbau – darlegen.

Bemerkungen zur Fahrtstrecke zwischen Stop 4 und Gmünd

Die Rückfahrt erfolgt über Spittal a.d. Drau, dessen historisches Zentrum auf einem Schwemmfächer der Lieser liegt. In weiterer Folge wird auf der Katschberg-Bundesstraße die bis zu 100 m in den Seerücken eingeschnittene „Lieserschlucht“ durchfahren. Die Genese dieses jungen Lieser-Unterlaufes ist nicht eindeutig geklärt. Möglicherweise wurde dieser erst im Würm-Hochglazial als subglaziale Schmelzwasserrinne (an der Basis des Draugletschers) angelegt und danach, in der Phase des Eiszerfalls, durch die Schmelzwässer aus dem oberen Liesertal erosiv überprägt.

Literatur (die nicht in diesem Band bei REITNER angeführt ist):

NESTROY, O., DANNEBERG, O.H., ENGLISCH, M., GESZL, HAGER, A.H., HERZBERGER, E., KILIAN, W., NELHIEBL, P., PECINA, E., PEHAMBERGER, A., SCHNEIDER, W. & WAGNER J. (2000): Systematische Gliederung der Böden Österreichs: Österreichische Bodensystematik 2000. – Mitt. d. Österr. Bodenkundlichen Gesellschaft, 60, 124 S., Wien.

¹ BP (Before Present) mit Bezugsjahr 1950

Exkursion Nockalmstraße, Nöringsattel, Seeboden (15. 9. 2005)

R. Schuster

Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien

Exkursionsroute (Abb. 1A,B): Die Busexkursion im Rahmen der Arbeitstagung führt nach Innerkrams und von dort über die Nockalmstraße zur Schistelscharte. Danach wird der Nöringsattel und die „Kriegsquelle“ bei Trebesing angefahren. Aus Zeitgründen ist es wahrscheinlich nicht möglich, die übrigen Exkursionspunkte zu absolvieren. Während der Exkursion werden vor allem Aufschlüsse in unmittelbarer Nähe der Straße besucht. Dazu kommt eine etwa 1,5-stündige Wanderung vom Parkplatz Eisentalhöhe (2049 m) Richtung Königstuhl (~2100 m). Festes Schuhwerk, Regenschutz und der Seehöhe angepasste Kleidung sind erforderlich.

Im Profil vom Millstätter See zum Königstuhl ist ein komplexer eoalpidischer Deckenstapel aufgeschlossen, welcher sich aus kristallinen Gesteinen sowie paläozoischen und mesozoischen Metasedimenten aufbaut, die nach der Nomenklatur von SCHMID et al. (2004) dem Oberostalpin zuzurechnen sind. Das Profil liegt in einem der Gebiete, an welchen sich in der Vergangenheit die Diskussion über den Bau des Ostalpins und seine tektonische Interngliederung entzündet hat (TOLLMANN, 1977, 1987; FRANK, 1983). An ihm lassen sich wichtige Informationen über den großtektonischen Aufbau des Ostalpins und die Exhumation der eoalpidischen Hochdruckgesteine gewinnen.

Von SSW nach NNE bzw. vom Liegenden gegen das Hangende setzt sich das Profil aus folgenden tektonischen und lithostratigraphischen Einheiten zusammen (Fig. 2):

Der liegende Teil des obertags aufgeschlossenen Gebietes wird vom Koralpe-Wölz-Deckensystem eingenommen. Dieses wird vom Millstatt-Komplex und dem darüberliegenden Radenthein-Komplex aufgebaut. Im Hangenden folgt das Ötztal-Bundschuh-Deckensystem in Form der Bundschuh-Decke, welche aus dem Bundschuh-Priedröf-Komplex und dem transgressiv auflagernden Mesozoikum dem Stangalm-Mesozoikums (s.str.), besteht (PISTOTNIK [1980]; „Melitzen Scholle“ nach TOLLMANN [1977]). Die Pfannock-Decke wird vom Pfannock-Orthogneis und einer transgressiven überlagernden Schichtfolge, die vom Karbon bis in den Jura reicht, aufgebaut. Das höchste tektonische Element ist das Drauzug-Gurktal-Deckensystem, welches sich in die liegende Murauer, die Ackerl- und die hangende Stolzalpen-Decke untergliedern lässt (NEUBAUER, 1980).

Beschreibungen der lithostratigraphischen Einheiten finden sich in SCHUSTER (dieser Band).

Ziel der Exkursion: Im Zuge der Exkursion sollen folgende, für das Verständnis der regionalen Geologie wesentliche Punkte gezeigt werden:

- In den Einheiten des Koralpe-Wölz-Deckensystems (Millstatt- und Radenthein-Komplex) finden sich Hinweise auf eine permische Metamorphose, welche in den darüberliegenden Einheiten nicht zu fassen sind. Das zeigt, dass der Millstatt- und Radenthein-Komplex im Perm in der unteren und mittleren Kruste lagen, woraus sich das Fehlen von transgressiv auflagernden permomesozoischen Sedimentserien erklärt.
- Im Profil nimmt die eoalpidische Metamorphose von eklogitfaziellen Bedingungen im liegenden Millstatt-Komplex bis zu anchizonalen Metamorphosebedingungen in der oberkarbonen Stangnock-Formation der Stolzalpen-Decke ab. Das Profil entstand durch W–NW-gerichtete, überschiebende Tektonik vor dem eoalpidischen Metamorphosehöhepunkt. Diese Stapelung führte zur Versenkung der Einheiten des Koralpe-Wölz-Deckensystems und zur Bildung der Eklogite im Millstatt-Komplex. Nach dem Metamorphose-

höhepunkt, welcher nach neuesten Daten von THÖNI (2005) um etwa 90 Ma stattfand, wurde das Profil durch eine SE–E-gerichtete abschiebende (extensionelle) Tektonik erfasst und ausgedünnt. Die primäre Metamorphosezonierung blieb dabei aber erhalten.

- In den tieferen Teilen des Profils ist eine durchgreifende eoalpidische Metamorphose und Strukturprägung vorhanden. Ab dem hangenden Anteil des Bundschuh-Priedröf-Komplexes sind variszische Strukturen und Paragenesen auf Grund der abnehmenden Intensität der eoalpidischen Metamorphose und der damit einhergehenden Lokalisierung der Deformation noch gut erhalten.


Stop Nr. 1: Paragneise und Pegmatitgneise des Millstatt-Komplexes (Seeboden nahe dem Abfluss des Millstätter Sees)

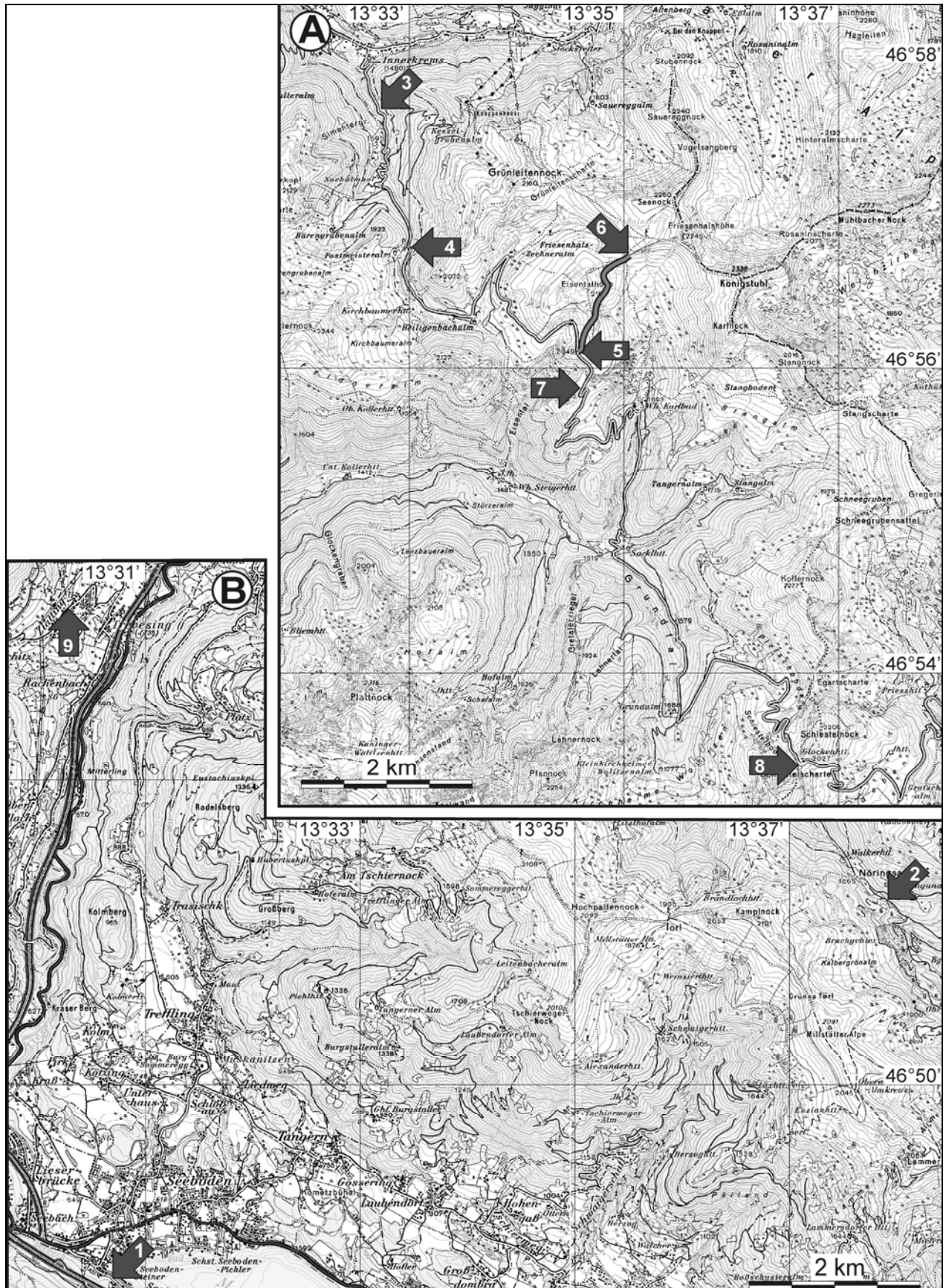
Lokalität: ÖK 50, Blatt 182, Spittal a.d. Drau. WGS84 46°48'46"N, 13°30'32"E, Sh. 600 m. Der Aufschluss befindet sich etwa 100 m SSW der Brücke über den Abfluss des Millstätter Sees, auf der Straße nach St. Wolfgang.

An der Straße sieht man quarzreiche Paragneise mit grobschuppigem Muskovit und Biotit. Weiters ist Granat zu erkennen. Darin befinden sich helle Pegmatitgneise mit Quarz, Feldspat und bis mehrere Zentimeter großen, grünlichen Hellglimmerscheitern. Selten ist etwas schwarz gefärbter Turmalin vorhanden. Die Gesteine fallen nach Norden ein und zeigen ein etwa E–W-orientiertes Streckungslinear.

Stop Nr. 2: Granatglimmerschiefer, Gneise und Hornblendegarbenschiefer des Radenthein-Komplexes (aufgelassener Magnesitsteinbruch Nöringsattel nördlich der Millstätter Alpe)

Lokalität: ÖK 50, Blatt 183, Radenthein. WGS84 46°51'13"N, 13°37'57"E, Sh. 1660 m. Der Magnesitsteinbruch befindet sich 6 km NW des Ortes Radenthein, bzw. 9 km SE Eisentratten. Beim besuchten Aufschluss handelt es sich um eine Halde nahe der Straße. Der innere Bereich des Steinbruches muss gemieden werden, da sich das gesamte Bergbaugelände im Bereich einer großen Massenbewegung befand und schon während des Abbaues sehr unberechenbar war. Zu sehen sind große Blöcke verschiedener Glimmerschiefer, Gneise, Amphibolite und Hornblendegarbenschiefer. Die meisten Gesteine sind extrem grobkörnig. Granatkristalle erreichen bis zu 5 cm Durchmesser, während Hornblendestängel bis zu 10 cm Länge aufweisen. Die Granate zeigen z.T. rotierte Interngefüge, die für ein syndeformatives Wachstum sprechen. Als Einschlüsse erkennt man braun herauswitternden Ankerit. Manchmal sind in der zumeist feinkörnigen Glimmermatrix blaue Disthene zu finden. Die Amphibole in primär hellglimmerführenden Schieferungen zeigen „Garbenstrukturen“ in den Schieferungsflächen. Häufig sind sie durch Biotit ersetzt. Gelblich bis bräunlich anwitternde Karbonatgängchen durchschlagen die Silikatgesteine.

Abb. 1: Exkursionsroute A: im Bereich der Nockalmstraße; B: im Bereich Trebesing – Seeboden – Millstätter Alpe. 



Stop Nr. 3: Bundschuh-Orthogneise des Bundschuh-Priedröf-Komplexes (Nockalmstraße)

Lokalität: ÖK 50, Blatt 183, Radenthein. WGS84 46°57'44"N, 13°43'43"E, Sh. 1560 m. Straßenaufschluss auf der linken Straßenseite ca. 700 m südlich der Mautstation in Innerkrems.

Im Aufschluss sind helle Granitgneise mit einem Mineralbestand von Alkalifeldspat + Plagioklas + Quarz + Hellglimmer zu sehen. Die Glimmer haben eine leicht grünliche Farbe, die Ausdruck eines gewissen Phengitgehaltes ist.

Stop Nr. 4: Triassische Transgressionsserie auf Paragneisen des Bundschuh-Komplexes (Nockalmstraße nahe Postmeisteralm)

Lokalität: ÖK 50, Blatt 183, Radenthein. WGS84 47°56'49"N, 13°44'00"E, Sh. 1770 m. Straßenaufschlüsse vor und nach der Brücke bei der Postmeisteralm.

Westlich der Brücke sind variszisch verfaltete Glimmerschiefer und Paragneise des Bundschuh-Priedröf-Komplexes zu sehen. Die Gesteine zeigen ein generelles Einfallen gegen SE, und gegen E fallende Faltenachsen. Im Anstehenden und auf Blöcken sind stellenweise bis zu 5 mm große Granat- und Staurolithkristalle zu sehen. Östlich der Brücke sind im Liegenden wiederum die Paragneise anstehend. Sie werden an einer gegen SSE einfallenden Transgressionsfläche von hellgrauen, dünnbankigen Quarziten (Lantschfeldquarzit-Fm., Skyth) überlagert. Darüber folgen dunkelgraue Kalzitmarmore (metamorphe Gutenstein-Fm., Anis), die neben der etwa schichtparallelen Drucklösungsschieferung noch eine zweite Schieferung zeigen. Wiederum etwas weiter im Hangenden sind helle Dolomite anstehend (metamorphe Steinalm oder Wetterstein-Fm.).

Stop Nr. 5: Geologischer Überblick, Phyllonithorizont innerhalb des Stangalm Mesozoikums s.l. (Nockalmstraße am Parkplatz Eisentalhöhe)

Lokalität: ÖK 50, Blatt 183, Radenthein. WGS84 47°56'09"N, 13°45'36"E, Sh. 2049 m. Aufschlüsse direkt im Bereich der Eisentalhöhe.

Gegen Süden ist ein Profil von der Bundschuh-Decke über die Pfannock-Decke in die Murauer Decke („Gurktal-Sub-Deckensystem“) zu sehen. Die rundlichen Aufschlüsse westlich der Straße bestehen aus feinkörnigen, tektonisierten Dolomiten bis Dolomitmarmoren, die als metamorphe Äquivalente der Wetterstein-Fm. (Ladin) anzusehen sind. Sie sind noch Teil des Stangalm-Mesozoikums (s.str.). Im Straßenanschnitt sind an einigen Stellen feinstückig brechende, graue bis graugrüne Phyllonite zu erkennen. Darin befinden sich Schollen von grau gebänderten, paläozoischen Kalken, die ebenso wie die Hauptmasse der Phyllonite aus der Murauer-Decke abzuleiten sind.

Stop Nr. 6: Obertriaskarbonate der Pfannock-Scholle und Karbon der Stolzalpen-Decke (Fußweg vom Parkplatz Eisentalhöhe Richtung Königstuhl)

Lokalität: ÖK 50, Blatt 183 Radenthein. Endpunkt WGS84 46°56'48"N, 13°46'06"E, Sh. 2100 m. Die Aufschlüsse liegen am Fußweg vom Parkplatz Eisentalhöhe Richtung Friesenhalshöhe und Königstuhl. Man steigt bis zum Sattel auf und zweigt dann auf den Weg ab, welcher der Höhenlinie 2100 m folgt. Entlang dieses Weges geht man bis zu den ersten Aufschlüssen am Westhang der Friesenhalshöhe (2245 m).

Direkt über der Straße stehen brecciöse Dolomite der Hauptdolomit-Fm. (Nor) an. Sie gehören bereits zur Pfannock-Decke. Gleich darüber sind dunkelgraue feinstückige Schiefer mit im dm-Bereich gebankten, dunkelgrauen Mergelkalken zu finden. Diese Abfolge entspricht der Kössen-Fm. (Rhät). In den Mergelkalken sind Reste von Korallenstöcken, Brachiopoden und Bivalven zu finden. Die Fossilien sind vor allem in Tempestitlagen konzentriert. Die Gesteine der Kössen-Fm. lassen sich bis auf die Westseite der Eisentalhöhe verfolgen. Dann treten im Blockwerk erste Konglomerate und Sandsteine der karbonen Stangnock-Fm. auf. Die Stangnock-Formation ist Teil der Stolzalpen-Decke. Zu sehen sind Konglomerate mit polymikter Zusammensetzung des Geröllspektrums. Neben Quarzgeröllen ist Kristallinmaterial vorhanden. In den Sandsteinen finden sich detritäre Glimmer und schlecht erhaltene Abdrücke von Holzresten (KRAINER, 1993).

Stop Nr. 7: Massenbewegung im Hauptdolomit (Nockalmstraße südlich Parkplatz Eisentalhöhe)

Lokalität: ÖK 50, Blatt 183 Radenthein. WGS84 46°55'53"N, 13°45'36"E, Sh. 2005 m. Aufschlüsse in der ersten Kehre südlich des Parkplatzes auf der Schiestelscharte (Abb. 2).

Im Aufschlussbereich werden dunkelgraue bis grünliche Phyllonite der Phyllonitzone von der Pfannock-Decke in Form der Hauptdolomit-Formation überlagert. Die Phyllonite fallen nach Süden, mehr oder weniger parallel zum Hang ein. Dadurch gleiten Teile des Dolomites auf den Phylloniten ab. Direkt neben der Straße ist ein großer, hangparalleler Graben im Hauptdolomit zu sehen (Fig. 3).

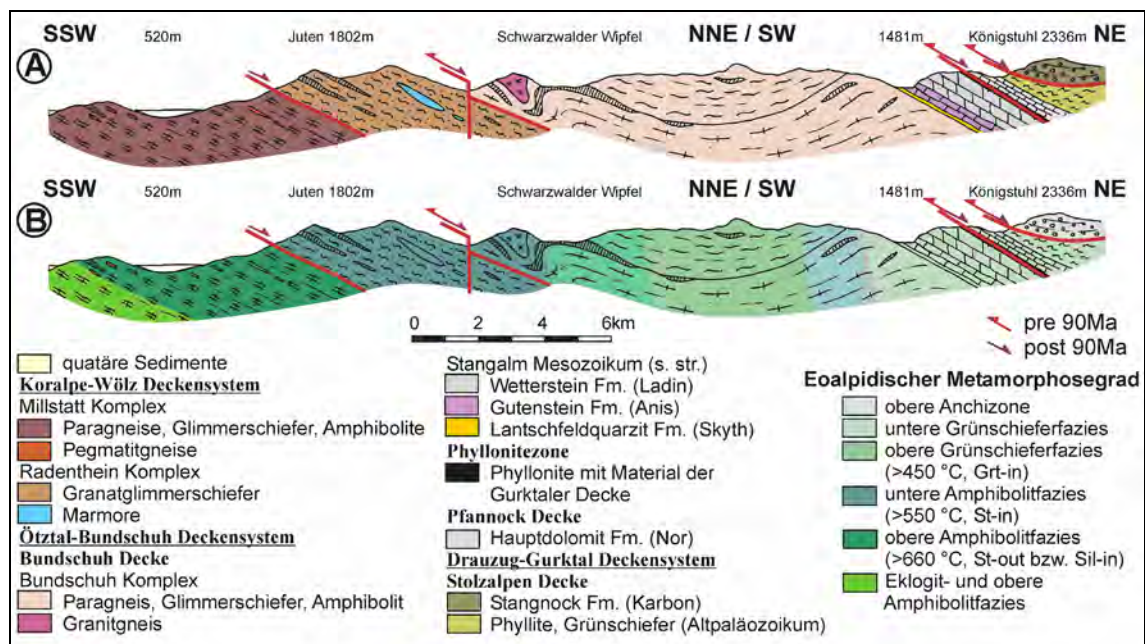


Abb. 2: Profil vom Unterdrautal über den Millstätter Seenrücken, die Millstätter Alpe bis zum Königstuhl in den Nockbergen. A: Tektonische und lithostratigraphische Einheiten. B: Grad der eoalpidischen Metamorphoseprägung.

Stop Nr. 8: Phyllite der Stolzalpen-Decke (Nockalmstraße auf der Schiestelscharte)

Lokalität: ÖK 50, Blatt 183 Radenthein. WGS84 47°53'25"N, 13°47'37"E, Sh. 2027 m. Aufschlüsse um den Parkplatz auf der Schiestelscharte.

Zu sehen sind verfaltete und zerscherte Phyllite der Stolzalpen-Decke. Es handelt sich um dunkelgraue, graphitisch pigmentierte Serizitphyllite, die ein generelles Einfallen gegen Osten zeigen. Etwas abseits des Parkplatzes sind Einschaltungen von Karbonat und Chlorit führenden Phylliten vorhanden. Auffällig sind Schollen rostbraun anwitternder Karbonate. Diese zeigen im frischen Anschlag blaugraue Färbung, fein bis mittelkörnige Textur und sind von Quarzmobilisaten durchzogen. Es handelt sich um die sogenannten „Eisendolomite“, welche durch Conodonten als altpaläozoisch (Silur–Unterdevon) eingestuft werden konnten.

Stop Nr. 9: Säuerling von Trebesing

Lokalität: ÖK 50, Blatt 182, Spittal a.d. Drau. WGS84 46°53'09"N, 13°30'17"E, Sh. 880 m. Der Säuerling liegt in der Ortschaft Zlatting, Gemeinde Trebesing. Zu sehen sind die Quellstufe und ein Zierbrunnen mit dem Mineralwasser. Ihrer Lage und dem Lösungsinhalt zufolge findet die Quelle ihr Einzugsgebiet vermutlich in den penninischen, z.T. auch unterostalpinen Karbonaten im Südosten des Sparberkopfes. Aufgrund des hohen CO₂-Gehalts und der Heliumisotope sind Gaszutritte aus großer Tiefe zu erwarten. In der weiteren Umgebung der Quelle treten Quelltuffe (Kalksinter) auf.



Abb. 3: Massenbewegung bei der ersten Kehre südlich des Parkplatzes Eisentalhöhe. Blick von der Straße Richtung NE auf den Karlnock. Im Vordergrund Dolomite der Hauptdolomit-Formation (Pfannock-Decke), welche auf etwa hangparallel einfallenden Phylloniten (Phyllonitzone) zergleiten.

Literatur

- FRANK, W. (1983): Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt S 15, 4, 249–262, Graz.
- KAHLER, F. & UNKART, R. (1978): Die natürlichen Heilvorkommen Kärntens. – Raumordnung in Kärnten, Band 10, Amt der Kärntner Landesregierung, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1993): Late- and Post-Variscian Sediments of the Eastern and Southern Alps. – In: NEUBAUER, F. & RAUMER, J.F. (Eds.): The pre-Mesozoic Geology of the Alps, 537–564, Berlin – Heidelberg – New York (Springer).
- NEUBAUER, F. (1980): Zur tektonischen Stellung des Ackerlkristallins (Nordrand der Gurktaler-Decke). – Mitt. Österr. Geol. Ges., 73, 39–53, Wien.
- PISTOTNIK, J. (1980): Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). – In: OBERHAUSER, R.: Der geologische Aufbau Österreichs, Geol. B.-A., 358–363, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclog. Geol. Helv, 97/1, 93–117.
- THÖNI, M. (2005): Dating eclogites in the Eastern Alps: approaches, results, interpretations. – Mitt. Österr. Miner. Ges., 150, 153.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – Deuticke, Wien, 766 pp.
- TOLLMANN, A. (1987): Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 80, 47–113.

Exkursion Tauernfenster (16. 9. 2005) Zur Geologie des Maltatales

**G. Pestal & J. Reitner
Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien**

Exkursionsroute (Abb. 1): Gmünd – Maltaberg – Ballonwald – Feistritzbachtal – Faschauner Törl – Perschitz – Schlüsselhütte – Gößfälle – Probsttratte – Gmünd.

Die etwa fünf Stunden dauernde Exkursion wird mit Kleinbussen durchgeführt. Für mehrere kurze Fußmärsche zu den Aufschlüssen und zu Aussichtspunkten vorwiegend entlang von Forststraßen wird festes Schuhwerk und die Mitnahme eines Regenschutzes empfohlen.

Haltepunkt I: Profil „Ballonwald“ und Aussichtspunkt „Geologie der Umgebung von Gmünd“

Eine erst vor kurzer Zeit neu angelegte Forststraße erschließt im Ballonwald und an der östlichen Talseite des Feistritzbachtals den liegenden Teil der Peripheren Schieferhülle und den hangenden Teil der Storz-Decke. Die entlang unseres Profils exzellent auf über 1,5 km Länge durchgehend aufgeschlossenen Gesteinseinheiten fallen mit 30° bis 50° nach SE ein und zeigen folgende lithologische Einheiten:

- a) Kalkglimmerschiefer und dunkler Phyllit der Bündnerschiefer-Gruppe (siehe auch lithologische Beschreibung: Geologischer Bau des Tauernfensters; Kapitel 2.5.4.3. und 2.5.4.4.)
- b) Dunkle Albitblastenschiefer der Murtörl-Formation (siehe auch lithologische Beschreibung: Geologischer Bau des Tauernfensters; Kapitel 2.5.1.)
- c) Phyllonitischer Gneis und Albitblasten führender Gneis des Kareck-Komplexes (siehe auch lithologische Beschreibung: Geologischer Bau des Tauernfensters; Kapitel 2.2.3. und Folgende)
- d) Altkristallin des Storz-Komplexes (siehe auch lithologische Beschreibung: Geologischer Bau des Tauernfensters; Kapitel 2.2.2. und Folgende)

Die ersten Aufschlüsse zeigen uns die Kalkglimmerschiefer in ihrer typischen Ausbildung. Sie gehören zu einem weit über hundert Meter mächtigen Kalkglimmerschieferzug, der die Bergkuppe des Ballonwaldes bildet. Jener lässt sich nach Süden bis zum Ort Malta und nach Norden in den Felswänden östlich der Faschaun weithin auskartieren. Im liegenden Teil des Kalkglimmerschieferzuges befindet sich eine Einschaltung dunkler Phyllite und danach eine Einschaltung von Chloritschiefern.

Die Gesteine der Schrovín-Gruppe fehlen in unserem Profil. Es wurde in diesem Abschnitt ganz offensichtlich tektonisch reduziert! Denn Ch. EXNER (1980) kartierte die Schrovín-Gruppe entlang der Maltabergstraße (siehe: Geologischer Bau des Tauernfensters; Abb. 4) mit nahezu zehn Metern und im Ballonwald auf 1360 m Seehöhe mit 30 m aufgeschlossener Mächtigkeit.

Die danach folgende 25 Meter mächtige Murtörl-Formation wird hier ausschließlich von dunkelgrauen Schiefen aufgebaut, deren s-Flächen in der Art klassischer Phyllite von durchgehenden grauen Glimmerhäuten überzogen sind. Auf diesen s-Flächen entdeckt man aber sofort millimeterkleine, warzenartige Knoten, die sich im Querbruch mit der Lupe leicht als Feldspatblasten identifizieren lassen. Es handelt sich hier ausschließlich um Albitblasten, die spätkinematisch im Zuge der alpinen Regionalmetamorphose gebildet wurden. Oligoklasblasten, die zusammen mit Quenadinit bei höherer Metamorphose in den Blastenschiefern der Murtörl-For-

mation auftreten, wurden von J. MEYER (1977) im wesentlich weiter südlich gelegenen Bereich Stoder-Ostkamm – Gmeineck-Südostgrat nachgewiesen.

Scharf begrenzt folgen im Liegenden der Murtörl-Formation Gesteine mit altkristallinen Strukturelementen. Aplitisches injiziertes Paragneis und Amphibolite sowie Relikte migmatischer Texturen sind noch recht gut zu erkennen. Zahlreiche lediglich dezimeterdünne Zonen von phyllonisiertem Gneis belegen, dass es sich bei diesen Gesteinen um den Kareck-Komplex handelt. Bei eingehender Betrachtung der prächtigen Aufschlüsse erkennt man den mehrere Zehnermeter mächtigen, Albitblasten führenden Horizont im Hangenden des Altkristallins, der ein weiteres, aber überaus wichtiges Bestimmungskriterium für den Kareck-Komplex ist. Die Minerale Albit, Epidot, Chlorit und Serizit sind nach der alpinen Deformation unter schwach metamorphen Bedingungen rekristallisiert. Nur allmählich und ohne scharfe Grenze gehen die Gneise in das sozusagen „normale Altkristallin“ des Storz-Komplexes über, das entlang der Forststraße bis zum Feistritzbach bestens aufgeschlossen studiert werden kann.

Haltepunkt 2: Profil „Faschauner Törl“ und Aussichtspunkt „Geologie des Gößgrabens“

Im Gebiet um das Faschauner Törl erreichen wir den zentralen Teil der Storz-Decke. Hier können wir in zahlreichen guten Aufschlüssen einen biotitreichen Augengneis mit bis zu 2 cm großen Kalifeldspatäugen studieren. Jener ist deutlich geregelt, zeigt ein gut ausgeprägtes flach gewelltes Parallelgefüge und fällt mit 130/30 bis 155/30 nahezu hangparallel zum Faschaunerbachtal ein. Der Mineralbestand dieses grobkörnigen Biotitgranitgneises mit klassisch ausgebildeter Augentextur kann mit flau gegittertem Mikroklin, zum Teil perthitisch entmischt, Karlsbader Zwillingen, schwach gefülltem, verzwillingtem Plagioklas mit geringem Anorthitgehalt, weitem Quarz und Biotit mit Pleochroismus von hellgelb bis braungrün angegeben werden. Ferner konnte Chlorit sekundär nach Biotit, Epidot, Orthit, Titanit, Granat, Apatit und Zirkon im mikroskopischen Bild beobachtet werden. Helleglimmer beschränkte sich auf Mikrolithen im Plagioklas (Ch. EXNER, 1980).

Der etwa 200 Meter mächtige Augengneis lässt sich bis zirka 800 m NNW des Faschauner Törls entlang der Forststraße verfolgen. Danach folgt im liegenden Teil der Storz-Decke wiederum das Altkristallin des Storz-Komplexes, welches hier das Alte Dach des zuvor beschriebenen Augengneises bildet. In den prächtigen Aufschlüssen eines mehrere hundert Meter langen Profils durch den Storz-Komplex erkennt man dünne, im cm- bis dm-Bereich wechselnde, oft stark verfaltete, dunkle und helle Lagen. Es handelt sich um Paragneise, die von zahlreichen verschiedenen Orthogneisen injiziert wurden. Die Paragneise können als dünnplattige, feinkörnige Biotitgneise beschrieben werden (siehe auch lithologische Beschreibung: Geologischer Bau des Tauernfensters; Kapitel 2.2.2.1.). Sie sind stark geschiefert und lassen sich sehr leicht in cm-dünne Platten spalten. Die beobachteten Orthogneise sind hauptsächlich als konkordante und diskordante Aplitgneise und feinkörnige Biotitgranitgneise anzusprechen. Untergeordnet sind auch Biotitgranitgneise mit Augentextur und Granodioritgneise zu beobachten. Manche Aufschlüsse zeigen auch migmatische Strukturen. Im weiteren Verlauf erschließt die Forststraße auch Amphibolite, die hier am Aufbau des Storz-Komplexes beteiligt sind. Der grünweiß gesprenkelte, mittel- bis grobkörnige Amphibolit ist gut geschiefert ausgebildet. Grüne Hornblenden von 0,5 bis 2 cm Länge wechseln mit gelblich-grünen aus Albit und Epidot bestehenden Bereichen, die noch Formen der ursprünglichen Feldspäte erkennen lassen. Die Edukte dieses Gesteins waren vermutlich Gabbros. Ein Vorkommen von Hornblendit mit bis zu 5 cm großen schwarzgrünen Hornblenden zeigt Kumulatstruktur und wird als Rest einer Magmenkammer interpretiert.

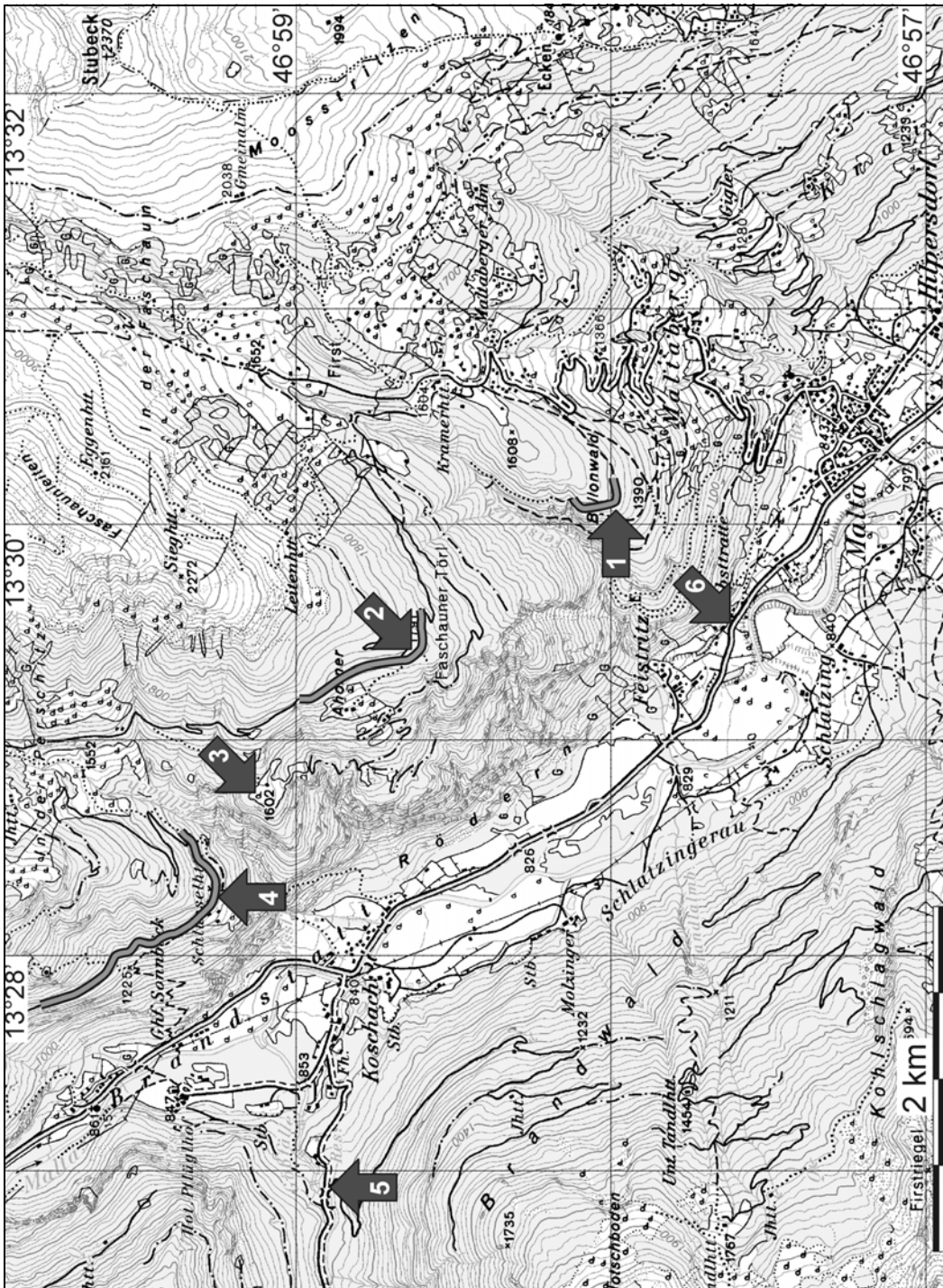


Abb. 1: Karte der Exkursionsroute.

Haltepunkt 3: Der Silbereckmarmor

Die Silbereck-Zone besteht aus post-variszischen Metasedimenten, die primär-stratigraphisch dem spätvariszisch erodierten Grundgebirge auflagern. Sie erstreckt sich vom Rauristal über 45 km West–Ost-streichender Länge bis ins Maltatal. Ihren Namen hat sie nach dem östlich der Rotgüldenseen gelegenen, 2804 m hohen Silbereck, wo sie am vollständigsten entwickelt ist. Sie umfasst eine geringmächtige basale Abfolge (? Oberkarbon bis Untertrias) aus Graphitquarzit, Geröllquarzit, Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit. Darüber lagern kompakte Karbonatgesteine und schließlich eine kreidezeitliche Abfolge aus Kalkschiefer, dunklem Pyllit, Karbonatquarzit und Brekzie. Der aus Karbonatgesteinen bestehende Mittelabschnitt wurde von EXNER (1983) noch zur Gänze als Trias interpretiert, ist aber auf Grund neuer Fossilfunde (HÖFER & TICHY, 2005) von der Typlokalität am Silbereck größtenteils im Malm einzustufen und daher keinesfalls als stratigraphisches Äquivalent der Seidlwinkel-Formation aufzufassen.

Im Rahmen unserer Exkursion erreichen wir südlich des Fallbaches bei der Kote 1602 einige kleinere Aufschlüsse des Silbereckmarmors. Lithologisch handelt es sich um einen weißen zuckerkörnigen Kalkmarmor, der hier stark verwittert und oberflächlich ocker gefärbt ist. Die mesozoischen Metasedimente der Silbereck-Zone treten hier nur mehr in sehr reduziertem Schichtumfang auf und keilen wenig südöstlich dieser Lokalität gänzlich aus. Sie erreichen jedenfalls nicht mehr den Talgrund des Maltatales nördlich von Feistritz. Am gegenständlichen Kartenblatt lagert der Silbereckmarmor über Granitoiden des Hochalmkerns und markiert nördlich des Maltatales als mesozoischer Deckenscheider die Basis der Storz-Decke.

Haltepunkt 4: Profil „Schlüsselhütte“ und Aussichtspunkt „Geologie der Hochalmspitze“

Rund 500 m östlich der Schlüsselhütte können wir entlang der Forststraße den zum Hochalmkern gehörenden Granodioritgneis studieren. Mehrere Aufschlüsse zeigen ein mittelkörniges, schwarz-weiß-gesprenkeltes Gestein. Die in dunklen Nestern zusammengeballten Mafite bestehen überwiegend aus Biotit mit etwas Titanit und Orthit. In den hellen Bereichen sind leistenförmige Plagioklase (häufig komplex verzwillingt), Quarznester und Kalifeldspäte zu erkennen (siehe auch lithologische Beschreibung: Geologischer Bau des Tauernfensters: Kap. 2.1.2.1.). Die nicht besonders deutlich entwickelte Schieferung des Granodioritgneises kann mit 120/30 angegeben werden. Die Lineation (Elongation des Biotits) lautet 095/20. Zentimeter- bis dezimetergroße, dioritische Schollen sind in Richtung der Lineation brotlaibartig gelängt. Einzelne Aplitgneisgänge durchziehen den Granodioritgneis. Eine bereichsweise beobachtbare Schlierigkeit wird von unvollständig aufgelösten Schollen migmatischer Paragneise verursacht. Die Edukte des Granodioritgneises intrudierten vor rund 320 Millionen (R.A. CLIFF, 1981) Jahren in den Reißbeck-Komplex. Geochemisch wurde dieser Gesteinstyp (Maltatonalit) von B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER (1990) als high-K kalkalkalischen I-Typ-Granitoid charakterisiert, der eine für „Volcanic-Arc“-Granitoide typische Spurenelementcharakteristik besitzt.

Nordwestlich der Schlüsselhütte erschließt die Forststraße ein mehrere km langes Profil durch die Migmatite des Reißbeck-Komplexes (siehe auch lithologische Beschreibung: Geologischer Bau des Tauernfensters: Kapitel 2.2.1.). Diese sind teilweise als deutlich hell-dunkel gebänderte, teilweise als schlierige Gneise entwickelt. Die Neosombereiche sind abhängig von der Zusammensetzung der Edukte als Aplitgneise, Aplitgranitgneise, Granodioritgneise oder leukokrate Tonalitgneise ausgebildet. Sie bestehen mineralogisch und texturell aus dem exakt gleichen Material, das wir in den hellen Lagen der Bändergneise und in diskordanten Gängen beobachten können. Die Migmatite sind nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung als Zweiglimmergneis, als Biotit-Plagioklasgneis oder als Biotit-Hornblendegneis zu bezeichnen.

Der Zweiglimmergneis mit meist schon makroskopisch erkennbarem Kalifeldspatgehalt bildet verbreitet Schlierenmigmatit und Nebulit. Alte Paragneisstrukturen gehen über stromatitische Partien in Diatexitgneis über. Gelegentlich sind auch daumennagelgroße Anreicherungen von Hellglimmern (Cordieritpseudomorphosen) zu beobachten. Der schlierige Biotit-Plagioklasgneis zeigt prächtige, dunkle, biotitreiche Paläosombereiche. Teilweise sind auch noch Schollen der alten Paragneise erkennbar, die in diatektischen Bereichen schwimmen. In den liegenden Teilen des Reißbeck-Komplexes sind die schlierigen Migmatite auch häufig als Biotit-Hornblendegneis entwickelt. Ihr Mineralbestand kann wiederum mit hauptsächlich Plagioklas und in Nestern angereichertem Quarz, Biotit, \pm Hornblende angegeben werden. Ferner kann man reichlich Epidot und Titanit bereits mit der Lupe erkennen. Die Homogenisierung von Paläo- und Neosom führt hier bereichsweise zu quarzdioritischen bis tonalitischen Nebuliten.

Es wird angenommen, dass die Stoffmobilisation der leukokraten Neosome und die Bildung der Migmatite zeitlich eng mit der Intrusion des Gößplutons und der variszischen Regionalmetamorphose verbunden waren.

Haltepunkt 5: Der Gößkern im Bereich zwischen Koschach, den Gößfällen und Pflüghof

Das tief eingeschnittene Tal des Gößgrabens zeigt eindrucksvoll die Ausmaße der Granitoide des Gößkerns (aufgeschlossene Mächtigkeit mehr als 1500 m). Der Gneisdom des Gößkerns ist ein alpin metamorpher, variszischer Pluton (von R.A. CLIFF [1981] durchgeführte geochronologische Untersuchungen erbrachten ein Intrusionsalter von 313 ± 10 Millionen Jahre). Der Gößkern ist, beurteilt nach den heutigen Aufschlussverhältnissen, die tektonisch tiefste Einheit der südöstlichen Hohen Tauern. Dieser große Orthogneiskörper ist petrologisch nicht einheitlich aufgebaut. Grob charakterisiert besitzt er einen granitischen Innenbereich und einen granodioritischen Rand.

Der Gößgraben mündet im Bereich zwischen Koschach und Pflüghof mit der markanten Geländestufe der Gößfälle ins Maltatal. Die Straße ins Gößtal quert in 970 m Seehöhe oberhalb des „Dritten Gößfalls“ den Gößbach. Von hier führt ein kleiner Weg entlang der Gößfälle hinunter ins Maltatal. Entlang dieses Weges können wir in mehreren guten Aufschlüssen die Granitoide des Gößkerns studieren.

Die Gößfälle sind das Resultat der geringeren glazialen Erosionsleistung des Gößgletschers gegenüber der des Maltagletschers während des letzten Glazials und älterer Eiszeiten, die zur Ausbildung eines Hängetales führte. Wobei die Höhendifferenz von ~ 100 m zwischen Beginn der Wasserfälle und heutigem Talboden diesen Unterschied der beiden Gletscher nur bedingt veranschaulicht. So ist zu vermuten, dass mit der bei der Brandstatt einsetzenden Talweitung auch eine merkbare glaziale Übertiefung im unteren Maltatal und somit eine tiefe Lage der Felssohle unter der Geländeoberkante vorliegt.

Die Gößfälle und die anschließenden Festgesteinsschwellen zwischen Koschach und Pflüghof werden überwiegend vom hellgrauen Granodioritgneis des Gößkerns aufgebaut. Dieser wird von verschiedenen, teils Granat führenden Aplit- und Pegmatitgneisen durchschlagen und enthält hier auch mehrere kleine Septen des Alten Daches (migmatischen Bändergneis, Biotit-Hornblendegneis und Amphibolit des Reißbeck-Komplexes). Die Granodioritgneise dieses Bereiches besitzen eine mittelsteil nach NNE bis NE fallende Schieferung sowie eine deutliche, flach nach SE fallende Lineation. Hervorragende Aufschlüsse dieser Gesteine bieten die Steinbrüche bei Koschach und Pflüghof sowie die Gößfälle. Im Granodioritgneis überwiegt der Plagioklas deutlich gegenüber dem Alkalifeldspat. Der Alkalifeldspat bildet lokal bis 2 cm große Augen. Jene zeigen teils noch klare, durchsichtige Innenbereiche mit einer Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz. Manchmal, wie z.B. in der Felsformation des obersten Gößfalles, können die sonst typischen Kalifeldspatäugen auch gänzlich fehlen. Hier besitzt der Orthogneis

tonalitische Zusammensetzung. In den benachbarten Steinbrüchen wird ein straff geregelter Granodioritgneis mit zahlreichen hellen und dunklen Striemen und prächtiger Augentextur abgebaut. Der Plagioklas bleibt deutlich kleiner als der Kalifeldspat, ist stärker rekristallisiert und bildet zusammen mit gelängten Quarznestern die hellen Striemen. In den dunklen Striemen sind Biotit, Titanit, Orthit und Epidot angereichert.

Haltepunkt 6: Probsttratte bei Malta mit Erläuterungen zur spätglazialen Entwicklung im Maltatal und Aussichtspunkt „die Endmoräne von Schlatzing“

Lokalität: ÖK 50, Blatt 182, Spittal a.d. Drau, Gemeinde Malta, 46°57'46" N, 13°29'24" E, ~ 860 m ü. NN; auf dem Weg in das hintere Maltatal liegt ~ 1,3 km nach dem Gemeindehaus von Malta (= Informationsstelle des Nationalparks Hohe Tauern) an der rechten Straßenseite beim Weiler Probsttratte ein Parkplatz. Von dort führt ein markierter Fußweg auf einen hochgelegenen Schwemmfächer des Feistritzbachs, eines linksseitigen Zuflusses der Malta.

Südlich bzw. südwestlich des Aussichtspunktes befindet sich der das Maltatal querende Endmoränenzug von Schlatzing, der ein Zungenbecken umkränzt (s. Abb. 7, 8, 9 in REITNER, dieser Band). Typisch für eine glaziale Serie schließt flussabwärts an die Moräne eine mindestens 10 m mächtige Schotterterrasse an. Weiters sind gegen Süden, auf der orographisch rechten Maltaseite, Reste eines äußeren Endmoränenzuges zu erkennen. Beide Moränenzüge repräsentieren einen längeren Halt des Maltagletschers samt einer kleinen Oszillation. Die Verbreitung der damit assoziierten Terrassenschüttungen bis knapp vor Gmünd belegt eine freie Vorflut im Maltatal.

Aufgrund der paläogeographischen Situation (Größe des Gletschers, Fehlen etwaiger Toteisreste im Gletschervorfeld), die der des Gschnitzgletschers bei Trins gleicht, wurde der Halt des Maltagletschers bei Schlatzing dem Gschnitz-Stadial (~ 16.000 kalibrierte Jahre vor heute) zugeordnet. Dies ist allerdings mit Vorsicht zu betrachten, da konkretere Evidenzen für eine Korrelation, wie die Expositionsaltersdatierungen, derzeit* noch fehlen.

Gegen SE ist auf der orographisch rechten Maltalseite die Innenseite der Endmoräne bei Schloss Dornbach ersichtlich. Diese ist mit einem Schotterkörper assoziiert, dessen Höhenlage deutlich über dem heutigen Maltatalniveau die Existenz von Toteisresten im Maltatal anzeigt. Dieser Moränenwall repräsentiert gemeinsam mit seinem Pendant bei Hilpersdorf eine kurzfristige Stabilisierung des Maltagletschers in der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial (~ 21.000–19.000 kalibrierte Jahre vor heute; s. Abb. 10, Beitrag REITNER [dieser Band]). In denselben Zeitabschnitt fallen die gegen SE im Hintergrund erkennbaren mächtigen Staukörper am Eisrand bei Gmünd.

Von dem Zeitabschnitt zwischen Eiszerfallsphase und Gschnitz-Stadial, also von ~ 19.000 bis 16.000, ist im Maltatal nur fluviatile Erosion belegt.

* Beim Wirtshaus bei Koschach startet ein sogenannter Gletscherweg, der die glazial überformte Fellslandschaft (Rundhöcker) erschließt. Die Hauptattraktion ist der Gletscherschliff, der vom Maltagletscher letztmalig während des Gletscherhaltes von Schlatzing (?Gschnitz-Stadial) überformt wurde. An dieser Stelle wurden daher von A. REUTHER (Univ. Regensburg) und S. IVY-OCHS (ETH Zürich) Proben (Quarze) für Expositionsaltersdatierungen (SED; ^{10}Be , ^{26}Al) genommen, um so den Stand von Schlatzing zeitlich einzugrenzen zu können.

Zur Erläuterung der Aussichtspunkte

Abschnitt Tandelspitze – Bartelmänner – Ebenwald:

Gößkern: 1 = Granit- und Granodioritgneis.

Altes Dach des Gößkernes (Reißbeck-Komplex): 2 = Migmatischer Bändergneis, Paläosom: Amphibolit, Neosom: Aplitgneis.

Draxel-Komplex: 3 = Granatglimmerschiefer (30 bis 40 m).

Geometrische Fortsetzung des Hochalpkerns und Hüllgesteine: 4 = Amphibolit (10 m). 5 = Granit- und Aplitgneis (250 m). 6 = Strahlsteinfels (Serpentin-Begleitgestein), Amphibolit und Bändergneis (3 m).

7 = Granatglimmerschiefer (40 m) mit 8 mm großen Granatkristallen; s: 12/20 E, Lineation = Faltenachse: 40/12 N. 8 = Amphibolit (10 m). 9 = Grobkörniger Augengranitgneis (25 m). 10 = Kleinkörniger Paragneis und Biotitschiefer.

Geometrische Fortsetzung der Silbereck-Serie: 11 = Quarzit (1,5 m).

Storz-Decke:

Storz-Komplex: 12 = Amphibolit (10 m), s: 40/23 SE. 13 = Paragneis, Chlorit- und Biotitschiefer (3 m); spitz gefalteter Bändergneis (5 m), s: 37/34 SE, Faltenachse: 144/25 SE. 14 = Amphibolit (10 m). 15 = Quarzdioritgneis (40 m) mit Quarzadern, s: 42/32 SE, Lineation: 146/23 SE. 16 = Grobkörniger Biotit-Epidotamphibolit (1 m). 17 = Quarzdioritgneis (150 m), an seiner Basis: Lagerquarz (0,5 m); s: 52/22 SE, Lineation: 160/22 S. 18 = Amphibolit (15 m). 19 = Migmatitgneis und Amphibolit (15 m). 20 = Amphibolit (50 m). 21 = Prasinit (10 m). 22 = Migmatischer, Chlorit und Hellglimmer führender Augengneis mit Amphibolitlagen (10 m), s: 12/24 E, Lineation = Faltenachse: 148/16 SE. 23 = Augengranitgneis (80 m), Chlorit und Hellglimmer führend, s: 38/26 SE, Lineation = Faltenachse: 156/21 SE. In der Steilwand prächtige Falten im 10-m-Bereich.

Kareck-Komplex: 24 = Migmatischer Bändergneis, Stengeltektonit; Paläosom: Chlorit reicher Gneis, Neosom: Aplitgneis, s: 12–26/24–28 E, Hauptlineation = Stengelachse: 137/23 SE. Achse der jungen Knitterung: 15/8 S. 25 = Prasinit, wechsellagernd mit Amphibolit und Aplitgneis.

Periphere Schieferhülle:

Murtörl-Formation: 26 = Schwarzschiefer (35 m), teilweise mit dunklen Albitknoten, s: 20/25 E.

Schrovin-Gruppe: 27 = Heller Serizitschiefer mit Albitblasten (4 m). 28 = Phengitquarzit (0,5 m) vom Typus Lantschfeldquarzit, s: 9/28 E, Achse der Kleinfalten: 4/horizontal.

Bündnerschiefer-Gruppe: 29 = Grünschiefer, s: 10/32 E. 30 = Kalkschiefer (ca. 100 m) mit einer Schwarzphyllitlage, s: 163–170/22–48 E, Lineation: 90/22 E. 31 = Quarzit, s: 138–163/33 SE. 32 = Grünschiefer (30 m), s: 142–152/26–34 SE, Lineation: 72–107/32–35 E. 33 = Kalkschiefer (80 m).

Nordrahmenzone: 34 = Dunkler Phyllit (Fuscher Phyllit). 35 = Schollen von Karbonatgesteinen (Mitteltrias; 15 m) vermengt mit Alpinem Verrucano. 36 = Serpentin (60–80 m).

Katschbergzone: 37 = Katschberg-Quarzphyllit. 38 = Altpaläozoischer Eisendolomit und Bänderkalkmarmor (1,5 m) als Schollen im Quarzphyllit (Lisabichl-Schollenzone). 39 = Mylonit. 40 = Phyllonit (retrograd überprägter Glimmerschiefer und Paragneis).

Quartär: 41 = Moräne. 42 = Alluvionen.

Abschnitt Preimelspitze Ostgrat – Winterriegel – Gößtal beim Maltastollen:

Gößkern: 1 = Granit- und Granodioritgneis. 2 = Bändergneis-Zwischenlagen im Gößkern. 3 = Granit- und Granodioritgneis.

Altes Dach des Gößkernes (Reißbeck-Komplex): 4 = Amphibolit (Altes Dach des Gößkernes) s: 125/30 NE, Lineation: 120/12 W. 5 = Migmatischer Bändergneis (30 m); Paläosom: Amphibolit und Prasinit; Neosom: Aplitgneis. 6 = Biotit führender Aplitgneis (50 m) mit Lagen und Schollen von Amphibolit.

Draxel-Komplex: 7 = Granatglimmerschiefer (160 m), aplitisch injiziert und mit 8 = Graphitquarzit.

Das Profil am Grat zeigt von unten nach oben folgenden Bau des Draxel-Komplexes: Granatglimmerschiefer (50 m) mit 7 mm großem Granat und mit einer Graphitquarzitlage (0,1 m). Darüber (bei P. 2518) Migmatitgneis (40 m), Paläosom: Glimmerschiefer, Neosom: Aplitgneis. Darüber Graphitquarzit (spitz gefaltet, 3 m), s: 110/20 NE, Lineation: 110/horizontal. Darüber Granatglimmerschiefer (4 m). Darüber derselbe Migmatitgneis (28 m). Darüber Granatglimmerschiefer (30 m). Darüber Aplitgneis (5 m) mit Glimmerschiefer-Schollen. Im Maltastollen sind die Granatglimmerschiefer zwischen den Stationen 3980 und 4198 m zusammen mit Granatquarzit und mit Gneislagen aufgeschlossen. Zwischen den Stationen 4236 und 4300 m bildet der Granatglimmerschiefer ein domförmiges Gewölbe.

Hochalmkern: 9 = Mittelkörniger leukokrater Granitgneis (15 m), s: 90/26 N. Im Maltastollen als Bändergneis zwischen den Stationen 4198 bis 4206 m und über dem Glimmerschiefer-Dom aufgeschlossen. 10 = Granodioritgneis und Tonalitgneis (600 m), s: 85/28 N, Lineation: 90/15 W. Im Maltastollen Stationen 4206 bis 4236 und 4300 bis 7260 m. Bei Station 4410 m: Granodioritische Varietät. Station 4630: Tonalitgneis s: 82/30-53 N. Bei den Stationen 5830 und 6340 m: Pegmatitgänge im Tonalitgneis. Station 6750 m: Tonalitgneis s: 120/47 N. 11 = Grobkörniger Granitgneis. Im Maltastollen ist der Grenzbereich infolge mehrfachen Wechsels zwischen Tonalitgneis und Granitgneis unscharf.

Abschnitt Schmiednock – Gößtal bei der Kohlmayralm:

Gößkern: I = Granit- und Granodioritgneis.

Altes Dach des Gößkernes (Reißbeck-Komplex): 2 = Migmatischer Bändergneis Paläosom: Amphibolit, Neosom: Aplitgneis. Darinnen 10 m dicke Lagen von Amphibolit und Aplitgneis. Raumlage unter dem Draxelnock: s: 87/35 N, Lineation: 87/10 W.

Draxel-Komplex: 3 = Granatglimmerschiefer. Am Draxelnock mit 1 cm großen Granatkristallen und mit Raumlage: s: 122–125/37–45 N, Lineation: 132/28 N. Auf der Tandspitze ist der Granatglimmerschiefer 40 m mächtig und enthält 3 cm große Granate. Die Raumlage beträgt dort: s: 32–36/22 SE.

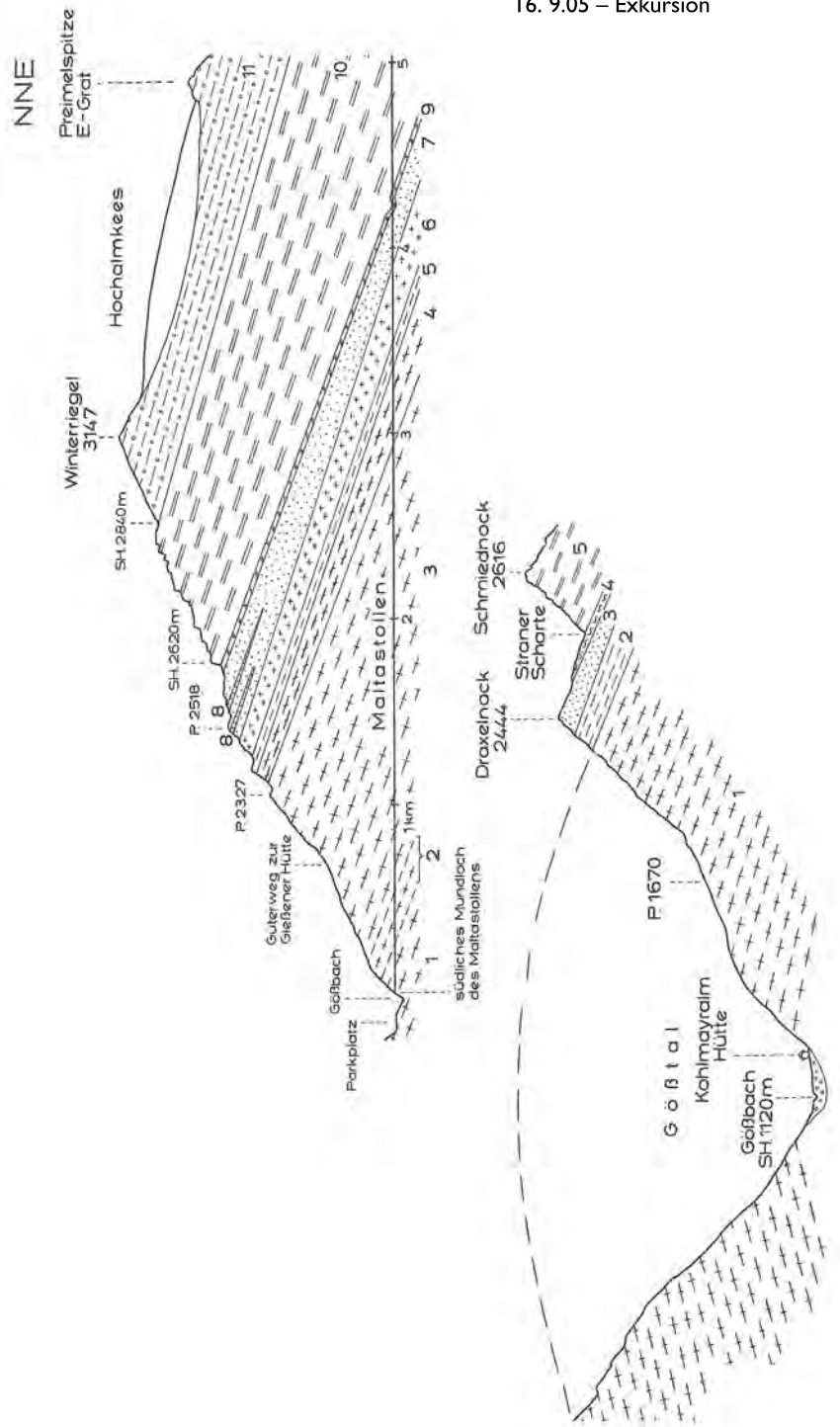
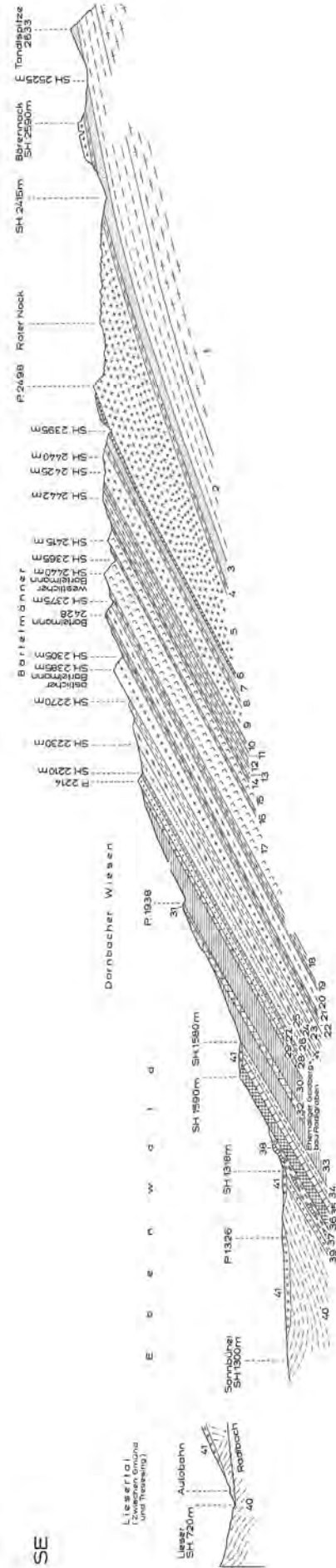
Hochalmkern: 4 = Tonalit-Phyllonit, postkristallin deformiert, spitz gefaltet, s: 62/24 NW, Hauptlineation mit Elongation des Biotits: 120/12 W, junge Knitterungsachse: N–S/15 N. 5 = Granodioritgneis und Tonalitgneis, s: 107/38 N, Lineation: 112/10.

Literatur

Siehe: Beitrag von G. PESTAL: „Geologischer Bau des Tauernfensters“, dieser Band.

Abb. 2: Profilschnitte vom Gößkern bis zum Rande des Tauernfensters (nach Ch. EXNER, 1980)





Anschriften der Autoren

Dr. Rainier ARNDT
 Geologische Bundesanstalt Wien
 Fachabteilung Geophysik
 Neulinggasse 38, A-1030 Wien
 Tel.: +43 (0) 1 712 56 74 / 373, 0664 1820 400
 Fax: +43 (0) 1 712 56 74 / 56
 Email: rainier.arndt@geologie.ac.at
 Homepage: www.geologie.ac.at

Dipl.-Ing. Bernhard ATZENHOFER
 Geologische Bundesanstalt
 Fachabteilung Rohstoffgeologie
 Neulinggasse 38, A-1030 Wien
 Tel.: +43 (0) 1 712 56 74 / 319
 Fax: +43 (0) 1 712 56 74 / 56
 Email: bernhard.atzenhofer@geologie.ac.at
 Homepage: www.geologie.ac.at

Dr. Richard BÄK
 Amt der Kärntner Landesregierung
 Abt. 15 – Umweltschutz und Technik
 Uabt. Geologie und Bodenschutz
 Flatschacherstraße 70, A-9021 Klagenfurt
 Tel.: +43 (0) 50 536 / 31510 oder
 Tel.: 0463 / 53631510
 Fax: +43 (0) 50 536 / 31515 oder
 Fax: 0463 / 53631519
 Email: richard.baek@ktn.gv.at
 Homepage: umwelt.ktn.gv.at

Mag. Ulrike EBERHART
 Amt der Kärntner Landesregierung
 Abt. 15 – Umweltschutz und Technik
 Uabt. Geologie und Bodenschutz
 Flatschacherstraße 70, A-9021 Klagenfurt
 Tel.: +43 (0) 50 536 / 31524
 Fax: +43 (0) 50 536 / 31515
 Email: ulrike.eberhart@ktn.gv.at

Dr. Volker ERTL
 Hauptplatz 23 / II
 9800 Spittal/Drau

Prof. Dr. Rafael FERREIRO MÄHLMANN
 Universität Darmstadt
 Institut für Angewandte Geowissenschaften
 Schnittpahnstraße 9, D-64287 Darmstadt
 Tel.: +49 (0) 6151 16 2280
 Fax: +49 (0) 6151 16 4021
 E-mail: ferreiro@geo.tu-darmstadt.de

Prof.Dr. Friedrich FINGER
 Abt. für Mineralogie d. Universität Salzburg
 Hellbrunner Str. 34, A-5020 Salzburg
 Tel.: +43 (0) 662 8044 5445
 Fax: +43 (0) 662 8044 622
 Email: friedrich.finger@sbg.ac.at

Dr. Gerhard FUCHS
 Windpasshof
 Gutenbrunn 87, A-3665 Gutenbrunn
 Tel.: +43 (0) 2758 5432

Dr. Georg GANGL
 Fasangasse 4, 2102 Bisamberg
 Tel.: +43 (0) 2262 / 62747
 Email: georg.gangl@univie.ac.at

Mag. Franz GOLDSCHMIDT
 Amt der Kärntner Landesregierung
 Abt. 15 – Umweltschutz und Technik
 Uabt. Geologie und Bodenschutz
 Flatschacherstraße 70, A-9021 Klagenfurt
 Tel.: +43 (0) 50 536 / 31513
 Fax: +43 (0) 50 536 / 31515
 Email: franz.goldschmidt@ktn.gv.at
 Homepage: umwelt.ktn.gv.at

Mag. Klemens GRÖSEL
 Geologische Bundesanstalt,
 Fachabteilung Geophysik
 Neulinggasse 38, A-1030 Wien
 Tel.: +43 (0) 1 712 56 74 / 394
 Fax: +43 (0) 1 712 56 74 / 56
 Email: klemens.groesel@geologie.ac.at
 Homepage: www.geologie.ac.at

Dr. Christa HAMMERL
 „Seismologischer Dienst“ an der Zentralanstalt
 für Meteorologie und Geodynamik in Wien
 Hohe Warte 38, 1190 Wien
 Tel.: +43 (0) 1 / 360262516
 Fax: +43 (0) 1 / 3686621
 Email: christa.hammerl@zamg.ac.at

Axel HUBER
 Seespitz 24, A-9871 Seeboden, Kärnten
 Tel.: +43 (0) 476 / 281357
 Fax: +43 (0) 476 / 28135713
 Email: axel.huber@gmx.at

Dr. Maria HEINRICH
Geologische Bundesanstalt
Fachabteilung Rohstoffgeologie
Neulinggasse 38, A-1030 Wien
Tel.: +43 (0)1 712 56 74 / 310
Fax: +43 (0)1 712 56 74 / 56
Email: maria.heinrich@geologie.ac.at
Homepage: www.geologie.ac.at

Dr. Leonore HOKE
Department of Earth Sciences
Victoria University
Wellington, New Zealand
Email: leonore.hoke@xtra.co.nz

Dr. Arben KOÇIU
Geologische Bundesanstalt
Fachabteilung Ingenieurgeologie
Neulinggasse 38, A-1030 Wien
Tel.: +43 (0)1 712 56 74 / 390
Fax: +43 (0)1 712 56 74 / 56
Email: arben.kociu@geologie.ac.at
Homepage: www.geologie.ac.at

Dr. Walter H. KOLLMANN
Geologische Bundesanstalt
Fachabteilung Hydrogeologie
Neulinggasse 38, A-1030 Wien
Tel.: +43 (0)1 712 56 74 / 330
Fax: +43 (0)1 712 56 74 / 56
Email: walter.kollmann@geologie.ac.at
Homepage: www.geologie.ac.at

Dr. Hans Georg KRENMAYR
Geologische Bundesanstalt
Hauptabteilung Geologische Landesaufnahme
Neulinggasse 38, A-1030 Wien
Tel.: +43 (0)1 712 56 74 / 200
Fax: +43 (0)1 712 56 74 / 56
Email: krehan@geologie.ac.at
Homepage: www.geologie.ac.at

Erich KRENN
Universität Salzburg
Abteilung für Mineralogie
Hellbrunner Str. 34, A-5020 Salzburg

Univ.-Doz. Dr. Wolfgang A. LENHARDT
„Seismologischer Dienst“ an der Zentralanstalt
für Meteorologie und Geodynamik
Hohe Warte 38, 1190 Wien
Tel.: +43 (0)1 / 360262507
Fax: +43 (0)1 / 3686621
Email: wolfgang.lenhardt@zamg.ac.at

Dr. Gerhard LETOUZÉ-ZEZULA
Geologische Bundesanstalt
Hauptabt. Angewandte Geowissenschaften
Neulinggasse 38, A-1030 Wien
Tel.: +43 (0)1 712 56 74 / 300
Fax: +43 (0)1 712 56 74 / 56
Email: gerhard.letouze@geologie.ac.at
Homepage: www.geologie.ac.at

Ao. Univ.-Prof. Mag. Dr. Gerhard K. LIEB
Universität Graz
Institut für Geographie und Raumforschung
Heinrichstraße 36, A-8010 Graz
Tel.: +43 0316 380 / 5146
Fax: +43 0316 380 / 9886
Email: gerhard.lieb@uni-graz.at

Dipl.-Geol. Piotr LIPIARSKI
Geologische Bundesanstalt
Fachabteilung Rohstoffgeologie
Neulinggasse 38, A-1030 Wien
Tel.: +43 (0)1 712 56 74 / 315
Fax: +43 (0)1 712 56 74 / 56
Email: piotr.lipiariski@geologie.ac.at
Homepage: www.geologie.ac.at

Dr. Manfred LINNER
Geologische Bundesanstalt
Fachabteilung Kristallingeologie
Neulinggasse 38, A-1030 Wien
Tel.: +43 (0)1 712 56 74 / 211
Fax: +43 (0)1 712 56 74 / 56
Email: manfred.linner@geologie.ac.at
Homepage: www.geologie.ac.at

Dr. Janusz MAGIERA
AGH-University of Science and Technology
Retoryka 18/6a, Pl 31-107 Krakau
Tel.: +48 126172435
Fax: +48 126332436
Email: magiera@geol.agh.edu.pl

Herbert MANDLER
Amt der Kärntner Landesregierung, Abt. 18
Wasserwirtschaft, UAbt. Spittal/Drau
Lutherstr. 6–8, 9800 Spittal/Drau
Email: herbert.mandler@ktn.gv.at

Dr. F.W. MARSCH
Hydroalpina Ingenieurbüro
Krottenbachstr. 9, A-1190 Wien und
Oberlungitz 67, A-8230 Hartberg
Tel.: +43 (0) 3332 / 61575 oder
0676 / 3762866

Dr. Josef MAURACHER
 Geologische Bundesanstalt
 Fachabteilung Rohstoffgeologie
 Neulinggasse 38, A-1030 Wien
 Tel.: +43 (0)1 712 56 74 / 324
 Fax: +43 (0)1 712 56 74 / 56
 Email: josef.mauracher@geologie.ac.at
 Homepage: www.geologie.ac.at

Mag. Gerlinde POSCH-TRÖZMÜLLER
 Geologische Bundesanstalt
 Fachabteilung Rohstoffgeologie
 Neulingg. 38, 1030 Wien
 Tel.: +43 (0)1 712 56 74 / 328
 Fax: +43 (0)1 712 56 74 / 56
 Email: posger@geologie.ac.at
 Homepage: www.geologie.ac.at

Dr. Hassan NEINAVAI
 Geologische Bundesanstalt
 Fachabteilung Rohstoffgeologie
 Neulinggasse 38, A-1030 Wien
 Tel.: +43 (0)1 712 56 74 / 317
 Fax: +43 (0)1 712 56 74 / 56
 Email: hassan.neinavaie@geologie.ac.at
 Homepage: www.geologie.ac.at

Mag. Julia RABEDER
 Geologische Bundesanstalt
 Fachabteilung Rohstoffgeologie
 Neulinggasse 38, A-1030 Wien
 Tel.: +43 (0)1 712 56 74 / 313
 Fax: +43 (0)1 712 56 74 / 56
 Email: julia.rabeder@geologie.ac.at
 Homepage: www.geologie.ac.at

M.Sc. Dipl.-Ing. Gerlinde ORTNER
 Joanneum Research Forschungsges. m.b.H.
 Institut für WasserRessourcenManagement
 Elisabethstr. 16/II 8010 Graz
 Email: gerlinde.ortner@joanneum.at

Dr. Jürgen M. REITNER
 Geologische Bundesanstalt
 FA Sedimentgeologie
 Neulinggasse 38, A-1030 Wien
 Tel.: +43 (0)1 7125674 / 242
 Fax: +43 (0)1 712 56 74 / 56
 Email: jurgen.reitner@geologie.ac.at
 Homepage: www.geologie.ac.at

Harald OSWALDER
 Amt der Kärntner Landesregierung
 Abt. 15 – Umweltschutz und Technik
 Uabt. Geologie und Bodenschutz
 Flatschacherstraße 70, A-9020 Klagenfurt
 Tel.: +43 (0) 50 536 / 31514
 Fax: +43 (0) 50 536 / 31515
 Email: harald.oswalder@ktn.gv.at
 Homepage: umwelt.ktn.gv.at

Dr. Albert SCHEDL
 Geologische Bundesanstalt
 Fachabteilung Rohstoffgeologie
 Neulinggasse 38, A-1030 Wien
 Tel.: +43 1 712 56 74 / 312
 Fax: +43 (0)1 712 56 74 / 56
 Email: albert.schedl@geologie.ac.at
 Homepage: www.geologie.ac.at

Dr. Gerhard PESTAL
 Geologische Bundesanstalt
 FA Kristallgeologie
 Neulinggasse 38, A-1030 Wien
 Tel.: +43 (0)1 712 56 74 / 213
 Fax: +43 (0)1 712 56 74 / 56
 Email: gerhard.pestal@geologie.ac.at
 Homepage: www.geologie.ac.at

Dr. Jochen SCHLAMBERGER
 Amt der Kärntner Landesregierung
 Abt. 15 – Umweltschutz und Technik
 Flatschacherstraße 70, A-9020 Klagenfurt
 Tel.: 05 0536 / 31512
 Email: post.abt15@ktn.gv.at
 Homepage: umwelt.ktn.gv.at

Dr. Julian PISTOTNIK
 Linzer Str. 439
 1140 Wien (W)

Prof.Dr. Stefan M. SCHMID
 Universität Basel
 Geologisch-Paläontologisches Institut
 Bernoullistrasse 32, CH 4056 Basel
 Tel.: 061 267 35 84
 Fax: 061 267 36 13
 Email: Stefan.Schmid@unibas.ch

Dr. Walter POLTNI
 Joanneum Research Forschungsges. m.b.H.
 Elisabethstr. 16/II, 8010 Graz
 Email: walter.poltng@joanneum.at

Prof. Dr. Hans Peter SCHÖNLAUB
Geologische Bundesanstalt
Direktor
Tel.: +43 (0)1 712 56 74 / 100
Fax: +43 (0)1 712 56 74 / 56
Email: schhp@geologie.ac.at
Homepage: www.geologie.ac.at

Dr. Gerhard SCHUBERT
Geologische Bundesanstalt
Fachabteilung Hydrogeologie
Neulinggasse 38, 1030 Wien
Tel.: +43 (0)1 712 56 74 / 331
Fax: +43 (0)1 712 56 74 / 56
Email: Gerhard.Schubert@geologie.ac.at
Homepage: www.geologie.ac.at

Dr. Ralf SCHUSTER
Geologische Bundesanstalt
FA Kristallingeologie
Neulinggasse 38, A-1030 Wien
Tel.: +43 (0)1 712 56 74 / 210
Fax: +43 (0)1 712 56 74 / 56
Email: schral@geologie.ac.at
Homepage: www.geologie.ac.at

Prof. Dr. Bernhard SCHULZ
Universität Erlangen
Institut für Geologie und Mineralogie
Schlossgartenstraße 5, D-91054 Erlangen
Email: bschulz@geol.uni-erlangen.de

Dr. Elmar STROBL
Mag. E. Neubauer ZT GmbH
Wiener Straße 253, 8051 Graz
Tel.: +43 (0) 316 / 67050016
Fax: +43 (0) 316 / 6705004
Email: elmar.strobl@zt-neubauer.at

Prof. Dr. Friedrich UCIK
Sonnenhangstraße 59, A-9071 Köttmannsdorf
Tel.: +43 (0) 42202250

Dr. Jerzy ZASADNI
AGH-University of Science and Technology
Mickiewicza 30, PI 31-059 Krakau
Email: zasadni@op.pl