GeoSphere
Austria

Bundesanstalt für
Geologie, Geophysik,
Klimatologie und
Meteorologie

Jahrbuch für Geowissenschaften der GeoSphere Austria

Band 1 | 2023 & 2024

www.geosphere.at

ISSN-Print: 3061-0427
ISSN-Online: 3061-0435

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: GeoSphere Austria, Hohe Warte 38, 1190 Wien / Österreich.
Umschlagbild: Maria Schaffhauser: Trogkofel Nordwand in den Karnischen Alpen (Kärnten / Österreich)
Redaktion: Christoph Janda & Thomas Hofmann
Lektorat: Christian Cermak
Verlagsort: Wien
Herstellungsort: Wien

Ziel des „Jahrbuches für Geowissenschaften der GeoSphere Austria“ ist die Dokumentation und Verbreitung geowissenschaftlicher Forschungsergebnisse.

Umschlaggestaltung: Stefan Macheiner im Auftrag der GeoSphere Austria.
Satz, Gestaltung und Druckvorbereitung: Jarmila Böhm im Auftrag der GeoSphere Austria.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges.m.b.H, 3580 Horn.

Jahrbuch für Geowissenschaften der GeoSphere Austria
ISSN-Print: 3061-0427 // ISSN-Online: 3061-0435 | Band 1 | 2023 & 2024 | S. 1–185 | Wien, 2024

Inhalt

Leichter, B. & Lenhardt, W.A.: Dr. Gerald Duma (1946–2024) 5

Krainer, K. & Schaffhauser, M.: Die Zottachkopf-Formation (Unterperm; Cisuralium), eine neue stratigraphische Einheit innerhalb der Rattendorf Gruppe, Karnische Alpen, Österreich/Italien 9

Laimer, H.J. & Rainer Braunstingl, R.: Identifizierung und Kartierung tiefgründiger Massenbewegungen im Einzugsgebiet des Steingrabens (Osterhorngruppe, Nördliche Kalkalpen, Salzburg) 69

Thöni, M.: Datierung von Granat: Neue Samarium–Neodym-Daten aus den Ost- und Südalpen mit Diskussion spezieller Aspekte der Granat-Chronometrie 81

Contents

Leichter, B. & Lenhardt, W.A.: Dr. Gerald Duma (1946–2024).. 5

Krainer, K. & Schaffhauser, M.: The Zottachkopf Formation (Lower Permian; Cisuralian), a new stratigraphic unit of the Rattendorf Group, Carnic Alps, Austria/Italy 9

Laimer, H.J. & Rainer Braunstingl, R.: Identification and mapping of deep-seated landslides in the Steingraben drainage basin (Osterhorn Mountains, Northern Calcareous Alps, Salzburg) 69

Thöni, M.: Dating garnet: New Sm–Nd data from the Eastern and the Southern Alps with discussion of some special aspects for garnet chronometry 81

Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 25.000 / 1 : 50.000 in den Jahren 2016–2024

Geological Mapping Reports for the 1 : 25,000 / 1 : 50,000 Scale Geological Map Series from the Years 2016–2024

Kartenwerk im BMN-System (Maps in BMN Map Projection)

Ranftl, E.-M.: Bericht 2022 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn 129

Ranftl, E.-M.: Bericht 2021 über strukturgeologische Aufnahmen zu hydrogeologischen Fragestellungen auf Blatt 29 Schärding 132

Reitner J.M.: Bericht 2022 über geologische Aufnahmen im Quartär des Einzugsgebietes der Weißache auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-13 Kufstein 136

Reitner J.M., Lotter, M. & Huet, B.: Bericht 2016–2020 über geologische Aufnahmen im Quartär des Einzugsgebietes der Salzach auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger, 122 Kitzbühel und 151 Krimml 138

Griesmeier, G.E.U.: Bericht 2023 über geologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming 155

Griesmeier, G.E.U. & Schuster, R.: Bericht 2023 über geologische Aufnahmen in den Niederen Tauern auf den Kartenblättern 128 Gröbming, 129 Donnersbach und 158 Stadl an der Mur 159

Hejl, E.: Bericht 2023 über geologische Aufnahmen im Wölz-Komplex und im Ennstal-Komplex auf Blatt 128 Gröbming 164

Huet, B., Költringer, C. & Linner, M.: Bericht 2023 über die geologische Aufnahme des Profils Trögereck – Stanziwurten auf Blatt 154 Rauris 166

Kartenwerk im UTM-System (Maps in UTM Map Projection)

Reiser, M.: Bericht 2022 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital 170

Reiser, M.: Bericht 2023 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital 174

Geiler, J.: Bericht 2023 über geologische Aufnahmen im hinteren Stubaital (Ötztal-Stubai Kristallin) auf Blatt NL 32-06-04 Sölden 177

García-Ramos, D.A.: Bericht 2024 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Sankt Georgen in der Klaus auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs 181

García-Ramos, D.A.: Bericht 2024 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Kritzendorf auf Blatt NM 33-12-19 Tulln an der Donau 183

Anmerkung / Note
Sprache des Artikels in fetter Schrift / article language in bold font

Jahrbuch für Geowissenschaften der GeoSphere Austria
ISSN-Print: 3061-0427 // ISSN-Online: 3061-0435 | Band 1 | 2023 & 2024 | S. 5–7 | Wien, 2024

Dr. Gerald Duma
(1946–2024)

Dr. Gerald Duma verstarb am 10. Mai 2024 in Wien. Sein Begräbnis fand am 27. Mai am Gersthofer Friedhof im Beisein seiner Familie, zahlreicher Kolleginnen und Kollegen sowie Freunde statt. Gerald Duma hat wesentliche Akzente zur Erforschung des Erdmagnetfeldes im Ostalpenraum gesetzt und befasste sich ebenso intensiv als Seismologe mit dem Erdbebengeschehen in Österreich.

Gerald Duma wurde am 18. März 1946 in Gmunden (Oberösterreich) geboren. Er schloss seine Ausbildung im Fach *Elektrotechnik* an der HTL Linz 1965 ab. Danach studierte er *Technische Physik* an der Technischen Hochschule in Wien (heute: TU Wien), wo er 1970 die I. Staatsprüfung ablegte. Er wechselte dann an die Universität Wien, wo er *Geophysik* studierte (II. Staatsprüfung). Es fiel in diese Zeit, dass er Gertrude kennen lernte, die er 1972 heiratete und mit der er vier Kinder hatte. 1976 verfasste er unter der Anleitung von Univ.-Prof. Dr. Rudolf Gutdeutsch (1930–2021) seine Dissertationsschrift über die Bestimmung der Magnituden ostalpiner Erdbeben und wurde im Jahr 1977 promoviert. Diese Arbeit war die erste ihrer Art zum Thema der Magnitudenbestimmung über Erdbeben in Österreich und basierte auf analogen Aufzeichnungen (Seismogrammen) des damals an der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) eingesetzten Wiechert-Seismographen. Dieser Seismograph wurde seit 1906 an der ZAMG verwendet und erlaubte die Aufzeichnung von Bodenerschütterungen mit einer 100–200-fachen Verstärkung. Tausende von Seismogrammen waren inzwischen im Seismogramm-Archiv der ZAMG angefallen und harrten seit der Arbeit von Charles Frederic Richter (1900–1985) aus dem Jahr 1935 einer diesbezüglichen Auswertung. Sein Interesse für Erdbeben begleitete Duma die weiteren Jahre am Institut für Meteorologie und Geophysik, wo er bis Ende 1979 als Universitätsassistent tätig war. Hier war er zunächst (1971–1977) Studienassistent mit einer Halbtagsstelle und daran anschließend Universitätsassistent (ganztags); seine Forschungsthemen waren Seismologie, begleitet wurde diese Zeit von seiner Lehrtätigkeit auf dem Gebiet der Geophysik.

1980 wechselte er zur Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien (heute GeoSphere Austria) in die Abteilung Geophysik, wo er als Seismologe beim Österreichischen Erdbebendienst arbeitete und seine Erfahrung einbringen konnte. Außerdem wurde er mit der Führung des damaligen Geomagnetischen Observatoriums am Cobenzl betraut – ein neues Feld beruflicher Aktivität, das sich perfekt in das weitere Spektrum der Geophysik einfügte, und seine zukünftige berufliche Laufbahn prägte. So war er führend tätig bei der Errichtung des seismischen Überwachungsnetzes von Wien, welches dazu dient, Erschütterungsbeobachtungen der Bevölkerung zu quantifizieren und die Baunorm zur erdbebensicheren Bauweise zu verbessern. Weiters befasste er sich mit der Mikrozonierung des Stadtgebietes von Wien und des Inntales mit dem Ziel, seismische Erschütterungsanomalien räumlich exakt einzugrenzen.

Einer der Höhepunkte seiner beruflichen Karriere war sicherlich seine langjährige Mitarbeit (1990–2005) bei der Abrüstungskonferenz von Atomtests (heute Comprehensive Test Ban Treaty Organisation – CTBTO), die er von seinem Vorgänger Dr. Julius Drimmel (1927–2018) übertragen bekommen hatte. Damit war der Weg für das National Data Centre von Österreich (NDC-Austria) geebnet, das im November 2000 offiziell seine Heimstätte an der ZAMG seitens des Bundesministeriums für Europäische und internationale Angelegenheiten (BMEIA) erhielt. Dies war jedoch nicht seine einzige internationale Verpflichtung. Von 2005–2009 war Gerald Duma auch Repräsentant der ZAMG im International Seismological Centre (ISC) in Reading/UK und er vertrat Österreich in der International Association of Geomagnetics and Aeronomy (IAGA) bis 2012 – eine der acht Assoziationen der International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG). Er war auch Gründungsmitglied des Magnetic Network Europe (MagNetE), das alle zwei Jahre von 2003 bis 2013 Workshops abhielt. Ab 2005 leitete Gerald Duma diese Gruppe, die wesentlich zur europäischen Standardisierung der Vermessung von Geomagnetischen Säkularpunkten beitrug.

Auch zeichneten ihn seine Beiträge für den Zivilschutz und für die Austrian Forces Disaster Relief Unit (AFDRU) des Verteidigungsministeriums aus. Er leitete mehrere Projekte über regionale Erdbebengefährdung in Österreich, initiierte

die Installation der Strong-Motion-Messnetze in Wien und Wiener Neustadt und verfasste eine Studie über eine seismische Mikrozonierung des Inntales. Neben seiner Tätigkeit an der ZAMG war Gerald Duma Universitätslektor, wo er die magnetische Gerätekunde lehrte.

Bis zu seiner Pensionierung 2012 war er stellvertretender Abteilungsleiter der Abteilung Geophysik – neben seiner Funktion als Leiter der Fachabteilung Geomagnetik und Gravimetrie. Noch in seiner Pension hat er sich wissenschaftlich betätigt und zuletzt 2021 bei der European Geosciences Union (EGU) eine kurze wissenschaftliche Präsentation gegeben. Gerald Duma verfasste mehrere wissenschaftliche Publikationen und präsentierte im Rahmen von Vorträgen laufend die Fortschritte auf dem Sektor der Geomagnetik in Österreich auf wissenschaftlichen Tagungen.

Gerald Duma war ein unglaublich offener, warmherziger Mensch, der allem etwas Positives abgewinnen konnte. Er hat uns alle mit seiner guten Laune und seinem ausgeprägten Humor zu viel Motivation für unser aller Arbeit verholfen. Er war uns ein geschätzter Lehrer und lieber Freund.

BARBARA LEICHTER & WOLFGANG A. LENHARDT

Veröffentlichungen von Dr. Gerald Duma (chronologisch nach Erscheinungsjahr)

1974–1980

DRIMMEL, J. & DUMA, G. (1974): Bericht über Ausmaß und Ursachen der anomalen Wirkungen des Seebensteiner Starkbebens vom 16. April 1972 im Raume Wien. – Mitteilungen der Erdbeben-Kommission, Neue Folge, **74**, 16 S., Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.

DRIMMEL, J. & DUMA, G. (1975): The maxium acceleration and its duration during earthquakes felt at Vienna, resulting from Wiechert-seismograms. – In: STILLER, H.: XIVth General Assembly of the European Seismological Commission, Trieste, 16–22 September 1974, 51–57, Berlin.

DUMA, G. (1976): Die Bestimmung der Bebenmagnitude für Stationen im ostalpinen Raum. – Dissertation, Universität Wien, 91 S., Wien.

ARIC, K. DUMA, G. & GUTDEUTSCH, R. (1976): Remarks about magnitudes and maximum intensities of the earthquakes in Friuli, 1976. – Pure and Applied Geophysics, **114**, 1105–1108, Basel.

DUMA, G. (1977): Ergebnisse von Periodenmessungen an Scherwellen bei Nahbeben. – 37. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft e.V. in Verbindung mit der Frühjahrstagung der Arbeitsgemeinschaft Extraterristrische Physik, Braunschweig, 29. März–1. April 1977, 48, Braunschweig.

ADAM, A., MÄRCZ, F., VERÖ, J., WALLNER, A., DUMA, G. & GUTDEUTSCH, R. (1979): Preliminary results of Em sounding in the transitional zone between Eastern Alps and Pannonian Basin. – EOS Transactions of the American Geophysical Union, **60**/32, 566, Washington, D.C.

ARIC, K., DUMA, G. & GUTDEUTSCH, R. (1979): Jahresbericht 1977 über seismologische Beobachtungen. – Berichte über den geologischen Tiefbau der Ostalpen, **7** (Hochschulschwerpunkt N 25). – Jahresbericht 1977, II. Teil. – Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) Publikation, **240**, 55–56, Wien.

ARIC, K., DUMA, G. & GUTDEUTSCH, R. (1980): Untersuchung der Bebentätigkeit in Kärnten, Friaul und im weiteren ostalpinen Raum. – Geologischer Tiefbau der Ostalpen. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **71/72**, 261–268, Wien.

ARIC, K., DUMA, G., FRIEDMANN, H., GUTDEUTSCH, R. & HERNEGGER, F. (1980): Untersuchungen geophysikalischer Parameter im Zusammenhang mit Erdbeben in Kärnten und Friaul. – In: REUTER, H.: Festschrift zum 75. Geburtstag von Univ.-Prof. Dr. Ferdinand Steinhauser. – Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) Publikation, **243**, 3–20, Wien.

1981–1990

ADAM, A., MÄRCZ, F., VERÖ, J., WALLNER, A., DUMA, G. & GUTDEUTSCH, R. (1981): Magnetotelluric Sounding in the Transitional Zone between the Eastern Alps and Pannonian Basin. – Zeitschrift für Geophysik, **50**/1, 37–44, Berlin (Springer).

GUTDEUTSCH, R., STEINHAUSER, P., ARIC, K., SEIBERL, W., DUMA, G. & DRIMMEL, J. (1981): Geophysical Contribution to the Geodynamics of the Eastern Alps. – In: STEINHAUSER, F.: Results of the Austrian Investigations in the International Geodynamics Project 1972–1979, 7–33, Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung, Wien.

DUMA, G. & MEURERS, B. (1983): Zur Erdgebenauslösung durch Gezeitenkräfte. – In: MEURERS, B. & STEINHAUSER, P.: Tagungsbericht über das 2. Internationale Alpengravimetrie-Kolloquium Wien 1980. – Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) Publikation, **273**, 97–109, Wien.

ADAM, A., DUMA, G., GUTDEUTSCH, R., VERÖ, L. & WALLNER, A. (1986): Periadriatic lineament in the Alps studied by magnetotellurics. – Zeitschrift für Geophysik, **59**/2, 103–111, Berlin (Springer).

DUMA, G. (1987): Seismische Mikrozonierung des Stadtgebietes von Wien: Zwischenbericht. – 9 S., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt W-C-012, Wien.

DUMA, G. (1988): Seismische Mikrozonierung des Stadtgebietes von Wien: Endbericht. – 110 S., 3 Kt., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt W-C-012, Wien.

DUMA, G. (1988): Seismische Mikrozonierung des Stadtgebietes von Wien. – Unveröffentlichter Bericht der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Abteilung Geophysik, 148 S., Wien.

BUCHEGGER, G. & DUMA, G. (1989): Der Stand der Erdbebenvorhersage heute. – Festschrift anläßlich der Eröffnung des Österreichischen Erdbebenwarndienstes ÖEW Tirol. – Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) Publikation, **330**, 19–21, Wien.

ADAM, A. & DUMA, G. (1990): Ergebnisse magnetotellurischer Sondierungen im Bereich der periadriatischen Nahtzone. – 50. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft gemeinsam mit der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Leoben vom 23.4.–28.4.1990, 141, Joanneum Research, Leoben.

1991–2000

BERGER, J. & DUMA, G. (1991): Geomagnetische Vermessung von Österreich. – In: BEBLO, M. & SOFFEL, H.: 150 Years Earthmagnetic Observatories München – Maisach – Fürstenfeldbruck, 179–184, München.

DUMA, G. (1992): Seismische Mikrozonierung des Raumes Villach-Klagenfurt. Studie im Auftrag des BMWF, BKA und der Kärntner Landesregierung. – Unveröffentlichter Projektbericht der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Abteilung Geophysik, 264 S., Wien.

DUMA, G. (1992): Seismische Mikrozonierung des Raumes Villach-Klagenfurt. – Endbericht, 98 S., Anhang, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.

Duma, G. (1993): Auswirkungen von Beben des 20. Jahrhunderts. – In: Duma, G. & Flesch, R.: Studie zur Erdbebengefährdung des Raumes Wr. Neustadt: 2. Zwischenbericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-034, 2 S., Wien.

Duma, G. & Flesch, R. (1993): Studie zur Erdbebengefährdung des Raumes Wr. Neustadt. – 2. Zwischenbericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-034, ungezählte Seiten, Anhang, Wien.

Duma, G. & Horn, N. (1993): Strong-Motion Messungen. – In: Duma, G. & Flesch, R.: Studie zur Erdbebengefährdung des Raumes Wr. Neustadt: 2. Zwischenbericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-034, 6 S., Wien.

Duma, G. & Vogelmann, A. (1993): Geologischer Untergrund im Stadtgebiet von Wr. Neustadt und Auswirkungen auf den Erschütterungsgrad. – In: Duma, G. & Flesch, R.: Studie zur Erdbebengefährdung des Raumes Wr. Neustadt: 2. Zwischenbericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-034, 8 S., Wien.

Ruess, D., Nief, M. & Duma, G. (1993): Absolutschweremessungen im südlichen Wiener Becken. – In: Steinhauser, P. & Walach, G.: Tagungsbericht über das 6. Internationale Alpengravimetrie-Kolloquium, Leoben 1993, 127–141, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.

Duma, G. (Ed.) (1995): Proceedings 10th European Conference on Earthquake Engineering, August 28–September 2, 1994, Vienna, Austria: Volume 1. – XIX + 1–818, Rotterdam (Balkema).

Duma, G. (Ed.) (1995): Proceedings 10th European Conference on Earthquake Engineering, August 28–September 2, 1994, Vienna, Austria: Volume 2. – XIII + 821–1478, Rotterdam (Balkema).

Duma, G. (Ed.) (1995): Proceedings 10th European Conference on Earthquake Engineering, August 28–September 2, 1994, Vienna, Austria: Volume 3. – XVI + 1481–2519, Rotterdam (Balkema).

Duma, G. (Ed.) (1995): Proceedings 10th European Conference on Earthquake Engineering, August 28–September 2, 1994, Vienna, Austria: Volume 4. – XII + 2523–3149, Rotterdam (Balkema).

Duma, G. & Flesch, R.G. (1995): Studie zur Erdbebengefährdung des Raumes Wr. Neustadt. – Unveröffentlichter Bericht der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Abteilung Geophysik, 112 S., Wien.

Duma, G., Horn, N. & Vogelmann, A. (1996): Seismisches Strong-Motion Meßnetz in Wien. – Unveröffentlichter Endbericht der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Abteilung Geophysik, im Auftrag des Bundesministeriums für Wissenschaft & Forschung und der Stadt Wien, 38 S., Wien.

Duma, G. (1998): Erdbeben – besondere Ereignisse in Kärnten. – In: Mildner, P. & Zwander, H.: Kärnten-Natur: Die Vielfalt eines Landes im Süden Österreichs, 283–286, Klagenfurt (Verlag des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten).

Nemeth, R., Vogelmann, A. & Duma, G. (Projektl.) (1999): Seismische Mikrozonierung des Raumes Innsbruck-Kufstein, unteres Inntal. – Projekt-Zwischenbericht November 1999, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-C-010/98, 51 S., Wien.

Meurers, R., Vogelmann, A. & Duma, G. (Projektl.) (2000): Seismische Mikrozonierung des Raumes Innsbruck-Kufstein, unteres Inntal. – Projekt-Endbericht November 2000, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-C-010/98, 200 S., Anhang, Wien.

2001–2018

Berger, J., Blaumoser, N., Duma, G. & Leichter, B. (2001): Geomagnetische Landesaufnahmen in Österreich. – In: Hammerl, C. (Hrsg.), Lenhardt, W. (Hrsg.), Steinacker, R. (Hrsg.) & Steinhauser, P. (Hrsg.): Die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik 1851–2001, 150 Jahre Meteorologie und Geophysik in Österreich, 651–679, Wien.

Berger, J., Blaumoser, N., Duma, G. & Leichter, B. (2001): The geomagnetic survey of Austria 1995–1998. – Contributions to Geophysics and Geodesy, **31**/1, 279–284, Bratislava.

Duma, G. & Ruzhin, Y. (2003): Diurnal changes of earthquake activity and geomagnetic Sq-variations. – Natural Hazards and Earth System Sciences, **3**, 171–177, Katlenburg-Lindau. nhess-3-171-2003.pdf (copernicus.org)

Duma, G. (2005): Earthquake activity controlled by the regular induced telluric currents. – International Workshop on Seismo Electromagnetics IWSE-2005, Tokyo, Japan, 15.–17. März 2005, University of Electro-Communications, Proceedings, 40–43, Tokyo.

Prager, C., Patzelt, G., Ostermann, M., Ivy-Ochs, S., Duma, G., Brandner, R. & Zangerl, C. (2006): The age of the Fernpass rockslide (Tyrol, Austria) and its relation to dated mass movements in the surrounding. – 1. Auflage. – In: Tessadri-Wackerle, M.: PANGEO Austria 2006, Innsbruck, 17.–20. September 2006, 258–259, Innsbruck (Innsbruck university press).

Duma, G., Moshammer, E. & Reisinger, J. (2010): Eine Systematik der Starkbebenaktivität als Hilfsinformation für Katastropheneinsätze. – PANGEO AUSTRIA 2010: Geowissenschaften – Grundlagen und Anwendung, Leoben, 15.09.2010–19.09.2010: Abstract Volume, 105–106, GEOAUSTRIA, Wien.

Berger, J., Duma, G. & Leichter, B. (2010): Magnetic repeat station surveys in Austria. – Current Research and Development at Austria's Earth Observatory. – Conrad Observatory (COBS) Journal, **1**, 12, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.

Duma, G., Freund, F., Lazarus, M., Rabeh, T. & Dahlgren, R. (2011): New results on the solar impact on global seismicity. – Geophysical Research Abstracts, **13**, EGU2011-5987. EGU2011-5987.pdf (copernicus.org)

Duma, G., Freund, F., Lazarus, M. & Rabeh, T. (2011): Coupled ionospheric and telluric electromagnetic fields – seismotectonic relevance. – Geophysical Research Abstracts, **13**, EGU2011-8403. EGU2011-8403.pdf (copernicus.org)

Duma, G., Moshammer, E. & Reisinger, J. (2011): Trends of Strong Earthquake Activity and Military Disaster Relief. – In: Häusler, H. & Mang, R.: International Handbook Military Geography, Volume 2: Proceedings of the 8th International Conference on Military Geosciences Vienna, Austria, June 15–19, 2009, 157–170, Arbeitsgemeinschaft Truppendienst, Ministry of Defence and Sports, Wien.

Duma, G., Lenhardt, W., Jia, Y., Steiner, R., Horn, N. & Mandl, R. (2011): New Strong Motion Stations in Vienna. – Conrad Observatory (COBS) Journal, **2**, 6, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.

Baltzell, C., Duma, G., Levit, C. & Freund, F. (2011): Diurnal patterns in the frequency distribution of shallow and deep earthquakes underneath the ocean. – American Geophysical Union, Fall Meeting 2011, abstract #NH33A-1554.

Duma, G., Leichter, B. & MagNetE Group (2013): Magnetic Declination Chart 2006 of Europe – produced by the MagNetE Group. – 5th European Repeat Station (MagNetE) Workshop Rome, Italy 2011. – Annals of Geophysics, **55**/6, 1053–1059, Bologna. https://doi.org/10.4401/ag-5575

Duma, G., Freund, F. & Kosovichev, P. (2014): Theory and case studies on solar induced seismicity. – Geophysical Research Abstracts, **17**, EGU2015-1486-1. EGU2015-1486-1.pdf (copernicus.org)

Urata, N., Duma, G. & Freund, F. (2018): Geomagnetic Kp Index and Earthquakes. – Open Journal of Earthquake Research, **7**/1, 39–52, Irvine.
https://www.scirp.org/pdf/OJER_2018021114312101.pdf

Jahrbuch für Geowissenschaften der GeoSphere Austria
ISSN-Print: 3061-0427 // ISSN-Online: 3061-0435 | Band 1 | 2023 & 2024 | S. 9–67 | Wien, 2024

The Zottachkopf Formation (Lower Permian; Cisuralian), a new stratigraphic unit of the Rattendorf Group, Carnic Alps, Austria/Italy

Karl Krainer[1] & Maria Schaffhauser[2]

14 Text-Figures, 15 Plates

In memoriam Erik Flügel (1934–2004)

Österreichische Karte 1:50.000
BMN / UTM
198 Weißbriach / NL 33-04-16 Sonnenalpe Naßfeld

Zottachkopf Formation
Lower Permian (Cisuralian)
Sedimentology
Stratigraphy
Foraminifera
Carnic Alps
Austria/Italy

Content

Abstract . . . 9
Zusammenfassung . . . 10
Introduction . . . 10
Location and methods . . . 10
Historical background . . . 11
Geological setting . . . 12
Rattendorf Group . . . 13
  Schulterkofel Formation . . . 13
  Grenzland Formation . . . 13
  Zweikofel Formation . . . 13
  Zottachkopf Formation . . . 14
    Lithology . . . 14
    Lower and upper boundaries . . . 24
    Fossils . . . 25
Biostratigraphy . . . 27
Depositional Environment . . . 29
  Zweikofel Formation . . . 29
  Zottachkopf Formation . . . 29
Cycles and the late Paleozoic ice age . . . 30
Discussion . . . 31
Conclusion . . . 31
Acknowledgements . . . 32
References . . . 32
Plates . . . 37

Abstract

The Zottachkopf Formation is a new lithostratigraphic unit of the Upper Pennsylvanian–Lower Permian Rattendorf Group in the Carnic Alps (Southern Alps) that underlies the Trogkofel Formation in the Trogkofel-Zottachkopf massif. The Zottachkopf Formation is a succession of thin- to medium-bedded limestone with some siliciclastic influx in the lower part and locally intercalated algal mounds in the upper part. The total thickness is approximately 184 m.

Limestone of the Zottachkopf Formation contains a diverse fossil assemblage and almost all limestone beds contain oncoids. Sediments of the lower part that contain siliciclastic material are interpreted as deposits of a low- to high-energy nearshore shelf environment. Microfacies and fossil assemblages of the bedded limestone facies of the middle and upper parts indicate deposition in a shallow, normal marine, open shelf environment above the storm wave base. Intercalated mounds are similar in composition to the mounds of the overlying Trogkofel Formation.

1 Karl Krainer: University of Innsbruck, Institute of Geology, Innrain 52, 6020 Innsbruck, Austria. karl.krainer@uibk.ac.at
2 Maria Schaffhauser: Tiroler Landesmuseen, Museumstraße 15, 6020 Innsbruck, Austria. m.schaffhauser@tiroler-landesmuseen.at

The fusulinid assemblage of the Zottachkopf Formation is very similar to that of the Zweikofel Formation but is less well studied. Thus, the biostratigraphic age of the Zottachkopf Formation is still unclear. The absence of glacioeustatic cycles in the Zottachkopf Formation indicates that glacioeustatic sea-level fluctuations did not occur during deposition of the Zottachkopf Formation.
The Zottachkopf Formation seems to have been deposited after the "Artinskian Warming Event" during a period (late Artinskian–Kungurian) when glaciation on the southern hemisphere was almost absent and therefore glacioeustatic sea level fluctuations did not occur. This indicates that the Zottachkopf Formation is younger than the Zweikofel Formation and most probably is of late Artinskian age.

Die Zottachkopf-Formation (Unterperm; Cisuralium), eine neue stratigraphische Einheit innerhalb der Rattendorf Gruppe, Karnische Alpen, Österreich/Italien

Zusammenfassung

Die Zottachkopf-Formation ist eine neue lithostratigraphische Einheit der oberkarbonen bis unterpermischen Rattendorfer Schichtgruppe in den Karnischen Alpen (Südalpen) und unterlagert die Trogkofel-Formation im Trogkofel-Zottachkopf-Massiv.
Die Zottachkopf-Formation ist eine Abfolge aus dünn- bis mittelgebankten Kalken mit siliziklastischem Einfluss im unteren Teil und lokal eingeschalteten Algenmounds im oberen Teil. Die Gesamtmächtigkeit beträgt ungefähr 184 m.
Die Kalke der Zottachkopf-Formation enthalten eine diverse Fossilvergesellschaftung und fast alle Kalkbänke enthalten Onkoide.
Die Sedimente im unteren Teil der Abfolge enthalten siliziklastisches Material und werden als Ablagerungen eines niedrig- bis hochenergetischen, küstennahen Schelfbereiches interpretiert.
Mikrofazies und Fossilinhalt der gebankten Kalkabfolge des mittleren und oberen Abschnittes weisen auf Ablagerung in einem flachen, normal marinen, offenen Schelfbereich oberhalb der Sturmwellenbasis hin. Eingeschaltete Algenmounds sind in ihrer Zusammensetzung ähnlich den Mounds der überlagernden Trogkofel-Formation.
Die Fusulinidenvergesellschaftung der Zottachkopf-Formation ist sehr ähnlich jener der Zweikofel-Formation, allerdings weniger gut untersucht. Daher ist eine genaue biostratigraphische Einstufung der Zottachkopf-Formation nach wie vor unklar. Das Fehlen glazioeustatischer Zyklen in der Zottachkopf-Formation weist darauf hin, dass glazioeustatische Meeresspiegelschwankungen während der Sedimentation der Zottachkopf-Formation nicht aufgetreten sind.
Die Zottachkopf-Formation wurde offensichtlich nach dem „Artinskian Warming Event" während einer Periode abgelagert, in der Vergletscherungen auf der südlichen Hemisphäre weitgehend verschwunden waren.
Dies weist darauf hin, dass die Zottachkopf-Formation jünger als die zyklisch aufgebaute Zweikofel-Formation ist und sehr wahrscheinlich im späten Artinskium abgelagert wurde.

Introduction

Detailed sedimentological studies of the Lower Permian succession at Zweikofel, Trogkofel and Zottachkopf in the central Carnic Alps showed that the bedded limestone facies that underlies the massive Trogkofel Limestone at Trogkofel and Zottachkopf and until now was ascribed to the Zweikofel Formation differs significantly from the Zweikofel Formation at Zweikofel and Garnitzenbach (as defined by KRAINER, 1995a).

For this bedded limestone facies, that underlies the Trogkofel Formation in the Trogkofel and Zottachkopf massif, SCHAFFHAUSER et al. (2010) proposed the term Zottachkopf Formation (of the Rattendorf Group).

The Zweikofel Formation, with its type section at Zweikofel (KRAINER, 1995a; KRAINER & SCHAFFHAUSER, 2012), is a mixed siliciclastic-carbonate, cyclic succession of thin- to thick-bedded fossiliferous limestone and five intercalated thin intervals of siliciclastic sediments that allowed a subdivision of the Zweikofel Formation into depositional sequences and parasequences (KRAINER & SCHAFFHAUSER, 2012).

The bedded limestone facies (Zottachkopf Formation) is absent at Zweikofel where the boundary between the Zweikofel Formation and overlying Trogkofel Formation is a surface of erosion, documented by a truncation surface and locally by up to more than 15 m thick, coarse carbonate breccias composed of reworked limestone clasts displaying facies similar to the Zweikofel Formation (KRAINER et al., 2009). Obviously, the bedded limestone facies (Zottachkopf Formation) has been eroded at Zweikofel.

The aim of this paper is a detailed description and definition of the bedded limestone facies (Zottachkopf Formation) that underlies the Trogkofel Formation in the Trogkofel and Zottachkopf massif following the rules of the International Commission on Stratigraphy (ICS).

The description includes lithology, lower and upper boundary, microfacies, fossil assemblage, biostratigraphy, reconstruction of the depositional environment and comparison with the Zweikofel Formation.

Location and methods

We investigated the Zottachkopf Formation at several sections in the Trogkofel-Zottachkopf massif in the central Carnic Alps close to the Austrian/Italian border where the formation underlies the massive Trogkofel Limestone (Text-Fig. 1).

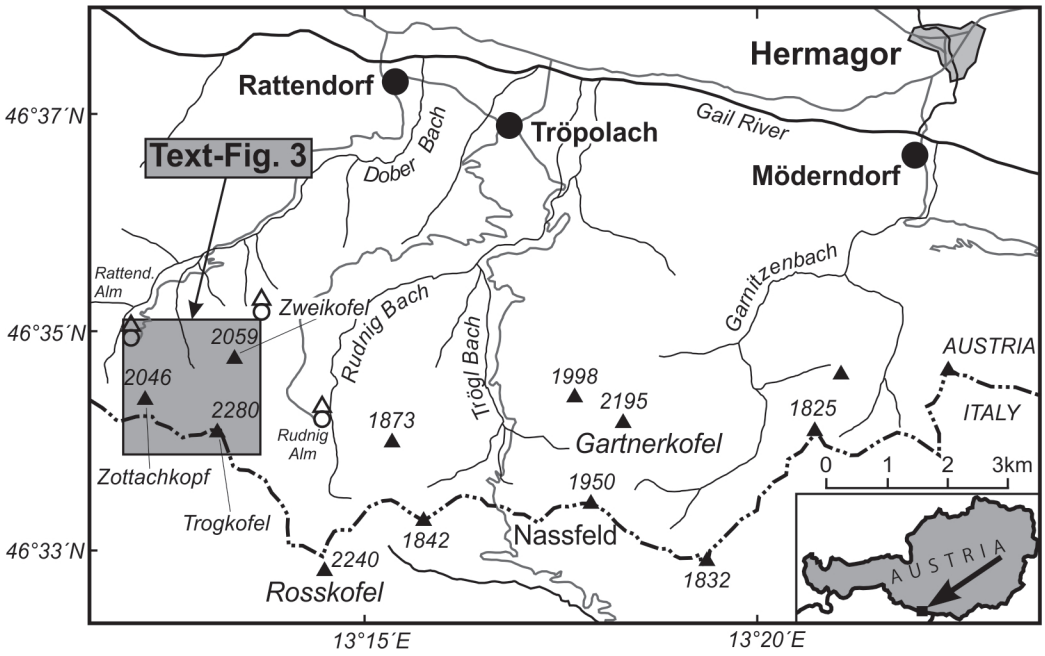
The type section of the Zottachkopf Formation is located at the base of the steep northern slope of the Trogkofel (sections TNA – lower part, TNB – main part, and TNC – upper part). Reference sections are located on the southern and southwestern side of Trogkofel (TKS, TKW) where the upper part of the Zottachkopf Formation and basal part of the overlying Trogkofel Formation are well exposed. We also studied the Zottachkopf Formation at the sections Trogkar (section ZT) and Zottachkopf (section Z). Most of these sections include also the lowermost part of the Trogkofel Formation. The locations of the studied sections are shown in Text-Figures 2 and 3.

Text-Fig. 1.
Zweikofel massif (left) and Trogkofel-Zottachkopf massif (right). View towards southeast.

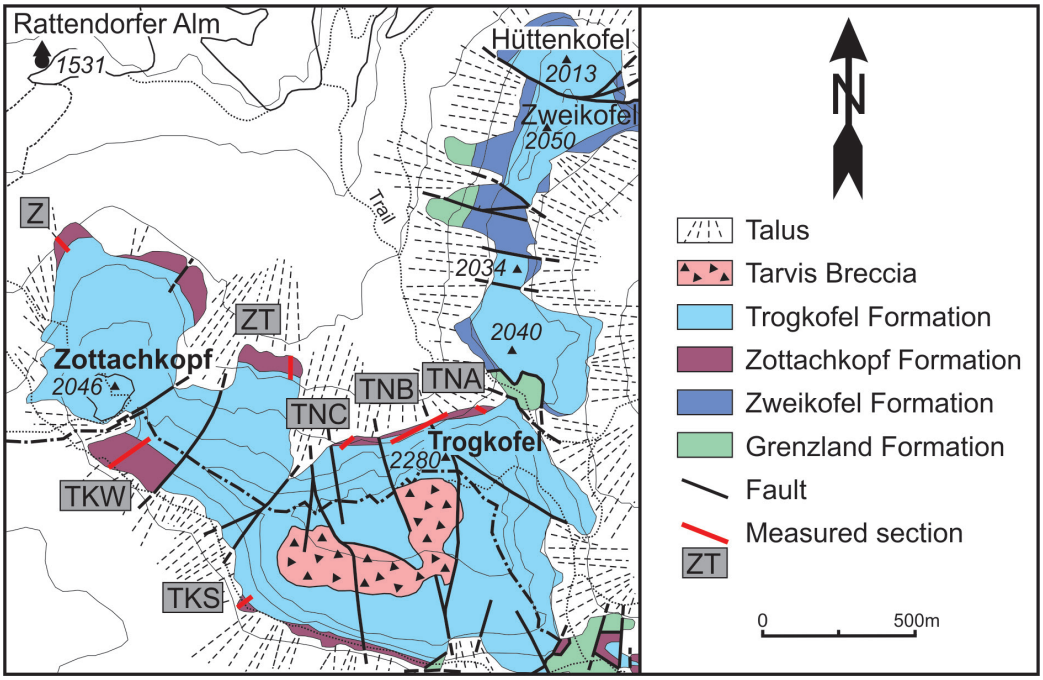
From all collected samples of the measured sections, thin sections were prepared for microfacies analysis and determination of fossils, particularly calcareous algae and foraminifers. Limestones were classified following the classification of DUNHAM (1962), modified by EMBRY & KLOVAN (1971), see also FLÜGEL (2004).

Historical background

Late Palaeozoic sediments of the Carnic Alps and fossils have been studied by Austrian, Italian and German scientists, starting with the work of FRECH (1894), GEYER (1896, 1899), GORTANI (1906), SCHELLWIEN (1892, 1898), STACHE (1872, 1874, 1878), TARAMELLI (1895a, b), TIETZE (1870), VINASSA DE REGNY (1906) and others at the end of the 19th century. These studies were continued between the two World Wars by HERITSCH (1928, 1929, 1934, 1939, 1943), HERITSCH et al. (1934), KAHLER (1931, 1939, 1942), and KAHLER & KAHLER (1937a, b, 1938, 1941) who established the basic stratigraphic scheme (summary in HERITSCH, 1943). After World War II, palaeontological and biostratigraphical studies as well as geological mapping were intensified resulting in geological maps of the Nassfeld-Pramollo area (KAHLER & PREY, 1963; SELLI, 1963a, b; VENTURINI, 1990a; SCHÖNLAUB, 1987; SCHÖNLAUB & FORKE, 2007), in refined biostratigraphical subdivisions (especially of the Late Carboniferous and Early Permian, based on fusulinids; KAHLER, 1983, 1985, 1986a, b). Since 1970 de-



Text-Fig. 2.
Map showing location of the study area in the Trogkofel-Zottachkopf massif in the central Carnic Alps along the Austrian-Italian border.



Text-Fig. 3.
Simplified geologic map of the Trogkofel–Zottachkopf–Zweikofel area in the central Carnic Alps with locations of the studied sections TNA, TNB, TNC, ZT, Z, TKS and TKW.

tailed microfacies analyses were undertaken and facies models were developed that describe depositional patterns of reef and non-reef shelf sediments of the Late Palaeozoic succession (e.g., BUGGISCH et al., 1976; BUTTERSACK & BOECKELMANN, 1984; FLÜGEL, 1968, 1970, 1974, 1977, 1980, 1981, 1987; FLÜGEL et al., 1971, 1997; FORKE et al., 1998; KRAINER, 1991, 1992, 1995a, 2007; KRAINER et al., 2003; MASSARI & VENTURINI, 1990; MASSARI et al., 1991; SAMANKASSOU, 1997, 1998, 1999, 2002, 2003; SANDERS & KRAINER, 2005; VENTURINI, 1990b, 1991).

An excellent overview on the Palaeozoic succession of the Carnic Alps has been published by SCHÖNLAUB (1979). Most palaeontological studies of Late Palaeozoic rocks concerned fusulinids, predominantly due to the long-lasting work by KAHLER, later by FORKE (FORKE, 1995a–c, 2000, 2002; FORKE et al., 1998) and DAVYDOV (KRAINER & DAVYDOV, 1998; DAVYDOV & KRAINER, 1999; DAVYDOV et al., 2013), calcareous algae (HOMANN, 1972; FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER, 1980; KRAINER et al., 2019a), conodonts (FORKE, 2002), smaller foraminifers (VACHARD & KRAINER, 2001a, b; KRAINER et al., 2019a) and corals (FELSER, 1937a, b, 1970; HOMANN, 1970). BOERSMA and FRITZ studied fossil plants (summary in FRITZ & KRAINER, 2006, 2007).

Recently NOVAK & FORKE (2006), SCHÖNLAUB et al. (2007), NOVAK et al. (2019) and FORKE (2021) provided a summary on the Late Palaeozoic succession of the Carnic Alps.

GEYER (1896) named limestones that occur above the Auernig Group and contain *Schwagerina* "Schwagerinenkalk" (*Schwagerina* Limestone): He correlated this *Schwagerina* Limestone with the Lower Permian "Schwagerinenstufe" (*Schwagerina* stage) of the Ural Mountains.

HERITSCH et al. (1934) recognized that the *Schwagerina* Limestone of GEYER (1896) is divided into a lower ("Unterer Schwagerinenkalk") and upper *Schwagerina* Limestone ("Oberer Schwagerinenkalk"), separated by the Grenzland Formation ("Grenzlandbänke"). KAHLER (1931) recognized that the Grenzland Formation that is composed of alternating siliciclastic and carbonate sediments and therefore was considered as part of the Auernig Group, contains a fusulinid assemblage similar to that of the *Schwagerina* limestones and is therefore also of Lower Permian age. HERITSCH et al. (1934) introduced the term "Rattendorfer Schichten" (Rattendorf Group) in which they included the Lower *Schwagerina* Limestone, the Grenzlandbänke and the Upper *Schwagerina* Limestone. Due to changes in the systematics of fusulinids, KAHLER (1947) renamed the *Schwagerina* limestones into Lower and Upper *Pseudoschwagerina* Limestone. Finally, KRAINER (1995a) introduced the terms Schulterkofel Formation for Lower *Pseudoschwagerina* Limestone and Zweikofel Formation for Upper *Pseudoschwagerina* Limestone.

The bedded limestone facies (Zottachkopf Formation) at the base of the Trogkofel Formation in the Trogkofel-Zottachkopf massif, originally termed "Oberer Schwagerinenkalk" (Upper *Schwagerina* Limestone; KAHLER & KAHLER, 1937a, b), is characterized by dark grey, thin-bedded limestone containing abundant small oncoids. In the lower part siliciclastic sediments and reddish limestones rich in crinoid fragments occur. Locally, algal mounds are developed, particularly south of Zottachkopf. This bedded succession at Trogkofel and Zottachkopf was ascribed to the "Upper *Schwagerina* Limestone" (= Zweikofel Formation) by HERITSCH et al., 1934; KAHLER & KAHLER, 1937a, b; FLÜGEL, 1968, 1970, 1974; FLÜGEL et al., 1971; HOMANN, 1972; KAHLER, 1986a.

Geological setting

In the Carnic Alps, the Variscan Orogenic Phase culminated during the middle Westphalian and was followed by block- and wrench faulting resulting in the formation of discrete sedimentary basins (VENTURINI, 1982, 1990b, 1991). These basins were filled with deltaic to shallow marine sediments of the Late Carboniferous Bombaso For-

mation and Auernig Group, and the Late Carboniferous/Early Permian Rattendorf and Trogkofel Groups. This sedimentary succession uncomfortably overlies the folded Variscan basement.

Rattendorf Group

The Rattendorf Group consists of shallow marine carbonate and siliciclastic sediments of nearshore, inner shelf and outer shelf environments. The succession is divided into the Schulterkofel, Grenzland, Zweikofel and Zottachkopf formations.

Schulterkofel Formation

This formation is approximately 155 m thick at the type section and composed of three depositional cycles consisting of shallow marine limestones and thin siliciclastic sandstone and siltstone intervals, which form the bases of the depositional sequences and were deposited during relative sea-level lowstands. During transgression, well-bedded fossiliferous limestones and massive algal mounds accumulated. Bedded cherty limestones with marl intercalations are interpreted as deposits that formed during relative sea-level highstands with water depths of some tens of meters. Fusulinid-rich limestone beds occur at different stratigraphic levels, particularly at the base and on top of the siliciclastic intervals (see Buggisch et al., 1976; Flügel, 1974, 1977; Forke et al., 1998; Homann, 1969; Krainer et al., 2003; Samankassou, 1997, 1999).

Based on fusulinids the Schulterkofel is dated as late Gzhelian (basal part belongs to the *Daixina sokensis* Zone, followed by the *Daixina (Bosbytauella) bosbytauensis–D. robusta* Zone). The Carboniferous/Permian boundary is within the uppermost part of the Schulterkofel Formation. The uppermost few meters contain *Schellwienia bornemanni, Zigarella panjiensis* and *Likharevites inglorious* indicating early Asselian age (Forke et al., 1998; Krainer & Davydov, 1998).

Grenzland Formation

The Lower Permian (Asselian–Sakmarian) Grenzland Formation was originally described as a 60–120 m thick, partly cyclic sequence of predominantly shallow marine siliciclastic sediments (quartz-rich conglomerates, sandstones and siltstones) and intercalated thin, fossiliferous limestone intervals (Buttersack & Boeckelmann, 1984; Boeckelmann, 1985; Schönlaub & Forke, 2007).

Due to Alpine tectonics, a complete section of the Grenzland Formation is not exposed. Our own investigations have shown that the Grenzland Formation is more than 300 m thick. The lower part (50–100 m), which conformably rests on fossiliferous limestone of the Schulterkofel Formation, is non-cyclic, entirely siliciclastic and composed of siltstone, sandstone and rare, fine-grained conglomerate. The middle and upper parts are a cyclic succession of quartz-rich conglomerate and cross-bedded sandstone of a nearshore facies, hummocky cross-bedded sandstone of the lower shoreface, offshore siltstone and shale and fossiliferous limestone forming well-developed parasequences. In the middle and upper parts, at least 15 cycles (parasequences) are recognized that range in thickness from 10 m to 30 m.

The cyclic succession coincides with the maximum extent of the Gondwana glaciation in the southern hemisphere, which occurred during the Asselian–early Sakmarian (Fielding et al., 2008; Isbell et al., 2003). The cycles (parasequences) are interpreted to be caused by glacioeustatic sea-level fluctuations (Krainer, 2012). Fusulinids indicate Asselian–Sakmarian age (Davydov et al., 2013).

Zweikofel Formation

The Zweikofel Formation is a cyclic sequence composed predominantly of dark grey, thin-bedded fossiliferous limestones and intercalated thin intervals of silt- and sandstones and fine-grained, well-rounded and well-sorted quartz-rich conglomerates. Schönlaub & Forke (2007) report a maximum thickness of 135 m. Limestones contain abundant fossils, particularly calcareous algae (Homann, 1972), smaller foraminifers (Flügel et al., 1971), fusulinids, corals, bryozoans, brachiopods, gastropods, bivalves, ostracods, rare trilobites and echinoderm fragments. Flügel (1968), Buttersack & Boeckelmann (1984) and Sanders & Krainer (2005) described the microfacies of the Zweikofel Formation. Small algal mounds occur in the lower part (Forke, 1995c; Samankassou, 2003). Cycles indicate repeated shifting from nearshore to offshore environments in an open marine shelf lagoon with normal water circulation (Flügel, 1981). Compared to the Schulterkofel and Grenzland formations, the limestones are characterised by more diverse fossil assemblages and microfacies types (Flügel, 1970, 1981; Flügel et al., 1971).

According to Krainer & Schaffhauser (2012), the Zweikofel Formation at the type section (Mount Zweikofel) and at Garnitzenbach creek is 94–106 m thick and consists of a cyclic succession of thin- to thick-bedded fossiliferous limestone and five intercalated, thin intervals of siltstone, sandstone and fine-grained, quartz-rich conglomerate. Fossils indicate deposition in a shallow-marine nearshore environment. The carbonate facies is characterized by moderate- to high-energy microfacies types (bioclastic, oolitic and oncolitic grainstone to packstone), and low- to moderate-energy microfacies types (bioclastic and oolitic wackestone to packstone, floatstone and rare cyanobacterial bindstone). A diverse fossil assemblage indicates deposition in a shallow, neritic, normal-saline, low- to high-energy environment (Krainer & Schaffhauser, 2012).

The Zweikofel Formation can be divided into six depositional sequences (parasequences) that are interpreted as high-frequency cycles caused by glacioeustatic sea-level fluctuations of the Gondwana Glaciation (Krainer & Schaffhauser, 2012). At the type section, Davydov et al. (2013) distinguished five fusulinid assemblages within the Zweikofel Formation that indicate late Hermagorian to Yakhtashian (approximately Artinskian) age.

Recently, the Zweikofel Formation was studied by Calvo González (2022) and Calvo González et al. (2023a, b). Microfacies analysis of the Zweikofel Formation records relatively moderate sea-level fluctuations on the order of a few

tens of meters (~30–40 m). According to Calvo González et al. (2023a, b) the minor sea-level amplitudes of the Zweikofel Formation may be linked to the demise of ice sheets during the final stage of the Late Palaeozoic ice age. The non-cyclic Zottachkopf Formation was deposited after the collapse of the ice sheets at the Asselian–Sakmarian boundary. Calvo González (2022) and Calvo González et al. (2023a, b) dated the Zweikofel Formation as late Asselian and the overlying Zottachkopf Formation as latest Asselian–Sakmarian (see chapter "Biostratigraphy").

Zottachkopf Formation

The bedded limestone facies that underlies the Trogkofel Formation in the Trogkofel-Zottachkopf massif is characterised by dark grey, thin-bedded limestone containing abundant small oncoids. In the lower part, siliciclastic sediments and reddish limestones rich in crinoid fragments occur. Locally, algal mounds are developed, particularly south of Mount Zottachkopf. This bedded succession at Mount Trogkofel and Mount Zottachkopf was ascribed to the "Upper *Schwagerina* Limestone" (= Zweikofel Formation) by Heritsch et al. (1934), Kahler & Kahler (1937a, b), Flügel (1968, 1970, 1974), Flügel et al. (1971), Homann (1972), and Kahler (1986a).

We will show that this bedded limestone facies is not an equivalent of the Zweikofel Formation, but is probably younger and displays a different facies, and we therefore introduced the new term Zottachkopf Formation for this bedded limestone facies that underlies the Trogkofel Formation in the Trogkofel-Zottachkopf massif (Schaffhauser et al., 2010).

Lithology

A complete section of the Zottachkopf Formation is not exposed. The best outcrops are located on the northern side of the Trogkofel and Zottachkopf massif (sections TNA, TNB, TNC, Trogkar and Zottachkopf). Additionally, two sections were measured on the southwestern and southern side of the Trogkofel massif (Trogkofel West and Trogkofel South) where the uppermost Zottachkopf and the boundary to the overlying Trogkofel Formation are well exposed (Text-Figs. 4–7, location see Text-Fig. 3).

Section TNA (39.4 m) represents the lower part, section TNB (91 m) the main part and section TNC the upper part (74 m) of the Zottachkopf Formation. There is no overlap between sections TNA and TNB. Section TNC is the continuation of TNB and includes the boundary to the overlying Trogkofel Formation. Sections TNA, TNB and TNC are proposed as the type section of the Zottachkopf Formation. The total thickness of the Zottachkopf Formation is approximately 184 m.

The Trogkar section includes 87 m of Zottachkopf Formation and overlying Trogkofel Formation. The Zottachkopf section encompasses the uppermost 34 m of the Zottachkopf Formation and the basal part of the overlying Trogkofel Formation.

Trogkar section (ZT) and Zottachkopf section (Z) are proposed as reference sections for the upper part of the Zottachkopf Formation.

Trogkofel north (section TNA)

The basal 2.4 m thick succession is composed of 1.5 m of massive, grey, fossiliferous limestone containing calcareous algae, crinoid fragments, fusulinids and large gastropods. This massive limestone is karstified. Karst cavities are filled with red, silty karst sediment that contains well-rounded quartz grains with diameters up to 2 cm.

The massive limestone is overlain by 10 cm of thin-bedded limestone, a thicker limestone bed (50 cm) with abundant crinoid fragments, 20 cm of fossiliferous limestone and 10 cm of greenish mudstone (Text-Fig. 4).

Microfacies: The massive limestone bed is composed of bioclastic wackestone (Pl. 1, Fig. A), partly of floatstone to poorly washed grainstone-rudstone containing a diverse fossil assemblage of echinoderm fragments (crinoids), calcareous algae (locally abundant *Anthracoporella*; Pl. 1, Fig. B), many smaller foraminifers, rare fusulinids, small gastropods, *Tubiphytes*, ostracods and bryozoans. Peloids and intraclasts are present, too (Pl. 1, Fig. C).

The fossiliferous limestone bed near the top is a grainstone to packstone (Pl. 1, Fig. D) that is dominantly composed of echinoderm (crinoid) fragments and intraclasts, many bryozoans, few brachiopod shells, fusulinids, smaller foraminifers, rare algae and recrystallized skeletons.

We place the base of the Zottachkopf Formation on top of this greenish mudstone. The basal 2.4 m thick succession thus most likely belongs to the underlying Zweikofel Formation.

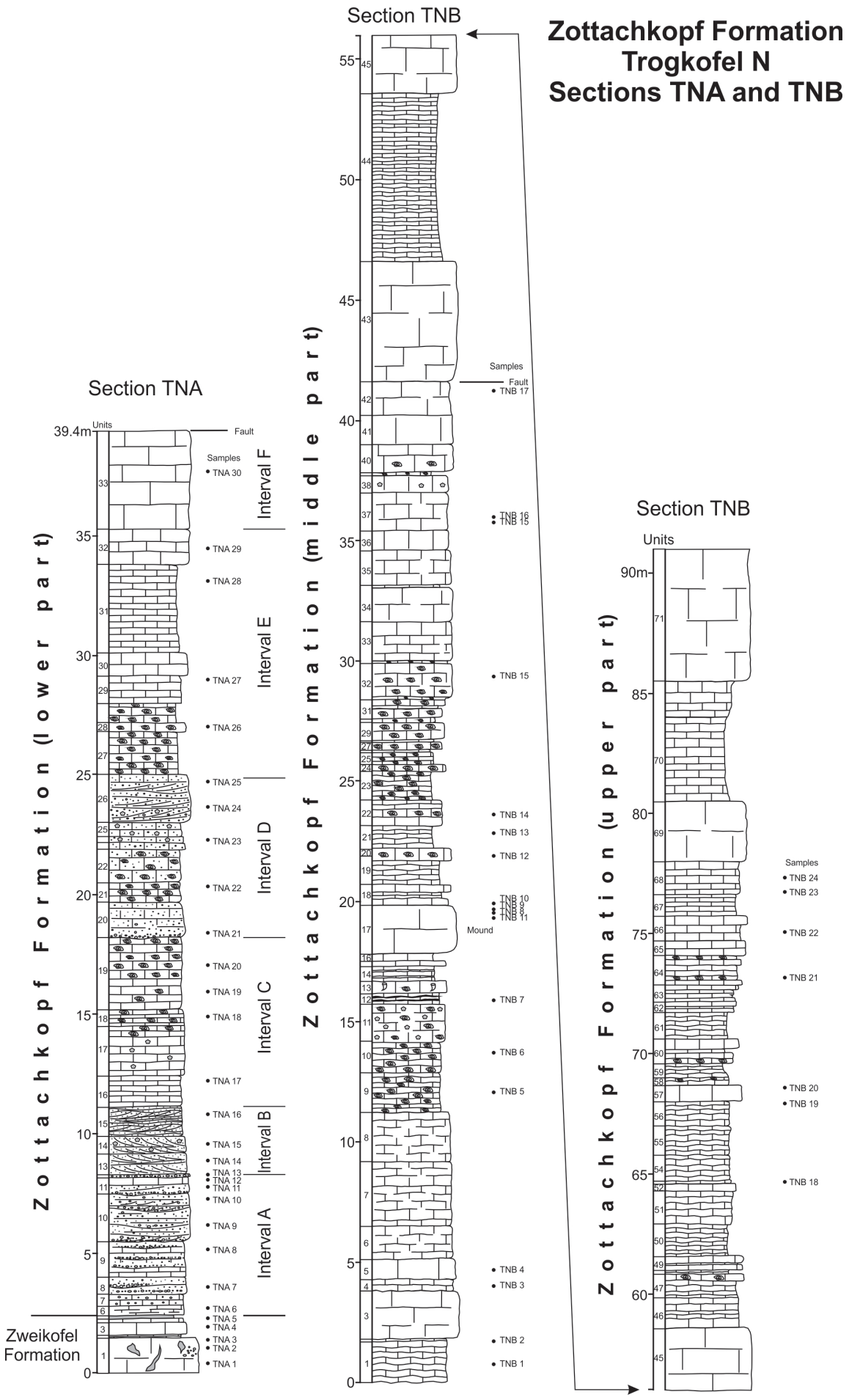
The basal Zottachkopf Formation of the TNA section can be divided into six lithologic intervals (A–F) (Text-Fig. 4).

Interval A is 5.8 m thick and starts with a dark grey, micritic limestone bed (40 cm) overlain by 5.4 m of grey to dark grey limestone that in the lower part is micaceous. Well-rounded quartz grains with diameters up to 3 cm are dispersed in the limestone. Intercalated are thin layers that are up to several cm thick and contain abundant quartz grains.

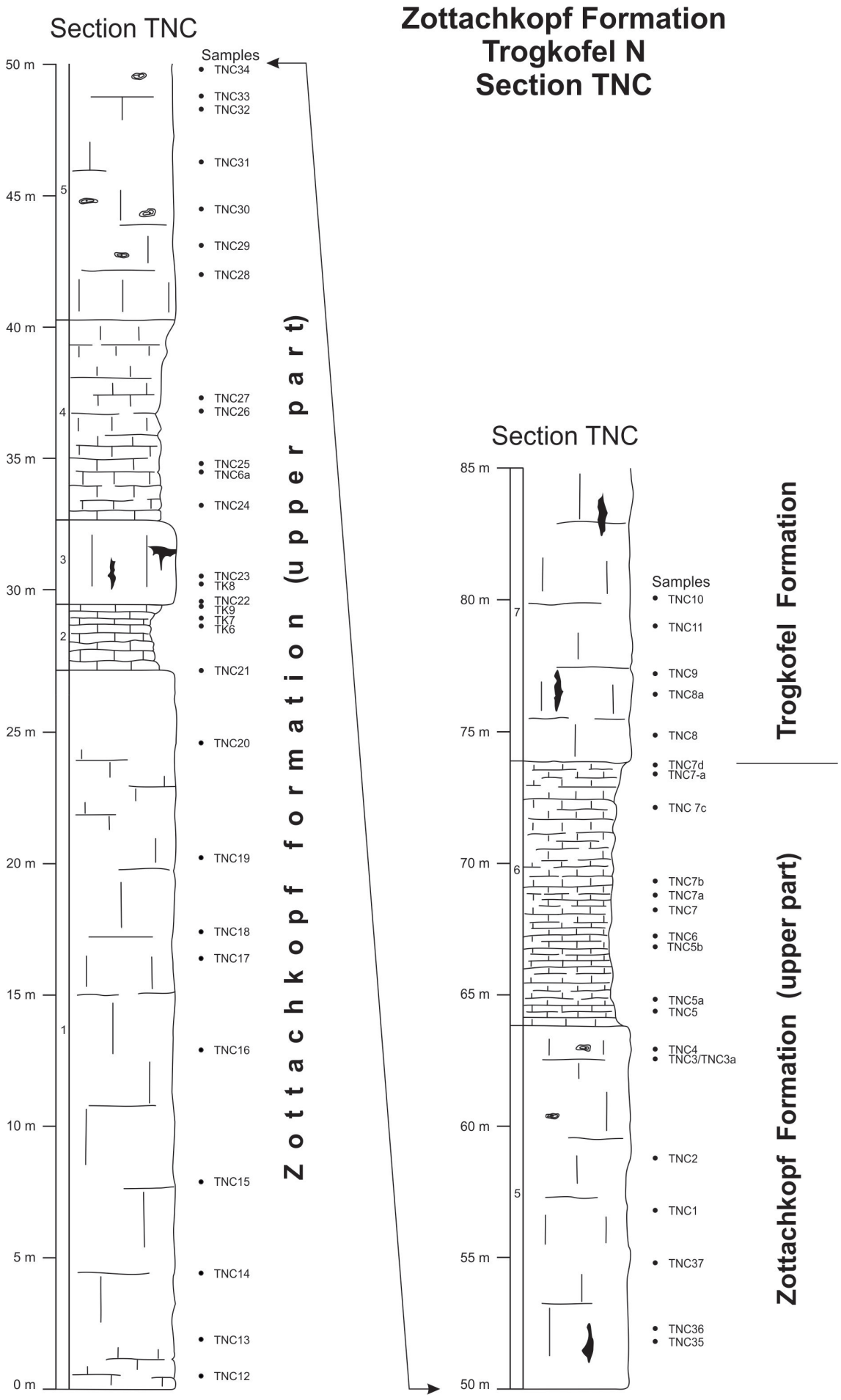
Common sedimentary structures are horizontal lamination, small channels with erosive base filled with cross-bedded sediment, rare ripple lamination and cross-bedding. In the upper part, locally hummocky cross-bedding occurs. Individual channel-fill units are up to 30 cm thick. On top of the succession, a thin, reddish limestone bed is exposed that contains carbonate intraclasts with diameters of 2–3 cm.

Microfacies: The micritic limestone bed at the base is composed of fine-grained wackestone that contains abundant peloids and small intraclasts, many small quartz grains, echinoderm fragments, ostracods, shell fragments, rare fusulinids and recrystallized skeletons (Pl. 1, Fig. E).

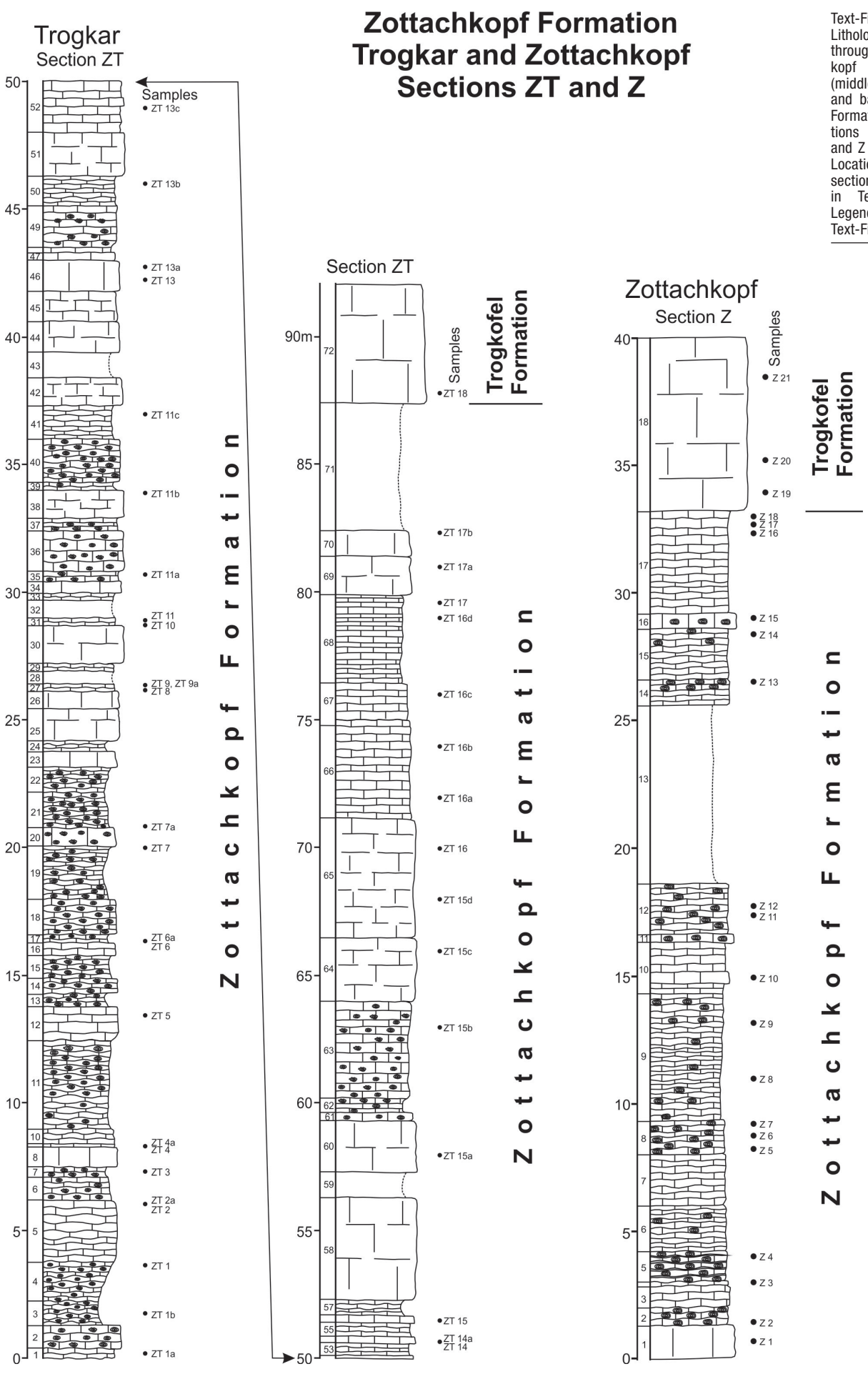
Dark grey limestone is fine-grained, mixed siliciclastic carbonate sandstone, partly siltstone that contains abundant small detrital quartz grains (mostly 0.05–0.2 mm in diameter), carbonate grains, few recrystallized fossil fragments, echinoderms, fusulinids, bryozoans and ostracods (Pl. 1, Fig. F). Embedded are few larger quartz grains with diameters of up to 2 cm. Intercalated limestone beds are composed of wackestone.



Text-Fig. 4.
Lithologic section through the Zottachkopf Formation at section TNA (Trogkofel North A; lower part), TNB (Trogkofel North B; middle–upper part) (type section). Location of the sections is shown in Text-Figure 3. Legend is shown in Text-Figure 7.

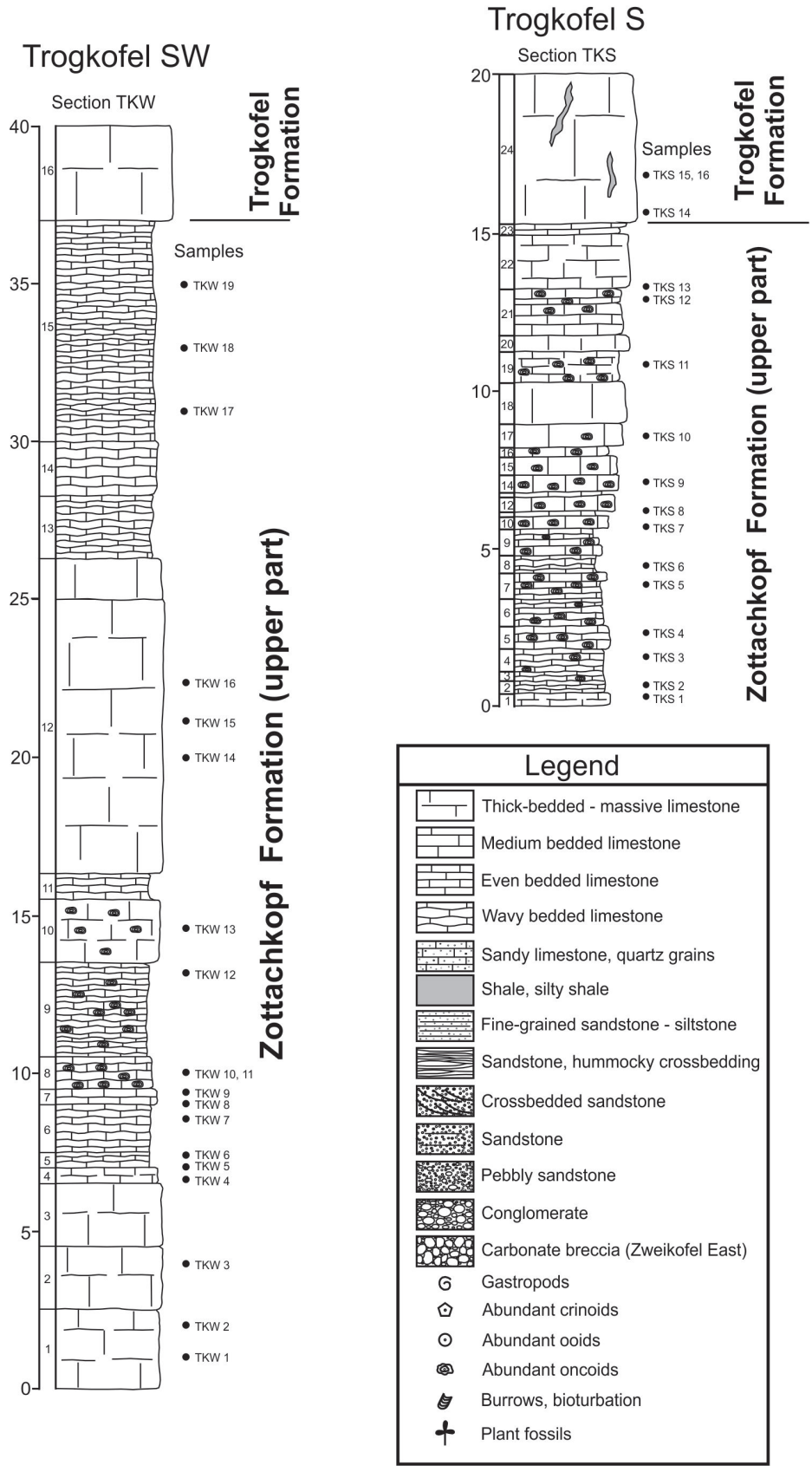


Text-Fig. 5.
Lithologic section through the upper part of the Zottachkopf Formation and basal Trogkofel Formation at section TNC (Trogkofel North C) (type section). Location of the section is shown in Text-Figure 3. Legend is shown in Text-Figure 7.



Text-Fig. 6.
Lithologic section through the Zottachkopf Formation (middle–upper part) and basal Trogkofel Formation at sections ZT (Trogkar) and Z (Zottachkopf). Locations of the sections are shown in Text-Figure 3. Legend is shown in Text-Figure 7.

Zottachkopf Fm. and basal Trogkofel Fm.
Trogkofel SW and S
Sections TKW and TKS



Text-Fig. 7.
Lithologic sections (including legend) through the upper part of the Zottachkopf Formation and basal Trogkofel Formation at sections TKW (Trogkofel Southwest) and TKS (Trogkofel South). Locations of the sections are shown in Text-Figure 3.

Limestone that forms the top of interval A is composed of oolitic wackestone overlain by intraclast wackestone to floatstone (Pl. 1, Fig. G).

Oolitic wackestone contains abundant ooids, many detrital quartz grains and few intraclasts. Some of the quartz grains form the nuclei of ooids. Fossil are rare and include echinoderm fragments, shell fragments and recrystallized skeletons.

Intraclast wackestone to floatstone contains abundant micritic intraclasts, peloids, small quartz grains (0.05–0.2 mm) and few fossils (echinoderms, smaller foraminifers and ostracods).

Interval B is 2.9 m thick and composed of reddish limestone (grainstone to packstone and rudstone) that is cross-bedded and contains abundant crinoid fragments, fusulinids and brachiopods. The cross-bedded sets display an erosive base. The upper part is composed of up to 20 cm thick cross-bedded sets that display wavy tops (Text-Figs. 4, 8).

Microfacies: In the lower part (unit 13), grainstone contains abundant recrystallized spherical grains, oncoids, few detrital quartz grains (0.2–0.3 mm), peloids and rare fossils such as echinoderm fragments, shell debris and fusulinids (Pl. 1, Fig. H). Grainstone layers alternate with layers composed of wackestone that contains abundant ooids, peloids, some intraclasts, quartz grains and rare fusulinids.

Grainstone, packstone and rudstone of units 14 and 15 (Pl. 2, Fig. A) are composed of abundant echinoderm fragments (crinoids), shell fragments (brachiopods, bivalves), fusulinids, calcareous algae (*Anthracoporella*), bryozoans, smaller foraminifers, ostracods, gastropods, rare calcisponges and *Tubiphytes*. Locally, many fossils display thin micritic envelopes and in the upper part many fossils are encrusted by *Girvanella* and subordinately by *Claracrusta* to form oncoids with diameters up to 2 cm.

Interval C is 7.1 m thick and starts with grey, wavy-bedded to flasery limestone. Above follows thin-bedded (10 cm) oncoidal limestone with cm-thick limestone beds intercalated. The upper 3 m of this interval are composed of oncoidal limestone (Text-Fig. 4).

Microfacies: Dominant microfacies is packstone to rudstone including oncoidal rudstone, all containing a diverse assemblage of strongly fragmented fossils (Pl. 2, Fig. B).

In bioclastic packstone to rudstone, the most abundant fossils are echinoderm (crinoid) fragments, fusulinids and calcareous algae (*Anthracoporella, Epimastopora, Neoanchicodium*). In smaller amounts brachiopods, bryozoans, smaller foraminifers, gastropods and ostracods are present. Intraclasts are rare. In sample TNA 17 foraminifers, particularly fusulinids, are filled with micrite indicating that they have been reworked and transported. Many fossils display micritic envelopes. Some of the fossils, particularly crinoid fragments, algae and fusulinids, are encrusted by *Girvanella* and partly also by *Claracrusta* to form oncoids with diameters up to 2 cm (mostly < 1 cm). Locally, oncoids are abundant (oncoidal rudstone) (Pl. 2, Fig. C).

Interval D is 6.8 m thick and starts with reddish and grey limestone that contains up to 5 mm large quartz grains, subordinately black chert (lydite) grains and abundant crinoid fragments. The limestone is indistinctly laminated (Text-Fig. 4).

Above thin-bedded limestone is exposed that contains few small quartz grains. The next unit is thin-bedded, reddish

Text-Fig. 8.
Cross-bedded limestone (grainstone-packstone and rudstone) containing abundant quartz grains. Lower part of the Zottachkopf Formation, section TNA, Interval B.

and grey fossiliferous limestone with many quartz grains up to 1 cm in size. The limestone is partly wavy-bedded. The uppermost 2 m are composed of laminated and cross-bedded limestone containing many quartz grains up to 2 cm in diameter and black chert (lydite) grains near the top. The limestone consists of grainstone-packstone to rudstone.

Microfacies: Grainstone-packstone to rudstone (Pl. 2, Figs. D–F). All of them contain a diverse fossil assemblage and many fossils are strongly abraded. The microfacies is very similar to that of Interval C. Most abundant are echinoderm (crinoid) fragments and fusulinids, subordinately calcareous algae (*Anthracoporella, Epimastopora, Neoanchicodium*), smaller foraminifers, bryozoans, gastropods, *Tubiphytes*, ostracods and calcisponges are present. Individual beds contain detrital quartz grains (mainly polycrystalline quartz and chert, subordinately monocrystalline quartz) with diameters up to 5 mm. Fusulinids are locally filled with micrite indicating that they have been reworked and transported. Locally, some of the fossils display thin micritic envelopes.

Oncoids are present in varying amounts with diameters up to 1 cm (Pl. 2, Fig. E). Nuclei of the oncoids are mostly fragments of calcareous algae, also fusulinids, bryozoans, echinoderm fragments, rare calcisponges and shell fragments. The nuclei are encrusted by *Girvanella* and rarely by *Claracrusta*. Locally, the oncoids are abraded indicating that they have been transported.

Interval E measures 10.3 m and is composed of thin-bedded (10–30 cm), subordinately medium-bedded (40–50 cm) grey fossiliferous, oncoidal limestone (Text-Fig. 4).

Microfacies: Limestone is composed of bioclastic packstone to rudstone, and commonly of oncoidal rudstone. The fossil assemblage is dominated by echinoderm (crinoid) fragments, many fusulinids and calcareous algae *(Epimastopora, Neoanchicodium*). Subordinately smaller foraminifers, gastropods, bryozoans, rare calcisponges, ostracods and echinoid spines occur. Locally, abundant micritic intraclasts and peloids are present. Fusulinids are partly abraded and locally crinoids and algal fragments display thin micritic envelopes. Oncoids are present in small amounts.

In oncoidal rudstone the oncoids are commonly up to 5 cm in diameter, composed of *Girvanella* and *Claracrusta* (Pl. 2, Fig. G).

All limestones of intervals C, D and E contain abundant crinoid fragments that in interval C are up to 3 cm. Oncoids are present in most of the limestones with diameters of up to 2–3 cm, in interval E up to 5 cm. Fusulinids are observed in many limestone beds.

Interval F is 4.1 m thick and composed of thick-bedded (60–90 cm) grey limestone that is fault-bounded on the top (Text-Fig. 4).

Microfacies: The limestone is composed of wackestone to floatstone (Pl. 2, Fig. H) that contains abundant echinoderm (crinoid) fragments and fusulinids, calcareous algae (*Epimastopora*) and smaller foraminifers, few oncoids and many reworked micritic fragments that are partly probably derived from oncoids. Some of the fusulinids are filled with micrite and are abraded which indicates that they also have been reworked. Fossils, micritic intraclasts and oncoids are embedded in recrystallized, fine-bioclastic micrite.

Trogkofel north (section TNB)

Section TNB is approximately 91 m thick and composed of the following lithotypes (Text-Fig. 4):

- Thin (5–25 cm), wavy-bedded limestone, dark grey, fossiliferous (bioclastic wackestone).
- Thin (5–25 cm), wavy-bedded limestone, dark grey, containing abundant oncoids. This lithofacies is common in the lower part.
- Thin, even-bedded limestone, partly containing oncoids. This lithotype is rare.
- Thicker limestone beds (25–70 cm), grey, fossiliferous, partly containing oncoids.
- Medium-bedded limestone (25–50 cm), grey, commonly containing oncoids with diameters up to 5 cm.
- Indistinctly medium-bedded to massive limestone, light grey, fossiliferous, rarely containing oncoids. This lithofacies is up to several meters thick.

Approximately 16 m above the base a small mound is intercalated in the bedded facies (Text-Fig. 4). The massive mound facies is 50 cm thick and laterally extends over approximately 3 m. The mound contains small oncoids near the base and corals near the top.

Approximately 18 m above the base five mounds occur in a stratigraphic level. The mounds are composed of massive limestone and are embedded in thin-bedded intermound facies. The massive mound facies is up to 2 m thick and laterally extends over approximately 5 m. The mound facies contains calcareous algae, crinoid fragments, fusulinids and corals.

Microfacies: The most common microfacies of section TNB is wackestone to floatstone (Pl. 3, Fig. A) including oncoidal floatstone (Pl. 3, Fig. B). Less abundant are oncoidal rudstone and bioclastic rudstone. The mound in the lower part is composed of bindstone, bioclastic wackestone to floatstone, phylloid algal floatstone and grainstone on top.

All microfacies contain a diverse fossil assemblage. Abundant fossils are echinoderm (crinoid) fragments, fusulinids, calcareous algae and smaller foraminifers (Pl. 3, Fig. C) (in varying amounts). Less abundant are ostracods, *Tubiphytes*, gastropods, echinoid spines, bivalve shells, bryozoans and rare calcisponges and corals. Locally, limestone contains abundant algal spores. Many limestone beds contain intraclasts (partly derived from reworking of oncoids) and peloids (peloidal micritic matrix). Also present are undeterminable, recrystallized skeletal grains.

Oncoids are mainly formed by *Girvanella*, rarely also by *Claracrusta* and very rarely *Efluegelia* and *Tuberitina* are involved in the construction of oncoids (Pl. 3, Figs. A, B, G).

Bindstone is composed of *Claracrusta* and crusts of cyanobacteria, peloidal micrite and cement. Fossils are scarce and include fusulinids, echinoderm fragments, ostracods, bryozoans and *Tubiphytes* (Pl. 3, Fig. F).

Phylloid algal floatstone contains recrystallized fragments of phylloid algae (? *Neoanchicodium*), and few other fossils such as fusulinids, bryozoans, smaller foraminifers, ostracods and echinoderms that are embedded in peloidal micrite (Pl. 3, Fig. D).

Grainstone is poorly washed and is composed of recrystallized skeletons (mostly fragments of calcareous algae), echinoderms (crinoids), calcareous algae (mostly *Neoanchicodium*), fusulinids, smaller foraminifers, rare gastropods, bryozoans, and ostracods. Grainstone contains many intraclasts, peloids and small oncoids (formed by *Girvanella*) (Pl. 3, Figs. E–H).

Trogkofel north (section TNC)

This section represents the upper part of the Zottachkopf Formation (74 m) and the basal Trogkofel Formation (11 m) (Text-Fig. 5).

The section is composed of the following lithofacies and microfacies (in ascending order):

- 27 m indistinctly thick-bedded to massive limestone, light grey.
- **Microfacies:** *Archaeolithoporella-Tubiphytes* bindstone to cementstone, partly brecciated, with intercalated peloidal wackestone to grainstone. In the upper part phylloid algal bafflestone to bindstone, on top bioclastic wackestone.
- 1.5 m thin-bedded, greenish-grey limestone.
- **Microfacies:** Bioclastic wackestone to floatstone, diverse, containing few small oncoids.
- 2 m massive limestone.
- **Microfacies:** Bioclastic wackestone to floatstone, diverse (Pl. 4, Fig. D), and peloidal wackestone to bindstone (Pl. 5, Fig. H).
- 3 m indistinctly thin-bedded limestone.
- **Microfacies:** Bioclastic wackestone (Pl. 5, Fig. A), bindstone (Pl. 4, Fig. B) and algal floatstone.
- 29 m indistinctly thick-bedded to massive limestone, light grey, top reddish, containing small oncoids and fusulinids (including *Zellia*).
- **Microfacies:** Bioclastic wackestone-packstone-floatstone, grainstone-packstone (Pl. 5, Figs. C, F), grainstone-rudstone (Pl. 4, Fig. C), packstone-rudstone, oncoidal floatstone (Pl. 4, Fig. A), algal floatstone (Pl. 4, Fig. H; Pl. 5, Fig. B), bindstone including *Tubiphytes-Girvanella* bindstone (Pl. 5, Figs. D, E).
- 5 m greenish-grey, indistinctly thin-bedded (10–20 cm) limestone containing small oncoids, crinoidal debris and fusulinids (including *Zellia*).
- **Microfacies:** Bioclastic wackestone to packstone (Pl. 4, Figs. F, G), oncoidal floatstone to rudstone and bindstone.
- 5 m indistinctly bedded reddish limestone, which is overlain by massive limestone of the Trogkofel Formation. The contact between the bedded limestone (Zottachkopf Formation) and basal Trogkofel Formation is sharp.
- **Microfacies:** Bioclastic wackestone to packstone, rudstone. Basal Trogkofel Formation: Bioclastic wackestone to floatstone and bindstone (mound facies).

Common fossils are echinoderm (crinoid) fragments, fragments of calcareous algae (phylloid algae – *Neoanchicodium*, mostly recrystallized, subordinately *Anthracoporella, Epimastopora* and other algae), algal spores, smaller foraminifers, fusulinids, fragments of brachiopods, ostracods and *Tubiphytes*. Less common are bryozoans (Pl. 5, Fig. G), calcisponges, gastropods and trilobite fragments. Cyanobacteria (mainly *Girvanella*) are present in many samples encrusting skeletal grains (particularly calcareous algae) and forming oncoids or binding the sediment (forming bindstone; Pl. 4, Fig. E). All samples contain undeterminable, recrystallized skeletons. Non-skeletal grains include intraclasts (partly derived from reworking of oncoids) and peloids.

Trogkar (section ZT)

The Trogkar section is located in the cirque between Trogkofel and Zottachkopf at an elevation of 1,740–1,800 m (Text-Figs. 6, 9).

At the Trogkar section, approximately 82 m of the Zottachkopf Formation is exposed that is overlain by massive limestone of the Trogkofel Formation. The contact between the Zottachkopf and Trogkofel formations is not exposed (covered interval).

The dominant lithofacies is thin (10–20 cm), wavy-bedded, grey to dark grey limestone that occurs as 30 cm to 3.5 m thick intervals. Most of these intervals contain abundant oncoids, in a few intervals oncoids are rare to absent. Thin-bedded limestone with even-bedding is rare. Intercalated in the thin-bedded limestone facies are thicker limestone beds (40–80 cm), most of them also containing abundant oncoids. Indistinctly medium-bedded to massive limestone occurs as thicker intervals (up to 4.7 m). This lithotype is more abundant in the upper part of the section. In the lower part, thin-bedded limestone intervals alternate with thicker limestone beds. Oncoids are common throughout the section, most abundant in the thin- and wavy-bedded facies and less abundant in the indistinctly bedded to massive facies. Oncoids are a few mm up to 4 cm, rarely up to 5 cm large. Many limestone intervals contain abundant crinoid fragments. Individual limestone beds are rich in fusulinids.

Microfacies: Characteristic microfacies types are oncoidal floatstone to rudstone (Pl. 6, Fig. A), fusulinid-oncoid floatstone to rudstone (Pl. 6, Fig. B), fusulinid rudstone (Pl. 6, Fig. C), algal rudstone (Pl. 6, Fig. D), bioclastic packstone to rudstone (Pl. 6, Fig. E), oolitic grainstone (rare; Pl. 6, Fig. F) and peloidal grainstone to packstone (rare; Pl. 6, Fig. G). The basal limestone of the overlying Trogkofel Formation is foraminiferal wackestone to floatstone.

Abundant fossils are fusulinids, calcareous algae and smaller foraminifers. Many of the fusulinid tests are abraded and fragmented, partly encrusted by *Girvanella*. Calcareous algae are dominantly recrystallized fragments of phylloid algae (*Neoanchicodium*), subordinately *Epimastopora* and other algae. Locally, algal spores are present. Other fossils include fragments of bivalves, gastropods, ostracods, rare trilobite fragments and *Tubiphytes*. Algal rudstone is composed of recrystallized fragments of phylloid algae and few *Epimastopora*. Also present are fusulinids, gastropods, smaller foraminifers, echinoderm fragments, ostracods and few oncoids. Peloidal grainstone to packstone is lami-

Text-Fig. 9.
Upper part of the bedded Zottachkopf Formation exposed at Trogkar, section ZT.

nated, contains small echinoderm fragments, smaller foraminifers, ostracods, recrystallized skeletons and few intraclasts. Oolithic grainstones contains recrystallized ooids that are 0.1–0.4 mm in diameter, few fossils (echinoderms, shell fragments, ostracods) and few intraclasts.

Oncoids are mainly formed by *Girvanella*, subordinately by *Claracrusta* and *Efluegelia, Palaeonubecularia* and rarely by other encrusting foraminifers (*Tuberitina*). The nuclei are commonly formed of fragments of calcareous algae, subordinately fusulinids and other skeletal grains. Some of the oncoids are abraded indicating that they have been reworked and transported (Pl. 6, Fig. H).

Zottachkopf (section Z)

Northnorthwest of Zottachkopf, at an elevation of approximately 1,710–1,740 m, approximately 33 m of the Zottachkopf Formation is exposed which is overlain by massive limestone of the Trogkofel Formation (Text-Figs. 6, 10). According to FLÜGEL (1970) and FLÜGEL et al. (1971) the section starts at an elevation of 1,780 m and ends at 1,855 m, with a thickness of 53 m (type section of the "Obere Pseudoschwagerinen-Kalk" = Zweikofel Formation of KAHLER & KAHLER (1937a, b).

The Zottachkopf Formation is dominantly composed of thin- and wavy-bedded (10–30 cm), dark grey limestone. Most of the limestone beds contain oncoids. Crinoidal debris is a common constituent of many limestone intervals. Individual limestone beds contain abundant fusulinids. Intercalated are a few thicker limestone beds (30–60 cm) that also contain oncoids. At the base of the succession, a massive limestone is exposed that contains abundant crinoid fragments and fusulinids.

Microfacies: Lithology and microfacies are very similar to the Trogkar section. Characteristic microfacies are bioclastic wackestone-grainstone-packstone-rudstone (Pl. 7, Figs. A, B, D), fusulinid floatstone (Pl. 7, Fig. E), floatstone-rudstone containing abundant algae (Pl. 7, Fig. C), packstone-rudstone and oncoid-fusulinid floatstone to rudstone (Pl. 7, Figs. F–H). All contain a diverse fossil assemblage that is identical to that of the Trogkar section: echinoderm (crinoid) fragments, fusulinids, calcareous algae (mostly phylloid algae, *Epimastopora*), smaller foraminifers, ostracods, bryozoans, gastropods, *Tubiphytes*, algal spores, brachiopods, bivalve shells, rare trilobites. Fusulinids are partly abraded and fragmented. Individual beds contain reworked fragments of oncoids. Some of the beds contain peloids (peloidal micrite) and subordinately intraclasts.

Trogkofel South (section TKS)

Southwest of the Trogkofel summit, along the trail at an elevation of approximately 1,930 to 1,950 m we measured a section through the uppermost 15 m of the Zottachkopf Formation, which is overlain by massive limestone of the Trogkofel Formation (Text-Figs. 7, 11).

There, the uppermost Zottachkopf Formation is developed in bedded facies with a sharp lithologic boundary to the overlying Trogkofel Formation (Text-Fig. 11).

The basal 5.6 m of the measured section is composed of thin- and wavy-bedded, dark grey limestone with bed thickness ranging from 5 to 20 cm. Oncoids (up to 3 cm in diameter) and crinoid fragments are common in this interval. Individual limestone beds contain fusulinids.

In the overlying interval from 5.6 to 10.2 m bed thickness ranges from 10 cm to 130 cm. Most of the limestone beds contain oncoids and crinoidal debris; locally fusulinids are present. The thick limestone bed on top of this interval is composed of wackestone that lacks oncoids.

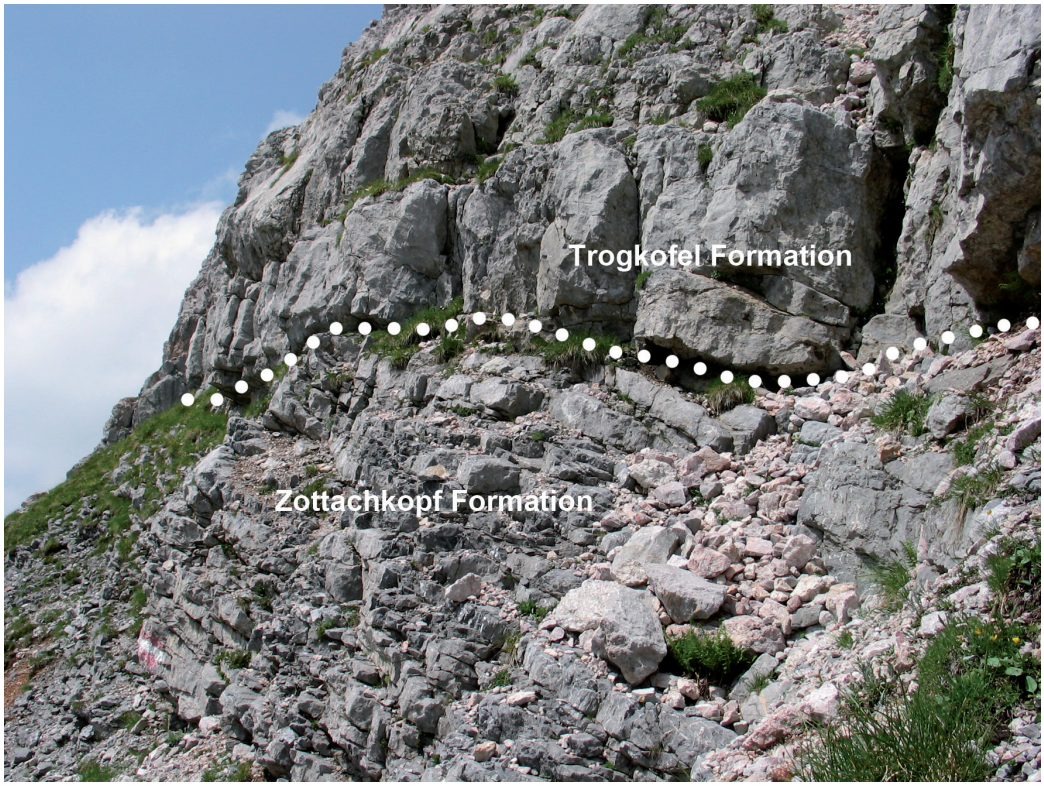
Text-Fig. 10.
Upper part of the bedded Zottachkopf Formation overlain by massive limestone of the Trogkofel Formation, exposed north of Mount Zottachkopf (section Z).

The uppermost 5 m is a thin- to medium-bedded (10–50 cm) succession of partly indistinctly bedded limestone with even-bedding. Oncoids are less abundant in this interval. All limestone beds contain crinoidal debris. Fusulinids occur in individual beds. Rarely corals are observed.

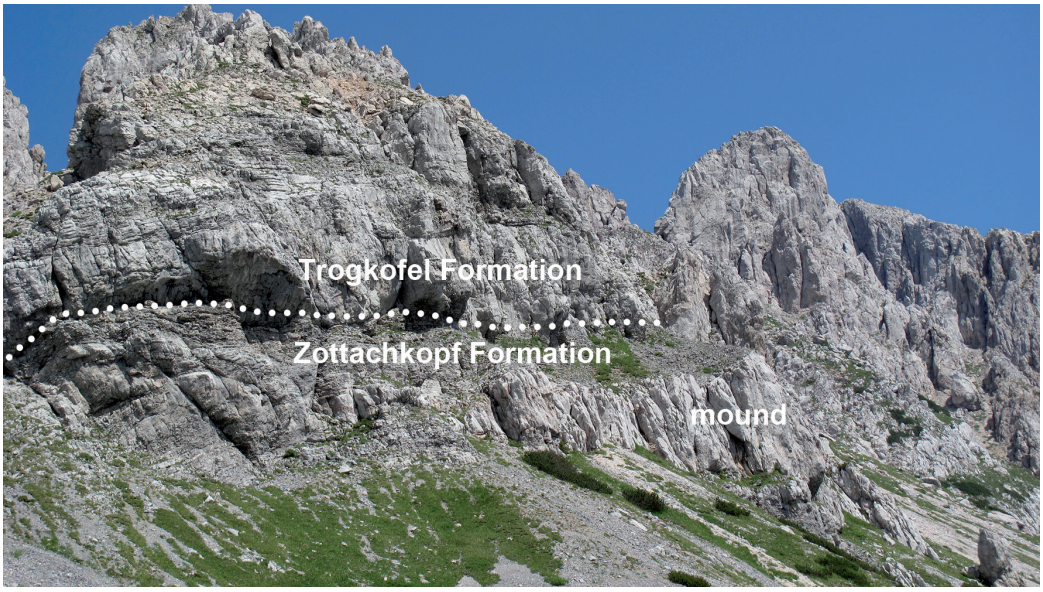
The overlying massive limestone of the Trogkofel Formation contains small karst cavities that are filled with red karst sediment.

Microfacies: The bedded limestones of the uppermost 15 m are composed of bioclastic packstone to rudstone and floatstone, oncoid floatstone to rudstone, grainstone and rare phylloid algal floatstone (Pl. 8, Figs. A–D). The microfacies types are very similar to those of the Trogkar and Zottachkopf sections.

Most common fossils are echinoderm (crinoid) fragments, calcareous algae (mostly recrystallized phylloid algae –



Text-Fig. 11.
Bedded limestone of the uppermost Zottachkopf Formation, overlain by thick-bedded and massive limestone of the Trogkofel Formation, exposed along the trail on the southern side of Mount Trogkofel (section TKS).



Text-Fig. 12.
Phylloid algal mound and bedded limestone in the upper part of the Zottachkopf Formation (section TKW), overlain by massiv limestone of the Trogkofel Formation. Southwestern side of Mount Trogkofel.

Neoanchicodium, less abundant *Epimastopora, Anthracoporella* and other algae). Recrystallized spherical grains are probably algal spores. Fusulinids are present in all studied samples, locally abundant. Fossils that are present in small amounts are smaller foraminifers, ostracods, bryozoans, gastropods, brachiopod and bivalve shells, *Tubiphytes* (locally abundant and partly reworked), rare calcisponges. All samples contain also undeterminable recrystallized skeletons. Many samples contain peloids (peloidal micrite) and intraclasts. Oncoids are present in many samples. Individual beds contain reworked fragments of oncoids.

Trogkofel Southwest (section TKW)

This section was measured along the trail on the southwestern side of the Trogkofel-Zottachkopf massif south of Zottachkopf at an elevation between approximately 1,880 and 1,920 m above sea level. The measured section starts a few m below the trail, is 40 m thick and includes the uppermost 37 m of the Zottachkopf Formation and the basal Trogkofel Formation (Text-Figs. 7, 12, for location see Text-Fig. 3).

The basal 6.5 m of the measured section are composed of thick-bedded to massive, light grey limestone, overlain by thin- and wavy-bedded, grey to dark grey limestone that in the lower three meters contains many fusulinids and in the upper 6 m oncoids, crinoidal debris and rare fusulinids. A small coral colony (10 cm high and 20 cm wide) is present about 10 m above the base.

This bedded limestone facies is overlain by indistinctly bedded to massive, light grey limestone (2 m) with oncoids and few fusulinids, and thin- and wavy-bedded grey limestone (0.8 m) containing crinoidal debris, calcareous algae, shell fragments and fusulinids. The next interval is composed of massive, light grey limestone that is partly dolomitized. The uppermost part of the Zottachkopf Formation is represented by a thin- and wavy-bedded (mostly 10–20 cm) interval that is 10.7 m thick. In the lower part, this bedded facies contains calcareous algae and few fusulinids. Approximately 2 m below the top of the thin-bedded interval a small coral colony is developed. With a sharp lithologic boundary, dark grey limestone of the bedded facies is overlain by light grey, massive limestone of the basal Trogkofel Formation.

Microfacies: The thin-bedded limestone facies, including the indistinctly bedded to massive limestone (2 m), is composed of bioclastic wackestone-packstone-floatstone-rudstone (Pl. 8, Fig. E), fusulinid packstone to rudstone (Pl. 8, Fig. F), and oncoid-fusulinid floatstone to rudstone (Pl. 8, Fig. G) all containing a diverse fossil assemblage of echinoderm fragments, fusulinids, calcareous algae, ostracods, smaller foraminifers, *Tubiphytes*, gastropods, brachiopods, bivalves, bryozoans, corals and very rare trilobites. Rarely small colonies of *Claracrusta* occur forming bindstone. Many oncoids display the following growth trend: the nucleus was first encrusted by *Girvanella*, later by *Claracrusta* and *Girvanella*, rarely *Efluegelia*, and during the latest stage by *Palaeonubecularia* and *Tubiphytes*.

The basal thick-bedded to massive limestone is composed of phylloid algal floatstone to bindstone (algal mound facies), composed of large, partly broken thalli of recrystallized phylloid algae and rare bryozoans that are encrusted by *Girvanella* and *Archaeolithoporella* (Pl. 8, Fig. H). The floatstone to bindstone contains cement and peloidal micrite that contains few *Tubiphytes*, smaller foraminifers and ostracods. Locally, the floatstone to bindstone is brecciated.

The upper massive, light grey limestone is composed of recrystallized phylloid algal mound facies that contains abundant cement (partly cementstone) and few fossils such as bryozoans, *Tubiphytes*, fusulinids and smaller foraminifers. This mound facies is partly brecciated.

Lower and upper boundaries

We draw the lower boundary of the Zottachkopf Formation on top of the greenish mudstone/shale that forms the top of the basal 2.4 m of section TNA (Text-Fig. 4). The basal massive limestone shows evidence of karstification (Permian karst) which indicates that this basal interval probably can be assigned to the Zweikofel Formation. In the Zweikofel massif, the top of the Zweikofel Formation is represented by a surface of erosion that is documented by a truncation surface and locally by up to more than 15 m

thick, coarse carbonate breccia composed of reworked limestone clasts (KRAINER et al., 2009). This suggests tectonic movements resulting in uplift and erosion of individual blocks. Locally, these uplifted blocks were probably subaerially exposed and karstified. Section TNA is the only location where the lower boundary of the Zottachkopf Formation can be drawn.

The upper boundary of the Zottachkopf Formation is drawn at the sharp lithologic contact between the uppermost thin-bedded, dark grey limestone of the Zottachkopf Formation and the conformably overlying thick-bedded and massive, light grey limestone of the Trogkofel Formation (Text-Fig. 13). This boundary is well exposed at sections TNC, Zottachkopf (section Z), Trogkofel South (section TKS) and Trogkofel Southwest (section TKW). At the Trogkar section (ZT) this contact is covered (see Text-Figs. 5–7).

A complete section of the Zottachkopf Formation is not exposed. The type section is a combination of sections TNA, TNB and TNC. Unfortunately, there is no overlap between sections TNA and TNB although field data indicate that only a small part is missing. Section TNB and TNC overlap, unit 71 of section TNB correlates to the basal part of unit 1 of section TNC. This results in a total thickness (minimum thickness) of approximately 184 m for the Zottachkopf Formation.

As far as known, the Zottachkopf Formation is only present in the Trogkofel-Zottachkopf massif that is separated from the Zweikofel massif in the north by a WNW–ESE oriented fault that is exposed on the saddle (Großer Sattel) between these two massifs. The Trogkofel-Zottachkopf massif probably represents an isolated, fault-bounded tectonic block. Outcrops at the base of the steep northern wall of the Trogkofel massif indicate that this tectonic block was overthrusted towards the north.

Fossils

All limestones of the Zottachkopf Formation contain a diverse fossil assemblage that includes brachiopods, bryozoans, echinoderms (mostly crinoids), smaller foraminifers, fusulinids, ostracods, trilobites, calcisponges, gastropods, bivalves, rare trilobites, corals, cyanobacteria, calcareous algae, and microproblematica.

Cyanobacteria and calcareous algae

Among the algae, phylloid algae (*Neoanchicodium*, *Eugonophyllum*, mostly recrystallized), and dasycladacean algae (*Anthracoporella, Epimastopora*) are most abundant. Oncoids are abundant in the Zottachkopf Formation and are mainly formed by *Girvanella*. Recently KRAINER et al. (2019a) described and documented the following cyanobacteria and calcareous algae from the Zottachkopf Formation (Pl. 9):

Cyanobacteria

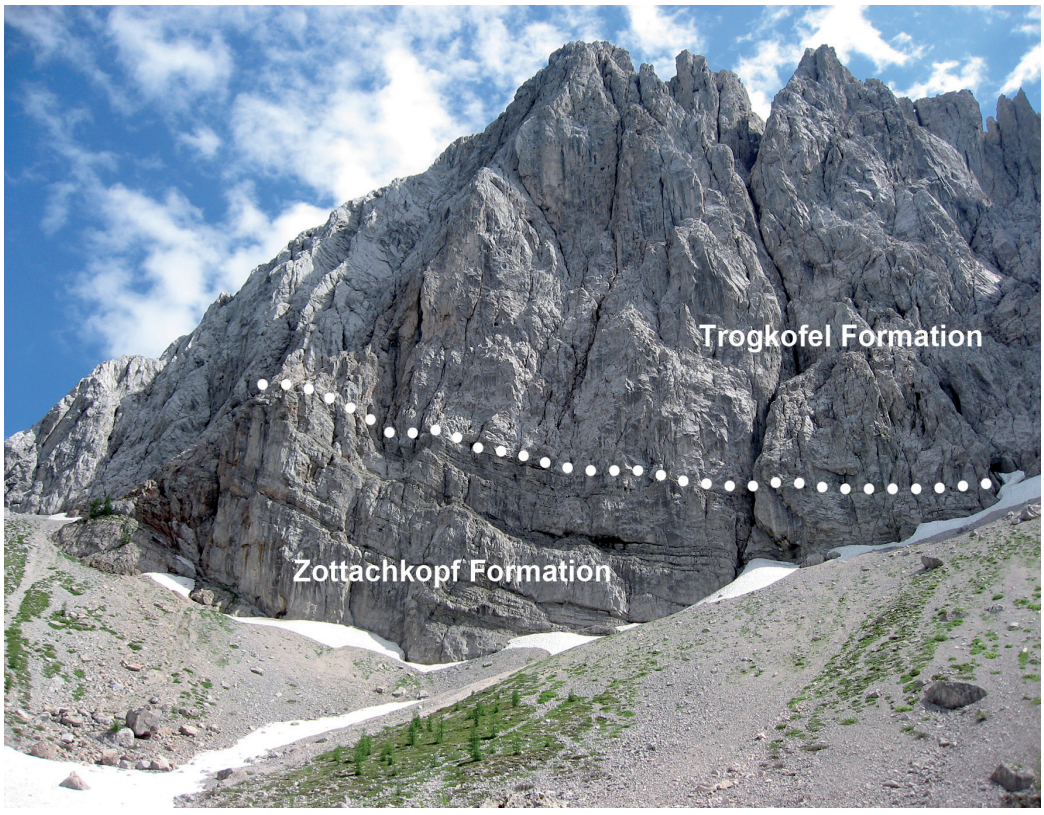
Stromatolites indet. (section TKW)
Girvanella sp. (TKS, TKW, TNA, TNC, Z)
Koivaella ex gr. *permiensis* (TNB, TNC)
Clinortonella cf. *goggauensis* (TNA)

Red algae

Parachaetetes ortonelloides (Z)

Bryopsidales

Homannisiphon morikawai (TNA, TNB, Z)
Anchicodium japonicum (TNA, TKS)
Ivanovia tenuissima (TNA, TNC)
Eugonophyllum magnum (TKS, TKW, Z)
Neoanchicodium catenoides (TKS, TKW, Z, TNC)
Calcipatera schoenlaubi (TNA)
Nanjinophycus? sp. (TNA)



Text-Fig. 13.
Steep northern wall of Mount Trogkofel with bedded Zottachkopf Formation overlain by massive limestone of the Trogkofel Formation.

Dasycladales
Anthracoporella spectabilis (TNA, Z)
Anthracoporella vicina (TNA)
Epimastopora japonica (TKS, TKW, TNA, TNC, Z, ZT)
Epimastopora likana (TKS, TKW, TNA, TNC, Z, ZT)
Epimastopora alpina (TKW, TNA, TNC, Z)
Epimastopora fluegeli (TKW, TNA)
Globuliferoporella piae (TKS, TKW, Z, ZT)
Globuliferoporella angulata (TKW)
Gyroporella sp. (ZT)
Pseudoepimastopora carnica (Z, ZT)
Mizzia velebitana (TKS)
Mizzia yabei (TKS, Z)
Mizzia cornuta (Z)

Algospongia
Claracrusta catenoides (TKW, TNA, Z)
Ungdarella uralica (TNB, TNC)
Efluegelia johnsoni (TKW)
Efluegelia ex gr. *johnsoni* (TKW, Z)

Foraminifers

Limestones of the Zottachkopf Formation contain a rich and diverse assemblage of smaller foraminifers and fusulinids (details see KRAINER et al., 2019b) (Pls. 10–15).

Tuberitinoidea
Eotuberitina reitlingerae (TKW, Z)
Tuberitina bulbacea (TKW)
Tuberitina collosa (TNC)

Earlandioidea
Earlandia dunningtoni (TNB, TKW, Z)

Lasiodiscoidea
Eolasiodiscus donbarcanus (TKW, TNB, Z)
Pseudovidalina damghanica (TKS)
Pseudovidalina modificata (TKS, TKW, TNA, TNB, TNC, Z, ZT)
Pseudovidalina media (TKW, TNC, Z)
Pseudovidalina multihelics (TKS, TKW, TNA, TNB, TNC, Z, ZT)

Endothyroidea
Endothyra cf. *rzhevica* (TKS, TKW, TNA, TNB, TNC)
Endothyra cf. *arctica* (TKS, TNA, TNB, TNC, Z)
Endothyra aff. *miriformis* (TNA, TNB, ZT)
Endothyra aff. *symmetrica* (TNA, TNB, TNC, Z, ZT)
Planoendothyra ultimata (TNA, Z)

Palaeotextularioidea
Palaeotextularia aff. *minutissima* (TKS, TNA, TNB)
Climacammina elegans (TKW, TNA, TNB)
Climacammina sphaerica (TNB)
Deckerella cf. *tenuissima* (TNA, TNB, TNC)
Deckerella bashkirica (TKS, TNB)
Cribrogenerina gigas (TNB)

Endoteboidea
Spireitlina ex gr. *conspecta* (TKW, TNA, TNB, TNC)
Spireitlina cf. *bashkirica* (TKS)
Rectoendoteba tieni (TKW)

Tetrataxoidea
Tetrataxis ex gr. *paraconica* (TKW, TNB, Z)
Tetrataxis ex gr. *parviconica* (TKW)
Polytaxis maxima (TKW, Z)
Abadehellopsis pauciseptata (TKS)

Globivalvulinoidea
Globivalvulina ex gr. *bulloides* (TKS, TKW, TNA, Z)
Globivalvulina donbassica (Z)
Globivalvulina cf. *ovata* (TKW)
Septoglobivalvulina cf. *guangxiensis* (TKS, TKW, TNB, Z, ZT)

Staffelloidea
Hayasakaina kawadai (ZT)
Hayasakaina kozakiensis (TKS)
Pseudoreichelina slovenica (TNB)

Schubertelloidea
Schubertella transitoria (TKS, TKW, TNC, Z, ZT)
Schubertella exilis (TKW, TNB, TNC)
Schubertella ex gr. *exilis* (TKS, TNB)
Schubertella paramelonica (TKS)
Zarodella? *nevadensis* (Z)
Toriyamaia? *zweikofelica* (TKW)
Oketaella shiroishiensis (TKS, TNC)
Biwaella europaea (Z)
Boultonia willsi (TKW, TNA, TNB)
Boultonia cheni (TNA, TNB)

Fusulinoidea
Quasifusulina div. sp. (TKS, TKW, TNA)

Schwagerinoidea
Alpites div. sp. (TNA, TNB, Z)
Zellia media (TKW, TNB, Z, ZT)
Zellia amedaei (Z)
Robustoschwagerina schellwieni (TKW, Z)
Robustoschwagerina aff. *psharti* (TKW, Z)
Darvasella cf. *praecox* (TKW, TNC, Z)
Darvasella cf. *compacta* (TNB)
Sakmarella aff. *devexa* (TKS, Z)
Sakmarella cf. *implicata* (TNA)
Grozdilovia ex gr. *sulcata* (TNB)
Kutkanella cf. *kutkanensis* (TNB)
Chalaroschwagerina aff. *obesa* (Z)
Chalaroschwagerina ex gr. *globularis* (TKS)
Paratriticites jesenicensis (TNB, TNC, TKS, TKW, Z)
Perigondwania forkei (TKS, TKW, TNB, TNC, Z, ZT)
Perigondwania sp.2 (TNB, TNC)
Leeina? div. sp. (TKW, TNB, TKS, Z)
Laxifusulina sp. (TKS, TNB)
Praeskinnerella formosa (TNB)

Calcivertellidae
Calcivertella div. sp. (TKS, TNA, TNB, TNC)
Calcitornella sp. (TNA, TNC)

Tubiphytidae
Latitubiphytes homanni (TKS, TNA)
Tubiphytes obscurus (TKS, TNA, TNC)
Tubiphytes carinthiacus (TKS)

Ellesmerellidae
Ellesmerella subparallela (TKS, TNB, ZT)

Cornuspiridae
Cornuspira div. sp. (TKW, TNB, Z, ZT)
Hemigordiellina regularis (TNB, TNC)

Hemigordiidae
Olgaorlovella dublicata (TNB)
Hemigordius div. sp. (TKS, TNB, Z, ZT)

Neodiscidae
Uralogordiopsis longus (TKS)
Uralogordiopsis? cf. *kungurensis* (TKW, TNB, ZT)

Syzraniidae
Syzrania cf. *pulchra* (TKW, Z, ZT)
Syzranella cf. *otadetsi* (Z)
Tezaquina carnica (TNA, Z, ZT)

Protonodosariidae
Protonodosaria aff. *praecursor* (ZK)
Protonodosaria aff. *rauserae* (TNC)
Paravervilleina farcimeniformis (TNB, Z)
Tauridiopsis venusta (TKS, TKW, TNC, Z, ZT)
Tauridiopsis kahlerorum (TKW)
Nodosinelloides potievskayae (TKS, TKW, TNB, TNC, Z, ZT)
Nodosinelloides aequiampla (TKW, TNB, TNC, Z)
Nodosinelloides cf. *ronda* (TNB)
Nodosinelloides netschajewi (TKW, TNC, Z, ZT)
Nodosinelloides mirabilis (TKS, TNA, TNB)
Nodosinelloides longa (TNB)
Nodosinelloides longissima (TKS, TKW, TNA, TNB, Z, ZT)
Nodosinelloides pinardae (TKW, TNC, ZT)

Geinitzinidae
Geinitzina cf. *spandeli* (TNB, TNA, Z)
Geinitzina bisulcata (TK)
Geinitzina cf. *ichnousa* (TKW)
Geinitzina cf. *longa* (TNB, TNC, Z)
Geinitzina cf. *multicamerata* (TKW, TNC, ZT)
Praerectoglandulina cf. *primitiva* (TNB, TNC, Z)
Praerectoglandulina miklukhomaklayorum (ZT)
Praerectoglandulina geinitzinaeformis (TKS, TKW, TNA, TNB, TNC, ZT)

Pachyphloiidae
Pachyphloia? div. sp. (TNC, Z, ZT)

Corals

Homann (1970) reported the occurrence of corals from the Zottachkopf Formation at the SW-flank of Trogkofel (?*Wentzellophyllum felseri* Minato & Kato, 1965). Most of the corals described by Homann (1970) are from the Lower Pseudoschwagerina Limestone (Schulterkofel Formation), rarely from the Upper Pseudoschwagerina Limestone (Zweikofel Formation) at Zweikofel.

Biostratigraphy

Biostratigraphy of the late Palaeozoic sedimentary succession of the Carnic Alps (Bombaso Formation, Auernig Group, Rattendorf Group, Trogkofel Formation) is mainly based on fusulinids that were first described by Tietze (1870), Stache (1872) and Schellwien (1892). Kahler (1931) started a systematic study of the fusulinids (summarised in Kahler, 1973, 1986a, b, 1987, 1989; Kahler & Kahler, 1980). Holger C. Forke (Forke 1995a–c, 2000, 2002, 2019; Forke et al., 1998, 2006, 2008; Schönlaub & Forke, 2007, 2021) and Vladimir I. Davydov (Davydov & Krainer, 1999; Krainer & Davydov, 1998; Davydov et al., 2013) continued the work of Franz Kahler (Text-Fig. 14).

Smaller foraminifers were intensively studied by Daniel Vachard (Vachard & Krainer, 2001a, b; Krainer et al., 2019b).

Forke (1995c) reported conodonts from the "Red Limestone" (basal Zottachkopf Formation) at Trogkar, including *Mesogondolella* cf. *bisselli*, *Aethotaxis advena*, *Hindeodus minutus*, *Diplognathodus expansus*, *Sweetognathus inornatus* and *Sweetognathus* aff. *whitei*.

Forke (2002) described *Sweetognathus* sp. aff. *S. whitei* from the lower part of the Zweikofel Formation at the type section (Zweikofel) and *Neostreptognathodus* sp. cf. *N. pequopensis* from the basal Trogkofel Formation at Zweikofel.

Sweetognathus aff. *S. whitei* was identified as *Sweetognathus anceps* (Davydov et al., 2013), a species that originally was described from the latest Sakmarian and early Artinskian in the Urals (Chernykh, 2006).

Calvo González et al. (2023a, b) reinterpreted *Sweetognathus* determined by Forke (2002) and Davydov et al. (2013) as *Sweetognathus binodosus* transitional to *Sw. anceps*.

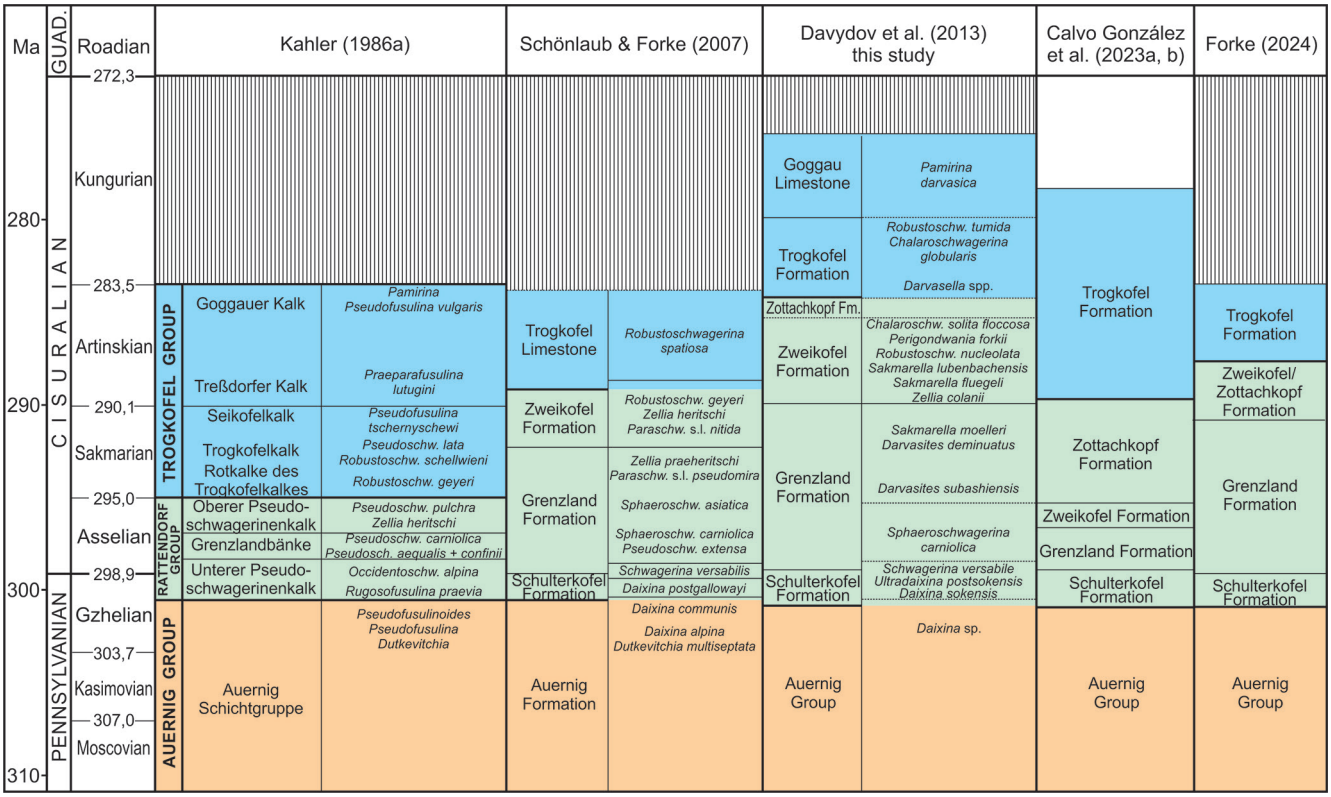
Davydov et al. (2013) intensively studied the fusulinid fauna of the Zweikofel Formation at the type section on the western side of Zweikofel. They determined five fusulinid zones (in ascending order):

1) *Sakmarella moelleri–Alpites deminuatis* Zone
2) *Sakmarella fluegeli–Zellia colaniae* Zone
3) *Sakmarella lubenbachensis–Robustoschwagerina nucleolata* Zone
4) *Leeina pseudodivulgata–Chalaroschwagerina incomparabilis* Zone
5) *Chalaroschwagerina solita floccosa* Zone

Fusulind Zone 1 occurs in the basal 2 m of the Zweikofel Formation and is assigned to the Sakmarian. Fusulinid Zones 2 and 3 indicate early Artinskian and Zones 4 and 5 are lower Yakhtashian (middle–late Artinskian).

Limestone of the basal Trogkofel Formation at Trogkar cirque contains fusulinids that are characteristic of the upper Yakhtashian in Darvaz (Tajikistan), including *Quasifusulina magnifica, Chalaroschwagerina globularis, Robustoschwagerina tumida, Perigondwania? sera, Perigondwania oingaronica* and *Praeskinerella pseudogruperaensis* (Davydov et al., 2013).

According to Calvo González (2022), "key foraminifera taxa" and reinterpretation of conodonts indicate that the Grenzland and Zweikofel formations are of Asselian age. The Asselian–Sakmarian boundary is placed within the



Text-Fig. 14.
Stratigraphic subdivision of the upper Pennsylvanian and Cisuralian in the Carnic Alps.

lowermost Zottachkopf Formation at locality "Höhe 2004". The Zottachkopf Formation is interpreted to be latest Asselian to late Sakmarian, and the overlying basal Trogkofel Formation as latest Sakmarian–earliest Artinskian (Text-Fig. 14).

This new biostratigraphic interpretation is based on the occurrence of *Boultonia willsi*, *Biwaella omiensis, Cribrogenerina gigas, Amphoratheca* sp. and *Tezaquina* cf. *clivuli*.

However, these foraminifers have a long temporal range: *Biwaella willsi* occurs from the late Gzhelian to the early and middle Permian (Krainer et al., 2019b). *Biwaella omiensis* ranges from the Gzhelain to the Cisuralian (Davydov, 2011), *Cribrogenerina gigas* from the middle Asselian to the Sakmarian (Krainer et al., 2019b), *Amphoratheca* sp. from the Gzhelian to the Sakmarian, and *Tezaquina* cf. *clivuli* from the Gzhelian to the Artinskian (see Krainer et al., 2019b).

Recently, Forke (2024) discussed the conodont and fusulinid biostratigraphy of the Rattendorf Group in detail and dated the Grenzland Formation as Asselian–Sakmarian, the overlying Zweikofel Formation as latest Sakmarian to early Artinskian, and the Trogkofel Formation as middle–late Artinskian (Text-Fig. 14). He considers the Zottachkopf Formation to be time-equivalent to the Zweikofel Formation (Forke, 2024; Text-Fig. 4).

Forke (2024) concluded that the proposed conodont biostratigraphy (late Asselian age for the Zweikofel Formation) of Calvo Gonzáles (2022) and Calvo González et al. (2023a, b) is unsubstantiated and that the well-established fusulinid biostratigraphy of Forke (1995c, 2002), Schönlaub & Forke (2007, 2021) and Davydov et al. (2013) has been completely ignored.

As in the Zweikofel Formation, fusulinids are abundant also in limestones of the Zottachkopf Formation, although less well studied. Krainer et al. (2019b) listed fusulinids from the Zweikofel Formation that were also identified from limestones of the Zottachkopf Formation in thin sections prepared for microfacies analysis. The list includes *Boultonia willsi*, *Quasifusulina* div. sp., *Alpites* div. sp., *Zellia media*, *Zellia amedaei*, *Robustoschwagerina schellwieni*, *Robustoschwagerina* aff. *psharti*, *Darvasella* cf. *praecox*, *Darvasella* cf. *compacta*, *Sakmarella* aff. *devexa*, *Sakmarella* cf. *implicata*, *Grozdilovia* ex gr. *sulcata*, *Kutkanella* cf. *kutkanensis*, *Chalaroschwagerina* aff. *obesa*, *Chalaroschwagerina* ex gr. *globularis*, *Paratriticites jesenicensis*, *Perigondwania forkei*, *Leeina*? div. sp., *Laxifusulina* sp., and *Praeskinnerella formosa*. Some of the fusulinids from the Zottachkopf Formation are shown on Plates 14 and 15.

The fusulinid assemblage of the Zottachkopf Formation is very similar to that of the Zweikofel Formation, and, at present, it is not clear if the Zottachkopf Formation is time equivalent to or younger than the Zweikofel Formation based on fusulinids. A precise biostratigraphic classification requires a detailed investigation of the fusulinid fauna of the Zottachkopf Formation (and overlying Trogkofel Formation).

In summary, the biostratigraphic age of the Zottachkopf Formation is still unclear. The biostratigraphy of the Lower Permian (Cisuralian) succession, including the Grenzland, Zweikofel, Zottachkopf and Trogkofel formations, presented by Calvo González (2022) and Calvo González et al. (2023a, b) is based on the reinterpretation of conodonts documented by Forke (1995c, 2002) and Davydov et al. (2013) and on a few long-ranging foraminifers (mostly smaller foraminifers). Calvo González (2022) and Calvo González et al. (2023a, b) completely ignored the well-es-

tablished fusulinid biostratigraphy, particularly of the Zweikofel Formation (Forke, 1995c, 2002; Schönlaub & Forke, 2007, 2021; Davydov et al., 2013). We thus agree with the critical comments of Forke (2024) and reject the biostratigraphy proposed by Calvo González (2022) and Calvo González et al. (2023a, b). The absence of glacioeustatic cycles in the Zottachkopf Formation indicates that the sediments of this formation are younger than the cyclic Zweikofel Formation and accumulated during a period when glacioeustatic sea-level fluctuations did not occur. We conclude that the Zottachkopf Formation is younger than the Zweikofel Formation, and most probably, the sedimentary succession of the Zottachkopf Formation was deposited during the late Artinskian.

Depositional Environment

Zweikofel Formation

Limestones of the basal 2.4 m that are ascribed to the Zweikofel Formation are composed of bindstone, wackestone, floatstone and grainstone with a diverse fossil assemblage indicating deposition in a shallow, normal marine, low- to high-energy shelf environment. Karst sediments within the basal massive limestone bed probably indicate subaerial exposure and karstification of the Zweikofel Formation prior to deposition of the overlying Zottachkopf Formation.

Zottachkopf Formation

Fragments of calcareous algae, echinoderms (crinoids) and foraminifers (including fusulinids) are the most abundant fossils of limestones of the Zottachkopf Formation. Additionally, oncoids are present in almost all the limestone beds. Limestones of the Zottachkopf Formation are composed of a photozoan grain association due to the high amounts of light-dependent organisms, and most samples can be ascribed to the chloroforam grain association type of Beauchamp (1994), which is a common warm-water association of Permian carbonate successions (Flügel, 2004).

Oncoids are present in most limestone beds except in the lowermost part (in Interval A of section TNA) and in the mound facies. Oncoids are up to 5 cm in diameter, mostly < 1 cm. The nuclei are mostly formed of calcareous algae, less abundant of fusulinids, bryzoans, echinoderms, and rarely of calcisponges, shell fragments and other fossil fragments. Skeletons are mainly encrusted by *Girvanella*, by dark micrite, subordinately by *Claracrusta*, and rarely by *Efluegelia*, *Tuberitina, Palaeonubecularia* and *Tubiphytes*. Many limestone beds contain abraded and also broken fragments of oncoids indicating reworking and transportation by currents. The oncoids belong to the *Girvanella* and *Claracrusta* oncoids of early Permian limestones in the Carnic Alps of Flügel (2004) that indicate formation in an open-marine, inner platform setting with minor siliciclastic input. Toomey et al. (1989) described similar oncoids from the lower Permian Winfield Limestone of southern Kansas and northern Oklahoma, which they termed “osagid grains”. These osagid grains are composed of a nucleus that is encrusted by laminae of dark micrite, *Girvanella* and encrusting foraminifers. According to Toomey et al. (1989), these osagid grains formed in shallow, well-agitated water on a carbonate shelf.

Lower part of the Zottachkopf Formation (Section TNA)

At section TNA, the Zottachkopf Formation starts with fine-grained wackestone of a low-energy shelf setting, overlain by mixed siliciclastic-carbonate sandstone and limestone containing abundant detrital quartz grains (Interval A). Individual beds display small-scale cross-bedding and wavy-bedding (ripples). Grainstone, packstone and rudstone of Interval B containing detrital quartz grains and displaying cross-bedding and wavy-bedding indicate a high-energy depositional setting, probably shoreface deposits formed by dunes migrating up the shoreface caused by shoaling waves or by longshore currents. Interval A and B form a shoaling-upward succession starting with low- to high-energy shelf deposits and grading into shoreface deposits.

Packstone and rudstone of Interval C (including oncoidal rudstone) containing reworked fusulinids and oncoids but lacking quartz point to high-energy shelf deposits that formed above the storm wave base. Interval D is composed of packstone and rudstone containing abundant crinoids, fusulinids and oncoids. The presence of detrital quartz grains indicates siliciclastic influx from the hinterland. Cross-bedding in the upper part probably indicates shoreface deposits. Intervals C and D indicate a shallowing upward trend from quartz-free high-energy, shelf deposits to high-energy shelf deposits containing quartz and finally to shoreface deposits with detrital quartz grains up to 5 mm.

The shoreface deposits of Interval D are overlain by bedded limestones composed of oncoidal packstone to rudstone that are free of detrital quartz grains and that point to deposition in a high-energy, normal marine shelf environment. The overlying Interval F is composed of diverse wackestone to floatstone that formed in a shallow marine environment of low to moderate turbulence. Sea-level increased from the upper part of Interval D (shoreface) to Interval F.

Middle part of the Zottachkopf Formation (Section TNB)

Thin- to medium-bedded limestone is dominantly composed of wackestone to floatstone including oncoidal floatstone. Less abundant are oncoidal rudstone and bioclastic rudstone. The mound in the lower part is composed of bindstone, bioclastic wackestone to floatstone, phylloid algal floatstone and grainstone on top.

All microfacies contain a diverse fossil assemblage, with echinoderm (crinoid) fragments, fusulinids, calcareous algae and smaller foraminifers being most abundant. Microfacies and the fossil assemblage indicate deposition on a shallow, normal marine open shelf above the storm wave base under dominantly low to moderate water turbulence (wackestone, floatstone), interrupted by periods of higher water turbulence (rudstone).

Upper part of the Zottachkopf Formation (Sections TNC, ZT, Z, TKW, TKS)

The upper part of the Zottachkopf Formation is well exposed at sections Trogkofel N (TNC), Trogkar (ZT), Zottachkopf (Z), Trogkofel SW (TKW) and Trogkofel S (TKS).

The bedded limestone facies is very similar at all sections and composed of different types of wackestone, packstone, floatstone and rudstone. Common types are oncoidal floatstone to rudstone, fusulinid floatstone, and oncoid-fusulinid floatstone to rudstone. Less common are phylloid algal floatstone to rudstone. Grainstone is rare and includes peloidal and oolitic grainstone. All microfacies contain a diverse fossil assemblage. Fusulinids and oncoids are partly reworked. Locally, at sections Trogkofel N and SW, massive mound facies is intercalated in the bedded facies. The mound facies is composed of *Archaeolithoporella-Tubiphytes* bindstone to cementstone and phylloid algal bafflestone, and intercalated peloidal wackestone and grainstone (Trogkofel N). At Trogkofel SW the mound facies is composed of phylloid algal bafflestone to bindstone. The mound facies is absent at sections Trogkar and Zottachkopf.

Due to the similar microfacies and fossil content, the bedded facies was deposited in a depositional setting similar to that of the middle part of the Zottachkopf Formation. During periods of low water turbulence, locally mounds formed in water depths just below the storm wave base, but within the photic zone.

In the Late Palaeozoic sedimentary succession of the Carnic Alps, skeletal mounds occur at different stratigraphic levels. The oldest mounds are built by auloporid corals and occur in the lower part of the Meledis Formation of the Auernig Group (Flügel & Krainer, 1992). Algal mounds are developed within the Auernig Formation of the Auernig Group (Krainer, 1995b) and within the Schulterkofel Formation of the Rattendorf Group (Flügel, 1987; Krainer et al., 2003; Samankassou, 1999). The Trogkofel Formation is composed of bedded shelf limestones and thick massive limestones (mounds) composed of *Tubiphytes*-bryozoan-algal-cement boundstone, botryoidal fibrous cementstones with *Archaeolithoporella*, and phylloid algal bafflestone (Flügel, 1980, 1981; Schaffhauser, 2013; Schaffhauser et al., 2015; see also Krainer, 2007; Samankassou, 2003).

The phylloid algal thalli in the mounds of the upper part of the Zottachkopf Formation are strongly or completely recrystallized and not in life position, but mostly are broken, toppled in situ or have been transported over very short distances. The abundance of algal skeletons in the mound facies indicates that the in-situ density of the algae during life was so high that they nearly excluded all other organisms. A subdivision into core facies, flanking bed facies and capping bed facies is not observed. According to Wilson (1975), algal bafflestone that often forms the core facies, generally formed below wave base in quiet water as much as 25 m deep, where the phylloid algae trapped lime mud. According to the guild concept of Fagerstrom (1987, 1988, 1991) phylloid algae are members of the baffler guild, which originally trapped lime mud but rapidly broke, toppled in-situ and were transported. Members of the binder guild are, particularly, *Archaeolithoporella* and *Tubiphytes*. Fishes, gastropods and echinoderms were significant members of the destroyer guild that bored into, rasped or bit the members of the baffler guild. The dweller guild includes organisms that are neither actively building nor destroying the mound framework. In particular, foraminifers, distinct fishes, brachiopods, gastropods, and bivalves were members of the dweller guild.

Flügel et al. (1971) presented a palaeoecological interpretation of the upper part of the Zottachkopf Formation at Zottachkopf, based on the study of smaller foraminifers and microfacies. They concluded that the limestones were deposited in a shallow marine shelf setting with water depths of approximately 10–20 m, normal marine salinity with mostly firm ground, and locally sandy soft ground, under low to moderate water turbulence in the outer part of an inner shelf environment ("küstenferner Innen-Schelf-Bereich").

Cycles and the late Paleozoic ice age

According to Calvo González et al. (2023a, b), the contrast in the amplitude of glacioeustatic sea-level fluctuations from the Schulterkofel Formation (approximately 100 m) to the Zweikofel Formation (a few tens of metres), and the absence of cycles in the Zottachkopf Formation, are interpreted to result from a gradual decrease in the amount of water contained in Gondwanan ice sheets during the Glacial III/P1 interval. Absence of glacioeustatic fluctuations in the Zottachkopf and Trogkofel formations may indicate the absence of widespread ice sheets postdating the Asselian–Sakmarian boundary (Calvo González et al., 2023a, b).

However, Montañez (2022) pointed out that the apex of the late Palaeozoic glaciation started in the Gzhelian and continued into the Sakmarian. A return to glacial conditions occurred in west-central Gondwana in the Sakmarian. The third and terminal deglaciation for this region occurred at ~283–282 Ma, i.e. near the Artinskian–Kungurian boundary. Restricted ice sheets existed in parts of central and eastern Gondwana until about 255 Ma (Lopingian).

According to Montañez (2022), a widespread loss of cyclicity in post-mid Sakmarian sedimentary successions is observed in lower-latitude successions.

Thus, ice sheets decreased during the Artinskian but existed locally until the Lopingian.

This is in good agreement with the Cisuralian sedimentary succession of the Carnic Alps (following the biostratigraphy proposed by of Davydov et al., 2013) that is characterized by cyclic successions caused by glacioeustatic sea-level fluctuations until the middle Artinskian (Grenzland and Zweikofel formations). The non-cyclic Zottachkopf Formation of probable late Artinskian age indicates that glacioeustatic sea-level changes did not occur during the late Artinskian and Kungurian (Trogkofel Formation). There is no evidence that the Gondwana ice sheets collapsed at the Asselian–Sakmarian boundary and that glacioeustatic sea-level fluctuations did not occur during the Sakmarian as argued by Calvo González et al. (2023a, b).

Discussion

In the past the bedded limestone facies that underlies the Trogkofel Formation in the Trogkofel-Zottachkopf massif was assigned to the "Upper *Pseudoschwagerina* Limestone" (= Zweikofel Formation) with the type section located at the northern side of Zottachkopf (KAHLER & KAHLER, 1937a, b; FLÜGEL et al., 1971; HOMANN, 1972; FLÜGEL, 1974). Detailed sedimentological investigations showed that this bedded limestone facies differs significantly from the Zweikofel Formation, which justified the definition of a new lithostratigraphic unit of formation rank, the Zottachkopf Formation (as proposed by SCHAFFHAUSER et al., 2010). The original "type section" for the Upper *Pseudoschwagerina* Limestone (KAHLER & KAHLER, 1937a, b; FLÜGEL et al., 1971) refers to section Z of this study and represents only the upper part of the Zottachkopf Formation.

The most striking differences between the Zweikofel Formation and Zottachkopf Formation are listed below:

1) Oncoids: In the Zweikofel Formation, oncoids are much less abundant and concentrated in distinct horizons. Oncoids are up to 14 cm in diameter and composed of *Girvanella* and *Claracrusta*, and also *Archaeolithophyllum lamellosum* (KRAINER & SCHAFFHAUSER, 2012). In the Zottachkopf Formation, oncoids are present almost through the entire succession. Oncoids are up to a few cm in size. Oncoid floatstone to rudstone and oncoid-fusulinid floatstone to rudstone are common microfacies of the Zottachkopf Formation.

2) Siliciclastic horizons: In the Zweikofel Formation five thin (0.6–4.5 m) siliciclastic horizons are intercalated that are composed of siltstone to fine-grained sandstone, sandstone and fine-grained conglomerate. These siliciclastic horizons allow a subdivision of the Zweikofel Formation into six depositional sequences (KRAINER & SCHAFFHAUSER, 2012). Such distinct siliciclastic horizons are absent in the Zottachkopf Formation, where mixed siliciclastic sediments occur in the lowermost part.

3) Cycles: The Zweikofel Formation is a cyclic succession composed of well-developed parasequences that are 2–10 m thick and are interpreted as high-frequency cycles caused by glacioeustatic sea-level fluctuations related to the Gondwana Glaciation (KRAINER & SCHAFFHAUSER, 2012; CALVO GONZÁLEZ et al., 2023a, b). Such cycles are absent in the Zottachkopf Formation. The only cycles occur near the base of the formation (lower part of section TNA) where two shallowing-upward cycles are developed.

4) Mounds intercalated in the upper part of the Zottachkopf Formation are very similar in composition to the mounds of the overlying Trogkofel Formation. Such mounds are absent in the Zweikofel Formation.

5) In the Zweikofel massif, the Zweikofel Formation is overlain by a carbonate breccia that probably is composed of reworked clasts derived from the Zottachkopf Formation. The Zottachkopf Formation is not exposed in the Zweikofel massif (see KRAINER et al., 2009). At Garnitzenbach the Zweikofel Formation is overlain by the Trogkofel Formation, probably with a tectonic contact.

Faunal and floral changes observed at about 287 Ma in nonmarine successions of the Southern Alps are probably driven by a global climatic event, the "Artinskian Warming Event" (MARCHETTI et al., 2022). This distinct warming event that is also observed in low palaeolatitudes of Pangaea is probably related to the eruptions of the Tarim Large Igneous Province of NW China and Panjal Traps of NW India that may have caused the final melting of the Gondwanan ice sheets (MARCHETTI et al., 2022).

The period of maximum expansion of ice sheets in Gondwana coincides with the occurrence of cyclic sediments in the Carnic Alps (late Moscovian to Gzhelian Auernig Group, Gzhelian Schulterkofel Formation, Asselian–Sakmarian Grenzland Formation, early–middle Artinskian Zweikofel Formation).

Sediments of the Zottachkopf Formation most probably were deposited during the late Artinskian, after the "Artinskian Warming Event". The late Artinskian and Kungurian were almost ice-free, indicating that glacioeustatic sea-level changes did not occur during that time when the Zottachkopf and Trogkofel formations accumulated.

Conclusion

Bedded limestone facies that underlies the Trogkofel Formation in the Trogkofel-Zottachkopf massif displays significant differences in facies compared to the Zweikofel Formation. This justified the introduction of a new lithostratigraphic unit of formation rank and to define this succession as Zottachkopf Formation.

A complete section of the Zottachkopf Formation is not exposed. The type section includes sections TNA, TNB and TNC, all located at the northern side of Trogkofel. The total thickness of the Zottachkopf Formation is approximately 184 m.

The Zottachkopf Formation is a succession of thin- to medium-bedded (mostly 10–40 cm) limestone with some siliciclastic influx in the lower part. Locally, algal mounds are intercalated in the upper part.

Limestones of the Zottachkopf Formation contain a diverse fossil assemblage with calcareous algae, echinoderms (crinoids) and foraminifers (including fusulinids) being the most abundant fossils. Almost all limestone beds contain oncoids.

The lower part is interpreted in the way to have been deposited in a low- to high-energy shelf environment.

Bedded limestones of the middle and upper part are deposits of a shallow, normal marine, open shelf environment above storm wave base under dominantly low to moderate water turbulence, interrupted by periods of high water turbulence.

Intercalated mounds in the upper part are composed of phylloid algae, *Archaeolithoporella* and *Tubiphytes*, and are similar to the mounds of the overlying Trogkofel Formation.

The fusulinid assemblage of the Zottachkopf Formation is very similar to that of the Zweikofel Formation but is less well studied. Thus, the biostratigraphic age of the Zottachkopf Formation is still unclear. The absence of glacioeustatic cycles in the Zottachkopf Formation indicates

that the sediments accumulated during a period when glacioeustatic sea-level fluctuations did not occur. This indicates that the Zottachkopf Formation is younger than the Zweikofel Formation. Most probably, the Zottachkopf Formation is of late Artinskian age.

So far, the Zottachkopf Formation is only known from the Trogkofel-Zottachkopf massif.

We conclude that the absence of glacioeustatic cycles and abundance of oncoids in the Zottachkopf Formation are possibly a consequence of the end of the Gondwana glaciation and a major increase of pCO_2 and Na_2O.

Acknowledgements

We are grateful to the Austrian Science Foundation (FWF), Project P20178-N10, for financial support. We thank Julia Wallraf (Innsbruck) for the preparation of numerous thin sections.

References

Beauchamp, B. (1994): Permian climatic cooling in the Canadian Arctic. – Geological Society of America, Special Paper, **288**, 299–346, Boulder.

Boeckelmann, K. (1985): Mikrofazies der Auernig-Schichten und Grenzland-Bänke westlich des Rudnig-Sattels (Karbon–Perm; Karnische Alpen). – Facies, **13**, 155–174, Erlangen. https://doi.org/10.1007/BF02536902

Buggisch, W., Flügel, E., Leitz, F. & Tietz, G.-F. (1976): Die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen und in den Randgebieten. – Geologische Rundschau, **65**, 649–690, Berlin. https://doi.org/10.1007/BF01808485

Buttersack, E. & Boeckelmann, K. (1984): Palaeoenvironmental evolution during the Upper Carboniferous and the Permian in the Schulter–Trogkofel area (Carnic Alps, northern Italy). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **126**, 349–358, Wien.

Calvo González, D. (2022): Correlation between the Cisuralian successions of the Robledo Mountains (New Mexico) and the Carnic Alps (Austria) integrating conodont and foraminifer biostratigraphy. – Permophiles, **72**, 61–67.

Calvo González, D., Beauchamp, B. & Henderson, C.M. (2023a): High-frequency sequence stratigraphy of Pennsylvanian. Lower Permian carbonate successions of the Robledo Mountains, New Mexico and the Carnic Alps, Austria: a record of the acme and demise of the late Paleozoic ice age. – Facies, **69**, article 2, Erlangen. https://doi.org/10.1007/s10347-022-00658-z

Calvo González, D., Beauchamp, B. & Henderson, C.M. (2023b): Microfacies analysis and biostratigraphy of Lower Permian carbonate-dominated cyclothems, Robledo Mountains (New Mexico, USA) and Carnic Alps (Austria): Insights into the stepwise demise of late Paleozoic ice age (LPIA). – Permophiles, **75**, 32–39.

Chen, S. (1934): Fusulinidae of South China, Part 1. – Palaeontologica Sinica, series B, **4**, 1–185, Beijing.

Chernykh, V. (2006): Lower Permian Conodonts in the Urals [Nizhnepermskie konodonti Urala]. – Institute of Geology and Geochemistry, Uralian Branch of the Russian Academy of Sciences: Ekaterinburg, 130, Ekaterinburg. (In Russian)

Davydov, V.I. (2011): Taxonomy, nomenclature, and evolution of the early schubertellid fusulinids. – Acta Palaeontologica Polonica, **56**/1, 181–194, Warszawa.

Davydov, V.I. & Krainer, K. (1999): Fusulinid assemblages and facies of the Bombaso Fm and basal Meledis Fm (Moscovian-Kasimovian) in the central Carnic Alps (Austria/Italy). – Facies, **40**, 157–196, Erlangen. https://doi.org/10.1007/BF02537473

Davydov, V.I., Krainer, K. & Chernykh, V. (2013): Fusulinid biostratigraphy of the Lower Permian Zweikofel Formation (Rattendorf Group; Carnic Alps, Austria) and Lower Permian Tethyan chronostratigraphy. – Geological Journal, **48**, 57–100, Dublin. https://doi.org/10.1002/gj.2433

Dunham, R.J. (1962): Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Textures. – AAPG Memoir, **1**, 108–121, Tulsa.

Embry, A.F. & Klovan, J.E. (1971): A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. – Bulletin of Canadian Petroleum Geology, **19**/4, 730–781, Calgary.

Fagerstrom, J.A. (1987): The Evolution of Reef Communities. – 600 p., New York (Wiley).

Fagerstrom, J.A. (1988): A structural model for reef communities. – Palaios, **3**, 217–220, Broken Arrow.

Fagerstrom, J.A. (1991): Reef-building guilds and a checklist for determinig guild membership. – Coral Reefs, **10**, 47–52.

Felser, K.O. (1937a): Rugose Korallen aus dem Oberkarbon-Perm der Karnischen Alpen zwischen Schulterkofel und Tressdorfer Höhe. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, **74**, 5–20, Graz.

Felser, K.O. (1937b): Mitteilung über einige stratigraphisch wichtige Korallen aus den obersten Naßfeldschichten und dem Trogkofelkalk der Karnischen Alpen. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, **74**, 60–63, Wien.

Felser, K.O. (1970): *Wentzellophyllum (Stylidophyllum) volzi* (Huang). Eine kritische Betrachtung über Funde dieser Korallengattung in den Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sonderheft **28** (Festschrift Kahler), 51–60, Klagenfurt.

Fielding, C.R., Frank, T.D. & Isbell, J.L. (2008): The late Paleozoic ice age – A review of current understanding and synthesis of global climate patterns. – Geological Society of America, Special Paper, **441**, 1–10, Boulder.

Flügel, E. (1968): Bericht über fazielle und stratigraphische Untersuchungen im Perm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **158/**78, 38–65, Klagenfurt.

Flügel, E. (1970): Palökologische Interpretation des Zottachkopf-Profiles mit Hilfe von Kleinforaminiferen (Oberer Pseudoschwagerinen-Kalk, unteres Perm: Karnische Alpen). – Carinthia II, Sonderheft **28** (Festschrift Kahler), 61–96, Klagenfurt.

Flügel, E. (1974): Fazies-Interpretation der unterpermischen Sedimente in den Karnischen Alpen. – Carinthia II, **164/84**, 43–62, Klagenfurt.

FLÜGEL, E. (1977): Environmental models for Upper Paleozoic benthic calcareous algal communities. – In: FLÜGEL, E. (Ed.): Fossil algae, 314–333, Berlin (Springer).

FLÜGEL, E. (1980): Die Mikrofazies der Kalke in den Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: FLÜGEL, E. (Ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sonderheft **36**, 51–100, Klagenfurt.

FLÜGEL, E. (1981): Lower Permian *Tubiphytes/Archaeolithoporella* buildups in the Southern Alps (Austria and Italy). – In: TOOMEY, D.F. (Ed.): European Fossil Reef Models. – SEPM Special Publications, **30**, 143–160, Tulsa.

FLÜGEL, E. (1987): Reef Mound Entstehung: Algen-Mounds im Unterperm der Karnischen Alpen. – Facies, **17**, 73–90, Erlangen.

FLÜGEL, E. (2004): Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application. – 976 p., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).

FLÜGEL, E. & FLÜGEL-KAHLER, E. (1980): Algen aus den Kalken der Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: FLÜGEL, E. (Ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sonderheft **36**, 113–182, Klagenfurt.

FLÜGEL, E. & KRAINER, K. (1992): Allogenic and autogenic controls of reef mound formation: Late Carboniferous auloporid coral buildups from the Carnic Alps, Italy. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **185**, 39–62, Stuttgart.

FLÜGEL, E., HOMANN, W. & TIETZ, G.-F. (1971): Litho- und Biofazies eines Detailprofils in den Oberen Pseudoschwagerinen-Schichten (Unter-Perm) der Karnischen Alpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, 10–42, Wien.

FLÜGEL, E., FOHRER, B., FORKE, H., KRAINER, K. & SAMANKASSOU, E. (1997): Cyclic sediments and algal mound in the Upper Paleozoic of the Carnic Alps. – 18th IAS Regional European Meeting of Sedimentology, Field Trip, Guidebook. – Gaea heidelbergensis, **4**, 79–100, Heidelberg.

FORKE, H.C. (1995a): The Carboniferous/Permian boundary in the Carnic Alps (Austria): Additional observations on correlating fusulinid zones in the Southern Urals and the Darvaz region with the Schulterkofel section. – Permophiles, **26**, 13–16, Calgary.

FORKE, H.C. (1995b): Biostratigraphy of the Lower Permian of the Carnic Alps (Austria): Fusulinid and conodont data. – Permophiles, **26**, 17–19, Calgary.

FORKE, H.C. (1995c): Biostratigraphie (Fusuliniden; Conodonten) und Mikrofazies im Unterperm (Sakmar) der Karnischen Alpen (Naßfeldgebiet, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138**/2, 207–297, Wien.

FORKE, H.C. (2000): Late Paleozoic fusulinaceans from the Carnic Alps. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92** (1999), 199–204, Wien.

FORKE, H.C. (2002): Biostratigraphic subdivision and correlation of uppermost Carboniferous/Lower Permian sediments in the southern Alps; fusulinoidean and conodont faunas from the Carnic Alps (Austria/Italy), Karavanke Mountains (Slovenia), and Southern Urals (Russia). – Facies, **47**, 201–276, Erlangen. https://doi.org/10.1007/BF02667713

FORKE, H.C. (2019): Late Paleozoic biostratigraphy and paleogeography of the Carnic Alps/Karavanke Mts. State of the art and outlook. – Geological Research in the Carnic Alps: from Past to Future Workshop – Museo Fiulano di Storia naturale Udine, 23–24 settembre 2019, Abstract book, 21–28, Udine.

FORKE, H.C. (2021): Oberkarbon – Unterperm (Pennsylvanium – Cisuralium) (323 – 273 Millionen Jahre). – In: SCHÖNLAUB, H.P. & FORKE, H.C. (Eds.): Das Geologische Erbe der Karnischen Alpen, 124–148, Klagenfurt (Verlag des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten).

FORKE, H.C. (2024): Carnic Alps stratigraphy – quo vadis? (A comment to CALVO GONZÁLEZ et al., 2023). – Permophiles, **76**, 13–25.

FORKE, H.C., KAHLER, F. & KRAINER, K. (1998): Sedimentology, microfacies and stratigraphic distribution of foraminifers of the Lower "Pseudoschwagerina" Limestone (Rattendorf Group, Late Carboniferous), Carnic Alps (Austria/Italy). – Senckenbergiana lethaea, **78**/1–2, 1–39, Frankfurt am Main.

FORKE, H.C., SCHÖNLAUB, H.P. & SAMANKASSOU, E. (2006): Late Paleozoic of the Carnic Alps (Austria/Italy), Field Trip of the SCCS Task Group to establish GSSP's close to the Moscovian/Kasimovian and Kasmovian/Gzhelian boundaries. 31. July – 01. August 2006. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **70**, 57 p., Wien.

FORKE, H.C., NOVAK, M. & VRABEC, M. (2008): Implication of facies relationships of Upper Carboniferous/Lower Permian sediments in the Southern Alps (Carnic Alps/Karavanke Mts.) for Late Paleozoic paleogeography and Neogene tectonics. – Abstracts Pangeo 2008. – Journal of Alpine Geology, **49**, 25, Wien.

FRECH, F. (1894): Die Karnischen Alpen. Ein Beitrag zur vergleichenden Gebirgs-Tektonik. – Abhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft zu Halle, **18**, XIV + 514 p., Halle an der Saale.

FRITZ, A. & KRAINER, K. (2006): Vegetationsgeschichtliche und florenstratigraphische Untersuchungen im Oberkarbon und Unterperm der Ost- und Südalpen (Teil 1). – Carinthia II, **196**/**116**, 93–120, Klagenfurt.

FRITZ, A. & KRAINER, K. (2007): Vegetationsgeschichtliche und florenstratigraphische Untersuchungen im Oberkarbon und Unterperm der Ost- und Südalpen (Teil 2). – Carinthia II, **197**/**117**, 91–148, Klagenfurt.

GEYER, G. (1896): Über die geologischen Verhältnisse in Pontafeler Abschnitt der Karnischen Alpen. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **46**, 127–233, Wien.

GEYER, G. (1899): Über die geologischen Aufnahmen im Westabschnitt der Karnischen Alpen. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1899**, 89–116, Wien.

GORTANI, M. (1906): Contribuzioni allo studio del Paleozoico Carnico. I. La fauna permocarbonifera del Col Mezzodi presso Forni Alvoltri. – Palaeontographica Italica, **12**, 1–84, Pisa.

HERITSCH, F. (1928): Tektonische Fragen im Karbon der Karnischen Alpen. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Abteilung I, **137**, 303–338, Wien.

HERITSCH, F. (1929): Die tektonische Stellung von Hochwipfelfazies und Naßfeldfazies des Karbons der Karnischen Alpen. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Abteilung I, **138**, 413–423, Wien.

HERITSCH, F. (1934): Die stratigraphische Stellung von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. – In: HERITSCH, F. (1933): Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **26**, 162–189, Wien.

HERITSCH, F. (1939): Karbon und Perm in den Südalpen und in Südosteuropa. – Geologische Rundschau, **30**, 529–587, Stuttgart.

HERITSCH, F. (1943): Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. Erster Band: Paläozoikum. – 681 S., Berlin (Bornträger) (Faksimile Nachdruck 2001).

HERITSCH, F., KAHLER, F. & METZ, K. (1934): Die Schichtenfolge von Oberkarbon und Unterperm. – In: HERITSCH, F. (1933): Die Stratigraphie von Oberkarbon und Unterperm in den Karnischen Alpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **26**, 163–180, Wien.

HOMANN, W. (1969): Fazielle Gliederung der Unteren Pseudoschwagerinenkalke (Unter-Perm) der Karnischen Alpen. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1969**, 265–280, Stuttgart.

HOMANN, W. (1970) Korallen aus dem Unter- und Mittelperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sonderheft **28** (Festschrift Kahler), 97–143, Klagenfurt.

HOMANN, W. (1972): Unter- und tief-mittelpermische Kalkalgen aus den Rattendorfer Schichten, dem Trogkofel-Kalk und dem Treßdorfer Kalk der Karnischen Alpen (Österreich). – Senckenbergiana lethaea, **53**, 135–313, Frankfurt am Main.

ISBELL, J.L., MILLER, M.F., WOLFE, K.L. & LENAKER, P.A. (2003): Timing of late Paleozic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of northern hemisphere cyclothems? – Geological Society of America, Special Paper, **370**, 5–24, Boulder.

KAHLER, F. (1931): Untersuchungen an Fusuliniden des Karnischen Oberkarbons. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien, **21**, 215–216, Wien.

KAHLER, F. (1939): Verbreitung und Lebensdauer der Fusuliniden-Gattungen *Pseudoschwagerina* und *Paraschwagerina* und deren Bedeutung für die Grenze Karbon/Perm. – Senckenbergiana, **21**, 169–215, Frankfurt am Main.

KAHLER, F. (1942): Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Lebensraum und Lebensweise der Fusuliniden. – Palaeontographica, Abteilung A, **94**, 1–29, Stuttgart.

KAHLER, F. (1947): Die Oberkarbon-Permschichten der Karnischen Alpen und ihre Beziehungen zu Südosteuropa und Asien. – Carinthia II, **136**, 59–76, Klagenfurt.

KAHLER, F. (1973): Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Die Gattung *Quasifusulina* in den Karnischen Alpen. – Palaeontographica, Abteilung A, **141**, 154–173, Stuttgart.

KAHLER, F. (1983): Fusuliniden aus dem Karbon und Perm der Karnischen Alpen und der Karawanken. – Carinthia II, Sonderheft **41**, 1–107, Klagenfurt.

KAHLER, F. (1985): Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. Ihre Biostratigraphie mit Hilfe der Fusuliniden. – Carinthia II, Sonderheft **42**, 1–193, Klagenfurt.

KAHLER, F. (1986a): Ein Normalprofil der Fusuliniden-Stratigraphie im Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **176**/**96**, 1–17, Klagenfurt.

KAHLER, F. (1986b): Eine neue Fusuliniden-Gemeinschaft in tiefen Oberkarbon-Schichten der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **176**/**96**, 425–441, Klagenfurt.

KAHLER, F. (1987): Fusuliniden-Fauna auf Chios, Kalymnos und Kos in der Ägäis. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **80**, 287–323, Wien.

KAHLER, F. (1988): Beobachtungen über Lebensweise, Schalenbau und Einbettung jungpaläozoischer Großforaminifen (Fusuliniden). – Facies, **19**, 129–170, Erlangen. https://doi.org/10.1007/BF02536824

KAHLER, F. (1989): Die Fusuliniden. – In: EBNER, F. & KAHLER, F. (Eds.): Catalogus Fossilium Austriae, Heft II//b/1, Foraminifera Palaeozoica, 87–295, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.

KAHLER, F. & KAHLER, G. (1937a): Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Die Pseudoschwagerinen der Grenzlandbänke und des oberen Schwagerinenkalkes. – Palaeontographica, Abteilung A, **87**, 1–44, Stuttgart.

KAHLER, F. & KAHLER, G. (1937b): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Oberkarbon und Perm der Karnischen Alpen. – Compte rendu du deuxième Congrès pour l'Avancement des Etudes de Stratigraphie du Carbonifère, Heerlen 1935, **1**, 445–487, Heerlen.

KAHLER, F. & KAHLER, G. (1938): Beobachtungen an Fusuliniden der Karnischen Alpen. A. Über die Einbettung von Pseudoschwagerinen im roten Trogkofelkalk. B. Frasspuren in Fusulinidenschalen. C. Trimorphismus bei Paraschwagerinen. – Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abteilung B, **4**, 101–115, Stuttgart.

KAHLER, F. & KAHLER, G. (1941): Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Die Gattung Pseudoschwagerina und ihre Vertreter im unteren Schwagerinenkalk und im Trogkofelkalk. – Palaeontographica, Abteilung A, **92**, 59–98, Stuttgart.

KAHLER, F. & KAHLER, G. (1980): Fusuliniden aus den Kalken der Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: FLÜGEL, E. (Ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sonderheft **36**, 183–254, Klagenfurt.

KAHLER, F. & PREY, S. (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. – 115 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. (1969): *Paratriticites*, eine neue Fusulinidengattung aus dem Trogkofelkalk. – Bulletin Scientifique, Conseil des Académies des Sciences et des Arts de la RSF de Yougoslavie Section A, Sciences Naturelles, Techniques et Médicales, **14**/9–10, 297–298, Zagreb.

KORZHENEVSKIY, I.D. (1940): O nekotorykh novykh vidakh fuzulinid iz nizhnepermskikh izvestnyakov Ishimbaeva i Sterlimatamakskik gor-Odinochek. – Akademiya Nauk SSSR, Trudy Instituta Geologicheskikh Nauk, 7. – Geologicheskya seriya, **2**, 1–36, Moscow. (In Russian)

KRAINER, K. (1991): The limestone facies of the Auernig and Carnizza Formations (Auernig Group, Pontebba Supergroup; Carnic Alps). – Giornale di Geologia, serie 3a, **53**, 161–169, Bologna.

KRAINER, K. (1992): Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135**, 99–193, Wien.

KRAINER, K. (1995a): Kurzer Bericht über sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im Jungpaläozoikum (Auernig- und Rattendorfer Schichtgruppe) der Karnischen Alpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 687–690, Wien.

KRAINER, K. (1995b): *Anthracoporella* mounds in the Late Carboniferous Auernig Group, Carnic Alps (Austria). – Facies, **33**/1, 195–214, Erlangen.

KRAINER, K. (2007): Late Paleozoic reef mounds of the Carnic Alps (Austria/Italy). – Geobios, **40**, 625–643, Villeurbanne. https://doi.org/10.1016/j.geobios.2006.12.004

KRAINER, K. (2012): High-frequency siliciclastic-carbonate cycles in the Lower Permian Grenzland Formation (Rattendorf Group, Carnic Alps), Austria/Italy. – 29th IAS Meeting on Sedimentology, Schladming, 10–13 September 2012, Conference Book, 112 p., Schladming.

KRAINER, K. & DAVYDOV, V. (1998): Facies and biostratigraphy of the Late Carboniferous/Early Permian sedimentary sequence in the Carnic Alps (Austria/Italy). – In: CRASQUIN-SOLEAU, S., IZART, A., VASLET, D. & DE WEVER, P. (Eds.): Peri-Tethys: stratigraphic correlations 2. – Geodiversitas, **20**/4, 643–662, Paris.

KRAINER, K. & SCHAFFHAUSER, M. (2012): The Type section of the Lower Permian Zweikofel Formation (Rattendorf Group; Carnic Alps, Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **105**, 61–79, Wien.

KRAINER, K., FLÜGEL, E., VACHARD, D. & JOACHIMSKI, M.M. (2003): A Close Look at Late Carboniferous Algal Mounds: Schulterkofel, Carnic Alps, Austria. – Facies, **49**, 325–350, Erlangen. https://doi.org/10.1007/s10347-003-0037-7

KRAINER, K., SANDERS, D. & SCHAFFHAUSER, M. (2009): Early Permian shelf margin retreat and carbonate deposition, Zweikofel Massif, Carnic Alps (Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **102**, 134–148, Wien.

KRAINER, K., VACHARD, D. & SCHAFFHAUSER, M. (2019a): Yakhtashian (Artinskian–Kungurian) cyanobacteria and calcareous algae from the Carnic Alps (Austria). – Palaeontologia Electronica, **22**/3/54. https://doi.org/10.26879/931

KRAINER, K., VACHARD, D. & SCHAFFHAUSER, M. (2019b): Early Permian (Yakhtashian; Artinskian – early Kungurian) foraminifers and microproblematica from the Carnic Alps (Austria). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **73**, 1–247, Wien.

LEE, J.S. (1927): Fusulinidae of North China. – Paleontologia Sinica, series B, **4**/1, 1–172, Beijing.

LEVEN, E.Y. & SHCHERBOVICH, S.F. (1980): Novye vidy fuzulinid iz samarskikh otlozhenii Darvaza. – Paleontologicheskiy Zhurnal, **1980**/3, 19–27, Moscow. (In Russian)

LEVEN, E.Y., LEONOVA, T.B. & DIMITRIEV, V.Y. (1992): Perm Darvaz-Zaalayskoy Zony Pamira: fusulinidy, ammonoidei, stratigrafiya. – Rossiyskaya Akademiya Nauk, Trudy Paleontologicheskogo Instituta, **253**, 64–109, Moscow. (In Russian)

MARCHETTI, L., FORTE, G., KUSTATSCHER, E., DIMICHELE, W.A., LUCAS, S.G., ROGHI, G., JUNCAL, M.A., HARTKOPF-FRÖDER, C., KRAINER, K., MORELLI, C. & RONCHI, A. (2022): The Artinskian Warming Event: an Euramerican change in climate and the terrestrial biota during the early Permian. – Earth-Science-Reviews, **226**, 103922. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103922

MASSARI, F. & VENTURINI, C. (1990): The significance of the Auernig Group cyclicity. – In: VENTURINI C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian sequence of The Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), 81–89, Bologna.

MASSARI, F., PESAVENTO, M. & VENTURINI, C. (1991): The Permian-Carboniferous Cyclothemes of the Pramollo Basin sequence (Carnic Alps). – Giornale di Geologia, **53**, 171–185, Bologna.

MINATO, M. & KATO, M. (1965): Waagenophyllidae. – Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series 4: Geology and Mineralogy, **12**, 1–242, Hokkaido (M. Clapham/M. Clapham).

MONTAÑEZ, I.P. (2022): Current synthesis of the penultimate icehouse and its imprint on the Upper Devonian through Permian stratigraphic record. – In: LUCAS, S.G., SCHNEIDER, J.W., WANG, X. & NICOLAEVA, S. (Eds.): The Carboniferous Timescale. – Geological Society of London, Special Publications, **512**, 213–245, London. https://doi.org/10.1144/SP512-2021-124

NOVAK, M. & FORKE, H. (2006): Late Paleozoic of the Southern Karavanke Mountains (Slovenia). – SCCS Task Group to establish GSSP's close to the Moscovian/Kasimovian and Kasimovian/Gzhelian boundaries, 1.–6. August 2006, Guidebook.

NOVAK, M., FORKE, H.C. & SCHÖNLAUB, H.P. (2019): Field Trip C3: The Pennsylvanian-Permian of the Southern Alps (Carnic Alps/Karavanke Mts.), Austria/Italy/Slovenia – fauna, facies and stratigraphy of a mixed carbonate-siliciclastic shallow marine platform along the northwestern Palaeotethys margin. – 19th International Congress on the Carboniferous and Permian, Cologne 2019. – Kölner Forum für Geologie und Paläontologie, **24**, 251–302, Köln.

RAUZER-CHERNOUSOVA, D.M. (1940): Stratigraphy of the Upper Carboniferous and Artinskian stage of the western slope of the Urals and materials for the fusulinid fauna. – Tr. Ign., Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Geol. Ser., **2**/7, 37–101, Moskva. (In Russian)

SAMANKASSOU, E. (1997): Muster und Kontrolle der zyklischen Sedimentation im Jungpaläozoikum (Oberkarbon–Unterperm) der Karnischen Alpen, Österreich. – Unpublished PhD Thesis, University Erlangen-Nürnberg, 397 p., Erlangen.

SAMANKASSOU, E. (1998): Skeletal Framework Mounds of Dasycladalean Alga *Anthracoporella*, Upper Paleozoic, Carnic Alps, Austria. – Palaios, **13**/3, 297–300, Broken Arrow. https://doi.org/10.2307/3515452; https://www.jstor.org/stable/3515452

SAMANKASSOU, E. (1999): Drowning of algal mounds: records from the Upper Carboniferous – Lower Pseudoschwagerina Limestone, Carnic Alps, Austria. – Sedimentary Geology, **127**, 209–220, Amsterdam. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00052-4

SAMANKASSOU, E. (2002): Cool-water carbonates in a paleoequatorial shallow-water environment: The paradox of the Auernig cyclic sediments (Upper Pennsylvanian, Carnic Alps, Austria–Italy) and its implications. – Geology, **30**, 655–658, Boulder. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0655:CWCIAP>2.0.CO;2

SAMANKASSOU, E. (2003): Upper Carboniferous-Lower Permian buildups of the Carnic Alps, Austria–Italy. – In: AHR, W.M., HARRIS, P.M., MORGAN, W.A. & SOMERVILLE, I.D. (Eds.): Permo-Carboniferous Carbonate Platforms and Reefs. – SEPM Special Publication, **78** (AAPG Memoir, **83**), 201–217, Tulsa.

SANDERS, D. & KRAINER, K. (2005): Taphonomy of Early Permian benthic assemblages (Carnic Alps, Austria): carbonate dissolution versus biogenic carbonate precipitation. – Facies, **51**, 522–540, Erlangen. https://doi.org/10.1007/s10347-005-0065-6

SCHAFFHAUSER, M. (2013): The Trogkofel Formation: Sedimentology and diagenesis of a rimmed carbonate shelf margin in the Lower Permian of the Carnic Alps (Austria/Italy). – Unpublished PhD Thesis, Faculty of Geo- and Atmospheric Sciences, 156 p., University of Innsbruck, Innsbruck.

SCHAFFHAUSER, M., KRAINER, K. & SANDERS, D. (2010): The Zottachkopf Formation: A new formation in the Lower Permian Rattendorf Group (Carnic Alps, Austria). – Pangeo 2010 Abstracts. – Journal of Alpine Geology, **52**, 218–219, Vienna.

SCHAFFHAUSER, M., KRAINER, K. & SANDERS, D. (2015): Early Permian carbonate shelf margin deposits: the type section of the Trogkofel Formation (Artinskian/Kungurian), Carnic Alps, Austria/Italy. – Austrian Journal of Earth Sciences, **108**, 277–301, Vienna.

SCHELLWIEN, E. (1892): Die Fauna des Karnischen Fusulininenkalkes. – Palaeontographica, **39**, 1–56, Stuttgart.

SCHELLWIEN, E. (1898): Die Fauna des Karnischen Fusulinenkalkes. Theil 2: Foraminifera. – Palaeontographica, **44**, 237–282, Stuttgart.

SCHELLWIEN, E. (1908): Monographie der Fusuliniden. I. Fusuliniden des russisch-arktischen Meergebietes. – Palaeontographica, **55**, 145–194, Stuttgart.

SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **33**, 1–124, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 198 Weißbriach. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. & FORKE H.C. (2007): Die post-variszische Schichtfolge der Karnischen Alpen – Erläuterungen zur Geologischen Karte des Jungpaläozoikums der Karnischen Alpen, 1:12.500. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **61**, 3–157, Wien.

Schönlaub, H.P. & Forke, H.C. (2021): Das Geologische Erbe der Karnischen Alpen – Forschungsergebnisse und Anekdoten zur Erdgeschichte. – 304 S., Klagenfurt.

Schönlaub, H.P., Forke, H.C., Lotter, M. & Moser, M. (2007): Geologische Karte 1:12.500 des Jungpaläozoikums der Karnischen Alpen. Erläuternde Texte. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **61**, 1–173, Wien.

Selli, R. (1963a): Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. – Giornale di Geologia, **30**, 1–136, Bologna.

Selli, R. (1963b): Carta geologica del Permo-Carbonifero Pontebbano, Scala 1:20.000. – Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

Skinner, J.W. & Wilde, G.L. (1966a): Permian fusulinids from northeastern Washington. – In: Skinner, J.W. & Wilde, G.L. (Eds.): Permian fusulinids from Pacific Northwest and Alaska. – University Kansas, Paleontological Contributions, Paper **4**/3, 16–22, Lawrence. http://hdl.handle.net/1808/3744

Stache, G. (1872): Neue Fundstellen von Fusulinenkalk zwischen Gailthal und Canalthal in Kärnthen. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1872**, 283–287, Wien.

Stache, G. (1874): Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **24**, 202–274, Wien.

Stache, G. (1878): Neue Beobachtungen in der paläozoischen Schichtenreihe des Gailthaler Gebirges und der Karawanken. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1878**, 306–313, Wien.

Taramelli, T. (1895a): Osservazioni stratigrafiche sui terreni paleozoici nel versante italiano delle Alpi Carniche. – Rendiconti della Reale Accademia dei Lincei, s. 5, **4**, 185–193, Roma.

Taramelli, T. (1895b): Osservazioni sul Paleozoico delle Alpi Carniche. – Bollettino della Società Geologica Italiana, **14**/2, 277–280, Roma.

Tietze, E. (1870): Beiträge zur Kenntnis der älteren Schichtgebilde Kärnthens. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **20**, 259–272, Wien.

Toomey, D.F., Lowenstein, T.K. & Mitchell, R.W. (1989): Reexamination of laminated osagid grains from a Lower Permian Midcontinent limestone. – Palaios, **4**, 51–62, Broken Arrow. https://doi.org/10.2307/3514733

Vachard, D. & Krainer, K. (2001a): Smaller foraminifers of the Upper Carboniferous Auernig Group, Carnic Alps (Austria/Italy). – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **107**, 147–168, Milano. https://doi.org/10.13130/2039-4942/5430

Vachard, D. & Krainer, K. (2001b): Smaller foraminifers, characteristic algae and pseudo-algae of the latest Carboniferous/Early Permian Rattendorf Group, Carnic Alps (Austria/Italy). – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **107**, 169–195, Milano. https://doi.org/10.13130/2039-4942/5431

Venturini, C. (1982): Il bacino tardoercinico di Pramollo (Alpi Carniche): un evoluzione regolata dalla tettonica sinsedimentaria. – Memorie della Società Geologica Italiana, **24**, 23–42, Roma.

Venturini, C. (1990a): Geologia delle Alpi Carniche centro-orientali. – Edizione del Museo Friulano di Storia Naturale, Udine, Publication **36**, 1–222, Udine.

Venturini, C. (1990b): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps). – Guidebook, 1–159, Udine.

Venturini, C. (1991): Introduction to the geology of the Pramollo Basin (Carnic Alps) and its surroundings. – Giornale di Geologia, series 3a, **53**, 13–47, Bologna.

Vinassa de Regny, P. (1906): Zur Kulmfrage in den Karnischen Alpen. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1906**, 238–240, Wien.

Wilson, J.L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. – 471 p., Berlin (Springer).

Received: 24. April 2024, accepted: 15. July 2024

Plates

Plate 1

Thin section photographs of characteristic microfacies types of the uppermost Zweikofel Formation and lower Zottachkopf Formation at section TNA (Trogkofel North A). All under plane light.

Fig. A: Bioclastic wackestone, partly bindstone, composed of micritic matrix, cyanobacteria colonies (dark grey to black) and *Claracrusta*. The matrix contains peloids, small intraclasts and small, recrystallized skeletons. Sample TNA 1, Zweikofel Formation.

Fig. B: *Anthracoporella* floatstone to rudstone containing large fragments of *Anthracoporella* embedded in pelmicritic matrix. Sample TNA 2, Zweikofel Formation.

Fig. C: Bioclastic wackestone to poorly washed grainstone containing a diverse fossil assemblage, peloids, micritic matrix and cement. Sample TNA 3, Zweikofel Formation.

Fig. D: Grainstone to packstone composed of dominantly echinoderm fragments, subordinately of fusulinids and other fossils, and intraclasts. Sample TNA 4, Zweikofel Formation.

Fig. E: Bioclastic wackestone containing echinoderm fragments, fusulinids, recrystallized skeletons, intraclasts and many small detrital quartz grains. Sample TNA 6, Zottachkopf Formation.

Fig. F: Mixed siliciclastic-carbonate sandstone composed of abundant detrital quartz grains, carbonate grains, few echinoderm fragments and peloids embedded in micritic matrix. Sample TNA 8, Zottachkopf Formation.

Fig. G: Oolitic wackestone composed of abundant recrystallized ooids, many detrital quartz grains, few intraclasts and rare fossil fragments, embedded in micrite. Sample TNA 11, Zottachkopf Formation.

Fig. H: Grainstone composed of abundant sphaerical grains (partly ooids), few detrital quartz grains, peloids, and rare fossils. Sample TNA 14, Zottachkopf Formation.

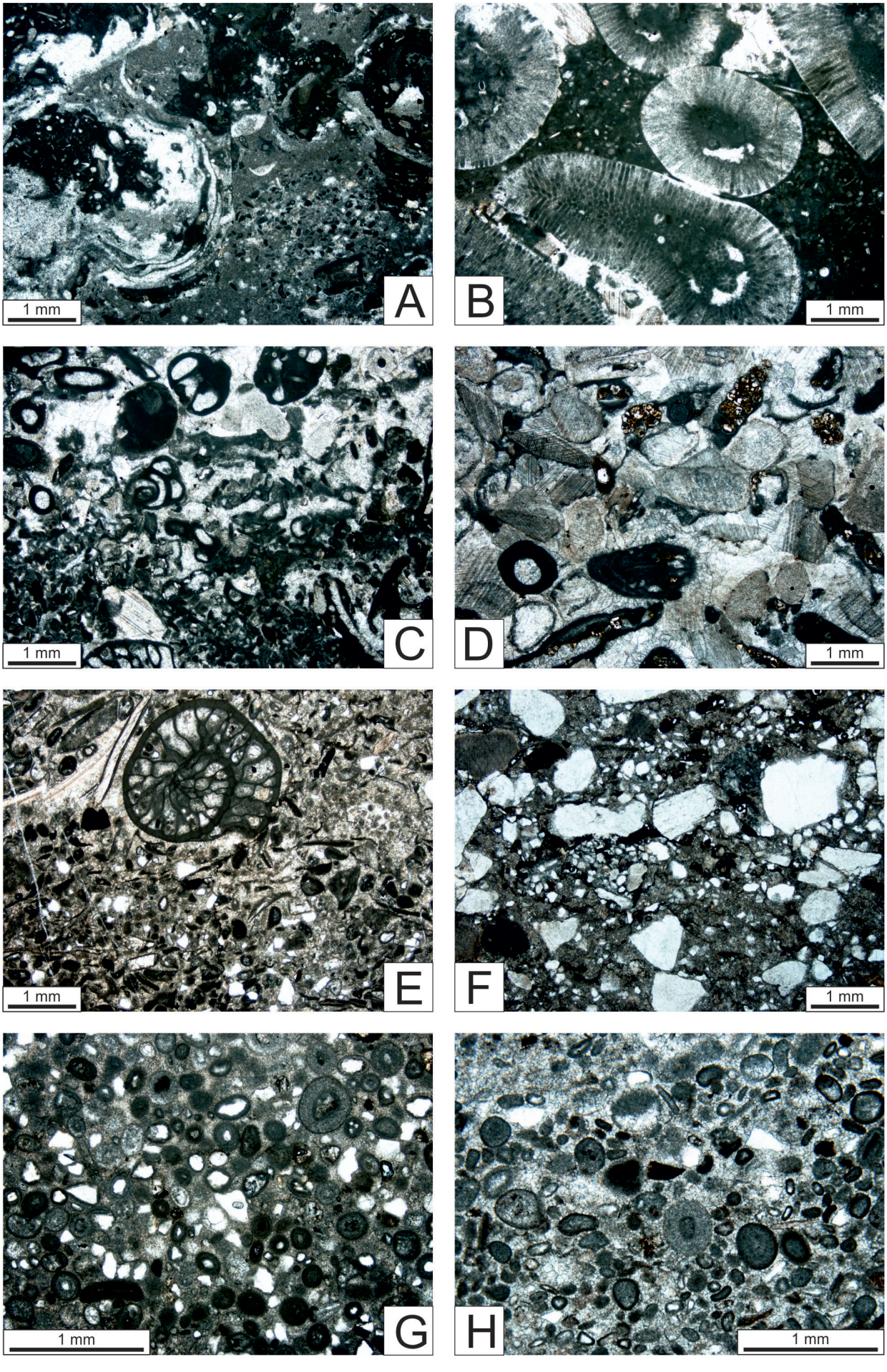

A
1 mm
B
1 mm
C
1 mm
D
1 mm
E
1 mm
F
1 mm
G
1 mm
H
1 mm

Plate 2

Thin section photographs of characteristic microfacies types of the lower part of the Zottachkopf Formation at section TNA (Trogkofel North A). All under plane light.

Fig. A: Grainstone to packstone composed of abundant echinoderm (crinoid) fragments, fusulinids, and few other fossils. Some of the fossils display micritic envelopes. Sample TNA 15.

Fig. B: Bioclastic packstone to rudstone containing abundant echinoderm fragments, shell debris, bryozoans, calcareous algae, smaller foraminifers, ostracods and gastropods. Sample TNA 16.

Fig. C: Oncoid rudstone composed of abundant echinoderm fragments and oncoids, and few other fossil fragments. Sample TNA 19.

Fig. D: Rudstone composed of abundant echinoderm (crinoid) fragments, quartz grains and few other fossil fragments. Sample TNA 21.

Fig. E: Packstone to rudstone containing a diverse fossil assemblage and few oncoids. The sediment is poorly washed and contains micrite and cement. Sample TNA 23.

Fig. F: Rudstone containing a diverse fossil assemblage including echinoderm fragments, fusulinids, bryozoans and few quartz grains and intraclasts. Sample TNA 24.

Fig. G: Large oncoid composed of a phylloid algal fragment that is encrusted by *Girvanella* and *Claracrusta*. Sample TNA 27.

Fig. H: Bioclastic wackestone to floatstone containing echinoderm fragments, fusulinids, smaller foraminifers and few other fossil fragments. Sample TNA 30.

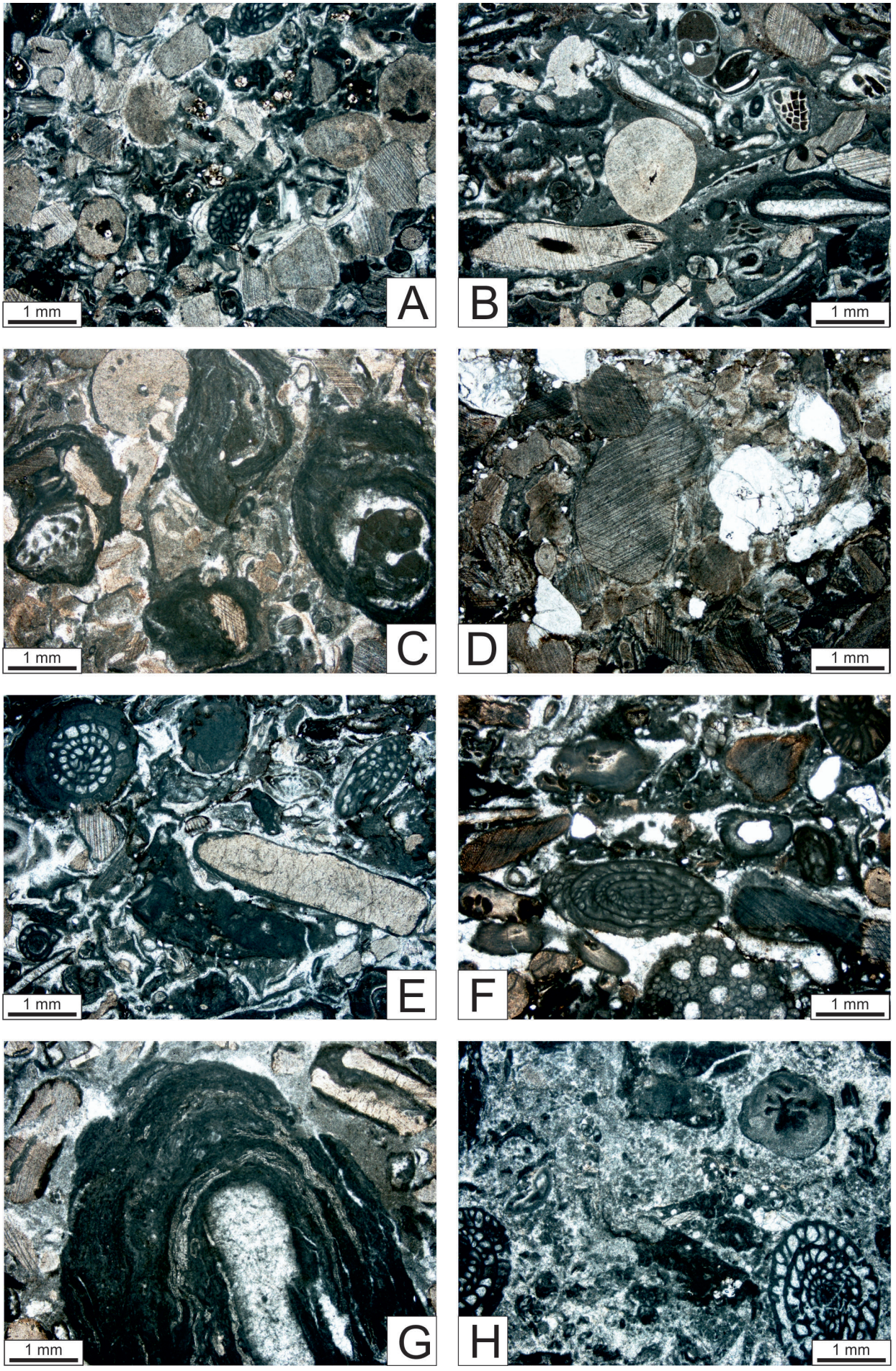

A
1 mm
B
1 mm
C
1 mm
D
1 mm
E
1 mm
F
1 mm
G
1 mm
H
1 mm

Plate 3

Thin section photographs of characteristic microfacies types from the middle part of the Zottachkopf Formation at section TNB (Trogkofel North B). All under plane light.

Fig. A: Bioclastic wackestone to floatstone containing many fusulinids and oncoids, and subordinately other fossil fragments. Sample TNB 2.

Fig. B: Oncoidal floatstone composed of oncoids that float in bioclastic wackestone containing a diverse fossil assemblage. Sample TNB 5.

Fig. C: Bioclastic wackestone, poorly washed, fine-grained, containing abundant smaller foraminifers and subordinately other fossils. Sample TNB 7.

Fig. D: Algal floatstone containing recrystallized fragments of phylloid algae, micritic matrix and cement. Sample TNB 8.

Fig. E: Grainstone to rudstone containing calcareous algae, echinoderm fragments, bryozoans, smaller foraminifers, fusulinids, other skeletal grains, oncoids and intraclasts. Sample TNB 10.

Fig. F: Mound facies (bindstone to cementstone) containing *Archaeolithophyllum lamellosum*, cyanobacteria crusts, *Tubiphytes*, some micrite and much cement. The rock is brecciated in-situ. Sample TNB 11.

Fig. G: Oncoidal floatstone composed of large oncoids that float in bioclastic wackestone with a diverse fossil assemblage. Sample TNB 14.

Fig. H: Bioclastic grainstone to packstone, poorly washed, containing a diverse fossil assemblage, intraclasts and few peloids. Sample TNB 15.

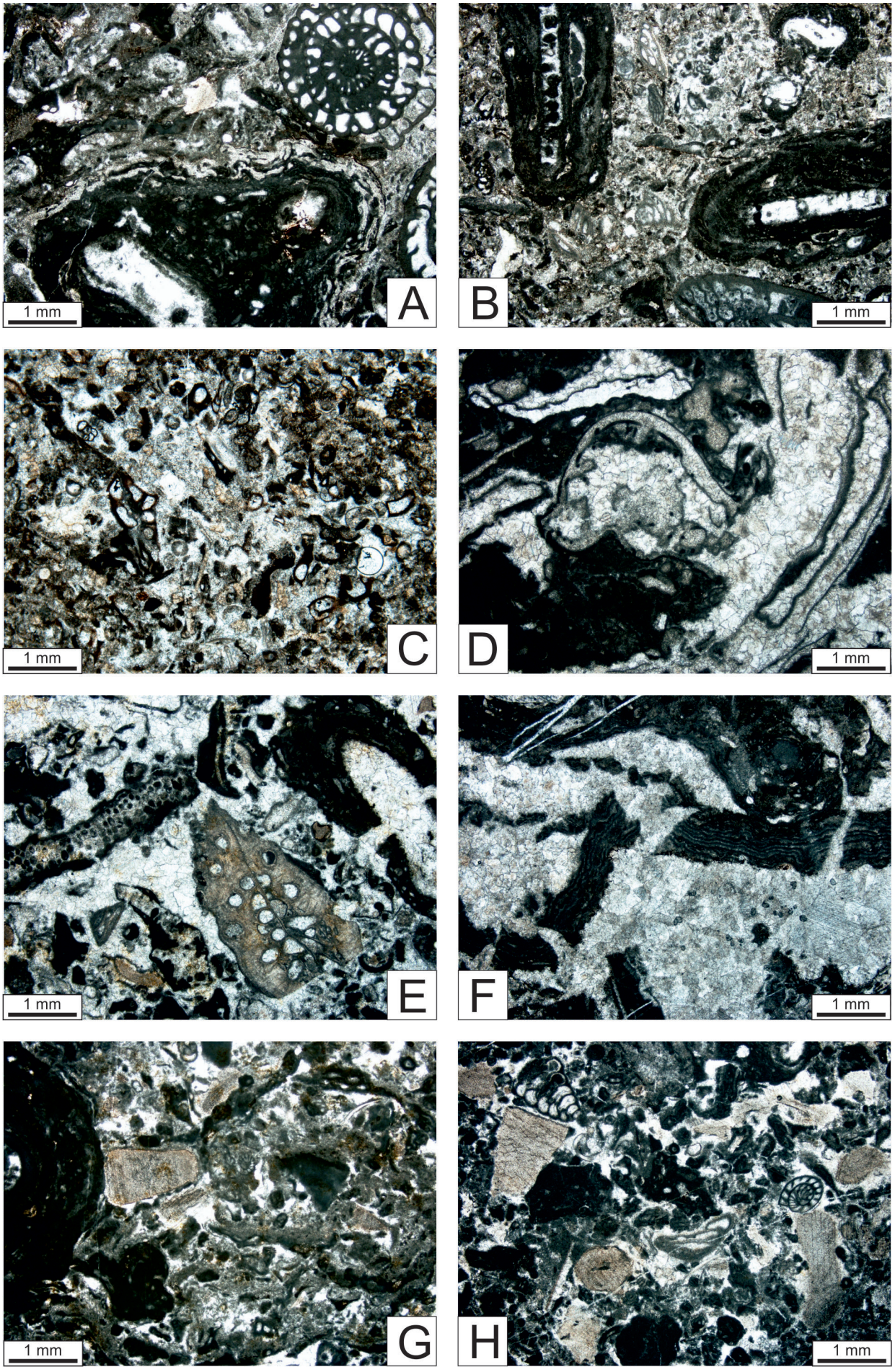

A
1 mm
B
1 mm
C
1 mm
D
1 mm
E
1 mm
F
1 mm
G
1 mm
H
1 mm

Plate 4

Thin section photographs of characteristic microfacies types from the middle to upper part of the Zottachkopf Formation at section TNC (Trogkofel North C). All under plane light.

Fig. A: Oncoidal floatstone containing oncoids, *Tubiphytes*, echinoderm fragments, other fossils and small intraclasts. Sample TNC 1.

Fig. B: *Girvanella* bindstone. Sample TNC 1.

Fig. C: Grainstone to rudstone containing abundant recrystallized fragments of calcareous algae, shell debris, smaller foraminifers and few intraclasts. Sample TNC 2.

Fig. D: Bioclastic wackestone containing a diverse fossil assemblage, some intraclasts and peloids. Sample TNC 3.

Fig. E: Bindstone composed of larger fossil fragments that are encrusted by cyanobacteria (*Girvanella*). Sample TNC 5.

Figs. F, G: Bioclastic wackestone to packstone containing a diverse fossil assemblage, some small intraclasts and peloids. Sample TNC 6.

Fig. H: Phylloid algal floatstone, partly bindstone. Large fragments of recrystallized phylloid algae (probably *Neoanchicodium*) are partly encrusted by cyanobacteria (*Girvanella*) and are embedded in micrite and peloidal micrite. Pore space is filled with cement. Sample TNC 20.

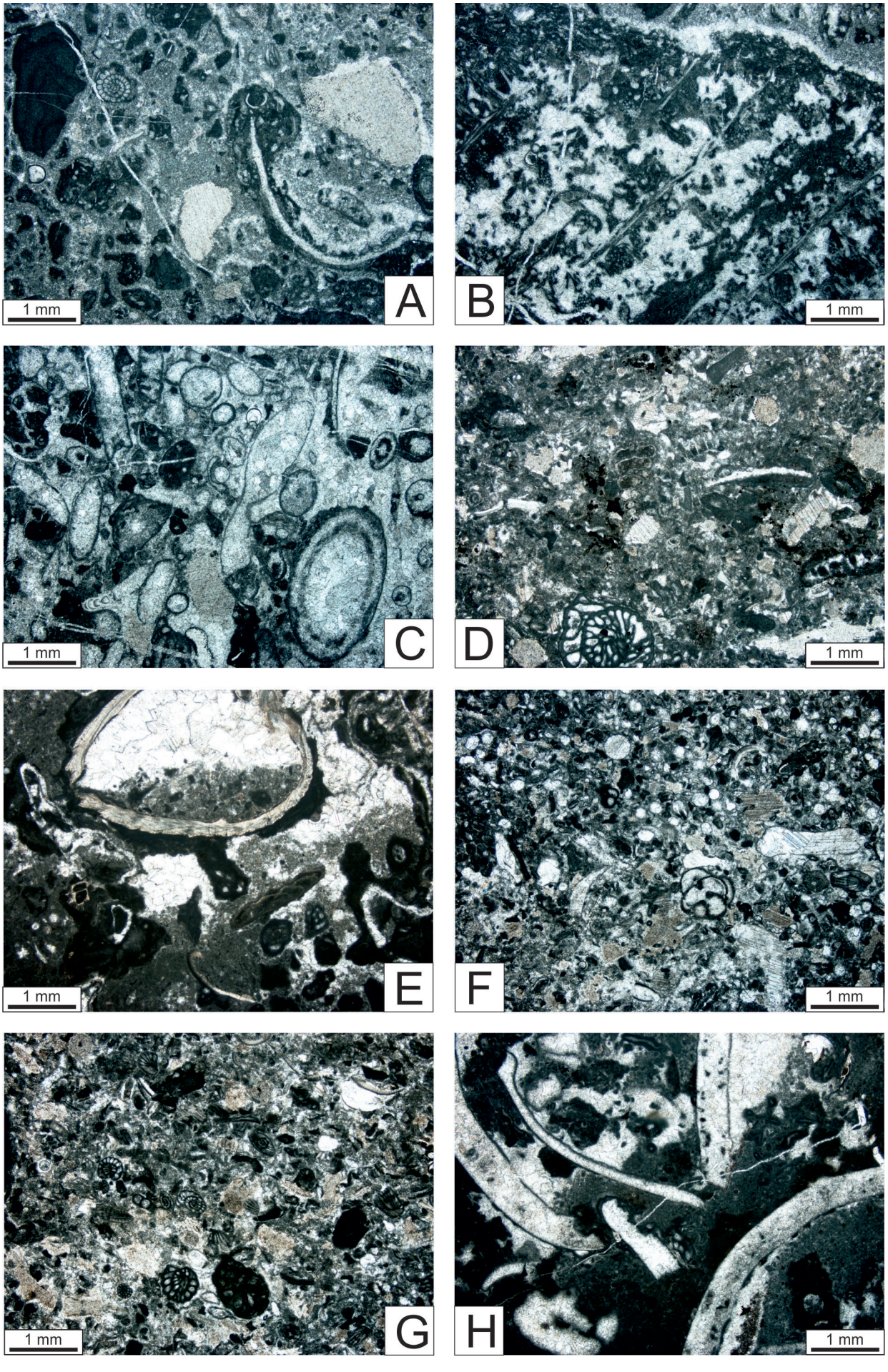

A
1 mm
B
1 mm
C
1 mm
D
1 mm
E
1 mm
F
1 mm
G
1 mm
H
1 mm

Plate 5

Thin section photographs of characteristic microfacies types from the upper part of the Zottachkopf Formation at section TNC (Trogkofel North C). All under plane light.

Fig. A: Fine-grained bioclastic wackestone containing few larger fossils (calcareous algae, *Tubiphytes*). Sample TNC 21.

Fig. B: Phylloid algal floatstone. Large fragments of recrystallized phylloid algae are embedded in micritic matrix that contains few small skeletons. Sample TNC 26.

Fig. C: Bioclastic grainstone containing a diverse fossil assemblage, intraclasts (including reworked fragments of oncoids). Sample TNC 30.

Figs. D, E: *Tubiphytes–Girvanella* bindstone with a few small fossils, peloidal micrite and cement. Sample TNC 33.

Fig. F: Grainstone containing a diverse fossil assemblage, intraclasts and a few oncoids. Sample TNC 34.

Fig. G: Floatstone with a large bryozoan fragment that is encrusted by *Girvanella*. Sample TNC 35.

Fig. H: Indistinctly laminated peloidal wackestone to grainstone. Sample TNC 37.

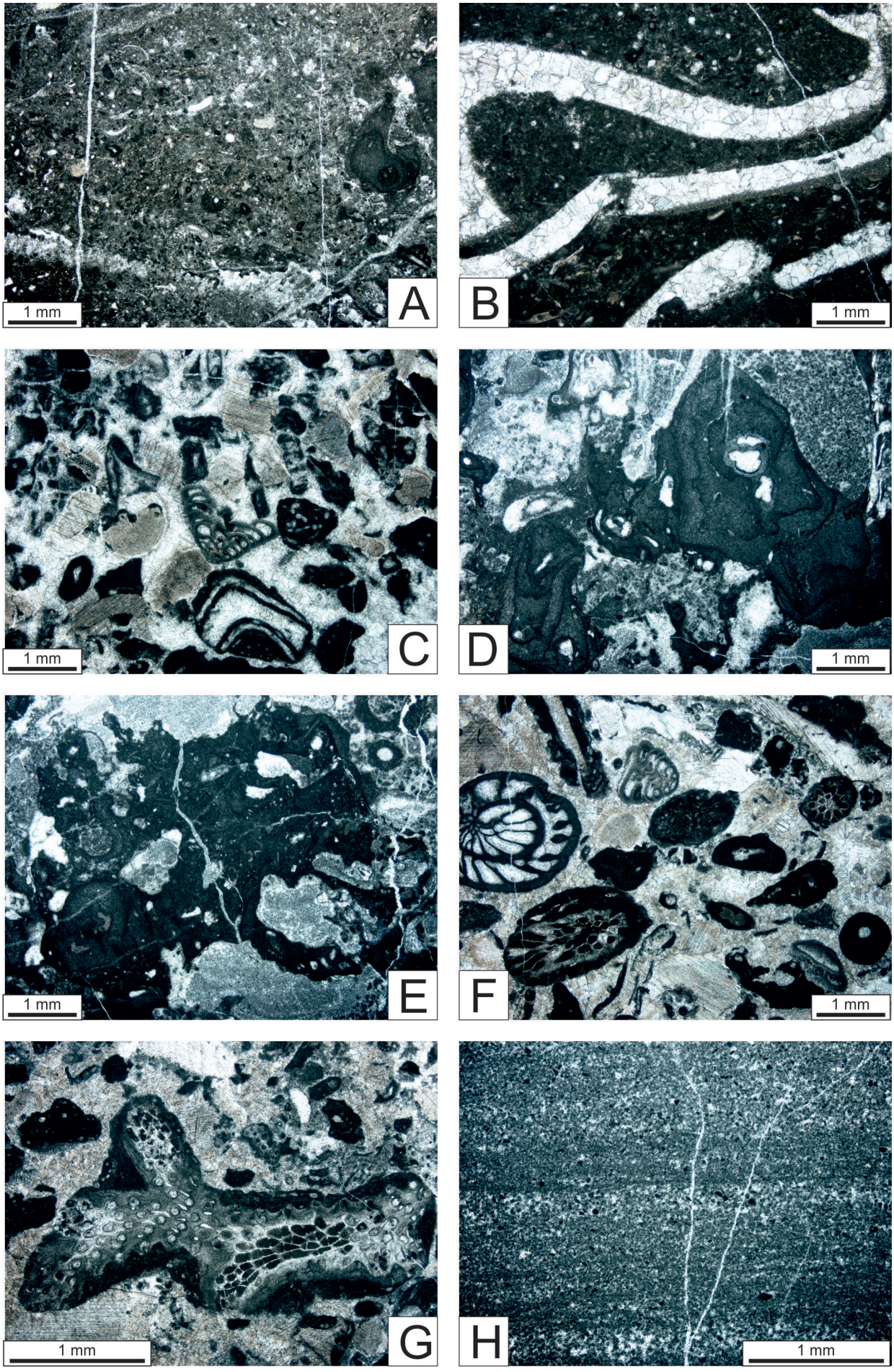

A
1 mm
B
1 mm
C
1 mm
D
1 mm
E
1 mm
F
1 mm
G
1 mm
H
1 mm

Plate 6

Thin section photographs of characteristic microfacies types from the middle-upper part of the Zottachkopf Formation at section ZT (Trogkar). All under plane light.

Fig. A: Rudstone to oncoidal rudstone composed of a diverse fossil assemblage of fusulinids, calcareous algae, echinoderms, smaller foraminifers, ostracods, and oncoids. Some of the fusulinid tests are abraded. Sample ZT 4.

Fig. B: Fusulinid-oncoid rudstone composed of large fusulinids (partly abraded) and many large oncoids. The rudstone also contains algal fragments, smaller foraminifers, echinoderm fragments and ostracods. Sample ZT 15.

Fig. C: Fusulinid rudstone composed of abundant, partly abraded and fragmented fusulinid tests that are embedded in fine-grained bioclastic matrix containing echinoderm fragments, smaller foraminifers, ostracods, algal fragments and peloids. Sample ZT 10.

Fig. D: Algal rudstone composed of abundant fragments of recrystallized phylloid algae (*Neoanchicodium*), few *Epimastopora*, fusulinids, smaller foraminifers, ostracods and echinoderm fragments. Some of the skeletons are encrusted by *Girvanella* forming oncoids. Sample ZT 12.

Fig. E: Packstone to rudstone composed of a diverse fossil assemblage of strongly fragmented skeletons including abundant calcareous algae. Few intraclasts are present too. Sample ZT 1.

Fig. F: Recrystallized oolitic grainstone with few fossil fragments such as echinoderm and algal fragments. Sample ZT 13.

Fig. G: Peloidal grainstone containing abundant peloids, subordinately intraclasts, smaller foraminifers and echinoderm fragments. Sample ZT 7.

Fig. H: Oncoid composed of alternating crusts of *Girvanella* and *Claracrusta*. Sample ZT 15.

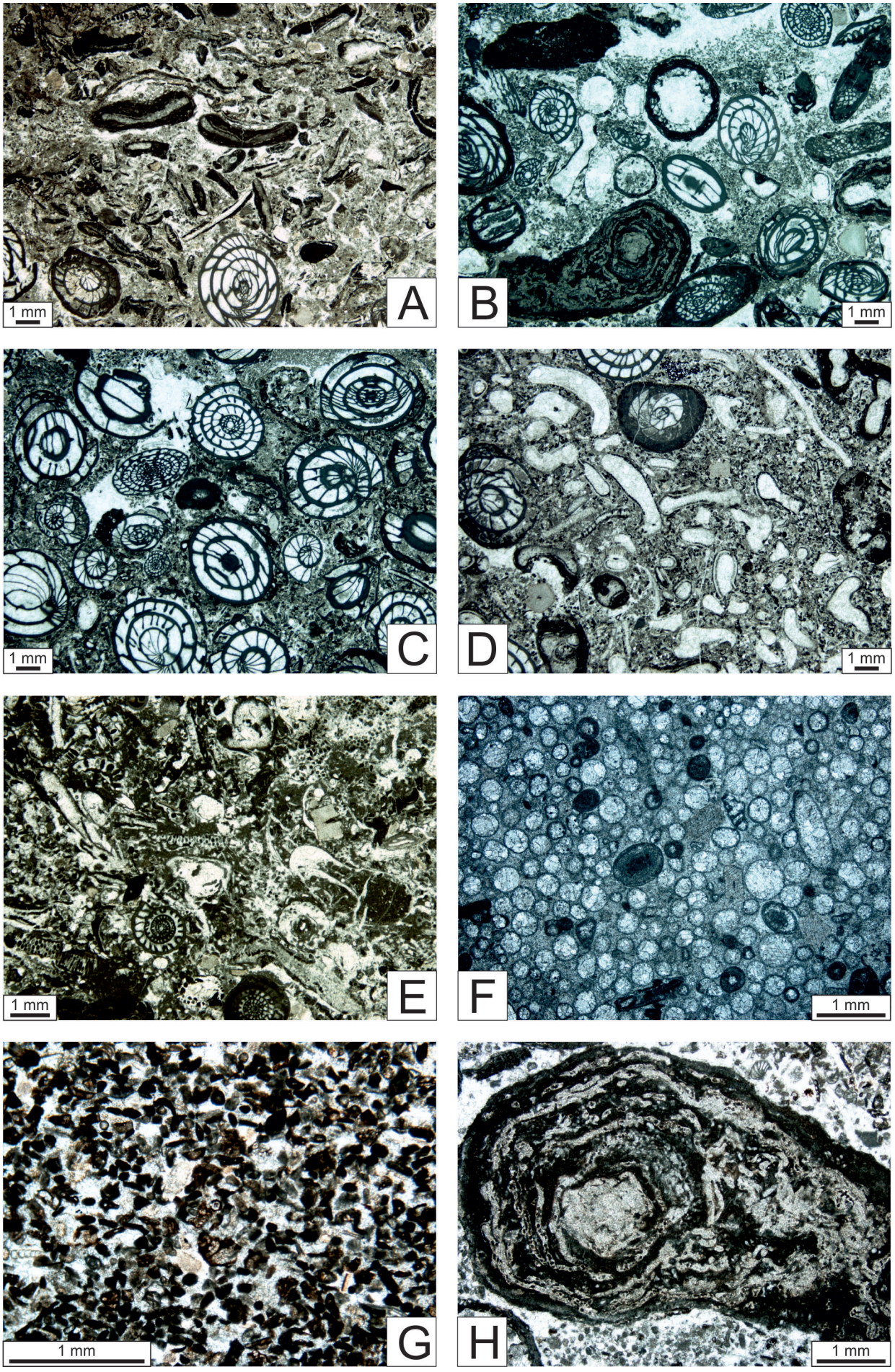

A
1 mm
B
1 mm
C
1 mm
D
1 mm
E
1 mm
F
1 mm
G
1 mm
H
1 mm

Plate 7

Thin section photographs of characteristic microfacies types of limestones from the upper part of the Zottachkopf Formation at section Z (Zottachkopf). All under plane light.

Fig. A: Bioclastic packstone to rudstone with a diverse fossil assemblage including echinoderm fragments, calcareous algae, smaller foraminifers, bryozoans and recrystallized skeletons. A few oncoids are present. Sample Z 1.

Fig. B: Bioclastic packstone to rudstone with a diverse fossil assemblage. Sample Z 3.

Fig. C: Floatstone to rudstone containing abundant fragments of calcareous algae (*Epimastopora*, phylloid algae). Also present are fusulinids, smaller foraminifers, gastropods, echinoderms and oncoids. Sample Z 6.

Fig. D: Bioclastic wackestone to packstone containing many fragments of calcareous algae and sphaerical grains (?algal spores), few fusulinids, smaller foraminifers, echinoderms and few oncoids. Sample Z 7.

Fig. E: Floatstone to rudstone. Most abundant are fusulinids, algal fragments and oncoids that are embedded in fine-grained bioclastic matrix. Sample Z 9.

Fig. F: Fusulinid-oncoid floatstone to rudstone. Fusulinids and oncoids are embedded in fine-grained bioclastic matrix. Sample Z 10.

Fig. G: Oncoid-fusulinid floatstone. Large oncoids (up to 2 cm) and few fusulinids are embedded in fine-grained bioclastic, partly peloidal matrix. Oncoids are composed of phylloid algae that form the nucelus and are encrusted by *Girvanella* and *Claracrusta*. Sample Z 11.

Fig. H: Detail of an oncoid composed of *Girvanella* and *Claracrusta*. Sample Z 2.

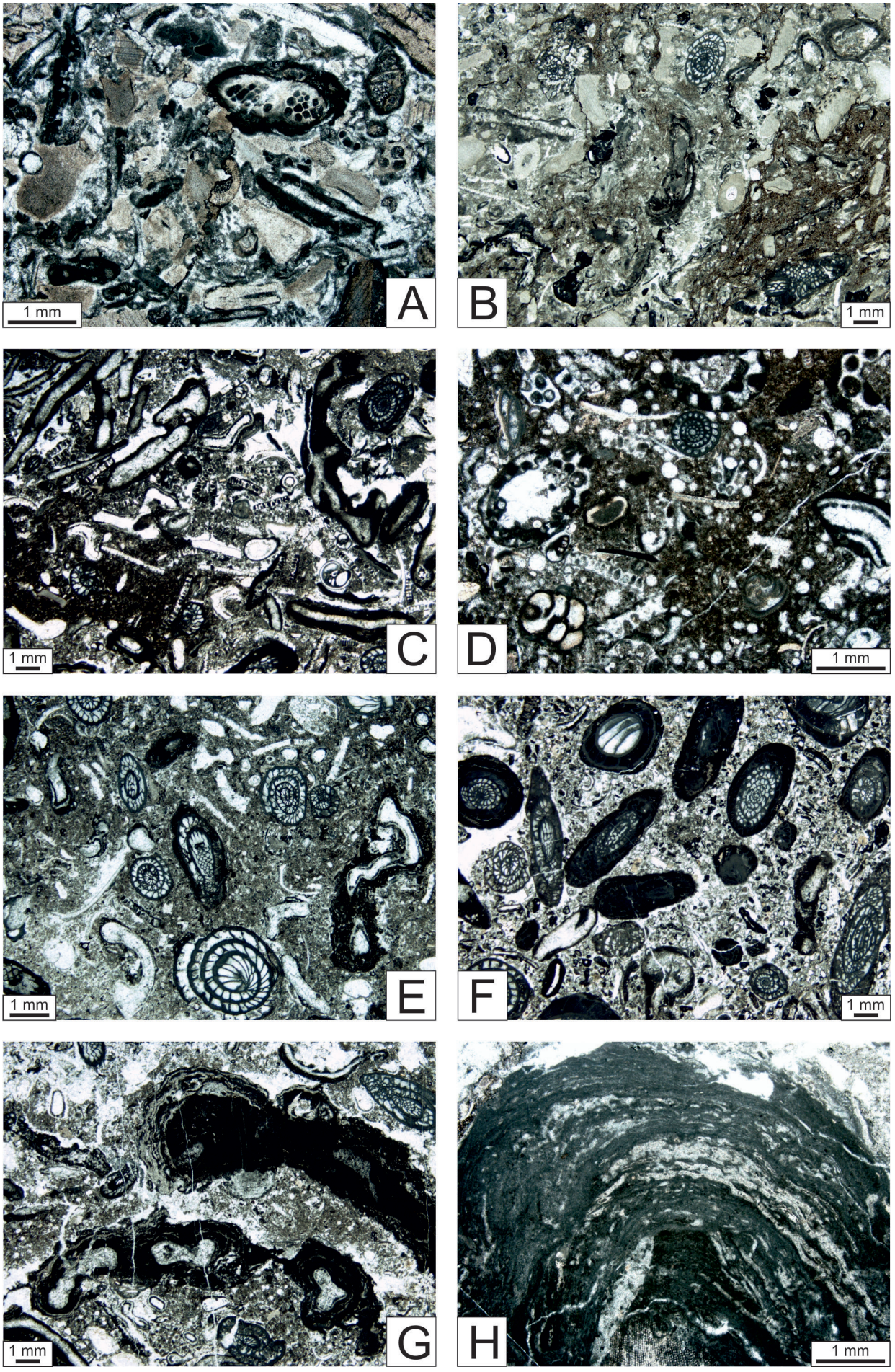

A
1 mm
B
1 mm
C
1 mm
D
1 mm
E
1 mm
F
1 mm
G
1 mm
H
1 mm

Plate 8

Thin section photographs of characteristic microfacies types of limestones from the uppermost part of the Zottachkopf Formation at sections TKS (Trogkofel South) and TKW (Trogkofel Southwest). All under plane light.

Fig. A: Rudstone containing oncoids, many echinoderm fragments, calcareous algae, smaller foraminifers and few other fossil fragments. Sample TKS 4.

Fig. B: Oncoidal floatstone to rudstone containing oncoids, echinoderm fragments, *Tubiphytes*, smaller foraminifers, calcareous algae, ostracods and few other fossil fragments. Sample TKS 12.

Fig. C: Phylloid algal floatstone containing large thalli of recrystallized calcareous algae (mostly *Neoanchicodium*), subordinately echinoderm fragments, fusulinids, smaller foraminifers and few other fossils embedded in micritic matrix. Sample TKS 6.

Fig. D: Grainstone containing intraclasts including fragments of oncoids, many recrystallized skeletons, smaller foraminifers, fusulinids, echinoderm fragments and other fossils. Sample TKS 19 (basal Trogkofel Formation).

Fig. E: Rudstone composed of abundant recrystallized skeletons, echinoderm (crinoid) fragments, fusulinids, smaller foraminifers, calcareous algae, ostracods and few other fossils. Sample TKW 9.

Fig. F: Fusulinid packstone to rudstone composed of abundant fusulinid tests, echinoderm fragments, smaller foraminifers, calcareous algae, ostracods and peloids. Sample TKW 5.

Fig. G: Oncoidal rudstone to floatstone composed of oncoids up to 1 cm in diameter and few larger fossils embedded in fine-grained bioclastic matrix. Sample TKW 10.

Fig. H: Bindstone/cementstone (mound facies) composed of *Archaeolithoporella*-crusts and cement, brecciated in-situ. Sample TKW 1.

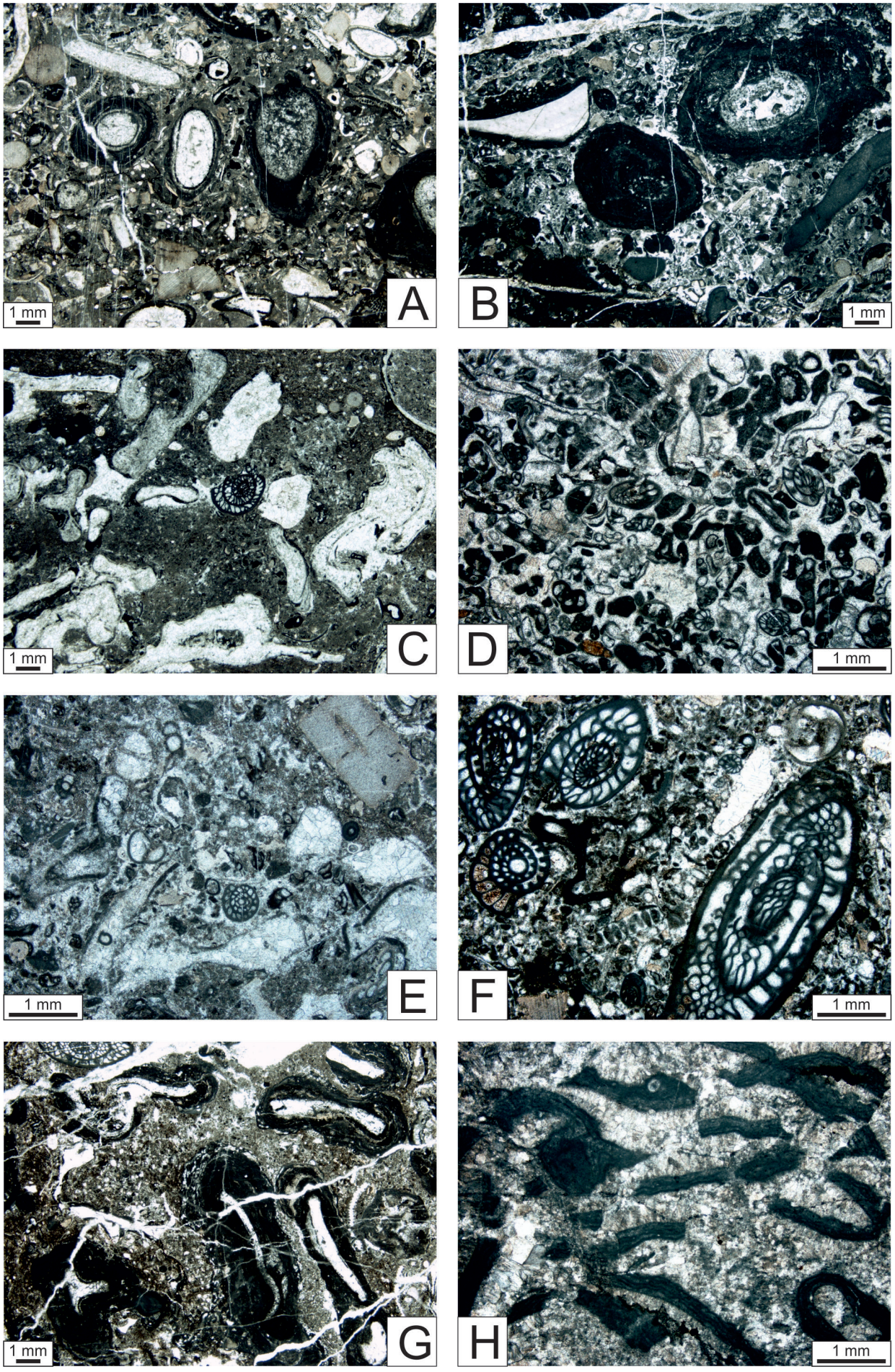

A
1 mm
B
1 mm
C
1 mm
D
1 mm
E
1 mm
F
1 mm
G
1 mm
H
1 mm

Plate 9

Characteristic algae of the Zottachkopf Formation

1, 2 *Koivaella* ex gr. *permiensis* (1: sample TNB 3, 2: sample TNB 8), **3** *Parachaetetes ortonelloides* (sample Z 9B), **4, 5** *Homannisiphon morikawai* (both from sample Z 1), **6, 9** *Eugonophyllum magnum* (6: sample TKS 13, 9: sample TKS 14), **7** *Anchicodium japonicum* (sample TKS 3), **8** *Ivanovia tenuissima* (sample TNA 2), **10, 11** *Calcipatera schoenlaubi* (10: sample TNA 16, 11: sample TNA 18), **12, 13** *Neoanchicodium catenoides* (12: sample TNC 2, 13: sample TKW 9), **14** *Nanjinophycus*? sp. (sample TNA 16), **15** *Anthracoporella spectabilis* (sample Z 3), **16, 17** *Epimastopora japonica* (16: sample TNA 18, 17: sample Z 6), **18, 19** *Epimastopora likana* (18: sample TKW 9B, 19: sample TNC 5), **20** *Epimastopora alpina* (sample Z 10), **21, 23** *Globuliferoporella piae* (21: sample TKW 10, 23: sample TKW 12B), **22** *Epimastopora fluegeli* (sample TKW 13B), **24, 25** *Globuliferoporella angulata* (24: sample TKW 9B, 25: sample TKW 12), **26, 27** *Pseudoepimastopora carnica* (26: sample Z 5, 27: sample Z 7), **28** *Mizzia velebitana* (sample TKS 12), **29, 30** *Mizzia yabei* (sample TKS 12), **31** *Efluegelia johnsoni* (sample Z 17B), **32** *Ungdarella uralica* (sample TNB 15).

Scale bar: 1, 2 = 0.1 mm; 3 = 0.2 mm; 8, 13–15, 17, 23–31 = 0.5 mm; 4–7, 9–12, 16, 18–22, 32 = 1 mm.

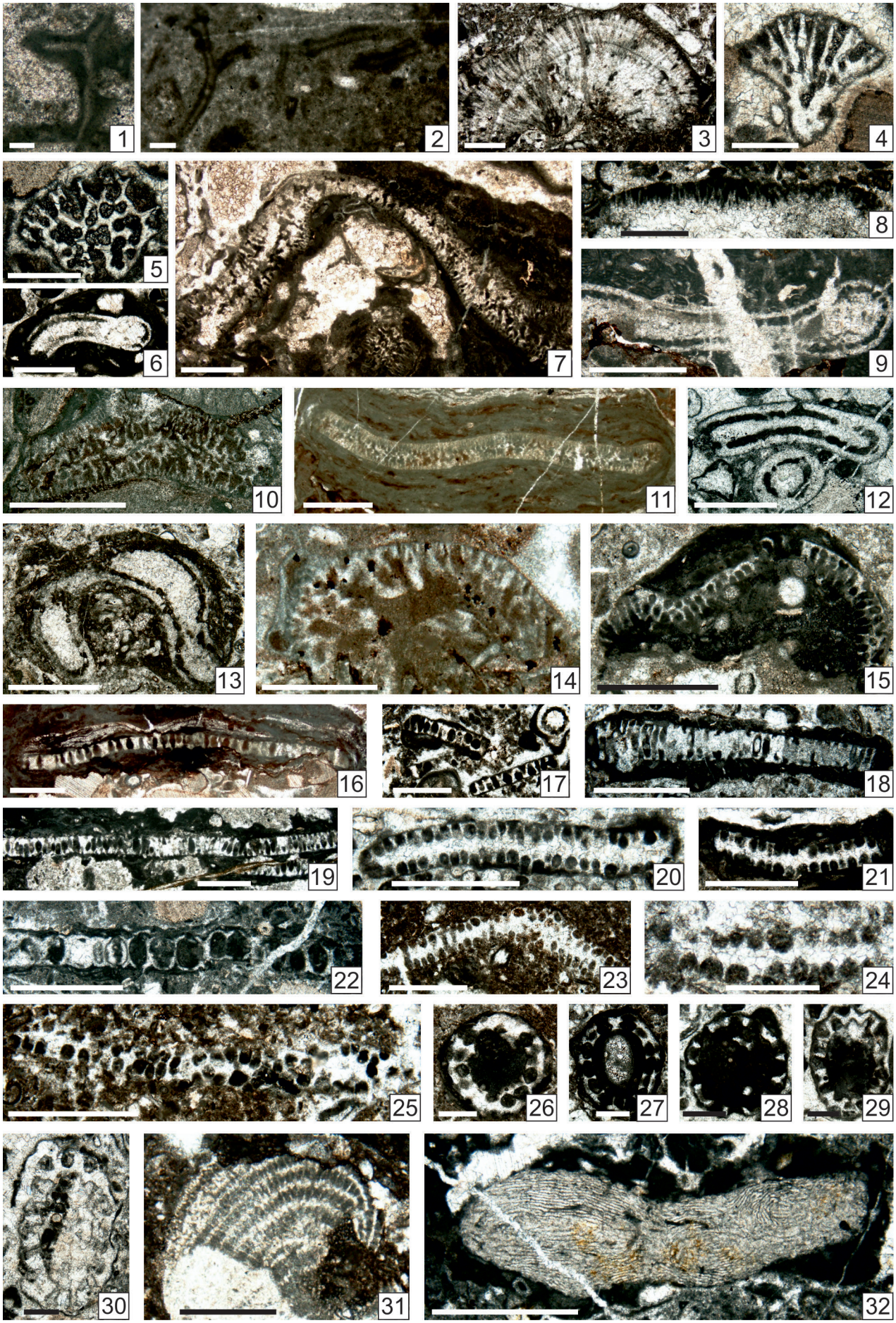

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32

Plate 10

Characteristic foraminifers of the Zottachkopf Formation (from KRAINER et al., 2019b)

1 *Tuberitina bulbacea* (TNC 1), **2, 3** *Earlandia dunningtoni* (2: TKW 12, 3: Z 9), **4, 5** *Eolasiodiscus donbarcanus* (4: TKW 5B, 5: TNB 8), **6–8** *Pseudovidalina multihelics* (6: ZT 7, 7: Z 15, 8: TNA 1), **9** *Pseudovidalina media* (TNC 6), **10, 11** *Pseudovidalina modificata* (10: TKS 4, 11: Z 16B), **12–14** *Endothyra* cf. *rzhevica* (12: TKS 3, 13: TNC 7, 14: ZT 9), **15, 16** *Endothyra* cf. *arctica* (15: Z 15, 16: TKS 6), **17** *Planoendothyra ultimata* (TNA 15), **18** *Endothyra* aff. *miriformis* (ZT 2), **19, 20** *Endothyra* aff. *symmetrica* (19: ZT 10, 20: TNC 4), **21** *Globivalvulina* ex gr. *bulloides* (Z 11), **22** *Globivalvulina donbassica*, transitional to *G. graeca* (Z 13B), **23** *Globivalvulina* cf. *ovata* (TKW 9), **24** *Deckerella* cf. *tenuissima* (TNC 6), **25** *Climacammina elegans* (Z 11B), **26** *Palaeotextularia* aff. *minutissima* (TNB 3), **27** *Climacammina* cf. *tenuis* (TNB 3), **28** *Spireitlina* ex gr. *conspecta* (TNB 3), **29, 30** *Deckerella bashkirica* (29: TNB 13, 30: TNB 18), **31** *Deckerella* cf. *tenuissima* (TNA 19), **32** *Climacammina elegans* (TKW 13), **33** *Spireitlina* ex gr. *conspecta* (TKW 9).

Scale bar: 1–21 = 0.1 mm; 26, 28 = 0.2 mm; 22–25, 27, 29–33 = 0.5 mm.

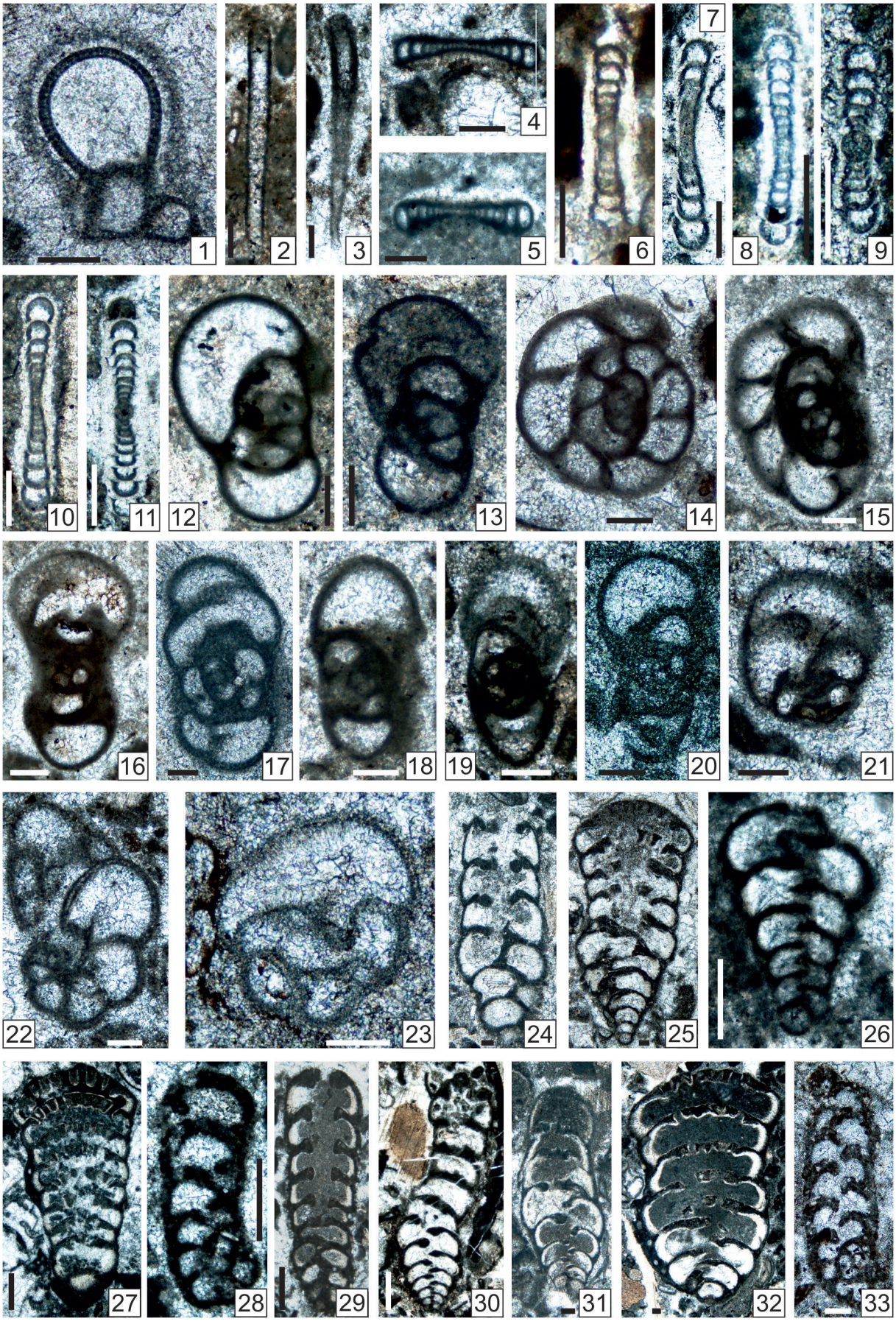

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33

Plate 11

Characteristic foraminifers of the Zottachkopf Formation (from KRAINER et al., 2019b)

1 *Climacammina elegans* (TNB 2), **2** *Climacammina sphaerica* (TNB 1), **3** *Climacammina longissimoides* (ZT 18), **4** *Deckerella* cf. *tenuissima* (TNC 7A), **5, 6** *Spireitlina* ex gr. *conspecta* (5: TNA 2, 6: TNB 15), **7–9** *Rectoendoteba tieni* (7: TSK 18, 8: TKW 5B, 9: TKW 8B), **10** *Rectoendoteba*? sp. (TNB 13), **11** *Endothyra* cf. *arctica* (TNB 1), **12, 13** *Endothyra* cf. *rzhevica* (12: TNB 13, 13: TNB 18), **14** Atypical *Pseudovidalina damghanica* (TNB 19), **15**, **16** *Pseudovidalina modificata* (15: TNB 13, 16: TNB 15), **17** *Pseudovidalina media* (TNB 19), **18** *Eolasiodiscus donbacanus* (Z 15), **19** *Palaeotextularia* aff. *minutissima* (right) and *Deckerella* cf. *tenuissima* (TNB 3), **20** *Pseudovidalina media* (TNB 21), **21** *Eolasiodiscus*? *donbacanus* (TNB 22), **22, 23** *Pseudovidalina modificata* (22: TNB 3, 23: TNB 22), **24** *Rectoendoteba tieni* (TNB 14), **25** *Spireitlina tokmovensis* (TNB 5), **26** *Endothyra* cf. *arctica* (TNB 3), **27** *Endothyra* aff. *miriformis* (TNB 21), **28** *Endothyra* aff. *symmetrica* (TNB 7), **29, 30** *Septoglobivalvulina* cf. *guangxiensis* (29: TNB 7, 30: TNB 19), **31** *Globivalvulina* cf. *ovata* (ZT 14).

Scale bar: 6, 10–14, 16–18, 20–31 = 0.1 mm; 3, 15 = 0.2 mm; 1, 2, 4, 5, 7–9 = 0.5 mm; 19 = 1 mm.

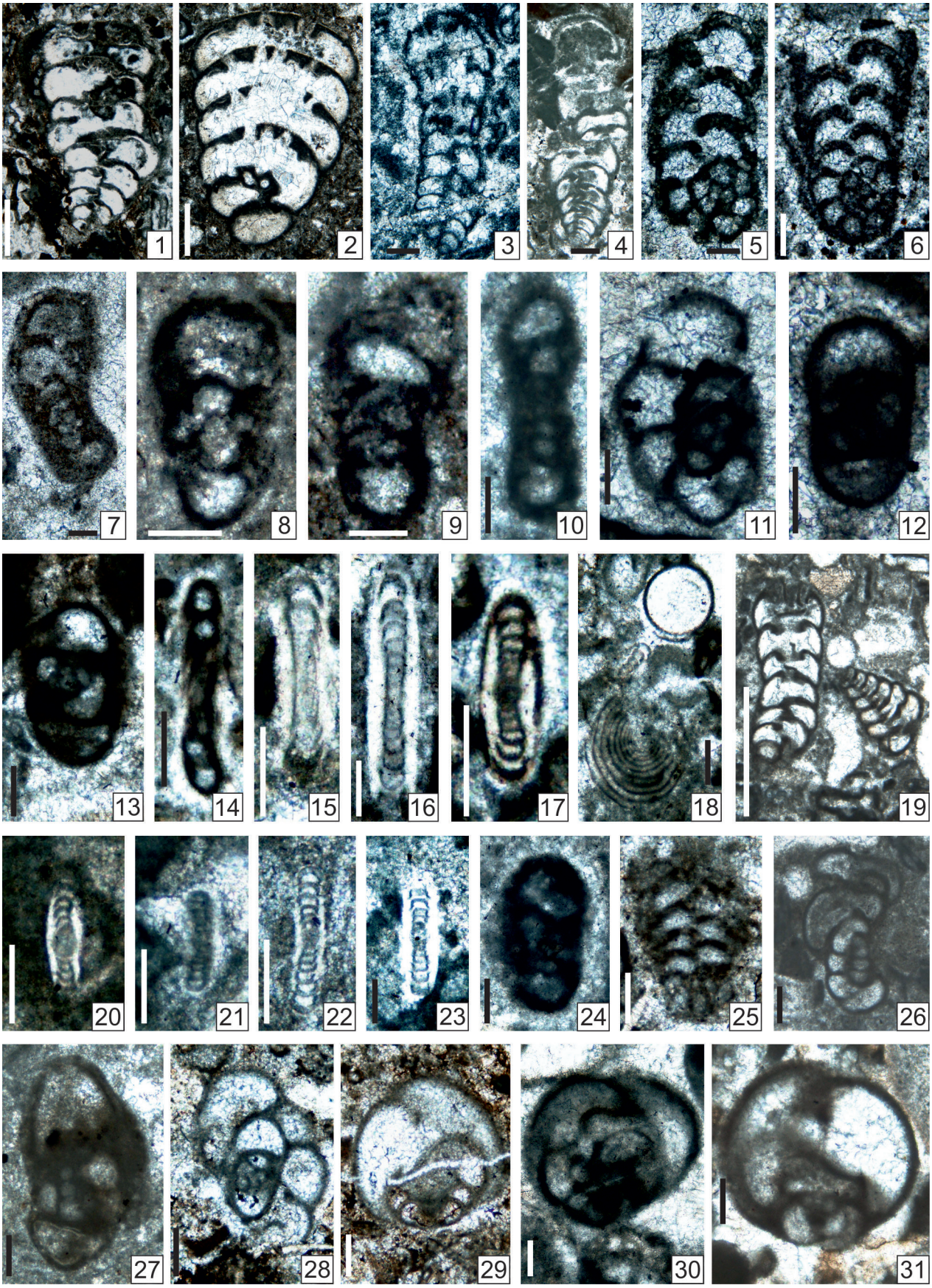

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31

Plate 12

Characteristic foraminifers of the Zottachkopf Formation (from KRAINER et al., 2019b)

1, 2 *Calcivertella* sp. (1: TKS 19, 2: TNA 4), **3, 4** *Hemigordius* sp. (3: TNB 2, 4: TKS 1), **5, 6** *Hemigordiellina regularis* (5: TNB 21, 6: TNB 13), **7** *Tubiphytes obscurus* (TKS 8), **8** *Calcivertella* sp. (TNB 13), **9** *Tubiphytes carinthiacus* (TKS 9), **10** *Calcivertella* sp. (TKS 19), **11** *Hemigordius* sp. (TNB 10), **12** *Hemigordiellina regularis* (TNB 10), **13** *Uralogordiopsis* cf. *kungurensis* (TNB 13), **14** *Olgaorlovella dublicata* (TNB 19), **15** *Cornuspira* sp. (TKW 9), **16** *Olgaorlovella dublicata* (TNB 7), **17** *Hemigordius* sp. (ZT 11), **18** *Cornuspira* sp. (ZT 11), **19, 20** *Uralogordiopsis longus* (19: TKS 19, 20: TNB 5), **21, 22** *Nodosinelloides potievskayae* (21: TNB 2, 22: TNB 15), **23** *Paravervilleina farcimeniformis* (TNB 1), **24** *Tezaquina carnica* (ZT 5), **25** *Nodosinelloides netschajewi* (TKW 5), **26** *Nodosinelloides aequiampla* (TNB 15), **27** *Praerectoglandulina geinitzinaeformis* (TNB 15), **28** *Nodosinelloides* cf. *ronda* (TNB 5), **29** *Syzrania* cf. *pulchra* (Z 15), **30** *Nodosinelloides longa* (TNB 14), **31** *Nodosinelloides longissima* (TNB 12).

Scale bar: 2–6, 10–31 = 0.1 mm; 1, 7–9 = 0.5 mm.

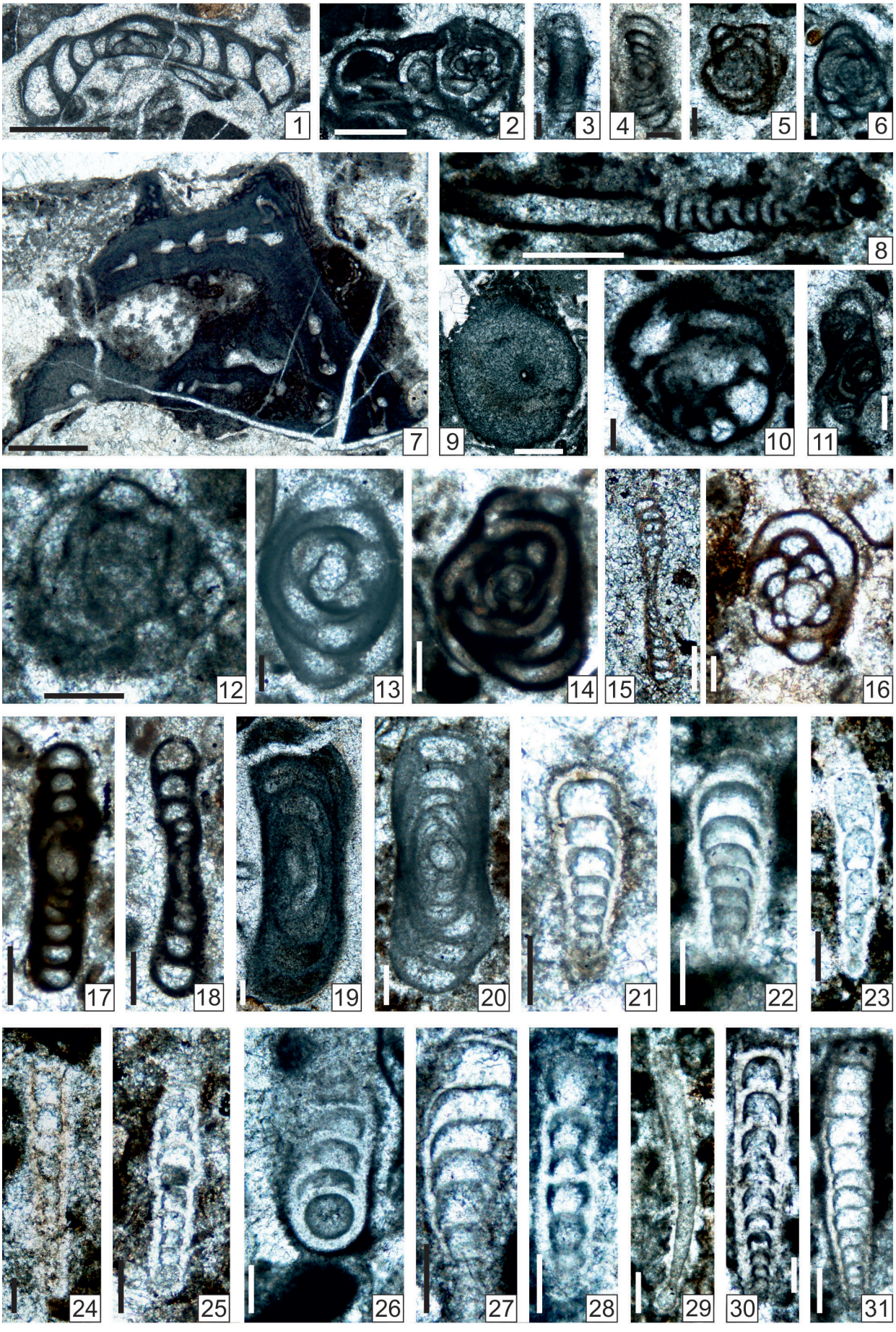

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31

Plate 13

Characteristic foraminifers of the Zottachkopf Formation (from KRAINER et al., 2019b)

1 *Praerectoglandulina geinitzinaeformis* (Z 13B), **2** *Geinitzina spandeli* (TNA 16), **3, 4** *Geinitzina* cf. *ichnousa* (3: TKW 8B, 4: Z 15), **5–10** *Praerectoglandulina miklukhomaklayorum* (5: TKS 2, 6: TNB 13, 7: TNB 15, 8: ZT 10, 9: TKS 2, 10: ZT 15), **11** *Geinitzina* cf. *longa* (Z 16B), **12, 13** *Praerectoglandulina* cf. *primitiva* (12: TNC 6, 13: Z 15), **14–17** *Nodosinelloides pinardae* (14: TKS 10, 15: TNC 3, 16: TNC 6, 17: TKW 5B), **18** *Geinitzina* cf. *longa* (Z 5B), **19, 20** *Geinitzina* cf. *multicamerata* (19: TNC 2, 20: TKW 13B), **21** *Nodosinelloides longissima* (Z 9), **22** *Nodosinelloides mirabilis* (TKS 10), **23, 24** *Pachyphloia*? sp. (23: ZT 2, 24: Z 7), **25, 26** *Tauridiopsis venusta* (25: Z 16B, 26: TKW 13), **27** *Nodosinelloides longissima* (ZT 14).

Scale bar: 0.1 mm.

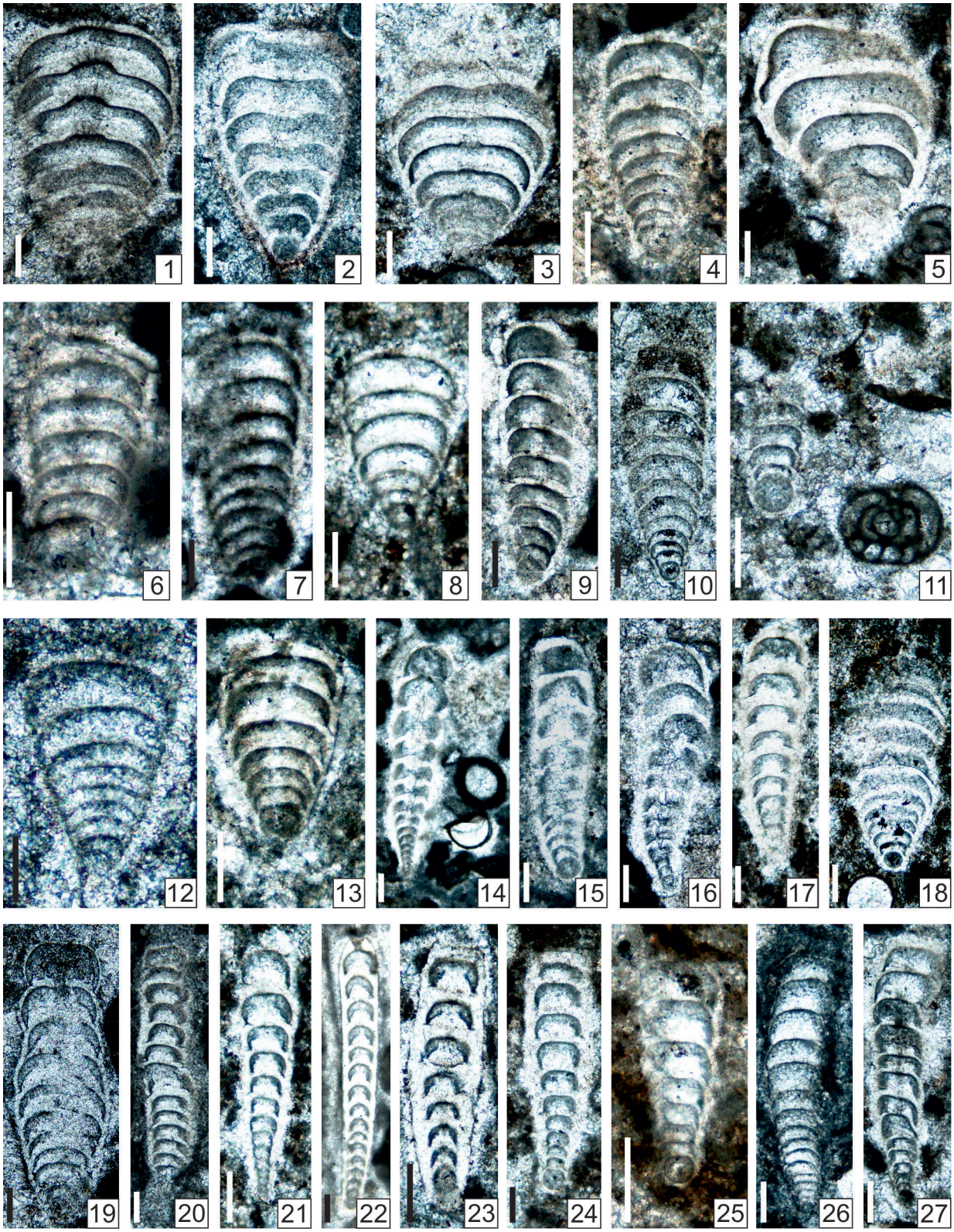

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27

Plate 14

Fusulinids of the Zottachkopf Formation (from KRAINER et al., 2019b)

1 *Chalaroschwagerina* ex gr. *globularis* SKINNER & WILDE, 1966. Subtransverse section. Sample TKS 3.
2 *Alpites parvus* (CHEN, 1934) sensu KAHLER (1988: Figs. 11a, b). Transverse section. Sample TNB 3.
3 *Zellia media* KAHLER & KAHLER, 1937a. Subaxial section. Sample ZT 8.
4 *Laxifusulina* sp. Subaxial section. Sample TNB 12A.
5 *Paraskinnerella* ex gr. *lutugini* (SCHELLWIEN, 1908). Axial section. Sample TKS 7.
6 *Praeskinnerella formosa* (KOCHANSKY-DEVIDÉ, 1969). Axial section. Sample TNB 3.
7 *Perigondwania forkei* DAVYDOV in DAVYDOV, KRAINER & CHERNYKH, 2013. Subaxial section. Sample TKW 6.
8 *Praeskinnerella pseudogruperaensis* LEVEN in LEVEN, LEONOVA & DIMITRIEV, 1992. Axial section. Sample TKW 13.
9 *Grodzdilova* ex gr. *sulcata* (KORZHENEVSKIY, 1940). Subtransverse section. Sample TNB 10.
10 *Perigondwania forkei* DAVYDOV in DAVYDOV, KRAINER & CHERYKH, 2013. Subaxial section. Sample TNB 3.
11 *Alpites eocontractus* (LEVEN & SHCHERBOVICH, 1980). Subaxial section. Sample Z 1.

Scale bar: 1 mm.

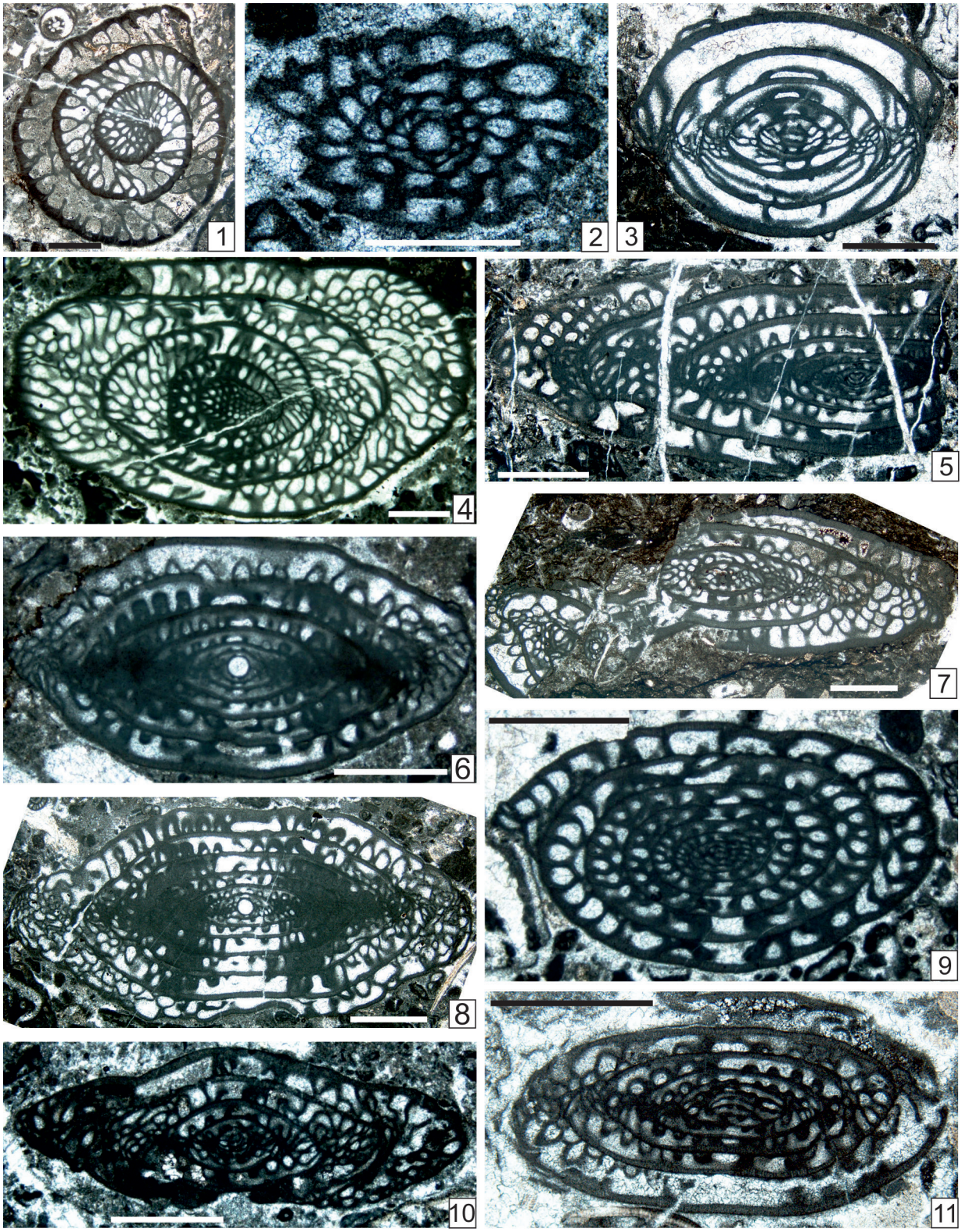
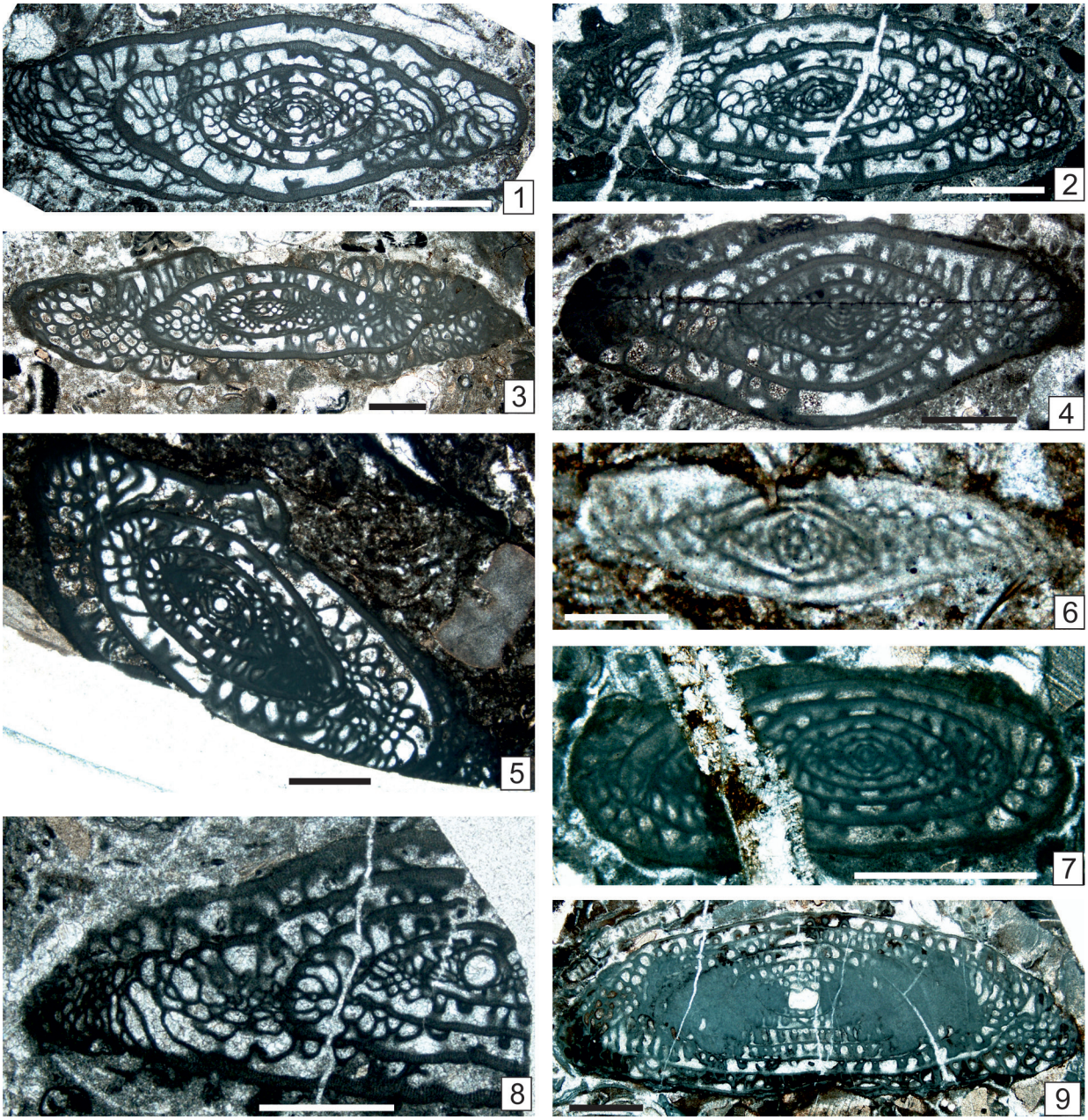

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Plate 15

Fusulinids of the Zottachkopf Formation (from Krainer et al., 2019b)

1 *Paratriticites jesenicensis* Kochansky-Devidé, 1969. Axial section. Sample Z 9B.
2 *Perigondwania forkei* Davydov in Davydov, Krainer & Chernykh, 2013. Axial section. Sample TKW 13B.
3 *Sakmarella* cf. *implicata* (Schellwien, 1908). Subaxial section. Sample TNA 28.
4 *Sakmarella* cf. *implicata* (Schellwien, 1908). Subaxial section. Sample Z 6.
5 *Kutkanella* cf. *kutkanensis* (Rauzer-Chernousova, 1940). Axial section. Sample TNB 6.
6 *Boultonia willsi* Lee, 1927. Axial section. Sample TKW 8.
7 *Alpites deminuatis* Davydov in Davydov, Krainer & Chernykh, 2013. Axial section. Sample TNA 17.
8 *Darvasella* cf. *praecox* Leven in Leven, Leonova & Dimitriev, 1992. Axial section. Sample Z 8.
9 *Quasifusulina* sp. Axial section. Sample TNA 18.

Scale bar: 1 mm, except 6 = 0.2 mm.


1
2
3
4
5
6
7
8
9

Jahrbuch für Geowissenschaften der GeoSphere Austria
ISSN-Print: 3061-0427 // ISSN-Online: 3061-0435 | Band 1 | 2023 & 2024 | S. 69–79 | Wien, 2024

Identifizierung und Kartierung tiefgründiger Massenbewegungen im Einzugsgebiet des Steingrabens (Osterhorngruppe, Nördliche Kalkalpen, Salzburg)

Hans Jörg Laimer[1] & Rainer Braunstingl[2]

16 Abbildungen

Österreichische Karte 1:50.000
BMN / UTM
95 Sankt Wolfgang im Salzkammergut / NL 33-01-11 Bad Ischl

Nördliche Kalkalpen
Osterhorngruppe
Kössen-Formation
Massenbewegungen
Geomorphologie

Inhalt

Zusammenfassung . . . 69
Abstract . . . 69
Einleitung . . . 70
Material und Methoden . . . 70
Geologischer Überblick . . . 70
  Tektonik . . . 70
  Stratigraphie . . . 71
  Quartär . . . 71
Ergebnisse . . . 71
  Geomorphologie und Geologie der Massenbewegungen . . . 71
  Klassifikation der Massenbewegungen . . . 77
Diskussion . . . 78
Literatur . . . 79

Zusammenfassung

Eine aktive Großrutschung im Steingraben (St. Gilgen, Salzburg) wurde zum Anlass genommen, das gesamte Einzugsgebiet des Wildbaches auf die Existenz von tiefgründigen Massenbewegungen zu untersuchen. Die Lagerungsverhältnisse (rigide Jurakalke über Mergeln und Kalkmergeln der Kössen-Formation) ließen Hangversagen im System „Hart auf Weich" erwarten. Die geomorphologische Kartierung auf Basis hochauflösender Airborne Laserscanning-Daten (ALS) führte zur Erfassung von fünf bislang nicht bekannten Massenbewegungen. Zwei weitere wurden neu abgegrenzt. Damit kann die nördliche Osterhorngruppe als ein weiteres für Massenbewegungen im System „Hart auf Weich" anfälliges Gebiet eingestuft werden. Der Genauigkeitsgrad der Erhebung reicht für eine Aufnahme der Massenbewegungen in eine Gefahrenhinweiskarte aus.

Identification and mapping of deep-seated landslides in the Steingraben drainage basin (Osterhorn Mountains, Northern Calcareous Alps, Salzburg)

Abstract

A large scale landslide in the Steingraben Valley (St. Gilgen, Salzburg) was taken as an occasion to examine the whole drainage basin of the torrent for the existence of deep-seated mass movements. Slope failure mechanisms within the geotechnical system 'hard on soft' could be expected from the bedding conditions (rigid Jurassic limestones over marls and marly limestones of the Kössen Formation). Geomorphological mapping based on high resolution Airborne Laserscanning data (ALS) led to the recording of five previously unknown landslides. The boundaries of two further ones were redrawn. Thus, the Northern Osterhorn Mountains can be classified as another area prone to landslides within a 'hard on soft rock' setting. The degree of accuracy of the survey is sufficient for an inclusion of the gained landslide data in hazard index maps.

[1] Hans Jörg Laimer: Weinbach 15, 5360 St. Wolfgang im Salzkammergut. hans-joerg.laimer@oebb.at
[2] Rainer Braunstingl: Seebadstraße 30, 5201 Seekirchen am Wallersee.

Einleitung

Im April 2023 erregte eine Großrutschung im Steingraben bei Abersee (Gemeinde St. Gilgen, Salzburg) mediale Aufmerksamkeit. Südöstlich des Zwölferhorns (1.521 m), nahe der Hochebenalm, gerieten rund eine Million m³ Gestein in Bewegung, was zur Zerstörung von 6,7 ha Wald und zweier Forststraßen bzw. zur Verlegung eines Wildbaches auf Höhe der Steingrabenalm führte (Abb. 1). Durch das Vorhandensein eines Murrückhaltebauwerks im Unterlauf des Steingrabenbaches bestand keine Gefahr für den Siedlungsraum, doch wurde dieses Ereignis zum Anlass genommen, das gesamte Einzugsgebiet des Steingrabens (14,54 km²) überblicksmäßig auf größere Massenbewegungen zu untersuchen.

Bislang waren nur die Hangbewegungen am NE-Hang des Illingerberges (PLÖCHINGER, 1973a; vgl. Abb. 1) eindeutig als Rutschung und jene am W- bzw. N-Hang des Aberseer Breitenberges mit einer Rutschmassen-Übersignatur (PLÖCHINGER, 1982a) kartiert. Die relativ weite Verbreitung der Kössen-Formation, deren Mergellagen nach NICKMANN & THURO (2013) das Auftreten von Hangbewegungen stark begünstigen können, ließ aber auf die Existenz weiterer Massenbewegungen schließen. Diese Annahme wurde noch durch Kartierungsergebnisse im benachbarten Schafberg-Tirolikum bestärkt, wo im Plattenkalk bzw. in der Kössen-Formation des St. Wolfganger Breitenberges tiefgründige Hangdeformationen erfasst worden waren (LAIMER, 2021). Sowohl die bekannten als auch jene bei der Untersuchung neu ausgeschiedenen Massenbewegungen sollen mit dieser Arbeit dokumentiert, kartenmäßig erfasst und klassifiziert werden.

Material und Methoden

Auf Basis des geschummerten digitalen Geländemodells (ALS-DGM, räumliche Auflösung: 0,5 m, Befliegung 2018) des Landes Salzburg wurden Bereiche mit potenziellen Massenbewegungen vorerfasst und im Gelände mittels einer geomorphologischen Überblickskartierung (preliminary ground investigation) überprüft. Wie bereits bei der Bearbeitung der Hangbewegungen am St. Wolfganger Breitenberg war keine geomorphologische Detailaufnahme bzw. geologisch-geotechnische Erkundung geplant, sondern lediglich die Kartierung charakteristischer Abtrags- und Ablagerungsformen (Abb. 2), um das Vorhandensein einer Massenbewegung nachweisen bzw. diese räumlich abgrenzen zu können.

Da aus der geomorphologischen Kartierung oft nicht auf die geologische bzw. kinematische Situation geschlossen werden kann, wurden zusätzlich Gefügemessungen an den Schichtflächen durchgeführt. Diese dienten zur Interpretation des Bewegungsmechanismus und zur Erstellung der schematischen Profilschnitte (Abb. 4, 8, 12, 16). Für letztere standen neben den Karten und Erläuterungen PLÖCHINGERS (1973a, b, 1982a, b) keine weiteren geologischen Daten zur Verfügung.

In einem ingenieurgeo(morpho)logischen Kontext entspräche diese Bearbeitungstiefe damit jener einer initialen Befundung des Projektgebietes (initial site appraisal, im Sinne von FOOKES et al., 2001). Diese dient zur Identifizierung und Ersteinschätzung potenzieller Problembereiche, um die weiterführenden Erkundungs- und Planungsmaßnahmen festlegen zu können.

Geologischer Überblick

Tektonik

Das durch die Hauptdolomitfazies charakterisierte Untersuchungsgebiet befindet sich in der nördlichen Osterhorngruppe, welche die Hauptmasse der Salzburger Kalkvoralpen bildet. Der Steingraben ist ein westlicher Zubringer zum Zinkenbach, dessen orographisches Einzugsgebiet von der Linie Troiferberg–Zwölferhorn–Pillstein–Illingerberg–Königsbergwald–Breitenberg begrenzt wird (Abb. 1)

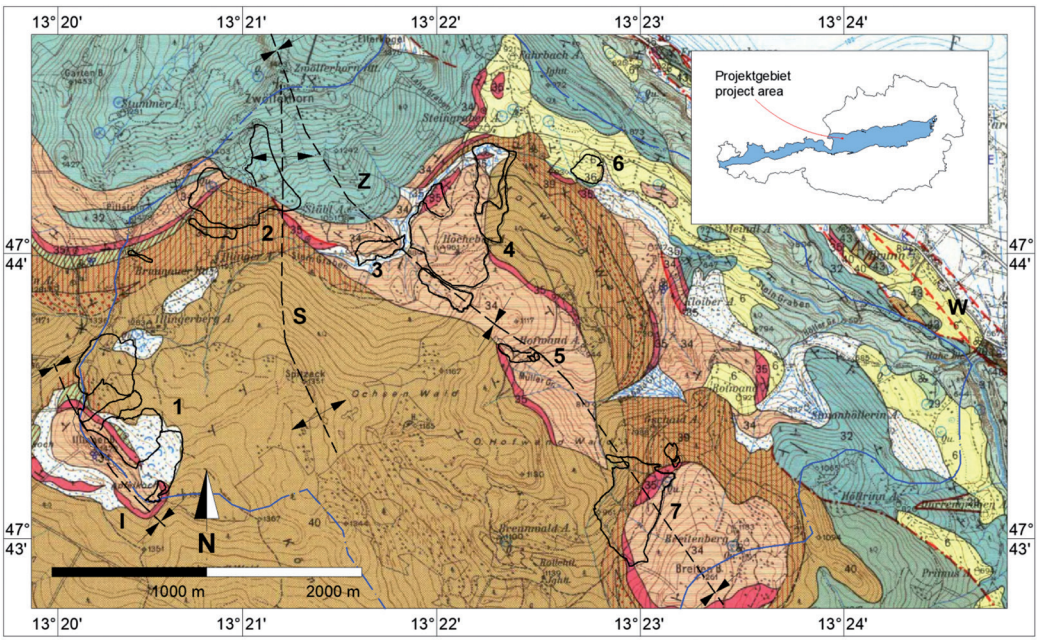


Abb. 1.
Geologische Karte des Untersuchungsgebietes (Ausschnitt aus PLÖCHINGER, 1973a): 6: Moräne, 32: Oberalmer Schichten, 34: Bunte Kiesel- und Radiolaritschichten, 35: Bunte Liaskalke, 36: Allgäuschichten, 39: Kössener Schichten, 40: Plattenkalk, 43: Hauptdolomit.
Das Einzugsgebiet des Steingrabens ist blau umrahmt. Die Massenbewegungen (1–7) und wichtige tektonische Strukturen sind mit einer schwarzen Übersignatur dargestellt: 1: Illingerberg, 2: Zwölferhorn SE-Flanke, 3: Stüblalm, 4: Hochebenalm, 5: Hofwandalm, 6: Eckalbel, 7: Breitenberg W-Flanke, I: Illingerberg-Synklinale, S: Spitzeck-Antiklinale, W: Wolfgangsee-Störung, Z: Zwölferhorn-Synklinale.
Das Insertkärtchen zeigt die Lage des Projektgebietes innerhalb der Nördlichen Kalkalpen.

und somit gänzlich innerhalb der Osterhorn-Scholle der tirolischen Staufen-Höllengebirge-Decke liegt. TOLLMANN (1969: 128) spricht von der „*ruhig gelagerte[n] Osterhorngruppe mit Vorherrschen von Bruchtektonik und untergeordneten Übergleitungen*“. Sie wird durch die dextrale Wolfgangsee-Blattverschiebung vom Schafberg-Tirolikum getrennt.

Nach einer überblicksmäßigen Kartierung durch LEISCHNER (1960) wurde der N-Teil des Untersuchungsgebiets im Rahmen der Bearbeitung der Flyschfenster von Strobl und St. Gilgen durch PLÖCHINGER (1964) neu aufgenommen. Der S-Teil wurde für eine Gebietskarte der Geologischen Bundesanstalt (PLÖCHINGER, 1973a) detailliert kartiert, wobei das Ergebnis für Blatt 95 der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 (PLÖCHINGER, 1982a) übernommen wurde.

Annähernd parallel zur Wolfgangsee-Störung verlaufen durch das Untersuchungsgebiet nach PLÖCHINGER (1973b) zwei NNW–SSE streichende Synklinalen, die von der N–S streichenden Spitzeck-Antiklinale getrennt werden (Abb. 1). In der Illingerberg-Synklinale ist eine durchgehende Schichtfolge vom karnisch-norischen Hauptdolomit bis zu den oberjurassischen Kiesel- und Radiolaritschichten aufgeschlossen. In der flach gegen S bis SE ansteigenden Zwölferhorn-Synklinale folgen im Hangenden noch Oberalmer Kalke. Die Muldenstruktur ist hier im Bereich Hochebenalm–Hofwandalm gut ersichtlich, wo die jurassischen Schichtglieder zur Synklinalachse hin einfallen.

Stratigraphie

Die Bezeichnung der Schichtglieder folgt in Abbildung 1 noch der Legende der dargestellten Karte. Im Weiteren werden, soweit es möglich ist, die Begriffe der stratigraphischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) verwendet.

Während der den Gebirgssockel bildende Hauptdolomit im unmittelbaren Untersuchungsgebiet nicht aufgeschlossen ist, nimmt der dezimeter- bis metergebankte, graue Plattenkalk (Norium–Rhätium) weite Flächen ein. Da die Plattenkalke mit ihren häufigen Mergelschieferzwischenlagen von kalkreichen Anteilen der Kössen-Formation sehr schwer zu unterscheiden sind, wurde bei PLÖCHINGER (1973a) die Schichtgrenze in einigen Bereichen strichliert. Die für die Massenbewegungen im Steingraben ursächlichen Gesteine der Kössen-Formation beschreibt PLÖCHINGER (1973b: 26) für das Osterhorn-Tirolikum als „*dunkelgraue, gebankte Mergelkalke mit bis über metermächtigen, dunkelgrauen bis schwarzen, weichen Mergelschieferzwischenlagen*.“ In die Mergelkalke können mehrere Zehnermeter mächtige, undeutlich gebankte Riffkalk-Linsen (Lithodendronkalk) eingeschaltet sein. Diese finden sich in den untersuchten Bereichen als 5–10 m mächtige Bänke am Illingerberg, Zwölferhorn und Breitenberg.

Überlagert wird die Kössen-Formation von einer jurassischen Schichtfolge, die Allgäu-Formation (Liasfleckenmergel), bunte Liaskalke (maximal 30 m mächtige Knollenkalke der Adnet-Formation und Enzesfelder Kalk) und Kieselkalk bzw. Radiolarit (100–150 m mächtige, pelitische, glattflächige, kieselige Mergel und Kalke des Oberjura) umfasst. Bei Letzteren wird von einer Zuordnung zum Ruhpoldinger Radiolarit bzw. zur Tauglboden-Formation aufgrund der unklaren Altersstellung abgesehen. Die am Zwölferhorn im Hangenden folgenden grauen, dünnbankigen Kalke der Oberalm-Formation (Oberjura/Tithonium) sind bei PLÖCHINGER (1973a, b) der als „tonige Oberalmer Kalke“ beschriebenen Variante mit dünnen Tonzwischenlagen zugeschrieben.

Quartär

Von der Steingrabenalm talauswärts ist der nördliche Grabeneinhang über weite Strecken mit glazialen Ablagerungen (Würm-Grundmoräne) bedeckt. Bislang nicht kartierte Moränenareale wurden zudem durch die aktuelle Rutschung bei der Hochebenalm aufgeschlossen. Das Geschiebe setzt sich aus den für die Ischl-Wolfgangsee-Furche typischen kalkalpinen Komponenten zusammen. Bei VAN HUSEN & EGGER (2014: Tafel 1) wird die Eishöhe des würmzeitlichen Eisstromnetzes hier bei rund 1.200 m (Seehöhe) angesetzt, sodass ein Eindringen des nach WNW abfließenden Zweiges des Traungletschers in den Steingraben angenommen werden kann.

Ergebnisse

Geomorphologie und Geologie der Massenbewegungen

Massenbewegungen am Illingerberg

Die NNW–SSE streichende Jurakalk-Scholle des Illingerberges weist sowohl an der W- als auch an der E-Flanke tiefgründige Massenbewegungen auf, die jeweils die jurassischen Formationen, am N-Rücken auch noch die Kössen-Formation umfassen. Im Gipfelbereich haben die beidseitig in die flach lagernden Kieselkalke eingreifenden Hauptanbruchkanten auf etwa 70 m Länge zur Ausbildung eines schmalen Grates mit Nackentälchen geführt.

Die gesamte E-Flanke wird von einer ca. 1.330 m langen Anbruchkante begrenzt, an der mehrere Massenbewegungen stattgefunden haben. Die markanteste Anbruchfläche bildet der 720 m lange Mittelteil, bei dem sich die zugehörige, 11,37 ha umfassende Rutschmasse bereits im digitalen Geländemodell (DGM) sehr gut abgrenzen lässt. Ihr Volumen wurde an Hand zweier Profile auf ca. 730.000 m^3 geschätzt. Im Kopfbereich weisen Gefügemessungen an Verebnungsflächen auf en bloc abgeglittene, rückwärts rotierte Schollen der Adnet-Formation hin (Abb. 3, 4). Talwärts folgen zwei von Stirnwülsten begrenzte Rutschzungen, die sich durch ihr unruhiges, von Längsrissen, Stauchwülsten und Levees geprägtes Relief von den umgebenden Plattenkalk-Arealen abheben. An der gesamten Oberfläche der Rutschmasse finden sich dm-mächtige Kalkplatten der Adnet-Formation und kleinstückig zerfallende Kieselkalke.

Letztere lassen auch im S-Teil der E-Flanke die Existenz einer Massenbewegung vermuten. Deren Anbruchfläche ist zwar nicht so deutlich ausgebildet wie im Mittelteil, doch die Kieselkalk-Schuttablagerungen, die aktuell in einer Schottergrube mit ca. 7 m Mächtigkeit aufgeschlossen sind, haben vermutlich bereits PLÖCHINGER (1973a) zur

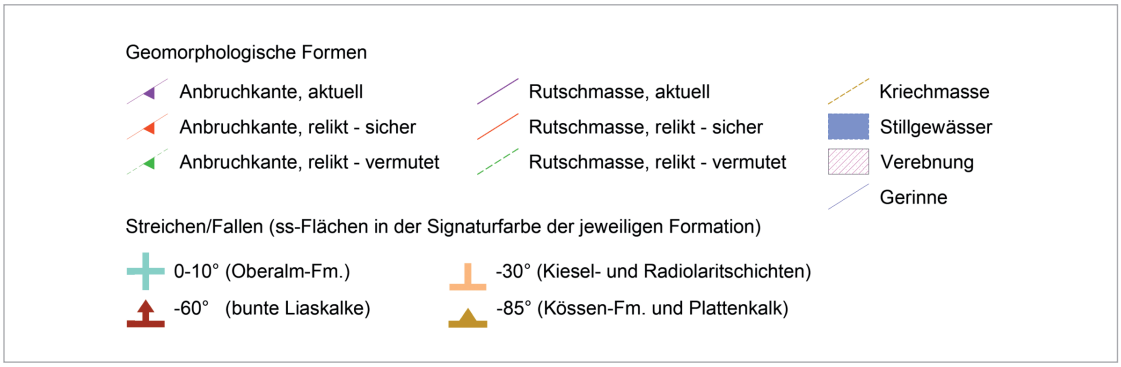


Abb. 2.
Legende der Karten der Massenbewegungen (Abb. 3, 5–7, 13–15).

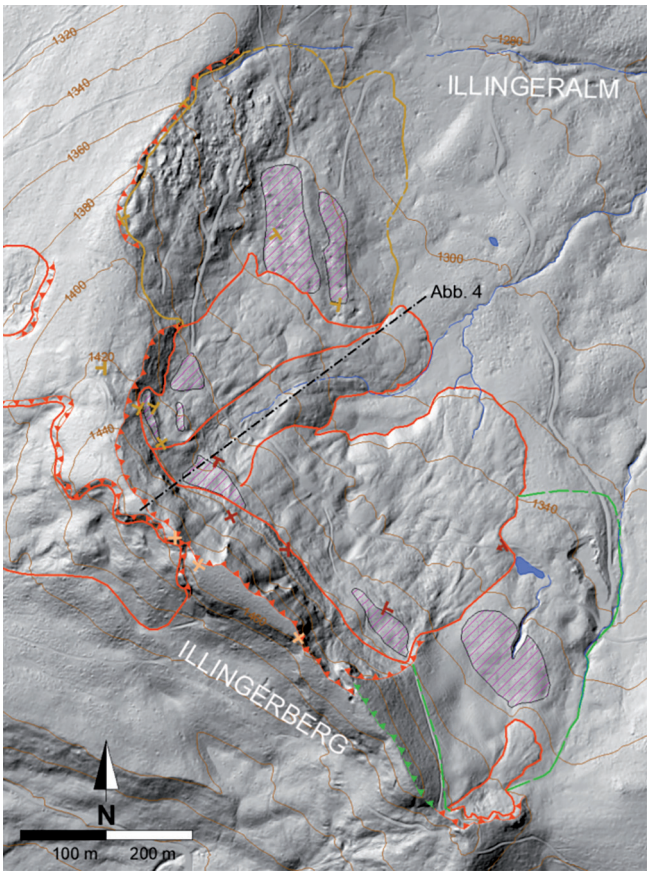


Abb. 3.
Geomorphologische Übersichtskarte der Massenbewegungen am Illingerberg. Als topographische Grundlage dient ein digitales Geländemodell (© basemap.at).

Ausweisung einer Rutschmasse veranlasst. Westlich oberhalb liegt innerhalb der vermuteten Rutschmasse eine von einem kleinen Tümpel eingenommene abflusslose Senke.

Am N-Rücken driften zwischen 1.340 und 1.395 m Seehöhe bis zu 8 m mächtige Kalkblöcke (? Riffkalk der Kössen-Formation, Plattenkalk) nach Osten zur Illingeralm ab. Der Wanderweg führt hier auf kurzer Strecke durch die Gräben und Spalten des Ablösebereichs. Die Kalkblöcke verkippen beim Einsinken in die mergelige Unterlage und werden dabei weiter zerlegt. Ab etwa 1.320 m zeigt weit verbreiteter Säbelwuchs an Bäumen noch fortlaufendes Hangkriechen bis zur Hangverflachung der Illingeralm an.

Massenbewegungen in der Zwölferhorn SE-Flanke

Auf das Vorhandensein einer Massenbewegung in der SE-Flanke des Zwölferhorns weist vor allem eine 350 m breite, konkave Eintiefung im Kammverlauf zur Pillsteinhöhe hin. Der halbkreisförmige Anbruch endet im Süden auf 1.250 m an einer markanten Hangverflachung, auf der in Weganschnitten mehrere Meter mächtiges Lockergestein (vorwiegend Kieselkalk) einer Rutschmasse aufgeschlossen ist. Bergseitig endet diese Rutschmasse in ca. 1.330 m, wo in mehreren Lawinenschurfbahnen mächtiges Lockergestein in gestaffelt angeordneten Schollen aufgedeckt ist. Die Verflachung auf 1.250 m reicht bis unter den zentralen Bereich des Anbruchs und wird wahrscheinlich durch die Existenz einer mächtigen Riffkalkbank innerhalb der Kössen-Formation verursacht, die hier gegen NE ausläuft. Unterhalb und östlich der wandbildenden Kalkbank wurde wieder eine tiefgründige, z.T. stark vernässte Lockergesteinsüberlagerung kartiert, in der mehrere sekundäre Rutschungsanbrüche angelegt sind (Abb. 5).

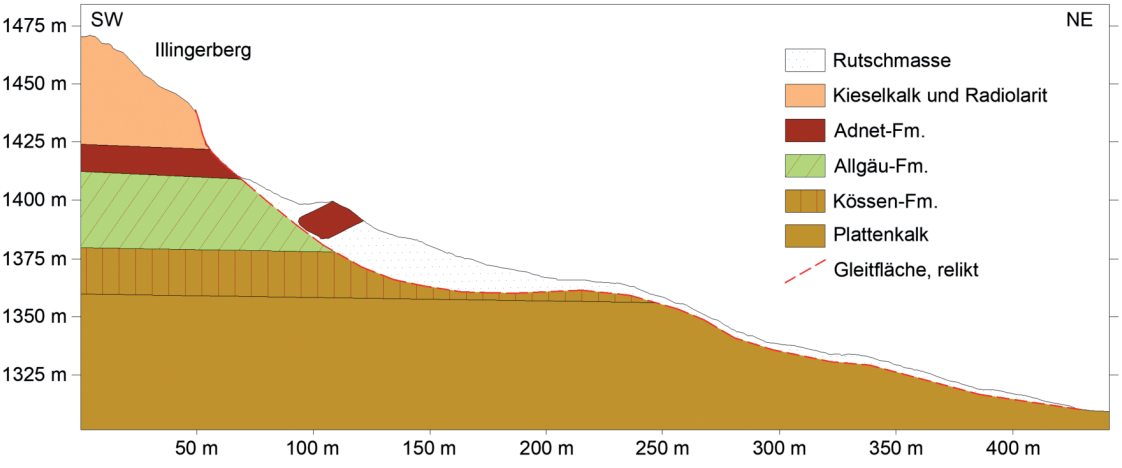


Abb. 4.
Schematisches Profil durch die Massenbewegung am Illingerberg. Die Lage des Profils ist in Abbildung 3 ersichtlich.

Südwestlich des Hauptanbruches liegt an der Schichtgrenze Kössen-Formation/Adnet-Formation ein kleinerer, 50 m breiter Nischenanbruch, aus dem sich eine bis zur Braunauer Hütte hinabreichende, schuttstromartige Rutschzunge entwickelt hat. Ihre Oberfläche wird z.T. von Kalkplatten der Adnet-Formation gebildet.

Als Gleithorizont kommt für beide Anbrüche der hangendste Teil der Kössen-Formation in Betracht, den PLÖCHINGER (1975) im bekannten Profil des nur 1,6 km WNW gelegenen Saubachgrabens (Zwölferhorn W-Flanke) beschrieben hat: unter 3 m mächtigen Enzesfelder Kalken und einer 0,8 m mächtigen Sandmergel-Zwischenlage folgen 3,9 m mächtige hell- bis grünlich-graue, vorwiegend weiche Mergel (? Rhaetium-Hettangium) und darunter 5,6 m mächtige graue Kössener Mergelkalke, die im Liegenden von einer ca. 10 m mächtigen Lithodendronkalkbank begrenzt werden. Eine gut vergleichbare Schichtfolge findet sich an den beiden Anbrüchen zwischen 1.240 und 1.280 m, wobei die weichen Mergellagen durch die Rutschmassen verdeckt bzw. ausgequetscht sein dürften. Auch die lediglich in Abbildung 1 verzeichnete Massenbewegung südlich des Pillsteins ist an diese geologische Position gebunden.

Der an den Hauptanbruch östlich anschließende Flankenbereich, in dem lediglich morphologische Hinweise auf Hangbewegungen vorhanden sind, wurde als vermutete Massenbewegung kartiert. Die untere Grenze der zugehörigen Rutschmasse wurde bei 1.100–1.120 m gezogen, da hier in den Gräben die Kössen-Formation ohne mächtige Lockergesteinsüberlagerung ansteht. Eine kleine Rotationsrutschung bei der Straßenkehre in 1.080 m ist wieder an der Schichtgrenze zur Adnet-Formation situiert und damit nicht als Sekundärrutschung zu betrachten (Abb. 5).

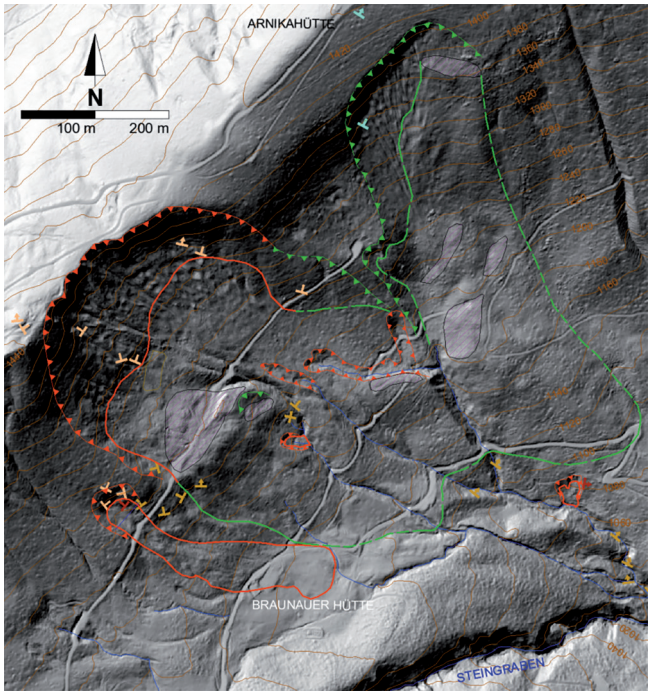


Abb. 5.
Geomorphologische Übersichtskarte der Massenbewegungen an der Zwölferhorn SE-Flanke. Als topographische Grundlage dient ein digitales Geländemodell (© basemap.at).

Massenbewegung bei der Stüblalm

Den Fußbereich der Zwölferhorn SE-Flanke bildet die Hangverflachung der Stüblalm bei 1.060–1.020 m Seehöhe. Gemäß LEISCHNER (1960) und PLÖCHINGER (1973a, 1982a) wird das Gebiet von Kieselkalk und Radiolarit aufgebaut, die jedoch nur in der Talsohle des Steingrabens aufgeschlossen sind. Der Grabeneinhang ist überall von mächtigem Lockergestein überlagert. In ihm liegt eine rund 230 m breite Rotationsrutschung, über deren Rutschungskopf die Straße zur Illingerbergalm verläuft (Abb. 6). Ob die Gleitfläche im Lockergestein liegt, oder ob auch hier Kössener Mergel vorhanden sind, konnte bislang nicht beurteilt werden. Zwar sind unter dem zentralen Bereich der Rutschung im Steingraben auf 930 m Höhe Kössener Kalke mit bis zu 0,5 m mächtigen Mergellagen aufgeschlossen, doch fallen diese steil nach ENE ein.

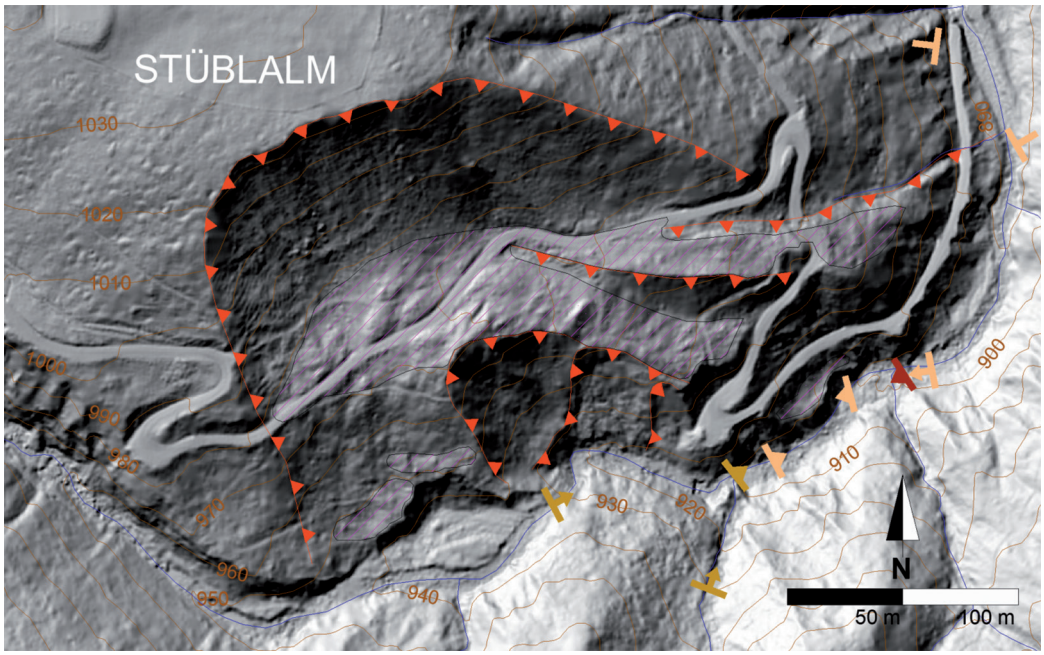


Abb. 6.
Geomorphologische Übersichtskarte der Stüblalm-Massenbewegung. Als topographische Grundlage dient ein digitales Geländemodell (© basemap.at).

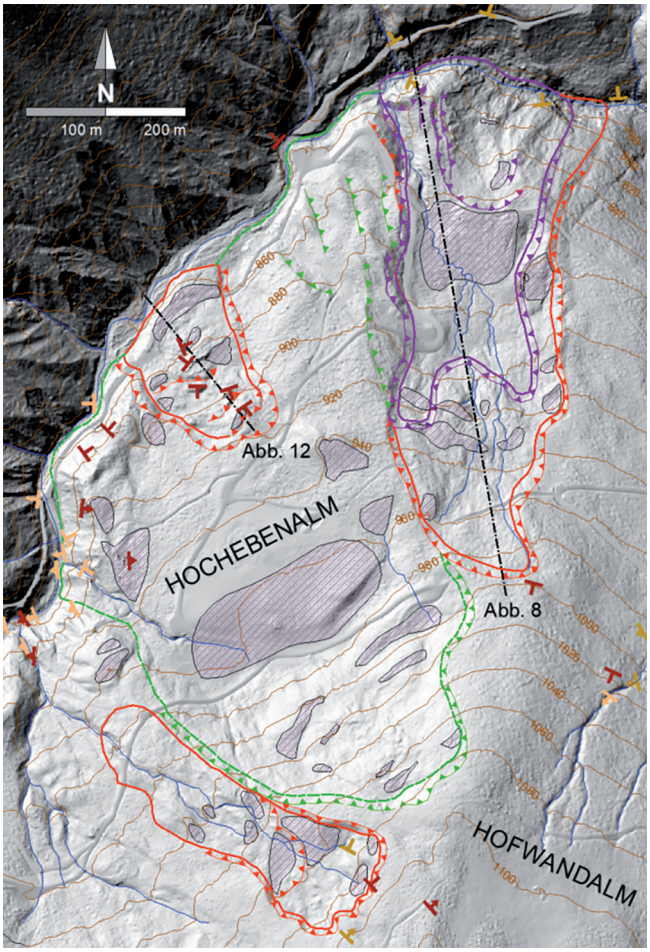


Abb. 7.
Geomorphologische Übersichtskarte der Hochebenalm-Massenbewegungen. Als topographische Grundlage dient ein digitales Geländemodell (© basemap.at).

Massenbewegungen um die Hochebenalm

Um die Hochebenalm (Abb. 7) war bisher lediglich die im Frühjahr 2023 reaktivierte Rutschung bekannt, die BRAUNSTINGL (2023) detailliert beschrieben hat. Diese stellt wahrscheinlich aber nur den E-Rand einer 45 ha umfassenden Großhangbewegung dar, die sich aus mehreren Massenbewegungen zusammensetzt. Ihre Anlage geht vermutlich auf den Anschnitt einer in südliche Richtungen ansteigenden Kössener Mergel-Schicht durch den Steingrabenbach zurück (Abb. 8). Während die Kössen-Formation bei PLÖCHINGER (1973a, 1982a) im Bereich der Steingrabenalm nur als schmaler Streifen im nördlichen Grabeneinhang kartiert ist (Abb. 1), nimmt sie bei LEISCHNER (1960) hier etwas breiteren Raum ein und erstreckt sich im Graben bis ca. 850 m auch noch am südlichen Einhang. Damit läge ein Großteil des Fußbereiches der Hochebenalm-Massenbewegung in Kössener Mergelkalken. Gut aufgeschlossen sind N-fallende Mergellagen auf der Illingerbergalm-Mautstraße in 840 m, unmittelbar gegenüber der aktuellen Rutschung (Abb. 8).

Diese multiple Rotationsrutschung ist rund 185 m breit und erstreckt sich über 455 m Länge vom Steingraben in 780 bis 925 m Seehöhe. Bewegungsraten von bis zu 12,8 m/Tag führten innerhalb von zwei Wochen zu einer Schubweite von 75 m (BRAUNSTINGL, 2023). Aus der Differenz zweier Geländemodelle, dem ALS-DOM von 2018 (Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen) und einer nach der Rutschung durchgeführten photogrammetrischen Drohnenaufnahme (UAV-DOM), wurde vom Land Salzburg das Volumen der Rutschmasse mit 999.000 m^3 berechnet (Abb. 9). Während der Blick auf die geologische Karte (Abb. 1) eine Anlage innerhalb der Platten- und Kieselkalke suggeriert, sind in den bis zu 6 m hohen Anbruchkanten durchwegs glaziale Ablagerungen aufgeschlossen. Aus den Bewegungen an der westlichen Rutschungsstirn, die zu einer lokalen Einengung des Steingrabens geführt haben, kann auf einen Tiefgang von 15–20 m geschlossen werden (Abb. 8). Beim letzten Ereignis sind auch mehrere N–S streichende sekundäre Anbruchkanten im Lockergestein reaktiviert worden, die zu einem staffelförmigen, talauswärts gerichteten Abgleiten des Stirnbereichs führen. In der E-Hälfte der Rutschung beißt die Gleitfläche 60–90 m über der Grabensohle aus, was das Abgleiten der Lockergesteinsdecke über den steilen Grabeneinhang und die Auffüllung bzw. Höherlegung des Bachbettes bedingt. Dadurch wurden einige Wochen nach dem Ereignis auch die grauen Verwitterungsprodukte der Kössen-Formation großflächig freigelegt (Abb. 10). Die bei PLÖCHINGER (1973a, 1982a) innerhalb der westlichen Rutschmasse ausgewiesenen Kieselkalke und Radiolarite konnten ebenso wenig vorgefunden werden wie die von LEISCHNER (1960) kartierten Plattenkalke.

Die eigentliche Hochebenalm liegt westlich der aktiven Rutschung auf einer Hangverebnung in 940–970 m Seehöhe, die durch ein in 960–970 m verlaufendes Nackentälchen vom bergseitig anschließenden Steilhang getrennt ist. Dieser ist durch mehrere kleine, höhenmäßig gestaffelte Verebnungen stark gegliedert und an seinen Rändern von bis zu 40° steilen Flächen begrenzt. Der an seiner Basis ca. 360 m breite Hang wird als Anbruchfläche einer großen Kriech- oder Rutschmasse interpretiert, deren Kopf die Verebnung der Almfläche darstellt (Abb. 11). Möglicherweise wird diese Hangverflachung von einer großen Gleit-

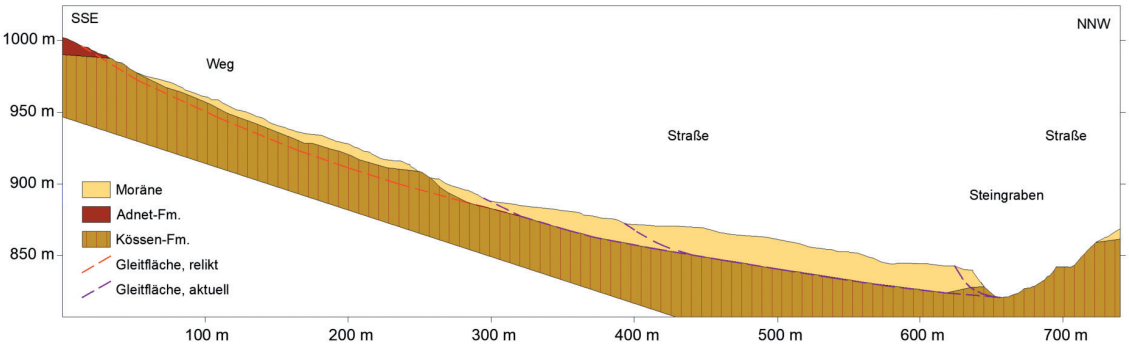


Abb. 8.
Schematisches Profil durch den Westteil der Hochebenalm-Massenbewegung. Die Lage des Profils ist in Abbildung 7 ersichtlich.

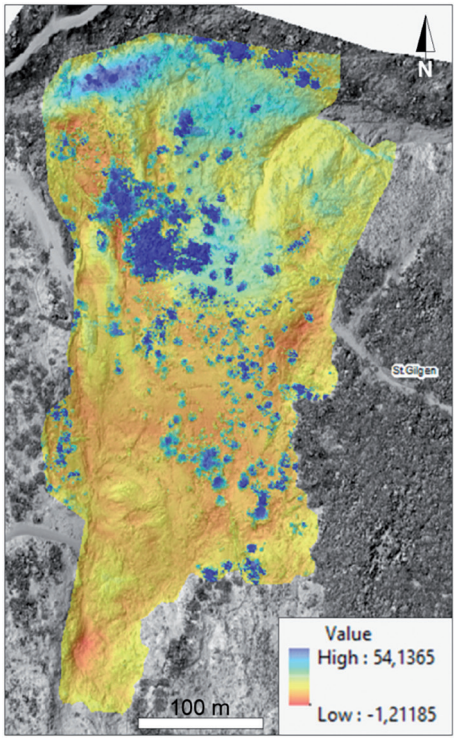


Abb. 9.
Differenz [m] der Hochebenalm-Massenbewegung aus den Geländemodellen ALS-DOM (2018) und UAV-DOM (2023); Quelle: Land Salzburg.

scholle aus Adneter-Kalk gebildet. Darauf lassen undeutliche Aufschlüsse nahe dem östlichen Rand der vermuteten Anbruchkante in 1.000 m Seehöhe schließen. In der NW-Ecke der Almwiese sind in Baggerschürfen auf 930 m fast saiger stehende, mechanisch stark beanspruchte Kalke und Mergel der Adnet-Formation gut aufgeschlossen.

Unterhalb der Hochebenalm, d.h. im Fußbereich der vermuteten Großhangbewegung wurde in 910–915 m Seehöhe eine deutliche Anbruchkante in den Rotkalken der Adnet-Formation kartiert. Diese sind unterhalb des Anbruchs auf rund 130 m Breite in mehrere Schollen zerbrochen und durch das Abgleiten auf einer weichen Unterlage teilweise rückwärts rotiert und stark zerlegt. Die Anbruchkanten sind lateral bis in den Einhang des Steingrabens verfolgbar (Abb. 7, 12).

Im Südwesten schließt an die vermutete Großhangbewegung wieder eine geomorphologisch sehr deutlich ausgeprägte Massenbewegung an (Abb. 7). Ihre Hauptanbruchfläche liegt auf etwa 1.090 m in hier NW-fallenden Adneter Kalken und Kössener Riffkalken. Unterhalb weisen stark vernässte Verebnungen mit einer sekundären Anbruchfläche wieder auf eine Mergellage hin. Gemäß PLÖCHINGER (1973a) ist diese Massenbewegung gänzlich innerhalb der Kiesel- und Radiolaritschichten situiert (Abb. 1), doch nach den Beobachtungen im Gelände bildet sie den SW-Rand der Juramulde der Zwölferhorn-Synklinale. Knapp südwestlich der Hauptanbruchkante, am Plateau der Hofwandalm in 1.100 m, wird die Grenze zu den unterlagernden Plattenkalken auch morphologisch sichtbar: im Hangenden der verkarsteten Plattenkalke folgt eine feuchte, von tiefgründigem Boden bedeckte Mulde (? Kössener Mergel) ehe die wiederum verkarsteten Rotkalke der Adnet-Formation einsetzen.

Massenbewegung Hofwandalm

Den weiteren NW–SE streichenden Verlauf der Trias-Jura-Grenze am SE-Abfall des Hofwandalm-Plateaus markiert erneut eine Massenbewegung, deren Anbruchgebiet dem zuletzt beschriebenen sehr ähnlich ist (Abb. 13): in dem von Adnet- bzw. Kössen-Formation eingenommenen Muschelanbruch bildet eine markante, sehr flach geneigte Vernässungszone in 1.080–1.090 m Seehöhe den Kopf einer Gleitmasse. In deren Fußbereich haben sich jüngere Sekundärrutschungen entwickelt.

Abb. 10.
Hochebenalm-Rutschung am 17.04.2023: östliche Rutschungsstirn mit „betrunkenem Wald“ und der Kontaktzone zwischen Kössen-Formation und Grundmoräne. Oberhalb der aktiven Rutschung deuten weitere Hangverflachungen innerhalb einer in 1.000 m Seehöhe auslaufenden Hangkonkavität die inaktive Fortsetzung der Hangbewegung an. Am oberen Ende der Anbruchkante markiert ein Quellaustritt den Übergang zu den verkarsteten Adneter Kalken (Abb. 8), die hier punktuell aufgeschlossen sind.

Abb. 11.
Nackentälchen im Bereich der rechten Almhütte und Kopfbereich der vermuteten Hochebenalm-Massenbewegung.

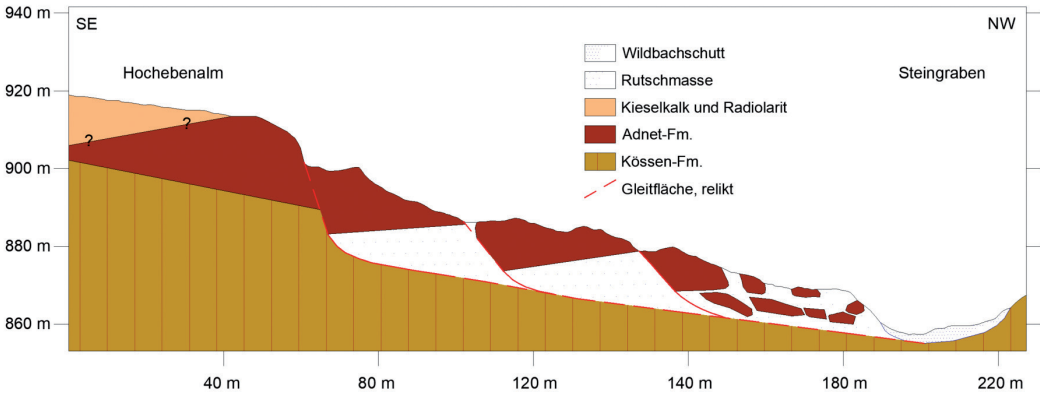


Abb. 12.
Schematisches Profil durch den zentralen nördlichen Teil der Hochebenalm-Massenbewegung. Die Lage des Profils ist in Abbildung 7 ersichtlich.

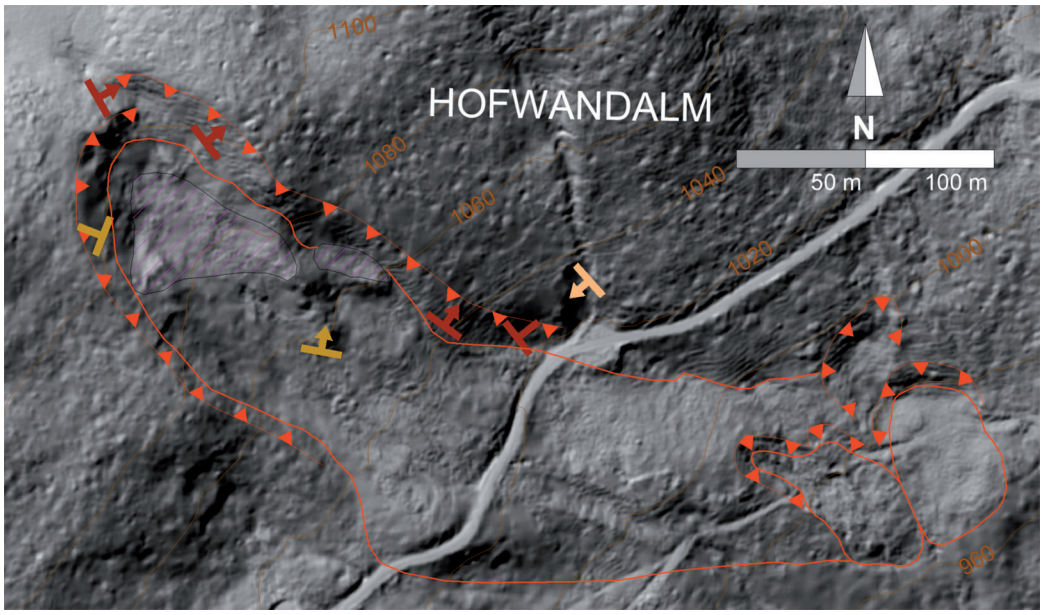


Abb. 13.
Geomorphologische Übersichtskarte der Hofwandalm-Massenbewegung (5). Als topographische Grundlage dient ein digitales Geländemodell (© basemap.at).

Massenbewegung Eckalbel

In 800 m Seehöhe quert die Mautstraße auf die Illingerbergalm eine 110 m breite Anbruchfläche einer alten Rotationsrutschung, deren Rutschmasse bis in den Talboden des Steingrabens reicht (Abb. 14).

Mehrere Verebnungen zeigen die interne Zerlegung in Teilschollen an. Der Fuß der Rutschmasse wird lateral von jüngeren, im Moränenmaterial eingetieften Erosionsrinnen überprägt. Gekritzte Geschiebe, die an sämtlichen Wegan-schnitten innerhalb der Rutschung aufgeschlossen sind, legen eine vollständige Anlage im Lockergestein nahe.

Massenbewegungen in der Breitenberg W-Flanke

Am Aberseer Breitenberg sind bei PLÖCHINGER (1982a) sowohl in der Kössen-Formation des N-Hanges, als auch in den Kieselkalk- und Radiolaritschichten des W-Hanges Rutschmassen kartiert. Bei der Nachkartierung konnten am N-Hang keine geomorphologischen Anzeichen für tief-

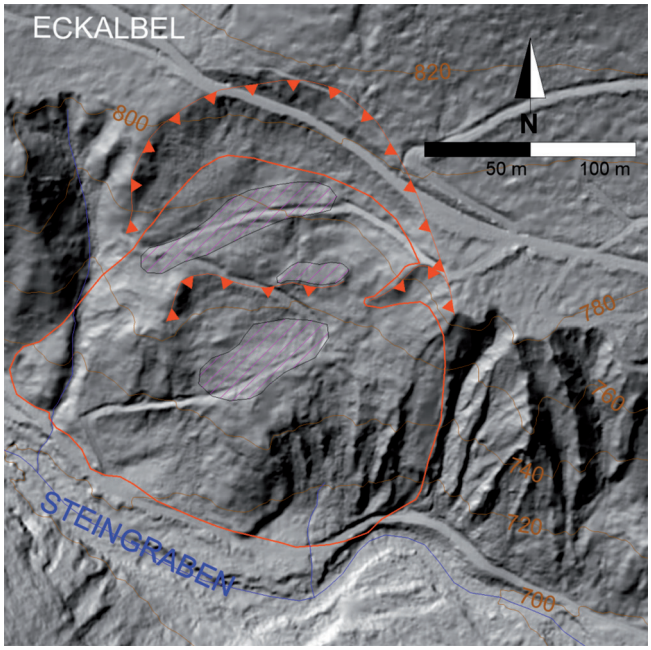


Abb. 14.
Geomorphologische Übersichtskarte der Eckalbel-Massenbewegung. Als topographische Grundlage dient ein digitales Geländemodell (© basemap.at).

gründige Massenbewegungen gefunden werden; in den Grabeneinhängen tritt lokal Hangkriechen in der Verwitterungsdecke auf.

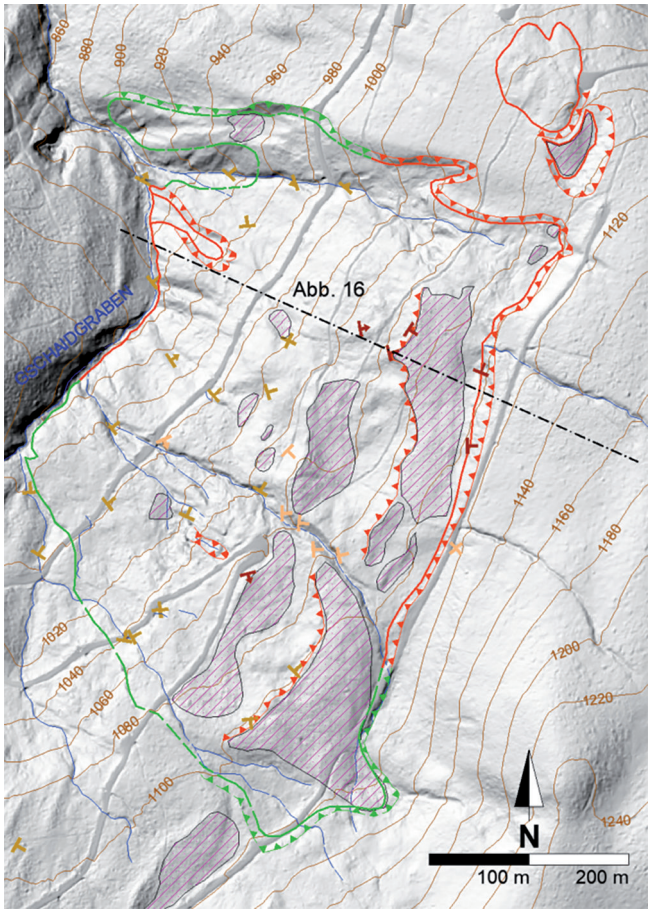


Abb. 15.
Geomorphologische Übersichtskarte der Massenbewegung am Breitenberg W-Hang. Als topographische Grundlage dient ein digitales Geländemodell (© basemap.at).

Der W-Hang ist hingegen von einer rund 600 m breiten Massenbewegung betroffen, welche aber nicht, wie bei PLÖCHINGER (1982a) dargestellt, am Gipfelplateau, sondern erst in 1.100 m Seehöhe einsetzt (Abb. 15, 16). Zumindest im nördlichen und zentralen Teil liegt die Hauptanbruchkante in ungefähr 20 m mächtigen Adneter Kalken. Die unterhalb der steilen Anbruchfläche gelegene, bis zu 75 m breite Hangverebnung wird ebenfalls von rückwärts rotierten Kalkschollen der Adnet-Formation gebildet. Von diesen Schollen brechen talseitig weitere Blöcke ab, die hangabwärts abgleiten. Im Gschaidgraben finden sich an mehreren Stellen Schuttablagerungen, die einen hohen Anteil an Adneter Kalken aufweisen. Aus der obersten Anbruchfläche abgeglittene Kieselkalk-Schollen sind im Zentralbereich noch in 1.000 m Seehöhe aufgeschlossen (Abb. 15).

Die tiefgründigen Hangbewegungen enden vermutlich an einer mächtigen Riffkalkstufe in 1.040–1.050 m Seehöhe. Da jedoch aus dem Anbruchbereich seichtgründige Rutschzungen bis in den Gschaidgraben reichen, wurde in dessen Tiefenlinie die Grenze der Massenbewegung gezogen. Die südliche Begrenzung wurde als vermutet eingezeichnet, da hier der Verlauf im Übergangsbereich zu den unterlagernden Plattenkalken nicht klar ersichtlich ist.

Klassifikation der Massenbewegungen

In der Systematik der Massenbewegungen lassen sich jene am Illingerberg, Zwölferhorn bzw. Breitenberg und jene auf der Hocheben- und Hofwandalm am besten als komplexe Typen einstufen, bei denen mehrere Prozesse nach- oder nebeneinander auftreten. Gemeinsames Merkmal ist die Anlage im geomechanischen System „Hart auf Weich“ (POISEL & EPPENSTEINER, 1988, 1989), wobei jeweils die geringmächtigen Rotkalke der Adnet-Formation und die im Hangenden folgenden Kieselkalke/Radiolarite auf den Mergellagen der Kössen-Formation abgleiten.

Am Illingerberg und lokal auch am Pillstein-Zwölferhorn-Kamm bzw. am Breitenberg haben sich unterhalb der initialen Rotationsrutschungen im Festgestein schuttstromartige Rutschzungen entwickelt, die durch einen hohen Anteil an Rotkalken der Adnet-Formation charakterisiert sind. Am Illinger- und Breitenberg finden sich im Kopfbereich dieser Rutschmassen jeweils en bloc abgeglittene und rückwärts rotierte Adneter Kalk-Schollen (Abb. 4, 16). Dieser Typ ist in der Blockbild-Tabelle der Massenbewegungstypen, die vom BRITISH GEOLOGICAL SURVEY (2023) basierend auf VARNES (1978) und CRUDEN & VARNES (1996) erstellt wurde, als komplexes Beispiel „(rock) slump-earth-flow“ dargestellt.

In der Hochebenalm-Großhangbewegung, einer vermuteten Hangdeformation im Festgestein (sensu HUNGR et al., 2014), treten rotierte Kalkschollen der Adnet-Formation zumindest im Fußbereich auf, wobei hier aber auch ein Driften im Festgestein ohne Ausbildung der in Abbildung 12 dargestellten, basalen Gleitfläche möglich wäre (vgl. CRUDEN & VARNES, 1996: Fig. 3-29 (b)). „Rock spreading“ trifft auch auf das Abgleiten der Kalkblöcke am N-Rücken des Illingerberges zu.

Die Massenbewegungen bei der Stüblalm und beim Eckalbel bzw. auch der aktive E-Teil der Hochebenalm-Mas-

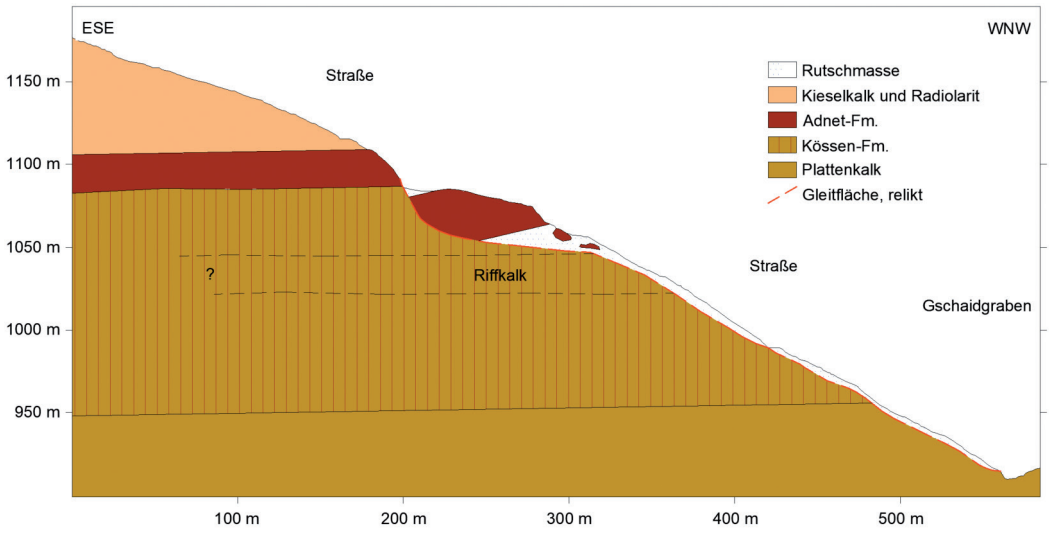


Abb. 16.
Schematisches Profil durch die Massenbewegung am Breitenberg W-Hang. Die Lage des Profils ist in Abbildung 15 ersichtlich.

senbewegung können als multiple Rotationsrutschungen im Locker- bzw. stark verwitterten Festgestein klassifiziert werden.

Bei einer Klassifikation nach der Aktivität gemäß CRUDEN & VARNES (1996) sind die erfassten Massenbewegungen, mit Ausnahme der aktiven Hochebenalm-Rutschung, augenscheinlich als relikt einzustufen. Weder an den Hauptanbruchkanten, noch in den Rutschmassen finden sich geomorphologische Anzeichen für andauernde Bewegungen. Nur am Illingerberg zeigt starker Säbelwuchs am N-Rücken und z.T. an den Rutschzungen aktive Kriechbewegungen an.

Diskussion

Mit den angewandten Methoden können Ausdehnung und Bewegungsmechanismus einer Massenbewegung nur grob skizziert werden. Die für eine geotechnische Bearbeitung erforderlichen Standardinformationen (Geschwindigkeit und Volumen der bewegten Masse, Tiefgang und Materialeigenschaften) bleiben ohne ingenieurgeologische Erkundung bzw. geotechnisches Monitoring weitgehend unbekannt. Aus zwei Gründen erscheint ihre geomorphologische Erfassung dennoch relevant.

1) Auf Blatt 95 Sankt Wolfgang im Salzkammergut (PLÖCHINGER, 1982a, b) der österreichischen geologischen Karte 1:50.000 sind bisher, wie auch für die angrenzenden Blätter 65 Mondsee (VAN HUSEN, 1989), 66 Gmunden (EGGER, 1996) und 96 Bad Ischl (SCHÄFFER, 1982) typisch große Massenbewegungen fast ausschließlich im Ultrahelvetikum/Rhenodanubikum bzw. im Juvavikum verzeichnet und beschrieben. Zusammen mit den im Einzugsgebiet des Königsbaches bereits kartierten Massenbewegungen zeigen die aktuellen Ergebnisse auch im Osterhorn-Tirolikum auf Blatt 95 eine lokale Häufung auf. Nachdem am westlich angrenzenden Blatt 94 Hallein (PLÖCHINGER, 1987) im Einzugsgebiet des Taugls in der gleichen stratigraphischen Position (Schichtgrenze Kössen-Formation/Adnet-Formation bzw. Kiesel- und Radiolaritschichten) ebenfalls große Massenbewegungen kartiert wurden, kann der N-Teil des Osterhorn-Tirolikums als weiteres Verbreitungsgebiet für das System „Hart auf Weich“ betrachtet werden.

2) Mit einer Fläche von 1,3 km^2 sind mindestens 8,9 % des Einzugsgebietes des Steingrabens von Massenbewegungen betroffen. Wenn diese auch großteils als relikt eingestuft werden, ist eine teilweise Reaktivierung der Rutschmassen nicht auszuschließen. Jüngere Sekundärrutschungen, wie sie im Stirnbereich der Stübl- und der Hofwandalm-Rutschmassen kartiert wurden, könnten vor allem durch jene anthropogenen Gelände-Eingriffe initiiert werden, denen bisher oftmals nur unzureichende geologisch-geomorphologische Untersuchungen vorausgehen. Im Untersuchungsgebiet käme hierfür in erster Linie der Alm- und Forstwegebau in Frage, in höhergelegenen Gebieten auch der Pistenbau. Zukünftig wird in Österreich auch die Errichtung dieser untergeordneten Infrastruktureinrichtungen strengeren Planungsleitlinien (z.B. Richtlinie Forstwegebau) unterliegen.

Gefahrenhinweiskarten für Massenbewegungen können hier sowohl den Planer bei der Trassierung als auch die Behörden im Genehmigungsverfahren unterstützen. ELSNER et al. (2015) haben in einem Testgebiet südlich von Innsbruck Großmassenbewegungen ausschließlich mittels Fernerkundungsmethodik (visuelle Auswertung von ALS-Daten) erfasst und ein Konzept zu deren Integration in den Wildbach- und Lawinenkataster erstellt. Auf die Ausweisung der Prozessart, der Gründigkeit des Materials und auslösender Faktoren hat man aufgrund fehlender Geländeuntersuchungen verzichtet.

Mit dem für diese Arbeit gewählten Ansatz einer kombinierten Aufnahmemethode (ALS-Analyse und Kartierung im Gelände) kann der für Gefahrenhinweiskarten erforderliche Detaillierungsgrad erreicht werden, sodass die Ergebnisse für Gefahrenzonen- und Raumplanungszwecke herangezogen werden können.

Literatur

Braunstingl, R. (2023): Einige ungewöhnliche Rutschungen in Salzburg – mit und ohne Klimawandel. – 25. Geoforum Umhausen, Tagungsband, 93–97, Umhausen.

British Geological Society (2023): Report a landslide to the BGS landslides team. – https://www2.bgs.ac.uk/reportalandslide/reportForm.html (abgerufen am 14.07.2023).

Cruden, D.M. & Varnes, D.J. (1996): Landslide types and processes. – In: Turner, A.K. & Schuster, R.L. (Eds.): Landslides: Investigation and Mitigation. – Transportation Research Board, Special Report, **247**, 36–75, Washington, D.C.

Egger, H. (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 66 Gmunden. – 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Elsner, B., Mölk, M., Jenner, A. & Küfmann, C. (2015): Erfassung und Bewertung großdimensionaler Massenbewegungen aus hochauflösenden digitalen Geländemodellen – Entwurf zur Integration in den Wildbach- und Lawinenkataster (WLK). – Wildbach- und Lawinenverbau, **175**, 48–63, Wien.

Fookes, P.G., Baynes, F.J. & Hutchinson, J.N. (2001): Total geological history: a model approach to understanding site conditions. – Ground Engineering, **34**/3, 42–47, London.

Hungr, O., Leroueil, S. & Picarelli, L. (2014): The Varnes classification of landslide types, an update. – Landslides, **11**, 167–194, Berlin. https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y

Husen van, D. (1989): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 65 Mondsee. – 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Husen van, D. & Egger, H. (2014): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 65 Mondsee. – 143 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Laimer, H.J. (2021): Geomorphologische Aufnahme tiefgreifender gravitativer Hangdeformationen am Breitenberg (Schafberggruppe, Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). – Geo.Alp, **18**, 5–16, Bozen.

Leischner, W. (1960): Stratigraphie und Tektonik des Wolfgangseegebietes (Schafberg, Sparber und nördliche Osterhorngruppe) in den Salzburger Kalkalpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **53**, 177–207, Wien.

Nickmann, M. & Thuro, K. (2013): Die veränderlich festen Mergelsteine der Kössen-Formation als Schlüsselhorizonte für Hangbewegungen im Spitzingseegebiet (Nördliche Kalkalpen). – In: Thuro, K. (Hrsg.): 19. Tagung für Ingenieurgeologie und des Forums für junge Ingenieurgeologen, 229–234, München.

Piller, W.E., Egger, H., Erhart, C.W., Gross, M., Harzhauser, M., Hubmann, B., van Husen, D., Krenmayr, H.G., Krystyn, L., Lein, R., Lukeneder, A., Mandl, G.W., Rögl, F., Roetzel, R., Rupp C., Schnabel, W., Schönlaub, H.P., Summesberger, H., Wagreich, M. & Wessely, G. (2004): Stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – 1 Bl., Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.

Plöchinger, B. (1964): Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **107**, 11–69, Wien.

Plöchinger, B. (1973a): Geologische Karte des Wolfgangseegebietes 1:25.000. – 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Plöchinger, B. (1973b): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes 1:25.000. – 92 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Plöchinger, B. (1975): Das Juraprofil an der Zwölferhorn-Westflanke (Nördliche Osterhorngruppe, Salzburg). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**/2–3, 27–33, Wien.

Plöchinger, B. (1982a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 95 Sankt Wolfgang im Salzkammergut. – 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Plöchinger, B. (1982b): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 95 Sankt Wolfgang im Salzkammergut. – 74 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Plöchinger, B. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 94 Hallein. – 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Poisel, R. & Eppensteiner, W. (1988): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung: Teil 1. Geomechanik des Systems „Hart auf Weich“. – Felsbau, **6**, 189–194, Berlin.

Poisel, R. & Eppensteiner, W. (1989): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung: Teil 2. Massenbewegungen am Rand des Systems „Hart auf Weich“. – Felsbau, **7**, 16–20, Berlin.

Schäffer, G. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 96 Bad Ischl. – 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Tollmann, A. (1969): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil: Der Mittelabschnitt. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **61** (1968), 124–181, Wien.

Varnes, D.J. (1978): Slope movement types and processes. – In: Schuster, R.L. & Krizek, R.J. (Eds.): Landslides, analysis and control. – Transportation Research Board, Special Report, **176**, 11–33, Washington, D.C.

Eingelangt: 19. Jänner 2024, angenommen: 9. April 2024

Jahrbuch für Geowissenschaften der GeoSphere Austria
ISSN-Print: 3061-0427 // ISSN-Online: 3061-0435 | Band 1 | 2023 & 2024 | S. 81–127 | Wien, 2024

Datierung von Granat: Neue Samarium–Neodym-Daten aus den Ost- und Südalpen mit Diskussion spezieller Aspekte der Granat-Chronometrie

Martin Thöni*

21 Abbildungen, 5 Tabellen

Österreichische Karte 1:50.000
BMN / UTM
172 Weißkugel / NL 32-06-02 Pfunds / NL 32-06-03 Vent
173 Sölden / NL 32-06-04 Sölden
174 Timmelsjoch / NL 32-06-09 Schlanders / NL 32-06-10 Meran
105 Neunkirchen / NL 33-03-07 Neunkirchen / NL 33-03-13 Aspang Markt
187 Bad Sankt Leonhard im Lavanttal /
188 Wolfsberg / NL 33-05-02 Althofen
205 Sankt Paul im Lavanttal / NL 33-05-10 Eibiswald

Geochronologie
Granatdatierung
Sm–Nd-, Lu–Hf-Methode
Ötztalkristallin
Dervio-Olgiasca-Zone
Koralpe
Schneeberg–Texel-Komplex
Eoalpiner Hochdruckgürtel

Inhalt

Zusammenfassung . . . 82
Abstract . . . 82
Einführung . . . 82
Analytik . . . 83
Neue Sm–Nd-Daten aus den Ost- und Südalpen . . . 83
Variszische Regionalmetamorphose im westlichen Ötzalkristallin (Melagtal/Langtaufers) (Südtirol) . . . 83
P–T-Pfad der mineralreichen Paragneise und Glimmerschiefer . . . 84
Sm–Nd-Daten: Zeitlicher Ablauf der Metamorphose in den Paraserien des Melagtales . . . 85
Permisch-triadisches HT/LP-Ereignis im ostalpinen und südalpinen Kristallin: Pegmatitbildung und Magmatismus . . . 87
Pegmatite/Pegmatoide der Dervio-Olgiasca-Zone, Lago di Como, Südalpen (Italien) . . . 87
Neue Sm–Nd- und Rb–Sr-Daten vom Lago di Como . . . 87
Außergewöhnliche Pegmatit-Granate der südlichen Koralpe (Steiermark): Sm–Nd-Systematik, Alterszonierung und Dauer der Pegmatitbildung . . . 90
Einzelkristalle und Magnetfraktionen . . . 91
Einblick in die Alterszonierung mittels Magnetfraktionen . . . 93
Dauer der Pegmatit bildenden Phase . . . 93
Permischer Magmatismus: Sm–Nd-Daten permischer Intrusiva . . . 94
Brixner Granodiorit – Kontaktzone (Italien) . . . 94
Olivin-Gabbro von Kirchschlag/Wechsel (Niederösterreich) . . . 94
Südliche Ötztaler Alpen. Alte und neue Daten zur polyphasen Entwicklung und Überlegungen zu Exhumationsmodellen des Schneeberg–Texel-Komplexes (Italien) . . . 95
Historische Betrachtung . . . 95
Geochronologie, P–T-Verhältnisse und Exhumation in Texel- und Schneeberg-Komplex . . . 96
a) Polymetamorphose im Texel-Komplex . . . 96
b) Kretazische HP-Metamorphose im Texel-Komplex . . . 98
„Robuste“ geochronologische Systeme: Wie alt ist der Druck-Höhepunkt in Schneeberg- und Texel-Komplex? . . . 99
Schneeberg-Komplex (Monteneve) . . . 100
Schneeberg–Texel-Komplex: Exhumationsmodelle . . . 102
Das Westende des Schneeberg–Texel Hochdruck-Keils: Wo ist die Anbindung? . . . 103
Exhumiert die Vinschgauer Scherzone den Texel-Komplex? . . . 105
Granatdatierung: Potenzial und Herausforderungen – eine kritische Betrachtung anhand von Beispielen . . . 107
Potenzial des Sm–Nd-Systems . . . 107
Datierung von Granat . . . 108

* Martin Thöni: Universität Wien, Department für Lithosphärenforschung, UZA 2, Josef-Holaubek-Platz 2, 1090 Wien. martin.thoeni@univie.ac.at

Sm–Nd versus Lu–Hf – zwei unterschiedliche, aber komplementäre Methoden für die Datierung von Granat . . . 108
Geochemisch bedingte Einschränkungen und analytische Hürden. Probenreinheit, Mikroeinschlüsse und die Eignung von Granatseparaten für Bulk-Multigrain-Isotopenanalytik (BMIA) . . . 108
Nd-Konzentration und P/D-Verhältnisse in Granat . . . 110
Genauigkeit versus Präzision: Kristallinterne Alterszonierung und Abschätzung der Wachstumsdauer von Granat . . . 112
Sm–Nd- versus Lu–Hf-System in Granat: Robustheit und Schließtemperaturen . . . 114
Granatdatierung in Hochdruck-Gesteinen: Das „Eoalpine Zeitfenster" im EHB der Ostalpen . . . 116
Pohorje (Bachern) (Slowenien) . . . 116
Koralpe (Steiermark) . . . 117
Sieggraben (Niederösterreich/Burgenland) . . . 118
Saualpe (Kärnten) . . . 118
Schobergruppe (Osttirol) . . . 120
Kreuzeckgruppe (Osttirol und Kärnten) . . . 120
Schneeberg–Texel-Komplex (Südtirol, Italien) . . . 120
Regionalgeologische und allgemeine Schlussfolgerungen . . . 121
Dank . . . 122
Literatur . . . 122

Zusammenfassung

Neue, bisher nicht oder nur in Kurzform (Tagungsabstracts, Posterpräsentationen, Kurzberichten) publizierte Samarium–Neodym-Altersergebnisse/Isotopendaten aus verschiedenen Gebieten der Ost- und Südalpen werden hier vorgestellt und deren geologische Bedeutung im Kontext der bekannten regionalen geodynamischen Ereignisse diskutiert.

Die neuen Datensets umfassen Probenmaterial zur (i) variszischen Regionalmetamorphose im westlichen Ötztalkristallin (Melagtal), (ii) zur permotriadischen Krustenextension und Pegmatitbildung (Orobische Alpen; Koralpe) und zu Magmatismus (Brixner Granodiorit, Olivin-Gabbros von Kirchschlag) sowie (iii) zum kretazischen (Eoalpinen) Subduktions-/Exhumationspfad und HP-Ereignis im Südabschnitt der westlichen Ostalpen (Texel–Schneeberg-Komplex im südlichen Ötztal-Stubai-Kristallin).

Anschließend werden die geochronologischen Daten vom allgemeinen und methodisch-isotopenanalytischen Standpunkt bewertet und diskutiert. Die Datierung von Granat mit der Samarium–Neodym-Methode (Sm–Nd) und ihr Vergleich mit dem Lutetium–Hafnium-Zerfallssystem (Lu–Hf) stehen im Vordergrund und der neueste Forschungsstand rund um die Mineraldatierung im Eoalpinen Hochdruckgürtel (EHB) der Ostalpen wird dabei besonders berücksichtigt. Das Hauptaugenmerk der Diskussion betrifft einerseits die geochronologische Aussagekraft von Einzeldaten, andererseits die isotopengeochemisch-geochronologische Robustheit der Sm–Nd-Methode im Allgemeinen. Spezielle Aspekte der Datierung von Granat mit der Sm–Nd-Methode werden besonders angesprochen.

Dating garnet: New Sm–Nd data from the Eastern and the Southern Alps with discussion of some special aspects for garnet chronometry

Abstract

This study presents new samarium-neodymium (Sm–Nd) geochronological/isotopic data from the Eastern and the Southern Alps, and their geological significance is discussed within the framework of known regional geodynamic events. Some of these data have previously been presented, in reduced form, e.g. as abstracts, or poster presentations at meetings.

The new dataset includes samples related (i) to the Variscan metamorphism in the western Ötztal basement (Melag Valley), (ii) to Permian–Triassic crustal extension and pegmatite formation (Orobic Alps, Koralpe) and to Permian magmatism (Brixen granodiorite, olivine-gabbros of Kirchschlag), and (iii) the Cretaceous (Eoalpine) subduction-exhumation event and related eclogite-facies metamorphism in the south-western part of the Eastern Alps (Texel–Monteneve Complex of the southern Ötztal-Stubai crystalline basement).

The geochronological data are then evaluated and discussed, from a more general, methodological and isotope analytical viewpoint. A principal issue is dating garnet by the Sm–Nd method and the comparison of this tool with results related to the lutetium-hafnium (Lu–Hf) decay system, thereby considering, and focussing on the most recent geochronological data from the Eoalpine high-pressure belt (EHB) in the Eastern Alps. The main concern of the discussion is the geochronological significance of individual data, but also the isotope geochemical and geochronological robustness of the Sm–Nd system in general. Special aspects of garnet dating by the Sm–Nd method are addressed as well.

Einführung

In der Frühphase der geochronologischen Erforschung der Ostalpen, bis etwa um die Mitte der 1980er Jahre, blieben die analytischen Möglichkeiten für die Mineraldatierung im Wesentlichen auf die konventionelle Kalium–Argon- (K–Ar) und die Rubidium–Strontium-Methode (Rb–Sr) sowie auf die Uran–Blei-Analyse (U–Pb) von Mehrkorn-Präparaten (multigrain) für Zirkon beschränkt (FRANK et al., 1987a). In den darauffolgenden drei bis vier Jahrzehnten kamen jedoch, mit rasant fortschreitender Entwicklung von Mikroanalytik und Multikollektor-Massenspektrometrie, weitere Methoden bzw. Zerfallssysteme für die Altersdatierung und Spurenelement-Isotopenanalytik zum Einsatz, die neue Perspektiven der zeitlichen Eingrenzung geologischer Prozesse ermöglichten und so die Kenntnis der geologischen Entwicklung des alpinen Orogens in Zeit und Raum deutlich verbessern konnten.

In der vorliegenden Publikation werden neue Sm–Nd-Isotopendaten aus den Süd- und Ostalpen vorgelegt. Etliche dieser geochronologischen Daten, die bis jetzt nur als „Alterszahlen in Kurzform" (etwa in Tagungsabstracts) in der Literatur aufscheinen, werden hier als vollständige analytische Datensets, teilweise auch in Verbindung mit schon früher publizierten Ergebnissen, tabellarisch und/oder in Korrelationsdiagrammen dargestellt. Hauptziel ist, die vollständigen analytischen Ergebnisse, samt methodischer Querverbindung und geologischer Interpretation, einem breiten interessierten Publikum zugänglich zu machen.

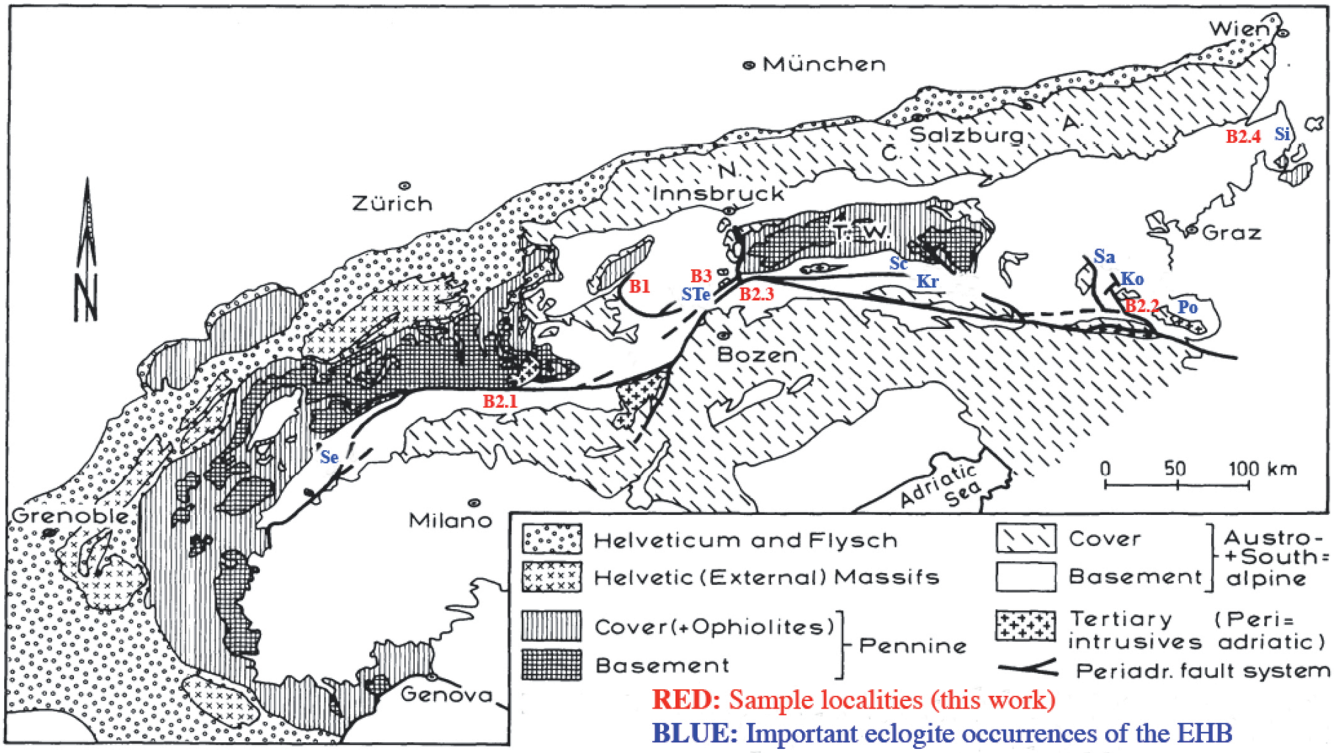


Abb. 1.
Lokalisierung der in der vorliegenden Arbeit behandelten Gebiete bzw. Probenfundpunkte. In Rot: B1: W Ötztal/Melagtal; B2.1: Piona-Olgiasca/Lago di Como; B2.2: S Koralpe; B2.3: Brixen Kontaktzone; B2.4: Kirchschlag/Wechsel; B3: S Ötztal, Schneeberg-Texel. In Blau wichtige Abschnitte im Eoalpinen Hochdruckgürtel (EHB); Po: Pohorje; Ko: Koralpe; Sa: Saualpe; Si: Sieggraben; Sc: Schober; Kr: Kreuzeck; STe: Schneeberg-Texel; Se: Sesia (Monte Mucrone). Karte aus THÖNI & JAGOUTZ (1993).
Localisation of study areas and sample sites from the present publication. In Red: B1: Western Ötztal/Melag valley; B2.1: Piona-Olgiasca/Lago di Como; B2.2: Southern Koralpe; B2.3: Brixen granodiorite, contact metamorphic zone; B2.4: Kirchschlag/Wechsel; B3: Southern Ötztal, Monteneve-Texel. In Blue, important sections of the eo-Alpine high-pressure belt (EHB); Po: Pohorje; Ko: Koralpe; Sa: Saualpe; Si: Sieggraben; Sc: Schober; Kr: Kreuzeck; STe: Monteneve-Texel; Se: Sesia (Monte Mucrone). Map from: THÖNI & JAGOUTZ (1993).

Die neuen, im Folgenden beschriebenen Sm–Nd-Datensets aus verschiedenen Gebieten (Abb. 1, Tab. 1–5) betreffen bekannte geodynamische „Events“ aus den Ost- und Südalpen: variszische, permisch-triadische und Eoalpine geodynamische Ereignisse bzw. Metamorphoseprozesse. Den geochronologischen Anforderungen entsprechend, steht dabei deren zeitliche Ausdehnung („Dauer“) bzw. die Validität der Altersdaten grundsätzlich im Vordergrund der Diskussion. Sie berührt zwei allgemeine Aspekte in der Geologie von Metamorphiten: (1) die Zeitdauer für mineralbildende Prozesse bzw. die Kristallisationsdauer für Einzelkristalle (Granat), und (2) das mehr oder weniger resistente Verhalten der Isotopensysteme bei erneuter Temperatureinwirkung bzw. die Retentivität des für die Datierung wichtigen Minerals Granat im Zuge von Überprägungsprozessen.

Analytik

Methodisch gelten für alle Datensätze in der vorliegenden Arbeit die Analysetechniken, Konstanten, Standardreferenzen und Rechenverfahren, wie zuletzt in THÖNI et al. (2012: 101) für das Labor für Geochronologie, Zentrum für Erdwissenschaften, Universität Wien, im Detail beschrieben. Die Isochronen-Regressions-Altersberechnung basiert ausschließlich auf dem Programm *isoplot.3.00* (LUDWIG, 2003).

Abkürzungen, die sowohl im Text als auch auf Abbildungen und Tabellen häufig verwendet wurden:

Grt = Granat; wr = Gesamtgestein (whole rock); Omp = Omphazit; BMIA = Bulk Multigrain Isotope Analysis (Standard Mehrkorn-Isotopenanalyse-Technik); ID-TIMS = Isotopenverdünnungsmethode (in Verbindung mit) Thermionen-Massenspektrometrie (Isotope Dilution – Thermal Ionization Mass Spectrometry); P/D = Parent/Daughter (radioaktive Mutter/radiogene Tochter, bzw. deren Isotopenverhältnis); MF = Magnetfraktion; R = Residuum (Residualanteil, der durch Säurebehandlung gereinigte Granat); L = Leachate (die durch Säureeinwirkung gelösten Fremd-Einschlüsse); hp = handpicking (optisch-händische Separation unter dem Binokular); xx = Einzelkristall; EHB = Eoalpiner Hochdruckgürtel.

Neue Sm–Nd-Daten aus den Ost- und Südalpen

Variszische Regionalmetamorphose im westlichen Ötzalkristallin (Melagtal/Langtaufers) (Südtirol)

Das Melagtal zweigt östlich des Reschensees beim Weiler Melag (1.915 m) als letztes orographisch rechtes Seitental von Langtaufers in nördliche Richtung ab (ÖK50 Blätter NL 32-06-02 Pfunds und NL 32-06-03 Vent). Im oberen

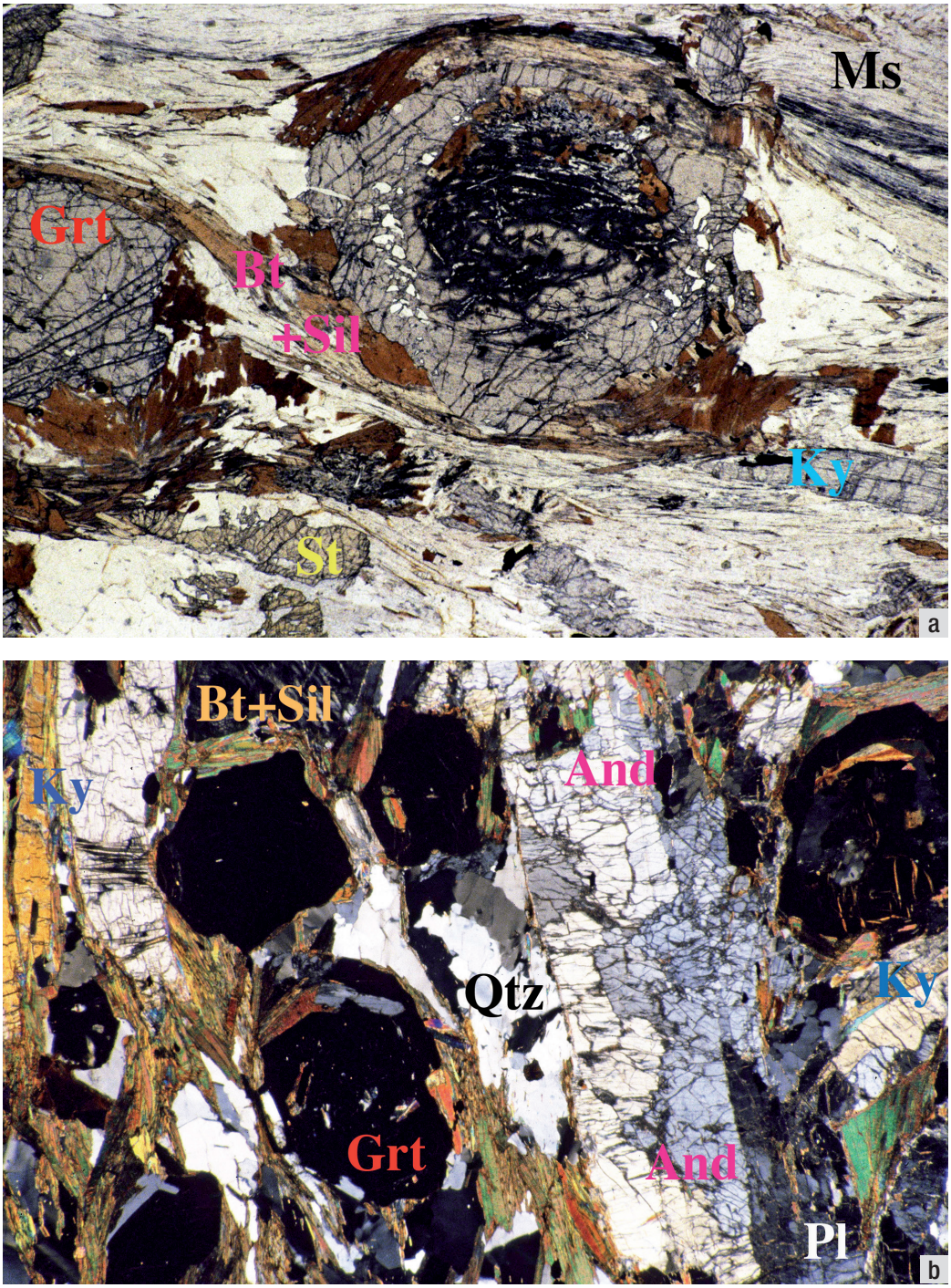


Abb. 2.
a) Dünnschliffbild (Durchlicht) des St-Ky-Grt-Gneises LM15T06, oberes Melagtal (über Scheibbichl). Die Granate (Grt) zeigen oft stark pigmentierte Kerne, ihre unterschiedlich breiten Ränder sind von Biotit + fibrolithischem Sillimanit gesäumt (Bt + Sil; prograder Granat-Zerfall); St = Staurolith, Ky = Kyanit (Disthen). Die Muskovit-reiche Matrix (Ms) umfließt die relativ früh gebildeten Granate. Bildlänge: ca. 12,5 mm.
b) Dünnschliffbild (gekreuzte Polarisatoren) von And-Sil-Grt-Ky-Gneis LM16T06, oberes Melagtal (über Scheibbichl). Die seltene Paragenese zeigt neben Granat (Grt) alle drei Al_2SiO_5-Modifikationen im Kornkontakt: Ky = Kyanit, And = Andalusit, Sil = Sillimanit (in fibrolithischer Ausbildung) und zusammen mit Biotit (Bt) als Druck-Entlastungs-Produkt des prograden Granatzerfalls gebildet. Pl = Plagioklas, Qtz = Quarz. (vgl. dazu Abb. 4c). Bildlänge: 8 mm.

a) Thin section of staurolite (St) – kyanite (Ky) – garnet (Grt) – gneiss LM15T06 from the upper Melag valley, near Scheibbichl. Garnet often shows strongly pigmented core domains, their variously broad rims are "decorated" with biotite-sillimanite-rich (Bt + Sil) aggregates (prograde decomposition during initial decompression). The muscovite-rich matrix (Ms) indicates early garnet growth. Length of picture: 12.5 mm.
b) Thin section microphotograph (polarized light) of andalusite (And) – sillimanite (Sil) – garnet (Grt) – kyanite (Ky) gneiss LM16T06, upper part of Melag valley (near Scheibbichl). Beside Grt, the exceptional paragenesis shows all the three Al_2SiO_5 modifications: Ky, Sil and And, often in contact with each other. Fibrolithic sillimanite is a product of prograde decomposition of garnet during initial decompression, forming rims of Bt + Sil around relictic garnet. Pl = plagioclase, Qtz = quartz. Length of picture: 8 mm.

Abschnitt, bis zum Grenzkamm zum Kaunertal (Weißseejoch), entwickelt sich das kleine Tal zu einem breiten, weitläufigen Karsystem, dessen anstehender Gesteinsbestand (samt der auffälligen Verfüllung mit Grobblockschutt) eine komplexe, polyphase Deformationsgeschichte in mineralreichen Paragneisen, und untergeordnet Glimmerschiefern, aufschließt. Diese Abfolge beinhaltet einige der am besten erhaltenen metamorphen Paragenesen im voralpinen Grundgebirge der gesamten Alpen. Als seltene Besonderheit dieser mineralreichen Paragneise darf neben der reichen Staurolith- und Granatführung das wiederholte, bis in den Kornkontakt reichende gemeinsame Auftreten der drei Alumosilikate Kyanit, Sillimanit und Andalusit gelten (Abb. 2b).

P–T-Pfad der mineralreichen Paragneise und Glimmerschiefer

Geothermobarometrische Untersuchungen dieser amphibolitfaziell geprägten Metasedimente (Pelite) entlang der italienisch-österreichischen Staatsgrenze durch Tropper & Hoinkes (1996) ergaben P–T-Bedingungen von 570–640 °C, bei Drücken von 0,58–0,75 GPa. Die Berechnungen wurden für die Paragenese Granat–Staurolith–Kyanit–Sillimanit ± Andalusit–Biotit–Muskovit–Plagioklas durchgeführt; sie gelten nach der Interpretation der Autoren für die Granatränder und unter der Annahme, dass Kyanit die Alumosilikatmodifikation der Gleichgewichtsparagenese darstellt. Dies wird durch mineralchemische und texturelle Beobachtungen bzw. durch folgende Hinwei-

se für Ungleichgewichtszustände gestützt: (a) Durch die deutliche, nicht sprunghafte („glockenförmige“) Zonierung von Granat, mit höheren Ca- und Mn-Gehalten gegenüber niedrigeren Fe- und Mg-Gehalten im Kern, verglichen mit den meist breiten Rändern der mm-großen Granate; (b) durch Einschlüsse von Kyanit und fibrolithischem Sillimanit in porphyroblastisch ausgebildetem Andalusit; (c) durch den stufenweisen Abbau von Granat zu Biotit + Fibrolith, was schließlich zur vollständigen Pseudomorphosenbildung führt (Abb. 2a, b). Weiters leiten die Autoren aus ihren Untersuchungen ein prograder Granatwachstum bei steigenden Temperaturen, aber fallenden Drücken, sowie *P–T*-Bedingungen für den Granatzerfall von 630–530 °C bei Drücken von 0,57–0,35 GPa, ab. Andalusit markiert schließlich das letzte wichtige Entwicklungsstadium entlang dieses als monophas einzustufenden variszischen Metamorphosepfades (TROPPER & HOINKES, 1996) (Abb. 2a, b).

Sm–Nd-Daten: Zeitlicher Ablauf der Metamorphose in den Paraserien des Melagtales

Die Verteilung der K–Ar- und Rb–Sr-Alter an Biotit und Muskovit aus den alpidisch kaum thermisch überprägten Abschnitten des nordwestlichen Ötztal-Stubai-Kristallins zeigt, dass der Beginn der regionalen Abkühlung unter 550–500 °C (Schließtemperatur für Hellglimmer im Rb–Sr-System und zugleich der untere T-Bereich für den Granatzerfall zu Biotit + Sillimanit, s.o.) im Zuge der variszischen Metamorphose etwa um 320 Ma anzusetzen ist (THÖNI, 1980b, 1981; HOINKES et al., 1997). Die ersten aus dem oberen Melagtal publizierten Sm–Nd-Daten an Granat fallen mit Werten zwischen 343 ± 3 und 331 ± 3 Ma in eine Zeit, die ein Ende der prograden variszischen Regionalmetamorphose bald nach 330 Ma vor heute vermuten lässt (SCHWEIGL, 1995; HOINKES et al., 1997).

In Tabelle 1 sind alle bisher an Gesteinen des Melagtals durchgeführten Sm–Nd-Ergebnisse angeführt, die Liste schließt jene Analysen ein, die schon in HOINKES et al. (1997) publiziert worden waren. Die neuen Ergebnisse in Tabelle 1 untermauern die oben erwähnte Vorstellung zur Entwicklung, indem sie die mineralchemisch gut belegte Granatzonierung von TROPPER (1993) jedenfalls grundsätzlich bestätigen. Dennoch können klare Aussagen zur effektiven Dauer der Granatkristallisation in der gesamten Kristallinserie nur ansatzweise gemacht werden; noch detailliertere Sm–Nd-Analytik an eng „geschnittenen“ Magnetfraktionen von Granat aus gezielt ausgewählten, chemisch-texturell aussagekräftigen Einzelproben wäre notwendig, um diesbezüglich eine noch konzisere Schlussfolgerung ziehen zu können. In Verbindung mit den texturellen, mineralogischen und mineralchemischen Informationen erlauben die neuen Isotopendaten (Tab. 1) jedoch die folgenden generalisierenden Aussagen.

Sample/lithology	*Sm, ppm*	*Nd, ppm*	*$^{147}Sm/^{144}Nd$*	*$^{143}Nd/^{144}Nd$*	*$\pm 2\sigma_m$*	*Grt–wr/L age*	*ε(t)Nd*
New data							
LM15T06 wr (St-Ky-Grt-gneiss)	9,97	55,28	0,1090	0,511859	0,000002		
Grt	1,19	0,524	1,3754	0,514513	0,000010	320,1 ± 3,6	-11,6
Grt R (H_2SO_4)	1,20	0,432	1,6835	0,515265	0,000050	330,4 ± 5,9	-11,5
L (H_2SO_4)	6,64	30,46	0,1318	0,511945	0,000009	326,8 ± 6,0	-10,8
LM16T06 wr (And-Sil-Grt-Ky-gneiss)	10,13	54,28	0,1128	0,511878	0,000002	319,6 ± 3,7 (n = 4)	-11,4
Grt 1MF	1,93	3,24	0,3603	0,512394	0,000005	318,5 ± 5,7	-11,4
Grt 2MF	2,04	3,77	0,3268	0,512330	0,000006	322,7 ± 6,7	-11,3
Grt 2MF R (H_2SO_4)	1,84	3,00	0,3701	0,512415	0,000005	318,6 ± 5,6	-11,4
99T18L Grt1 R (dark micaschist)	1,60	3,77	0,2567	0,512201	0,000008	342 ± 18	-11,1
„ L (H_2SO_4)	2,24	8,33	0,1625	0,511990	0,000004		
91T23 wr	10,64	58,76	0,1095	0,511936	0,000002		
Grt	2,27	3,14	0,4369	0,512640	0,000003	328,1 ± 4,6	-10,0
Data published in: HOINKES et al. (1997)							
S9124E wr	*10,08*	*55,53*	*0,1097*	*0,511888*	*0,000010*		
Grt	*1,86*	*1,91*	*0,5906*	*0,512929*	*0,000014*	*330,7 ± 3,4 (n = 3)*	*-10,9*
S9124D Grt	*2,13*	*6,53*	*0,1974*	*0,512077*	*0,000008*		
90T79 wr	*8,09*	*45,89*	*0,1065*	*0,511850*	*0,000007*		
Grt	*2,55*	*5,05*	*0,3052*	*0,512285*	*0,000008*	*334,4 ± 4,8*	*-11,5*
91T32 wr	*9,08*	*49,71*	*0,1104*	*0,511867*	*0,000008*		
Grt	*3,47*	*2,57*	*0,8149*	*0,513450*	*0,000020*	*343,2 ± 3,0*	*-11,2*
T1264 wr	*7,21*	*40,02*	*0,1089*	*0,511872*	*0,000004*		

Tab. 1.
Sm–Nd-Daten von St-Ky-Sil-And-Gneisen und Granatglimmerschiefern, Melagtal/Langtaufers (westliches Ötztalkristallin).
Sm–Nd data from St-Ky-Sil-And-gneiss and garnet-mica-schist, Melagtal/Langtaufers (western Ötztal Basement).

Abb. 3.
Bis 1 m mächtiger, spät-/postvariszischer Quarzgang durchschlägt diskordant die polymetamorphen Paragneise im oberen Melagtal. Standpunkt: westliches Schönkar (2.820 m), mit Blickrichtung Norden, auf den Gipfel des Glockhauser (3.021 m).
An up to 1 m thick quartz vein, discordantly cutting the polymetamorphic paragneisses in the high Melag valley. Location: Western side of Schönkar (2,820 m a.s.l.), view towards the peak of Glockhauser (3,021 m a.s.l.) to the north.

Unter Einbeziehung der Fehlergrenzen reicht der gesamte erfasste Zeitraum von 343 ± 3 bis 320 ± 4 Ma, die Granatkristallisation in den Metapeliten des oberen Melagtales erstreckt sich somit über 20–30 Millionen Jahre (Abb. 4a). Die sieben analysierten Proben aus dieser Serie mit sehr ähnlicher, krustaler Nd-Isotopencharakteristik (εtNd: -11) umfassen die beiden Hauptlithologien der Metapelite, nämlich Granatglimmerschiefer und alumosilikatreiche Paragneise mit deutlich unterschiedlicher Erhaltung der früh-metamorphen Paragenese; das kann u.a. am sehr unterschiedlich weit fortgeschrittenen prograden Granat-Zerfall zu Biotit + Fibrolith beobachtet werden.

Als eine Schlüsselprobe kann der Andalusit führende Grt-Ky-And-Sil-Gneis LM16T06 gewertet werden. Mit einem Mittelwert von 319,6 ± 3,7 Ma (Tab. 1; Abb. 4c) ergibt diese Probe nicht nur das jüngste Alter und dokumentiert so das Endstadium der Metamorphose, sondern die Granatfraktionen dieser Probe liefern (etwa in starkem Gegensatz zu einer räumlich benachbarten „Schwesterprobe“, dem Staurolith-Kyanit-reichen Gneis LM15T06) konsistent niedrige P/D-Verhältnisse, bei relativ hohen Nd-Gehalten von 3–4 ppm (Tab. 1; Abb. 4a–c, 16b), und ein „positiver Effekt“ des durchgeführten Leaching-Experiments an der Granatfraktion Grt 2MF ist so gut wie nicht zu erkennen. Das kann darauf hinweisen, dass hohe Anteile von unradiogenem, „gewöhnlichem“ Neodym (Nd common) nicht in Form solider Mikro-Einschlüsse im Granat vorhanden sind, sondern in anderer Form zugeführt wurden bzw. gebunden sind. Die reproduzierbar niedrigen Sm/Nd-Verhältnisse des Granats dieser Andalusit führenden Probe mögen auf die von Tropper & Hoinkes (1996) dokumentierte Fluidaktivität am Ende des variszischen Metamorphoseereignisses hinweisen, die u.a. zur „Ausfällung“ von Quarzgängen (Abb. 3) und kogenetischer, teilweise spektakulärer Bildung von Andalusit-Großkristallen (wie z. B. nahe Kappler Schwemmsee aufgeschlossen) führte. Dieses Ende der variszischen Metamorphose war im Melagtal offenbar um die Zeit 320 ± 5 Ma erreicht. Dass die regionale Abkühlung in diesem Teil des variszischen Gebirges vor ca. 320–310 Ma einsetzte, ist durch zahlreiche Rb–Sr- und K–Ar-Alter an Hellglimmer und Biotit belegt (Thöni, 1981).

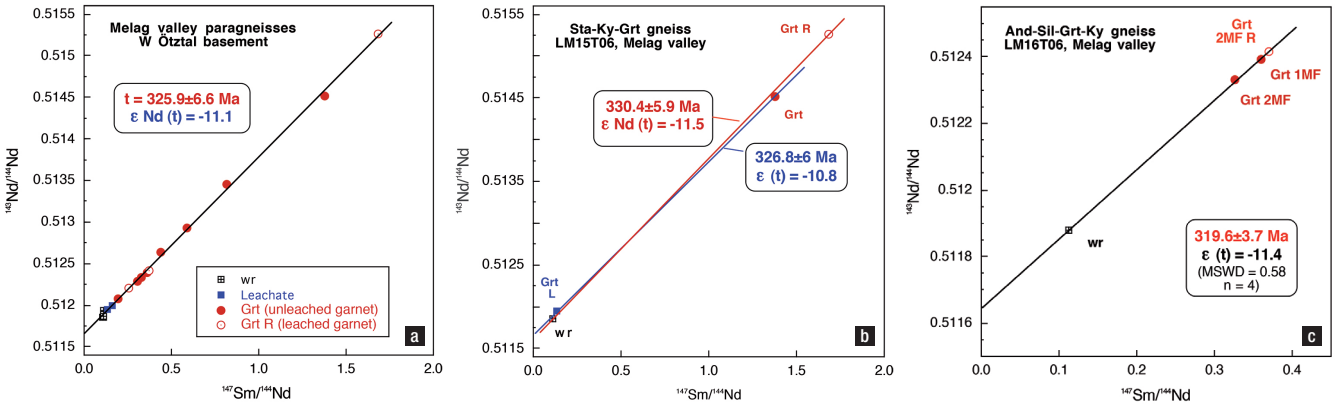


Abb. 4.
Sm–Nd-Altersergebnisse für Granat aus den Paragneisen des Melagtales. Das Diagramm (a) zeigt alle Grt–wr-Analysen, einschließlich der Literaturdaten (Tab. 1). Die mittlere Steigung, entsprechend einem Alter von 326 ± 7 Ma, dokumentiert vermutlich den finalen T-Peak, aber jedenfalls eine Phase der variszischen Metamorphose nach dem Druckhöhepunkt. (b) und (c) zeigen die Einzeldaten für die Gneisproben LM15T06 und LM16T06 separat; auffällig ist die deutlich unterschiedliche Sm–Nd-Systematik dieser beiden „Schlüsselproben“; siehe Text (vgl. Abb. 2a, b).
Sm–Nd isochron plots for garnet and wr samples of the paragneisses from the Melag valley. Plot (a) shows all analyses, including literature data (Tab. 1). The mean slope corresponding to an age of 326 ± 7 Ma probably reflects the T-peak, but in any case a post-P-peak evolutionary stage of Variscan metamorphism. Plots (b) and (c) show the results for the “key” gneiss samples LM15T06 and LM16T06 separately; note the marked difference in Sm–Nd isotope systematics between (b) and (c) (see text for discussion, and Text-Fig. 2a, b).

Permisch-triadisches HT/LP-Ereignis im ostalpinen und südalpinen Kristallin: Pegmatitbildung und Magmatismus

Pegmatite unterschiedlichen Alters sind vor allem im ostalpinen, aber auch im südalpinen Grundgebirge der Alpen weit verbreitet. Einige dieser Vorkommen, wie jene des nördlichen und westlichen Ötztalkristallins (Zwieselbachjoch/Winnebachsee-Gebiet und vom Reschen), gehören der prä-variszischen Entwicklung an (Thöni & Miller, 2004). Nur wenige Pegmatite s.l. sind der Variszischen oder auch der Eoalpinen (kretazischen) Orogenese zuordenbar. Hingegen konnten viele der häufig auf kleine Aufschlüsse, s-parallele Lagen oder auch auf kleinräumige schlierige Auffiederungen beschränkten Vorkommen in den letzten ca. 30 Jahren – vor allem mit Hilfe der Sm–Nd-Datierung der Granate – dem post-variszischen Zeitraum der Permo-Trias zugeordnet werden. Eine permische Metamorphose mit begleitender Pegmatitbildung wurde erstmals auf Basis von Sm–Nd-Granat-Altern (ca. 260–270 Ma) an Glimmerschiefern und Pegmatiten aus dem Wölz-Komplex postuliert (Schuster & Thöni, 1996). Dieser früher auch als „spätvariszisch“ umschriebene Zeitraum wurde in der Folge als ein selbständiges geodynamisches „permo-triadisches Ereignis“ erkannt, charakterisiert durch Krustenextension, Niedrigdruck-Metamorphose (LP/HT) mit Andalusitbildung, begleitendem Magmatismus und mit reger Pegmatitbildung (Thöni & Miller, 2000; Schuster et al., 2001, 2015; Habler et al., 2007; Schuster & Stüwe, 2008; Knoll et al., 2018). Auch etliche der „alten periadriatischen Intrusiva“, wie der Brixner Granit/Granodiorit (Borsi et al., 1972), wurden in diesem Zeitraum gebildet. Das permo-triadische Ereignis wurde in den vergangenen drei Jahrzehnten ostalpenweit nachgewiesen (Schuster & Stüwe, 2008), und es war, wie die folgenden Ausführungen zeigen, auch im kristallinen Sockel der Südalpen massiv wirksam und dort schon lange bekannt (Diella et al., 1992; vgl. Zanchetta et al., 2024).

Pegmatite/Pegmatoide der Dervio-Olgiasca-Zone, Lago di Como, Südalpen (Italien)

Auf der Halbinsel Piona am Nordende des Lago di Como, in der Dervio-Olgiasca genannten Zone, sind ± konkordante, dm- bis Zehnermeter mächtige Pegmatite/Pegmatoide in Sillimanit-Biotit-reiche Granat-Glimmerschiefer des südalpinen Kristallins eingeschaltet. Sanders et al. (1996) publizierten Ergebnisse von Rb–Sr-Datierungen an Muskovit aus diesen Pegmatiten sowie an Biotit der Pegmatit-Nebengesteine. Die Autoren stellen fest, dass das Wachstum von fibrolithischem und prismatischem Sillimanit die Pegmatitbildung überprägt, die Kristallisation der pegmatoiden Schmelzen also zeitlich *vor* der letzten, T-betonten Metamorphose stattgefunden haben muss. Weiters interpretieren sie auf Grund der „einfachen“ Mineralogie, der Gesteinschemie (hoher Al-Gehalt) und der C-reichen Natur der Flüssigkeitseinschlüsse die Gesteine als Produkte lokaler Anatexis, die durch Teilaufschmelzung des metapelitischen Nebengesteins entstanden seien; auch frühere Bearbeiter hatten diese Interpretation vertreten. Die Rb–Sr-Muskovitalter aus den Pegmatiten selber weisen auf deren Bildung vor ca. 230 Ma hin (ältestes Datum: 229 ± 7 Ma; Sanders et al., 1996: 518). Schon Hanson et al. (1966) hatten Alter von 250–200 Ma an Pegmatit-Muskoviten aus diesem Bereich publiziert.

Neue Sm–Nd- und Rb–Sr-Daten vom Lago di Como

Die neuen Sm–Nd-Daten der vorliegenden Arbeit (Tab. 2a) stammen von Probenmaterial, das (a) nahe der Abzweigung von der am östlichen Seeufer des Comer Sees süd-nordwärts verlaufenden Hauptstraße Richtung Olgiasca/Abbazia di Piona führt (Pegmatit 04T52CO und Granatglimmerschiefer 04T54CO), und (b) an der steilen Ostflanke der Halbinsel Piona, unmittelbar über dem Seeufer, gesammelt wurde (Pegmatite 05T26CO, 05T27CO). Hier sind in einem verfallenen Steinbruch/Schurf bis > 10 m mächtige Gänge von grobkörnigem Muskovit-Turmalin-Pegmatit aufgeschlossen (Abb. 5), die sporadisch bis > 1 cm große, hypidiomorphe Granate führen.

Abb. 5.
Ansicht der mächtigen Pegmatitlage, die am Laghetto di Piona, nahe dem Nordende des Lago di Como, in Biotit-Sillimanit-reiche Granatglimmerschiefer ± konkordant eingeschaltet ist.

View of the up to several tens of meters thick, concordant pegmatite layer within biotite-sillimanite-rich garnet-mica-schist host rock, at Laghetto di Piona, northern part of Lake Como.

Der erste Versuch der Datierung von Granat aus den Pegmatit-Nebengesteinen (Granatglimmerschiefer 04T54CO) war nicht zielführend, eine valide geochronologische Aussage zur prägenden Metamorphose ist also aus den zugehörigen Daten in Tabelle 2 nicht ableitbar. Als Grund für diese „Störung" des Sm–Nd-Systems in der Paragenese wird in der komplexen Kristallisationsgeschichte – vermutlich mit beteiligter Fluidaktivität – vermutet (vgl. DIELLA et al., 1992; SANDERS et al., 1996).

Regional wird dieser Abschnitt der zentralen südalpinen Orobischen Alpen auch als Lario Basement oder Dervio-Olgiasca-Zone bezeichnet (DIELLA et al., 1992); ein anormal hoher thermischer Gradient (bis 50 °C/km) wurde hier für die Zeit nach der prägenden variszischen Hauptmetamorphose postuliert. Diese „thermische Anomalie" soll, bedingt durch Mantelaufwölbung und verstärkte Wärmezufuhr, und in der Folge krustale Extension bzw. Ausdünnung, zur Bildung von grobkörnigem Andalusit und prismatischem Sillimanit geführt haben (ein Vergleich zur Koralpe am Ostende der Alpen könnte hier angebracht sein). Später folgt noch eine grünschieferfazielle retrograde Überprägung des Orobischen Kristallins.

Die Pegmatite der Dervio-Olgiasca-Zone scheinen jedoch von diesen Prozessen nicht umfassend und penetrativ beeinflusst worden zu sein; sie können daher bestenfalls syn-/spätmetamorph relativ zur genannten HT/LP-Überprägung entstanden sein. Mit H_2SO_4 geleachter Granat aus einer isolierten, ca. 0,5 m mächtigen pegmatoiden Lage innerhalb der Biotit-Sillimanit-Glimmerschieferserie (Grt R von Probe 04T52CO) zeigt bei einem sehr niedrigen Nd-Gehalt (0,046 ppm) und starker Sm/Nd-Fraktionierung ($^{147}Sm/^{144}Nd$ = 3,7) ein Grt–wr-Alter von 241,1 ± 3,2 Ma (Tab. 2a). Nach dem P/D-Verhältnis des unbehandelten Mineralkonzentrats, das sogar einen etwas niedrigeren Wert als das zugehörige Gesamtgestein (0,334 versus 0,342, Tab. 2a) aufweist, muss der Granat dieser Probe sehr Nd-reiche und zugleich stark radiogene Phasen – vermutlich Monazit – als Mikroeinschlüsse enthalten (man beachte auch den stark negativen εNd-Wert in Tabelle 2a); wie die Analysenwerte in Tabelle 2a zeigen, müssen diese Einschlüsse jedoch durch das Leaching-Experiment weitestgehend gelöst worden sein, wobei der Nd-Gehalt um das 17-fache gesenkt wurde. Das resultierende Grt R-wr-Alter von 241,1 ± 3,2 Ma wird als Mindest-„Platznahme"-Alter bzw. Kristallisationsalter des Pegmatoids interpretiert.

Die Proben 05T26CO (mittelkörnig) und 05T27CO (Grobkornpegmatit mit bis cm-großen, idiomorphen Granatkristallen), die der mächtigen, Turmalin führenden Pegmatitlage am Seeufer des „Laghetto di Piona" entstammen (Abb. 5), geben signifikant höhere Alterswerte. Um Pegmatite, Pegmatoide und Paragesteine in Bezug auf das Sm–Nd-System besser vergleichen zu können, wurden alle Analysenwerte aus Tabelle 2a im Isochronendiagramm gemeinsam dargestellt (Abb. 6a). Granat aus Probe 05T26CO, separiert aus einer Gesamtsiebfraktion (0,16–0,45 mm), ergab sowohl für die nicht geleachte als auch für die mit H_2SO_4 geleachte Fraktion gut übereinstimmende Alter von 255,8 ± 3,9 bzw. 256,8 ± 2,8 Ma, bei hohen bis sehr hohen P/D-Verhältnissen (Parent/Daughter, $^{147}Sm/^{144}Nd$) und einem initialen Epsilon-Nd-Wert von -11,5. Aus dem Grobkornpegmatit 05T27CO wurden gleichfalls zwei Analysen durchgeführt, jedoch entstammen die handgepickten Separate einzelnen grösseren Granatkristallen, wobei für die Probe Grtxx-1 vier Individuen zerkleinert wurden, während Probe Grtxx-3 einen einzelnen Granatkristall repräsentiert. Grtxx-1 R gibt, mit dem eigenen Leachate (L) gerechnet und bei einem relativ moderaten P/D-Verhältnis von 0,6 ein Alter von 270,8 ± 7,5 Ma, während Grtxx-3 (mit dem wr-Datenpunkt, gerechnet; das Leachate wurde nicht analysiert)

Sample/lithology	*Sm, ppm*	*Nd, ppm*	*$^{147}Sm/^{144}Nd$*	*$^{143}Nd/^{144}Nd$*	*$\pm 2\sigma_m$*	*Grt–wr age*	*ε(t)Nd*
04T54CO wr (garnet-mica-schist)	6,52	33,7	0,1171	0,511924	0,000002		(ca. -12)
Grt-1, not leached	0,473	1,305	0,2191	0,512016	0,000004		
Grt-1 R (H_2SO_4)	0,340	0,454	0,4527	0,512171	0,000006		
Grt 2 R (0,16-0,45)	0,621	2,92	0,1283	0,511957	0,000004		
L (4 N HCl)	18,60	77,1	0,1457	0,511932	0,000012		
04T52CO wr (pegmatoid)	0,279	0,493	0,3415	0,512015	0,000004		
Grt, not leached	0,424	0,767	0,3341	0,512336	0,000010		
Grt R (H_2SO_4)	0,282	0,046	3,7056	0,517323	0,000040	241,1 ± 3,2	-16,6
05T26CO wr (pegmatite)	0,468	1,002	0,2825	0,512189	0,000005		
Grt (0,16-0,45)	0,895	0,526	1,0293	0,513439	0,000006	255,8 ± 3,9	-11,5
Grt2 R (H_2SO_4)	0,685	0,083	4,9760	0,520078	0,000029	256,8 ± 2,8	-11,5
L (H_2SO_4)	2,602	4,65	0,3385	0,512311	0,000006		
05T27CO wr (pegmatite)	0,209	0,463	0,2730	0,512254	0,000008		
Grtxx-1 R (H_2SO_4)	1,129	1,138	0,5995	0,512744	0,000003	270,8 ± 7,5	-11,8
L (H_2SO_4)	12,87	25,0	0,3114	0,512233	0,000007		
Grtxx-3 R (H_2SO_4)	0,562	0,065	5,2341	0,520928	0,000039	267,1 ± 3,0	-10,1

Tab. 2a.
Sm–Nd-Daten von Gesamtgesteinen und Granatseparaten, Olgiasca/Laghetto di Piona (Lago di Como, Südalpen).
Sm–Nd data of whole rocks and garnet fractions, Olgiasca/Laghetto di Piona (Lago di Como, Southern Alps).

Sample	*lithology*	*Rb (ppm)*	*Sr (ppm)*	*$^{87}Rb/^{86}Sr$*	*$^{87}Sr/^{86}Sr$*	*+/-2σ_m*	*age (Ma)*
04T54 CO wr	Bt-Sil schist	156	111	4,11	0,741554	0,000004	
Ms		179	136	3,82	0,742105	0,000004	
Bt		476	4,12	366	1,674799	0,000019	181,6 ± 1,8
05T23CO wr	Bt-Sil schist	148	97,8	4,38	0,743569	0,000006	
Bt		1324	17,1	238	1,363118	0,000156	186,3 ± 1,9
04T52CO wr	pegmatoid	117	18,5	18,3	0,781057	0,000009	
05T26CO wr	pegmatite	42,0	12,3	9,91	0,752884	0,000011	
05T27CO wr	pegmatite	161	13,5	34,8	0,841618	0,000007	
Ms 1 magnetic		*585*	*7,27*	*258*	*1,792379*	*0,000566*	*(299,7 ± 3,4)*
Ms 2 non magnetic		589	4,27	455	2,133748	0,000111	216,3 ± 2,3

Tab. 2b.
Rb–Sr-Daten von Gesamtgesteinen, Biotit- und Muskowitseparaten, Laghetto di Piona (Südalpen).
Rb–Sr data of whole rocks, biotite and muscovite separates, Laghetto di Piona (Southern Alps).

einen Alterswert von 267,1 ± 3 Ma ergibt (Tab. 2a). Die initialen Nd-Isotopenverhältnisse für diese Pegmatitgranate liegen mi εtNd-Werten von -10 bis -12 genau im „mittleren krustalen Bereich“ vieler Kristallingebiete der Alpen; sie unterstützen somit (neben anderen mineralogisch-geochemischen Kriterien) klar die Interpretation früherer Autoren (z.B. SANDERS et al., 1996), dass die Pegmatite/Pegmatoide von Piona-Olgiasca durch lokale Aufschmelzung alter Sedimentgesteine entstanden sind.

Tabelle 2b zeigt zehn Rb–Sr-Analysen-Ergebnisse an Gesamtgesteinen sowie Biotit- und Hellglimmer-Separaten von zwei Bt-Sil-Schiefern und drei Pegmatiten der gleichen Serie. Die Biotit-Alter von 181,6 ± 1,8 und 186,3 ± 1,9 Ma sowie das Alter von 216,3 ± 2,3 Ma für die nicht magnetische Hellglimmer-Fraktion von Pegmatit 05T27CO vergleichen sich gut mit den von SANDERS et al. (1996) publizierten Werten. Sie unterstützen die Vorstellung einer sehr langsamen Auskühlung des Kristallins während des frühen Mesozoikums (vgl. dazu etwa SCHUSTER et al., 2015). Das viel höhere (ja im Rahmen aller weiteren vorhandenen Daten und Rahmenbedingungen unrealistisch hohe) „Altersergebnis“ von 299,7 ± 3,4 Ma für die stärker

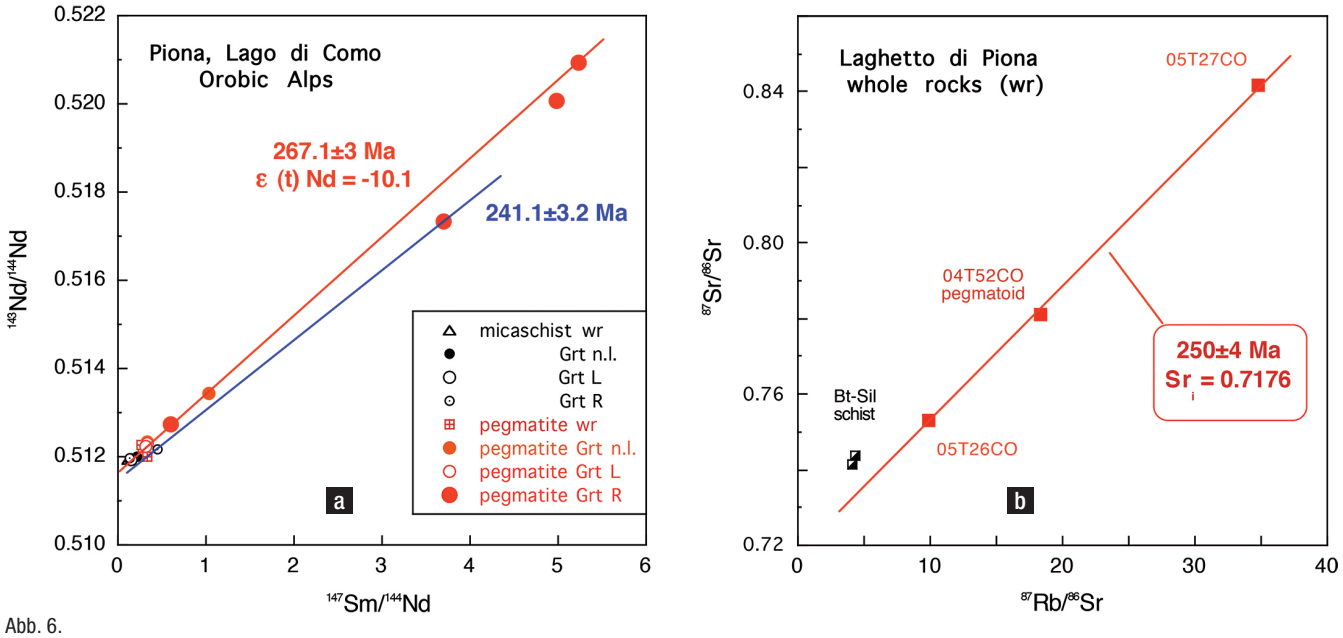


Abb. 6.
a) Das Isochronendiagramm zeigt zusammenfassend die Sm–Nd-Ergebnisse aller analysierten Proben vom Bereich Piona (Lago di Como). Während eine schmächtige pegmatoide Lage ein Granatalter von 241 ± 3 Ma gab, lieferten Granate aus dem > 10 m mächtigen Pegmatit am Seeufer (Abb. 5) Sm–Nd-Alter von 256–271 Ma (Tab. 2a). Die Paragesteine gaben keine aussagekräftige Zeitinformation (Tab. 2a).
b) Darstellung der Rb–Sr-Gesamtgesteins-Analysen der Pegmatite von Piona (Lago di Como). Das Alter von 250 ± 4 Ma überlappt mit dem Zeitraum der Sm–Nd-Granatalter.

a) Isochron diagram showing the Sm–Nd results for all samples analysed from near Piona, Lago di Como. While one thin pegmatoid layer yielded an age of 241 ± 3 Ma, garnets from the > 10 m thick pegmatite from the shore outcrop (Fig. 5) gave Sm–Nd Grt–wr ages of between 256 and 271 Ma (Tab. 2a).
b) Rb–Sr wr data for pegmatites from Piona (Lago di Como), plotted in an isochron diagram. The 250 ± 4 Ma trend line is within the range of the Sm–Nd ages for garnet.

magnetische und deutlich Sr-reichere Hellglimmer-Fraktion des gleichen Pegmatits wird durch „Störung“ des Rb–Sr-Systems im Zuge überprägender/deuterischer Prozesse erklärt. Das könnte etwa auf „externe“ Sr-Zufuhr via zirkulierende Fluide im Zuge der letzten, grünschieferfaziellen Überprägung des Kristallins verursacht worden sein.

Die Gesamtgesteinsanalysen der drei Pegmatite wurden getrennt in einem Rb–Sr-Isochronendiagramm (Abb. 6b) dargestellt. Die Datenpunkte für die beiden Pegmatite vom Laghetto die Piona liegen (bei deutlich unterschiedlichem Rb/Sr-Verhältnis) auf einer Regressionslinie entsprechend einem Alter von 250 ± 4 Ma und einem Sr-Isotopen-Initialwert von 0,7176 ± 0,0007. Der Datenpunkt des isolierten Pegmatoids 04T52CO liegt etwas unter dieser Trendlinie, beeinflusst den gerechneten Alterswert aber nur minimal (t = 251 Ma für n = 3). Auch dieses Ergebnis bestätigt die ziemlich homogene, aber dennoch „lokale“ Natur krustaler pegmatoider Schmelzen (man beachte, dass der Datenpunkt für die Glimmerschieferprobe – das Modell für das Ausgangsgestein, aus dem die pegmatoiden Schmelzen entstehen – deutlich über der Regressionslinie von 250 Ma liegt), es unterstützt andererseits aber auch die Ergebnisse der Sm–Nd-Geochronologie von Granat.

Außergewöhnliche Pegmatit-Granate der südlichen Koralpe (Steiermark): Sm–Nd-Systematik, Alterszonierung und Dauer der Pegmatitbildung

Das Koralpenkristallin, östlichster N–S streichender Gebirgszug der Ostalpen, ist besonders reich an Pegmatiten. Bisherige Datierungen lassen vermuten, dass wohl die meisten dieser oft recht kleinräumigen Pegmatit-Vorkommen zur permo-triadischen Generation zählen dürften. Auch die bekannten Spodumen-Pegmatite der Weinebene (Göd, 1989) zählen zu dieser Altersgruppe; sie wurden von Heede (1997) durch ein U–Pb-Zirkonalter von 240 ± 1,5 Ma (oberer Durchstichpunkt der Discordia) als mitteltriadisch datiert, womit auch ein Mindestalter für die Bildung der Li-Lagerstätte festgelegt ist (vgl. Thöni & Miller, 2000; Keyser et al., 2023). Basisinformationen zur ostalpenweiten Verbreitung, Genese und den möglichen Bildungsbedingungen pegmatoider Schmelzen i. A. wurden kürzlich in den umfassenden Studien von Knoll et al. (2018, 2023) und Schuster et al. (2019) dargestellt.

Die Sm–Nd-Daten an Pegmatit-Granat, die in der vorliegenden Arbeit (Tab. 3, Abb. 7–10) diskutiert werden, stammen von der Lokalität Wirtbartl, gut 12 km westlich Schwanberg in der südöstlichen Koralpe gelegen – eine besonders intensiv von Pegmatiten „durchtränkte“ Zone (Beck-Mannagetta et al., 1991; Habler et al., 2007). Das südliche Koralpenkristallin wurde in kretazischer Zeit unter P–T-Bedingungen von ca. 600–700 °C und einem Mindestdruck von ca. 1,5 GPa eklogitfaziell überprägt (Tenczer & Stüwe, 2003); die maximalen P–T-Bedingungen, die aus der Analyse von für dieses Gebiet ebenfalls typischen Eklogite s. str. abgeleitet wurden, liegen jedoch noch deutlich höher, bei ca. 730 °C/2,5 GPa (Miller et al., 2005). Das Hauptziel des vorliegenden Beitrages ist, mit den neuen Sm–Nd-Analysen, und in Ergänzung zu den in Habler et al. (2007) diskutierten Ergebnissen, insbesondere den Aspekt der Zeitdauer der Granatbildung näher zu beleuchten. Das Probenmaterial ist dafür u.a. speziell deswegen gut geeignet, weil die hypidiomorphen Granate in mehreren Pegmatitproben Größen von > 1 cm erreichen (Abb. 7–9), vor allem aber, weil sie außergewöhnlich hohe Sm/Nd-Verhältnisse aufweisen (Tab. 3). Diese im Sm–Nd-System eher selten gegebene und für die geochronologische Analytik vorteilhafte geochemische Voraussetzung ermöglicht eine gute korninterne (kristallinterne) Darstellung der Alterszonierung mit konventionellen Bulk-Analysemethoden, da in solchen Fällen auch die Variation des radiogenen Isotopenverhältnisses ($^{143}Nd/^{144}Nd$; „Alter“) in verschiedenen Korndomänen besser auflösbar wird.

Sample	*Sm, ppm*	*Nd, ppm*	*$^{147}Sm/^{144}Nd$*	*$^{143}Nd/^{144}Nd$*	*$\pm 2\sigma_m$*	*Grt–wr age*	*ε(t)Nd*	*FeO, MnO *)*
new data								
WBK1 Grt bulk (0,16–0,45) 1MF	1,745	0,116	9,154205	0,526726	0,000016	247,3 ± 2,5	-8,0	30,47 / 10,43
2MF	2,079	1,088	1,154799	0,513771	0,000005	246,5 ± 3,2	-8,0	30,15 / 11,03
3MF	1,269	0,144	5,354228	0,520434	0,000009	243,2 ± 2,5	-8,0	30,75 / 9,82
4MF	1,468	0,120	7,433202	0,523685	0,000007	242,0 ± 2,4	-8,0	30,59 /10,28
5MF	1,461	0,157	5,652797	0,520894	0,000008	242,8 ± 2,5	-8,0	31,58 / 9,17
						244,7 ± 5,2 (n = 6)		
WBK1 Grt xx-2 2MF R (H_2SO_4)	2,029	0,127	9,714540	0,528083	0,000008	254,6 ± 2,6	-8,0	
data from: Habler et al. (2007)								
WBK1 Grt-1, bulk (0,16–0,45)	1,608	0,120	8,147944	0,525095	0,000013	247,3 ± 2,5	-8,0	
WBK1 Grt xx-1 < 0,15	2,227	1,739	0,774357	0,513145	0,000018	243,3 ± 5,9	-8,0	
WBK1 Grt xx-1 (0,16–0,42)	1,937	0,140	8,410247	0,525589	0,000019	248,6 ± 2,5	-8,0	
WBK1 Grt xx-2/1 (0,16–0,42)	2,222	0,141	9,563646	0,527787	0,000010	253,8 ± 2,5	-8,0	
WBK1 Grt xx-2/2 (0,16–0,42)	2,242	0,140	9,748989	0,528157	0,000013	254,8 ± 2,6	-8,0	
WBK1 wr	2,072	6,120	0,204656	0,512237	0,000006			

xx = single crystal; MF = magnetic fraction; R = residual garnet fraction; L = leachate.
*) mean values for 10 spots/grains.

Tab. 3.
Sm–Nd-Daten für verschiedene Granatfraktionen der Meta-Pegmatit-Probe WBK1, Lokalität Wirtbartl, südliche Koralpe.
Sm–Nd data for different garnet fractions of meta-pegmatite sample WBK1, locality Wirtbartl, southern Koralpe.

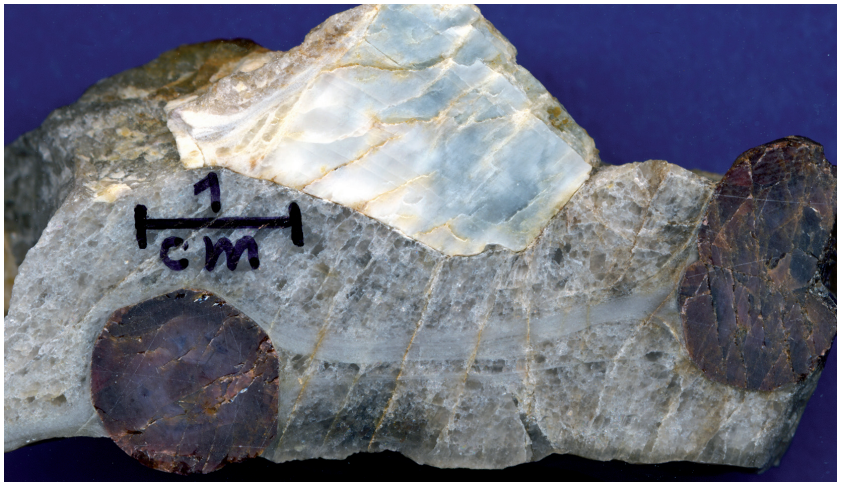


Abb. 7.
Polierter Anschliff von Probe WBK1, Wirtbartl (S Koralpe). Der mylonitisierte Pegmatit zeigt neben einem Feldspat-Klasten zwei cm-große, zonierte, hypidiomorphe Granatkristalle, die von feinkörnigen mylonitischen Quarzlagen „umflossen“ werden.

Polished specimen of sample WBK1, Wirtbartl (S Koralpe). Apart from a large feldspar porphyroclast, the mylonitized pegmatite shows two cm-sized, zoned, hypidiomorphic garnet crystals, set in a fine-grained, variously mylonitized quartz texture.

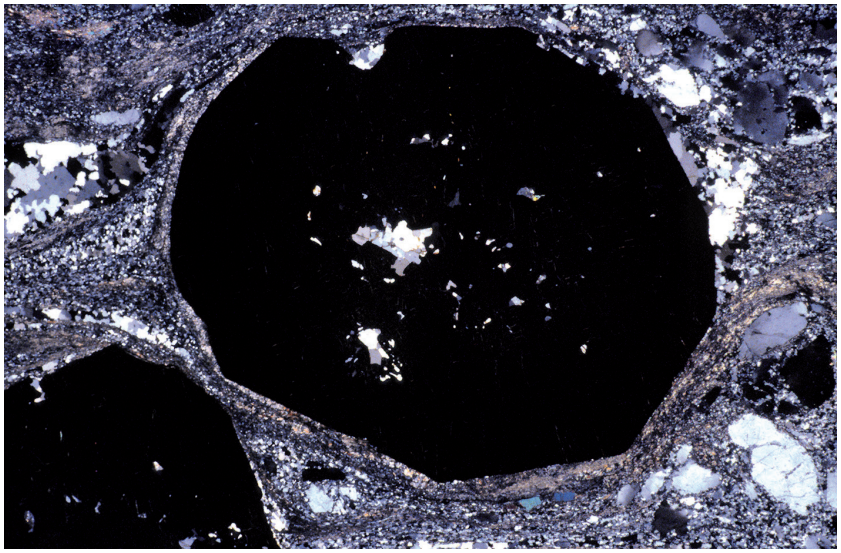


Abb. 8.
Dünnschliffbild (gekreuzte Polarisatoren) eines ca. 1 cm großen, hypidiomorphen Granatporphyroklasten aus Probe 04T25K (Wirtbartl), mit einschlussreichem Kern (vorwiegend Quarz) und einschlussarmem Randbereich in einer mylonitischen Matrix aus Quarz (± Feldspat) und ummantelt von feinkörnigem Kyanit. Diese Granate gaben ein Primäralter von 239,4 ± 1,5 Ma, bei extrem hohen $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnissen (bis 9,77) (Habler et al., 2007). Bildlänge: ca. 17 mm.

Thin section microphotograph (crossed Nic.) showing a cm-sized, hypidiomorphic garnet porphyroclast of sample 04T25K, with inclusion-rich core (mainly quartz) and an inclusion-poor rim domain, set in a matrix of quartz (± feldspar) and coated by fine-grained kyanite. These garnets gave a Sm–Nd age of 239.4 ±1.5 Ma, at extremely high $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratios (up to 9.77) (Habler et al., 2007). Length of picture: c. 17 mm.

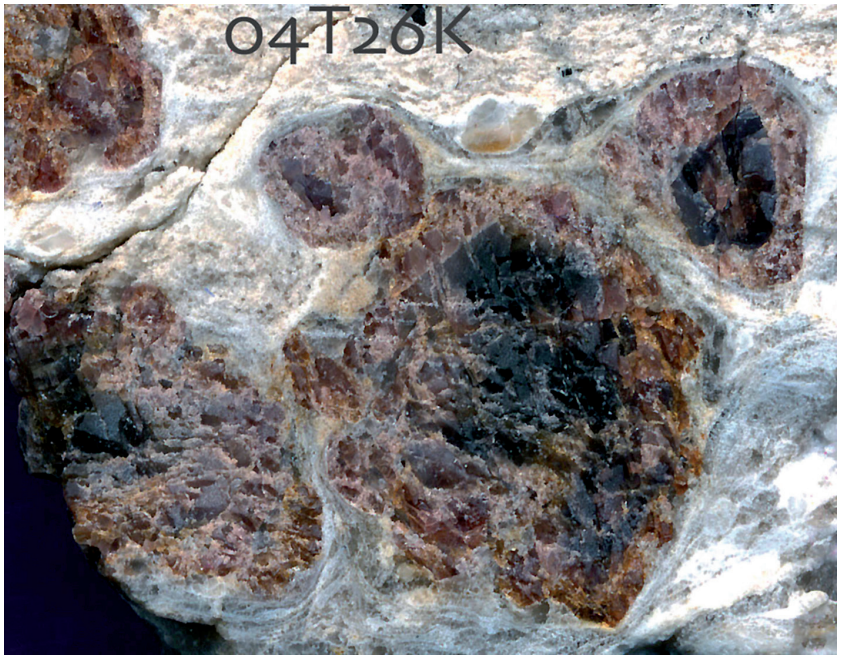


Abb. 9.
Unpolierte Schnittfläche von Meta-Pegmatit 04T26K (Lokalität Wirtbartl). Bis cm-große Granatkristalle mit dunklen bis schwarzen Kerndomänen und breiten rosa Rändern werden von einer mylonitisierten Quarz-Feldspat-Matrix (und etwas Turmalin) „umflossen“. Die dunklen Kernbereiche sind sehr reich an Mikroeinschlüssen (meist < 5 µ, aus Xenotim, Apatit, Zirkon, Korund, Ilmenit) und geben ein Sm–Nd-Alter von 251,3 ± 7,2 Ma, während die rosa Randzonen ein deutlich jüngeres Alter von 229,2 ± 3,2 Ma aufweisen. Erstaunlich ist, dass im Übergangsbereich Kern–Rand keinerlei Hiatus im Verlauf des Hauptelement-Profils zu bemerken ist! (siehe Thöni et al., 2008a: Figs. 6, 8). Bildlänge: ca. 2 cm.

Unpolished cutting surface of meta-pegmatite 04T26K (locality Wirtbartl). Up to cm-sized garnet crystals with dark to black cores and broad pink rim domains are embedded in a mylonitic quartz-feldspar-rich matrix (with few tourmaline grains). The dark cores are riddeled with tiny micro-inclusions (< 5 µ; of xenotime, apatite, zircon, corundum, ilmenite); they gave a Sm–Nd age of 251.3 ± 7.2 Ma, whereas the pink rim domains yielded a much younger age of 229.2 ± 3.2 Ma. Surprisingly, the major element profile does not show any hiatus at the core-to-rim transition! (see Thöni et al., 2008a: Figs. 6, 8). Length of picture: c. 2 cm.

Einzelkristalle und Magnetfraktionen

Tabelle 3 führt insgesamt 12 Sm–Nd-Ergebnisse an verschiedenen Fraktionen der Pegmatitprobe WBK1 (deren ursprüngliches Probengewicht etwa bei 4 kg lag) auf. Sechs der Analysen sind neu, während sechs weitere Werte der Publikation von Habler et al. (2007) entnommen sind. Zehn von diesen zwölf Analysen wurden an handgepickten Kornkonzentraten der Almandin-Spessartin-rei-

chen Granate durchgeführt. Alle Einzelalter in Tabelle 3 (Zweipunktisochronen; Spalte 7) wurden relativ zum Datenpunkt des Gesamtgesteins (wr, whole rock) gerechnet. Um Vergleiche und interne Korrelationen innerhalb der Probenserie besser beurteilen zu können, wurden alle Datenpunkte von WBK1 auch in einem einzigen Isochronendiagramm dargestellt (Abb. 10a).

Aus allgemeiner isotopengeochemischer Sicht fallen in Tabelle 3 bzw. auf Abbildung 10a, b zuerst die hohen Sm/Nd-Verhältnisse der Probenserie auf: Neun von zehn der handgepickten Granatfraktionen weisen ein $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnis von > 5 auf. Dies, obwohl nur in einem einzigen Fall (Grt xx-2 2MF R) ein Säure-Leaching-Experiment durchgeführt wurde.

Die höchsten P/D-Verhältnisse ($^{147}Sm/^{144}Nd$) in Probe WBK1 weisen Kornfraktionen auf, die aus jeweils etwa 1 cm großen Einzelkristallen (xx) gewonnen wurden. Grt xx-1 und Grt xx-2 repräsentieren 1–1,3 cm große, hypidiomorphe Granate, die aus der Matrix gelöst und separat gereinigt, abradiert und aufbereitet wurden (vgl. Abb. 7). Es ist weiters auffällig, dass alle Sm–Nd-Analysen mit sehr hohen P/D-Verhältnissen (> 9,5) von handgepickten Separaten aus der relativ grobkörnigen Siebfraktion (0,16–0,42/0,45 mm) stammen. Diese $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnisse mit Werten > 9,5 zählen zu den höchsten bekannten natürlichen, konventionell mit ID-TIMS bestimmten Sm/Nd-Verhältnissen weltweit. Interessanterweise geben diese Granatfraktionen mit den höchsten P/D-Verhältnissen auch die höchsten Alterswerte (Tab. 3). Während das Ergebnis der Kornfraktion des Einzelkristalls WBK1 Grt xx-1 mit 248,6 ± 2,5 Ma noch die Fehlerbalken des „Bulk Granats“ und der Magnetfraktionen aus der Gesamtprobe überschneidet, geben die drei Fraktionen eines zweiten Einzelkristalls (WBK1 Grt xx-2/1, xx-2/2 und xx-2 2MF R) idente, aber außerhalb der analytischen Fehler signifikant höhere Einzelalter (Zweipunktisochronen) mit Werten von 253,8 ± 2,5, 254,6 ± 2,6 und 254,8 ± 2,6 Ma. Das mittlere Regressionsalter (relativ zum wr) liegt für diesen Kristall somit bei 254,4 ± 1,5 Ma, bei einem perfekten Fit der vier Datenpunkte (MSWD = 0,15) (Abb. 10b).

Eine aus dem Gesamt-Siebgut der gleichen Korngröße (0,16–0,45 mm) der Probe WBK1 gewonnene „Bulk-Granat-Fraktion“ (WBK1 Grt-1 Bulk, Tab. 3) weist mit einem Wert von ca. 8,15 ebenfalls ein sehr hohes, wenngleich etwas niedrigeres $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnis im Vergleich zu jenen der Einzelkristalle auf. Mit dem Gesamtgestein (wr) gerechnet, gibt diese Granatfraktion einen Zweipunktisochronen-Alterswert von 247,3 ± 2,5 Ma (εtNd = -8). Auch das unreine Siebgut der zugehörigen Feinkornfraktion < 0,15 mm fällt statistisch auf diese Regressionslinie; gemeinsam geben die drei Datenpunkte ein „mittleres Granatalter“ von 247,9 ± 1,8 Ma (MSWD = 0,5; εtNd = -8). Dieser Alterswert würde – ohne Kenntnis/Berücksichtigung der restlichen Ergebnisse – nach üblichen (auf Mindestauf-

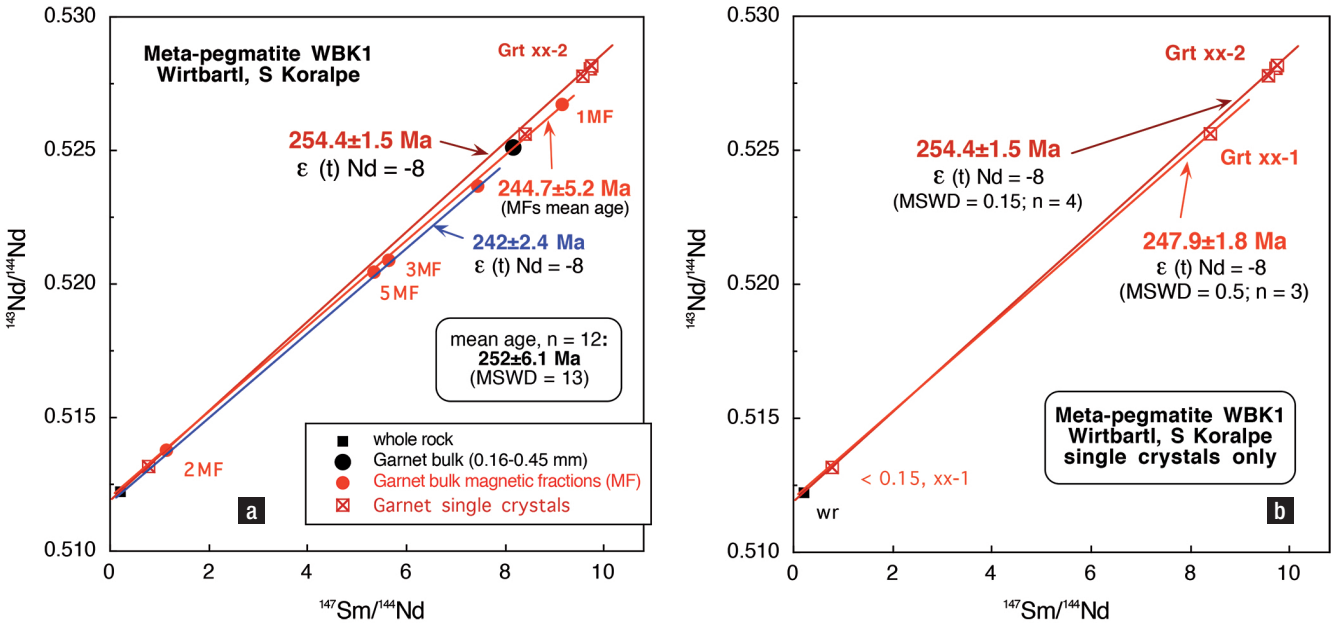


Abb. 10.
a) Der Sm–Nd-Isochronen-Plot zeigt alle Analysen der Meta-Pegmatitprobe WBK1 (Wirtbartl, Koralpe; Tab. 3). Das höchste Alter gab ein cm-großer Granat-Einzelkristall (Grt xx-2) mit reproduzierbaren Werten (drei Analysen) und einem Mittelwert von 254,4 ± 1,5 Ma (εtNd = -8). Dieser Kristall zeigt zugleich die höchsten (und ziemlich gut reproduzierbare) $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnisse (9,56–9,75; Tab. 3). Die fünf Magnetfraktionen (MF) aus dem Gesamt-Brech-/Siebgut (Bulk) geben ein „mittleres Granatalter“ für die Probe von 244,7 ± 5,2 Ma, wobei der jüngste errechnete Alterswert dieser MF-Reihe bei 242 ± 2,4 Ma liegt. Aus dem gesamten Datenset lässt sich, unter Einbeziehung der analytischen Unsicherheiten, ein Wachstumszeitraum für die Granatbildung in WBK1 von 13 bis max. 17 Millionen Jahren errechnen.
b) Die Ergebnisse an zwei Granat-Einzelkristallen aus Meta-Pegmatit WBK1 sollen (i) die außergewöhnlich starke Fraktionierung im Sm–Nd-System und (ii) reale Zeitunterschiede im Kristallisationsablauf des „Magmas“ aufzeigen. Die beiden Altersergebnisse von 254,4 ± 1,5 Ma (Grt xx-2) und 247,9 ± 1,8 Ma (Grt xx-1) sind signifikant (außerhalb der Fehler) verschieden.

a) Sm–Nd isochron diagram showing all analyses for meta-pegmatite sample WBK1 (Wirtbartl, Koralpe; Tab. 3) in one single plot. A cm-sized single crystal (Grt xx-2) gave the oldest age of 254.4 ± 1.5 Ma. This crystal also shows the highest (and fairly well reproducible) $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratios of 9.56–9.75 (Tab. 3). The five magnetic fractions (MF) separated from the whole sieve fraction of the sample give a “mean garnet age” of 244.7 ± 5.2 Ma, whereas the lowest value of this sequence is 242 ± 2.4 Ma. Including the analytical uncertainties, a time span of c. 13–17 Ma may be calculated from the whole data set for garnet growth in sample WBK1.
b) The results for two single crystals of meta-pegmatite WBK1 demonstrate (i) extreme fractionation in the Sm–Nd isotope system and (ii) existing real small-scale time differences in the magmatic crystallisation history. The two ages of 254.4 ± 1.5 Ma (Grt xx-2) and 247.9 ± 1.8 Ma (Grt xx-1) are clearly different outside analytical uncertainties.

wand ausgerichteten) Verfahren in der geochronologischen Routine-Analytik wohl als jenes Ergebnis eingestuft, das als zeitlich relevant, eben als „Granatalter der Probe" gälte und somit die zeitrelevante geologische Aussage trüge.

Einblick in die Alterszonierung mittels Magnetfraktionen

Um die oben dargelegte Variation der Altersergebnisse im Korn-/Handstück- bzw. im Aufschlussbereich (siehe HABLER et al., 2007) weiter aufzuklären und so einen besseren Einblick in den Kristallisationsablauf, d.h. die Zeitdauer der Granatbildung für die Pegmatit bildende Phase insgesamt zu bekommen, wurde in einem weiteren Arbeitsschritt die Granatfraktion aus der Korn-/Siebfraktion 0,16–0,45 mm des *gesamten Brechgutes* von Probe WBK1 extrahiert, der Granat weiter angereichert, mit Aceton gewaschen, und schließlich wurde das finale Konzentrat am Frantz-Magnetscheider in fünf kontinuierliche Magnetfraktionen aufgesplittet; handgepickte Reinstseparate aus diesen Magnetfraktionen wurden als Einzelproben analysiert.

Die Sm–Nd-Ergebnisse dieser fünf Magnetfraktionen mit der Bezeichnung „WBK1 Grt bulk (0,16–0,45) 1MF" etc. bis „… 5MF" sind im oberen Teil von Tabelle 3 aufgelistet; Spalte 9 dieser Tabelle gibt zusätzliche Informationen zur FeO- und MnO-Verteilung, wie sie in den Körnerpräparaten der jeweiligen für das Handpicking verwendeten Magnetfraktionen an der Mikrosonde statistisch erfasst wurden. Diese Werte zeigen, dass der FeO-Gehalt von der kernnahen Fraktion (1MF) mit 30,47 % auf 31,58 % in der randnahen Fraktion (5MF) zunimmt, allerdings erkennbar schwankend, während der MnO-Gehalt in die gleiche Richtung von 10,43 % auf 9,17 % abnimmt. Obwohl aus den In-situ-Untersuchungen (im Dünnschliff, an der Mikrosonde) hervorgeht, dass die Fe-Mn-reichen Granatkristalle im Aufschlussbereich Wirtbartl eine zwar unterschiedliche, aber relativ homogene Hauptelementverteilung aufweisen (HABLER et al., 2007), ist aus den Isotopenanalysen der Magnet-Kornfraktionen eine Kern-Rand-Alterszonierung in Granat klar erkennbar. Betrachten wir die Spurenelement-Konzentrationen bzw. die P/D-Verhältnisse in Tabelle 3 genauer, so fällt sofort die Fraktion 2MF auf: Sie weist bei einem vergleichsweise niedrigen $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnis (von 1,15) mit 1,09 ppm einen Nd-Gehalt auf, der um nahezu eine Größenordnung höher liegt als jene der anderen vier Fraktionen. Das weist auf eine schwere „Kontamination" des Körnerpräparats mit SEE-reichen Mikro-Einschlüssen hin, vermutlich vorwiegend Xenotim. Xenotim ist das einzige SEE-reiche Akzessorium, das selber auch relativ hohe Sm/Nd-Verhältnisse aufweisen kann. Sm–Nd-Analysen an Xenotim-Einzelkristallen von anderen Pegmatitvorkommen der südlichen Koralpe ergaben relativ konstante und hohe $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnisse um 0,8–1,1, bei Nd-Gehalten von ca. 1.000–7.000 ppm für dieses Mineral (THÖNI et al., 2008a). Möglicherweise bilden die Nd-reichen Einschlüsse im vorliegenden Fall eine Art „Reaktionshof" um die erste Wachstumszone der Granatkerne (vgl. Abb. 7–9), denn es ist auffällig, dass die anderen analysierten Magnetfraktionen der Probe nichts Vergleichbares zeigen, und die Kornfraktion 2MF bei der Separation in Bezug auf optische Klarheit keine auffallenden Unterschiede aufwies. HABLER et al. (2007) konnten zeigen, dass gerade Xenotim in manchen Granatkörnern dieses Aufschlussbereiches in Form von winzigsten, oft nur wenige Mikrometer großen Einschlüssen zahlreich vorhanden ist.

Tabelle 3 zeigt, dass die Zweipunkt-Isochronenalterswerte für Grt–wr dieser fünf Magnetfraktionen von 247,3 ± 2,5 Ma (1MF) auf 242,8 ± 2,5 (5MF) bzw. 242,0 ± 2,4 Ma (4MF) abnehmen (wobei die Fraktionen 3MF–5MF allerdings innerhalb der angegebenen Fehlergrenzen nicht unterscheidbare Alter aufweisen). Während also die Spurenelementverteilung (etwa für Sm) keiner sehr regelmäßigen kristallinternen Systematik folgt, kann, unter Einbeziehung der analytischen Fehler, aus dem gesamten Datenset für die fünf Magnetfraktionen aus dem Bulk (Gesamt-Brechgut der Probe WBK1) eine Zeitdauer für die Granatkristallisation von 10,2 Millionen Jahren errechnet werden; bei der gegebenen Kristallgröße (und bei kontinuierlichem Mineralwachstum) entspräche dieser Zeitraum einer Granat-Wachtumsrate von ca. 1 mm/Ma. Berücksichtigt man jedoch zusätzlich die ältesten Alterswerte von 254,8 ± 2,6 Ma aus separaten Einzelkristalldomänen (Tab. 3), kann ein maximaler Zeitraum von 17,8 Millionen Jahren (257,4–239,6 Ma B.P.) für die Granatbildung in Probe WBK1 errechnet werden.

Dauer der Pegmatit bildenden Phase

Drei weitere Proben des *Aufschlussbereiches* Wirtbartl hatten zusätzliche, z.T. überraschende Ergebnisse geliefert (HABLER et al., 2007; BESTMANN et al., 2008; THÖNI et al., 2008a). Ein Pegmatitgneis (WBK2) von einem nahen benachbarten Aufschluss zur WBK1-Lokalität ergab ein Grt–wr Sm–Nd-Alter von 247,1 ± 2,6 Ma, bei einem gleichermaßen sehr hohen $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnis für Granat von 6,17. Die Pegmatitprobe 04T25K, die eine ähnliche Sm–Nd-Charakteristik wie WBK1 und insgesamt mit $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 9,766 den höchsten Wert für das P/D-Verhältnis aller analysierten Granat-Fraktionen dieses Vorkommens aufweist, ergab für eine über drei Magnetfraktionen eines 1 cm großen Granat-Einzelkristalls (und Gesamtgesteinsdatenpunkt) errechnete Best-Fit-Isochrone von 239,4 ± 1,5 Ma (HABLER et al., 2007).

Eine Besonderheit stellt der Turmalin führende Meta-Pegmatit 04T26K dar (ca. 30 m NW der Lokalität von 04T25K geschlagen). Die Probe weist einerseits Ähnlichkeiten mit den bisher beschriebenen Pegmatiten der Lokalität Wirtbartl auf, zugleich bestehen aber auch auffallende Unterschiede. Die bis knapp 1,5 cm großen, teilweise hypidiomorphen Granatkristalle, die in eine mylonitisierte Matrix aus Feldspat, Muskovit und Kyanit eingebettet sind, weisen makroskopisch tief dunkle, manchmal fast schwarze Kerne auf, um die sich mm-dicke rosa Ränder legen (Abb. 9). Die Zone zwischen Kern und Rand ist durch zahlreiche Quarz-Einschlüsse gekennzeichnet. Aus Pegmatit 04T26K wurden Kern und Rand eines Granat-Großkristalls mechanisch isoliert und für die Sm–Nd-Analyse vorbereitet (handpicking). Es war jedoch klar, dass in diesem speziellen Fall optisch zufriedenstellend reine (= einschlussfreie) Separate nicht zu erhalten sein würden. Aus diesem Grund wurden (neben unbehandelten Körnerpräparaten) für Kern- und Rand-Fraktion Leaching-Experimente sowohl mit heißer H_2SO_4 als auch mit HCl durchgeführt. Detaillierte Untersuchungen, z.B. mittels BSE, Raman-Mikrospektroskopie u.a., hatten nämlich ergeben, dass vor allem die dunklen Kernbereiche der Granate zahlreiche, nur wenige Mikrometer große Einschlüsse von Xenotim, Apatit, Zirkon, Rutil aufweisen und außerdem auch durch größere (10–50 Mikrometer) Einschlüsse, etwa in Form spezieller „Einschlusszüge" oder entlang kristallinterner Deforma-

tionszonen, gekennzeichnet sind (THÖNI et al., 2008a). Diese lokalen, aber markanten kristallinternen Deformationsdomänen (Scherzonen) sind durch ein sehr feinkörniges Granulat von „rekristallisiertem" Granat charakterisiert (BESTMANN et al., 2008). Generell sind die Ränder in diesen Granatkristallen jedoch viel einschlussärmer, verglichen mit den dunklen Kernbereichen. Erstaunlich jedoch ist, dass im Übergangsbereich Kern–Rand des Granats von 04T26K kein markanter Sprung in der Hauptelementzusammensetzung zu beobachten ist (vgl. Fig. 6a–c in THÖNI et al., 2008a). Dieses Faktum ist umso überraschender, da zwischen Kern- und Randbereich des Granatkristalls ein signifikanter Altersunterschied besteht! Wie aus Tabelle 3 und Figure 8f in THÖNI et al. (2008a) ersichtlich, ergeben die fünf aus den dunklen, einschlussreichen Granatkernen analysierten Fraktionen ein Sm–Nd-Alter von 251,3 ± 7,2 Ma (εtNd = -7; MSWD = 3,2), während vier Fraktionen aus den viel einschlussärmeren rosa Rändern einen Alterswert von 229,2 ± 3,2 Ma lieferten (εtNd = -7,9; MSWD = 2,7). Auffallend ist zudem, dass sowohl die einschlussreichen Kernbereiche als auch der einschlussarme Rand hohe $^{147}Sm/^{144}Nd$-Werte (von 3,5 bzw. nahe 4) erreichen. Es scheint, dass in diesem Fall mit einem längeren „Stillstand" der Kristallisation zwischen Kern- und Randbildung des Granats gerechnet werden muss. Das Alter von 251 Ma für den Granatkern fügt sich einerseits gut in die Reihe der oben diskutierten Proben ein, zugleich zählt aber der Alterswert von 229 Ma zu den jüngsten bisher bekannten Granataltern des permo-triadischen Ereignisses insgesamt. Ein noch etwas jüngeres Granatalter (225,1 ± 2,7 Ma) ist für einen Pegmatit nahe Koralm-Haus (Koralpengipfel) bekannt (THÖNI & MILLER, 2000).

Obwohl also in den analysierten Kornfraktionen von Granat 04T26K SEE-reiche Einschlüsse wie Xenotim, Apatit etc. mit hoher Wahrscheinlichkeit eine Rolle spielen (denn es ist unwahrscheinlich, dass bei der gegebenen Größe der zahlreichen Einschlüsse von wenigen Mikrometern diese durch das Leaching-Experiment vollständig eliminiert werden konnten – was bedeuten würde, dass wohl auch die Grt-Residuale noch einschlussbehaftet sind), scheinen diese „Kontaminanten" keinen fassbaren altersverfälschenden Effekt zu produzieren. Daraus ist zu schließen, dass die im Granat eingeschlossenen SEE-reichen Akzessorien entweder kogenetisch mit dem Wirtsmineral gebildet wurden, oder aber im Zuge des Pegmatit bildenden Ereignisses bezüglich ihrer Nd-Isotopie vollständig equilibriert wurden. Dass insgesamt Effekte der kretazischen eklogitfaziellen Überprägung/Verjüngung, wie z.B. penetrative lokale mikrostrukturelle (Über-)Prägung, etwa in Form der korninternen Scherzonen in Granat 04T26K (BESTMANN et al., 2008), die diskutierten triadischen Alterswerte der magmatischen Granatdomänen beeinflusst haben könnten, kann aus den Isotopendaten selbst nahezu ausgeschlossen werden. So liegt etwa die ungereinigte Siebfraktion WBK1 < 0,15 mm für Granatkristall xx-1 mit einem Einzelalter von 243,3 ± 5,9 Ma (Tab. 3) noch auf der gleichen Isochrone, die durch Gesamtgestein und die (grobkörnige) Granatfraktion des Bulk definiert wird (247,9 ± 1,8 Ma; MSWD = 0,5 für n = 3). Das belegt, dass selbst dieses feinkörnige Material, für das wohl am ehesten messbare Effekte der eklogitfaziellen kretazischen Überprägung vermutet werden könnten, keine signifikant verjüngten Anteile (bezogen auf das Sm–Nd-System) enthält.

Permischer Magmatismus: Sm–Nd-Daten permischer Intrusiva

Neben der weiträumigen Pegmatitbildung ist die permo-triadische Zeit in Ostalpin und Südalpin durch rege magmatische Tätigkeit (Plutonismus und Vulkanismus) gekennzeichnet. Beispiele sind der Intrusivkomplex von Eisenkappel (z.B. MILLER et al., 2011), die Bozner „Quarzporphyre" (MAROCCHI et al., 2008), das Brixner „Granitmassiv" (BORSI et al., 1972), oder auch verschiedene Intrusivgesteine in ostalpinen Einheiten des oststeirischen Randgebirges (Wechselgebiet; TOLLMANN, 1977).

Brixner Granodiorit – Kontaktzone (Italien)

Der Brixner Granodiorit ist auf Basis von Rb–Sr-Gesamtgesteinsanalysen als oberkarbone bis unterpermische Intrusion einzustufen (BORSI et al., 1972; vgl. ZANCHETTA et al., 2024). Die nördliche Randzone dieses Plutons (Lokalität B2.3 auf Abb. 1) wurde von THÖNY (2008) u.a. auch mit dem Ziel der Altersbestimmung beprobt. Tabelle 4 zeigt vier Sm–Nd-Analysen von Gesamtgesteinen und Granatseparaten aus dieser kontaktmetamorphen Zone am Nordrand des Plutons im Eisacktal (vgl. THÖNY et al., 2008). Die Zweipunktisochronen für Grt–wr, einer Probe aus dem Granodiorit (GrA) und eines Pegmatits (SK2), gaben konkordante Sm–Nd-Alter von 280,1 ± 2,9 und 280,6 ± 2,9 Ma, bei initialen εtNd-Werten von -7 bzw. -7,1. Diese Ergebnisse sind von seltener (methodisch-analytischer) Robustheit, sie datieren unmittelbar die Zeit der Granatbildung im Zuge der Kontaktmetamorphose. Die Intrusion des Brixner Plutons sollte nach diesen Daten also um die Zeit 280 ± 3 Ma nahezu abgeschlossen sein. Die Besonderheit an der Sm–Nd-Systematik des Materials liegt darin, dass außergewöhnlich hohe Nd-Gehalte (16,52 ppm Nd in Grt von Probe GrA, siehe Tabelle 4) mit hohen/sehr hohen Sm/Nd-Verhältnissen korrelieren (Abb. 16c, d) – eine Seltenheit im Sm–Nd-System, die jedoch das Potenzial dieser Methode für granitische Systeme unterstreicht!

Olivin-Gabbro von Kirchschlag/Wechsel (Niederösterreich)

Metagabbroide Intrusionen im Grobgneis des unterostalpinen Wechsel-Deckensystems zeigen teilweise sehr gute Erhaltung des primären, magmatischen Mineralbestandes. Olivin führende Gabbros stellen jedoch eher eine Seltenheit dar (Birkfeld, Kirchschlag). Ihre magmatischen Entstehungsbedingungen lagen bei > 800 °C bei 0,4 GPa, die der alpinen Überprägung wurden mit ca. 520 °C bei 1,1 GPa bestimmt (KOLLER et al., 2002).

Tabelle 4 zeigt Sm–Nd-Analysen für Plagioklas (Pl), Pyroxen (Px), das Gesamtgestein (wr) und für grüne Hornblende eines Olivin-Gabbros (KSG41) von Kirchschlag/Wechsel (B2.4 in Abb. 1). Diese Hauptkomponenten liegen im Isochronendiagramm auf einer idealen Geraden, die einem Sm–Nd-Alter von 263,7 ± 7,8 Ma, bei einem leicht negativen initialen εtNd-Wert von -0,5, entspricht. Die Werte bleiben gleich, unabhängig davon, ob man die Analyse für die (weniger präzise bestimmte) grüne Hornblende in die Regressionskalkulation einbezieht (MSWD = 0,86 für n = 4) oder nicht (MSWD = 0,26 für n = 3). Das Alter dieses Olivin-Gabbros von 264 ± 8 Ma kann auf Grund des guten Erhaltungszustandes der magmatischen Paragenese als Intrusionsalter interpretiert werden und unterstreicht

Sample	*Sm, ppm*	*Nd, ppm*	*$^{147}Sm/^{144}Nd$*	*$^{143}Nd/^{144}Nd$*	*$\pm 2\sigma_m$*	*isochron age*	*ε(t)Nd*
a) Brixen pluton, N contact						*Grt-wr age*	
GrA wr (granite)	6,88	27,48	0,15123	0,512195	0,000003		
Grt	79,07	16,52	2,89607	0,517228	0,000004	280,1 ± 2,9	-7,0
SK2 wr (pegmatite)	3,42	9,54	0,21701	0,512310	0,000006		
Grt	50,63	5,85	5,24356	0,521544	0,000008	280,6 ± 2,9	-7,1
b) Kirchschlag Ol-gabbro							
KSG41 Plagioclase (Pl)	0,75	5,24	0,08643	0,512420	0,000004		
Pyroxene (Px)	8,85	23,04	0,23230	0,512672	0,000005	263,7 ± 7,8	
wr	2,71	10,91	0,15017	0,512528	0,000007	(MSWD: 0,26, n = 3)	-0,5
green hornblende	2,71	7,47	0,21935	0,512624	0,000041	(MSWD: 0,86, n = 4)	

Tab. 4.
Sm–Nd-Daten von permischen Intrusiva: a) Brixen Granodiorit/Kontaktzone und b) Kirchschlag Olivin-Gabbro.
Sm–Nd data of meta-igneous Permian rocks: a) Brixen granodiorite/contact, b) Ol-gabbro of Kirchschlag.

die weite Verbreitung des permischen Magmatismus. Sm–Nd-Analytik von Plagioklas-Klinopyroxen-Paaren (Pl-Cpx) aus nicht alterierten basischen Intrusivgesteinen kann als ein relativ „sicher funktionierendes" Instrument bezeichnet werden, um grundlegende Aussagen zu (i) Alter und (ii) geochemischer Natur/Herkunft des Protolith-Magmas zu machen. Das zeigen mehrere Beispiele aus gabbroiden Gesteinen der Ostalpen (Miller & Thöni, 1995; Miller et al., 2011). Wenngleich die Präzision solcher Pl-Cpx-Zweipunkt-Isochronen durch den eher geringen, aber immer vorhandenen, „spread" (Tab. 4) etwas eingeschränkt ist – ein gut interpretierbares Ergebnis von doppelter Aussagekraft ist mit hoher Sicherheit zu erwarten.

Südliche Ötztaler Alpen. Alte und neue Daten zur polyphasen Entwicklung und Überlegungen zu Exhumationsmodellen des Schneeberg–Texel-Komplexes (Italien)

Traditionell galt das Ötztal-Stubai-Kristallin, die „größte allochthone Kristallinscholle der Ostalpen" (Schmidt, 1965), als *Einheit* mit einer langen *gemeinsamen tektono-metamorphen Entwicklung.* Erst seitdem in den 1970er Jahren die geochronologische Erforschung eingesetzt hatte, und vor allem seit den 1990er Jahren, begann das Bild der einheitlichen Entwicklung dieses Kristallins zu wanken, und für manche schien letztlich die als Einheit interpretierte Kristallinplatte so dramatisch zu zerfallen (Schmid et al., 2004), dass neuerdings gar der Ruf nach „Re-Unification" laut wurde (Klug & Froitzheim, 2022). Zusammengehörendes sollte wieder zusammengefügt werden.

Historische Betrachtung

Großmaßstäblich betrachtet, trug zum „Bild der Einheit" besonders die so genannte „Schlingentektonik" bei: Verfaltungen der Gesteinsserien im Zehner Kilometer-Maßstab um steil bis saiger stehende Faltenachsen, deren Verlauf im Kartenbild vor allem durch markante „Leitlithologien" wie Orthogneislamellen, Amphibolite, Marmore, oder auch Glimmerschieferzüge innerhalb der monotonen Paragneismatrix sichtbar wird. Allerdings ist hier festzuhalten, dass gerade der Bereich des Kristallins südlich des Schneeberger Zuges, das Texelkristallin, in Hinblick auf seine genaue tektono-metamorphe Erforschung lange ein „weißer Fleck auf der Karte" blieb (vgl. Schmidt, 1965: Abb. 1). Erst relativ spät wurde erkannt, dass genau dieser Bereich die höchste Metamorphose, unter eklogitfaziellen Bedingungen, im Zuge der alpidischen Orogenese erfahren hatte (Thöni, 1983; Hoinkes et al., 1991).

Die frühe Feldforschung und Deutung der Geologie des südlichen Ötztalkristallins ist mit prominenten Namen wie Bruno Sander, Ciro Andreatta, Wilhelm Hammer und Oskar Schmidegg verbunden (Schmidegg, 1933, 1936, 1964). Auch noch relativ „spätere" Arbeiten, wie die genaue Beschreibung der Lithologien und vor allem die äußerst detaillierte Feldkartierung und Darstellung der tektonischen Verhältnisse am Westende des Schneeberger Zuges durch Helbig & Schmidt (1978: Tafel 1!) bleiben mustergültige Beispiele sorgfältigster Geländegeologie. Nicht verwunderlich, dass das Gebiet bis heute die Herzen und Gemüter der Geologen erregt, denn es beherbergt einige der spektakulärsten, in großartiger Hochgebirgslandschaft aufgeschlossenen Deformationsstrukturen des gesamten Alpenorogens. Wer an einem klaren Tag etwa vom oberen Pfossental auf die wie um steile „Schlingen" aufsteigenden Gipfel des Lodners, Schrottners, oder der Hohen Weißen blickt, ahnt warum...

Gerade bei Betrachtung der Westumrahmung des Schneeberger Zuges und der nordwestlichen Texelgruppe (Pfossental-Schnalstal-Ausgang; Teil des Naturparks „Texelgruppe") mag der Betrachter aus dem großräumigen Kartenbild den sicheren Eindruck gewinnen, dass bestimmte Lithologien, die, von Nord und West hereinziehend, eine ungestörte Verbindung südostwärts zu Gesteinszügen der Texelgruppe haben (vgl. Schmidegg, 1933, 1964: Tafel 1), jedenfalls nicht in späterer geologischer Zeit durch tektonische Prozesse zerschnitten worden sind.

Van Gool et al. (1987) waren bei vergleichenden Strukturuntersuchungen entlang eines W–E verlaufenden Profils im südlichen Ötztalkristallin (zwischen Reschensee und Texelgruppe) zum Schluss gekommen, dass die so genannte Schlingentektonik zwar polyphaser Natur sein müsse, der alpidische Anteil dieser Strukturprägung blieb in dieser Arbeit jedoch auch für den östlichen Teil des Profils (Pfossental) unbestimmt bzw. wurde von den Autoren für gering gehalten (van Gool et al., 1987). Wer nun aber mit Kenntnis und unter Berücksichtigung der neueren, seit etwa 1990 erarbeiteten petrologischen, struk-

turgeologischen und geochronologischen Forschungsergebnisse aus Texel- und Schneeberg-Komplex den Verlauf der Großstrukturen in diesem von SCHMIDEGG (1933) als „südliche Ötztaler Alpen“ bezeichneten Bereich betrachtet, kann wohl nicht umhin, stark zu mutmaßen, dass ein ansehnlicher Teil dieses spektakulären „Schlingenbaus“ – entgegen der lange vorherrschenden älteren Auffassung vom voralpidischen Alter der „Schlingentektonik“ – der alpidischen Deformation zuzuteilen ist (vgl. KRENN et al., 2011). Das würde bedeuten, dass voralpidisch bestehende, in der Amphibolit-Fazies (? oder höher) gebildete Strukturen im frühen bis fortgeschrittenen Stadium des kretazischen Metamorphose- und Exhumationsprozesses, also im hoch duktilen Deformationsfeld, intensiv wiederbetätigt/überprägt wurden, somit ein beachtlicher Teil des südlichen Ötztal-Stubai-Blocks eine dramatische alpidische Einengung/Verkürzung erfahren haben müsste. Ein Großteil dieser Verkürzung könnte im Zuge der Exhumation der eklogitfaziell/amphibolitfaziell geprägten Serien durch Deformation der frontalen, aber noch ausreichend warmen, daher plastisch verformbaren Bereiche der exhumierenden Platte durch großmaßstäbliche Verfaltung kompensiert worden sein, während innerhalb des Schneeberg–Texel-Extrusionskeils s. str. teilweise SE-Vergenz zu beobachten ist (Abb. 12, 13) (vgl. dazu SÖLVA et al., 2005a: Figs. 3, 10).

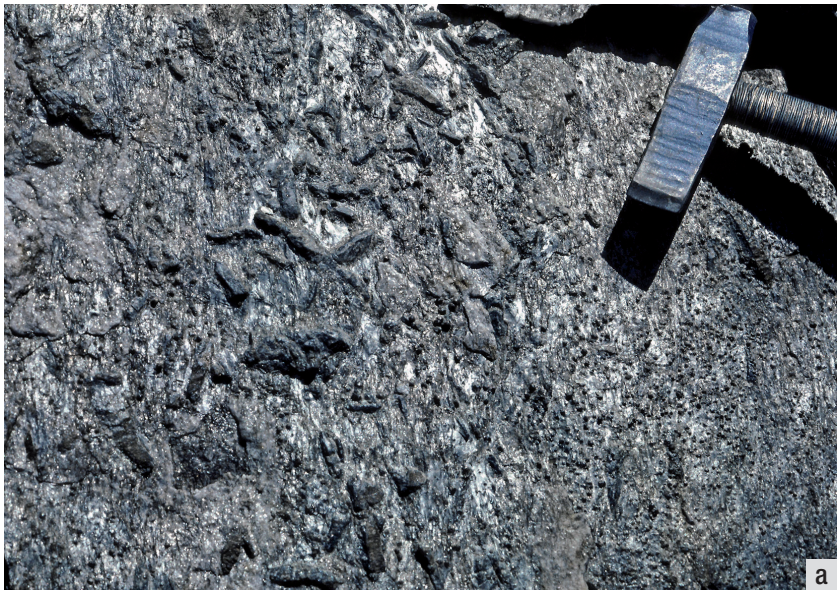
Eine solche Verkürzung des Kristallins durch starke interne Verformung bzw. eine erneute großmaßstäbliche Verfaltung ist für den Abschnitt des Ötztalkristallins nordwestlich des Eklogit führenden Texel-Bereiches nach dem Ende der Kreidezeit (≤ 70–60 Ma) kaum mehr denkbar (vgl. FÜGENSCHUH et al., 2000). Schon ab dem Paläogen herrschen vermutlich zu kühle und zu wenig duktile Verhältnisse, um das Kristallin noch großräumig deformieren zu können. Darauf weisen auch die zahlreichen publizierten Abkühlalter an Glimmern hin (z. B. THÖNI & HOINKES, 1987). Diese sind zum größten Teil kaum jünger als 70 Ma (SÖLVA et al., 2001, 2005a; HABLER et al., 2006, 2010). Nur im zentral-östlichen Bereich des Texelkristallins (Saltaus, Ulfas) treten vereinzelt Werte von < 70/65 Ma auf (HOINKES et al., 1991). Wenig überraschend, stammt das jüngste Rb–Sr-Biotitalter mit einem Wert von < 60 Ma aus dem Gebiet der Kolbenspitze über Ulfas (THÖNI, 1986: Fig. 9a), Fundlokalität jener Eklogite, welche die größten Versenkungstiefen in der Kreide anzeigen (ZANCHETTA et al., 2013).

Seit der Einbeziehung des südlichen Ötztal-Stubai-Kristallins (Texelgruppe) in den „Eoalpinen Hochdruckgürtel“ (EHB) vor mehr als 30 Jahren (THÖNI & JAGOUTZ, 1993) sind wichtige genetische Aspekte dieser Region noch immer unzureichend genau beantwortet bzw. bleiben ambivalent und daher weiterhin umstritten: (a) das Ausmaß der tiefsten Versenkung (Versenkungstiefe bzw. GP), (b) die genaue zeitliche Bestimmung des Druckpeaks, und (c) Art und Lokalisierung der Exhumationsbahn für die Hochdruckgesteine. Diese Fragen sollen im Folgenden im Lichte der neueren Literatur diskutiert und mit Hilfe bisher nicht publizierter Sm–Nd-Daten zusätzlich beleuchtet werden.

Geochronologie, P–T-Verhältnisse und Exhumation in Texel- und Schneeberg-Komplex

a) Polymetamorphose im Texel-Komplex

Die Abgrenzung von AMA, „Alpine Mica Age“ Zone (THÖNI, 1983: Fig. 1), gab erstmals ein ungefähres Bild der regionalen Ausdehnung eines bis dahin vermuteten, „alpidisch höher metamorphen Bereiches“ im südlichen Ötztal-Stubai-Kristallin, und insbesondere in der Texelgruppe. Der Zugang zu diesem Fragenkomplex lag naturgemäß hauptsächlich im Kompetenzbereich der Geochronologie, da das gesamte Gebiet ja als polymetamorph galt, somit von petrologischer und strukturgeologischer Seite nur bedingt quantifizierbare Antworten zur Zeitfrage erwartet werden konnten. Im Wesentlichen mittels Rb–Sr-Analysen an grobschuppigem (mm-großem) Hellglimmer aus Orthogneisen (der im Unterschied zu Hellglimmer aus Metasedimenten meist hohe Rb/Sr-Verhältnisse und somit vorteilhafte Voraussetzungen für die Datierung aufweist) und Kleinbereichs-Isochronen (an Gesamtgestein mit Lagenbau) wurde ein Gebiet abgegrenzt, in dem das Rb–Sr-System im Zuge des letzten Metamorphoseereignisses als vermutlich vollständig eingestellt (reset) interpretiert werden konnte. Hellglimmer kann im Rb–Sr-System, aus rein thermisch-diffusionsbezogener Sicht betrachtet (d.h. ohne die Einwirkung von Deformation, Fluidaktivität etc. zu berücksichtigen), als „mittel-robust“ oder „retentiv“ eingestuft werden, standardmäßig wird eine „blocking temperature“ von ≥ 500 ± 50 °C angenommen (korngrössenabhängig auch höher; z. B. GLODNY et al., 1998). Zudem kann Hellglimmer auch über den K–Ar-Zerfall (bzw. die Ar–Ar-Analytik) verlässliche geochronolgische Informationen für den „mittleren Temperaturbereich“ liefern (vgl. HARRISON et al., 2009) (Abb. 18). Die für die aktuelle Diskussion hauptsächlich relevanten Daten stammen aus Orthogneisen der südlichen Texelgruppe (und zwar aus den hoch gelegenen Bereichen zwischen oberem Kalmtal, Saltausertal, Spronsertal, Zieltal/Lodner Hütte bis zum oberen Pfossental), denn in weiten Teilen der restlichen AMA kommen Orthogneise nicht vor. Die für diesen Bereich der AMA gemessenen Rb–Sr-Alterswerte lagen innerhalb des Zeitraumes ca. 100–80 Ma, das erfasste Gebiet wurde somit als jener Bereich interpretiert, wo die alpidische Metamorphose 500–550 °C erreicht oder überschritten hatte. AMA sollte also ungefähr mit der „Alpinen Staurolith-Zone“ (ASZ) gleichzusetzen sein. Die damals ziemlich arbiträr gesetzte „Obergrenze“ für Rb–Sr-Hellgimmeralter bei 100 Ma, also die Beurteilung, was noch ein Mischalter, d.h. einen unvollständig zurückgestellten Alterswert darstellt (> 100 Ma) und was als echtes Eoalpines Bildungs- oder Abkühlalter gelten konnte (< 100 Ma), hat sich später als einigermaßen zutreffend herausgestellt: So genannte robuste Isotopensysteme/Minerale (Sm–Nd, Lu–Hf, U–Pb an Granat und Zirkon) lieferten Alterswerte zwischen 100 und > 80 Ma (Abb. 13 und 19). Aus dem oberen Saltausertal, aus unmittelbarer Nähe des (späteren) Fundpunktes der Eklogite, lagen beispielsweise Rb–Sr-Alter an Hellglimmer-Grobfraktionen mit Werten von 90,7 ± 3,6, 90,5 ± 3,6 und 85,7 ± 3,4 Ma, sowie eine Kleinbereichsisochrone von 89 ± 9 Ma (bzw. 80 ± 6 Ma) vor (THÖNI, 1983); diese Daten wurden als Schließalter nahe dem kretazischen Metamorphosehöhepunkt interpretiert. Ganz ähnliche Rb–Sr-Alter von grobkörnigen Hellglimmern (mit Werten von 90,3 ± 1,2 und 87,3 ± 0,9 Ma) wurden später aus dem benachbarten,



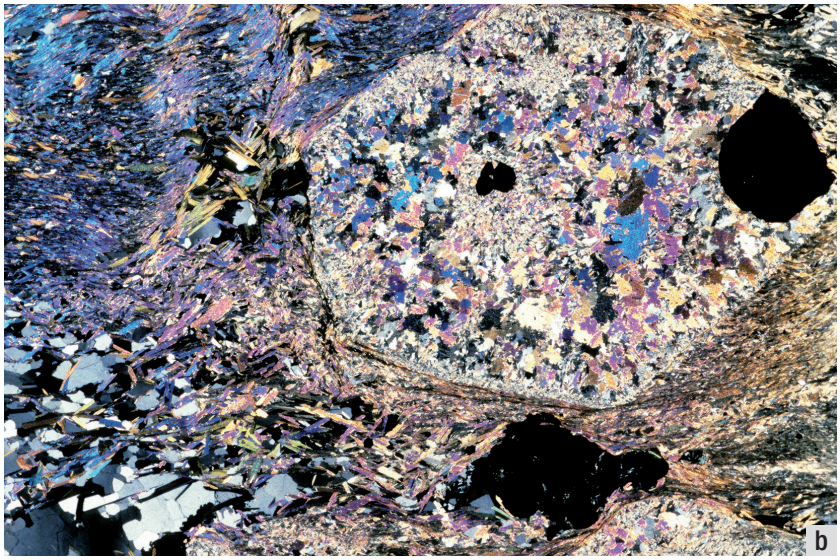


Abb. 11.
a) Alpine Pseudomorphosenbildung nach (?) vorkretazischem Staurolith. Die bis dm-großen Stängel in einer intensiv crenulierten Granat-Glimmerschiefer-Matrix sind kaum verformt und zeigen zum Teil sogar noch idiomorphe Flächen des Vorläufer-Minerals (Abb. 11b). Fundstelle: nahe Kote 2.910 m, Oblatsch, südlich Eishof, westliches Texelkristallin (Aufnahme: 30.07.1981).
b) Dünnschliffbild (gekreuzte Pol.) der Probe aus Abbildung 11a (Probe T1223). Die Pseudomorphosen bestehen durchwegs aus fein- bis mittelkörnigem, aber unorientiertem Hellglimmer. Das Fehlen von Staurolith mag als Hinweis dafür gelten, dass die Bildungsbedingungen für Alpinen Staurolith, hier an der Grenze zur AMA, temperaturmäßig gerade noch nicht erreicht waren (> 500 °C / < 550 °C). Bildlänge: ca. 17 mm.

a) Alpine pseudomorphs after (?) pre-Alpine staurolite. The up to 10 cm long stem-shaped pseudomorphs are set in a strongly crenulated matrix of garnet-mica-schist and are nearly undeformed, partly even showing old idiomorphic forms (Text-Fig. 11b). Near locality 2,910 m (a.s.l.), Oblatsch, south of Eishof, western Texel group (Photo taken on July 30, 1981).
b) Thin section microphotograph (crossed Nic.) of sample T1223, shown in Text-Figure 11a. The pseudomorphs are composed nearly exclusively of fine to medium-grained, but unoriented white mica. The absence of any staurolite might indicate that in this locality, near the border to AMA (Alpine mica age zone), metamorphic temperatures during Alpine reheating were just too low to crystallize Alpine staurolite. Length of picture: 17 mm.

eklogitreichen Kalmtal publiziert (Exner et al., 2002). Richtung Westen setzt sich diese mit jungen Alterswerten dicht besetzte Zone weiter über das obere Spronsertal (Spalla, 1993), Mutspitze und Tschigot, bis in das obere Zieltal (am Südfuß der großen „Schlingen“ von Lodner und Hohe Weiße) und in das hinterste Pfossental fort. Überraschend (aus damaliger Sicht) war, dass diese Hellglimmer, vor allem in den Kerndomänen, ausgeprägte Phengitgehalte aufwiesen oder auch variable Chemismen mit auffälligen phengitärmeren „Streifen“ oder Rändern mit „SiO_2-Entmischungen“ zeigten (Thöni & Hoinkes, 1987: 206ff.). Dies wurde zwar als Anpassungsreaktion im Zuge der Eoalpinen Druckentlastung gedeutet, die dominierenden hohen Celadonit-Werte blieben aber ein weitgehend unverstandenes Phänomen – denn die Existenz einer jungen Hochdruckmetamorphose (und die Eklogitvorkommen) waren damals noch unbekannt bzw. nicht untersucht.

Zantedeschi (1991) kam später auf Grund von Rb–Sr-Altern an Hellglimmer (91–106 Ma) aus dem Partschinser Granitgneis (Biotitgranitgneis des Tschigot) zum Schluss, dass sich diese Zone mit erhöhten Eoalpinen T-Bedingungen (im Vergleich zur Darstellung in Thöni, 1983: Fig. 1) noch gute 10 km weiter südwestwärts erstrecke und möglicherweise den Talboden des Vinschgaus (am Schnalstalausgang) erreicht (Zantedeschi, 1991: Fig. 9). Hierzu wäre aus heutiger Sicht auch entscheidend, zu wissen, wie die nördliche Grenze dieses westlichen Abschnitts der AMA zum Ötztalkristallin s. str. genau verläuft, denn diese Begrenzung definiert jenen kritischen Abschnitt des unmittelbaren Kontaktes Texel-Hochdruck-Keil – Ötztalkristallin, wo keine Schneeberger Gesteine (die SNFZ) mehr als „trennendes Element“ dazwischen liegen bzw. als Footwall fungieren (siehe unten).

Es fällt auf, dass die unmittelbare Umrahmung von AMA (Thöni, 1983: Fig. 1) durch Alterszahlen gekennzeichnet ist, die zum Teil deutlich höhere Werte als 100 Ma anzeigen und oft mit retrograden Phänomenen verbunden sind (Abb. 11a, b). Nur Richtung E/SE, wo der Texel-Bereich von steilen Faults abgeschnitten und vom komplexen, alpidisch nur schwach metamorphen Meran-Mauls-Deckenstapel (Pomella et al., 2022) begrenzt wird, ist ein steiler alpiner Temperaturgradient zu registrieren. Die gerechneten Alterszahlen rund um AMA zeigten außerdem eine deutliche Korngrößenabhängigkeit an (Thöni, 1983:

Fig. 3). Ähnlich „erhöhte“ Rb–Sr-Daten waren schon von Satir (1975) publiziert worden. Diese „Alter“ tragen keine geochronologische Information s. str., sie sind aber dennoch von hoher Aussagekraft. Solche „Mischalter“ zeigen an, dass das Rb–Sr-Isotopensystem im Zuge der alpidischen Überprägung nur teilweise wieder neu eingestellt wurde. Die Zahlen zeigen also abfallende alpidische Überprägungstemperaturen von der AMA „nach außen“ an. Ähnliche Mischalter (100–200 Ma) liegen auch als K–Ar-Alter an Amphibol ($T_c \geq 500$ °C; vgl. Abb. 18) aus Schneeberger Zug und Laaser Serie, der Nord-Umrahmung des Texelkomplexes, vor (in diesem System wohl teiweise auch durch Ar-Überschuß zu erklären; Frank et al., 1987b).

Zusätzlich zur oben angedeuteten Anbindung zu Großstrukturen des „alten Kristallins“ weiter im Westen und Norden, lieferten die Gesteine der Texelgruppe – etwa in auffälligem Kontrast zu manchen Abschnitten, wie Koralpe, im Osten des „Eoalpinen Hochdruckgürtels“ (EHB, *sensu* Thöni & Jagoutz, 1993) – zahlreiche analytische Belege für ihre polymetamorphe Natur. Trotz intensiver alpidischer tektonometamorpher Überprägung belegen geochemische und geochronologische Daten deren Ähnlichkeit zu Gesteinen des Ötztal-Blocks nordwestlich des Schneeberg-Komplexes. Dies trifft gerade auf die zahlreichen Orthogneiskörper zu, deren Datenpunkte im Rb–Sr-Isochronendiagramm vorwiegend entlang der „kaledonischen“ Regressionsgeraden liegen (Thöni, 1983: Fig. 2). Neben den erwähnten „Mischaltern“ bei Orthogneis-Hellglimmern, wurden eindeutige geochronologische Hinweise auf einen „Mineral-Altbestand“ bei Phengiten aus Eklogit (Hoinkes et al., 1991), bei Granat aus Para- und Orthogneis (Habler et al., 2006; vgl. Sölva et al., 2001), und neuerdings auch bei Granat aus Eklogit (Miladinova et al., 2021) gefunden. Alle diese Alterszahlen, die nominal den Zeitraum ca. 140–290 Ma abdecken, können auf Grund mikrostruktureller und mineralchemischer Kriterien (diskontinuierliche Zonierung bei Granat; Habler et al., 2006) nur als alpin-voralpine „Mischalter“ interpretiert werden. Inwieweit das permisch-triadische Ereignis im Texelkristallin wirksam war, ist bis jetzt nur wenig erforscht. Eine ICP-MS U–Pb-Datierung von Cassiterit (289 ± 5 Ma) und weitere U–Pb-Daten an Sn-reichen Titaniten (224–242 Ma) aus einem lokalen Pegmatitvorkommen östlich des Passeiertales weisen jedoch darauf hin, dass es Pegmatitbildung zu dieser Zeit gab (Konzett et al., 2018). Und möglicherweise handelt es sich beim „Pegmatoid-Feld von Ratschings“ (Sassi, 1968) ebenfalls um permo-triadische Bildungen.

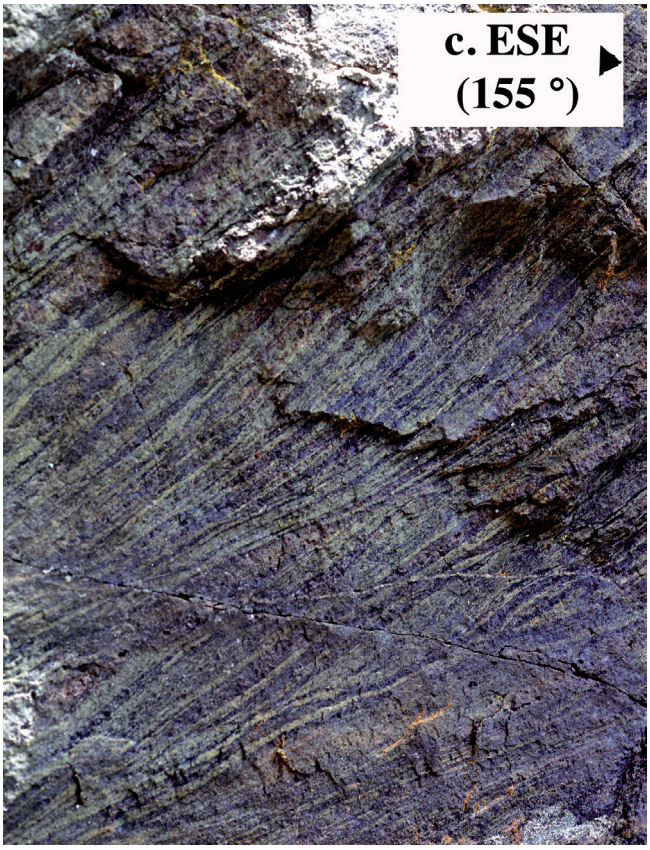


Abb. 12.
Eklogit-Aufschluss im Texelkristallin; Lokalität: ca. 1.500 m, über Gstear, Saltausertal. Die Orientierung der Mikrostrukturen und des ausgeprägten metamorphen Lagenbaus (Omphazit-Granat-Amphibol-reiche Lagen) / der Foliation könnte auf einen ESE gerichteten Schersinn bei der Exhumation der Hochdruckgesteine hinweisen (vgl. Sölva et al., 2005b). Bildbreite: ca. 17 cm.

Eclogite outcrop from the Texel crystalline basement; locality: c. 1.500 m a.s.l., near Gstear, Saltaus valley. Orientation of microstructures and the pronounced metamorphic layering (Omp-Grt-Am-rich layers) / the foliation could indicate a ESE-directed sense of shear during exhumation of the HP rocks (see Sölva et al., 2005b). Image width: c. 17 cm.

b) Kretazische HP-Metamorphose im Texel-Komplex

Die Entdeckung von Eklogiten in der Texelgruppe (Abb. 12) (im oberen Saltausertal, Obisell Alm-Gebiet) erforderte ein Umdenken in Bezug auf die alpinen P–T-Verhältnisse und die gesamte tektono-metamorphe Entwicklung im Texelkristallin. Die erste petrologische Bearbeitung der Eklogite ließ – in Verbindung mit Rb–Sr-Daten an Phengit – auf Bedingungen am kretazischen Druckhöhepunkt von 1,1–1,2 GPa und auf maximale (post-P-Peak) Metamorphosetemperaturen während der Druckentlastung um 650 °C schließen (Hoinkes et al., 1991). Eine zweite, petrologisch-strukturgeologisch-geochronologisch kombinierte Studie erbrachte, unter Einbeziehung verschiedener weiterer Eklogitvorkommen samt Nebengesteinen, ähnliche bzw. geringfügig höhere P–T-Bedingungen (1,2–1,4 GPa/540–620 °C) für das eklogitfazielle Stadium; dessen zeitliche Zuordnung wurde in dieser Arbeit mit einer Sm–Nd-Isochrone (5 Granatfraktionen, MSWD = 1,5; n = 7) eines Eklogits bei 85,2 ± 4,6 Ma fixiert (Habler et al., 2006) (Abb. 13).

Erweiterte geothermobarometrische Berechnungen für Eklogitparagenesen aus dem Saltausertal sowie aus dem weiter westlich gelegenen Spronsertal nördlich Meran (vgl. Spalla, 1993) lieferten neuerdings dagegen mittlere P–T-Werte um 1,9–2/2,2 GPa bei 580–670 °C (Tropper et al., 2023). Diese Werte werden allerdings von den P(T)-Angaben, die für die Ulfas-Eklogite aus der nordöstlichen Texelgruppe bestimmt wurden, noch deutlich übertroffen. Si-Gehalte bis 3,61 a.p.f.u. in Phengit und „hohe“ K-Gehalte in Klinopyroxen werden als unzweideutige Druckindikatoren für das letzte HP-Ereignis angeführt. Allerdings gibt es, analog zu manchen Beobachtungen in den Eklogiten weiter im Südwesten (Habler et al., 2006), auch Hinweise auf Mehrphasigkeit: Ca-reiche „reliktische“ Kerne in Granat könnten ein älteres, voralpines Hochdruck-Ereignis anzeigen (Zanchetta et al., 2013) (vgl. dazu auch Miladinova et al., 2021). Die errechneten Druckwerte von > 2,5–3 GPa (vgl. Tropper et al., 2023: Fig. 6) liegen jedenfalls nahe dem bzw. innerhalb des Coesit-Feldes – sie übertref-

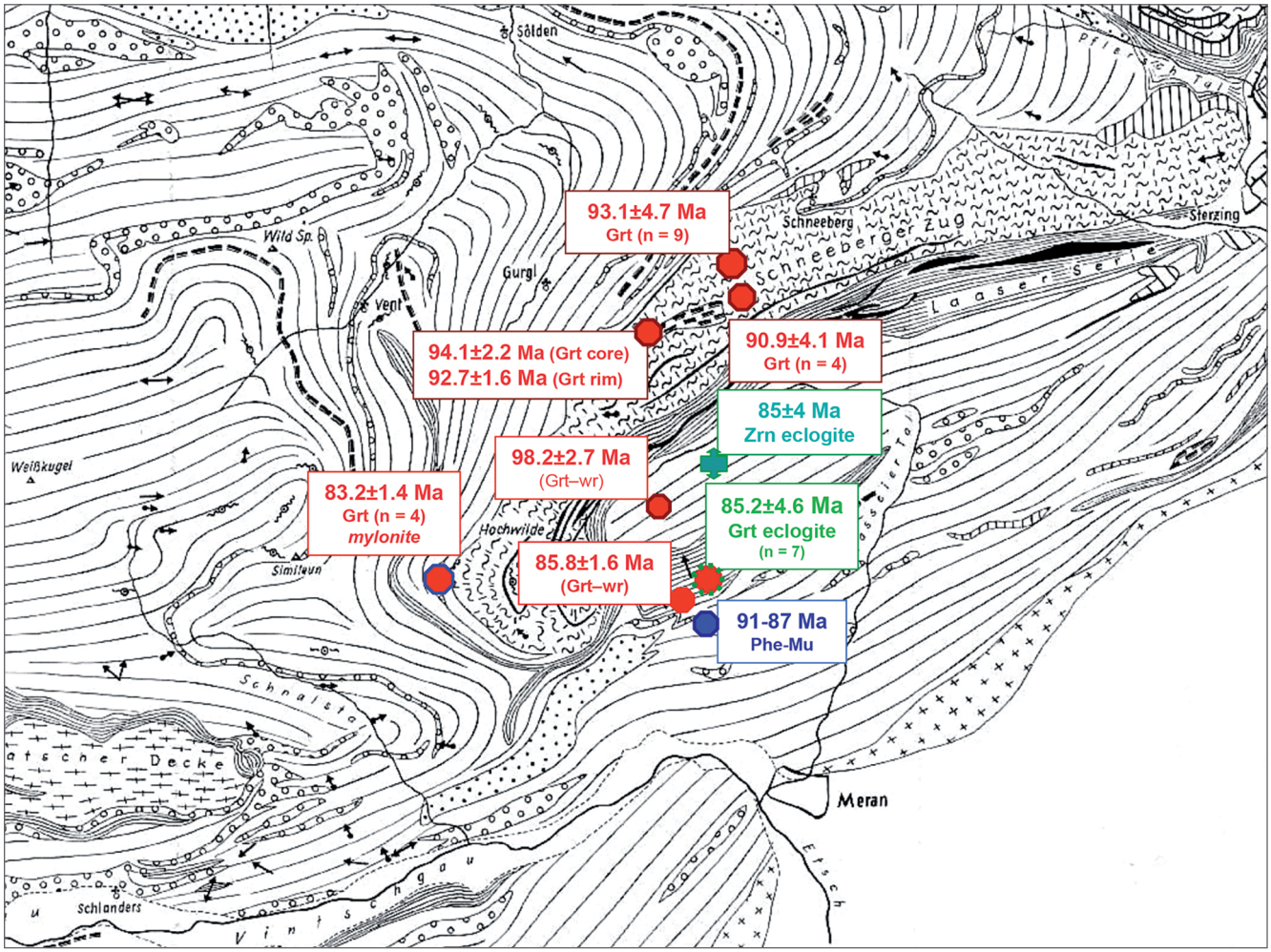


Abb. 13.
Dieser Kartenausschnitt aus Tafel 1 von SCHMIDEGG (1964) zeigt den für die vorliegende Arbeit relevanten Teil der südlichen „Ötztaler Masse“ (SCHMIDEGG, l. c.), mit Bezeichnungen von im Text genannten Lokalitäten oder geologischen Einheiten und dem Verlauf (Streichen, Geländeverschnitt) von Großstrukturen oder Leit-Lithologien zum „Schlingenbau“. Die relevanten „robusten“ Altersergebnisse aus Texel- und Schneeberg-Komplex sind (als Mittelwerte) in Farbe dargestellt. Rot und Grün: Sm–Nd-Alter von Granat; Türkis: U–Pb-Alter von Zirkon; Blau: Rb–Sr-Alter von Phengit.

This map drawn by SCHMIDEGG (1964: Tafel 1) shows the section of the southern “Ötztal mass” relevant for the present discussion; it highlights important localities addressed in the text and shows the regional trend of km-scale structures and key lithologies of the so called “Schlingenbau”. Relevant “robust” ages from the Texel and Monteneve complexes are indicated, as mean age figures, in colour. Red and Green: Sm–Nd garnet age, Turquoise: zircon U–Pb age, Blue: Rb–Sr age of phengite.

fen damit die Bedingungen, die für die Eklogite der Typlokalität in der Saualpe errechnet wurden (2,2 ± 0,2 GPa bei 630–740 °C) (MILLER et al., 2005; THÖNI et al., 2008b) deutlich. Ähnlich hohe Drücke für EHB-Eklogite wurden bisher nur vom östlichen Ende des Hochdruck-Gürtels, dem Pohorje, bekannt (z.B. JANÁK et al., 2009).

„Robuste“ geochronologische Systeme: Wie alt ist der Druck-Höhepunkt in Schneeberg- und Texel-Komplex?

Das für die Ulfas-Eklogite publizierte U–Pb-Alter von 85 ± 4 Ma an metamorphem Zirkon (mit niedrigen Th/U-Verhältnissen) wird von den Autoren als Kristallisationsalter „nahe dem Druckpeak“ interpretiert (ZANCHETTA et al., 2013). Dieses Alter postuliert jedenfalls eine sehr schnelle Exhumation der Hochdruckparagenesen aus Mantel-/Krusten-Tiefen von ≥ 100 km. Die vollkommene Konkordanz dieses Alters mit dem Sm–Nd-Granatalter (85,2 ± 4,6 Ma) aus dem Saltausertal (HABLER et al., 2006) könnte auf einen ziemlich jungen (≤ 90 Ma) Druckhöhepunkt hinweisen. Sofern man also für die große Diskrepanz der (publizierten) Druckwerte (1,4 GPa: Saltaus versus 2 GPa: Spronsertal, versus 3 GPa: Ulfas) nicht die Erklärung in einer rein hypothetischen „tektonischen Melangierung“ sucht (den einzelnen Eklogitvorkommen also ganz unterschiedliche Versenkungstiefen zuweist), sollte man jedenfalls beim derzeitigen Stand des Wissens aus den existierenden Altersdivergenzen allein nicht definitiv den Schluss ziehen, dass die „Texel-Eklogite“ jünger seien als andere Abschnitte des EHB (vgl. Abb. 13 mit Abb. 19). Denn einerseits überlappen die Fehlerbalken der beiden identen „robusten“ (aber nicht sehr präzisen) Alter von 85 Ma für Zirkon und Granat nicht nur mit vielen anderen Alterswerten aus der näheren Umgebung, sondern auch mit zahlreichen deutlich präziser definierten Alterswerten aus dem Ostabschnitt des EHB (Saualpe, Pohorje), die das finale Stadium der HP-Entwicklung um c. 90 Ma klar dokumentieren (Abb. 19). Andererseits lieferte ein Glimmerschiefer aus dem Kalmtal (nahe den Eklogitvorkommen von Saltaus und Ulfas) ein Grt–wr Sm–Nd-Alter von 98,2 ± 2,7 Ma (SÖLVA et al., 2005a: Fig. 9c). Gerechnet mit dem entsprechenden Leachate (Grt R – L), ergibt sich allerdings ein sig-

nifikant jüngeres Alter von 90,7 ± 2,8 Ma für diese Granatprobe. Obwohl dieser letztere Wert mit den Fehlerbalken der oben diskutierten 85-Ma-Alter für Zirkon und Granat überschneidet, können beide Zahlen im Gesamtkontext nur als „Hochdruck-Alter“ (auf den Druckpeak oder noch auf die Subduktionsphase bezogen) interpretiert werden, womit klar wird, dass sich das Hochdruckereignis in der Texelgruppe nach dem gegenwärtigen Stand des Wissens insgesamt „nur“ grob auf den Zeitraum 100–80 Ma eingrenzen lässt (vgl. ZANCHETTA et al., 2013).

Schneeberg-Komplex (Monteneve)

Der sich bogenförmig über > 40 km zwischen Pfelders im Westen und Sterzing im Osten erstreckende *Schneeberger Zug (Schneeberg-Komplex/Complesso di Monteneve)* (Abb. 13) besteht (a) aus einer schmäleren Randabfolge (genannt „Bunte Serie“) mit Groß-Granatglimmerschiefer, Hornblendegarbenschiefer, Quarzit und Karbonaten und (b) der dominierenden, mächtigen „Monotonen Serie“ aus silbergrauem Granatglimmerschiefer mit meist *ausgeprägtem phyllitischen* Habitus. Im Süden und Südwesten werden die Gesteine des Schneeberg-Komplexes s. str. von der polymetamorphen, Marmor führenden Laaser Serie und der sogenannten „Rahmenzone“ (aus Glimmerschiefer) begleitet bzw. umrahmt (vgl. FRANK et al., 1987b: Fig. 8).

Die Existenz einer eigenen, „frühalpinen“ – von der „Tauernkristallisation“ (*sensu* B. SANDER) deutlich abgesetzten – Metamorphose im Südteil des Ötztal-Stubai-Kristallins wurde erstmals durch die Arbeit von SCHMIDT et al. (1967) mit Rb–Sr-Biotit-Altern von 77 ± 4 bis 81 ± 3 Ma aus dem Schneeberger Zug analytisch belegt. Nach allen bis jetzt publizierten geochronologischen Daten scheinen die Schneeberger Gesteine – im Unterschied zum umrahmenden/unterlagernden Kristallin – nur von dieser kretazischen Metamorphose geprägt worden zu sein. Auch aus diesem Grund stellt der Schneeberger Zug für manche Bearbeiter ein fremdes Element (mit jungem Sedimentationssalter) dar, das erst in Eoalpiner Zeit in das Ötztal-Stubai Basement „eingefaltet“ worden sei (vgl. TOLLMANN, 1977; HELBIG & SCHMIDT, 1978; KRENN et al., 2011; KLUG & FROITZHEIM, 2022). Mitarbeiter um B. ZANETTIN von der Universität Padova waren auf Grund ihrer Feldforschungen schon früh überzeugt, dass die Gesteine des Schneeberger Zuges/Tratto die Monteneve (und vielleicht sogar auch der südlich angrenzenden Laaser Serie) monometamorphes Mesozoikum darstellen (ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN, 1971).

Die maximalen kretazischen P–T-Bedingungen in den Granatglimmerschiefern dieses „südvergenten Synklinoriums“, mit Staurolith-, Kyanit- und (lokal) Andalusitbildung, können mit ca. 600 °C bei 1 GPa am Druckhöhepunkt angegeben werden (KONZETT & HOINKES, 1996; HABLER et al., 2001; SÖLVA et al., 2005a). Hier ist eine Diskussion der geochronologischen Daten, insbesondere der Ergebnisse der typisch hypidiomorphen, cm-großen „Schneeberger Granate“, angebracht (Abb. 14a–d).

Sm–Nd-Analysen an zoniertem, einphasigem Granat von zwei Glimmerschiefer-Proben aus dem vorderen Seebertal (eine aus der „Monotonen Serie“ und eine aus der „Bunten Serie“) gaben Mehrpunkt-Regressionsalter von 90,9 ± 4,1 Ma (n = 4) und 93,1 ± 4,7 Ma (n = 9) (THIEDE, 2001; SÖLVA et al., 2005a). Diese Zahlen müssen als „mittlere Granatalter“ betrachtet werden; das heißt, die zugehörigen Fehlerbalken der jeweiligen Regressionsreihe umfassen die *maximale* Zeitspanne für die Granatkristallisation der jeweiligen Probe. Die Analysenreihen beider Proben (SÖLVA et al., 2005a: Tab. 1, Fig. 9) beinhalten sowohl (mit 4 N HCl) geleachte, als auch ungeleachte Granat-Fraktionen, sowie den jeweils zugehörigen Wert für das Gesamtgestein (wr). Die Ergebnisse der Leaching-Experimente zeigen, dass in beiden Fällen kein perfektes isotopisches Gleichgewicht (für Nd) zwischen Einschlüssen (L = Leachate) und Granatmatrix (R = residue) vorhanden war; das war, rein statistisch betrachtet, zu erwarten, die geochronologische Grundaussage der Alterswerte wird dadurch jedoch nur marginal berührt. Rechnet man die einzelnen geleachten Granatfraktionen mit ihren jeweiligen Leachates (Einschlüssen) als einfache Zweipunktisochronen, erhält man deutlich präzisere, aber auch variierende Alterswerte – denn die Wachstumsdauer der bis ≥ 1 cm großen Granatkristalle war nachweislich länger als die jeweiligen analytischen Fehler für präzise bestimmte Zweipunktsysteme. Solche Zeitunterschiede können sich in den Alterszahlen für unterschiedliche Magnetfraktionen widerspiegeln. Für die Granatglimmerschiefer-Probe aus der Monotonen Serie (RT99-120 III, Grt R-L; THIEDE, 2001) mit einem „mittleren“ Granatalter von 90,9 ± 4,1 Ma (n = 4, siehe oben) ergibt sich in dieser Weise ein Zweipunktisochronen-Alterswert von 91,1 ± 1,1 Ma (εtNd = -11,3), während die verschiedenen Magnetfraktionen (= Wachstumszonierung) des Granatglimmerschiefers aus der Bunten Serie mit einem mittleren Alter von 93,1 ± 4,7 Ma (für n = 9) drei Zweipunktisochronen-Alterswerte von 96,4 ± 1,4 Ma, 93,2 ± 1,6 Ma und 90,6 ± 2.0 Ma ergeben. Für regionalgeologische Interpretationen sind die „mittleren“ Alterswerte den Einzelwerten vorzuziehen (siehe SÖLVA et al., 2005a).

Für eine weitere Granatglimmerschiefer-Probe aus der Monotonen Serie des mittleren Seebertals (Probe ML98/36) wurden von HABLER et al. (2000, 2001) maximale P–T-Bedingungen von ca. 1 GPa bei 600 °C ermittelt. Diese Probe ist hier auch deswegen von besonderer Relevanz, weil neben Granat, Kyanit und Staurolith auch reichlich porphyroblastischer Andalusit in der Paragenese vorhanden ist (HABLER et al., 2001) und so über die Granatdatierung ein vollständigerer Einblick in das gesamte Zeitfenster, also Dauer und die Korrelation von duktilen Deformationsphasen und Kristallisation, möglich wird (Abb. 14b). Granat zeigt in der Hauptelementverteilung leicht „fluktuierende“, generell aber eine kontinuierliche Zonierung, mit leicht steigendem X_{Mg} und fallendem X_{Sps} vom Kern zum Rand (HABLER et al., 2001). Aus dem in Magnetfraktionen aufgesplitteten Brechgut wurden zwei Splits analysiert: eine Fe-ärmere Fraktion (Grt I, die den Kerndomänen der bis ca. 1 cm großen idiomorphen und meist einschlussfreien Granate entspricht) und eine Fe-reichere Fraktion (Grt II, die die Granatrand-Bereiche repräsentieren sollte). Die handgepickten, mit HCl (4 N) geleachten Separate lieferten Zweipunkt-Isochronenalter von 94,1 ± 2,2 Ma für die Granat-Kernbereiche und 92,7 ± 1,2 Ma für die Randbereiche. Unter voller Ausnutzung der Fehlerbalken lässt sich somit ein Zeitraum von knapp 5 Ma (96,3–91,5) für die Granatkristallisation errechnen. Zieht man jedoch eine einzige Regressionsgerade über alle diese vier Datenpunkte, ergäbe sich ein viel enger definiertes Granat-Bildungsalter von 93,0 ± 1,1 Ma (MSWD = 0,61). Obwohl diese Vier-Punkt-Isochrone sicherlich ein korrektes und robustes „mittleres Gra-

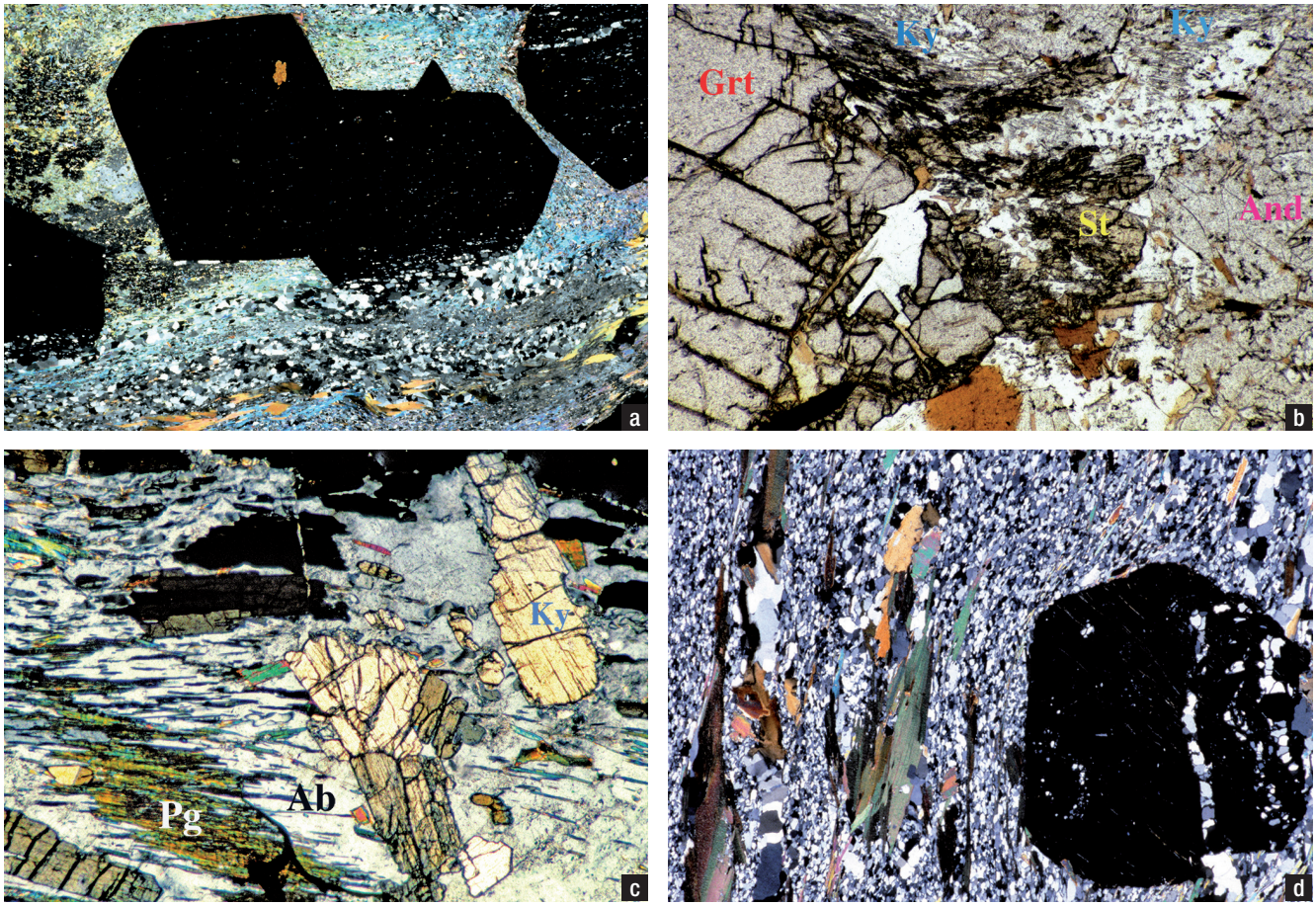


Abb. 14.
Mineralogie und Mikrostrukturen im Schneeberg Komplex.
a) Idiomorphe Granate mit Einschlüssen, eine feinkörnige Hellglimmer-Quarz-Matrix überwachsend; Granatglimmerschiefer der Bunten Serie (Probe RT99-120VIII). Magnetfraktionen dieser Granate gaben Sm–Nd-Alterswerte zwischen 96,4 ± 1,4 und 90,6 ± 2 Ma (Mittel: 93,1 ± 4,7 Ma; THIEDE, 2001). Bildlänge: 12 mm.
b) Staurolith (St) und Kyanit (Ky) führender Granatglimmerschiefer mit großen Andalusitblasten (And). Probe 98T23Öa, mittleres Seebertal. Die Sm–Nd-Alter der Granate (Grt) dieses Aufschlusses liegen bei 94,1 ± 2,2 und 92,7 ± 1,2 Ma (HABLER et al., 2001). Bildlänge: 11 mm.
c) Prograder Zerfall von Paragonit (Pg) zu Albit (Ab) und Kyanit (Ky); Granatglimmerschiefer, Timmelsjochstraße nahe Rabenstein (Probe Se, R. Peschel). Bildlänge: 11 mm.
d) Hypidiomorper Granat mit Quarz-Einschlusszügen und mm-grossen Biotitblasten in feinkörnig rekristallisierter plagioklasreicher Mylonitlage. Probe T1471, Timmelsjochstraße nahe Saltnuss. Bildlänge: 2,4 cm.

Mineralogy and microstructures in the Monteneve Complex.
a) Idiomorphic garnets with inclusions overgrowing a fine-grained matrix of mainly white mica and quartz; garnet-mica-schist of the "Bunte Serie" (sample RT99-120VIII). Magnetic fractions of these garnets yielded Sm–Nd ages of between 96.4 ± 1.4 and 90.6 ± 2 Ma (mean: 93.1 ± 4.7 Ma; THIEDE, 2001). Length of picture: 12 mm.
b) Staurolite (St) and kyanite (Ky) bearing mica-schist with large andalusite (And) blasts (sample 98T23Öa, Seeber valley). Garnet (Grt) from this outcrop gave Sm–Nd ages of 94.1 ± 2.2 and 92.7 ± 1.2 Ma (HABLER et al., 2001). Length of picture: 11 mm.
c) Prograde decomposition of paragonite (Pg) into albite (Ab) and kyanite (Ky); garnet mica-schist, road to Timmelsjoch, near Rabenstein (sample Se, R. Peschel). Length of picture: 11 mm.
d) Hypidiomorphic garnet with quartz inclusion trails and coarse-grained biotite blasts in a mylonitic matrix of fine-grained recrystallized feldpar (sample T1471). Road to Timmelsjoch, near Saltnuss. Length of picture: 2.4 cm.

natalter" wiedergibt, ist offensichtlich, dass im konkreten Fall (und im Lichte der oben genannten Ergebnisse für die Einzel-Fraktionen) der Zeitraum für das Granatwachstum durch die hier „günstigen" geochemischen Rahmenbedingungen (hohe P/D-Verhältnisse) statistisch unterschätzt wird. „Präziser" (kleinere Fehler) bedeutet also nicht immer „richtiger" (siehe Abschnitt: Genauigkeit versus Präzision: Kristallinterne Alterszonierung..., unten). Insbesondere für schnell ablaufende tektonische Prozesse (wie Exhumation) kann das von Bedeutung sein, da Zeitunterschiede von 3–5 Ma die abgeleiteten Modelle stark beeinflussen können; das zeigt gerade die aktuelle Diskussion zum exakten P–T-Pfad für die verschiedenen Abschnitte des EHB.

Die Tatsache, dass der Datenpunkt für das Gesamtgestein (wr) in zwei von drei der hier diskutierten Proben abseits (unter) den Regressionslinien für die Granatfraktionen (R-L) liegt, zeigt, dass im Endstadium der Metamorphose keine perfekte Homogenisierung der Nd-Isotope im Gesamtsystem bestand. Das kann die Vorstellung unterstützen, dass Deformationsprozesse nach der *Phase der Granatkristallisation (ca. 97–87 Ma)* in der Hellglimmer-Quarz-Matrix der Schneeberger Glimmerschiefer noch länger aktiv waren und durch kontinuierliche Rekristallisation partielle Elementmobilität förderten, während die idiomorphen Granate mehr und mehr als Porphyroklasten „umflossen" wurden; der verbreitet phyllonitische Charakter der Gesteine (lokale Biotitblastese ausgenommen) weist in die gleiche Richtung – Hinweise für spätmetamorphe Aktivität der SNF (SÖLVA et al., 2005a, b).

Gestützt auf die geochemische Ähnlichkeit des Probenmaterials, soll hier abschließend aus allen Sm–Nd-Analysen der drei hier beschriebenen Granatglimmerschiefer (n = 19, beinhaltend: 6 geleachte und 3 ungeleachte Granatfraktionen, 7 Leachates und 3 wr) eine „mittlere Regressionsgerade“ gerechnet werden. Das „mittlere Granatalter“ dieser Errorchrone liegt bei 92,6 ± 3,4 Ma (εtNd = -10,6) (vgl. Abb. 15). Die gemessenen Rb–Sr-Alter für Biotit stimmen mit ihrem Mittelwert von 79,5 ± 0,8 Ma an acht Proben (THIEDE, 2001) gut mit Biotitalterswerten (Rb–Sr und K–Ar, aus der Literatur) des weiteren Umkreises überein (SCHMIDT et al., 1967; SÖLVA et al., 2001); sie dokumentieren regionale Abkühlung unter ca. 300 °C für die obere Kreidezeit.

Auf Grund von Korrelation mikrostruktureller und mineralchemischer Daten mit der im Feld beobachteten Deformationsabfolge D1–D4 (HABLER et al., 2001, 2010; THIEDE, 2001; SÖLVA et al., 2005a) können aus den hier diskutierten geochronologischen Ergebnissen (Abb. 13) zusammenfassend folgende Schlussfolgerungen gezogen werden: (a) der kretazische Druckhöhepunkt wurde im zentralen Schneeberg-Komplex etwa um 93 ± 2 Ma erreicht; (b) in diesen Zeitraum fällt somit die Kristallisation der (volumenmäßig dominierenden) Kernbereiche der typischen Schneeberg-Granate; (c) die schmalen, oft idiomorphen Granatränder sind Bildungen der frühen Druckentlastungsphase (ca. 91–88 Ma), gefolgt von lokaler Andalusitbildung

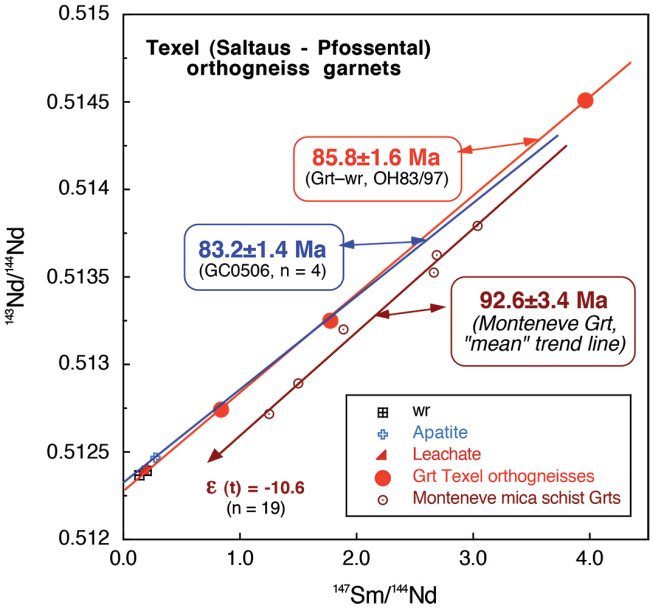


Abb. 15.
Sm–Nd-Ergebnisse für Granat aus zwei Orthogneisen der westlichen Texelgruppe (Tab. 5). Das Alter von 85,8 ± 1,6 Ma (Probe OH83/97, H. Sölva, Saltausertal) dokumentiert das initiale Exhumationsstadium/Druckentlastung der HP-Gesteine. Das Alter von 83,2 ± 1,4 Ma (Probe GC0506, G. Cotza, oberes Pfossental) stammt aus einer steil stehenden Scherzone und wird mit intensiver Deformation im Zuge der fortschreitenden Exhumation in Verbindung gebracht; es ist das jüngste robuste Alter im gesamten EHB. Die mittlere Steigung für die Schneeberg Granate (Monteneve) (92.6 ± 3.4 Ma) ist zum Vergleich dargestellt.

Sm–Nd garnet age results from orthogneisses of the western Texel Complex (Tab. 5). The 85.8 ± 1.6 Ma age (sample OH83/97, H. Sölva, Saltaus valley) documents a stage of initial exhumation/decompression following the P-peak of high-P metamorphism. The 83.2 ± 1.4 Ma age (sample GC0506, G. Cotza, from the upper Pfossen valley) is from a steep shear zone. It is related to intense deformation during ongoing exhumation, and it represents the youngest robust age for the entire EHB. The mean slope for the Monteneve garnets (92.6 ± 3.4 Ma) is shown for comparison.

und beginnender regionaler Abkühlung ab ca. 88–86 Ma. (d) Die Metamorphose-Alter im Schneeberg-Komplex sind ident mit der geochronologischen Information aus anderen, teilweise deutlich höher metamorphen Abschnitten des EHB, etwa aus der Saualpe (Abb. 19).

Schneeberg–Texel-Komplex: Exhumationsmodelle

Im Exhumationsmodell von SÖLVA et al. (2005a, b) stellt der Schneeberg-Komplex, in seiner Funktion der intensiv deformierten „Schneeberg Normal Fault Zone“ (SNFZ), jenen tektonischen Horizont im Liegenden des Ötztal-Stubai-Kristallins s. str. dar, an dem der noch weiter südlich gelegene, alpidisch hochdruckmetamorphe Texel-Komplex exhumiert wird.

Im überregionalen tektonischen Modell für das alpine Orogen teilen SCHMID et al. (2004) die verschiedenen Bereiche des ostalpinen Grundgebirges (*Upper Austroalpine basement nappes*) vier verschiedenen Deckenkomplexen zu; diesen Komplexen kommt modellhaft natürlich eine bestimmte paläogeographische Position vor deren Einbindung in die orogenetischen Prozesse zu. In diesem Modell werden Texel–Schneeberg-Komplex und das restliche Ötztal-Stubai-Kristallin s. str. zwei verschiedenen Deckenkomplexen zugeordnet: *Koralpe-Wölz high pressure nappe system* versus *Ötztal-Bundschuh nappe system*, während das unterlagernde Campo-Kristallin Teil eines weiteren, dritten Deckenkomplexes repräsentiert (*Silvretta-Seckau nappe system*) (SCHMID et al., 2004). Diese Klassifizierung impliziert eine bedeutende tektonische Dislokation zwischen Schneeberg–Texel-Komplex und Ötztal-Stubai-Komplex s str., und zwar nicht nur, um einen – wie auch immer gearteten – diskontinuierlichen alpinen Druckgradienten zu kompensieren. KLUG & FROITZHEIM (2022) halten in den Schlussfolgerungen ihrer Studie dagegen fest, dass im Gelände eine tektonische Grenze zwischen der Eklogit führenden Texel-Einheit und dem Ötztalkristallin s. str. nicht feststellbar sei.

Ein derart dezidiertes Statement ist anfechtbar, denn der Schneeberg-Komplex stellt, als intensiv duktil deformiertes, SE-vergentes Synklinorium, insgesamt eine „tektonisch besonders aktive Zone“ der Foot-wall des Ötztal-Stubai-Komplexes dar (siehe oben). Der durchgehend „phyllitische“ Charakter der Schneeberger Glimmerschiefer wird auf kontinuierliche Deformations-/Rekristallisationsprozesse (Kornzerkleinerung) während ihrer metamorphen Prägung erklärt, die schließlich von spätkinematischer Mineralblastese (Biotit, Granatränder) überdauert wird. Die muldenartige Hauptstruktur und SE-Vergenz entstand im Zuge der oberkretazischen Exhumation der südlich angrenzenden Einheiten. Die km-mächtige Serie aus „phyllitischem“ Granatglimmerschiefer mag eine deutlich andere Rheologie aufweisen als seine unmittelbare (feldspatreichere, „sprödere“) Umgebung im Liegenden und im Hangenden. Gerade aus der Vorstellung von KLUG & FROITZHEIM (2022), wonach die Schneeberger Serie als ferntransportierte, fremde Einheit erst in Eoalpiner Zeit in der variszisch metamorphen (rigiden) Basement-Einheit zu einem enggepressten Muldensystem mit konsistentem Verlauf seiner Strukturen (D1–D3 bzw. D4) geformt wurde, könnte gefolgert werden, dass die Gesteine des Schneeberg-Komplexes, im Kontrast zu den nördlich und südlich angrenzenden Einheiten, eine spezielle Position in Hinblick auf die alpine Deformation einnehmen und daher auch bei

der Exhumation des Gesamt-Komplexes (Texel) eine spezielle rheologische Funktion erfüllt haben könnten. Im finalen Exhumationsmodell von KLUG & FROITZHEIM (2022) ist der Schneeberg-Komplex (als „fremd" interpretierte Einheit) denn auch rund herum tektonisch begrenzt. Die tektonische Grenze wird um die ganze Einheit gezogen, während andere strukturgeologische Interpretationen nur die Nordseite des Schneeberg-Komplexes als eindeutig „tektonisch" markieren (KRENN et al., 2011; POMELLA et al., 2016).

Detaillierte Geländeaufnahmen und analytische Ergebnisse von der Hangendbegrenzung des zentralen Schneeberg-Komplexes und des Ötzalkristallins s. str. im Bereich Timmelsjoch und südwestlich davon, im oberen Ferwalltal, durch G. HABLER können einen Schlüssel zum Verständnis von Kinematik und Ablauf der Eoalpinen Exhumation in diesem Abschnitt des EHB i.w.S. bieten (HABLER et al., 2010). In diesem Abschnitt entlang der italienisch-österreichischen Staatsgrenze, der den Kontakt der beiden Einheiten aufschließt, zeigt eine amphibolitfaziell geprägte Mylonitzone innerhalb des basalen Ötztalkristallins einen bedeutenden Bewegungshorizont an (vgl. auch SCHMIDEGG, 1964: Tafel 1). Die sichtbare Hauptfoliation (Sc1), die subparallel zum lithologischen (voralpinen) Lagenbau verläuft, interferiert mit einer räumlich variierenden mylonitischen Foliation (Sc2), die durch reges syn- bis spät-/postkinematisches Wachstum von idiomorphem Granat und Biotitporphyroblasten gekennzeichnet ist. Die Hauptfoliation fällt mittelsteil (50 °) in Richtung NW–NNW ein und ist durch ein nach WNW abtauchendes Streckungslinear aus dynamisch rekristallisiertem Feldspat und Quarz charakterisiert, wobei sowohl WNW- als auch ESE-weisende Schersinnindikatoren vorhanden sind. Insgesamt weisen alle Strukturen, die dieser Haupt-Deformationsphase (Dc2) zugeordnet wurden, auf westgerichtete Schersinn-Kinematik hin (HABLER et al., 2010). In den Basalteilen der Oberplatte, die von SÖLVA et al. (2005a, b) als durch die unterlagernde Scherzone (SNFZ) zusätzlich „konduktiv erwärmt" interpretiert wurden, kam es also im Zuge der Exhumationsprozesse u.a. zur Ausbildung einer bedeutenden duktilen Deformationszone, an der der Ötztal-Block, als große Hanging-wall, in NW-Richtung bewegt wurde.

Rb–Sr-Analytik an feinkörnigem, chemisch homogenem Hellgimmer, der in Orthogneisen, etwa 400 m über dem Grenzkontakt Schneeberg-Komplex/Ötztalkristallin, die Hauptfoliation definiert, ergab ein Alter von 86,1 ± 0,9 Ma (HABLER et al., 2010). Das Datum wird als Bildungs-/Deformationsalter interpretiert. Biotit (aus der gleichen Probe) lieferte ein Rb–Sr-Alter von 80,8 ± 0,8 Ma, in guter Übereinstimmung mit zahlreichen ähnlichen Werten, die die regionale Abkühlung unter ca. 300 °C anzeigen.

Das komplexe, im Streichen offen bogenförmig verlaufende Muldensystem des Schneeberg-Komplexes zieht in mehreren Synformen (siehe FRANK et al., 1987b: Fig. 8) südwestwärts, dann schließlich nach Süden, und endet, indem es mitsamt seinen Rahmengesteinen an steilen bis saiger gestellten, Kilometer messenden Faltenachsen „in der Luft aushebt". Vielleicht erleidet die oben beschriebene *Timmelsjoch-Ferwalltal-Mylonitzone* ein ähnliches Schicksal – oder wird sie vielleicht gar noch in den „Staubereich", den spektakulären Schlingenbau mit großmaßtäblicher Verfaltung, im Zuge der oberkretazisch westwärts progradierenden Exhumation/Extrusion des hochdruckmetamorphen Texel-Komplexes, einbezogen? Die Änderung der Streichrichtung des Schneeberger „Bogens" entspricht einer Rotation des Gesamt-Blockes gegen den Uhrzeigersinn – das mag auf eine Änderung der Bewegungsrichtung des Hochdruck-Extrusionskeiles während seiner progradierenden Exhumation hinweisen.

Das Westende des Schneeberg–Texel Hochdruck-Keils: Wo ist die Anbindung?

An ihrem Südwestende formen die „besonderen" Lithologien von Schneeberger Zug und Laaser Serie gewissermaßen einen Knoten: Von den relativ monotonen, polymetamorphen Serien des Ötztal-Stubai-Kristallins rundum „umrahmt" und unterlagert, bilden sie in diesem Schlüsselgebiet Hauptelemente des typischen „Schlingenbaus" (SCHMIDEGG, 1933, 1964; HELBIG & SCHMIDT, 1978). Die spektakulären Strukturen von Schrottner und Lodner wurden in der äußerst detaillierten Kartierung von HELBIG & SCHMIDT (1978: Tafel 1) mit der Bezeichnung „Schlingenkerne" belegt; und, indem hier die jüngste, nach B. SANDER als „Schneeberger Kristallisation" bezeichnete Metamorphose die letzte duktile Deformation eindeutig überdauert, gilt für die Autoren gerade in diesem Gebiet ein dominierend alpiner Einfluss als sicher. Im mesoskopischen Bereich bilden sich durch das Zusammenspiel von Faltung und WNW-gerichteter Scherung vermehrt Intrafolialfalten und so genannte Mantelfalten (sheath folds) (KRENN et al., 2011). Im Bereich des oberen Pfossentals und des Zieltals (der westlichen Texelgruppe) ist nach meiner Schlussfolgerung wohl auch mit der größten alpinen Einengung bzw. Wiederbetätigung voralpiner Strukturelemente zu rechnen. Es verwundert daher nicht, dass auch die jüngsten Granatalter aus diesem Bereich stammen.

Tabelle 5 zeigt Sm–Nd-Analysen von drei Granat führenden Gneisen; die Datenpunkte von zwei dieser Proben sind in einem Isochronendiagramm in Abbildung 15 dargestellt. Der helle Orthogneis OH83/97 aus dem oberen Saltausertal (von H. SÖLVA ganz nahe an einem größeren Eklogitvorkommen geschlagen) gibt ein Grt–wr-Alter von 85,8 ± 1,6 Ma (bzw. 84,8 ± 1,6 Ma für Grt-Apatit). Dieser Alterswert ist ident mit dem Sm–Nd-Alter der Granat-Isochrone (85,2 ± 4,6 Ma) aus den Eklogiten (HABLER et al., 2006), aber besser definiert; er überlappt auch mit den Rb–Sr-Altern für phengitische Hellglimmer aus Orhogneisen der gleichen Lokalität (Abb. 13). Das Ergebnis wird als Kristallisationsalter während der initialen Druckentlastung interpretiert, und es ist äußerst bemerkenswert, dass dieses robuste Alter mit drei weiteren Granataltern aus ähnlichen Lithologien, die über die gesamte Länge des EHB (nämlich Schobergruppe, Koralpe und Pohorje) verteilt sind, innerhalb der Fehler *ident* ist und so die Synchronizität dieser Phase der initialen Exhumation für alle Abschnitte des EHB untermauert (vgl. Abb. 19).

Probe GC0506 (Tab. 5), ein muskovitreicher Ortho-Augengneis-Mylonit, wurde von G. COTZA im Zuge seiner strukturgeologischen Feldkartierung im oberen Pfossental in einer steil stehenden Scherzone innerhalb der Umrahmung der großen Lodner-Schrottner-Schlingen, ca. 1,5 km SSE Eishof, geschlagen (COTZA et al., 2006). Das Sm–Nd-Alter von 83,2 ± 1,4 Ma aus diesem Mylonit, dargestellt durch eine Best-fit-Isochrone für vier Datenpunkte (MSWD = 0,4; n = 4), ist als syndeformatives Granatbildungsalter zu interpretieren (Tab. 5, Abb. 15). Vergleicht man dieses Granatalter im regionalen Kontext mit dem Mittel der bekannten

Sample/lithology	*Sm, ppm*	*Nd, ppm*	*$^{147}Sm/^{144}Nd$*	*$^{143}Nd/^{144}Nd$*	*$\pm 2\sigma_m$*	*Grt–wr / mineral–L age*	*ε(t)Nd*
a) Oberes Saltausertal/Texelgruppe							
OH83/97 Grt	1,614	0,247	3,9577	0,514509	0,000033	85,8 ± 1,6	-4,6
wr (orthogneiss)	0,190	0,797	0,1441	0,512368	0,000009		
Apatite < 0,16	157,5	347,3	0,2742	0,512466	0,000001	84,8 ± 1,6	-4,6
b) Oberes Pfossental/Texelgruppe							
GC1804 Grt R (H_2SO_4)	2,062	1,247	0,9998	0,512577	0,000005	(114 ± 1,6)	-12,4
wr (paragneiss)	8,19	44,58	0,1110	0,511914	0,000004		
GC0506 Grt (0,15–0,45)	0,950	0,682	0,8420	0,512741	0,000013	83,0 ± 3,4	
Grt 2 R (4 N HCl)	0,843	0,288	1,7706	0,513248	0,000012	83,3 ± 1,6	
L (4 N HCl)	3,584	11,71	0,1850	0,512389	0,000011		
wr (orthogneiss-mylonite)	1,260	3,682	0,2068	0,512396	0,000004	83,2 ± 1,4 (n = 4)	-4,8

MF = magnetic fraction; R = residue (leached residual garnet fraction); L = leachate.

Tab. 5.
Sm–Nd-Daten für Granatfraktionen und Gesamtgesteine aus der Texelgruppe, SE Ötztal-Stubai-Komplex.
Sm–Nd data of garnet fractions and whole rocks from the Texel area, SE Ötztal-Stubai Complex.

Glimmer-Abkühlalter (z.B. Figure 8 in THÖNI, 1999), wird ersichtlich, dass die Mylonitisierung des Gneises bei noch ausreichend hohen Temperaturen (innerhalb des duktilen Deformationsfeldes für Feldspat), aber vermutlich schon in einem fortgeschrittenen Stadium der (schnellen) Exhumation/Extrusion des unmittelbar östlich angrenzenden Texel-Hochdruckkeils stattgefunden hat. Die Scherzone mag somit einen wichtigen Punkt für den Exhumationsprozess markieren.

Insgesamt kann aus diesen Daten und Beobachtungen abgeleitet werden, dass augenfällige Elemente der „Schlingentektonik“ gerade in diesem Abschnitt des südlichen Ötztalkristallins mit hoher Wahrscheinlichkeit der kretazischen Exhumation des Texel-Hochdruck-Keils und wohl nur untergeordnet vor-alpidischen Deformationsphasen zuzurechnen sind. Zu diesem Schluss kamen auch KRENN et al. (2011), die auf Basis umfassender Feldstudien und in einem überregionalen Vergleich des Texel–Schneeberg-Gebietes mit der Radentheinserie östlich des Tauernfensters eine Strukturabfolge (D1–D4) darstellen, die jener von SÖLVA et al. (2001, 2005a) und HABLER et al. (2006) in grundsätzlichen Punkten gleicht. Der entscheidende Bereich für die Beurteilung der „Grenze“ Texel–Schneeberg-Komplex zum Ötztalkristallin s. str., wie vor allem von KLUG & FROITZHEIM (2022) kritisiert, liegt m. E. genau dort. Folgt man den Ausbisslinien der Hauptfoliation im Kartenbild (SCHMIDEGG, 1964; KRENN et al., 2011: Fig. 2), so zeigt sich, dass die im Ötztal-Stubai-Kristallin typischerweise W–E verlaufenden und oft auch als „Leitgesteinshorizonte“ dienenden Serien im Raum nordwestlich des Texel–Schneeberg-Komplexes großräumig in ein N–S-Streichen einschwenken. Am auffallendsten ist jenes Gneis-Glimmerschiefer-Band, das von nahe Vent (im hintersten Ötztal) südwärts verläuft, sich in scharfem Bogen rund um die großen Schlingen am Westende Schneeberger Zug/Laaser Serie legt und sich nordostwärts in den zentralen Texel-Komplex fortsetzt – ein wohl untrüglicher Beleg für den Zusammenhang von voralpiner und alpiner Geschichte. Ohne Zweifel stellt also das SW-Ende von Schneeberger Zug und Laaser Serie ein Schlüsselgebiet dar, das es ermöglicht, die tektono-metamorphe Entwicklung und Beziehung von Texel–Schneeberg-Komplex und „Ötztaler Altkristallin“ weiter aufzulösen.

Wie mehrere „erhöhte Alter“ (> 100 Ma) von Muskovit (z.B. SATIR, 1975; THÖNI, 1983), so ist wohl auch der Granat-Alterswert von 114 ± 1,6 Ma der Gneisprobe GC1804 von der Nordflanke des oberen Pfossentals (Tab. 5) noch als „Mischalter“ im weitesten Sinne zu betrachten, obgleich mehrere analysierte Körner ein relativ homogen-ebenes Elementprofil aufweisen und der Alterswert selber schon nahe am „Eoalpinen Zeitfenster“ liegt (vgl. Abb. 19). Wie weiter oben diskutiert, dokumentieren alle diese Mischalterszahlen rund um die als AMA bezeichnete Zone lediglich erhöhte, aber nach außen hin abfallende Eoalpine Temperaturen nahe der Grenze zur Amphibolit-Fazies. Texturell-mineralogisch wird die retrograde hoch-grünschieferfazielle Überprägung des „alten Kristallins“ in diesem Gebiet etwa durch die spektakulären Pseudomorphosen am Oblatsch (S Eishof) dokumentiert, wo bis zu dm-große stängelförmige Pseudomorphosen aus Hellglimmer die Anwesenheit von vermutlich variszischem Staurolith (?) belegen (Abb. 11a, b). Inwieweit die grünschieferfazielle Überprägung des Ötztalkristallins s. l., die früher wegen des unvollständigen Re-settings der Mineralalter auch als „Mischalterszone“ bezeichnet wurde, wesentlich durch spätkretazische konduktive Erwärmung durch die Footwall (die NW-vergente SNFZ; SÖLVA et al., 2005a) zurückzuführen ist oder/und auf andere Art verursacht wurde, ist unklar. Im Kontext sei aber noch einmal betont, dass all diesen als „nahezu, aber nicht vollständig alpidisch verjüngten Alterswerten“ (z.B. das Granat-„Alter“ von 114 Ma in Tab. 5), wie auch markanten retrograden Phänomenen (Beispiel Oblatsch: Abb. 11), gerade in dieser Region eine sehr wichtige Aussagekraft zukommt; sie belegen nämlich, dass ein *kontinuierlicher Übergang zu bzw. Zusammenhang mit* den Kristallinserien NW und SE des Schneeberger Zuges besteht, das alpidische thermische Profil also *nicht grundsätzlich zerschnitten* worden sein kann.

Die Hauptkritik von Klug & Froitzheim (2022) betrifft das „Zerschneiden“ des südlichen Ötztalkristallins, und zwar durch fiktive tektonische Linien (Deckengrenzen), die nach ihrer eigenen Strukturanalyse im Gelände nicht auffindbar seien. Die obigen Ausführungen, insbesondere der „kontinuierliche Verlauf“ der „Venter Schlinge“ vom alpin schwächer metamorphen Ötztalkristallin in das Eoalpin HP-metamorphe Texelkristallin, weist auf den gleichen Widerspruch hin, nämlich, dass diese Großstrukturen nie zerschnitten waren. Und auch wenn die sehr genaue Kartierung dieses kritischen Abschnitts durch Helbig & Schmidt (1978: Tafel 1) im Vergleich zur Strukturübersicht von Schmidegg (1964: Tafel 1) viele wichtige Details zeigt – in jedem Fall kann angenommen werden, dass die penetrative oberkretazische Deformation im Zuge der Extrusion des Texel-Hochdruckkeiles die alten, voralpinen Kontakte durch kräftige Einengung und spät-/postkinematische Mineralblastese stark verändert/überprägt hat. Könnte es sein, dass hier, in permisch-triadischer Zeit, *ein kontinuierlicher (tektonisch nicht getrennter) Übergang* von „normaler“ variszischer Kruste („Ötztal–Bundschuh-Einheit“) zu einem stärker ausgedünnten Krustenbereich („Koralpe-Wölz-Einheit“ *sensu* Schmid et al., 2004) bestehen blieb, der dann im Zuge der Eoalpinen Kompression und Subduktion zu großen Tiefen versenkt, und bei der Exhumation schließlich außergewöhnlich stark eingeengt, steil gestellt und überkippt wurde? (vgl. dazu Pomella et al., 2016). Aus zahlreichen Daten, wie auch aus dem Gesteinsbestand (den Protolithen) selber ist ersichtlich, dass die vorkretazische Beziehung des Koralpe-Wölz-Systems zum Ötztal-Bundschuh-System im östlichen Abschnitt des EHB (Koralpe) deutlich anders gestaltet gewesen sein muss als im Bereich des Texelkristallins, 400 km weiter westlich. Das seltene Vorkommen von Pegmatiten und auch das Fehlen von Gesteinen mit eindeutig junger MORB (Mid Ocean Ridge Basalt)-Signatur im Texel-Gebiet einerseits und das Fehlen von überzeugenden Hinweisen für eine prä-permische Metamorphose in der Koralpe andererseits sind einige der Unterschiede, die hier anzuführen sind.

Krenn et al. (2011: Fig. 2b) ziehen die Grenze erster Ordnung – zwischen Texel-Komplex (Koralpe-Wölz nappe system) und Ötztal-Decke (Ötztal-Bundschuh nappe system) – entlang jener Glimmerschieferzone, die einerseits weit nach Norden hin (bis nahe Vent) mit dem Ötztalkristallin verschmolzen ist, andererseits an der Südumrahmung des Schrottner/Lodner Schlingenknotens eine Abspaltung Richtung Südwesten aufweist. Daraus kann man ableiten, dass es sich bei dieser Konfiguration um eine alte, voralpine, aber zugleich auch um eine junge, kretazisch geformte, also um eine polyphase Struktur handelt. Krenn et al. (l. c.) ziehen die „Deckengrenze“ dann entlang des südlichen Schenkels der großen liegenden Schnalser Schlinge (Schmidegg, 1964) weiter Richtung Westen/Südwesten. Dies entspricht zugleich dem nördlichen Randbereich des langgestreckten Partschinser Granitgneises („Tschigot-Granit“). Der altpaläozoische, ca. 450 Ma alte (Zanteschi, 1991) Intrusionskörper mag hier gewissermaßen wie ein Härtling gewirkt haben, der die Partitionierung der alpinen Deformation wie eine kanalisierende Schiene beeinflusste. Die nördliche Kontaktzone dieses Intrusionskörpers zu den Paragneisen wird abschnittweise als stark mylonitisiert beschrieben (Bargossi et al., 2011). Entlang dieser Kontaktzone sinkt die hypothetische Deckengrenze Texel-Komplex/Ötztalkristallin Richtung Vinschgauer Talboden ab und trifft dort, nahe dem Ausgang des Schnalstales, auf ein anderes wichtiges Strukturelement: die Vinschgauer Scherzone (VSZ).

Exhumiert die Vinschgauer Scherzone den Texel-Komplex?

Schon Schmid & Haas (1989) hatten die Hangendgrenze des Tschigot-Granits als bedeutende Bewegungszone gezeichnet, als Überschiebungshorizont, dessen östlicher Bereich die Basalanteile der VSZ in den (alpinen) Großfaltenbau der westlichen Texelgruppe überleitet (Schmid & Haas, 1989: Figs. 12, 13).

Montemagni et al. (2023) legen auf Basis strukturgeologischer und geochronologischer Daten ein neues Modell der Vinschgauer Scherzone vor, in dem diese Struktur die entscheidende Rolle für die Exhumation des Schneeberg–Texel-Komplexes übernimmt. Die VSZ stellt eine bis > 500 m mächtige und in ihrem W–E-Streichen über > 40 km am Südhang der Vinschgauer Sonnenberge aufgeschlossene Deformationszone dar. Im Liegendteil des südlichen Ötztalkristallins positioniert, bewegt die VSZ, bei gleichzeitig leichtem N-Fallen, den gesamten Ötztal-Block in Richtung Westen.

Im äußersten Westen liegt der größere Ötztal-Stubai-Block tektonisch auf Mesozoikum und dem Kristallin der Scarl-/Sesvenna-Einheit. Die seit Hammer (1908, 1912) als *Schliniglinie* bekannte basale, flach nach Osten einfallende Struktur wurde seit Langem als Überschiebung („Schlinigüberschiebung“) interpretiert, an der der Ötztal-Block westwärts überschoben worden sei (Hammer, 1931; Thöni, 1980a; Stutz & Walter, 1983; Schmid & Haas, 1989), und es wurde außerdem eine (hypothetische) Verbindung dieser Struktur ostwärts zur heute als *Vinschgauer Scherzone* (VSZ) bekannten Überschiebung in den Vinschgauer Sonnenbergen (Eyrs-Laas) hergestellt. Froitzheim et al. (1997) hingegen führten aus, dass die Schliniglinie in ihrem klassischen Abschnitt in ihrer *spätaktiven Phase* die Funktion einer flachen, ostvergenten Abschiebung hatte. Die „*Schlinig thrust*“ wurde so zur „*Schlinig fault*“ – und eine kausale Verbindung von Schliniglinie und VSZ wurde im Weiteren obsolet. Eine Konsequenz dieser neuen Situation ist, dass die genaue tektonische Zuordnung des gewissermaßen „isolierten“ westlichsten Teils des Ötztalkristallins (westlich der oberen Etsch) seither unklar erscheint. Ist die ursprüngliche Zugehörigkeit dieses Kristallins vielleicht neu zu überdenken? Hier ist noch zu beachten, dass eine (bislang hyothetische) tief reichende junge Bruchlinie, die so genannte „Glurns Fault“ (GF in: Montemagni et al., 2023: Fig. 2), süd–nordwärts durch das breite obere Vinschgautal verläuft, die die beiden Kristallinanteile W und E der Etsch also zusätzlich trennt. Gatto & Scolari (1974) hatten dem Ötztalkristallin westlich der Etsch eine Klippenposition („klippe di Slingia“) zugeschrieben und petrologische Analogien zur Matscher Einheit hergestellt. Im aktuellen Kontext ist aber vor allem von Bedeutung, dass die genetische Beziehung der Schliniglinie zur Vinschgauer Scherzone (VSZ) für die Frühphase ihrer Aktivität, die von Froitzheim et al. (1997) der von ca. 100 bis 80 Ma dauernden *Trupchun Phase* zugeordnet wird, völlig unklar bleibt.

Unabhängig von diesen tektonischen und nomenklatorischen Divergenzen konnte die *synmetamorphe Aktivität der VSZ* (damals „Schlinig Thrust“) schon im Zuge der ers-

ten Datierungen zur regionalen Metamorphosegeschichte belegt werden. Das zeigt der Vergleich der ersten Altersdaten aus den Gebieten sowohl westlich (Scarl-Einheit) als auch östlich (Schneeberg-Texel-Gebiet) der Scherzone. Hellglimmerreiche Feinfraktionen (vorwiegend der Korngröße < 2 µ) aus den im Abschnitt Eyrs (W) und Vezzan (E) verbreiteten „Serizitphylliten" (Hammer, 1912) lieferten K–Ar-Alter zwischen 74 und 94 Ma (Thöni, 1980a, b; 1981: PLATE 4). Später publizierte Daten von Glimmern und Rb–Sr-Alter an Myloniten mit Feinlagenbau fallen in den gleichen Zeitraum (70–94 Ma; Datenübersicht in Thöni & Hoinkes, 1987; Schmid & Haas, 1989, cum lit.). Diese Deformationsalter umspannen einen Temperaturbereich, der mit ca. 300/350 °C im Westen (Eyrs) und > 500 °C im Osten (Schnalstal-Mündung) einzustufen ist. Nach heutigem geochronologischen Kenntnisstand korreliert der Zeitraum von 97–70 Ma, in dem die VSZ hauptsächlich aktiv war, mit den wesentlichen Entwicklungsschritten des Eoalpinen P–T-Pfades im gesamten EHB, von der Subduktionsphase und dem eigentlichen Druckhöhepunkt bis zur späten Abkühlphase in der unteren Grünschiefer-Fazies.

Schersinnindikatoren und Kinematik der kretazischen Vinschgauer Scherzone wurden erstmals von Schmid & Haas (1989; hier noch als „Schlinig Thrust" bezeichnet) im regionalen Kontext analysiert. Innerhalb der Scherzone herrscht westgerichtete Kinematik eindeutig vor, obwohl untergeordnet auch ostgerichtete „Ausgleichsbewegungen" innerhalb des > 600 m mächtigen Deformationspaketes stattfanden. Älteren Vorstellungen in der Literatur folgend, lassen Schmid & Haas (1989) die VSZ als diskrete „Überschiebung" ostwärts in den Vinschgauer Sonnenbergen bzw. im Kristallin östlich des Schnalstals „auslaufen". Das heißt, dass lokalisierte Deformation nach dieser Hypothese ostwärts, in Richtung zu steigenden Eoalpinen Temperaturen, sukzessive partitioniert und als duktile Deformation im Kristallin „aufgefangen" bzw. durch Rekristallisationsprozesse überholt und verschleiert wird (Schmid & Haas, 1989: Figs. 2, 13). Es sei hier jedoch daran erinnert, dass zu der Zeit, als diese Untersuchungen stattfanden, wesentliche Kenntnisse zu Metamorphosegrad, insbesondere zu den Druckverhältnissen, im südöstlichen Ötztal-Stubai-Komplex noch fehlten.

Das Exhumationsmodell von Pomella et al. (2016) folgt in manchen Punkten einer ähnlichen „Spur" wie die Studie von Schmid & Haas (1989). Das Kartenbild von Schmidegg (1933, 1936) im Kopf behaltend, wirkt diese nordwestliche Abgrenzung des Texel-Komplexes (= Koralpe-Wölz nappe system) nach Pomella et al. (2016: Fig. 1), als quer durch die Vinschgauer Sonnenberge gezogene diskordante Linie, ein wenig wie eine „fremde" Struktur – sie müsste nach dieser Darstellung im östlichen Abschnitt (Schnalstal–Pfossental) alte Großstrukturen und insbesondere auch die „Venter Glimmerschiefer-Schlinge" nach Schmidegg (1964) entweder zerschneiden (vgl. dazu Abb. 13), oder aber post-metamorph stark verfaltet worden sein. Erst noch weiter östlich folgt diese Linie ungefähr der bekannten Nordgrenze des Schneeberger Zuges. Leider wurden feld-/strukturgeologische Details zu einer derartigen Linie, die sicher *die verantwortliche Schlüsselstruktur* für das tektonische Zerschneiden des südlichen Ötztal-Stubai-Kristallins in zwei Plattenstücke (*sensu* Schmid et al., 2004) wäre – und einen Hiatus im Eoalpinen P–T-Profil darstellen müsste, bisher nicht publiziert.

Im Modell von Schmid et al. (2004) stellt die Nordgrenze des Schneeberger Zuges (wie schon bei Schmid & Haas, 1989) einen tektonischen Kontakt dar – es ist nach dieser Vorstellung ja die Grenze von „Ötztal-Bundschuh-Block" zum Koralpe-Wölz-Deckenystem. Im „kritischen" Abschnitt, (süd-)westlich des Schneeberger Zuges, folgt die auslaufende „Spur" der VSZ nach Schmid & Haas (1989: Fig. 2) allerdings den Ausbisslinien der „Schlingen" (ohne sie zu zerschneiden), womit auch ausgedrückt wird, dass diese polyphasen „Großstrukturen" einen unbekannten, vielleicht ansehnlichen alpinen Anteil besitzen sollten.

Im Modell von Pomella et al. (2016: Fig. 3b), das ja eine großmaßstäbliche „postmetamorphe" Verformung des ganzen Gebirgsstockes vorschlägt, könnten auffallende tektonische Diskordanzen allenfalls wieder teilweise „angepasst" worden sein. Die AutorInnen sprechen von sehr weiten offenen Verfaltungen mit geringer Amplitude, die den gesamten kretazischen Deckenstapel erfasst hätten, und diese Umgestaltung wird der eozänen (ca. 50–35 Ma) Blaisun-Deformationsphase (nach Froitzheim et al., 1997: Fig. 3) zugeordnet. Die klare Konzentrierung nahezu aller bekannten Glimmer-Abkühlalter im Großraum auf die Zeit > 70 Ma, und damit das Fehlen einer messbaren postkretazischen Störung von Isotopensystemen mit niedrigen Schließtemperaturen, lässt die Vorstellung einer großräumigen Verformung des (um ≤ 50 Ma) weitgehend ausgekühlten Gesteinskörpers ziemlich unglaubwürdig erscheinen (jedenfalls, solange nicht durch Niedrig-Temperatur-Datierung, wie FT an Zirkon und Apatit, gestützt). Auch aus der frontalen Hauptbewegungszone an der Basis des exhumierenden Texel–Schneeberg-Komplexes, der Vinschgauer Scherzone, sind (mit einer Ausnahme) keine Alterswerte < 70 Ma bekannt.

Montemagni et al. (2023) kommen auf Basis eines detaillierten strukturgeologischen und geochronologischen Datensets (^{40}Ar–^{39}Ar- und Rb–Sr-Analytik an Biotit und Muskovit) aus drei Querprofilen durch die VSZ zu vergleichbaren Ergebnissen wie Schmid & Haas (1989). Die Alterswerte von synkinematisch gebildeten Glimmern zeigen, dass die VSZ im Zeitraum zwischen 97 und 80 Ma aktiv war, also eindeutig ein Eoalpines Strukturelement darstellt und mit den geochronologischen Rahmenbedingungen des Texel–Schneeberg-Komplexes gut übereinstimmt. Jedoch bestehen trotz der Benutzung des gleichen Hauptelementes, eben der VSZ, für die Exhumation der höher metamorphen Texel–Schneeberg-Einheit, zwischen dem Exhumationsmodell von Schmid & Haas (1989) und jenem von Montemagni et al. (2023) essenzielle Unterschiede; dies mag, wie oben angedeutet, zumindest teilweise im (zeitlich bedingt) unterschiedlichen Kenntnisstand der Ausgangssituation begründet sein. Insbesondere ist auch anzumerken, dass die Gesamtmächtigkeit der Scherzone bei Schmid & Haas (1989: Fig. 1; vgl. Thöni, 1986: Fig. 14) deutlich größer dargestellt ist als die von Montemagni et al. (2023) angegebenen ca. 400 m. Nördlich von Schlanders (720 m Seehöhe) etwa wurden Pegmatit-Mylonite aus der basalen Matscher-Decke (auf 2.100 m) datiert, die mit einem Rb–Sr-Isochronen-Alter von 82,9 ± 1,1 Ma westgerichtete Bewegungen im Hangendteil der in diesem Profil etwa 1 km mächtigen VSZ im Zuge der fortgeschrittenen Eoalpinen Abkühlung belegen (Thöni, 1986: Fig. 15a; vgl. auch Habler et al., 2009).

Im Modell von Montemagni et al. (2023: Figs. 1, 2) unterlagert die aktive VSZ den gesamten Ötztal-Block (mit Ausnahme des westlichsten „Schlinig-Lappens“) samt Texel-Einheit. Obwohl auch in dieser Studie für den östlichen, höher temperierten Abschnitt (ab Schnalstal-Mündung) Abspaltungen bzw. eine Auffiederung der Hauptscherzone, vor allem in die Kontaktzonen des Partschinser Granitgneises, angenommen werden (Montemagni et al., 2023: Fig. 2c), setzt sich der basale Hauptast der Scherzone ostwärts bis in die Gegend von Meran fort, wo er als Thurnstein-Ast der Scherzone endet (Pomella et al., 2022), bzw. im Umfeld des periadriatischen Liniensystems von jüngeren, steilstehenden Faults (Müller et al., 2001) abgeschnitten wird.

Die VSZ stellt in diesem Modell von Montemagni et al. (2023: Fig. 11) das einzige treibende Element dar, das den westlichen Teil des 400 km langen EHB, den Texel–Schneeberg-Komplex, exhumiert. Aus deren Entwicklungsschema in Figure 11 ist ersichtlich, dass die AutorInnen Ötztalkristallin, Schneeberg-Komplex und Texel-Komplex als getrennte Einheiten betrachten, deren interne Struktur allerdings stark vereinfacht dargestellt ist. So könnte etwa der Schneeberger Zug um ca. 80 Ma wohl schon zu einer enggepressten Muldenstruktur geformt gewesen sein. Die Frage nach der Abgrenzung Texel-Komplex/Ötztalkristallin wird in dieser Studie aber nicht konkret angesprochen – die Verbindungslinie von der VSZ (Schnalstal-Mündung) zum Westende Schneeberger Zug erscheint in der Darstellung der AutorInnen (Montemagni et al., 2023: Fig. 1) auch eher arbiträr und quer über die Schlingenstrukturen hinweg gezogen. Als mögliches strukturelles „gegenläufiges Element“ in der Hanging-wall der exhumierenden Großeinheit (Ötztal-Stubai-Block) sehen die AutorInnen die Mylonite in der basalen Steinach-Decke.

Klare feldgeologische Indizien, wonach das südliche Ötztal-Stubai-Kristallin an diskreten tektonischen Linien in zwei Deckenkomplexe aufzuspalten sei, um die Teile zwei verschiedenen tektonometamorphen Einheiten zuzuordnen, gibt es nicht (vgl. Klug & Froitzheim, 2022). Nicht alles, was für den Ostteil des EHB gilt, kann auch auf den Westabschnitt übertragen werden. Den (sehr wahrscheinlich) monometamorphen Schneeberger Zug (mit seinen noch ungelösten Fragen nach Auto- versus Allochthonie) ausgenommen, könnte das Ötztal-Stubai-Kristallin zu Beginn der alpidischen Orogenese einen zusammenhängenden Kristallinblock dargestellt haben, dessen Südteil allerdings in der Permotrias stärker gedehnt/ausgedünnt worden war, in der Folge, bei der kretazischen Subduktion (als westlichstes Ende des zukünftigen EHB) an einer steilen Subduktionsbahn sehr tief versenkt und im Zuge des Exhumations-/Extrusionsprozesses „entlang der weichen“ Schneeberg Normal Fault (SNFZ; Sölva et al., 2005a) sehr stark deformiert und großmaßstäblich verfaltet wurde („Schlingenbau“ p. p.). Montemagni et al. (2023: 566) errechnen einen Mindestversatz von 40 km an der Vinschgauer Scherzone für den Zeitraum ca. 97–80 Ma B.P. Es bleibt äußerst fraglich, ob die Vorstellung von Montemagni et al. (2023), aber auch jene von Klug & Froitzheim (2022), den realen Verhältnissen genügen kann, wenn die VSZ als einziges operierendes Element benutzt wird, um den Texel-Hochdruck-Keil an die Oberfläche zu bringen. Ein beachtlicher Teil der Bewegung wird jedenfalls durch diskrete Deformation innerhalb der Großeinheit (über der VSZ) aufgefangen (Sölva et al., 2005a; Habler et al., 2010). Einige der Aspekte, wie in den tektonischen Modellen von Krenn et al. (2011) bzw. von Pomella et al. (2016) dargestellt, dürften den Bedingungen bei der Exhumation deutlich näherkommen.

Der vorkretazisch zusammenhängende Raum zwischen Ötztalkristallin s. str. (Ötztal-Bundschuh-Deckensystem) und Texel-Komplex (Koralpe-Wölz-Deckensystem) wird – namentlich an seinem W/NW-Ende – im Zuge der kretazischen Exhumation durch großräumige Deformation/Verfaltung so stark verkürzt, dass die vorkretazische Situation (etwa in Form einer permisch-triadisch ausgedünnten Kruste, oder gar einer „Grenze“), nicht mehr lokalisierbar ist. Eine „Wiedervereinigung“ („reuniting, *sensu* Klug & Froitzheim, 2022) von Deckenkomplexen sollte sich für den konkreten Fall erübrigen, weil wohl nie eine grundsätzlich getrennte Situation bestand.

Granatdatierung: Potenzial und Herausforderungen – eine kritische Betrachtung anhand von Beispielen

Potenzial des Sm–Nd-Systems

Das Sm–Nd-Zerfallssystem ragt unter den „geochronologischen Standardmethoden“ durch seinen breiten Anwendungsbereich heraus. Seine Einsatzmöglichkeit als radiogener geochemischer Tracer für die Aufklärung von Protolith-Herkunft (über den εNd-Wert) und der regionalen Gesteins- und der globalen Krustenentwicklung im Laufe der Erdgeschichte ist kaum weniger aussagekräftig als das Potenzial dieses Systems für die Mineraldatierung.

Auf Grund der relativen Nähe der beiden (im Zerfallssystem) beteiligten Elemente im Periodensystem bzw. innerhalb der „geochemisch sehr ähnlichen“ Selten-Erd-Element-Reihe (Nd: OZ = 60, Sm: OZ = 62) stellt die geringe Fraktionierung von Mutter- (Sm) und Tochterelement (Nd) in den meisten natürlichen/geologischen Materialien eine (erwartete und bekannte) Realität dar – generell eine eher ungünstige Voraussetzung für geochronologische Zielsetzungen. Granat ist diesbezüglich eine Ausnahme. Dass das Granatgitter eine hohe Präferenz für Sm (und die HREE generell) gegenüber Nd zeigt, ist ebenfalls schon länger bekannt. Weniger bekannt ist hingegen, dass, neben Granat, noch etliche andere gesteinsbildende Minerale im Sm–Nd-System ausreichend fraktionieren (d.h., deren P/D-Verhältnis relativ zum wr oder zu anderen Phasen mit niedrigem Sm/Nd, wie Plagioklas oder Zoisit, ausreichend weit entfernt sein) können, um aussagekräftige Daten zu zeitlichen Aspekten dieser spezifischen Bestandteile zu gewinnen. Dazu zählen etwa magmatischer und metamorpher Klinopyroxen/Omphazit (z.B. Miller et al., 2003; Miller & Thöni, 1995, 1997; Thöni et al., 2008b), unter Umständen auch Staurolith (Thöni & Miller, 1996; Schuster et al., 2015). Auch wichtige akzessorische Phasen, wie Apatit, Titanit, oder auch Zirkon, können deutlich erhöhte $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnisse aufweisen (Bernhard et al., 1996; Thöni & Miller, 2000). Vor allem ist hier aber Xenotim zu nennen, der in mehreren Metapegmatiten der Koralpe Sm/Nd-Verhältnisse deutlich > 1,5 aufwies (Thöni et al., 2008a). Dieser Aspekt erweitert somit das geochro-

nologische Potenzial der Sm–Nd-Methode (zwar nicht routinemäßig, aber bei spezifischen Fragestellungen und geeignetem Probenmaterial) beträchtlich – ein Unterschied zu den häufig angewendeten und als „hoch-präzise" (high-precision) bekannten Datierungsmethoden wie U–Pb und Lu–Hf, deren geochronologische Anwendung weitestgehend auf die Minerale Zirkon bzw. Granat beschränkt bleibt (Mezger & Krogstad, 1997; Scherer et al., 2000). Allerdings kann der isotopenanalytische Anwendungsbereich vielleicht auch für diese beiden Methoden noch deutlich erweitert werden, etwa über die Th–U–Pb-Datierung von Monazit oder die Lu–Hf-Analyse von Epidot-Mineralien (z.B. Schulz, 2016; Yu et al., 2024).

Datierung von Granat

Als verbreitetes gesteinsbildendes Mineral bietet Granat gute analytische Möglichkeiten, um die Entwicklung sowohl metamorpher, als auch magmatischer Paragenesen nachzuzeichnen. Potenziell können auf diese Weise quantifizierte Aussagen zu den wichtigen Parametern: Druck (P), Temperatur (T), Zeit (t) und Deformation (D) gewonnen werden. In günstigen Fällen stammen alle diese Informationen aus *ein und demselben Probenmaterial* und können gezielt koordiniert werden – ein eindeutiger Vorteil bei der Dateninterpretation. Aus diesen Gründen gilt Granat als Paradematerial für die Rekonstruktion von P-T-t-D-Pfaden. Die genaue zeitliche Zuordnung petrogenetischer „Schritte" entlang eines individuellen P–T-Pfades bleibt dennoch oft limitiert – was auch von den jeweils angewendeten geochronologischen Methoden abhängen kann.

Für die Mineraldatierung hat sich in neuerer Zeit die in mancher Hinsicht „überlegene" In-situ-Analytik am „Allrounder"-Akzessorium Zirkon als aussagekräftige geochronologische-isotopengeochemische Methodik (vor allem in der Form von LA-ICP-MS) etabliert. Das ist neben der weiten Verbreitung vor allem auch in der stabilen (refraktären) Natur des U–Pb-Systems in Zirkon und damit in seiner hohen Schließtemperatur für U und Pb, sowie zusätzlich für Hf und die SEE, begründet; das Analyseverfahren wird auch in HP/UHP-metamorphen Paragenesen erfolgreich eingesetzt (z.B. Janák et al., 2009; Chang et al., 2020). Allerdings kann gerade in solchen Fällen, und bei unzureichender geochemischer Kontrolle, die Frage bestehen bleiben, mit welchem Entwicklungsschritt entlang des gegebenen P–T-Pfades eine spezifische Altersinformation von Zirkon genau zu korrelieren ist (denn es ist bekannt, dass Kristallisation bzw. Reaktion von metamorphem Zirkon – trotz seiner hohen Schliesstemperatur – über einen weiten Bereich des P–T-Feldes stattfinden kann). Für die genauere Zuordnung von Zirkon-U–Pb-Altern aus Hochdruckgesteinen hat sich „die Faustregel" durchgesetzt, über Spurenelement-Gehalte und Spurenelement-Partitionierung zu prüfen, ob Zirkon in Anwesenheit von (d.h., konkurrierend mit) Granat, oder im granatfreien Feld kristallisiert ist (Rubatto, 2002). Granat bleibt in metamorphen Gesteinen auf jeden Fall weiterhin nahezu die einzige Phase, die es ermöglicht, petrologische/thermobarometrische, geochronologische, und oft auch mikrostrukturelle Informationen *aus einer Paragenese* direkt zu verknüpfen, um valide Schlussfolgerungen zu regionalen Metamorphose- und Strukturbildungsprozessen ableiten zu können.

Sm–Nd versus Lu–Hf – zwei unterschiedliche, aber komplementäre Methoden für die Datierung von Granat

Nach der Etablierung der Sm–Nd-Isotopenmethode (im Soge der Mondlandungen) in den 1970er Jahren (O'Nions et al., 1977, 1979; Lugmair & Marti, 1978; Hamilton et al., 1979) begann die Sm–Nd-Datierung von Granat in Europa in den 1980er Jahren schrittweise Fuß zu fassen (Humphries & Cliff, 1982; Griffin & Brueckner, 1985; Jagoutz, 1988; Vance & O'Nions, 1990). Die Lu–Hf-Datierung von Granat kam dagegen erst im Laufe der 1990er Jahre sporadisch zum Einsatz (Duchêne et al., 1997; Scherer et al., 2000), etablierte sich aber in jüngerer Zeit zu einer bevorzugten Methode für die Datierung in Hochdruck-Metamorphiten bzw. in Subduktionszonen (z.B. Lapen et al., 2003; Lagos et al., 2007; Cheng et al., 2012; Anczkiewicz et al., 2014; Miladinova et al., 2021; Knittel et al., 2024). Während die Sm–Nd-Methode den α-Zerfall von ^{147}Sm zu ^{143}Nd nutzt (^{147}Sm–^{143}Nd-Zerfall), basiert die Lu–Hf-Methode auf dem β^--Zerfall von ^{176}Lu zu ^{176}Hf (^{176}Lu–^{176}Hf-Zerfall). In (geo-)chemischer Hinsicht weisen die beiden Zerfallssysteme Parallelitäten, aber auch Unterschiede auf. Drei der beteiligten Elemente (Nd, Sm, Lu) stammen aus der Reihe der Seltenen Erden (SEE), Elemente, die untereinander ein sehr ähnliches geochemisches Verhalten aufweisen und bevorzugt als trivalente Ionen vorkommen. Hf (OZ 72) dagegen ist ein Vertreter der Übergangsmetalle, das Zerfallssystem inkludiert also Lu^{3+} und Hf^{4+}-Ionen, was (im Vergleich zum Sm–Nd-Zerfallssystem) einen beachtlichen Einfluss auf die Diffusivität und damit wohl auch auf die „Schwellentemperatur"/Schließtemperatur des Lu–Hf-Systems erwarten lässt. Ähnlichkeiten bzw. Unterschiede der genannten Elemente, wie etwa jene im Ionenradius, bedingen die Präferenz in bestimmten Kristallgitterstrukturen (wie Granat) für kleiner-ionige oder größer-ionige Elemente (etwa Sm oder Lu vs. Nd oder Hf) und diese „Affinität" vermag so das Fraktionierungsverhalten, also das finale P/D-Verhältnis (Mutter-/Tochter-Verhältnis) im betreffenden System, stark zu beeinflussen. Solche Unterschiede betreffen die relative „Elementmobilität" bei metamorpher Überprägung oder generell bei deuterischen Prozessen, und es ist daher zu erwarten, dass sich das Lu–Hf- und das Sm–Nd-System als komplementäre Methoden für die Granat-Datierung erweisen, oder in manchen Fällen auch zu etwas diversifizierten, aber sich ergänzenden Ergebnissen führen können (Kylander-Clark et al., 2007; Kohút et al., 2023) (vgl. auch Abb. 19, diese Arbeit).

Geochemisch bedingte Einschränkungen und analytische Hürden. Probenreinheit, Mikroeinschlüsse und die Eignung von Granatseparaten für Bulk-Multigrain-Isotopenanalytik (BMIA)

Im Unterschied zu verbreiteten Datierungsmethoden, wie U–Pb-ICP-MS oder Ar–Ar-Laser-Analytik, ist präzise In-situ-Isotopen-Analyse mit geochronologischer Zielsetzung (bis jetzt) weder für das Sm–Nd-System, noch für das Lu–Hf-System möglich. Damit bleibt ein wichtiger Ansatz zeitgemäßer Analytik, nämlich genaue mikrostrukturelle und mikrochemische Kontrolle des analysierten Materials, im strengen Sinne außer Reichweite. Der sehr langsame Zuwachs der radiogenen Zerfallsprodukte ^{143}Nd bzw. ^{176}Hf führt zu nur kleinen Unterschieden (niedrige Radiogeni-

tät) in den radiogenen Isotopien beider Zerfallssysteme. Die Hauptursachen hierfür sind in (i) den meist sehr niedrigen Spurenelementkonzentrationen, (ii) der geringen Fraktionierung von radioaktiver Mutter (P = Parent) und radiogener Tochter (D = Daughter) und (iii) der langsamen Zerfallsgeschwindigkeit (lange Halbwertszeiten) begründet. In Summe verunmöglichen diese „ungünstigen" physikalischen Prämissen somit eine (für geochronologische Anforderungen) auch nur annähernd ausreichend präzise Messung der radiogenen Isotopenverhältnisse $^{143}Nd/^{144}Nd$ bzw. $^{176}Hf/^{177}Hf$ mittels In-situ-Analytik. Das für die individuelle Messung zur Verfügung stehende Probenvolumen ist einfach zu klein.

Auch was den radiogenen Zuwachs, also die stetig-kontinuierliche Veränderung der radiogenen Isotopie in der Zeit betrifft, gleichen sich die beiden Zerfallssysteme durchaus. Was die sehr lange Halbwertszeit von ^{147}Sm (106 x 10^9 a) gegenüber jener von ^{176}Lu (38 x 10^9 a) an radioaktiver „Produktion" hinterherhinken lässt, macht Sm (bei ähnlicher P/D-Fraktionierung) durch seinen wesentlich höheren Anteil des radioaktiven Isotops im Gesamtelement (15 % ^{147}Sm in Sm) gegenüber Lu (nur 2,6 % ^{176}Lu in Lu) teilweise wieder wett. Aus all diesen Gründen bleiben beide Datierungsmethoden, Sm–Nd und Lu–Hf, weiterhin auf das einzig mögliche, oft noch durch zusätzliche analytische Hürden eingeschränkte Verfahren angewiesen, das ich hier als „*Bulk-Multigrain-Isotopen-Analytik*" (BMIA) bezeichnen möchte.

Wie weiter oben angedeutet, können mit hochauflösenden in-situ-analytischen Verfahren Elementkonzentrationen (für das P/D-Verhältnis, die x-Achse im Isochronendiagramm) bis zu Gehalten von c. 100 ppb einigermaßen genau bestimmt werden; bei sehr niedrigen Gehalten ist die analytische Genauigkeit jedoch auch dafür bei weitem nicht mehr ausreichend, und die Korrelation mit der zugehörigen radiogenen Isotopie ist ohnehin nicht möglich. Aus diesen Gründen sind – für geochronologische Zielsetzungen – sowohl die Sm–Nd- als auch Lu–Hf-Methode in analytischer Hinsicht weiterhin auf die sehr speziellen und aufwändigen Verfahren der Isotopenverdünnung (ID, isotope dilution) in Verbindung mit TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry, für Sm–Nd), bzw. MC-ICP-MS (Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, für Lu–Hf) angewiesen.

Bei geeignetem Probenmaterial und guten analytischen Voraussetzungen kann das Potenzial der BMIA zwar noch deutlich „gesteigert" werden, etwa durch Proben-Miniaturisierung, oder durch Aufsplittung in Magnetfraktionen, was die Korrelation/Interpretation von mikrostrukturellen und isotopenanalytischen Daten stark unterstützt (z.B. Pollington & Baxter, 2010), aber nicht beliebig – die Unterschiede/Nachteile der BMIA relativ zur In-situ-Analytik bleiben evident! In jedem Fall gilt für BMIA weiterhin die Grundvoraussetzung, dass sowohl für Lu–Hf- als auch für Sm–Nd-Isotopenanalysen eine relativ große Probenmenge von bestmöglicher Qualität („high-purity"; ca. ≥ 10–50 mg reinstes Mineralkonzentrat), und im finalen Arbeitsschritt zeitaufwändig händisch (via Handpicking am Binokular), separiert werden muss, um ausreichend präzise Messergebnisse sicherzustellen. Hier wäre die Entwicklung automatisierter Separationstechniken mit KI-unterstützter Software nach aktuellen Gesichtspunkten und Möglichkeiten sicher wünschenswert.

Eine der analytischen Hürden und zugleich eine nahezu inhärente Herausforderung für die BMIA stellen *Mikro-Einschlüsse* (*micro-inclusions*) in der zu datierenden Phase dar. Da auf Grund der oft als sehr niedrig zu erwartenden Konzentrationen der betreffenden Spurenelemente (Sm, Lu, vor allem aber Nd und Hf) in Granat in der Regel Ausgangsprobenmengen in Reinstform (*high purity*) von ca. ≥ 30 mg erforderlich sind, diese aber im finalen Separationsschritt hoch aufwändig (via Handpicking) separiert werden müssen, ist dennoch eine sichere Kontrolle der Probe in Bezug auf „Ultrareinheit" optisch nur eingeschränkt möglich. Es ist bekannt, dass Einschlüsse im Mikro- bis Nanometer-Bereich (bei sehr steilen geochemischen Gradienten/Diffusionshöfen und insbesondere bei großen Anregungsflächen) selbst für In-situ-Messmethoden (LA-ICP-MS) ein analytisches Problem (der Kontamination) darstellen können – und dennoch sind Ausmaß und Auswirkung in solchen Fällen keineswegs vergleichbar mit den Unsicherheiten bzw. möglichen Verfälschungen, die sich für die BMIA durch nicht eliminierte Einschlüsse ergeben können.

Das „Einschluss-Problem", d.h., die potenzielle Beeinträchtigung eines Altersergebnisses durch unentdeckte, nicht eliminierte Mikroeinschlüsse, stellt sich unter allen etablierten, für die Mineraldatierung verfügbaren Methoden (K–Ar bzw. ^{40}Ar–^{39}Ar, Rb–Sr, Sm–Nd, Lu–Hf, Re–Os, U–Th–Pb) für das Sm–Nd-System in besonderem Masse. Nd-reiche Einschlüsse beeinflussen direkt das P/D-Verhältnis, indem sie den „spread", die Spreizung in Zweipunkt-Isochronen (z.B. zwischen wr und Granat) „sehr effektiv" verkürzen und so statistisch unmittelbar eine negative Auswirkung vor allem auf den Altersfehler, aber auch auf den Alterswert haben können. Insgesamt ist hier festzustellen, dass „das Einschlussproblem", in Verbindung mit der physikalisch-geochemisch bedingten natürlichen geringen Fraktionierung im System (von Mutter- und Tochterelement), mit ein Grund dafür ist, dass Sm–Nd-Mineraldatierung nur selten und mit Mühe die hohe Präzision im Endergebnis („Altersfehler") erreicht, wie sie für andere etablierte Methoden (einschließlich Lu–Hf) routinemäßig erreicht werden kann.

Für die Lu–Hf-Analytik von Granat steht in der sogenannten „*selective tabletop procedure*" oder „*tabletop digestion*" eine nachweislich sehr effektive Aufschlussmethode zur Verfügung, bei der die für die Kontamination (von Granat) hauptsächlich verantwortlichen Fremd-Phasen „ausgespart", das heißt, beim Probenaufschluss nicht gelöst werden (Lagos et al., 2007). Die für das Lu–Hf-System im wesentlichen relevanten Phasen werden durch die verbreiteten Hf-reichen Akzessorien *Zirkon* und *Rutil* repräsentiert, mit Hf-Gehalten im Bereich 10^4 bzw. 10^2 ppm – gegenüber etwa < 0,1–0,5 ppm Hf im Granat selber (z.B. Scherer et al., 2000; Miller et al., 2005; Miladinova et al., 2021). Wie extrem die Beeinflussung der Isochronenparameter durch solche Einschlüsse sein können, zeigt die Anwendung bzw. der Vergleich unterschiedlicher Aufschlussmethoden für gleiches Material (siehe Lagos et al., 2007: Fig. 8)! Obwohl als verfälschender und präzisionsmindernder Faktor (als Einschluss in Granat) also gewissermaßen „ausschaltbar", kann Zirkon aber andererseits, mit seinen sehr hohen Hf-Konzentrationen – und auch wegen seiner sprichwörtlichen „Unzerstörbarkeit" (Mezger & Krogstad, 1997: „… *zircons are forever*…") – und oft mit polyphasem Kornaufbau und unterschiedlich hohen Radiogenitä-

ten, die Lage des Datenpunkts für die Matrix („wr“) im Isochronendiagramm in einer Weise verschieben, dass das „wahre“ wr–Grt-Alter signifikant verfälscht wird (Scherer et al., 2000). Solche Einflüsse mögen zwar meist gering sein, analytisch auflösbar/interpretierbar sind sie erst, wenn zusätzlich zu wr und Granat eine weitere Hauptphase, etwa Klinopyroxen, analysiert wird (Sandmann et al., 2016). So könnte vielleicht das sichtbare Ungleichgewicht in der Hf-Isotopie zwischen Granat/Omphazit und wr in den perfekt (re-)kristallisierten Omp-Grt-Ky-Paragenesen metagabbroider Eklogite von der Typlokalität Kupplerbrunn, Saualpe, auf Reste von ererbten Zirkon-Kernen (die als Einschlüsse in einigen HP-Mineralien auch nachgewiesen wurden) zurückgeführt werden (Thöni et al., 2008b: Fig. 7a).

Da Zirkon auf Grund seiner refraktären Natur und seinen extrem hohen Hf-Gehalten (≥ 10.000 ppm) als ererbtes Akzessorium für die Lu–Hf-Datierung generell hohe Unsicherheiten bergen kann, wurde diese Datierungsmethode für Granat „saurer“ Gesteine bisher seltener angewendet. Die unterschiedliche Radiogenität der Hf-Isotopie in Zirkon kann, in Verbindung mit seinen sehr hohen Hf-Gehalten, das wr als Bezugspunkt für Grt–wr-Isochronen, und bei mäßigem „spread“, in rezyklierten Krustengesteinen vermutlich stärker verfälschen als in basischen Gesteinen (wo die Lu–Hf-Datierung von Granat bisher hauptsächlich angewendet wurde). Bei entsprechender Probenauswahl/-vorbereitung scheinen jedoch auch Metasedimente für die Lu–Hf-Datierung durchaus zugänglich zu sein (Kohút et al., 2023).

Das von Anczkiewicz & Thirlwall (2003) für die Sm–Nd-Granat-Datierung entwickelte „*Leaching-Experiment*“ (mit H_2SO_4) wirkt in umgekehrter Weise zur *tabletop digestion:* Mikroeinschlüsse sollen (quantitativ) aus dem Wirtsmineral herausgelöst werden (= L, *Leachate*), während Granat für die weitere Analyse als reine Residual-Phase (R) zur Verfügung steht. Während also bei der „tabletop“-Methode die unerwünschten Einschlüsse „unberührt“ bleiben (einfach ausgeschieden werden) und somit theoretisch keinen Einfluss auf das finale Altersergebnis haben können, ist das effektive, vollständige Entfernen der (oft sehr kleinen bzw. fein verteilten) Fremdphasen durch H_2SO_4 (alternativ auch HCl) gemäß dem Leaching-Experiment von Anczkiewicz & Thirlwall (2003) zumindest deutlich fragwürdiger. Darauf weisen auch zahlreiche Versuche im eigenen Labor hin. Das effektive Entfernen durch Lösen (leaching) setzt eine möglichst verlust- und kontaminationsfreie Zerkleinerung des (kostbaren) Körnerpräparates *nach dem Hand-picking*/vor dem Einwägen voraus, um auch winzige „gepanzerte“ Einschlüsse für die Säureattacke zugänglich zu machen! Auf jeden Fall ist in Frage zu stellen, in wie weit Leaching-Experimente dieser Art *vollständig* effektiv sein können. Ja, man könnte sogar vermuten, dass die manchmal auffällig geringere Präzision von Sm–Nd- gegenüber Lu–Hf-Altersergebnissen teilweise in diesem Umstand ihre Ursachen hat, dass nämlich kontaminierende (das P/D-Verhältnis „verkürzende“) Nd-reiche Einschüsse durch Leaching nicht vollständig entfernt werden konnten (stark negative Korrelation in Abb. 16b).

Um solche störenden Einschlüsse in Granat „vollständig“ zu eliminieren, schlugen Pollington & Baxter (2010) eine „radikale Leaching-Methode“ („Garnet partial dissolution cleansing“) vor: Das Experiment arbeitet dreistufig, unter Verwendung verschiedener konzentrierter heißer Säuren (HNO_3, HF, und schließlich $HClO_4$, um eventuell sekundär entstandene Fluoride zu entfernen) – und liefert eine ultrareine und in den Elementverhältnissen überprüfbar unverfälschte (?) Granatfraktion, allerdings bei signifikantem Probenverlust (Pollington & Baxter, 2010).

Kontaminierende Phasen, die beim Hand-picking als unentdeckte Mikro-Einschlüsse die Sm–Nd-Systematik von Granat massiv beeinträchtigen können, stellen insbesondere die SEE-reichen Phosphate *Monazit, Apatit,* und *Xenotim* dar. Xenotim ist wegen seiner hohen SEE-Gehalte und seinem ungewöhnlich hohen Sm/Nd-Verhältnis besonders zu beachten. Auch Zirkon kann ein Störfaktor sein, weiters Silikate wie Epidot, Klinozoisit/Zoisit, Allanit. *Monazit* kommt als sehr weit verbreitetem Akzessorium in vielen Lithologien eine besondere Bedeutung zu. Einerseits wird Monazit auf Grund seiner hohen U- und Th- bzw. seiner niedrigen Pb-Gehalte als U–Th–Pb-Chronometer eingesetzt und zusätzlich wegen seiner hohen Nd-Gehalte als erfolgreicher geochemischer Tracer genutzt (z.B. Schulz, 2016); andererseits vermag Monazit aber, bei Nd-gehalten bis in den Bereich 10^4–10^5 ppm (Thöni et al., 2008a), Granat geradezu zu „überschwemmen“. Ein repräsentativer Split des für das zeitintensive Leaching-Experiment vorbereiteten Körnerpräparats sollte (zusätzlich zum Dünnschliff) in jedem Fall in der Elektronenstrahl-Mikrosonde überprüft werden, um die Natur der Einschlüsse und die Isotopie des Leachates (L, der gelösten Einschlüsse, insbesondere wenn es auch isotopisch analysiert wird) in Hinblick auf Isotopengleichgewicht zwischen Hauptphase und eingeschlossenen Akzessorien beurteilen zu können (denn es ist bekannt, dass sich nach bestimmten engen Kriterien separierte Mineralkonzentrate von jenen, an denen Analysen aus dem Dünnschliff/Sondenschliff verwertet werden, deutlich unterscheiden können).

Insgesamt müssen Leaching-Experimente nach der Methode von Anczkiewicz & Thirlwall (2003), trotz des hohen Aufwands und einer manchmal bleibenden Rest-Unsicherheit, aber zweifellos als positiv und erfolgreich bewertet werden. Dies kann aus > 80 % der im eigenen Labor durchgeführten Experimente geschlossen werden (Abb. 16). Liegen Residualanteil (R, der „gereinigte“ Granat) und Leachate (L, die gelösten Einschlüsse) auf einer gemeinsamen Isochrone relativ zum Gesamtgestein (wr) oder zu einer anderen relevanten Phase (z.B. Klinopyroxen oder Apatit), ist jedenfalls belegt, dass die Einschlüsse keinen verfälschenden Effekt auf den Alterswert des Granats haben (wenngleich meist auf die Präzision, d.h. den Altersfehler).

Nd-Konzentration und P/D-Verhältnisse in Granat

Die Abbildungen 16a–d zeigen die Nd-Konzentrationen (im logarithmischen Maßstab) von hand-gepickten Granatseparaten aus den Ostalpen, aufgetragen gegen P/D, das jeweils zugehörige isotopische $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnis. Es sind ausschließlich Ergebnisse von ID-TIMS-Analysen dargestellt, die im *Labor für Geochronologie an der Universität Wien* im Zeitraum 1993–2012 (sowie einige publizierte Daten aus späterer Zeit, siehe Knoll et al., 2018) durchgeführt wurden. Die Ergebnisse sind auf vier verschiede-

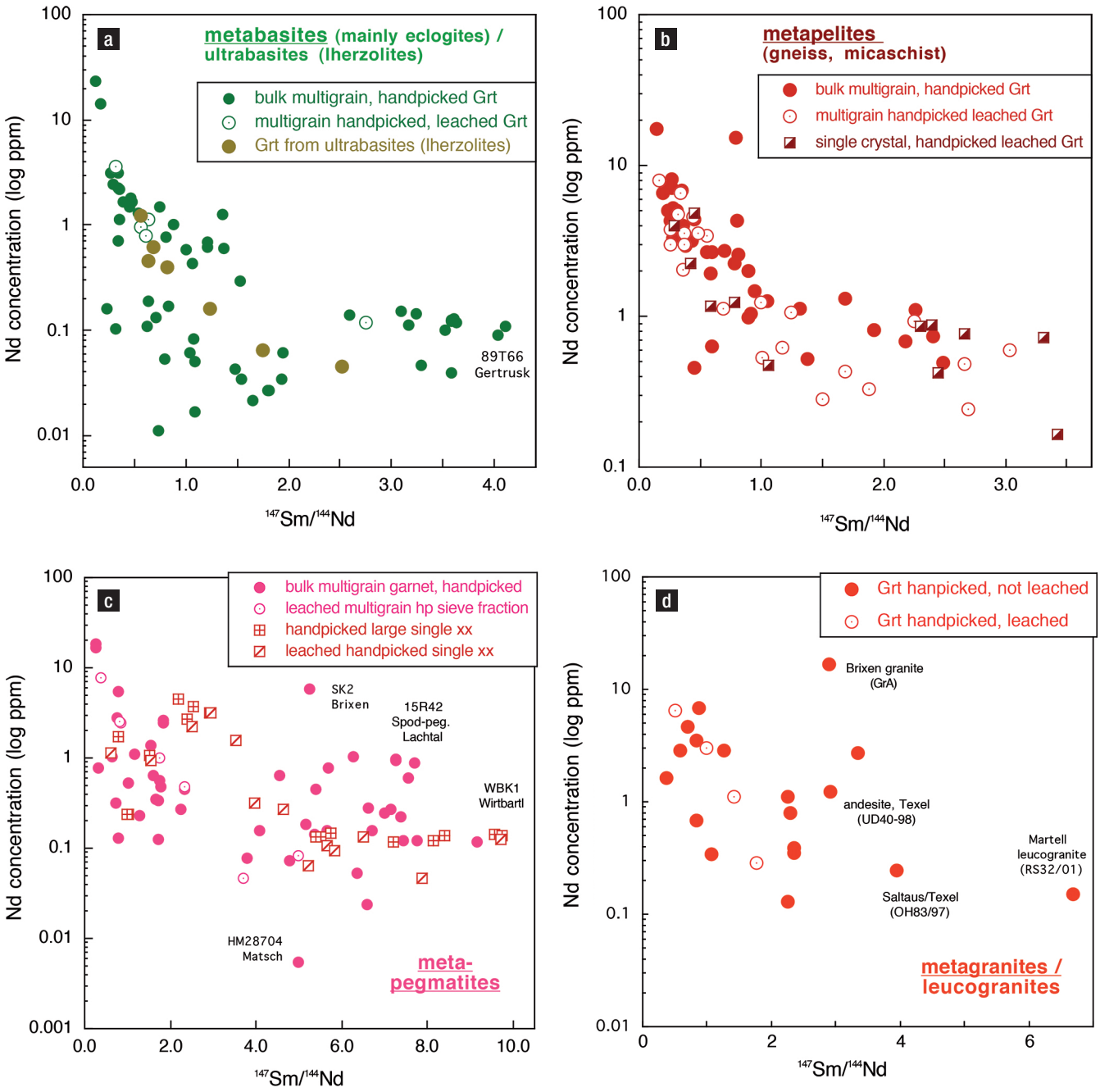


Abb. 16.
Darstellung der Nd-Konzentration (ppm, in logarithmischem Maßstab) für Granate aus vier verschiedenen Lithologien (a) Metabasite, b) Metapelite, c) Metapegmatite und d) Metagranite) aus den Ost- und Südalpen vs. das jeweils zugehörige $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnis (P/D). Es bestehen sowohl Gemeinsamkeiten als auch charakteristische Unterschiede für die beiden Parameter in diesen Gesteinsgruppen. Auffallend sind: die häufig sehr niedrigen Nd-Gehalte in Metabasiten, die häufig relativ niedrigen Sm/Nd-Verhältnisse in Metapeliten (vermutlich bedingt durch hohe Dichte an SEE-reichen Einschlüssen), und die starke Fraktionierung des Sm–Nd-Systems in Pegmatiten (siehe Text für weitere Erklärungen). Alle Datenpunkte stellen ID-TIMS-Analysen (aus dem Zeitraum 1993–2012, wenige Daten aus späterer Zeit) aus dem *Labor für Geochronologie der Universität Wien* dar.
Plots of Nd concentration (ppm, logarithmic scale) for garnet from various lithologies (a) metabasites, b) metapelites, c) metapegmatites and d) metagranites) from the Eastern and the Southern Alps, vs. the correlated P/D ratio $^{147}Sm/^{144}Nd$. Similarities as well as characteristic differences are discernible for both parameters in the different groups. The most conspicuous aspects are: frequenty very low Nd concentrations in metabasite garnet; relatively low Sm/Nd in many metapelite garnets (probably due to high density of Nd-rich micro-inclusions); strong Sm/Nd fractionation in pegmatites (see text for further explanations). All data points represent ID-TIMS analyses produced in the *Laboratory of Geochronology, University of Vienna* (1993–2012; few analyses from later times).

ne Gesteinsgruppen/Lithologien aufgegliedert: (a) Metabasite (vorwiegend Eklogite), (b) Metapelite/Metasedimente (Gneise, Glimmerschiefer), (c) Metapegmatite und (d) Metagranite/Leukogranite. Proben, an denen ein Leaching-Experminent (mittels H_2SO_4 oder/und HCl) durchgeführt wurde, sind als offene Symbole (und mit „leached“ markiert) dargestellt, die Mehrheit der ungeleachten (natürlichen) Körnerpräparate dagegen als volle Symbole.

Aus Abbildung 16 ist ersichtlich, dass die Nd-Gehalte in Granat über 3–4 Größenordnungen, zwischen 10 ppb und 10 ppm, streuen, nur wenige der Datenpunkte über- oder unterschreiten diese Grenzen. Gliedert man die Nd-Gehalte nach statistischen Gesichtspunkten – etwas willkürlich – in drei (oder vier) Klassen: „sehr niedrig/niedrig“ (≤ 0,01–0,1 ppm), „normal“ (0,1–1 ppm) und „hoch“ bis „sehr hoch“ (1–≥ 10 ppm), so zeigt sich, dass insbe-

sondere Granate aus Metabasiten (vor allem aus gabbroiden Protolithen), aber auch aus Metapegmatiten, oft sehr niedrige (≤ 0,01–0,1 ppm) bis mittlere Nd-Konzentrationen aufweisen. Ein Extrembeispiel stellt der Pegmatit-Granat HM28704 (Abb. 16c) aus der Matscher Einheit dar (HABLER et al., 2009), der mit einem Nd-Gehalt von 5,2 ppb und einem noch hinreichend präzise gemessenen Grt–wr-Alter von 276 ± 4 Ma die Grenzen analytischer Machbarkeit der ID-TIMS-Nd-Isotopen-Analytik knapp nach der Jahrtausendwende zeigt.

Granate aus Gneisen und Glimmerschiefern weisen hingegen deutlich höhere (> 0,2 ppm), häufig aber relativ hohe Nd-Gehalte zwischen 1 und ≥ 10 ppm auf – bei tendenzmäßig niedrigerem P/D-Verhältnis (< 1). Gleichzeitig ist der Effekt der Leaching-Experimente (die vorwiegend an Granat dieser Lithologie durchgeführt wurden) zwar deutlich sichtbar, aber durchaus unterschiedlich wirksam, bzw. „erfolgreich". Wie oben diskutiert, muss ungenügende Wirksamkeit der Leaching-Technik wohl in den meisten Fällen auf unzureichende Zerkleinerung der Körnerpräparate zurückgeführt werden.

Wenngleich sich aber die durchschnittlichen Nd-Gehalte von Metabasit-Granat im Vergleich zu jenen aus Metapeliten um gut eine halbe Größenordnung niedriger darstellen, sind die P/D-Verhältnisse beider Lithologien einigermaßen vergleichbar: die $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnisse erreichen Werte von > 3–4 (Abb. 16a, b). Darin spiegelt sich einerseits das bekannte geochemische Verhalten, dass das Granatgitter die LSEE (also Nd gegenüber Sm) relativ diskriminiert. Dass – zwar selten, aber dennoch – auch hohe P/D-Verhältnisse bei hohen bis sehr hohen Nd-Gehalten in der Natur realisiert sind, belegen etliche Beispiele aus Pegmatiten bzw. Meta-Graniten. Dazu zählen etwa die Granite von Eisenkappel (MILLER et al., 2011), oder die altpaläozoischen Pegmatite vom Zwieselbachjoch, nördliches Ötztalkristallin (THÖNI & MILLER, 2004). Als extremes Beispiel hierfür wird ein Ergebnis von der nördlichen Randzone des Brixner Granits/Südtirol (THÖNY, 2008) angeführt, wo Granate aus dem Granodiorit bzw. aus angrenzenden Pegmatiten Sm–Nd-Alter von 280,1 ± 2,9 Ma und 280,6 ± 2,9 Ma lieferten – bei Nd-Gehalten von 16,5 ppm (!) bzw. 5,85 ppm und zugehörigen $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnissen von 2,9 bzw. 5,2 (Tab. 4; vgl. Abb. 16c, d). Diese Beispiele zeigen klar, dass Sm–Nd-Granat-Datierung in „Graniten" s. l. (neben der routinemäßigen U–Pb-Datierung mittels Zirkon) ein zielführendes und robustes geochronologisches Werkzeug (vielleicht mit zusätzlicher Aussagemöglichkeit) sein kann. Begleitende, nicht zu unterschätzende Vorteile wären in solchen Fällen außerdem, dass bei vergleichsweise geringem Probenbedarf (≤ 10 mg) zugleich jede Art analytischer Unsicherheiten (Einschlüsse, Blankbeitrag, Messfehler) stark reduziert ist.

Generell ist aus Abbildung 16 ersichtlich, dass die höchsten P/D-Verhältnisse (somit sehr gute Voraussetzungen für Sm–Nd-Datierung) Granate aus Pegmatiten, z.T. auch aus Graniten, aufweisen. Aus der Literatur ist zwar bekannt, dass lokale Punktmessungen (LA-ICP-MS) für Granat extrem hohe Sm/Nd-Verhältnisse (bis > 50) aufweisen können (vgl. THÖNI & MILLER, 2004), doch ohne Korrelation mit der zugehörigen radiogenen Isotopie ($^{143}Nd/^{144}Nd$) kommt dieser Erkenntnis nur geringe Relevanz zu. Mit ID-TIMS bestimmt, sind „hohe bis sehr hohe" $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnisse (> 3) in Pegmatoiden jedenfalls häufiger zu beobachten als in anderen Lithologien (in Abb. 16c sind es etwa 50 % der dargestellten Datenpunkte). Extreme Fraktionierung im Sm–Nd-System von Granat (mit $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnissen bis 9,75) wurde wiederholt an geleachten, aber auch an ungeleachten Körnerpräparaten von cm-großen Einzelkristallen aus Meta-Pegmatiten der südlichen Koralpe nachgewiesen (Abb. 10a, b, Tab. 3; vgl. HABLER et al., 2007).

Genauigkeit versus Präzision: Kristallinterne Alterszonierung und Abschätzung der Wachstumsdauer von Granat

Als statistischer Mittelwert gibt eine durch BMI-Analytik bestimmte Grt–wr Isochrone samt dem zugehörigen „Fehler" einen *mittleren Zeitraum* für die Kristallisation, bzw. das Ende der Diffusion („Schließung") der systemrelevanten Ionen aus dem Kristallgitter. Aber wie ist der zugehörige Fehler zu interpretieren? Prinzipiell gibt es kein sicheres Argument, zu behaupten, dass diese Fehlerangabe (insbesondere, wenn sie sehr klein ist) dem realen Bildungszeitraum des Minerals entsprechen muss.

Technisch-analytisch ist hier Folgendes voranzustellen. „Altersfehler" für eine Regressionsgerade im Isochronendiagramm setzen sich aus dem y-Fehler (die radiogene Isotopie) und dem x-Fehler (das isotopisch definierte P/D-Verhältnis) für die einzelnen Datenpunkte zusammen. Während die Unsicherheit für den y-Wert als „präzise bestimmte" Abweichung (2σ des Mittelwertes) vom individuellen, natürlich vorhandenen radiogenen Isotopenverhältnis der Messung am Massenspektrometer direkt zur Verfügung steht, schließt der Fehler für den x-Parameter (die genaue Bestimmung der absoluten Spurenelement-*Konzentrationen* von Mutter und Tochter mit der Isotopenverdünnungs-Methode, ID) Unsicherheiten ein, die schwer standardisierbar sind und daher in der Literatur (auch zeitabhängig) unterschiedlich angegeben werden. So wurden etwa vom Autor im eigenen Labor (um Konsistenz in der Vergleichbarkeit der Daten über lange Zeiträume zu gewährleisten) routinemäßig ein Wert von ± 1 % für den Fehlerbalken auf der x-Achse beibehalten, obwohl die typischen individuellen Fehler für die Bestimmung der Elementkonzentrationen sicher deutlich darunter liegen (<< 0,5 %). Derart beträchtliche Unterschiede in der Größe der Fehlerbalken können die (für den Nicht-Spezialisten schwer einschätzbare) Beurteilung der „Datenqualität" und damit möglicherweise die Relevanz von geochronologischen Daten beeinflussen. Die Präzision (*precision*; die Fehlerbalken) kann also die Genauigkeit (*accuracy*; die „Richtigkeit" des Alters, bezogen auf einen Standard) eines Ergebnisses in dieser Art von Analytik durchaus beeinflussen.

Es ist aber aufschlussreich, die Größe der Fehlerbalken aus zwei Richtungen zu betrachten. Der allgemeine Wunsch nach „kleinen Altersfehlern" („high precision ages") erscheint wie eine Selbstverständlichkeit in der Literatur. Aber bedeutet „präziser" auch genauer („besser")? Hier ist entscheidend, wie gut das *Zeitfenster* für Einzeldaten innerhalb des Gesamtereignisses abgesichert ist. Für Nicht-Insider, insbesondere für an regionalen Zusammenhängen interessierte „Nutzer" geochronologischer Daten, können ultra-präzise Alter auch eine Falle darstellen, da jedermann dazu neigt, sehr präzise bestimmte Zahlen (also Werte mit sehr kleinen Fehlern) zu bevorzugen oder zu überbewerten.

Anczkiewicz et al. (2014) präsentierten Lu–Hf-Daten von prograd kristallisiertem Granat aus den invers metamorphen Serien des Sikkim-Himalaya, deren hoch-präzise bestimmten Alter (mit Werten von 14,6 ± 0,1–10,6 ± 0,2 Ma) selbst bei so extrem jungen Mineralbildungen die Ein-Prozent-Fehlergrenze teilweise noch unterschreiten. Bei überzeugend-glaubhafter interner Auflösung der Alterszonierung würden solche Zahlen eine extrem kurze Zeitspanne für die Granatkristallisation postulieren (Anczkiewicz et al., 2012, 2014) – und das scheint für das vorliegende Beispiel auch zuzutreffen. Durch die Trennung eines ca. 2 cm großen Granat-Einzelkristalls in fünf verschiedene Domänen und deren getrennte Analyse konnte gezeigt werden, dass der Großkristall (mit Ausnahme des äußersten schmalen Randes) innerhalb einer sehr kurzen Zeit kristallisiert sein muss: Die individuellen Zweipunktisochronen (Grt–wr) ergaben eng gescharte, robuste Lu–Hf-Alter, die zwischen 13,53 ± 0,26 und 14,08 ± 0,46 Ma liegen (was ein statistisches „mean age" von 13,68 ± 0,19 Ma für n = 6 ergibt; MSWD = 1,6) (Anczkiewicz et al., 2014). Die Wachstumszeit für den knapp 2 cm großen Granatkern kann im konkreten Fall also mit maximal 1 Million Jahren berechnet werden; der steile Gradient für die Lu-Verteilung im Kernbereich unterstützt diese Vorstellung. Stehen solche Schlüsselproben mit detailliert analysierter Zeitauflösung nicht zur Verfügung, kann die Überbewertung von „ultrapräzisen" Einzelaltern (d.h., sehr kleine statistische Fehler) unter Umständen auch zu einer Verfälschung des Verlaufs des P–T–D-Pfades führen. Denn Hauptziel der Geochronologie in Metamorphiten ist, eine möglichst genaue Position der Alterszahl auf der P–T-Schleife zu bestimmen (vgl. Abschnitt Granatdatierung in Hochdruckgesteinen, Seite 116ff.). Die wirkliche Dauer der Mineralbildung (Granatkristallisation), die man auch unter „kaum quantifizierbare geologische Unsicherheiten" subsumieren könnte (Anczkiewicz et al., 2014), kann jedoch nur durch *interne Detailanalysen* zur Alterszonierung näher bestimmt werden. „Einfache" Mineral–wr-Alter haben in diesem Zeitrahmen (unabhängig von ihren individuellen Fehlern) wesentlich geringere Aussagekraft.

Granatkristallisation kann im Zuge von magmatischen und metamorphen Ereignissen mehr oder minder „kontinuierlich" und über lange Zeiträume hinweg stattfinden; es ist daher essenziell, die genaue Position von präzise bestimmten Einzelaltern entlang des T- oder P–T-Pfades möglichst genau zu kennen. Von besonderer Relevanz ist das für rasch ablaufende tektonometamorphe P–T-Schleifen, wie sie typischerweise für Subduktions-/Exhumationsprozesse an Plattengrenzen rekonstruiert werden (vgl. Abb. 19).

Prinzipiell bestehen zwei Möglichkeiten, mittels BMI-Analytik die interne, bzw. korninterne, Altersverteilung/-zonierung im Detail aufzulösen: (i) *Mechanische Trennung* und individuelle Analyse von *Domänen*, oder (ii) Auftrennung des Gesamtbrech-/Sieb-Gutes (Bulk) einer Probe in *Magnetfraktionen (MF)*; die Kombination der beiden Techniken kann (sofern das zur Verfügung stehende Probenvolumen ausreicht) das Ergebnis optimieren.

Mechanische Trennung von Domänen, wie Kern und Rand (mittels Diamantsäge, Minibohrer, etc.), bleibt auf cm-große Einzelkristalle beschränkt. Eine Kombination von mechanischer Domänen-Trennung, Aufsplitten in Magnetfraktionen und Leaching-Techniken wurde z. B. an zweiphasigen Granatkristallen der Plankogel-Glimmerschieferserie (Kärnten/Steiermark) angewendet (Thöni & Miller, 2009).

Pollington & Baxter (2010) publizierten ein herausragendes Beispiel für hohe kristallinterne Altersauflösung. Einer ca. 2 mm dicken Scheibe aus einem etwa 6 cm messenden Granat (der aus einer Scherzone im Granodiorit des Stillup-Tales, Tauernfenster, stammt) entnahmen die Autoren mittels einer speziellen Mini-Bohrvorrichtung 12 konzentrisch angeordnete Wachstumszonen („annuli"), die individuell (neben Matrixelementen) auf ihre Sm–Nd-Isotopensystematik analysiert wurden. Das dabei angewendete „radikale" Leaching-Experiment mit diversen heißen Säuren eliminierte offensichtlich alle störenden SEE-reichen Einschlüsse und resultierte in durchwegs sehr hohen P/D-Verhältnissen für die einzelnen „annuli" ($^{147}Sm/^{144}Nd$: ca. 2,9–4,6) – ein großer analytischer Vorteil bei einem jungen Altersspektrum, das nach den vorliegenden Messergebnissen im zonierten Granat vom Kern zum Rand kontinuierlich von 27,52 ± 0,54 auf 19,97 ± 0,43 Ma abnimmt (Pollington & Baxter, 2010).

Aufsplitten von Granat-Siebfraktionen in verschiedene *Magnetfraktionen* mit dem Frantz-Magnetscheider und getrennte Analyse dieser Einzelfraktionen ist eine zweite Möglichkeit, um kristallinterne Alterszonierung weiter aufzulösen. Da hier nicht die räumliche Kontrolle im Vordergrund steht, ist sie nicht auf große Einzelobjekte (Einzelkristalle) angewiesen, es kann das Gesamtschüttgut der Probe für die Magnettrennung verwendet werden (sofern kein Hinweis auf Mehrphasigkeit besteht). Auch wenn die kristallinterne Spurenelementzonierung mit jener der zweiwertigen Kationen meist nicht korreliert, ist gute Kenntnis der Hauptelementzonierung (auch in Hinblick auf Ein- bzw. Mehrphasigkeit des Granats) jedenfalls Voraussetzung. Bei wiederholter kristallinterner fluktuierender Zonierung der Hauptelemente (etwa im Fe-Profil) kann es allerdings zu einem „Verschwimmen" (Kontraktion) von verschiedenen Alters-/Wachstumszonen kommen; das kann die Zeitauflösung beeinträchtigen (doch stellen solche Fälle eher Ausnahmen dar).

Die metamorphen „Schneeberg-Granate" (cm-Größe) aus dem südlichen Ötztal-Stubai-Kristallin wurden teilweise mit dieser Magnetfraktionen-Analysetechnik untersucht (Abschnitt Schneeberg-Komplex, Seite 100f.). Für die Kristallisation dieser zonierten Granate, die im Zuge initialer Exhumation und intensiver Deformation gebildet wurden, ergibt sich kumulativ ein Zeitraum von 6–10 Millionen Jahren (ca. 98/96–90/88 Ma, siehe oben). Für die Kristallisation von Einzelgranatkristallen (cm-Größe) im Zuge magmatischer permotriadischer Pegmatitbildung in der S-Koralpe wurde eine ähnliche Zeitdauer von 5–10 Ma ermittelt (Tab. 3; s. Abschnitt: Außergewöhnliche Pegmatit-Granate aus der südlichen Koralpe, Seite 90f.). Daraus können Wachstumsraten für diese Granate von ≥ 1 bis ≤ 2,5 mm/Ma abgeleitet werden. Die Gesamtdauer dieses langlebigen Krustendehnungsereignisses umspannt allerdings einen viel längeren Zeitraum von ≥ 50 Ma (225 bis > 275 Ma).

Am Beispiel des Pegmatoid-Aufschlusses von *Kienberg,* Saualpe, kann das Potenzial der Granatdatierung via Aufsplitten des Bulk-Siebgutes in Magnetfraktionen und deren getrennte Analyse zum Zweck der Rekonstruktion des P–T-Pfades gut aufgezeigt werden. Der Kienberg ist auffällig wegen frisch erhaltenem Andalusit, der hier insbe-

sondere im Kontaktbereich heller pegmatoider Schmelzen zum Nebengestein, einem mittelkörnigen Granat-Kyanit-Biotit-Flasergneis, auftritt. Die Lokalität liegt nur ca. 2 km nördlich der bekannten Eklogite von Gertrusk, die mit ca. 95–90 Ma als sicher Eoalpine Hochdruck-Paragenesen datiert sind (THÖNI, 2006; siehe auch Abb. 19, diese Arbeit). Die Hauptfragestellung betrifft also das Alter der pegmatoiden Schmelzen und des als kogenetisch einzustufenden Andalusits – im Einzugsbereich alpiner Hochdruckgesteine; denn die meisten Pegmatite des Sau- und Koralpengebietes, insbesondere auch jene, die von den bekannten Paramorphosenschiefern (mit den lokal spektakulären Umwandlungsprodukten von Andalusit zu feinkörnigem Kyanit) begleitet werden, sind als permische Bildungen datiert.

Die mit der Sm–Nd-Methode ermittelten Daten von der Lokalität Kienberg (THÖNI & MILLER, 2010) sind in der vorliegenden Arbeit auf einem einzigen Isochronendiagramm dargestellt, um die internen Altersbeziehungen besser aufzeigen zu können (Abb. 17). Granat aus dem Pegmatoid gibt mit einem Sm–Nd-Alter von 88,0 ± 1,1 Ma den eindeutigen Hinweis für lokale Schmelzbildung aus dem unmittelbaren Nebengestein (die ε-Nd-Werte in Pegmatoid und Matrix sind mit -9,4 bzw. -9,3 ident). Dieser Prozess ist somit zeitlich nahe am, aber jedenfalls *nach* dem eklogitfaziellen Druckhöhepunkt anzusetzen, der für den nur 2 km entfernten Gertrusk bei 95–90 Ma und P–T-Bedingungen von 2,2–2,4 GPa/655–695 °C angegeben wird (MILLER et al., 2005; THÖNI et al., 2008b). Für das Hüllgestein (Flasergneis) des Pegmatoids von Kienberg wurden andererseits Temperaturen von 671–692 °C bestimmt (die Druckabhängigkeit des Zr-in-Rutil-Thermometers berücksichtigend) – bei einem Druck von 1,8 GPa (THÖNI & MILLER, 2010).

Das Bulk-Granatkonzentrat aus dem Nebengestein des Pegmatoids (Ky-Grt-Flasergneis) wurde in drei Magnetfraktionen aufgeteilt. Obwohl das stark durch Verwachsungen und Einschlüsse beeinträchtigte Material für eine saubere Mineraltrennung nur mäßig gut geeignet zu sein schien, sind die Ergebnisse überraschend klar. Die nur sporadisch vorhandene Fraktion pigmentierter, einschlussreicher Granatkernbereiche lieferte (bei einem relativ niedrigen $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnis von 0,365) ein Sm–Nd-Alter (Grt–wr) von 98,6 ± 3,9 Ma. Diese Granatfraktion weist die höchsten Grossular-Gehalte auf und es ist daher abzuleiten, dass das Alter ein nicht näher definiertes P–T-Intervall am progaden, also dem Subduktionspfad vor dem Druckpeak dokumentiert; Hinweise für alte, „voralpine" Relikte sind nicht zu erkennen. Die breiten Granatränder (in Abb. 17: Grt IIa), die volumenmäßig den größeren Teil des Granats insgesamt einnehmen, lieferten ein Alter von 90,8 ± 1,9 Ma. Dieser Wert ist ident mit den Altersergebnissen, die für die benachbarten Eklogite von Gertrusk publiziert wurden (THÖNI et al., 2008b). Die sehr unterschiedlich breiten, Fe-reichen Granatränder schließlich (Grt rim IIb in Abb. 17) ergaben ein Alter von 86,4 ± 2,9 Ma. Noch innerhalb der Fehler mit dem Ergebnis von Grt IIa überlappend, dokumentiert dieses Ergebnis späte Granatkristallisation in einem fortgeschrittenen Stadium der Exhumation/Druckentlastung. Schließlich ist das Ende der kretazischen Metamorphose (Unterschreiten von 300 ± 50 °C) am Kienberg mit drei vollkommen konkordanten Rb–Sr-Biotit-Altern von 77,9 ± 1 Ma gut dokumentiert (THÖNI & MILLER, 2010: Tab. 3b).

Sm–Nd- versus Lu–Hf-System in Granat: Robustheit und Schließtemperaturen

Abbildung 18 zeigt Schließtemperaturen (T_c) für langlebige radioaktive Zerfallssysteme aus der Literatur, aufgetragen entlang eines hypothetischen Temperatur-Pfades. Das ursprüngliche Diagramm (JÄGER, 1979) wurde ergänzt und für diverse Aspekte erweitert (vgl. THÖNI, 1996). Insbesondere ist hier auch zu bemerken, dass die Bedingungen für die erneute „Einstellung" (Wiedereinstellung, Resetting; etwa bei erneuter Aufheizung) eines Isotopensystems temperaturmäßig nicht mit der entsprechenden Schließtemperatur gleichgesetzt werden können – eine allgemeine Erfahrung in polymetamorphen Gebieten (THÖNI, 1981).

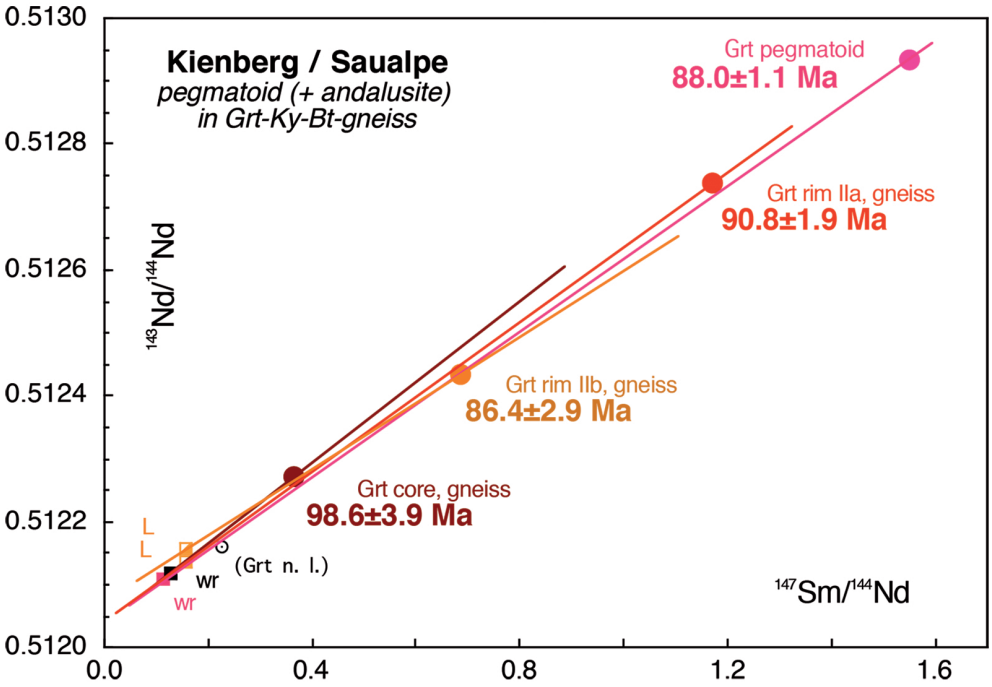


Abb. 17.
Sm–Nd-Isochronendiagramm für Pegmatoid und Nebengestein vom Kienberg (Saualpe). Während das wr–Grt-Alter des Pegmatoids (07T04SKa) lokale Schmelzbildung um 88,0 ± 1,1 Ma anzeigt, datieren drei Magnetfraktionen von Granat aus dem Nebengestein (07T04SKb, Grt-Ky-Bt-Flasergneis) drei verschiedene Entwicklungsschritte der Eoalpinen P–T-Schleife, die den Subduktionsast (Granatkerne: 98,6 ± 3,9 Ma), den Metamorphosehöhepunkt (breite innere Granatränder: 90,8 ± 1,9 Ma) und den Exhumationspfad (schmälere äußere Granatränder: 86,4 ± 2,9 Ma) umfassen.
Sm–Nd isochron plot for pegmatoid and its host rock from Kienberg, Saualpe. While the wr–Grt age of 88.0 ± 1.1 Ma from the pegmatoid (sample 07T04SKa) represents the time of local melting, the three magnetic fractions separated from the Grt-Ky-Bt flaser-gneiss (sample 04T07SKb) define different steps of the Eoalpine P–T loop: subduction (pre-P-peak) at 98.6 ± 3.9 Ma (Grt cores), metamorphic peak: 90.8 ± 1.9 Ma (broad inner garnet rims), and exhumation: 86.4 ± 2.9 Ma (outer rims).

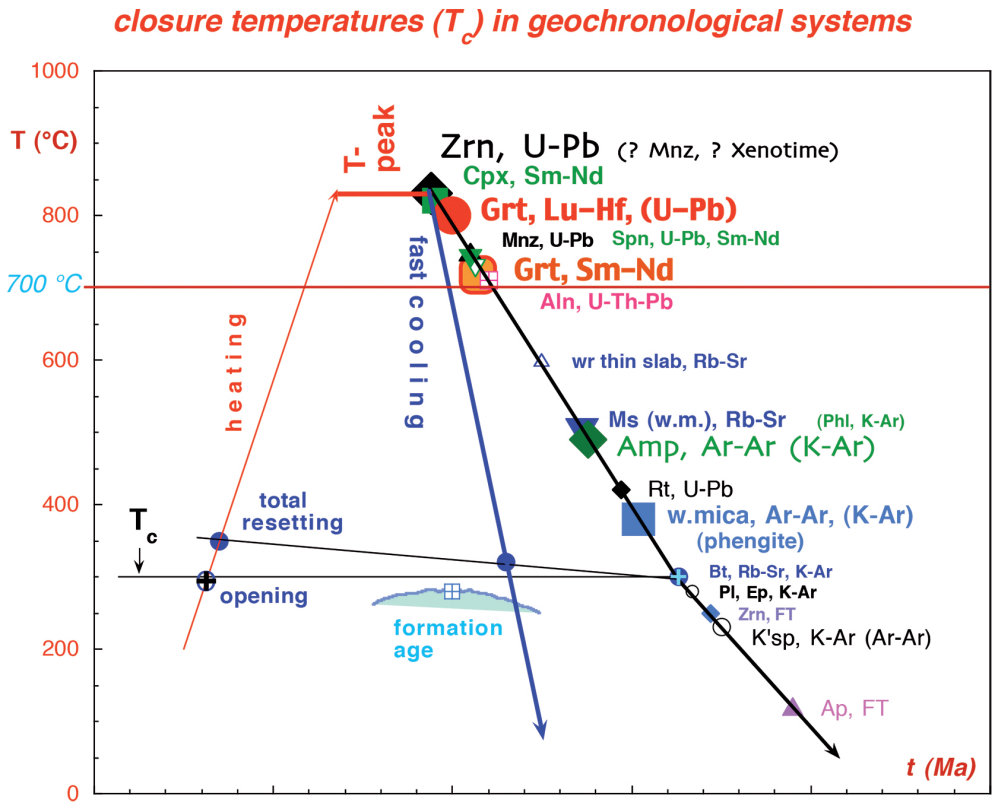


Abb. 18.
Häufig verwendete „Schließtemperaturen“ (T_c) für radioaktive Zerfallssysteme aus der Literatur. Zu beachten ist, dass die T-Werte für die vollständige Wiedereinstellung eines Systems (total resetting; bei erneuter Aufheizung/in polymetamorphen Gesteinen, und insbesondere bei schnellen Bewegungen der tektonischen Einheiten) höher liegen müssen als die hier gezeigten Nennwerte. Weitere Hinweise zu den Literaturangaben: Thöni (1996: Tab. 4). Für das Sm–Nd-System in Granat wird (einschließlich nach eigenen Einschätzungen) eine Schließtemperatur von ≥ 700 °C, für das Lu–Hf-System ein Wert von 800 °C angenommen.
Frequently used “closure temperatures“ (T_c) from the literature, plotted along a hypothetical T path. Note that the temperature for total resetting of a system (during re-heating/in polymetamorphic rocks, and especially at fast tectonic rates) is necessarily higher than the values shown. For further literature references: see Thöni (1996: Tab. 4). The closure temperature for the Sm–Nd system in garnet is estimated here at ≥ 700 °C (including experiences of the author), while for the Lu–Hf system of this mineral a value of 800 °C is accepted.

Auch für so genannte „robuste Systeme“ gilt, dass die „effektive Schließung“ (Blocking) des Isotopensystems keineswegs nur durch die spezifische thermische Diffusivität der am Zerfallssystem beteiligten Ionen (mit bestimmtem Ionenradius und vielleicht unterschiedlicher Ionenladung) gesteuert wird, sondern dass noch eine Reihe weiterer Faktoren diese „effektive Schließung“ beeinflussen (können). Korngröße der involvierten Minerale und Abkühlgeschwindigkeit des Gesamtkomplexes zählen hier zu den Hauptfaktoren, weiters aber auch: Sauerstoff-Fugazität und schwer quantifizierbare Faktoren wie An-/Abwesenheit und Zusammensetzung von Fluiden, und „Deformation“. Trotz dieser Komplexität natürlicher Systeme bleibt die Temperaturabhängigkeit kinetischer Prozesse eine universelle und grundlegende Größe (Dodson, 1973), und ohne praktische Verwendbarkeit von konkreten „Schließtemperaturen“ für radioaktive Zerfallssysteme sind vor allem regionalgeologische Überlegungen/Modellierungen zur Wärmegeschichte weder zielführend, noch sind sie praktikabel. Andererseits wird so auch verständlich, dass genau quantifizierte und *allgemein gültige* Schließtemperaturen in der Geochronologie *nicht* verfügbar sein können – denn es müssen die physikalischen Bedingungen der jeweiligen Situation berücksichtigt werden (z. B. Kylander-Clark et al., 2007).

Neuere Studien, in denen Granat aus dem gleichen Probenmaterial (oder der gleichen Lokalität) sowohl mit der Lu–Hf- als auch mit der Sm–Nd-Methode datiert wurde, zeigen konkordante Altersergebnisse (z.B. Kohút et al., 2023). Etliche andere Studien zeigen dagegen, dass das Lu–Hf-System signifikant höhere (und oft auch präzisere) Altersergebnisse liefert als das Sm–Nd-System oder auch als das U–Pb-System an Zirkon (Duchêne et al., 1997; Lapen et al., 2003, 2005; Kylander-Clark et al., 2007; Herwartz et al., 2008; Smit et al., 2010, 2013). Dazu können vorerst zwei Ursachen angeführt werden. Erstens ist für das Lu–Hf-System auf Grund seiner speziellen physikalischen Voraussetzungen (Elementmobilität, Ionenladung) eine geringere Ionen-Diffusivität (und damit eine höhere Schließtemperatur) zu erwarten als für das Sm–Nd-System. Zweitens kann die Spurenelementzonierung, namentlich von Lu und Sm, die korninterne Altersgewichtung stark beeinflussen, somit also maßgeblich darauf Einfluss nehmen, ob der resultierende „mittlere Alterswert“ (für Grt–wr-Zweipunktisochronen) eher die Wachstumsphase der Granatkerne oder der Granatränder (entlang des P–T-Pfades) widerspiegelt (Lotout et al., 2018; Miladinova et al., 2021). Die oft beobachteten Konzentrationsgradienten von Lu (gegenüber Sm) über die Kern- versus Randbereiche in Granat unterstützt somit die Interpretation einer systemabhängigen Altersdifferenz in der Weise, dass Lu–Hf-Alter bevorzugt den prograden (Subduktions-)Pfad dokumentieren, während Sm–Nd-Alter zeitlich oft näher am P-Peak oder an der initialen Exhumation liegen.

Für das Sm–Nd System wurden in der älteren Literatur z.T. relativ niedrige Schließtemperaturen (500–600 °C) vorgeschlagen (Humphries & Cliff, 1982; Mezger et al., 1992). Im Weiteren kam man durch Diffusionsexperimente, theoretische Überlegungen/Berechnungen zur Diffusivität der SEE (Ganguly et al., 1998; van Orman et al., 2002; Tirone et al., 2005) und vor allem auf Basis gezielter analytischer Experimente an gleichem Probenmaterial für beide Zerfallssysteme (Lu–Hf und Sm–Nd an Granat) zum Schluss, dass die Schließtemperatur des Lu–Hf-Systems in Granat über jener des Sm–Nd-Systems liegt, oder ihr allenfalls gleichkommt (Scherer et al., 2000). Dutch & Hand (2010) konnten bei systematischen Studien an granulitfaziell überprägtem Granat aus dem frühproterozoischen Sir Isaac Granite (Gawler Kraton, S-Australien) die Korngrößenabhängigkeit von Sm–Nd-Altern klar aufzei-

gen und belegen, dass dieses Systems bis in den Bereich der Granulitfazies (ca. 750 °C) als retentiv („geschlossen“) betrachtet werden kann. Ähnliche und weitere Schlussfolgerungen zur Diffusivität von Hf und die SEE, aber auch zur Entkoppelung von Lu–Hf- und Sm–Nd-System, können aus der Detailstudie von SMIT et al. (2013) an verschiedenen Granat-Korngrößen aus Granuliten des Archäikums in Manitoba/Kanada gezogen werden (wenngleich hier einschränkend zu bemerken ist, dass die sehr niedrigen $^{176}Lu/^{177}Hf$- und $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnisse eines größeren Teils der in dieser Studie analysierten Granatseparate die Frage aufwerfen, in wieweit Hf- und Nd-reiche Einschlüsse die Ergebnisse beeinflusst haben könnten!). Allgemein kann aus Fällen, in denen die für die Abschätzung der Metamorphose-Peak-Temperatur verwendeten Hauptelemente ein homogenisiertes Muster zeigen, die SEE aber eine Zonierung beibehalten haben, abgeleitet werden, dass die Diffusion der SEE im Vergleich zu jener von Kationen der Hauptelemente deutlich verlangsamt sein muss. Als „geologische Faustregel“ kann aus zahlreichen Publikationen der vergangenen etwa 25 Jahre geschlossen werden, dass das Sm–Nd-System in Granat (für Korngrößen im mm-Bereich und bei mittlerer Abkühlgeschwindigkeit) bis an die Obergrenze der Amphibolitfazies (ca. 700 °C) sicher als geschlossenes System zu betrachten ist. Belege dafür gibt es auch aus dem EHB der Ostalpen (Abb. 19). Das Lu–Hf-System dagegen scheint, auf Grund der in neuesten Forschungen nachgewiesenen hohen Retentivität der SEE, in Granat bis in den Bereich der Granulit-Fazies (≥ 800 °C) intakt zu bleiben (SMIT et al., 2024).

Granatdatierung in Hochdruck-Gesteinen: Das „Eoalpine Zeitfenster” im EHB der Ostalpen

Im Folgenden sollen einige der bisher diskutierten allgemeinen Aspekte der Granatdatierung anhand von Ergebnissen (vorwiegend Literaturdaten) an Hochdruck-Gesteinen der Ostalpen vom geochronologischen Standpunkt kommentiert und näher beleuchtet werden.

Voralpine Hochdruckgesteine treten in verschiedenen Gebieten, vor allem im Westabschnitt des ostalpinen Kristallins, auf. Variszische Alter (ca. 360–335 Ma) gaben die Eklogite des *zentralen Ötztals*, der *Silvretta* und des *Ulten-Kristallins* (MILLER & THÖNI, 1995; TUMIATI et al., 2003). Für die Metabasite der *Schobergruppe* (SCHULZ et al., 2004; HAUKE et al., 2019) und vielleicht auch jene der *Texelgruppe* (ZANCHETTA et al., 2013; MILADINOVA et al., 2021) ist eine zweiphasige (voralpin-alpine) Hochdruckgeschichte in Diskussion (siehe auch Abschnitt: Südliche Ötztaler Alpen, Seite 95f.). Eine Sonderstellung scheinen die *Eklogitlinsen von Hochgrößen* (im Speik-Komplex der Steiermark) einzunehmen (FARYAD et al., 2002; vgl. auch MELCHER & MEISEL, 2004). Ihre Alterswerte, ein $^{40}Ar/^{39}Ar$-Plateau von 397 ± 8 Ma an edenitischem Amphibol (FARYAD et al., 2002), sowie zwei Sm–Nd-Mineralisochronen von 389 ± 4 Ma (n = 7; MSWD = 1,9; εtNd = +8,5) und 405 ± 16 Ma (n = 4; MSWD = 3,3; εtNd = +9,1) (THÖNI, data in prep.), zeigen mehr Ähnlichkeiten zum mitteleuropäischen Variszikum als zu jenem der Alpen: Etwa zu Sm–Nd-Daten (380–395 Ma) an Eklogiten des Münchberg-Massivs in Süddeutschland (STOSCH & LUGMAIR, 1990), zu Lu–Hf-Daten (387 ± 5 bis 381 ± 7 Ma) an felsischen UHP-Granuliten der polnischen Sudeten (ANCZKIEWICZ et al., 2007), oder zu jenen von Eklogiten aus dem französischen Massif Central (Najac Massif: ca. 386–377 Ma, Lu–Hf, Sm–Nd und U–Pb-Daten) (LOTOUT et al., 2018). Die folgende Diskussion konzentriert sich auf die Eoalpinen Eklogite in den Ostalpen; dabei werden am Rande aber auch Fragen nach älteren „Vorläufern“ bzw. nach der Protolithnatur dieser Eklogite mit einbezogen (Schober, Texel).

Abbildung 19 zeigt publizierte Altersergebnisse so genannter „robuster“ Isotopensysteme aus dem „Eoalpinen Hochdruckgürtel“ der Ostalpen (EHB, Eoalpine High-Pressure Belt, *sensu* THÖNI & JAGOUTZ, 1993). Dieses Gebiet im südlichen ostalpinen Kristallin (nördlich des Periadriatischen Lineaments) erstreckt sich vom Pohorje-Koralpe-Saualpe-Komplex, am Ostende der Alpen, über Schober- und Kreuzeckgruppe bis in den Schneeberg–Texel-Komplex (südliches Ötztal-Stubai-Kristallin) im Westen (Abb. 1). Der Datenset in Abbildung 19 wurde gegenüber einer früheren Darstellung (THÖNI, 2006: Fig. 4) aktualisiert. Aus dem Vergleich der beiden Abbildungen wird ersichtlich, dass in den vergangenen 18 Jahren zahlreiche neue Alterswerte, insbesondere Lu–Hf-Daten von Granat, aber auch U–Pb-Daten von Zirkon publiziert wurden; der Zeitraum für das Eoalpine Hochdruckereignis hat sich dadurch aber nicht grundsätzlich verändert oder verschoben. Dieses *„Eolapine Zeitfenster“* liegt zwischen ca. 80 und 110 Millionen Jahren, mit einer *klaren Häufung der Alterswerte im Zeitaum 90–100 Ma*. Die Mehrheit der Datenpunkte in Abbildung 19 wird durch Granatanalysen repräsentiert. Außerdem wurden U–Pb-Daten von Zirkon und einige Rb–Sr-Daten an Phengit/Hellglimmer in den Datenpool integriert. Die Beschreibung folgt dem EHB ost–westwärts.

Pohorje (Bachern) (Slowenien)

Im östlichsten Abschnitt des EHB, im *Pohorje* (Slowenien), wurden die höchsten Metamorphosebedingungen bei der Eoalpinen Subduktion erreicht. Publizierte P–T-Werte reichen von ≥ 2,2 GPa bei > 700 °C (MILLER et al., 2005; JANÁK et al., 2009) bis zu UHP-Bedingungen von ≥ 4 GPa bei > 800 °C (JANÁK et al., 2006). Fünfzehn Mineralalter aus verschiedenen Lithologien grenzen das Hochdruckereignis in diesem Gebirgsstock auf den Zeitraum 97,7 ± 2,1 und 87,0 ± 3,1 Ma ein (Abb. 19). Folgende Altersverteilung ist zu beobachten: Vier Lu–Hf- und zwei Sm–Nd-Alter an Granat (Grt–Omp–wr-Isochronen) aus basischen Eklogiten (inklusive einem Ultramafit) streuen zwischen 96,6 ± 1,2 und 90,1 ± 2,0 Ma (MILLER et al., 2005; THÖNI et al., 2008b; SANDMANN et al., 2016). Zwei Sm–Nd-Alter (Grt–wr) an pyropreichem Granat aus Metapeliten von der Rogla-Hochfläche (zentrales Bacherngebirge) liegen bei 93,0 ± 1,8 und 97,7 ± 2,1 Ma (THÖNI, 2002; MILLER et al., 2005). Sechs U–Pb-Analysen an eklogitfaziell gebildetem Zirkon aus verschiedenen Lithologien (Eklogite, Metapelite, Augen-/Orthogneise) zeigen eine geringe Variation der Alter zwischen 92,4 ± 0,7 und 89,6 ± 0,9 Ma (MILLER et al., 2005; JANÁK et al., 2009; CHANG et al., 2020). Als jüngstes ist ein Sm–Nd-Alter an Granat aus Orthogneisen von 87,0 ± 3,1 Ma zu erwähnen, das als Post-Druckpeak-Alter interpretiert wurde (THÖNI, 2002).

Betrachtet man die Lu–Hf- und Sm–Nd-Ergebnisse an Granat aus dem Pohorje in Hinblick auf Konkordanz, so ist eindeutig die Tendenz der Lu–Hf-Ergebnisse zu höheren Altern bemerkbar: Drei Proben geben Lu–Hf-Alter zwischen 96,6 und 93,3 Ma, während zwei Sm–Nd-Alter bei 90,7

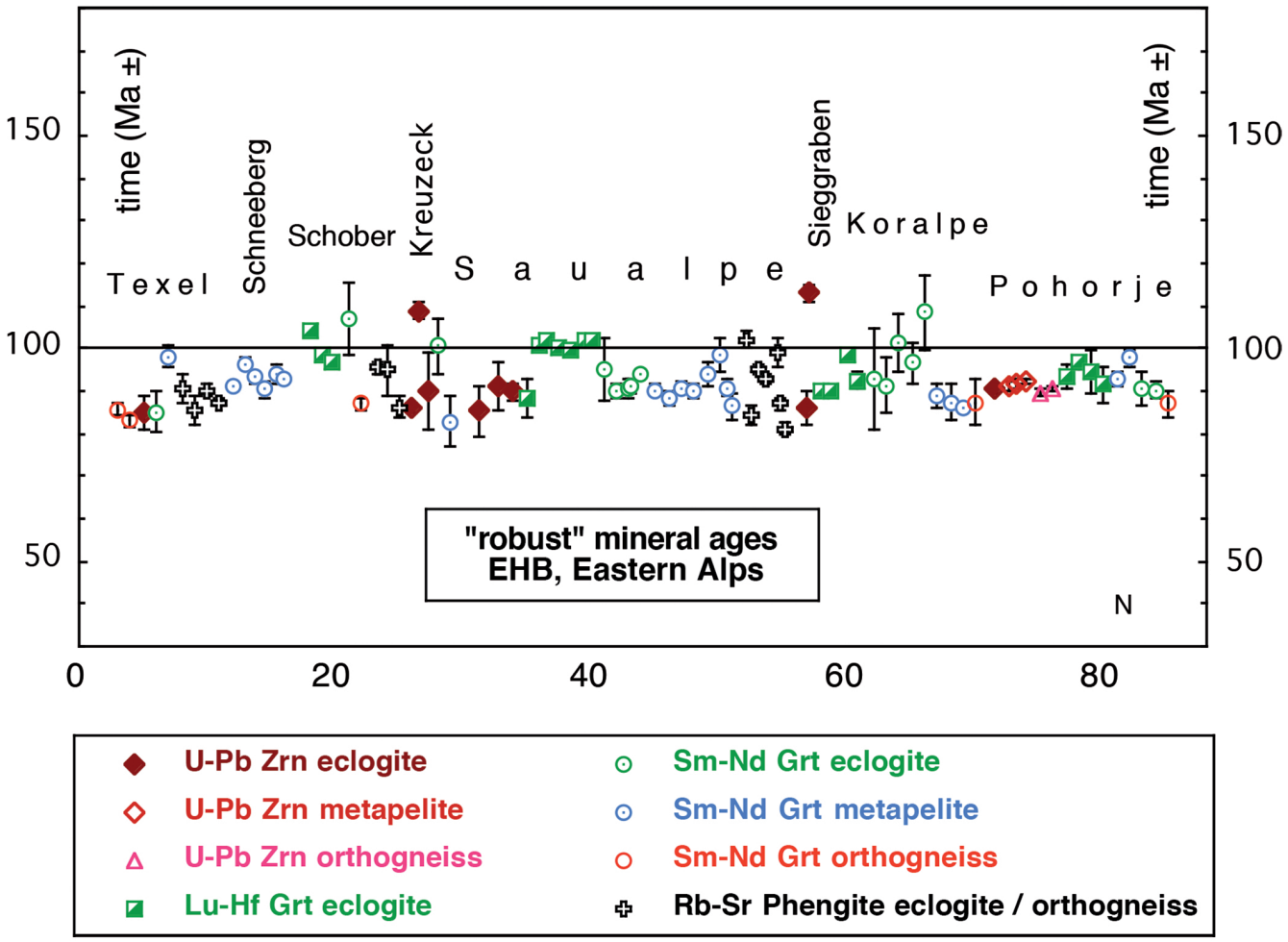


Abb. 19.
Darstellung der „robusten" Mineralalter, die in den vergangenen ca. 30 Jahren zu den verschiedenen Abschnitten des EHB der Ostalpen publiziert worden sind. Berücksichtigt wurden: Sm–Nd- und Lu–Hf-Alter von Granat, sowie U–Pb-Daten von Zirkon (SIMS, Einzelzirkon konventionell, LA-ICP-MS); Rb–Sr-Daten von Phengit wurden nur teilweise berücksichtigt. Die Alter decken den Zeitbereich ca. 110–80 Ma, der überwiegende Teil der Alterswerte (> 90 %) ist jedoch im Zeitfenster 102–85 Ma konzentriert.
Compilation of "robust" mineral ages from the Eoalpine high-pressure belt, Eastern Alps, published over the past c. 30 years. The data set includes age results for garnet (Sm–Nd, Lu–Hf) and U–Pb zircon ages (SIMS, single grain conventional, LA-ICP-MS), while Rb–Sr phengite ages are only partly shown. Overall, the data cover the time span c. 110–80 Ma, but > 90 % of the age results define a 102–85 Ma time window for the Eoalpine HP-event.
Verwendete Quellen/sources used: *Pohorje:* Thöni (2002); Miller et al. (2005); Thöni et al. (2008b); Janák et al. (2009); Sandmann et al. (2016); Chang et al. (2020). *Koralpe:* Thöni & Jagoutz (1992); Miller & Thöni (1995); Lichem et al. (1997); Thöni & Miller (2000); Miladinova et al. (2021). *Sieggraben:* Miladinova et al. (2021); Chang et al. (2022). *Saualpe:* Thöni & Jagoutz (1992); Thöni & Miller (1996); Heede (1997); Thöni et al. (2008b); Thöni & Miller (2010); Miladinova et al. (2021). *Schobergruppe:* Linner (1999); Hauke et al. (2019). *Wölz:* Schuster & Frank (2000). *Kreuzeck:* Konzett et al. (2012). *Schneeberg/Monteneve:* Habler et al. (2001); Thiede (2001); Sölva et al. (2005a). *Texel:* Thöni (1983); Exner et al. (2002); Sölva et al. (2005a); Habler et al. (2006); Zanchetta et al. (2013); and this study (Tab. 5).

und 90,1 Ma liegen. Es ist daher wahrscheinlich, dass die Lu–Hf-Alter der Eklogitgranate den prograden Teil der Metamorphose widerspiegeln (die korninterne Lu-Zonierung gibt dazu einen Hinweis; Sandmann et al., 2016: Fig. 5), während die Sm–Nd-Alter den Zeitpunkt des finalen P-Peaks datieren sollten. Diese Interpretation ist in guter Übereinstimmung mit den Zirkonaltern, die eng um ca. 91 ± 1 Ma (Mittelwert von n = 6) konzentriert sind und als hochdruck-metamorphe Alter interpretiert wurden. Insgesamt muss man das Hochdruckereignis für den Bereich Pohorje zeitlich als sehr gut eingegrenzt bezeichnen, mit einer (dokumentierten, und die Fehlergrenzen einschließenden) prograden (Subduktions-)Phase ab ca. 100 Ma und einem finalen Druckhöhepunkt um ca. 92–90 Ma.

Koralpe (Steiermark)

Die Interpretation der Eklogit-Alter aus der Koralpe (Abb. 19) ist komplexer, und einige der Daten sind geochronologisch weniger präzise definiert. Geochemische und texturelle Eigenheiten des untersuchten Probenmaterials spielen hier eine Rolle.

Den Eklogiten der Koralpe kommt jedoch innerhalb des EHB eine ganz besondere Bedeutung zu, weil nur hier wichtige Fragen zur Eklogit-Protolithnatur (zumindest im Ostteil des EHB) zweifelsfrei beantwortet werden können. Nur in diesem Abschnitt des Hochdruckgürtels konnten, vor allem anhand von Probenmaterial der zwei bekannten Metabasit-Vorkommen Bärofen und Gressenberg, Geochemie und Mineralogie der Eklogit-Protolithe an gabbroiden Relikten studiert, deren magmatisches Primäralter bestimmt und so spekulativ auch deren geotektonische Entstehungssituation näher beleuchtet werden. An lokal nahezu unveränderten magmatischen Paragenesen konnte mineralogisch-geochemisch, texturell-petrogenetisch und geochronologisch klar gezeigt werden, dass die Ausgangsgesteine der Eklogite vom MORB-Typ im Zuge des

permo-triadischen Ereignisses vermutlich an einer Riftzone der stark ausdünnenden Kruste entstanden sein müssen (Miller & Thöni, 1997). Die Sm–Nd-Isochronen-Alter an magmatischen Plagioklas-Klinopyroxen-Paaren, die ein mittleres Bildungsalter für die Gabbros von 257 ± 21 Ma ergeben hatten (εtNd = +8,6; Miller et al., 2005), wurden neuerdings durch U–Pb-Datierungen von magmatischem Zirkon (LA-ICP-MS-Daten zwischen 283 ± 5 und 243 ± 3 Ma, bei εtHf-Werten von +10 bis +17,4) aus eklogitisierten Paragenesen bestätigt (Chang et al., 2023; vgl. auch Chang et al., 2022). Auf Grund der isotopen-/geochemischen Daten ergibt sich daraus die wichtige Schlussfolgerung, dass die Eklogite vermutlich des gesamten Koralpe-Saualpe-Pohorje-Abschnitts des EHB postvariszisches Alter haben und *monometamorpher Natur* sind – ein wichtiger Unterschied zum Westteil dieses Hochdruckgürtels (S. 96f. und S. 121).

Die komplexen Reaktionen, die am „Übergang von Gabbro zu Eklogit" bei der Transformation der Mineralparagenesen im Zuge der Eoalpinen Hochdruckmetamorphose stattgefunden haben, wurden am Beispiel Gressenberg von Proyer & Postl (2010) im Detail studiert und beschrieben, und dieses weltweit selten in dieser Klarheit erhaltene Phänomen kann, durch die verdienstvolle Arbeit von W. Postl (Graz), im Geopark Glashütten/Steiermark von interessierten Laien und Fachleuten zugleich an spektakulären polierten Schaustücken bewundert werden (Postl, 2020).

Die Alterswerte von Granat aus der Koralpe, streuen insgesamt zwischen 108,7 ± 8,8 und 86 ± 2 Ma. Dazu zählen fünf Sm–Nd-Alter (Thöni & Jagoutz, 1992; Miller & Thöni, 1997; Lichem et al., 1997) und zwei Lu–Hf-Alter (Miladinova et al., 2021) an Eklogitgranat, drei Sm–Nd Granatalter aus Metapeliten (Miller & Thöni, 1997), sowie ein Sm–Nd-Granatalter aus einem Aplitgranit (Thöni & Miller, 2000).

Der imposante Eklogitzahn von Hohl (ca. 6 km SW Schwanberg) besteht (ähnlich wie die Bärofen-Eklogite) aus dynamisch unterschiedlich stark penetrativ durchkristallisierten metagabbroiden Eklogittypen (Miller & Thöni, 1997; vgl. Miller, 1990), mit teilweise erhaltenen magmatischen Texturen – der spektakuläre Aufschluss von Hohl erweist sich, trotz der ausgeprägten Ästhetik dieser Gesteine und dem von W. Postl verdienstvoll gestalteten Lehrpfad, als kein leichtes „Trainingsmaterial" für geochronologische Greenhorns! Die teils sehr niedrigen Nd-Gehalte in Granat dieser Eklogite führten zu Altersergebnissen mit überdurchschnittlich großen Fehlerbalken (Abb. 19). Miladinova et al. (2021) publizierten zwei präzise, aber in sich signifikant verschiedene Lu–Hf-Alter für Grt–wr von 98,8 ± 0,7 und 92,6 ± 2 Ma an zwei mineralogisch unterschiedlichen Eklogiten von Hohl. In Verbindung mit den petrologischen und geochemischen Daten kann man dieses Ergebnis nur in der Weise interpretieren, dass die Granatkristallisation im Aufschlussbereich über einen längeren Zeitraum entlang des prograden P–T-Pfades andauerte bzw. „fluktuierend" stattfand. Diese Deutung könnte man auch für einen größeren Bereich des östlichen EHB anwenden (sofern man nicht an rein statistische Zufälle denkt) (Abb. 19). Die scharf zentral glockenförmige Verteilung von Lu weist außerdem darauf hin, dass die Hauptkristallisation von Granat am prograden Ast des P–T-Pfades stattfand (Miladinova et al., 2021: Fig. 3). Insgesamt fallen sechs von sieben Altern an Eklogitgranat (zwei Lu–Hf- und vier Sm–Nd-Analysen) aus den vier getrennten Aufschlussbereichen Hohl, Bärofen (Beck-Mannagetta, 1977), Mauthnereck und Krumbachgraben in den Zeitraum 101,4 ± 6,8 und 91,4 ± 6,7 Ma. Trotz der geringeren Präzision der Sm–Nd-Daten kann man also den Schluss ziehen, dass Ablauf und zeitliche Zuordnung des Hochdruckereignisses in der Koralpe grundsätzlich mit jener im Pohorje gleichzusetzen sind, wenngleich beide angewendeten Datierungsmethoden darauf hindeuten, dass die Eklogitgranate der Koralpe im Vergleich zu Pohorje auch noch ältere Entwicklungsschritte des prograden P–T-Pfades/der Subduktion (> 100 Ma) konserviert haben. Die Granate aus drei Metapeliten (Lokalitäten: Bärofen, Gregorhansl und Hohl) sowie aus einem Aplitgneis (Weinebene) geben jüngere Alter zwischen ca. 89 und 86 Ma. Der jüngste dieser Alterswerte an Granat (85,9 ± 1,2 Ma) stammt von einer ca. 0,5 m mächtigen bandförmigen Phengit-Granat-Glimmerschiefer-Einschaltung am Fuß des massiven Eklogitriegels von Hohl; das weitgehend homogenisierte Hauptelementprofil dieses Granats zeigt auffällige Zacken im Ca-Verlauf, und die grobschuppigen Phengite sind öfters von Symplektiträndern gesäumt (Miller & Thöni, 1997: 286).

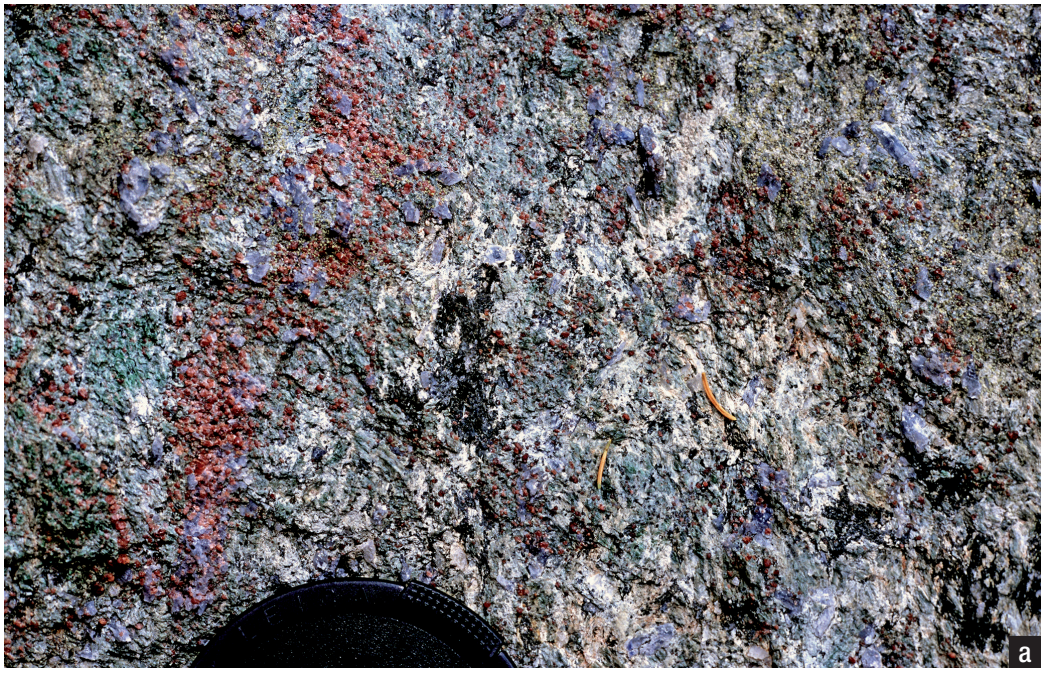
Sieggraben (Niederösterreich/Burgenland)

Obgleich geographisch nicht im engeren Bereich des EHB gelegen, sind an dieser Stelle die *Eklogite von Sieggraben*, als auffälliger Bestandteil in einer der ostalpinen Deckschollen in der Buckligen Welt (ca. 80 km südlich von Wien), anzuführen. Für die Gesteinsassoziation dieser „Fremdelemente" war seit Langem eine Affinität zur Koralpe vermutet worden (siehe Tollmann, 1977: 232). Miladinova et al. (2021) publizierten zwei vollkommen idente, robuste Lu–Hf-Alter von 89,9 ± 0,4 und 90,1 ± 0,4 Ma für Grt–wr der Eklogite von Sieggraben, für die maximale P–T-Bedingungen von 1,9 GPa bei > 650 °C angegeben werden. Chang et al. (2022) dagegen gaben zwei U–Pb-Alter (LA-ICP-MS) von 113 ± 2 Ma und 86 ± 4 Ma an zwei Zirkonkörnern (Lokalitäten: Schäffern und Steinbach) mit niedrigen Th/U-Verhältnissen bekannt; die Ergebnisse werden von den Autoren als „ungefähres Alter" der eklogitfaziellen Metamorphose interpretiert. Ähnlich den Zirkondaten aus der Kreuzeckgruppe (Seite 120), umspannen diese Alter den gesamten Altersbereich des EHB (Abb. 19).

Saualpe (Kärnten)

Die *Saualpe* gilt als Typlokalität für Eklogit (Haüy, 1822). Die maximalen P–T-Bedingungen am Eoalpinen Druckpeak können mit 2,2–2,4 GPa bei ca. ≥ 700 °C angegeben werden (Miller et al., 2005; Thöni et al., 2008b). Ky-Reichtum und dynamische Kristallisation sind häufige Kennzeichen dieser Eklogite (z. B. Lokalitäten Kirchberg oder Kupplerbrunn; Abb. 20, 21).

Insgesamt liegen fünf Sm–Nd- und vier Lu–Hf-Alterswerte an Eklogitgranat (Grt–wr, Grt–Omp) von vier weit voneinander entfernten Aufschlüssen vor: Kupplerbrunn (die vermutete Typlokalität von Haüy, 1822, i. e. S.), Gertrusk, Grünburger Bach und Wolfsberger Hütte (Thöni & Jagoutz, 1992; Thöni et al., 2008b; Miladinova et al., 2021). Die individuellen Lu–Hf-Alterswerte für Granat umspannen den Zeitraum 102,2 ± 1,5 bis 88,4 ± 4,7 Ma, während die Sm–Nd-Alter zwischen 95,1 ± 7,4 und 90,6 ± 2,1 Ma streuen (Abb. 19). Die von Miladinova et al. (2021) kürzlich publizierten präzisen Lu–Hf-Alter für die Eklogitvor-



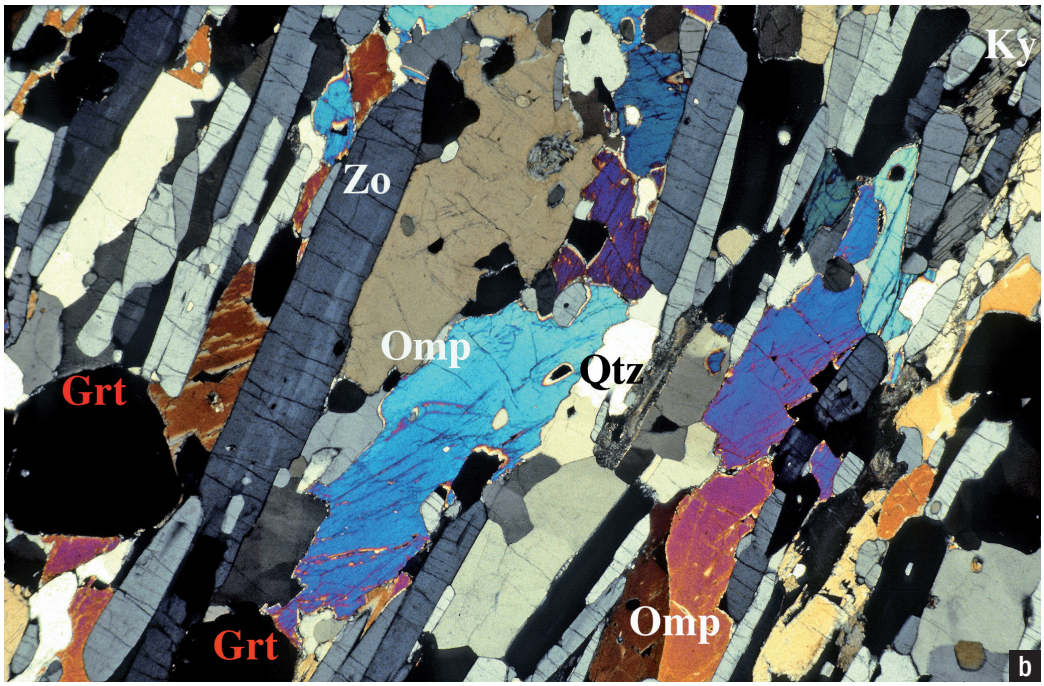


Abb. 20.
a) Ky-reicher, meta-gabbroider Eklogit der (vermuteten) Typ-Lokalität Kupplerbrunn, Saualpe (HAÜY, 1822). Rot: Granat; grün: Omphazit; blau: Kyanit; weiß-gelblich: Zoisit; grau: Quarz; dunkelgrün/schwarz: Amphibol. Phengit bleibt hier sehr feinkörnig.
b) Dünnschliffbild eines metagabbroiden Eklogits aus der Saualpe, Lokalität Kirchberg (Probe SK30c). Das Gestein zeigt einen ausgezeichneten Erhaltungszustand des gesamten Hochdruck-Mineralbestandes, sowie dynamische Kristallisation (synkinematische Mineralbildung). P–T-Werte deuten Versenkungstiefen von ≥ 80 km zur Zeit des Druckhöhepunkts (um 95–90 Ma) an. Grt: Granat; Omp: Omphazit; Zo: Zoisit; Ky: Kyanit; Qtz: Quarz. Bildlänge: 6,5 mm.

a) Kyanite-rich eclogite at the (supposed) type locality Kupplerbrunn, Saualpe (HAÜY, 1822). Red: garnet; green: omphacite; blue: kyanite; white-yellowish: zoisite; grey: quartz; dark green/black: amphibole. Phengite is very fine-grained in this specimen.
b) Thin section microphotograph of a metagabbroic eclogite from the Saualpe (sample SK30c, locality Kirchberg). The rock shows perfect preservation of the high-P mineral assemblage, as well as dynamic crystallization (synkinematic mineral growth). P–T data indicate a subduction depth for the time of the pressure peak of ≥ 80 km, some 95–90 Ma ago. Grt: garnet; Omp: omphacite; Zo: zoisite; Ky: kyanite; Qtz: quartz. Length of picture: 6.5 mm.

kommen Grünburger Bach und Wolfsberger Hütte sind auf einen sehr engen Zeitbereich von 102,2 ± 1,5 und 99,8 ± 1,2 Ma konzentriert (sechs Einzeldaten von drei Eklogitproben); sie zählen zu den ältesten bekannten robusten Mineralaltern im gesamten EHB und dürften eine frühe Phase der Granatkristallisation während der Subduktion (vor dem Druckpeak) markieren. Die glockenförmige Verteilung von Lu in Granat spricht für auf die Kerne gewichtete Lu–Hf-Alter (MILADINOVA et al., 2021). Da von beiden genannten Lokalitäten keine Sm–Nd-Alter vorliegen, ist ein unmittelbarer Vergleich der beiden Isotopensysteme hier nicht möglich. HEEDE (1997) publizierte ein Rb–Sr-Phengitalter von 81,1 ± 1,5 Ma aus einem Pegmatoid im Eklogitvorkommen Grünburger Bach.

Sm–Nd-Alter von Granat der Eklogithüllgesteine der Saualpe („Schiefergneise“ oder Metapelite i. w. S.) liegen vor allem aus der weiteren Umgebung von Kupplerbrunn vor. Fünf Alterswerte (i. wes. Grt–wr-Isochronen) dieser pyropreichen, bezüglich der Hauptelemente homogenisierten Granate decken den Zeitraum 88,5 ± 1,7 bis 94,0 ± 2,7 Ma (THÖNI & JAGOUTZ, 1992; THÖNI & MILLER, 1996). Dagegen lieferte zonierter Granat aus einem Ky-Grt-Bt-Gneis der Lokalität Kienberg (ca. 2 km nördlich Gertrusk) für drei verschiedene Magnetfraktionen ein Kern–Rand Sm–Nd-Altersspektrum, das den Zeitraum 98,6 ± 3,9 bis 86,4 ± 2,9 Ma abdeckt (THÖNI & MILLER, 2010). Dieses Beispiel zeigt, dass das Sm–Nd-System unter den gegebenen Eoalpinen P–T-Bedingungen Kristallisationsschritte des prograden Metamorphosepfades (vor dem Druckpeak) einzufrieren vermochte (Abb. 17, 18 und 19).

Drei U–Pb-Alter an U-armem Hochdruck-Zirkon aus Eklogiten des Bereichs Kupplerbrunn/Prickler Halt fallen in den

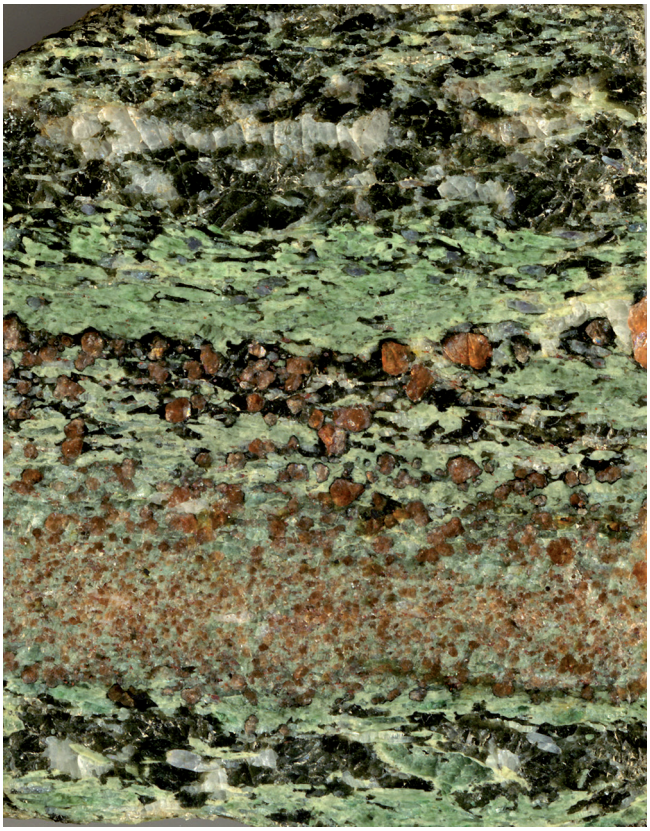


Abb. 21.
Polierte Schnittfläche eines Eklogits der Saualpe (Probe SK31b, Lokalität Kirchberg, 1.280 m). Der ausgeprägte Lagenbau im cm-Bereich, definiert durch den rein eklogitfaziellen Mineralbestand: Granat, Omphazit, Amphibol + Zoisit + Disthen + Quarz, hatte mit hoher Wahrscheinlichkeit einen magmatischen Vorläufer, wie er in manchen Gabbro- bzw. Gabbro-Eklogit-Vorkommen der Koralpe (z.B. Bärofen, dort bestehend aus Plagioklas-Olivin-Pyroxen-reichen Lagen) noch erhalten ist. Lange Seite des Handstücks: 5,5 cm.
Polished cut surface of an eclogite from the Saualpe (sample SK31b, locality Kirchberg, 1.280 m a.s.l.). The pronounced metamorphic layering composed of definitely eclogite-facies minerals: garnet, omphacite, amphibole + zoisite + kyanite + quartz, most probably originated from a layered magmatic precursor; in the Koralpe, magmatic layering in gabbros, defined by plagioclase-olivine-ortho-/clinopyroxene-rich portions, is well preserved in some outcrops (e.g., at Bärofen). Long side of the specimen: 5.5 cm.

Zeitraum 91,2 ± 5 bis 85,3 ± 6 Ma (Heede, 1997; Thöni et al., 2008b). Dagegen weisen sieben Rb–Sr-Alter an grobschuppigem Phengit aus Eklogit (bzw. darin vorkommenden pegmatoiden Mobilisaten) eine relativ grosse Altersstreuung zwischen 102 ± 2 und 81,1 ± 1,5 Ma auf (Thöni & Jagoutz, 1992; Heede, 1997).

Zusammenfassend ist das Eoalpine Hochdruckereignis im Gebiet der Saualpe geochronologisch gut eingegrenzt. Präzise Lu–Hf-Alter um 102–100 Ma (Miladinova et al., 2021) belegen, dass die Subduktion und rege Granatkristallisation um diese Zeit voll im Gange waren, während der Beginn einer beschleunigten Exhumation und der finale T-Peak der Hochdruckgesteine etwa um 90–88 Ma anzusetzen ist. Der Druckpeak kann auf Basis von Sm–Nd-Daten an Eklogitgranat etwa um 93–91 Ma angesetzt werden, was eine sehr gute zeitliche Übereinstimmung mit der Entwicklung im Pohorje belegt (siehe S. 116).

Schobergruppe (Osttirol)

Westlich der Saualpe ist das Eoalpine Hochdruckereignis in der *Kreuzeckgruppe* und in der *Schobergruppe* dokumentiert, geochronologisch aber nur teilweise gut erfasst bzw. die Daten schwieriger interpretierbar. Das ist u.a. auf die polymetamorphe Natur der Gesteine zurückzuführen. Während im östlichen Abschnitt des EHB (Saualpe–Koralpe–Pohorje) die vorkretazische metamorphe Geschichte vor allem durch das permisch-triadische HT–LP-Ereignis widergespiegelt wird (vgl. auch Schulz, 2016), handelt es sich bei der Schobergruppe um „polymetamorphes Altkristallin“, das zweifellos intensiv in die Eoalpine kontinentale Subduktion und HP-Metamorphose einbezogen war (Linner, 1999), aber nachweislich auch eine variszische (ein Lu–Hf-Granatalter von > 300 Ma; Hauke et al., 2019) und eine vorvariszische Entwicklung erkennen lässt (Schulz et al., 2004). Für die Eoalpine Hochdruckphase kann daher aus den vorhandenen „Altern“ an Eklogitgranat (eine Sm–Nd-Analyse und drei Lu–Hf-Analysen, mit Werten um 115–97 Ma) lediglich ein „Maximalalter“ von ca. 100 Ma (Linner, 1999) bzw. 97 Ma (Hauke et al., 2019) abgeleitet werden. Die frühe Exhumations-/Abkühlphase in diesem Kristallin ist hingegen durch ein Sm–Nd-Granatalter aus einem Orthogneis (87,1 ± 1,4 Ma) und durch mehrere Rb–Sr-Alter an Phengit zwischen 95,5 ± 1,5 und 86,2 ± 2,5 Ma sicher belegt (Linner, 1990).

Kreuzeckgruppe (Osttirol und Kärnten)

Zwei Zirkone aus Ti–Fe-reichen Eklogiten des südöstlich des Hochschobers gelegenen *Kreuzeck-Kristallins* gaben U–Pb-Alter (SIMS) von 109 ± 2, 90 ± 9 und 86 ± 1 Ma. Diese Zirkonkristalle werden als „peak-metamorphe“ Bildungen interpretiert, bei ermittelten P–T-Bedingungen von 2,1 GPa bei 650 °C (Konzett et al., 2012). Interessanterweise umspannen diese Daten genau das Altersspektrum des gesamten EHB (Abb. 19)!

Schneeberg–Texel-Komplex (Südtirol, Italien)

Der *Schneeberg–Texel-Komplex* (im Süden des Ötztal-Stubai-Kristallins s. l.) ist der westlichste Teil des hier betrachteten EHB. Nach dem Exhumationsmodell von Sölva et al. (2005a, b) kommt dem Schneeberg-Komplex (Schneeberger Zug, Tratto di Monteneve) eine strukturgeologische Schlüsselfunktion bei der kretazischen Plattenreorganisation zu, indem an der langgestreckten Schneeberger Deformationszone (normal fault) die südlich angrenzenden HP-Gesteine des Texel-Komplexes exhumiert werden (siehe Abschnitt: Südliche Ötztaler Alpen, S. 95f. und Abb. 13).

Schneeberg-Monteneve. Stellt man die Sm–Nd-Ergebnisse für alle analysierten Granat-Fraktionen aus drei Schneeberger Granatglimmerschiefer-Proben als einfache Zweipunktisochronen dar, ergeben sich sechs Grt–wr-Alterswerte zwischen 96,4 ± 1,4 und 90,6 ± 2 Ma (Daten aus Thiede, 2001; Habler et al., 2001; Sölva et al., 2005a). Daraus lässt sich für diese meist zonierten, 1–2 cm großen hypidiomorphen „Schneeberg-Granate“ aus dem Zentralbereich des Monteneve ein maximaler Kristallisationszeitraum von ca. 9 Millionen Jahren (97,8–88,6 Ma) errechnen. Das Druckmaximum, mit etwa 1 GPa bei 600 °C, kann aus der Kombination von Granat-Zonierung, petrologischen und mikrostrukturellen Daten etwa auf das Zeitfenster 93–91 Ma eingegrenzt werden. Dieser Wert stimmt mit dem späten P–T-Pfad aus Saualpe und Pohorje erstaunlich gut überein.

Texelkristallin. Die publizierten geochronologischen Daten zur Eoalpinen Hochdruckmetamorphose aus dem po-

lymetamorphen Texelkristallin sind komplexer, sie streuen über einen weiteren Bereich (Abb. 19, siehe auch Abschnitt: Südliche Ötztaler Alpen, Seite 95f.). Granat aus einem Glimmerschiefer (Eklogit-Hüllgesteine) im Kalmtal gab das höchste Alter (Sm–Nd, Grt–wr) von 98,2 ± 2,7 Ma (Sölva et al., 2005a). Ein Eklogit aus dem Saltauser Tal (Abb. 13) lieferte eine 7-Punkt Sm–Nd-Isochrone für Granat von 85,2 ± 4,6 Ma (MSWD = 1,5; initialer εNd-Wert = +5,3) (Habler et al., 2006). Dieses Ergebnis ist ident mit dem U–Pb-Alter von 85 ± 4 Ma an HP-Zirkon aus Eklogiten des Ulfas-Tals (Zanchetta et al., 2013). Granat aus Orthogneis vom Hauptfundpunkt für Eklogit (Untere Obisell Alm) gab ein Sm–Nd-Alter (Grt–wr) von 85,8 ± 1,6 Ma (Tab. 5), während vier Rb–Sr-Alter an grobschuppigem Hellglimmer aus der näheren Umgebung in den Zeitraum 91–86 Ma fallen (Thöni, 1983; Exner et al., 2002). Eine Vier-Punkt Sm–Nd-Isochrone für Granat (Grt–Grt–wr; n = 4; MSWD = 0,4) aus einer steilstehenden Scherzone im oberen Pfossental stellt mit 83,2 ± 1,4 Ma das jüngste robuste Alter aus diesem Abschnitt (und zugleich das jüngste Granatalter aus dem 400 km langen EHB) dar (Tab. 5, Abb. 15).

Mehr noch als in der Schobergruppe nimmt im Texel-Komplex der polymetamorphe Charakter dieses alten Kristallins entscheidend Einfluss bei Probenauswahl und Separation für genaue geochronologische Datierung; denn selbst Paragenesen, die im Dünnschliff nach texturellen/mikrochemischen Gesichtspunkten als einphasig beurteilt werden, bergen große Unsicherheit, bei der Probenseparation für BMIA reliktische (vorkretazische) Domänen einzuarbeiten. In solchen Fällen ist der Vorteil von In-situ-Analytik (U–Pb an Zirkon, oder auch Ar–Ar-Lasertechnik) versus BMIA evident bzw. ihre Anwendung unerlässlich. Im konkreten Fall konnten mehrheitlich, sowohl mit der Sm–Nd-Analytik (Habler et al., 2006) als auch mit der Lu–Hf-Methode an (als sicher 2-phasig erkanntem) Granat (Miladinova et al., 2021), lediglich qualitative Zeitinformationen gewonnen werden (wobei diese so genannten „Mischalter“ zwischen 287 und 206 Ma liegen). Obwohl bei den bis jetzt publizierten (teilweise nur mäßig präzise eingegrenzten) Ergebnissen aus der Texelgruppe eine Tendenz zu jüngeren Altern zu bestehen scheint (Abb. 19), so decken die Zahlenwerte insgesamt mit 98 ± 2 bis 85 ± 4 Ma dennoch genau den Zeitraum ab, der von jenem im östlichen, verlässlicher datierten EHB (Pohorje–Saualpe: 102–85 Ma) nicht grundsätzlich verschieden ist. Manche Aspekte rund um den EHB, wie Struktur, Steilheit und Orientierung der Exhumationsbahn (Sölva et al., 2005b), oder auch die weit streuenden Ergebnisse der Peak-Druckverhältnisse, sind noch zu wenig geklärt oder bleiben umstritten – dennoch ist eine *weitgehende Synchronizität der Entwicklung des ca. 400 km langen Eoalpinen Hochdruckgürtels* aus dem aktuell vorhandenen geochronologischen Datenset in Abbildung 19 klar erkennbar.

Regionalgeologische und allgemeine Schlussfolgerungen

Aus den Isotopendaten der vorliegenden Arbeit und unter Einbeziehung eines breiten Datensets aus der neueren Literatur können die folgenden regionalgeologischen und allgemeinen Schlussfolgerungen gezogen werden:

- Der thermische Höhepunkt der variszischen Metamorphose im ostalpinen Grundgebirge kann auf Basis von Sm–Nd-Daten an Granat aus alpidisch sehr schwach (≤ 300 °C) überprägten Bereichen des westlichen Ötztalkristallins (Melagtal) in das Zeitfenster zwischen 340 ± 5 und 320 ± 4 Ma eingestuft werden.
- Die lang andauernde Pegmatitbildung im ost- und südalpinen Kristallin im Zuge der permo-triadischen Krustenextension, Mantelaufwölbung und LP/HT-Metamorphose ist (vor allem) durch Sm–Nd-Granatalter zwischen ca. 280 und 225 ± 3 Ma belegt.
- Dieser Zeitraum ist insgesamt durch intensive magmatische Aktivität im Süd- und Ostalpin gekennzeichnet (z.B. Brixen, Eisenkappel, Wechselgebiet).
- Die Eoalpine eklogitfazielle Metamorphose im 400 km langen, intrakontinentalen Hochdruckgürtel der Ostalpen (EHB) wurde vor allem durch Sm–Nd- und Lu–Hf-Daten an Granat und U–Pb-Daten an Zirkon datiert.
- Während im Ostabschnitt dieses Hochdruckgürtels von Pohorje-Koralpe-Saualpe, der die Typlokalität für „Eklogit“ nach Haüy (1822) inkludiert, permisch-untertriadische gabbroide Gesteine einer Riftzone mit geochemisch eindeutiger MORB-Affinität, gemeinsam mit ihrer Matrix aus Metasedimenten der kontinentalen Kruste, subduziert und erstmals metamorph wurden, liegen im westlichen Abschnitt des EHB (Schober, Texel) polymetamorphe Hochdruckgesteine vor, die als alte (variszische, oder ? ältere), schon metamorphe Paragenesen (Amphibolite, Eklogitamphibolite) innerhalb der Gneis-Glimmerschiefer-Matrix in Eoalpiner Zeit eklogitisiert wurden.
- Die Altersbeziehungen innerhalb des EHB sind weitgehend als synchron zu bezeichnen. Das Zeitfenster für die Eoalpine Subduktionsphase, Druckhöhepunkt und schnelle initiale Exhumation / ± isothermale Dekompression ist geochronologisch durch Granatalter aus basischen Eklogiten und krustalen Lithologien zwischen ca. 105 und 85 Ma erfasst. Der Druckpeak war in allen Abschnitten des EHB um ca. 90 ± 3 Ma erreicht.
- Für das Zeitfenster 92/90 bis 86/84 Ma, unmittelbar nach dem Druckpeak, lassen sich Exhumationsraten von ca. 0,5–1 cm/a errechnen.
- Granat-Datierung mit der Sm–Nd-Methode hat das Potenzial, Grundsätzliches zur Aufklärung von Prozessen der Mineralbildung/Kristallisation und zu strukturgeologischen bzw. geodynamischen Abläufen beizutragen – Fragen, die über die simple Bestimmung eines Einzelalters (Bulk mineral–wr age) hinausgehen. Um dieses Ziel zu erreichen, ist eine differenzierte Probenauswahl und Probenpräparation entscheidend (microsampling, Domänen-Sampling aus Einzelkristallen, Magnetfraktionen-Splitting mit mikrochemischer Kontrolle, Leaching). Bei fokussierter Zielsetzung und bei optimaler

analytischer Infrastruktur kann die Sm–Nd-ID-TIMS-Methode, insbesondere in Kombination mit Spurenelement-/SEE-Analytik (als Vorstufe), eine aussagekräftige Methode für die Aufklärung des zeitlichen Ablaufs der Metamorphosegeschichte in verschiedensten Lithologien und für den Temperaturbereich von ca. 500 bis > 700 °C sein.

Dank

Diese Arbeit inkludiert und diskutiert u.a. Datensets, die schon längere Zeit in „unpublizierter Form“ verbracht haben. Es war mir daher ein Bedürfnis, diese Daten einem weiteren Kreis von interessierten Leserinnen und Lesern zur Verfügung zu stellen. Für die freundliche Überlassung von unpublizierten isotopenanalytischen Daten für die vorliegende Publikation danke ich folgenden Kolleginnen und Kollegen: Gianluca Cotza (Oberes Pfossental, Texelgruppe, Tab. 5); Helmuth Sölva (Saltausertal, Texelgruppe, Tab. 5); Werner Thöny (Brixen Granodiorit, Kontaktzone, Tab. 4); Claudia Seifert-Falkner (Kirchschlag Gabbro, Tab. 4). Christine Miller (Innsbruck) lieferte die Sondenanalysen an den Körnerpräparaten der Koralpe-Granate (Tab. 3). Monika Horschinegg danke ich für die Durchführung der Rb–Sr-Analysen (Tab. 2b). Die OMV-Mitarbeiter Wolfgang Thöny, Klaus Pelz und Philipp Strauss sollen wissen, dass sie durch ihre hartnäckige Diskussionsfreudigkeit und ihr lebhaftes Interesse für geochronologische Forschung sowie für neue Fragezeichen in der Literatur wesentlich dazu beigetragen haben, dass ich etliche „Altlasten“ zu überdenken begann – was schließlich auch in der vorliegenden Verschriftlichung mündete. Der Redaktion der GeoSphere Austria, namentlich dem Schriftleiter Christoph Janda, gebührt mein Dank für die spontane Zustimmung, dieses Retiree-Konvolut für die Veröffentlichung entgegen zu nehmen.

Literatur

Anczkiewicz, R. & Thirlwall, M.F. (2003): Improving precision of Sm-Nd garnet dating by H_2SO_4 leaching – a simple solution to the phosphate inclusion problem. – Geological Society of London, Special Publications, **220**, 83–91, London.

Anczkiewicz, R., Szczepanski, J., Mazur, S., Storey, C., Crowley, Q., Villa, I.M., Thirlwall, M.F. & Jeffries, T.E. (2007): Lu–Hf geochronology and trace element distribution in garnet: Implications for uplift and exhumation of ultra-high pressure granulites in the Sudetes, SW Poland. – Lithos, **95**, 363–380, Amsterdam.

Anczkiewicz, R., Chakraborty, S., Dasgupta, S. & Mukhopadhyay, D.K. (2012): Accuracy of Lu–Hf and Sm–Nd garnet dating. – Goldschmidt 2012 Conference Abstracts. – Mineralogical Magazine, **76**/6, 1423 (Cambridge University Press).

Anczkiewicz, R., Chakraborty, S., Dasgupta, S., Mukhopadhyay, D.K. & Koltonik, K. (2014): Timing, duration and inversion of prograde Barrovian metamorphism constrained by high resolution Lu–Hf garnet dating: A case study from the Sikkim Himalaya, NE India. – Earth and Planetary Science Letters, **407**, 70–81, Amsterdam.

Bargossi, G.M., Bove, G., Cucato, Gregnanin, A., Morelli, C., Moretti, A., Poli, S., Zanchetta, S. & Zanchi, A. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Italien im Maßstab 1:50.000, Blatt 013 Meran. – ISPRA – Servizio Geologico D'Italia / Autonome Provinz Bozen – Südtirol.

Beck-Mannagetta, P. (1977): Ein neues Vorkommen von Eklogit-Gabbro in der Koralpe. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **1977**/1, 1–3, Wien.

Beck-Mannagetta, P., Eisenhut, M., Ertl, V. & Homann, O. (1991): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 189 Deutschlandsberg. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bernhard, F., Klötzli, U.S., Thöni, M. & Hoinkes, G. (1996): Age, origin and geodynamic significance of a polymetamorphic felsic intrusion in the Ötztal Crystalline Basement, Tyrol, Austria. – Mineralogy and Petrology, **58**, 171–196, Wien.

Bestmann, M., Habler, G., Heidelbach, F. & Thöni, M. (2008): Dynamic recrystallization of garnet and related diffusion processes. – Journal of Structural Geology, **30**/6, 777–790, Amsterdam.

Borsi, S., Del Moro, A. & Ferrara, G. (1972): Età radiometriche delle rocce intrusive del massiccio di Bressanone-Monte Ivigna-Monte Croce (Alto Adige). – Bollettino della Società Geologica Italiana, **91**, 387–406, Roma.

Chang, R., Neubauer, F., Liu, Y., Genser, J., Jin, W., Yuan, S., Guan, Q., Huang, Q. & Li, W. (2020): Subduction of a rifted passive continental margin: the Pohorje case of Eastern Alps – constraints from geochronology and geochemistry. – Swiss Journal of Geosciences, **113**/1, article number 14, 1–25, Basel.

Chang, R., Neubauer, F., Liu, Y., Genser, J., Yuan, S., Huang, Q., Li, W. & Yu, S. (2022): Protolith and metamorphic age of the Sieggraben Eclogites: Implications for the Permian to Cretaceous Wilson cycle in the Austroalpine unit. – Lithos, **434–435**, 1–16, Amsterdam (Elsevier).

Chang, R., Neubauer, F., Liu, Y., Genser, J., Guan, Q., Huang, Q. & Yuan, S. (2023): Permian to Triassic protolith ages of type locality eclogites in the Eastern Alps: Implications fort the opening of the Meliata back-arc basin. – Geology, **51**/6, 537–542.

Cheng, H., Zhang, C, Vervoort, J.D., Lu, H., Wang, C. & Cao, D. (2012): Zircon U–Pb and garnet Lu–Hf geochronology of eclogites from the Lhasa Block, Tibet. – Lithos, **155**, 341–359, Elsevier, Amsterdam

Cotza, G., Thöni, M. & Grasemann, B. (2006): Structural investigations of the W termination of the `Schneeberg Zug´ – Austroalpine Unit, Southern Tyrol: Results from a crustal scale shear zone. – In: Philipp, S., Leiss, B., Vollbrecht, A., Tanner, D. & Gudmundsson, A. (Eds.): 11. Symposium „Tektonik, Struktur- und Kristallingeologie“, 2006, 33–34, Poster, Göttingen.

Diella, V., Spalla, M.I. & Tunesi, A. (1992): Contrasting thermomechanical evolutions in the Southalpine metamorphic basement of the Orobic Alps (Central Alps, Italy). – Journal of Metamorphic Geology, **10**, 203–219, Oxford.

Dodson, M.H. (1973): Closure Temperature in Cooling Geochronological and Petrological Systems. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **40**, 259–274, Stuttgart.

Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P. & Albarède, F. (1997): The Lu–Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. – Nature, **387**, 586–589, London.

DUTCH, R. & HAND, M. (2010): Retention of Sm–Nd isotopic ages in garnets subjected to high-grade thermal reworking: implications for diffusion rates of major and rare earth elements and the Sm–Nd closure temperature in garnet. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **159**, 93–112, Stuttgart.

EXNER, U., GRASEMANN, B., THÖNI, M. & MILLER, C. (2002): Relative chronology and absolute age dating of structures related to eo-Alpine High-pressure metamorphism and Oligocene magmatism in the SE Ötzal complex (Texel Group, South Tyrol, Italy). – Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **132**, 63–82, Graz.

FARYAD, S.W., MELCHER, F., HOINKES, G., PUHL, J., MEISEL, T. & FRANK, W. (2002): Relics of eclogite facies metamorphism in the Austroalpine basement, Hochgrößen (Speik complex), Austria. – Mineralogy and Petrology, **74**, 49–73, Wien.

FRANK, W., KRALIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1987a): Geochronolgical Data from the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 272–281, Wien (Deuticke).

FRANK, W., HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & THÖNI, M. (1987b): The Austroalpine unit west of the Hohe Tauern: The Ötztal–Stubai complex as an example for the Eoalpine metamorphic evolution. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 179–225, Wien (Deuticke).

FROITZHEIM, N., CONTI, P. & VAN DAALEN, N. (1997): Late Cretaceous, synorogenic, low-angle normal faulting along the Schlinig fault (Switzerland, Italy, Austria) and its significance for the tectonics of the Eastern Alps. – Tectonophysics, **280**, 267–293, Amsterdam.

FÜGENSCHUH, B., MANCKTELOW, N.S. & SEWARD, D. (2000): Cretaceous to Neogene cooling and exhumation history of the Oetztal-Stubai basement complex, eastern Alps: a structural and fission track study. – Tectonics, **19**, 905–918, Washington, D.C.

GANGULY, J., TIRONE, M. & HERVIG, R.L. (1998): Diffusion kinetics of samarium and neodymium in garnet, and a method for determining a cooling rate of rocks. – Science, **281**, 805–807.

GATTO, G.O. & SCOLARI, A. (1974): Lo „scorrimento di Slingia" nel quadro tettonico dell'alta Val Venosta. – Atti Memorie Accademia Pattaviana, Scienze Matematiche Naturali, **86**, 167–201, Padova.

GLODNY, J., GRAUERT, B., FIALA, J., VEJNAR, Z. & KROHE, A. (1998): Metapegmatites in the western Bohemian massif: ages of crystallization and metamorphic overprint, as constrained by U–Pb zircon, monazite, garnet, columbite and Rb–Sr muscovite data. – Geologische Rundschau, **87**, 124–134, Stuttgart.

GÖD, R. (1989): The spodumene deposit at Weinebene, Koralpe, Austria. – Mineralium Deposita, **34**, 270–278, Berlin (Springer).

VAN GOOL, J.A.M., KEMME, M.J. & SCHREURS, G.M.M.F. (1987): Structural Investigations along an E-W Cross-section in the Southern Ötztal Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 214–225, Wien (Deuticke).

GRIFFIN, W.L. & BRUECKNER, H.K. (1985): REE, Rb–Sr and Sm–Nd studies of Norwegian eclogites. – Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), **52**, 249–271, Amsterdam.

HABLER, G., LINNER, M., THIEDE, R.C. & THÖNI, M. (2000): Eo-Alpine Metamorphism in the Upper Austroalpine Schneeberg Complex (Eastern Alps, Italy/Austria): Constraints on the P-T-t-D Evolution during Decompression. – Terra Nostra **2000**/5 (8. Symposium TSK), 23, Freiburg im Breigau.

HABLER, G., LINNER, M., THIEDE, R.C. & THÖNI, M. (2001): Andalusitbildung im Schneeberger Zug (SE Ötztalkristallin, Italien/Österreich). – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **146**, 100–102, Wien.

HABLER, G., THÖNI, M. & SÖLVA, H. (2006): Tracing the high pressure stage in the polymetamorphic Texel Complex (Austroalpine basement unit, Eastern Alps): P-T-t-d constraints. – In: PROYER, A. & MOGESSIE, A.: Eclogites and related rocks, 269–296, Wien (Springer).

HABLER, G., THÖNI, M. & MILLER, C. (2007): Major and trace element and Sm-Nd age correlation of magmatic pegmatite garnet overprinted by eclogite-facies metamorphism. – Chemical Geology, **241**, 4–22, Amsterdam.

HABLER, G., THÖNI, M. & GRASEMANN, B. (2009): Cretaceous metamorphism in the Austroalpine Matsch Unit (Eastern Alps): The interrelation between deformation and chemical equilibrium processes. – Mineralogy and Petrology, **97**, 149–171, Wien.

HABLER, G., THÖNI, M., GRASEMANN, B., SÖLVA, H. & COTZA, G. (2010): Deformation in the hanging wall of Cretaceous HP rocks (Austroalpine Ötztal-Stubai Complex, European Eastern Alps): constraints on timing, conditions and kinematics. – Geophysical Research Abstracts, **12**, EGU-2010-13602.

HAMILTON, P.J., EVENSEN, N.M., O'NIONS, R.K. & TARNEJ, J. (1979): Sm–Nd systematics of Lewisian gneisses: implications for the origin of granulites. – Nature, **277**, 25–28, London.

HAMMER, W. (1908): Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1908**, 98–107, Wien.

HAMMER, W. (1912): Erläuterungen zur Geologischen Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österr.-Ungar. Monarchie: SW-Gruppe Nr. 66 Glurns und Ortler. – 72 S., Geologische Reichsanstalt, Wien.

HAMMER, W. (1931): Zur Umgrenzung der Ötztaler Alpen als Schubdecke. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1931**, 175–188, Wien.

HANSON, G.N., EL TAHLAWI, M.R. & WEBER, W. (1966): K–Ar and Rb–Sr ages of pegmatites in the south central Alps. – Earth and Planetary Science Letters, **1**/6, 407–413, Amsterdam.

HARRISON, T.M., CÉLÉRIER, J., AIKMAN, A.B., HERMANN, J. & HEIZLER, M.T. (2009): Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **73**/4, 1039–1051, New York City.

HAUKE, M., FROITZHEIM, N., NAGEL, T.J., MILADINOVA, I., FASSMER, K., FONSECA, R.O.C., SPRUNG, P. & MÜNKER, C. (2019): Two high-pressure metamorphic events, Variscan and Alpine, dated by Lu–Hf in an eclogite complex of the Austroalpine nappes (Schobergruppe, Austria). – International Journal of Earth Sciences, **108**, 1317–1331, Heidelberg.

HAÜY, R. (1822): Traité de Minéralogie. – 2nd edition, 460 S., Paris (Bachelier et Huzar).

HEEDE, H.-U. (1997): Isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen des ostalpinen Saualpenkristallins, Kärnten – Österreich. – Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, Heft **81**, 168 S., Münster.

HELBIG, P. & SCHMIDT, K. (1978): Zur Tektonik und Petrogenese am W-Ende des Schneeberger Zuges (Ostalpen). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **121**/2, 177–217, Wien.

HERWARTZ, D., MÜNKER, C., SCHERER, E., NAGEL, T.J., PLEUGER, J. & FROITZHEIM, N. (2008): Lu–Hf garnet geochronology of eclogites from the Balma Unit (Pennine Alps): implications for Alpine paleotectonic reconstructions. – Swiss Journal of Geosciences, **101** (Supplement 1), 173–189, Basel.

HOINKES, G., KOSTNER, A. & THÖNI, M. (1991): Petrologic Constraints for Eoalpine Eclogite Facies Metamorphism in the Austroalpine Ötztal Basement. – Mineralogy and Petrology, **43**, 237–254, Wien.

Hoinkes, G., Thöni, M., Lichem, C., Bernhard, F., Kaindl, R., Schweigl, J., Tropper, P. & Cosca, M. (1997): Metagranitoids and associated metasediments as indicators for the pre-Alpine magmatic and metamorphic evolution of the western Ötztal Basement (Kaunertal, Tirol). – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **77**, 299–314, Zürich.

Humphries, F.J. & Cliff, R.A. (1982): Sm–Nd dating and cooling history of Scourian granulites, Sutherland. – Nature, **295**, 515–517, London.

Jäger, E. (1979): Introduction to Geochronology. – In: Jäger, E. & Hunziker, J.C.: Lectures in Isotope Geology, 1–12, Berlin (Springer).

Jagoutz, E. (1988): Nd and Sr systematics in an eclogite xenolith from Tanzania: Evidence for frozen mineral equilibria in the continental lithosphere. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **52**, 1285–1293, New York City.

Janák, M., Froitzheim, N., Vrabec, M., Krogh Ravna, E.J. & De Hoog, J.C.M. (2006): Ultrahigh-pressure metamorphism and exhumation of garnet peridotite in Pohorje, Eastern Alps. – Journal of Metamorphic Geology, **24**, 19–31, Oxford.

Janák, M., Cornell, D., Froitzheim, N., De Hoog, J.C.M., Broska, I., Vrabec, M. & Hurai, V. (2009): Eclogite-hosting metapelites from the Pohorje Mountains (Eastern Alps): *P-T* evolution, zircon geochronology and tectonic implications. – European Journal of Mineralogy, **21**, 1191–1212, Stuttgart.

Keyser, W., Müller, A., Knoll, T., Menuge, J.F., Steiner, R., Berndt, J., Hart, E., Fegan, T. & Harrop, J. (2023): Quartz chemistry of lithium pegmatites and its petrogenetic and economic implications: Examples from Wolfsberg (Austria) and Moylisha (Ireland). – Chemical Geology, **630**, 1–17, Amsterdam.

Klug, L. & Froitzheim, N. (2022): Reuniting the Ötztal Nappe: the tectonic evolution of the Schneeberg Complex. – International Journal of Earth Sciences, **111**, 525–542, Heidelberg.

Knittel, U., Tokiwa, T., Tsutsumi, Y., Endo, S. & Wallis, S.R. (2024): Geochronology of the Sanbagawa Belt: Younger and Faster than Before. – Elements, **20**/2, 89–95 (Mineralogical Society of America).

Knoll, T., Schuster, R., Huet, B., Mali, H., Onuk, P., Horschinegg, M., Ertl, A. & Giester, G. (2018): Spodumene Pegmatites and Related Leucogranites from the Austroalpine Unit (Eastern Alps, Central Europe): Field Relations, Petrography, Geochemistry, and Geochronology. – The Canadian Mineralogist, **56**, 489–528, Quebec.

Knoll, T., Huet, B., Schuster, R., Mali, H., Ntaflos, T. & Hauzenberger, C. (2023): Lithium pegmatite of anatectic origin – A case study from the Austroalpine Unit Pegmatite Province (Eastern European Alps): Geological data and geochemical modeling. – Ore Geology Reviews, **154**, 1–32, Amsterdam.

Kohút, M., Anczkiewicz, R. & Boczkowska, M. (2023): Timing of Variscan syn-collisional metamorphism constrained by Lu–Hf and Sm–Nd garnet petrochronology (The Tatra Mountains, Western Carpathians). – Geologica Carpathica, **74**/5, 373–386, Bratislava.

Koller, F., Pumhösl, H., Thöni, M., Faryad, S.W., Seifert-Falkner, C., Frank, W., Miller, C. & Satir, M. (2002): Permian gabbroic intrusions within the Lower Austroalpine Grobgneiss Unit (Eastern Alps): Origin, evolution and tectonic setting. – Geologica Carpathica, special issue, **53**, 1–4, Bratislava.

Konzett, J. & Hoinkes, G. (1996): Paragonite-hornblende assemblages and their petrological significance: An example from the Austroalpine Schneeberg Complex, Southern Tyrol, Italy. – Journal of Metamorphic Geology, **14**, 85–101, Oxford.

Konzett, J., Krenn, K., Hauzenberger, C., Whitehouse, M. & Hoinkes, G. (2012): High-Pressure Tourmaline Formation and Fluid Activity in the Fe–Ti-rich eclogites from the Kreuzeck Mountains, Eastern Alps, Austria. – Journal of Petrology, **53**/1, 99–125, Oxford.

Konzett, J., Schneider, T., Nedyalkova, L., Hauzenberger, C., Melcher, F., Gerdes, A. & Whitehouse, M. (2018): Anatectic Granitic Pegmatites from the Eastern Alps: A Case of Variable Rare-Metal Enrichment During High-Grade Regional Metamorphism – I: Mineral Assemblages, Geochemical Characteristics, and Emplacement Ages. – The Canadian Mineralogist, **56**/4, 555–604, Quebec.

Krenn, K., Kurz, W., Fritz, H. & Hoinkes, G. (2011): Eoalpine tectonics of the Eastern Alps: implications from the evolution of monometamorphic Austroalpine units (Schneeberg and Radenthein Complex). – Swiss Journal of Geosciences, **104**, 471–491, Basel.

Kylander-Clark, A.R.C., Hacker, B.R., Johnson, C.M., Beard, B.L., Mahlen, N.J. & Lapen, T.J. (2007): Coupled Lu–Hf and Sm–Nd geochronology constrains prograde and exhumation histories of high- and ultrahigh-pressure eclogites from western Norway. – Chemical Geology, **242**, 137–154, Amsterdam.

Lagos, M., Scherer, E.E., Tomaschek, F., Münker, C., Keiter, M., Berndt, J. & Ballhaus, C. (2007): High precision Lu–Hf geochronology of Eocene eclogite-facies rocks from Syros, Cyclades, Greece. – Chemical Geology, **243**, 16–35, Amsterdam.

Lapen, T.J., Johnson, C.M., Baumgartner, L.P., Mahlen, N.J., Beard, B.L. & Amato, J.M. (2003): Burial rates during prograde metamorphism of an ultra-high-pressure terrain: an example from Lago di Cignana, western Alps, Italy. – Earth and Planetary Science Letters, **215**, 57–72, Amsterdam.

Lapen, T.J., Medaris Jr., L.G., Johnson, C.M. & Beard, B.L. (2005): Archean to middle Proterozoic evolution of Baltica subcontinental lithosphere; evidence from combined Sm–Nd and Lu–Hf isotope analyses of Sandvik ultramafic body, Norway. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **150**, 131–145, Stuttgart.

Lichem, C., Hoinkes, G. & Gregurek, D. (1997): Polymetamorphism in the Austroalpine Koralm basement: new evidence for a Permian event. – Terra Nova Abstracts, **9** (Supplement 1), 489, Oxford.

Linner, M. (1999): Die P-T-t Entwicklung der Eklogite im Schoberkristallin als Beleg für frühalpidische kontinentale Subduktion im Ostalpinen Kristallin. – Dissertation, Universität Wien, XII + 167 S., Anhang I-XLIV, Wien.

Lotout, C., Pitra, P., Poujol, M., Anczkiewicz, R., Cogné, N. & van den Driessche, J. (2018): Timing and duration of Variscan high-pressure metamorphism in the French Massif Central – a petrochronological study from the Najac Massif. – Poster presentation at the 26th Earth Science Meeting, Lille 22–26 Octobre, 2018.

Ludwig, K.R. (2003): User's manual for Isoplot 3.00. – Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 74 S., Berkeley.

Lugmair, G.W. & Marti, K. (1978): Lunar initial $^{143}Nd/^{144}Nd$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. – Earth and Planetary Science Letters, **39**, 3349–3357, Amsterdam.

Marocchi, M., Morelli, C., Mair, V., Klötzli, U. & Bargossi, G.M. (2008): Evolution of Large Silicic Magma Systems: New U–Pb Zircon Data on the NW Permian Athesian Volcanic Group (Southern Alps), Italy. – The Journal of Geology, **116**, 480–498, Chicago.

Melcher, F. & Meisel, T. (2004): A Metamorphosed Early Cambrian Crust – Mantle Transition in the Eastern Alps, Austria. – Journal of Petrology, **45**/8, 1689–1723, Oxford.

Mezger, K. & Krogstad, E.J. (1997): Interpretation of discordant U–Pb zircon ages: An evaluation. – Journal of Metamorphic Geology, **15**, 127–140, Oxford.

Mezger, K., Essene, E.J. & Halliday, A.N. (1992): Closure temperatures of the Sm–Nd system in metamorphic garnets. – Earth and Planetary Science Letters, **113**, 397–409, Amsterdam.

Miladinova, I., Froitzheim, N., Nagel, T.J., Janák, M., Fonseca, R.O.C., Sprung, P. & Münker, C. (2021): Constraining the process of intracontinental subduction in the Austroalpine Nappes: Implications from petrology and Lu-Hf geochronology of eclogites. – Journal of Metamorphic Geology, **40**/3, 423–456, Oxford.

Miller, C. (1990): Petrology of the type locality eclogites from the Koralpe and Saualpe (Eastern Alps), Austria. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **70**, 287–300, Zürich.

Miller, C. & Thöni, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm–Nd vs. Rb–Sr isotope systematics. – Chemical Geology, **122**, 199–225, Amsterdam.

Miller, C. & Thöni, M. (1997): Eo-Alpine eclogitisation of Permian MORB-type gabbros in the Koralpe (Eastern Alps, Austria): new geochronological, geochemical and petrological data. – Chemical Geology, **137**, 283–310, Amsterdam.

Miller, C., Thöni, M., Frank, W., Schuster, R., Melcher, F., Meisel, T. & Zanetti, A. (2003): Geochemistry and tectonomagmatic affinity of the Yungbwa ophiolite, SW Tibet. – Lithos, **66**, 155–172, Amsterdam.

Miller, C., Thöni, M., Konzett, J., Kurz, W. & Schuster, R. (2005): Eclogites from the Koralpe and Saualpe type-localities, Eastern Alps, Austria. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **150**, 227–263, Wien.

Miller, C., Thöni, M., Goessler, W. & Tessadri, R. (2011): Origin and age of the Eisenkappel gabbro to granite suite (Carinthia, SE Austrian Alps). – Lithos, **125**, 434–448, Amsterdam.

Montemagni, C., Zanchetta, S., Rocca, M., Villa, I.M., Morelli, C., Mair, V. & Zanchi, A. (2023): Kinematics and time-resolved evolution of the main thrust-sense shear zone in the Eo-Alpine orogenic wedge (the Vinschgau Shear Zone, eastern Alps). – Solid Earth, **14**/5, 551–570. https://doi.org/10.5194/se-14-551-2023

Müller, W., Prosser, G., Mancktelow, N.S., Villa, I.M., Kelley, S.P., Viola, G. & Oberli, F. (2001): Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps). – Geologische Rundschau, **90**, 623–653, Stuttgart.

O'Nions, R.K., Hamilton, P.J. & Evensen, N.M. (1977): Variations in $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ in oceanic basalts. – Earth and Planetary Science Letters, **34**, 13–22, Amsterdam.

O'Nions, R.K., Carter, S.R., Evensen, N.M. & Hamilton, P.J. (1979): Geochemical and cosmochemical applications of Nd isotope analysis. – Earth and Planetary Science Letters, **7**, 11–38, Amsterdam.

Pollington, A.D. & Baxter, E.F. (2010): High resolution Sm–Nd garnet geochronology reveals the uneven pace of tectonometamorphic processes. – Earth and Planetary Science Letters, **293**, 63–71, Amsterdam.

Pomella, H., Flöss, D., Speckbacher, R., Tropper, P. & Fügenschuh, B. (2016): The western end of the Eoalpine High-Pressure Belt (Texel unit, South Tyrol / Italy). – Terra Nova, **28**, 60–69, Oxford.

Pomella, H., Costantini, D., Aichholzer, P., Reiser, M., Schuster, R. & Tropper, P. (2022): Petrological and geochronological investigations on the individual nappes of the Meran–Mauls nappe stack (Austroalpine unit/South Tyrol, Italy). – Austrian Journal of Earth Sciences, **115**, 15–40, Wien.

Postl, W. (2020): Geologische Spaziergänge. Geopark Glashütten. Auf dem Koralm Kristall Trail durch die Gesteinswelt der Kor- und Stubalpe. – 88 S., Geologische Bundesanstalt, Wien/Bad Schwanberg.

Proyer, A. & Postl, W. (2010): Eclogitized gabbros from Gressenberg, Koralpe, Austria: Transformation phenomena and their interpretation. – Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, **140**, 45–67, Graz.

Rubatto, D. (2002): Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. – Chemical Geology, **184**, 123–138, Amsterdam.

Sanders, C.A.E., Bertotti, G., Tommasini, S., Davies, G.R. & Wijbrans, J.R. (1996): Triassic pegmatites in the Mesozoic middle crust of the Southern Alps (Italy): Fluid inclusions, radiometric dating and tectonic implications. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **89**/1, 505–525, Basel.

Sandmann, S., Herwartz, D., Kirst, F., Froitzheim, N., Nagel, T.J., Fonseca, R.O.C., Münker, C. & Janák, M. (2016): Timing of eclogite-facies metamorphism of mafic and ultramafic rocks from the Pohorje Mountains (Eastern Alps, Slovenia) based on Lu–Hf garnet geochronometry. – Lithos, **262**, 576–585, Amsterdam.

Sassi, F.P. (1968): Petrogenesi dei corpi pegmatoidi di Val Racines (Alto Adige). – Memorie Museo Tridentino Storia Naturale, **17**, 1–60, Trento.

Satir, M. (1975): Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der suedlichen Oetztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. – Memorie Istituto di Geologia e Mineralogia Università di Padova, **30**, 1–84, Padova.

Scherer, E.E., Cameron, K.L. & Blichert-Toft, J. (2000): Lu–Hf garnet geochronology: Closure temperature relative to the Sm–Nd system and the effect of trace mineral inclusions. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **64**, 3413–3432, New York City.

Schmid, S.M. & Haas, R. (1989): Transition from near-surface thrusting to intra-basement décollement, Schlinig thrust, Eastern Alps. – Tectonics, **8**, 679–718, Washington, D.C.

Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **97**, 93–117, Basel.

Schmidegg, O. (1933): Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. (Mit einer Kartenskizze). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1933**/5–6, 83–95, Wien.

Schmidegg, O. (1936): Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **86**, 115–149, Wien.

Schmidegg, O. (1964): Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1964**, 27–47, 3 Tafeln, Wien.

Schmidt, K. (1965): Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubaier Alpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Sonderheft **G**, 199–213, Wien.

Schmidt, K., Jäger, E., Grünenfelder, M. & Grögler, N. (1967): Rb–Sr- und U–Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **60**/2, 529–536, Basel.

Schulz, B. (2016): Polymetamorphism in garnet micaschists of the Saualpe Eclogite Unit (Eastern Alps, Austria), resolved by automated SEM methods and EMP–Th–U–Pb monazite dating. – Journal of Metamorphic geology, **35**/2, 141–163, Oxford. https://doi.org/10.1111/jmg.12224

SCHULZ, B., BOMBACH, K., PAWLIG, 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). – International Journal of Earth Sciences, **93**, 824–843, Heidelberg.

SCHUSTER, R. & FRANK, W. (2000): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern window: indications for Jurassic strike slip tectonics. – Mitteilungen der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **42**, 37–58, Wien.

SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2008): Permian metamorphic event in the Alps. – Geology, **36**, 603–606 (GSA).

SCHUSTER, R. & THÖNI, M. (1996): Permian garnets: Indication for a regional Permian metamorphism in the southern part of the Austroalpine basement units. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **141**, 219–221, Wien.

SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine-Southalpine realm. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **45**, 111–141, Wien.

SCHUSTER, R., TROPPER, P., KRENN, E., FINGER, F., FRANK, W. & PHILIPPITSCH, R. (2015): Prograde Permo-Triassic metamorphic HT/LP assemblages from the Austroalpine Jenig Complex (Carinthia, Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **108**/1, 73–90, Wien.

SCHUSTER, R., KNOLL, T., MALI, H., HUET, B. & GRIESMEIER, G.E.U. (2019): Field trip guide: A profile from migmatites to spodumene pegmatites (Styria, Austria). – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **134**, Wien.

SCHWEIGL, J. (1995): Neue geochronologische und isotopengeologische Daten zur voralpidischen Entwicklungsgeschichte im Ötztalkristallin (Ostalpen). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 131–149, Wien.

SMIT, M.A., SCHERER, E.E., BRÖCKER, M. & VAN ROERMUND, H.L.M. (2010): Timing of eclogite facies metamorphism in the southernmost Scandinavian Caledonides by Lu–Hf and Sm–Nd geochronology. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **159**, 521–539, Stuttgart.

SMIT, M.A., SCHERER, E.E. & MEZGER, K. (2013): Lu–Hf and Sm–Nd garnet geochronology: Chronometric closure and implications for dating petrological processes. – Earth and Planetary Science Letters, **381**, 222–233, Amsterdam.

SMIT, M.A., VRIJMOED, J.C., SCHERER, E.E., MEZGER, K., KOOIJMAN, E., SCHMITT-KIELMAN, M., TUAL, L., GUILMETTE, C. & RATSCHBACHER, L. (2024): Retentiveness of rare earth elements in garnet with implications for garnet Lu–Hf chronology. – Journal of Metamorphic Geology, **42**/5, 703–727, Oxford. https://doi.org/10.1111/jmg.12769

SÖLVA, H., THÖNI, M., GRASEMANN, B. & LINNER, M. (2001): Emplacement of eo-Alpine high-pressure rocks in the Austroalpine Ötztal complex (Texel group, Italy/Austria). – Geodinamica Acta, **14**, 345–360 (Elsevier Open Access).

SÖLVA, H., GRASEMANN, B., THÖNI, M., THIEDE, R.C. & HABLER, G. (2005a): The Schneeberg Normal Fault Zone: Normal faulting associated with Cretaceous SE-directed extrusion in the Eastern Alps (Italy/Austria). – Tectonophysics, **401**, 143–166, Amsterdam.

SÖLVA, H., GRASEMANN, B., THÖNI, M. & HABLER, G. (2005b): The Eo-Alpine High-Pressure Belt in the Eastern Alps: A kinematic exhumation model and its tectonic implications. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **150**, 147, Wien.

SPALLA, M.I. (1993): Microstructural control on the P–T–t path construction in metapelites from the Austroalpine crust (Texel Gruppe, Eastern Alps). – Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **73**, 259–275, Zürich.

STOSCH, H.-G. & LUGMAIR, G.W. (1990): Geochemistry and evolution of MORB-type eclogites from the Münchberg Massif, southern Germany. – Earth and Planetary Science Letters, **99**, 230–249, Amsterdam.

STUTZ, E. & WALTER, U. (1983): Zur Stratigraphie und Tektonik am Nordostrand der Engadiner Dolomiten am Schlinigpass (Gemeinden Sent, Graubünden und Mals, Südtirol). – Eclogae Geologicae Helvetiae, **76**, 523–550, Basel.

TENCZER, V. & STÜWE, K. (2003): The metamorphic field gradient in the eclogite type locality Koralpe region, Eastern Alps. – Journal of Metamorphic Geology, **21**, 277–393, Oxford.

THIEDE, R.C. (2001): Alpine Deformationsabfolge im Schneeberger Komplex und die Bedeutung für die Platznahme der eo-alpinen Eklogite (Südtirol, Italien). – Diplomarbeit, Studiengang Geologie an der Universität Potsdam, 73 S., Potsdam.

THÖNI, M. (1980a): Zur Westbewegung der Ötztaler Masse. Räumliche und zeitliche Fragen an der Schlinigüberschiebung. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **26**, 247–275, Wien.

THÖNI, M. (1980b): Distribution of pre-Alpine and Alpine Metamorphism of the Southern Ötztal Mass and the Scarl Unit, based on K/Ar Age Determinations. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **71/72** (1978/1979), 139–165, Wien.

THÖNI, M. (1981): Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **124**/1, 111–174, Wien.

THÖNI, M. (1983): The Thermal Climax of the Early Alpine Metamorphism in the Austroalpine Thrust Sheet. – Memorie Scienze Geologiche, **36**, 211–238, Padova.

THÖNI, M. (1986): The Rb-Sr Thin Slab Isochron Method – an Unrealiable Geochronologic Method for Dating Geologic Events in Polymetamorphic Terrains? – Memorie Scienze Geologiche, **38**, 283–352, Padova.

THÖNI, M. (1996): Isotopengeologie und Geochronologie: Einsatzmöglichkeiten in der Geologie. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **39**/**40**, 187–209, Wien.

THÖNI, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **79**, 209–230, Zürich.

THÖNI, M. (2002): Sm-Nd isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and an evaluation of potential problems for Sm-Nd garnet chronometry. – Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), **185**/3–4, 255–281, Amsterdam.

THÖNI, M. (2006): Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps – approaches, results, interpretations: a review. – Mineralogy and Petrology, **88**, 123–148, Wien.

THÖNI, M. & HOINKES, G. (1987): The Southern Ötztal Basement: Geochronological and Petrological Consequences of Eoalpine Metamorphic Overprinting. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P.: Geodynamics of the Eastern Alps, 200–213, Wien (Deuticke).

THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1992): Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southeastern Austria). – Geochimica et Cosmochimica Acta, **56**, 347–368, New York City.

THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1993): Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **73**, 177–189, Zürich.

THÖNI, M. & MILLER, C. (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. – Journal of Metamorphic Geology, **14**, 453–466, Oxford.

THÖNI, M. & MILLER, C. (2000): Permo-Triassic pegmatites in the eo-Alpine eclogite-facies Koralpe complex, Austria: age and magma source constraints from mineral chemical, Rb-Sr and Sm-Nd isotope data. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **80**/2, 169–186, Zürich.

THÖNI, M. & MILLER, C. (2004): Ordovician meta-pegmatite garnet (N-W Ötztal basement, Tyrol, Eastern Alps): preservation of magmatic garnet chemistry and Sm–Nd age during mylonitization. – Chemical Geology, **209**, 1–26.

THÖNI, M. & MILLER, C. (2009): The „Permian event" in the Eastern Alps: Sm–Nd and P–T data recorded by multi-stage garnet from the Plankogel unit. – Chemical Geology, **260**, 20–36, Amsterdam.

THÖNI, M. & MILLER, C. (2010): Andalusite formation in a fast exhuming high-P wedge: Textural, microchemical, and Sm-Nd and Rb-Sr age constraints for a Cretaceous P-T-t path at Kienberg, Saualpe (Eastern Alps). – Austrian Journal of Earth Sciences, **103**/2, 118–131, Wien.

THÖNI, M., MILLER, C., ZANETTI, A., HABLER, G. & GOESSLER, W. (2008a): Sm–Nd isotope systematics of high-REE accessory minerals and major phases: ID-TIMS, LA-ICP-MS and EPMA data constrain multiple Permian–Triassic pegmatite emplacement in the Koralpe, Eastern Alps. – Chemical Geology, **254**, 216–237, Amsterdam.

THÖNI, M., MILLER, C., BLICHERT-TOFT, J., WHITEHOUSE, M.J., KONZETT, J. & ZANETTI, A. (2008b): Timing of high-pressure metamorphism and exhumation of the eclogite type-locality (Kupplerbrunn–Prickler Halt, Saualpe, south-eastern Austria): constraints from correlations of the Sm–Nd, Lu–Hf, U–Pb and Rb–Sr isotopic systems. – Journal of Metamorphic Geology, **26**, 561–581, Oxford.

THÖNI, M., MILLER, C., HAGER, C., GRASEMANN, B. & HORSCHINEGG, M. (2012): New geochronological constraints on the thermal and exhumation history of the Lesser and Higher Himalayan Crystalline Units in the Kullu–Kinnaur area of Himachal Pradesh (India). – Journal of Asian Earth Sciences, **52**, 98–116, Oxford.

THÖNY, W.F. (2008): Permian contact metamorphism in the South Alpine: U–Pb and U–Th–Pb geochronology of plutons and contact metamorphism. – Dissertation, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 200 S., Innsbruck.

THÖNY, W.F., WHYLIDAL, S. & TROPPER, P. (2008): Mineralogical, major and minor element variations across the Permian contact aureole of the Brixen granodiorite (Franzensfeste, S-Tyrol, Italy). – Geophysical Research Abstracts, Vol. **10**, EGU 2008, A-05024.

TIRONE, M., GANGULY, J., DOHMEN, R., LANGENHORST, F., HERVIG, R. & R., BECKER, H.-W. (2005): Rare-earth diffusion kinetics in garnet: experimental studies & implications. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **69**, 2385–2398, New York City.

TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band I. – 766 S., Wien (Deuticke).

TROPPER, P. (1993): Petrologische Untersuchungen an Metapeliten und Amphiboliten des westlichen Ötztal-Stubai Kristallins (Kaunertal). – Diplomarbeit, Karl-Franzens-Universität Graz, 152 S., Graz.

TROPPER, P. & HOINKES, G. (1996): Geothermobarometry of Al_2SiO_5-bearing metapelites in the western Austroalpine Ötztal-basement. – Mineralogy and Petrology, **58**, 145–170, Wien.

TROPPER, P., TRIBUS, M., POMELLA, H. & HABLER, G. (2023): The metabasites from the Texel Unit (Austroalpine nappe stack): markers of Cretaceous intracontinental subduction and subsequent collision. – Austrian Journal of Earth Sciences, **116**, 165–179, Wien.

TUMIATI, S., THÖNI, M., NIMIS, P., MARTIN, S. & MAIR, V. (2003): Mantle-crust interactions during Variscan subduction in the Eastern Alps (Nonsberg–Ulten zone): geochronology and new petrological constraints. – Earth and Planetary Science Letters, **210**, 509–526, Amsterdam.

VANCE, D. & O'NIONS, R.K. (1990): Isotopic chronometry of zoned garnets: growth kinetics and metamorphic histories. – Earth and Planetary Science Letters, **97**, 227–240, Amsterdam.

VAN ORMAN, J., GROVE, T., SHIMIZU, N. & LAYNE, G. (2002): Rare earth diffusion in natural pyrope single crystal at 2.8 GPa. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **142**, 416–424, Stuttgart.

YU, J., GLORIE, S., HAND, M., SIMPSON, A., GILB, S., PAWLEY, M. & CHENG, Y. (2024): Laser ablation (in situ) Lu–Hf geochronology of epidote group minerals. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **179**, 62–88, Stuttgart.

ZANCHETTA, S., POLI, S., RUBATTO, D., ZANCHI, A. & BOVE, G.M. (2013): Evidence for deep subduction of Austroalpine crust (Texel Complex, NE Italy). – Rendiconti Fisiche Accademia Lincei, **24**, 163–176, Roma.

ZANCHETTA, S., CRIPPA, C., ZANCHI, A. & MONTEMAGNI, C. (2024): The Val Biandino Intrusive Suite (central Southern Alps, N Italy): new geochronological and geochemical data on the Early Permian magmatic activity in the Southalpine Domain. – Swiss Journal of Geosciences, **117** / 7, 1–35, Basel.

ZANETTIN, B. & JUSTIN-VISENTIN, E. (1971): Considerazioni geologico-petrologiche sul "Tratto die Monteneve" ("Schneeberger Gesteinszug") (Alto Adige). – Memorie Istituto Geologia Mineralogia Universitá di Padova, **29**, 1–40, Padova.

ZANTEDESCHI, C. (1991): Geocronologia Rb-Sr sugli gneiss granitoidi del Complesso di Parcines (Alto Adige Occidentale). – Memorie di Scienze Geologiche, **XLIII**, 319–329, Padova.

Eingelangt: 10. Juni 2024, angenommen: 5. September 2024

Jahrbuch für Geowissenschaften der GeoSphere Austria
ISSN-Print: 3061-0427 // ISSN-Online: 3061-0435 | Band 1 | 2023 & 2024 | S. 129–185 | Wien, 2024

Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:25:000 / 1:50.000 in den Jahren 2016–2024

Im Zuge der Umstellung auf das neue topographische Kartenwerk im UTM-System werden die Kartierungsberichte in einen Abschnitt unterteilt, der sich auf das „alte“ BMN-System bezieht und einen, der sich auf das „neue“ UTM-System bezieht. Details zur Umstellung sind in Krenmayr (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 150/3–4, 2010) erläutert. Die UTM-Kartenblätter werden ab 2016 im internationalen Blattnamenformat aufgelistet.

Kartenwerk im BMN-System

Blatt 21 Horn

Bericht 2022 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

Eva-Maria Ranftl

Einleitung

Im Oktober 2022 wurden geologische Aufnahmen im Maßstab 1:10.000 im westlichen Teil des Blattes 21 Horn zwischen Kasernenhütten und Tautendorf bei Gars durchgeführt. Frühere Kartierungen des Moldanubikums auf Blatt Horn von Fuchs (1968) (vgl. Fuchs, 1987) sowie von Schumann (1930) standen als Kartengrundlagen zur Verfügung. Diese Kartierungen, die teils auf veralteter Topographie basieren oder auf den Maßstab 1:100.000 abzielten, konnten detaillierter ausgearbeitet werden. Die quartäre Sedimentbedeckung wurde vervollständigt.

Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die BMN Zone M34, Rechtswert (R) und Hochwert (H).

Geologischer Überblick

Das Kartierungsgebiet liegt im Südosten der Böhmischen Masse, im Gföhl-Deckensystem der Moldanubischen Decken. Den Hauptanteil der anzutreffenden Lithologien bilden teilweise migmatische Paragneise und migmatische Orthogneise (Gföhl-Gneis). Massige Amphibolite sind im Paragneis eingeschaltet. Die Verwitterungsschicht der kristallinen Gesteine sowie quartäre Lössablagerungen wurden zum Teil von solifluidalen Prozessen erfasst.

Lithologie

Paragneis mit migmatischen Lagen

Paragneis bildet das Hauptgestein im Kartierungsgebiet. Er kann fein- bis mittelkörnig, glimmerreich bis quarzreich und weniger bis stärker migmatisch sein. Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit sind stets im Mineralbestand. Der Granatanteil und dessen Korngröße, bis etwa 5 mm, sind sehr variabel. Das oft lagige Erscheinungsbild des Paragneises ist durch metamorphe Differenzierung sowie metablastische Rekristallisation verstärkt.

Im Dünnschliff weisen gleichmäßige Korngrößen mit 120°-Tripel-Korngrenzen und kugelige Quarze innerhalb von Plagioklas auf ein Rekristallisationsgefüge hin. Falten, Flanking structures und Scherbänder finden sich vermehrt in migmatischen Lagen.

Eine temperaturbetonte Metamorphose der Paragneise wird im kartierten Gebiet auch durch das Auftreten von Sillimanit angezeigt. Weniger migmatische Bereiche können dunkelgrau und reich an feinkörnigem Glimmer, bei größerer Korngröße auch quarzitisch ausgebildet sein (R: 696713, H: 382394).

Migmatischer Paragneis

Die Migmatisierung des Paragneises kommt nicht nur durch einzelne Falten und metamorphe Differenzierung zum Ausdruck, sondern bereichsweise durch eine weitgehende Auflösung des Gefüges. Lokal können helle, grobkörnige Leukosome auftreten oder der migmatische Paragneis sogar eine Schollenstruktur aufweisen (R: 695842, H: 381282). Der Kalifeldspat ist in diesem Aufschluss rosa und im Dünnschliff ist Perthit häufig. Migmatische Pa-

ragneise fallen in der Oberflächenmorphologie vereinzelt durch herauswitternde Felskuppen auf, zum Beispiel im Norden des Kartierungsgebietes am Wachtbigl westlich von Tautendorf (R: 696649, H: 382448). Dies ist auf deren diffus-massige Struktur zurückzuführen, welche die Gesteine verwitterungsresistenter als die Paragneise macht, deren Schieferung und Klüftung oft über weite Bereiche regelmäßig ausgebildet sind. Häufig sind die migmatischen Paragneise granatführend, gelegentlich wurden Bereiche ohne makroskopisch sichtbaren Granat beobachtet. Der migmatische Paragneis mit Schollenstruktur ist auch im Dünnschliff frei von Granat.

Paragneis, granat- und sillimanitreich

Faserige Minerale von Sillimanit an Schieferungsflächen fallen im Kartierungsgebiet häufig auf. Besonders sillimanitreiche Aufschlüsse befinden sich in Gräben im Stiefernbachtal (R: 696622, H: 381724; R: 696531, H: 381942). In der Regel ist der Sillimanit mit millimetergroßem Granat vergesellschaftet. Einzelne Sillimanitkristalle können Längen von 2 bis 3 cm aufweisen und bis zu 3 mm dick sein. Ein Lesesteinfund bei Wolfsgleid (R: 696219, H: 382107) zeigt feinfaserigen Sillimanit in geknickt verfalteten Lagen von mehreren Millimetern. Auch sehr feinkörnige Lagen, ähnlich zu Glimmerschiefer und mit lilafarbenem Schimmer, der wahrscheinlich vom Biotitgehalt herrührt, wurden beobachtet (z.B. R: 695716, H: 382024). Die sillimanitreichen Paragneise wurden bereits in der Karte von Schumann (1930) getrennt ausgeschieden.

Quarzit

Südwestlich von Tautendorf wurden sowohl als Lesesteine, als auch im Aufschluss (R: 696881, H: 381647) Quarzite als Lagen im Paragneis vorgefunden. Die teils unreinen Quarzite sind hell und mittel- bis grobkörnig, Biotit und Granat sind im oben genannten Aufschluss mit freiem Auge erkennbar. Die Körnigkeit der Quarzite und das beobachtete Einfallen der Schieferung, das dem regionalen Einfallen entspricht, deuten darauf hin, dass das Gestein aus quarzreichen Lagen im Ausgangssediment entstanden ist. Eine Bildung aus Mobilisat scheint wenig wahrscheinlich.

Amphibolit

Neben zahlreichen kleinen, nicht abtrennbaren Amphibolitkörpern in den Paragesteinen konnten auch größere Bereiche von Amphibolit auskartiert werden. An deren Rändern ist der Paragneis meist sehr dunkel und biotitreich. Gelegentlich wurden aus massigen Lagen ausgewitterte Blöcke von Granat- und Hornblende führendem Orthogneis an den Rändern der Amphibolitzüge angetroffen (siehe unten). Der Amphibolit ist meist sehr grobkörnig, massig und wenig deformiert, besonders an der südlichen Talflanke des Stiefernbachtales (R: 696165, H: 381794). Der Amphibolitkörper im Stiefernbachtal ist als schmale Lage etwa 500 m nach Nordnordwesten verfolgbar. Südlich vom Tal, zwischen Stiefernbach und Gföhler Straße (B 32) wurde Amphibolit hauptsächlich anhand von wenigen Lesesteinen (R: 696186, H: 381537) und kleinen Stückchen kartiert. In beiden Bereichen ist von einer teilweisen Wechsellagerung mit Paragneis auszugehen, wobei der Amphibolit deutlich weniger Migmatisierung zeigt als der Paragneis.

Am Ostrand des Gföhl-Gneises bei Kasernenhütten tritt ein schmaler Amphibolitkörper zwischen Gföhl-Gneis und Paragneis auf (z.B. R: 695258, H: 381340). Dort wirkt der Plagioklas im Amphibolit metablastisch rekristallisiert und feine plagioklasreiche Säume umgeben den Granat.

Orthogneis an den Rändern der Amphibolitkörper

An den Rändern der Amphibolitkörper tritt parallel zu deren Streichen gelegentlich in metergroße Blöcke zerfallender Orthogneis auf. Dieser ist meist mittelkörnig, hellgrau und führt Granat sowie mafische Minerale. Eine Probe aus dem Stiefernbachtal (nördliche Talflanke, R: 696231, H: 381851) zeigt im Dünnschliff Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz, auch reichlich Granat und weniger Hornblende und Biotit. Eine metamorphe Überprägung unter geringer Deformation ist bereits im Handstück erkennbar, im Dünnschliff zusätzlich eine Rekristallisation unter hoher Temperatur.

Gföhl-Gneis

Gföhl-Gneis tritt im Südwesten des kartierten Gebietes, westlich von Kasernenhütten, auf. Es handelt sich um einen hellgrauen, migmatischen Orthogneis aus Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat, mit veränderlichen Anteilen von Biotit und wenig Granat. Er ist meist fein- bis mittelkörnig, aber auch grobkörniges helles Neosom mit zentimetergroßem Quarz, Alkalifeldspat und Biotit ist in migmatischen Bereichen zu finden (R: 694779, H: 381355). Es wurde gelegentlich heller sandiger Grus als oberflächliches Verwitterungsprodukt des Gföhl-Gneises angetroffen. Dies ist auf Quarz- und Feldspatreichtum zurückzuführen.

Bei Kasernenhütten tritt an der rechten Talflanke des Stiefernbachtales ein NW–SE streichender schroffer Härtling von Gföhl-Gneis hervor (R: 695231, H: 381389). Seine Textur variiert von feinkörnig bis pegmatoid und die Farbe des Gesteins ist dunkler grau durch höheren Biotitgehalt. Falten konnten ebenso beobachtet werden, wie konkordante Aufschmelzbereiche. In einer etwas grobkörnigeren Probe, mit Körnern bis zu 2 mm, konnte im Dünnschliff anhand von Chlorit und serizitisiertem Plagioklas Alteration nachgewiesen werden. Am südwestlich gegenüberliegenden Rücken wurden im Gföhl-Gneis zentimeterbreite schlierige, biotitreiche Schollen beobachtet (R: 695132, H: 381299).

Quarz-Syenitgänge

An abgewitterten Kuppen um Wolfsgleid sind regelmäßig Lesesteine oder residuale Blöcke von hellem Orthogneis zu finden. In einem Aufschluss lagern teils pegmatoide, feldspatreiche Blöcke flach auf steil stehendem Paragneis (R: 695814, H: 382404). Unter anderem deshalb werden diese Vorkommen als schwach deformierte, flach lagernde Gänge interpretiert. Im Dünnschliff erwies sich eine mittelkörnige Probe als Quarz-Syenit mit mehr als 40 Vol.-% Alkalifeldspat, etwa 20 Vol.-% Plagioklas und unter 20 Vol.-% Quarz. Perthitische Entmischung im Alkalifeldspat sowie Myrmekite sind im Dünnschliff präsent.

Ein Zusammenhang mit dem Wolfshof-Syenitgneis (vgl. Lindner et al., 2021), der nur mehrere Zehnermeter bis maximal 700 m nordwestlich der Grenze des Kartierungsgebietes liegt, ist naheliegend. Von den vorgefundenen deformierten Quarz-Syenitgängen zum Hauptkörper des

Wolfshof-Syenitgneises betragen die Abstände maximal 1,1 km, zu den Probenpunkten von LINDNER et al. (2021) im Wolfshof-Syenitgneis weniger als 2 km.

Als Besonderheit wurden im Nahbereich der nordöstlichen Aufschlüsse einige bis dezimetergroße Lesesteine eines Granat führenden Kalksilikatgesteins gefunden (R: 696343, H: 382406). Die grobkörnigen Granate, Plagioklase und Klinopyroxene messen um die 2–3 mm. Das Gestein enthält auch sekundären Muskovit und feinkörnigen Quarz.

Strukturen

Duktile Strukturen

Die Schieferung fällt im Paragneis großteils mittelsteil nach Südwesten ein, die Lineation im Winkel von 30–55° nach Westen. Aufgrund der Migmatisierung sowie der Aufschlussverhältnisse waren jedoch nur wenige Lineationen eindeutig messbar. Auffällig ist gelegentlich steiles Einfallen der Schieferung des Gföhl-Gneises gegen NNE, beispielsweise bei Kasernenhütten (R: 695231, H: 381389), mit einem Fallwinkel von 70°. Die Gänge aus Quarz-Syenit lagern dagegen durchwegs flach im Paragneis.

Falten sind im Kartierungsgebiet sowohl als vermutlich parasitäre Falten im Millimeter- bis Zentimeterbereich (z.B. R: 696070, H: 382478), als auch im Metermaßstab (z.B. R: 696384, H: 381831) vorhanden. Die Achsenflächen fallen flach (R: 696384, H: 381831) bis mittelsteil nach Südwesten bis Westen ein, mit NW–SE bis N–S streichenden Faltenachsen. Die intensive, auch isoklinale Faltung tritt im Paragneis auf, jedoch kaum im Amphibolit und Syenitgneis. Im Gföhl-Gneis sind Falten mit flach Südwest fallenden Achsenflächen und NNW–SSE streichenden Faltenachsen zu finden.

Spröde Störungen, Harnischflächen und Klüfte

Eine N–S streichende größere Störung könnte aufgrund des auffällig linearen Talverlaufs nordwestlich des kartierten Gebietes bei Grabenhüttel verlaufen. Ob und wie weit die Störung nach Süden in das Kartierungsgebiet reicht, kann zum aktuellen Zeitpunkt nicht beurteilt werden. In der Umgebung einer möglichen Fortsetzung der Störung wurde ein Lesesteinfund von verfestigtem (ultra)kataklastischem Störungsgestein in der Solifluktionsablagerung nördlich von Kasernenhütten (R: 695402, H: 381615) verzeichnet. Sekundäre idiomorphe Pyrite sind mit freiem Auge im zerbrochenen, zerriebenen Gestein sichtbar und als Protolith wird Orthogneis (Gföhl-Gneis?) vermutet. Im Dünnschliff zeigt der Kataklasit Alteration mit Chlorit. Eine ähnliche Alteration tritt in der Felsrippe aus Gföhl-Gneis etwas südwestlich (R: 695231, H: 381389) auf.

Kleinräumigere spröde Strukturen sind beispielsweise E- bis ESE-fallende Harnischflächen in sillimanitreichem Paragneis nördlich von Wolfsgleid (R: 696712, H: 381610). Die Harnischstriemung streicht NNW–SSE, Abrisskanten deuten auf abschiebende Kinematik.

Klüfte streichen am häufigsten steil NE–SW und stehen somit etwa orthogonal zur Streichrichtung der regionalen Schieferung. Auch ein N–S-Streichen konnte beobachtet werden, die Klüfte mit solchem Streichen sind teilweise konjugiert.

Quartäre Ablagerungen

Lösslehm, teilweise solifluidal umgelagert (Pleistozän)

Im Ortsgebiet von Tautendorf fallen besonders entlang der Gföhler Straße (B 32) bis mehrere Meter mächtige siltige Sedimente auf. Ein guter Aufschluss befindet sich südlich von Tautendorf, beim ehemaligen Ziegelofen (R: 696950, H: 381829). Im hangenden Bereich eines Grabens beim ehemaligen Ziegelofen treten im feinkörnigen Sediment Konkretionen (Lösskindel) auf, teils in die hangparallele Schichtung eingeregelt. Vereinzelt wurden in den westlich angrenzenden Feldern ebenfalls Lösskindel gefunden. Es treten kalkhaltigere Lagen auf, die in der Korngröße typischem, siltigem Löss ähneln, aber auch sandige Bereiche, in welche die Verwitterungsprodukte des angrenzenden Paragneises durch Flächenspülung und partiell äolisch eingetragen worden sind. Darauf weisen Grus-Stückchen und zahlreiche Granate hin. Ein vergleichbares sandiges Flächenspülungssediment kann auch rezent beobachtet werden.

Solifluidale Ablagerungen (Pleistozän–Holozän)

Solifluidale Ablagerungen befinden sich meist in Rinnen oder Hangfußlage, der Anteil von Kristallinschutt kann dabei je nach Lage variieren. So liegen östlich angrenzend an den Gföhl-Gneis lehmige, mittelbraune Sedimente mit nur wenig Kristallinschutt, die dort, zusammen mit flachen Geländeformen, auf die Umlagerung von verwittertem Paragneis hindeuten. In der Nähe von steileren Hängen sind dagegen mehr gröbere Grus-Stückchen beigemengt.

Fluviatile Ablagerungen (Holozän) und Schwemmfächer (Pleistozän–Holozän)

Alluvionen treten im Kartierungsgebiet entlang des Stiefernbaches und kleiner zufließender Gräben auf. An Einmündungen dieser Gräben sind oft kleine Schwemmfächer ausgebildet.

Zusammenfassung

Die vorangegangenen Kartierungen (FUCHS, 1968, 1987; SCHUMANN, 1930) im Gebiet südwestlich von Tautendorf bei Gars wurden durch die aktuellen Aufnahmen verfeinert. Größtenteils neu in der Kartierung berücksichtigt wurde die quartäre Bedeckung und es konnten einige Amphibolitkörper und Bereiche von migmatischem Paragneis zusätzlich abgegrenzt werden. Schmale Züge von Amphibolit um den Ostrand des Gföhl-Gneises wurden von FUCHS (1987) nordwestlich des Kartierungsgebietes eingezeichnet, jedoch nicht bei Kasernenhütten. Auch der weitaus größere Amphibolitkörper im Stiefernbachtal wurde von FUCHS (1987) nur mittels Liniensignatur angedeutet, die ungefähr die Amphibolitvorkommen anzeigt. Die Granat führenden Orthogneise an den Rändern der Amphibolite wurden bisher noch nicht kartiert. Innerhalb der Amphibolitkörper sind durchaus Paragneislagen zu finden, sodass eine Wechsellagerung angenommen wird. Oft ist der mit Amphibolit wechsellagernde Paragneis weniger bis kaum migmatisch. Grafit-Quarzit wurde nicht im von FUCHS (1987) dargestellten Ausmaß vorgefunden. Einzelne kleine Lesestein-Stückchen wurden nicht vom Paragneis unterschieden, der ebenfalls dunkelgrau und glimmerreich bis quarzitisch sein kann.

Die granat- und sillimanitreichen Paragneise wurden in der Kartierung von FUCHS (1987) ebenfalls nicht ausgewiesen. SCHUMANN (1930) fasste in der Karte 1:100.000 die aktuell kartierten Vorkommen in eine zusammenhängende NNW–SSE streichende Lage von „Sillimanit-Gneis“ direkt westlich von Tautendorf zusammen, die über das Kartierungsgebiet nach Nordwesten hinausgeht.

Literatur

FUCHS, G. (1968): Bericht 1967 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1968**, A23–A25, Wien.

FUCHS, G. (1987): Horn 1:25.000 [geologische Manuskriptkarte]. – handkoloriert, Geologische Bundesanstalt, Wien. [GeoSphere Austria, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 16821-ÖK25V/21-4]

LINDNER, M., LÜFTENEGGER, A. & FINGER, F. (2021): Bericht 2020 über petrografische und geochemische Untersuchungen von Orthogesteinen im Moldanubikum auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 161–164, Wien.

SCHUMANN, H. (1930): VI. Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. – Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie, Abteilung B: Mineralogische und petrographische Mitteilungen, Neue Folge, **40**, 73–187, Leipzig.

Blatt 29 Schärding

Bericht 2021 über strukturgeologische Aufnahmen zu hydrogeologischen Fragestellungen auf Blatt 29 Schärding

EVA-MARIA RANFTL

Einleitung

Im nördlichen Innviertel in Oberösterreich, im Grenzbereich von Molassezone und Kristallin der Böhmischen Masse, wurden Geländeaufnahmen und strukturgeologische Untersuchungen durchgeführt. Ziel war es, eine erste Einschätzung über die Wasserwegigkeit in den Klüften des Kristallins und in den überlagernden Sedimenten in der Taufkirchener Bucht zu ermöglichen. Die Taufkirchener Bucht liegt etwa zehn Kilometer südöstlich von Schärding und streicht NW–SE von westlich der Ortschaft Münzkirchen über Taufkirchen an der Pram nach Andorf (LENGAUER et al., 1987). Hauptsächlich sollte die Aufnahme von sprödtektonischen Strukturen zur Klärung hydrogeologischer Fragestellungen beitragen. Die strukturgeologischen Aufnahmen konzentrierten sich auf die Granit-Steinbrüche Gopperding und Allerding südöstlich von Schärding. Begehungen in neogenen Sedimenten, die das Kristallin überlagern, fanden in einem Abbau von miozänen Quarzschottern in Münzkirchen sowie in der Umgebung von Rainbach im Innkreis statt.

Im Untersuchungsgebiet befindet sich in der Taufkirchener Bucht ein Grundwasservorkommen mit artesischen Brunnen, die für die lokale Trinkwasserversorgung genutzt werden (SCHUBERT, 2015). Bei Rainbach werden besonders ergiebige artesische Brunnen genutzt. In der Urkundensammlung des Wasserbuchs der Bezirkshauptmannschaft Schärding liegen zu diesen Brunnen Gutachten vor (WIESER, 1964, 1983), in denen aufgrund der hohen Ergiebigkeit eine Anspeisung des Wasservorkommens auch durch Klüfte im Kristallin angenommen wird. Diese Annahme wird ebenso für einen Anteil des Randzustroms zum tiefen Thermalwasser in der Molassezone herangezogen (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT, 1999). Diese Theorien sollten mit der Geländearbeit überprüft werden.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die UTM Zone 33 N mit Rechtswert (R) und Hochwert (H). Alle Höhenangaben sind in Meter über Adria angegeben.

Regionaler Überblick zur Geologie und Hydrogeologie

Die kristallinen Gesteine an den Aufnahmeorten oder in deren Untergrund gehören dem Bavarikum, der tektonischen Einheit im Südwesten der Böhmischen Masse, an. Laut der geologischen Karte (GEOFAST-Blatt 29) Schärding (MOSER & LINNER, 2020) liegen Granite, Migmatite und Paragneise vor. Südlich des an der Oberfläche aufgeschlossenen Bavarikums schließt das alpine Vorlandbecken an. Über dessen kristalliner Basis liegen mesozoische Sedimentgesteine, welche diskordant von känozoischen Sedimenten, teils ab dem Eozän, überlagert werden (z.B. GOLDBRUNNER, 1984). Oligozäne Ablagerungen liegen in den randlichen „Buchten“ auf dem Kristallin, an der Oberfläche aufgeschlossen sind im Untersuchungsgebiet nach der geologischen Karte (MOSER & LINNER, 2020) die überlagernden neogenen Lockergesteine und quartärer Verwitterungslehm. In der weiteren Umgebung findet sich quartäre Bedeckung aus Löss(Lehm) und Terrassenschottern entlang von Inn und Pram.

Als Thermalgrundwasserleiter sind im Untergrund des Vorlandbeckens die Karbonate des Oberjura („Malm“) von größter Bedeutung (z.B. GOLDBRUNNER, 1988). Sie erreichen eine Mächtigkeit von über 400 m. Das Thermalwasser kann im tieferen Untergrund Temperaturen bis um die 100 °C aufweisen. Die Karbonate sind verkarstet und zeigen insbesondere entlang von Störungen erhöhte Durchlässigkeiten. Störungen im Untergrund des Vorlandbeckens, welche die Wasserwegigkeit des tiefen Thermalwassers beeinflussen, streichen etwa NW–SE, NE–SW und E–W. Der Karbonat-Aquifer wird stellenweise durch vorwiegend NW–SE verlaufende Störungen mit großen vertikalen Versätzen durchtrennt. An der Ried-Störung, einer der NW–SE verlaufenden Störungen, liegt beispielsweise ein Vertikalversatz von bis zu 1.000 m vor, der zu einer lokalen lateralen Begrenzung beziehungsweise Se-

paration des Thermalwasserleiters führt (Pfleiderer et al., 2016). Im Norden und Osten der oberösterreichischen Molassezone keilen die Oberjura-Karbonate aus und oligozän-neogene Sande übernehmen die Funktion des Thermalgrundwasserleiters (z.B. Elster et al., 2016).

Die NW–SE und seltener NE–SW streichenden Störungen werden von verschiedenen Autoren als ältere Strukturen beschrieben (z.B. Schulz et al., 2009; Sissingh, 1997; Wagner et al., 1997). Diese Störungen entwickelten sich bereits im Paläozoikum als Seitenverschiebungen und waren im Mesozoikum zumindest während zwei Phasen aktiv. Im Paläogen und Neogen wurden die Störungen erneut reaktiviert und zusätzlich entstanden durch die nach Norden fortschreitende Eintiefung des alpinen Vorlandbeckens E–W streichende Störungen. Auf Karten von Kröll et al. (2006) und Polesny (1983) fächert sich wenige Kilometer südöstlich des Untersuchungsgebietes die NW–SE verlaufende Lindach-Störung (Wagner, 1998) zu einer WNW–ESE streichenden Zweigverwerfung (Huet et al., 2020) auf. Die Lindach-Störung ist eine der älteren Strukturen der Molasse und weist aufgrund der mehrphasigen tektonischen Aktivität einerseits dextralen Schersinn, andererseits nach Westen abschiebenden Vertikalversatz auf (Wagner, 1998). Durch die Taufkirchener Bucht verläuft laut Lengauer et al. (1987) der „Leoprechtinger Bruch" bis 1 km westlich von Rainbach, wobei der nordöstliche Störungsblock zwischen 10 m im Norden und 200 m im Süden abgeschoben wird. In der Störungsdatenbank der GeoSphere Austria wird diese Störung als Zweigverwerfung der Lindach-Störung geführt. In verschiedenen Profilschnitten, beispielsweise von Polesny (1983) werden für diesen Bereich an der Lindach-Störung Horst-und-Graben-ähnliche Strukturen interpretiert. Aufschiebende Phasen sind an der Lindach-Störung nicht auszuschließen, da sie für die parallel verlaufende Schwanenstadt-Störung dokumentiert wurden (z.B. Gross et al., 2015). Diese aufschiebenden Phasen werden laut Nachtmann & Wagner (1987) einer NE–SW gerichteten kompressiven Inversionstektonik mit dextraler Transpression in der Oberkreide zugeschrieben.

Aufnahmen bei Rainbach im Innkreis und im Schotterabbau Münzkirchen

In Rainbach im Innkreis befinden sich artesische Brunnen, die für die Trinkwasserversorgung der etwa 6 km westlich gelegenen Stadt Schärding genutzt werden. Wieser (1964, 1983) nimmt an, dass die ergiebigen Brunnen in Rainbach nicht nur von oligozän-neogenen Sanden, sondern vor allem aus Klüften im Kristallin angespeist werden. Von örtlich erhöhter Permeabilität der kristallinen Gesteine berichtet auch Goldbrunner (1988), wenngleich kein konkreter Beleg für eine solche dokumentiert wird. Die Geländebegehung sollte einen Überblick über die geologischen Verhältnisse in der Umgebung von Rainbach schaffen.

Die kristallinen Gesteine an den Rändern der Taufkirchener Bucht sind bei Rainbach durchwegs zu Gesteinsgrus verwittert. Anstehendes Kristallin für Strukturaufnahmen ist daher nicht aufgeschlossen. Bei der Begehung wurden vor allem fossilführender Grobsand und tonige Sedimente („Schlier") in unterschiedlichen Höhen vorgefunden. An den Rändern der Bucht in Strößberg (R: 392178, H: 5368273) und am Hangfuß am Rainbach südlich von Haselbach (R: 390278, H: 5367866) liegen diese Sedimente in Wechsellagerung aufgeschlossen vor. In den jedenfalls mehrere Meter mächtigen Sanden mit laminierten Tonlagen wurden Bivalven und Zähne von Haien und Brassen gefunden. Die Farbe der Sedimente ist mittelbraun bis grau. Der Fossilinhalt spricht für einen marinen Ablagerungsraum und auch die weiteren Beobachtungen lassen darauf schließen, dass es sich bei den Sedimenten entsprechend der geologischen Karte (Moser & Linner, 2020) um Plesching- und Ottnang-Formation handelt. Beide Formationen sind miozänen Alters (unteres Ottnangium) und aufgrund der wechselnden Höhenlagen der beiden Formationen ist eine Verzahnung wahrscheinlich. Geologische Profile von Wieser (1964) zeigen eine Verzahnung von „oligozänem Strandsand" und „Schlier".

Östlich von Münzkirchen wurde ein großer Schotterabbau im miozänen Pitzenberg-Schotter (Moser & Linner, 2020) besichtigt. Beim Pitzenberg-Schotter handelt es sich um einen Quarz-Restschotter mit intensiver postsedimentärer Kaolinverwitterung (Salvermoser & Walser, 1991). Im Hinblick auf die Grundwasserverhältnisse zwischen Münzkirchen und Rainbach sei erwähnt, dass das Niederschlagswasser im Abbau bei Münzkirchen laut den Betreibern gut versickert. Sprödtektonische Strukturen waren weder im Schotterabbau noch bei Rainbach nachzuweisen.

Aufnahmen in den Steinbrüchen Gopperding und Allerding

Zur Untersuchung, ob Wasserwegigkeiten durch das Kristallin vorhanden sind, wurden zwei große Steinbrüche der Schärdinger Granit Industrie GmbH in Gopperding und Allerding strukturgeologisch aufgenommen. Es sollte auch überprüft werden, ob die am Rand der Böhmischen Masse an der Oberfläche ausgebildeten Strukturen mit den Störungen im Molasseuntergrund in Zusammenhang stehen könnten. Deren Verlauf und Kinematik sind teils aus der Strukturkarte der Molassebasis Salzburg-Oberösterreich 1:200.000 (Kröll et al., 2006) bekannt, ein detailliertes 3D-Modell liefert das Projekt GeoMol (Pfleiderer et al., 2016). Nach diesen beiden Interpretationen befindet sich der Steinbruch Allerding im Nahbereich subparallel verlaufender Störungszweige der in diesem Bereich NW–SE verlaufenden Lindach-Störung. Der Steinbruch Gopperding liegt drei bis vier Kilometer nördlich des südlichsten dieser Störungszweige und in der Verlängerung eines mittleren Störungszweiges. Als Arbeitshypothese wird angenommen, dass im Fall einer guten Übereinstimmung des in den Steinbrüchen beobachteten Störungsmusters mit den Großstrukturen des Molasseuntergrundes, dieses auch zur Beurteilung des Einflusses des Störungsmusters im Untergrund auf die Wasserwegigkeit im Kristallin herangezogen werden kann.

Abgebaut wird in beiden Steinbrüchen Schärdinger Granit, ein mittelkörniger Granit, nach Frasl & Finger (1988: 11) *„bestehend aus ca. 30–40 % Kalifeldspat, 20–30 % Plagioklas, 20–30 % Quarz, 10 % Biotit und etwas Cordierit (bis 5 %)"*, der *„durch viele dunkle Schöllchen von schiefrigen Paragneisen gekennzeichnet ist, welche oft sehr biotit- und cordieritreich sein können".* Im Steinbruch Gopperding wird der Granit von metergroßen gerundeten Blöcken

überlagert. Darüber findet sich im Nordwesten siltiger Sand mit zahlreichen Fossilien, beispielsweise Haizähnen und Sirenenknochen. Es dürfte sich dabei um die "fossilreichen Grobsande" der Plesching-Formation handeln, mit großen Strandgeröllen in der Brandungszone. Auf dem GEOFAST-Blatt 29 Schärding (Moser & Linner, 2020) ist nördlich des Steinbruches Gopperding nur ein Schwemmbeziehungsweise Murkegel als sedimentäre Bedeckung ausgewiesen.

Im Steinbruch Allerding liegen über dem Schärdinger Granit ebenfalls gerundete, metergroße Blöcke, und über diesen im Süden ein ähnliches Sediment wie bereits für Gopperding beschrieben (siltiger fossilreicher Sand). Im Norden des Steinbruchs liegt auf den Blöcken beziehungsweise als Füllung zwischen diesen groben Komponenten graublauer, nach oben hin braun verwitterter, laminierter Silt und Ton der Ottnang-Formation (Mandic et al., 2020). Die im feinkörnigen Sediment ebenso zahlreichen Fossilien sind im Vergleich zu Funden aus dem Sand relativ gut erhalten und häufig glaukonitisiert.

Im Schärdinger Granit treten in beiden Steinbrüchen regelmäßig 0,5 bis 3 m breite, steile bis mittelsteile, aufgelockerte Störungen auf, in denen der Granit in wenige zentimeter- bis dezimetergroße Bruchstücke zerlegt ist. Verstärkte grusige Verwitterung nahe der Geländeoberkante war ebenfalls häufig an Störungen gebunden und der Grus meist feucht bis nass von oberflächlichem Sickerwasser. Es konnten auch Wasseraustritte an Störungen und Klüften im frisch angeschnittenen Granit der tieferen Abbau-Etagen beobachtet werden. Gelegentlich wurden Kataklasit und Fault gouge vorgefunden, sowie grau-grüne Verfärbung durch Kataklase und Alteration entlang der spröden planaren Strukturen.

Diskussion der strukturgeologischen Aufnahmen in Gopperding und Allerding

Generell ist im Steinbruch Allerding das Kluft- und Störungsnetz engmaschiger als im Steinbruch Gopperding. In der Regel liegen die Strukturen nur wenige Dezimeter auseinander, die maximalen Abstände betragen einige Meter.

Drei verschiedene Streichrichtungen von steil bis mittelsteil stehenden planaren Strukturen sind für beide Steinbrüche charakteristisch: NE–SW, N–S bis NNW–SSE und etwa E–W. Die NE–SW streichenden Störungen können abschiebend sowie seitenverschiebend bewegt worden sein. Schersinnindikatoren waren zwar selten zu finden, eine NE–SW streichende Störung zeigte aber eindeutig dextralen Schersinn. An der Westwand im Steinbruch Gopperding werden steile NE–SW streichende Störungen im Dezimeterabstand von einer Rinne mit dezimetergroßen gerundeten Komponenten in sandiger Matrix angeschnitten. Die Rinne ist mit metergroßen gerundeten und angularen Blöcken verfüllt, wobei die gerundeten den Granit fast in der gesamten Westseite des Steinbruchs überlagern. Die N–S- bis NNW–SSE-Streichrichtung umfasst hauptsächlich Klüfte, die vorwiegend steil stehen oder mittelsteil gegen Osten fallen und zum Teil miteinander konjugiert sind. An einigen konjugierten Klüften hat sich in weiterer Folge Harnischstriemung mit abschiebender bis schräg-abschiebender Kinematik entwickelt. Steile NNW–SSE streichende Harnischflächen können zusätzlich zur schräg-abschiebenden auch seitenverschiebende Kinematik zeigen. An steilen E–W streichenden Harnischflächen wurden ebenfalls häufig seitenverschiebende bzw. flache Harnischstriemungen in Fault gouge gefunden.

Ausschließlich in Allerding wurden auch mittelsteil südfallende E–W verlaufende Störungen, NW–SE streichende Störungen und wenige subhorizontale Klüfte aufgenommen. Ein NE–SW-Streichen von Störungen oder Klüften wurde in Allerding im Vergleich zu Gopperding etwas weniger häufig beobachtet, obwohl in Allerding insgesamt etwa dreimal so viele planare Strukturen gemessen wurden als in Gopperding. Mit durchschnittlich 193/57 nach Süden fallende, E–W verlaufende Störungen treten in Allerding besonders prominent hervor mit etwa Dezimeterabstand zwischen einzelnen Störungsflächen.

Eine relative zeitliche Einordnung der in den Steinbrüchen beobachteten tektonischen Strukturen ist aufgrund der wenigen eindeutigen Schersinnindikatoren nur indirekt möglich. An NE–SW streichenden Strukturen wurden in Gopperding kataklastisches, zementiertes Störungsmaterial und eine quarzgefüllte Ader beobachtet. In Allerding waren auf NW–SE streichenden Harnischflächen Quarzfasern zu finden und in beiden Steinbrüchen Quarzfüllung auf einigen konjugierten Kluftflächen. Offene Klüfte, die mit Quarz verfüllt wurden, zeigen Extension an. Im Fall der N–S streichenden konjugierten Klüfte ist diese E–W gerichtet. Ein Zusammenhang zwischen E–W gerichteter Extension und dextraler Bewegung an den NW–SE streichenden Seitenverschiebungen ist durchaus möglich, konnte aber durch die Geländebeobachtungen weder belegt noch verworfen werden.

Dass die südfallenden E–W streichenden und die NW–SE streichenden Strukturen nur in Allerding auftreten, legt nahe, dass sie durch Bewegungen an einer größeren Störung entstanden sind, die den Steinbruch in Gopperding nicht durchdringt. Die südfallenden Strukturen sind zeitlich nicht einzuordnen, da an diesen weder Harnischstriemung, Quarzfasern, noch Versatz nachgewiesen wurde. Potenzielle Riedelscherflächen und der Fallwinkel von durchschnittlich knapp 60° führen zur Annahme, dass es sich um Abschiebungen nach Süden handelt. Diese könnten jüngere (paläogene) Zweigverwerfungen an der älteren Lindach-Störung repräsentieren, aber auch unabhängige E–W-Störungen, wie sie beispielsweise Polesny (1983) im Nahbereich von Allerding interpretiert. In beiden Fällen würden die Störungen während der Eintiefung des Vorlandbeckens durch Auflast des vorrückenden alpinen Orogens ab dem Eozän gebildet worden sein (z.B. Nachtmann & Wagner, 1987; Schulz et al., 2009; Sissingh, 1997). Eine solche Deformation würde in den Steinbrüchen, die im Kristallin am stabilen Beckenrand, etwas nördlich des eigentlichen Vorlandbeckens liegen, keinen oder nur geringen Versatz hervorrufen. Subhorizontale Harnischstriemungen in unverfestigtem Fault gouge an steil E–W verlaufenden Störungen belegen ebenfalls jüngere Aktivität, in Relation zu den quarzverfüllten Klüften und zementiertem Störungsmaterial. Die seitenverschiebende Bewegung an E–W verlaufenden Störungen wird als die jüngste in den Steinbrüchen gefundene Deformation angesehen.

Zusammenfassung

Die strukturgeologischen Aufnahmen in den Granit-Steinbrüchen Gopperding und Allerding bezeugen eine mehrphasige und komplexe sprödtektonische Entwicklungsgeschichte am nördlichen Rand der Molassezone in Oberösterreich. Eine Zuordnung zu in der Literatur beschriebenen Deformationsphasen des Molasseuntergrundes erweist sich als schwierig. Folgendes lässt sich ableiten:

- Drei charakteristische Streichrichtungen von Störungen und Klüften treten in den beiden Steinbrüchen auf, nämlich NE–SW, N–S sowie E–W.
- Quarzverfüllte Klüfte und Quarzfasern auf Harnischflächen deuten in beiden Steinbrüchen auf ältere Deformation unter höheren Temperaturen hin. Diese treten vor allem an NE–SW- und NW–SE streichenden Flächen, aber auch an etwa N–S streichenden konjugierten Klüften auf.
- Die circa N–S streichenden konjugierten Klüfte und Abschiebungen sind während einer E–W-Extension entstanden. Dies könnte im Zusammenhang mit einer Seitenverschiebung an der Lindach-Störung und damit einhergehendem Ausweichen vor allem des westlichen Störungsblockes nach Nordwesten stehen.
- E–W streichende südfallende Strukturen und NW–SE streichende Klüfte wurden speziell in Allerding wahrgenommen. Die südfallenden Strukturen werden auf eine Störung zurückgeführt, die den Steinbruch Gopperding nicht durchdringt und als Abschiebungen interpretiert. Sie konnten jedoch zeitlich nicht eindeutig eingeordnet werden. Sie könnten jüngere (paläogene) Aktivität an einem Störungszweig der älteren Lindach-Störung abbilden oder unabhängige paläogene E–W-Störungen.
- Seitenverschiebende Striemung in Fault gouge auf steilen E–W verlaufenden Störungen zeigt wahrscheinlich die jüngsten tektonischen Bewegungen in beiden Steinbrüchen an.

Die Begehungen untermauern, dass rezent Wasserwegigkeiten gegeben sind, entlang von Störungen, Kluftsystemen und entsprechend tiefgreifender Verwitterung an erstgenannten. Klüfte und Störungen treten in diverser Orientierung und in Maximalabständen von einigen Metern auf. Besonders in Allerding liegen sie oft nur Zentimeter bis wenige Dezimeter auseinander. Somit ist ein engmaschiges Kluft- und Störungsnetz vorhanden. Wasseraustritte direkt an Störungen und Klüften wurden in den Steinbrüchen beobachtet. In der weiteren Umgebung finden sich auflagernde neogene Sande und nördlich von Rainbach Pitzenberg-Schotter, die als Grundwasserleiter für eine Einsickerung in Frage kommen.

Literatur

Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft (1999): Das Thermalwasservorkommen im niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken. Hydrogeologisches Modell und Thermalwasser-Strömungsmodell im Auftrag des Freistaates Bayern und der Republik Österreich. Kurzbericht. – 44 S., Rehmbrand, München. https://www.lfu.bayern.de/wasser/thermische_nutzung/doc/thermalwasser_molassebecken.pdf

Elster, D., Goldbrunner, J., Wessely, G., Niederbacher, P., Schubert, G., Berka, R., Philippitsch, R. & Hörhan, T. (2016): Erläuterungen zur geologischen Themenkarte Thermalwasser in Osterreich 1:500.000. – 296 S., Geologische Bundeanstalt, Wien.

Frasl, G. & Finger, F. (1988): Haltepunkt 1: Steinbruch der Schärdinger Granitindustrie in Gopperding. – Jahrestagung 1988 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Exkursion: Mühlviertel und Sauwald, 22.–23. September 1988, 11, Wien.

Goldbrunner, J.E. (1984): Zur Hydrogeologie des oberösterreichischen Molassebeckens. – Steirische Beitrage zur Hydrogeologie, **36**, 83–102, Graz.

Goldbrunner, J.E. (1988): Tiefengrundwasser im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. – Steirische Beitrage zur Hydrogeologie, **39**, 5–94, Graz.

Gross, D., Sachsenhofer, R., Rech, A., Sageder, S., Geissler, M., Schnitzer, S. & Troiss, W. (2015): The Trattnach oil field in the north alpine foreland basin (Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **108**/2, 151–171, Wien.

Huet, B., Reiser, M. & Grasemann, B. (2020): Hierarchisches Glossar planarer, linearer Strukturen und Bewegungsrichtungsindikatoren an der Geologischen Bundesanstalt, Deutsch-Englisch. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 57 S., Wien.

Kröll, A., Motschka, K., Meurers, B., Slapansky, P., Wagner, L., Wessely, G., Zych, D., Oberlercher, G., Seiberl, W., Kröll, A. (Red.) & Daurer, A. (Red.) (2006): Erläuterungen zu den Karten zur Molassebasis Salzburg – Oberosterreich: Geologische Themenkarten der Republik Österreich. – 24 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Lengauer, C., Tichy, G. & Enichlmayr, E. (1987): Beiträge zur paläogeographischen Entwicklung der Taufkirchner Bucht (Oberösterreich). – Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines, **132**, 165–210, Linz.

Mandic, O., Schneider, S., Harzhauser, M. & Danninger, W. (2020). Bivalves from the Innviertel Group of Allerding in the North Alpine Foreland Basin (lower Miocene, Upper Austria). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **297**, 47–100, Stuttgart.

Moser, M. & Linner, M. (2020): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 29 Schärding: Stand 2020, Ausgabe 2021/01. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Nachtmann, W. & Wagner, L. (1987): Mesozoic and early Tertiary evolution of the Alpine foreland in Upper Austria and Salzburg, Austria. – Tectonophysics, **137**/1–4, 61–76, Amsterdam.

Pfleiderer, S. (Hrsg.), Götzl, G., Bottig, M., Brüstle, A.K., Porpaczy, C., Schreilechner, M., Eichkitz, C., Jud, M., Sachsenhofer, R., Zosseder, K., Casper, S., Goldbrunner, J., Kriegl, C., Kolmer, C. & Diepolder, G.W. (2016): GeoMol – Geologische 3D-Modellierung des österreichischen Molassebeckens und Anwendungen in der Hydrogeologie und Geothermie im Grenzgebiet von Oberösterreich und Bayern. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **70**, 1–88, Wien.

Polesny, H. (1983): Verteilung der Öl- und Gasvorkommen in der oberösterreichischen Molasse. – Erdöl-Erdgas Zeitschrift, **99**, 90–102, Wien.

Salvermoser, R. & Walser, W. (1991): Lithostratigraphische Untersuchungen an jungtertiären Molassesedimenten am Nordrand der Taufkirchener Bucht (Oberösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **134**/1, 135–147, Wien.

Schubert, G. (2015): Hydrogeologie der trinkbaren Tiefengrundwässer. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **64**, 11–69, Wien.

Schulz, H.M., van Berk, W., Bechtel, A., Struck, U. & Faber, E. (2009): Bacterial methane in the Atzbach-Schwanenstadt gas field (Upper Austrian Molasse Basin), Part I: Geology. – Marine and Petroleum Geology, **26**/7, 1163–1179, Kidlington.

Sissingh, W. (1997). Tectonostratigraphy of the North Alpine Foreland Basin: correlation of Tertiary depositional cycles and orogenic phases. – Tectonophysics, **282**/1–4, 223–256, Amsterdam.

Wagner, G.A., Coyle, D.A., Duyster, J., Henjes-Kunst, F., Peterek, A., Schröder, B., Stockhert, B., Wemmer, K., Zulauf, G., Ahrendt, H., Bischoff, R., Hejl, E., Jacobs, J., Menzel, D., Lal, N., Van den Haute, P., Vercoutere, C. & Welzel, B. (1997). Post-Variscan thermal and tectonic evolution of the KTB site and its surroundings. – Journal of Geophysical Research: Solid Earth, **102** (B8), 18221–18232. https://doi.org/10.1029/96JB02565

Wagner, L. (1998): Tectono-stratigraphy and hydrocarbons in the Molasse Foredeep of Salzburg, Upper and Lower Austria. – Geological Society of London, Special Publications, **134**, 339–369, London.

Wieser, F. (1964): Abschließendes geologisches Gutachten: Wasserbezugsstellen für die Wasserversorgung Schärding am Inn (1964-05-17), 14 S., Linz. [GeoSphere Austria, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 15942-R]

Wieser, F. (1983). Geologisches Gutachten WVA Schärding, Probebohrergebnisse Standort für 2. Brunnen. – Geologische Gutachten über Wasserbezugsstellen (1983-07-27), 3 S. [GeoSphere Austria, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 15971-R]

Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Bericht 2022 über geologische Aufnahmen im Quartär des Einzugsgebietes der Weißache auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-13 Kufstein

Jürgen M. Reitner

Einleitung

Dieser Kartierungsbericht umfasst jenes Gebiet im Grenzbereich der Blätter GK 121 Neukirchen am Großvenediger und UTM 33-01-13 Kufstein, das im Gemeindegebiet von Ellmau liegt. Darüber hinaus erfolgt noch eine Ergänzung zu kleineren Vorkommen quartärer Ablagerungen nahe dem Ortszentrum von Söll und im Einzugsgebiet des Steinerbaches (ebenfalls Gemeindegebiet von Söll).

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die UTM Zone 33 N mit Rechtswert (R) und Hochwert (H). Alle Höhenangaben sind in Meter über Adria angegeben.

Geländebefund

Weißachgraben – Faistenbichl – Tiefenbach

In Summe wurde dieses Gebiet schon im Zuge der Dissertation von Reitner (2005) quartärgeologisch neu aufgenommen. Dies erfolgte allerdings ohne Laserscangrundlage und – viel wichtiger – ohne Kenntnis der großen Bedeutung der Entwicklung am Beginn des Würm-Hochglazials (Last Glacial Maximum = LGM). Gerade in dem stark zertalten Areal am Nordrand der Kitzbüheler Alpen sind teils sehr mächtige Sedimentsequenzen aus der LGM-Vorstoßphase erhalten, wovon die Ablagerungen in der Wildschönau (Reitner, 2008), wie auch im Windautal und Kelchsautal (Reitner, 2024) zeugen.

Reitner (2005) erfasste im Weißachgraben südlich Ellmau auf GK 121 Neukirchen, bzw. mehr spezifisch im Talbereich südlich und damit flussaufwärts der Brücke mit der Kote 946, bis > 100 m mächtige Deltaablagerungen aus der LGM-Vorstoßphase im Liegenden der LGM-Grundmoränenablagerung. Diese Eisstauseeablagerungen spiegeln eine kurze Phase im Eisaufbau wider, als die Paläo-Weißache an ihrem Talausgang durch das sich herausbildende und anwachsende Eisstromnetz blockiert war (siehe hierzu paläogeographische Skizzen in Reitner, 2005). Allerdings war schon beim Verfassen der Dissertation die Abgrenzung zu den Deltaablagerungen der spätglazialen Eiszerfallsphase im Bereich des Weißach-Talausganges südlich Ellmau unklar. Die Entscheidung fiel damals in diesem Bereich zu Gunsten einer großzügigen Zuordnung der Sedimentkörper zum Würm-Spätglazial. Dies im Widerspruch zu Ampferer (1908: Fig. 1), der diese Ablagerungen den „Terrassensedimenten“ zuordnete, ohne allerdings eine Abgrenzung zu Kamesterrassen zeitlich oder genetisch zu definieren. Im nun vorliegenden Kartierungsbericht werden nun die früheren Ansichten, basierend auf zuvor erlangten neuen Erkenntnissen (vgl. Reitner, 2024) und ebensolchen Aufschlüssen, korrigiert.

Da der Weißachgraben, d.h. der Oberlauf der Weißache, innerhalb des prä-permischen Untergrundes der Staufen-Höllengebirge-Decke (ehemalige „Grauwackenzone“, GWZ) liegt, sind erratische Lithologien, wie permischer roter Sandstein (abgekürzt unter PSK) etc., in den quartären Ablagerungen leicht zu identifizieren.

In dem Sedimentkörper auf der orographisch linken Talflanke südlich der Brücke mit der Kote 946 weisen die tieferen Anteile in etwa 970 m (R: 296618, H: 5262825) graue matrixgestützte massive Silte mit *dropstones* bis massive Diamikte (Fmd-Dmm) auf. Die größeren Klasten (*dropstone*) in diesem glaziolakustrinen Sediment bestehen überwiegend aus GWZ-Gesteinen mit Dominanz von Quarzporphyr sowie aus Permoskyth-Sandstein und selten aus gut gerundetem beigen Kalkstein. In 990 m liegen Deltaforesets aus planar geschichteten Kies-Sand-Gemischen (GSp) mit Einfallen gegen SSW (200–210/20) vor. Die Klasten sind überwiegend angular bis subangular und bestehen bis auf sehr wenige Permoskythgerölle aus GWZ-Lithologien. Den Abschluss dieser LGM-Vorstoßsequenz bildet eine hier nicht aufgeschlossene LGM-Grundmoränenablagerung, welche die Hänge gegen Süden auskleidet.

Die Abgrenzung zu den spätglazialen Sedimenten ist 450 m NE der Brücke mit der Kote 946 gegeben, wo ein überkonsolidierter matrixgestützter und massiver Diamikt mit Scherflächen (Dmm(s)) und facettierten GWZ- und seltener PSK-Geschieben die LGM-Grundmoränenablagerung über den LGM-Vorstoßsedimenten markiert. Darüber liegen locker gelagerte Kies-Sand-Gemische aus der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial.

Eine kleine, morphologisch gut ersichtliche spätglaziale Eisrandterrasse liegt dann gegen Norden beim Weiler Hof vor. Das Material besteht, so wie zuvor, aus etwa 10 m mächtigen, locker gelagerten Kiesen mit dominant GWZ-Metasandsteinen (Rundung: *angular* (a) bis *subrounded* (sr)) im Geröllspektrum. An der Basis (R: 296905, H: 5263536) befindet sich in 985 m eine etwa 1,5 m mächtige LGM-Grundmoränenablagerung (überkonsolidierter grauer Dmm(s) mit erratischen Geschieben) über Sedimenten der LGM-Vorstoßphase. Letztere bestehen in 970 m aus lokal geprägten angularen Klasten in einer sandigen Matrix und ab 850 m aus Kies-Sand-Gemischen mit vielen erratischen angerundeten (sr) bis gerundeten (r) Geröllen aus PSK, Orthogneis, Serpentinit und Karbonat. Dieses Spektrum passt zu den zuvor festgestellten Schüttungen der Foresets gegen Süden bzw. gegen Südwesten wie östlich der Brücke 889 m (R: 296888, H: 5263917) in 980 m. In letzterem Aufschluss, bestehend aus dicht gelagerten Sedimenten, wurden dann auch passend dazu noch zwei Driftblöcke aus Zentralgneis erfasst. Dieses Süd- bis Südwestfallen steht im Kontrast zu eher gegen Nord gerichteten Foresets im oberen Weißachgraben (Reitner, 2005).

Auf der westlichen Talseite, gegenüber vom Weiler Hof, lassen sich in gleicher Höhenlage auch spätglaziale Eisrandablagerungen, meist Kies-Sand-Gemische aber selten auch Silte mit *dropstones* (Fmd), erfassen.

Im Gegensatz zur Kartierung in Reitner (2005) verschwinden diese Belege der Eiszerfallsphase gegen Norden (nördlich der Blattgrenze von GK 121) weitgehend. Entlang der Weißache befindet sich auf Bachniveau (815–835 m) ein 30 m mächtiges *bottomset* bestehend aus massiven bis laminierten, beige-roten, seltener grauen Silten (Fm-Fl), teils mit *dropstones* und Sandlagen (Sm). Diese glaziolakustrinen Sedimente werden von korn- bis matrixgestützen Kiesen mit GWZ- und verhältnismäßig vielen Zentralgneisgeröllen überlagert. In Summe ist die LGM-Vorstoßabfolge südöstlich der Hartkasertalstation (817 m) an der orographisch rechten Seite etwa 80 m mächtig. Bei Kirchbichl prägen unter der LGM-Grundmoräne die meist kiesigen Deltasedimente den geologischen Untergrund südlich Ellmau. Das östlichste Vorkommen befindet sich nördlich des Gasthofs Vetterstätt, der selbst noch auf LGM-Grundmoränenablagerung sitzt.

Westlich von Ellmau bzw. von der Ortschaft Au, und damit westlich der Weißache, beginnt der Rücken des Faistenbichl, der sich in ESE–WNW-Richtung bis zum Oderberggraben im Westen erstreckt. In diesem Bereich erfolgt die großräumigste Änderung der stratigraphischen Zuordnung.

Der beste Aufschluss befindet sich oberhalb der alten – nur mehr als Parkplatz genutzten – Kurve der Straße von Au nach Niedermosen, an der orographisch rechten Seite des Baches östlich Golfplatz zwischen 870 und 885 m (R: 295717, H: 5265519). Die Abfolge beginnt in etwa 870 m mit grauen, planar geschichteten Kies-Sand-Gemischen (GSp) und ebensolchen korngestützten Kiesen (Gcp), die ein Einfallen von 070–080/20 aufweisen. Diese etwa 10 m mächtige und sehr dicht gelagerte Einheit aus Deltaforesetschüttungen weist einen sehr hohen Anteil an Kristallin (Amphibolit, Orthogneis und Eklogit), typisch für das Inn-Einzugsgebiet, auf. Die Gerölle sind überwiegend gerundet (r) bis sehr gut gerundet (wr) und können maximale Durchmesser von 40 cm aufweisen. Diese grauen Kiese werden von rötlichen Kiesen überlagert, über denen erst sehr rote, dann beige-rote und schließlich graue Sande und Silte (Fl, Fm) folgen. Den Abschluss der Sequenz bildet eine typische Grundmoränenablagerung bestehend aus einem grauen überkonsolidierten Diamikt (Dmm) mit polierten Geschieben, dessen Spektrum Erratika beinhaltet, aber von GWZ-Lithologien dominiert wird.

Der Feinsedimenthorizont im Liegenden der Grundmoränenablagerung bildet besonders am Abhang zur Weißache einen Stauhorizont, der für gefasste Quellen genutzt wird.

Eine derartig eindeutige stratigraphische Situation mit LGM-Grundmoränenablagerung am Top über Sedimenten der LGM-Vorstoßphase fehlt am westlichen Rücken des Faistenbichl bis Niedermosen sowie im nördlichen Bereich, wo der Golfplatz liegt. Erst westlich Niedermosen liegt eine größere Fläche bedeckt von Grundmoränenablagerung mit rötlicher Matrix vor. Mit den Laserscanbildern ist trotz der Zergliederung des Bereiches durch Trockentäler (aus der Eiszerfallsphase) und wasserführende Gräben die WNW–ESE orientierte subglaziale Überformung ersichtlich.

Mit den Befunden beim Faistenbichl und im Weißachgraben, insbesondere den mächtigen, voluminösen Sedimentkörpern der LGM-Vorstoßphase, bestätigt sich das gewonnene Bild der Dominanz des vorrückenden Inngletschers während des Eisaufbaus. Ohne diesen wären die kristallinreichen gegen Osten geschütteten Deltaablagerungen am Faistenbichl wie auch die gegen Süden gerichteten gleichartigen Schüttungen im Weißachgraben nicht erklärbar. Interessanterweise weisen dann die LGM-Grundmoränenablagerungen einen deutlich geringeren Kristallinanteil auf. Letzteres ist einerseits mit den *deformable beds* an der Paläogletscherbasis (siehe auch Analyseergebnisse aus der näheren Umgebung von Menzies & Reitner, 2016) und der damit zusammenhängenden Inkorporation der lokalen Lithologien erklärbar. Andererseits dürfte dafür auch die weitere komplexe Eisflussgeometrie im Zuge der Entwicklung des Eisstromnetzes einen maßgeblichen Einfluss gehabt haben.

Steinerbach – nordwestlich Hohe Salve

In den GWZ-Bereichen westlich Faistenbichl wurde an LGM-Vorstoßsedimenten bis dato nur jene vom Stampfangerbach (Reitner, 2005) beschrieben. Dabei sind angesichts des westgerichteten LGM-Eisflusses aus dem Inntal gerade die tief eingeschnittenen, etwa Süd–Nord orientierten Täler für die Erhaltung von LGM-Vorstoßsedimenten bestens geeignet.

Daher war es dann nicht überraschend, als mich der leider viel zu früh verstorbene Freund und Kollege Dr. Gerhard Pestal (1958–2014) im Oktober 2007 auf ein kleines derartiges Vorkommen (R: 288436, H: 5261735) etwa 650 m NE der Kraftalm in ca. 1.200 m hingewiesen hat, das ich dann 2022 näher analysieren konnte. Es handelt sich um über-

wiegend zementierte, planar geschichtete Deltaforesets (Gcp) mit einem Einfallen von 290/25 bis 335/30. Das Geröllspektrum (paläozoische Karbonate, GWZ-Metasiliziklastika, Quarzporphyr) spiegelt die karbonatbetonte Lithologie des Einzugsgebietes nördlich der Hohen Salve wider. An der Basis befindet sich eine kleine Quelle. Eine Grundmoränenablagerung mit roter Matrix bedeckt die höchst gelegenen Ablagerungen der LGM-Vorstoßphase, die einen letzten kurzen Akt in der regionalen Eisaufbauphase dokumentiert.

Umfahrung Söll

Ein weiterer Schnappschuss aus dem Beginn des LGM wurde im Jahr 2011 beim Bau der Umfahrung von Söll erfasst. In einem Bereich, der heute ausschließlich von Schwemmfächerablagerungen bedeckt ist, waren etwa 150 m SE der Kirche von Söll im Zuge des Baus zum Teil zementierte ungeschichtete, korngestützte Kiese und Kies-Sand-Gemische mit hohem Karbonatanteil, aber auch erratischen Lithologien aus dem Inntal, und einer Lagerung von 095/05 im Liegenden einer Grundmoränenablagerung (Dmm) mit roter Matrix unter Schwemmfächersedimenten aufgeschlossen (R: 289008, H: 5265148). Interessant ist der punktuelle Zufallsbefund auch insofern, dass die subglaziale Erosionsleistung des gegen das Tal ostwärts vorstoßenden Inngletscherastes offensichtlich sehr gering war, was letztlich auch zu der Erhaltung der östlich gelegenen Sedimentkörper bei Ellmau passt (s.o.).

Schlussfolgerungen

Mit den neuen Erkenntnissen wird das Bild der LGM-Vorstoßphase zwischen Unter Inntal bzw. Wildschönau (vgl. Reitner, 2008) im Westen und Fieberbrunn (GK 122 Blatt Kitzbühel; Heinisch et al., 2015) im Osten hinsichtlich Paläogeographie und Sedimentologie deutlich facettenreicher. Damit werden nicht nur die Geometrien der großen Gletscher (Inngletscher, Achengletscher) im Verhältnis zu den Lokalgletschern der Kitzbüheler Alpen und Umgebung besser erfasst, sondern auch die Bereiche verminderter subglazialer Erosion im restlichen LGM und deren mögliche Ursachen wie Änderungen der Eisflussdynamik (vgl. Reitner et al., 2010).

Literatur

Ampferer, O. (1908): Über die Entstehung der Inntal-Terrassen. – Zeitschrift für Gletscherkunde, **3**, 52–67 und 111–142, Berlin.

Heinisch, H., Pestal, G. & Reitner, J.M. (2015): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Menzies, J. & Reitner, J.M. (2016): Microsedimentology of ice stream tills from the Eastern Alps, Austria – a new perspective on till microstructures. – Boreas, **45**/4, 804–827, Oxford.

Reitner, J.M. (2005): Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i.T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6-2). – Dissertation, Universität Wien, XIII + 190 + 112 S., Beilagenband, Wien.

Reitner, J.M. (2008): Bericht 2006/2007 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger bzw. auf UTM-Blatt 3213 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **148**, 248–254, Wien

Reitner, J.M. (2024): Bericht 2016–2020 über geologische Aufnahmen im Quartär des Einzugsgebietes der Brixentaler Ache und im Spertental auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-13 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162**/1–4, 183–202, Wien.

Reitner, J.M., Gruber, W., Römer, A. & Morawetz, R. (2010): Alpine overdeepenings and paleo-ice flow changes: an integrated geophysical-sedimentological case study from Tyrol (Austria). – Swiss Journal of Geoscience, **103**, 385–405, Basel.

Bericht 2016–2020 über geologische Aufnahmen im Quartär des Einzugsgebietes der Salzach auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger, 122 Kitzbühel und 151 Krimml

Jürgen M. Reitner, Michael Lotter & Benjamin Huet

Einleitung

Dieser Kartierungsbericht umfasst jenes Gebiet auf GK 121 Neukirchen am Großvenediger und kleinräumige, angrenzende Gebiete auf GK 151 Krimml, die von der Salzach entwässert werden. Somit gehört der Südrand der Kitzbüheler Alpen mit den Tälern (von West gegen Ost) der obersten Salzach, des Nadernachbaches, des Trattenbaches, des Dürnbaches und des Mühlbaches, wie auch der Ausgang der die Hohen Tauern entwässernden Sulzbachtäler dazu. Die verwendete stratigraphische Gliederung (Chaline & Jerz, 1984; Reitner et al., 2016), Lithofaziesklassifikationen (Keller, 1996) und Terminologien für Formen und geologische Körper (Steinbichler et al., 2019; Lotter et al., 2021) entsprechen jenen des Berichtes für die Nordflanke der Kitzbüheler Alpen auf GK 121 (siehe Bericht Reitner, 2024, cum lit.).

Mit den Manuskriptkarten und Berichten von Heinisch (2013) sowie Heinisch & Panwitz (2014, 2016a, b, 2017) lag eine bewährte Grundlage für die Aufnahme des Quartärs und der gravitativen Massenbewegungen vor. Hinsichtlich Massenbewegungen standen für das Salzachtal, Nadernachtal, Trattenbachtal und Dürnbachtal zudem die Arbeiten von Fürlinger (1972a, b, 1988) zur Verfügung. Nur im Tal des Mühlbaches erfolgte eine komplette Neuaufnahme durch Benjamin Huet und Jürgen Reitner. Die tiefgreifenden Massenbewegungen wurden überwiegend von Michael Lotter und Jürgen Reitner gemeinsam kartiert und klassifiziert.

Um einen Überblick zu erlangen, ist es ratsam, das Würm-Hochglazial (Last Glacial Maximum – LGM) und die Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial für das gesamte Untersuchungsgebiet zu besprechen und zusammenzufassen. Die Belege für das glaziale und periglaziale Geschehen im jüngeren Würm-Spätglazial (Gschnitz-Stadial, Egesen-Stadial) sowie für die Massenbewegungen werden dann in Folge entsprechend dem Vorkommen in den jeweiligen Tälern beschrieben.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die UTM Zone 33 N mit Rechtswert (R) und Hochwert (H). Alle Höhenangaben sind in Meter über Adria angegeben. Die Benennung der Festgesteinslithologien entspricht der provisorischen Legende des Blatts GK 121 Neukirchen am Großvenediger (Huet, Iglseder & Gruber, Stand: 18.05.2022).

Die Strukturen werden laut Glossar der Strukturgeologie (Huet et al., 2020a) klassifiziert. Somit werden Schieferung und Foliation als sekundäres planares Gefüge zusammengefasst.

Vorstoßphase im Würm-Hochglazial (LGM) (Mühlbachtal)

Das Tal des Mühlbaches ist oberhalb des Schwemmfächers bei der Ortschaft Mühlbach (Gemeinde Bramberg am Wildkogel) als zumeist enger Graben mit V-förmigem Querschnitt entwickelt. Die einzigen zwei Kare des Einzugsgebietes befinden sich nordöstlich und nordwestlich des Wildkogels (2.224 m).

Der Abschnitt unterhalb der Jagdhütte (1.228 m) wurde schon für die publizierte Karte GK 122 Kitzbühel (Heinisch et al., 2003) kartiert (siehe Heinisch & Zadow, 1990). Nachbegehungen im Zuge der Erstellung der Erläuterungen (Heinisch et al., 2015) ergaben schon erste Hinweise, dass große Teile der mächtigen Deltakörper nicht mit einer Bildung in der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial sondern höchstwahrscheinlich mit dem Eisaufbau am Beginn des Würm-Hochglazials erklärt werden können. Aus diesen ersten kursorischen Befunden heraus, wurde dann auch die paläogeographische Skizze zum Verständnis der Gletscherentwicklung am Anfang des LGM entwickelt (Heinisch et al., 2015; siehe Faltblätter).

Besonders in den unteren Bereichen des Mühlbachtales, wo die Lockersedimente an den höheren und breiter angelegten Talflanken über der engen felsigen klammartigen Talstrecke liegen, so beim Weiler Au (auf GK 122) und nördlich davon, ist die stratigraphische Zuordnung schwierig. So wie auf GK 122 Kitzbühel (Heinisch et al., 2003) dargestellt, befinden sich am südschauenden Fuß der Kitzbüheler Alpen teils ausgedehnte **Eisrandablagerungen aus der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial**. Dazu gehören die am Weg nördlich des Weilers Au gelegenen horizontal gelagerten korngestützten Kiese (Gcm(i)) mit Imbrikation (R: 300606, H: 5240861). Die Rundung der lokalen Spektren ist *subrounded*. Handelt es sich hier um das Topset einer Deltaablagerung, so findet man in tieferen Lagen, zum Beispiel talabwärts ab der orographisch linken Flanke oberhalb von Grub, klinoforme korngestützte Kiese bzw. Kies-Sand-Gemische (GSp, GcP) mit einem Einfallen von 30° gegen +/- Süd (R: 301291, H: 5240384). Es handelt sich hier um ein Delta-Foreset, dessen Spektrum nicht nur das Einzugsgebiet des Mühlbaches, also Gesteine des prä-permischen Untergrund der Staufen-Höllengebirge-Decke (ehemalige „Grauwackenzone“), Phyllit und Quarzphyllit der Windau-Decke (ehemalige „Innsbrucker Quarzphyllitzone“) und Glimmerschiefer und Paragneis, granat- und/oder biotitführend der Wildkogel-Decke (ehemalige „Steinkogelschiefer“) beinhaltet, sondern auch subangular geformten Zentralgneis aus dem Subpenninikum des Tauern-Fensters. Zentralgneis ist in diesem Bereich auch in der LGM-Grundmoränenablagerung sowie als erratischer Block zu finden. In Summe entspricht der geologische Befund und die stratigraphische Einstufung im unteren Mühlbachtal der von Heinisch & Zadow (1990).

Taleinwärts liegen in dem WNW–ESE verlaufenden Talabschnitt mächtige Sedimentkörper vor, die allerdings von Zentralgneis führender LGM-Grundmoräne bedeckt sind und hier, im Gegensatz zur publizierten Geologischen Karte 122 Kitzbühel (Heinisch et al., 2003) schon vorweg als **Sedimente der Vorstoßphase im Würm-Hochglazial (LGM)** klassifiziert werden. An der nördlichen Talseite sind am Weg etwa 1.290 m (R: 300744, H: 5242078) teils geschichtete, teils massive, matrixgestützte Diamikte (Dms, Dmm) in einer sandigen Matrix mit angularen bis subangularen Phylliten und selten kantengerundeten Zentralgneis aufgeschlossen. Das Einfallen zeigt variierende Werte von 115/25 bis 005/30. Am Top liegt mit einem grauen, überkonsolidierten matrixgestützten und massiven Diamikt (Dmm) mit siltig-sandiger Matrix eine typische Grundmoränenablagerung vor. Deren Geschiebespektrum ist mit Lithologien der „Grauwackenzone“ (wie Metatuffit) und „Steinkogel-Glimmerschiefer“ deutlich vielfältiger entwickelt als das der Deltaablagerungen im Liegenden. An der gegenüberliegenden Talseite befindet sich innerhalb des Grundmoränenareals ein kleines „Fenster“, wo ungeschichtete Kies-Sand-Gemische (GSm) und schwach geschichtete Diamikte, jeweils mit lokalem Klastenspektrum, von einer Wechsellagerung aus massigen bis matrixgestützten grauen Diamikten mit glaziolakustrinen Sedimenten (laminierte Silte; Fl) überlagert werden.

Ein Großaufschluss (R: 298320, H: 5242544**)** an der orographisch rechten Mühlbachseite zwischen Schliefgraben und Nassentalgraben (schon auf GK 121 Neukirchen am Großvenediger gelegen) lässt eindrücklich den Faziswechsel und die darin abgebildete Sedimentdynamik erkennen. Zusammen mit den Aufschlüssen in einem kleinen Graben liegt hier eine auf Quarzphyllit liegende Sedimentsequenz vor, die sich von etwa 1.235 m (etwa 10 m über dem Bach) bis ca. 1.300 m erstreckt. Bis 1.235 m dominieren fluviatile Ablagerungen, wobei der tiefste Abschnitt über dem Festgesteinssockel aus sehr grobem Wildbachschutt (korngestützte Diamikte; Dcm) besteht. In Summe sind immer wieder kleine *fining-upward*-Sequenzen, aber auch untergeordnet *coarsening-upward*-Abfolgen zu sehen. Eine feinkörnige Lage mit laminierten Sanden und Silten (Sl-Fl) unterbricht in 1.230 m die grobklastischen Sedimente mit lokalem Spektrum. Ab 1.235 m setzen lakustrine bis deltaische Ablagerungen ein. Diese beginnen mit einer mehrere Meter mächtigen Wechsellagerung von Sanden und laminierten Silten, welche in Summe eine *fining-upward*-Tendenz erkennen lässt. Darüber folgen ab ca. 1.240 m grobe Wildbachablagerungen mit großen Geschieben (bis 1 m Durchmesser), gefolgt von einem relativ gleichförmigen fluviatil geprägten Sedimentpaket bestehend aus horizontal geschichteten Kies-Sand-Gemischen (GSh). In 1.255 m setzt dann über den Kiesen mit scharfer Grenze eine lakustrine Feinsedimentlage (Fl) gefolgt von Sanden als Teil eines *coarsening-upward*-Pakets ein, dessen Großteil aus grobkörnigen Deltaforesets mit planar geschichteten Kies-Sand-Gemischen (GS) und ebenso geschichteten korngestützten Kiesen (Gcp mit Schichtung 030/20) besteht. Gelegentlich sind *slumping*-Strukturen

vorhanden. Im kiesigen Topabschnitt zeigen Imbrikationen in horizontal gelagerten Kiesen (*Topset*) eine Schüttung gegen Süden an, ehe in ca. 1.275 m wiederum ein *Bottomset* mit Silten (Fl) gefolgt von distalen *Foreset*-Lagen bestehend aus Sanden in Wechsellagerung mit GSp vorliegt. Ab 1.280 bis 1.300 m wechselt die Lithofazies stärker ohne ersichtliche Trends. Generell dominieren sandige Sedimente. Hervorzuheben ist ein korngestützter Diamikt mit – so wie bisher in der ganzen Abfolge – lokalem Klastenspektrum. Dieses Sediment wird von einem *dropstone*-führenden laminierten, glaziolakustrinen Silt überlagert. Genau einer dieser *dropstones* besteht aus Zentralgneis, womit auch schon das einzige Erratika-führende Sediment innerhalb der taleinwärts vorkommenden Vorstoßablagerungen im Mühlbachtal beschrieben ist.

Auch wenn dieser Aufschluss nur einen kleinen Ausschnitt der bis mehrere hundert Meter mächtigen Sequenz wiedergibt, so lassen sich die Fazieswechsel schon im Hinblick auf die Paläogeographie interpretieren: Lokale Flussablagerungen werden von lakustrinen und deltaischen Sedimenten abgelöst, deren Genese nur mit Eisstauseen infolge eines, das Mühlbachtal abdämmenden Gletschers erklärbar ist. Die Überlagerung der Foreset- und Topsetdurch Bottomsetablagerungen, und das mehrfach, belegen *drowned delta*-Bedingungen mit einem immer wieder ansteigenden Eisstauseespiegel. Dies ist das Resultat eines an Mächtigkeit zunehmenden Eiskörpers am Talausgang des Mühlbachgrabens. Ein Zentralgneis-Dropstone weist auf den anwachsenden Salzachgletscher oder jedenfalls einen aus den Tauern genährten Talgletscher als Verursacher der Abdämmung in der LGM-Vorstoßphase hin.

Die enorme Dimension und höhenmäßige Erstreckung (bis etwa 1.700 m) dieses Sedimentkörpers der LGM-Vorstoßphase wird im Nassentalgraben, der das kleine Kar auf der NE-Seite des Wildkogels entwässert, ersichtlich. Erst in 1.600 m lässt sich eine Überlagerung durch eine lokal geprägte LGM-Grundmoränenablagerung erfassen, wie etwa 400 m WSW der Entscharn Grundalm (R: 297250, H: 5242402) ersichtlich. Die Deltaablagerungen mit lokalem Klastenspektrum zeigen Schüttungsrichtungen gegen NNW bis NE an. Zum Teil findet man in den Deltaablagerungen überwiegend angulare Komponenten in einer dicht gelagerten, hangschuttartigen Fazies (SCc, SSc), die sehr kurze Transportweiten indiziert, in Wechsellagerung mit Sanden und Kies-Sand-Gemischen (R: 297290, H: 5242453).

Die Deltaablagerungen der Vorstoßphase treten talaufwärts, und damit westlich vom Markgraben, nur mehr an der südlichen Talflanke auf. Herausfordernd war die Abgrenzung dieses Körpers gegenüber den faziell gleichartigen Sedimenten der spätglazialen Eiszerfallsphase im Bereich zwischen Geisl Grundalm und Geisl Hochalm. So befindet sich etwa 200 m östlich der Geisl Grundalm ein 20 m hoher Aufschluss (R: 296225, H: 5243247) entlang eines Seitengrabens, der auf dem Niveau des Mühlbaches (in 1.357 m) mit geschichteten Diamikten, die sandige Matrix aufweisen (Dms) und mit Einfallen 15–25° gegen NNE beginnt. Diese werden ab 7 m über Bachniveau von *dropstone*-reichen, laminierten Silten (Fld) überlagert, die sukzessive massiger werden und Übergänge zu matrixgestützten Diamikten zeigen. In 15–20 m Aufschlusshöhe ist dann eine graue, überkonsolidierte Dmm-Lage mit gekritzten Geschieben eingeschaltet, die als Grundmoränenablagerung mit lokalem Klastenspektrum (Quarzphyllit, „Steinkogelschiefer“) interpretiert wurde. Dieses subglaziale Sediment, das einen Bodenkontakt eines Gletschers in einem glaziolakustrinen Environment belegt, wird gegen das Hangende wiederum von *dropstone*-führendem Feinsediment in Wechsellagerung mit teils sandigen teils siltigen Diamikten überlagert. Folgt man dem Seitengraben hinauf, so findet man Wechsellagerungen von geschichteten teils matrix-, teils korngestützten Diamikten, ehe dann in etwa 1.460 m eine als Scherflächen-führender Dmm entwickelte graue Grundmoränenablagerung des LGM das ganze Paket überlagert und eine größere flächenhafte Erstreckung aufweist. Die diamiktischen Sedimente im Hangenden, so im Bereich der Geisl Mitteralm, repräsentieren dann die spätglaziale Eiszerfallsphase. Das Vorkommen von einer Grundmoränenablagerung innerhalb der Vorstoßsequenz irritiert auf den ersten Blick. Man möge allerdings bedenken, dass wir hier als Ablagerungsraum einen Eisstausee vorliegen haben, dessen Größe und Seespiegel aufgrund der Abdämmung im Zuge der Gletscherentwicklung sich stark änderte. So kann ein Gletscher aufgrund der proglazialen Wassertiefe im Verhältnis zu seiner Mächtigkeit Basiskontakt haben und bei Ansteigen der Wassertiefe diesen verlieren und aufschwimmen (siehe *dropstones* im Hangenden der Grundmoränenablagerung). Ein derartiges Szenario, allerdings bei einem Bergsturz-bedingten See, wurde für den tieferen Abschnitt der Abfolge der Stappitzer See Bohrung beschrieben und diskutiert (Drescher-Schneider & Reitner, 2018). Weitere vergleichbare Beispiele wurden für das glaziale Geschehen am Südabhang des Wilden Kaisers während der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial diskutiert (Reitner, 2005, 2007).

Somit kann man für das Mühlbachtal festhalten, dass hier – so wie im nördlichen Bereich der Kitzbüheler Alpen beispielsweise in der Wildschönau (Reitner, 2008), im Weißachgraben südlich Ellmau (Reitner, 2005) und im Kelchsau- und Windautal (Reitner, 2024) – mächtige Abfolgen aus der LGM-Vorstoßphase erhalten sind. Die fazielle Ähnlichkeit ist ganz besonders mit der Wildschönau und ihren ertrunkenen Deltaablagerungen, die ebenso steigende Eisstauseespiegel dokumentieren, gegeben. Diese Dynamik im Mühlbachtal hatte auch einen maßgeblichen Einfluss auf die partielle Erhaltung der tiefgreifenden **Massenbewegungen Geisl Mitteralm**, deren Entwicklung schon vor dem LGM einsetzte und deren Hangfuß im Zuge der Vorstoßphase einsedimentiert wurde (siehe unten).

Subglaziale Sedimente und Formen des Würm-Hochglazials (LGM)

Im Hinblick auf die Rekonstruktion des LGM-Eisstromnetzes und insbesondere des Eisflusses am Höhepunkt der Vergletscherung sind die subglazial überprägten Morphologien, in den Tälern und an den Wasserscheiden, in Kombination mit der Geometrie der Areale aus Grundmoränenablagerungen sowie der Verbreitung der erratischen Blöcke und Geschiebe von Relevanz. Mit dem ausreichend widerstandsfähigen und grob geklüftet vorkommenden Zentralgneis liegt hier die einzige erfassbare erratische, d.h. ferntransportierte Lithologie vor, die eindeutig die

Herkunft eines Eisstroms aus den Hohen Tauern belegt. Bei Verwendung der Verteilung von erratischen Blöcken für eine Rekonstruktion müssen allerdings gewisse Unschärfen in der Aussagekraft bedacht werden: Die Grundmoränenablagerungen mitsamt den subglazial überformten Zentralgneiserratika können während unterschiedlicher Phasen der komplexen Entwicklung des Eisstromnetzes in diesem Raum – also während der LGM-Vorstoßphase, am LGM-Klimax und während des beginnenden Zusammenbruches am Beginn der spätglazialen Eiszerfallsphase (siehe oben Mühlbachgraben sowie Heinisch et al., 2015) – abgelagert worden sein. Die meisten erratischen Blöcke sind wahrscheinlich postsedimentär durch Denudation freigelegt worden, sodass deren Verbreitung nicht notwendigerweise den Eisabfluss am Höhepunkt des LGM oder gar jenen letzten vor dem Zusammenbruch des Eisstromnetzes widerspiegeln. Darüber hinaus haben spätglaziale bis holozäne Massenbewegungen viele der ursprünglich subglazial geprägten Talformen deutlich überprägt und umgestaltet (siehe Beschreibung der Massenbewegungen).

Betrachtet man die Verteilung der erratischen Zentralgneisblöcke an der Südseite der Kitzbüheler Alpen von Westen (Quelltal der Salzach) gegen Osten bis zum Pass Thurn (1.274 m; auf GK 122 Kitzbühel), dann lässt sich hier ein Muster erkennen: An der orographisch linken Flanke des obersten Abschnitts des Salzachtales liegt das nördlichste Vorkommen von Zentralgneis in 1.700 m (SE Baxrainalm). Ein Zentralgneisblock südlich Brandschlag in 1.600 m markiert das Äquivalent im Bereich östlich des Nadernachtals. Bei Vorderwaldberg, am Talausgang des Trattenbachtals, treten gehäuft erratische Blöcke bis in 1.300 m auf. Ein Ausreißer gegen Norden befindet sich an der orographisch rechten Trattenbachflanke nördlich der Wurfgrundalm in 1.600 m. Im Bereich nordwestlich bis nordöstlich Neukirchen am Großvenediger konnten Erratika bis hinauf in Höhen um 1.200–1.250 m erfasst werden. Diese Höhenlage deckt sich in etwa mit den Befunden westlich des Weichseldorfer Grabens am Ostrand des Blattes GK 121. Erst östlich des Mühlbachtals, und damit schon auf GK 122 Kitzbühel (Heinisch et al., 2003), liegen Erratika beim Plattwald (Südabhang der Resterhöhe) in 1.500 m vor. Mit diesem Vorkommen ist allerdings schon der markante Übertritt von Tauerneis über den Pass Thurn (1.274 m) in das Einzugsgebiet des Kitzbüheler Achentales ersichtlich (siehe Reitner, 2005; Heinisch et al., 2015; cum lit.). Mit dieser Zusammenschau aller bisherigen Kartierungsergebnisse (siehe oben) ist jedenfalls an den gegen das Salzachtal geneigten Hängen der Kitzbüheler Alpen nur ein, die talnahen, tieferen Lagen, von West gegen Ost überströmendes Tauerneis rekonstruierbar, das erst nahe der bedeutenden Eistransfluenz des Pass Thurn einen Abfluss nach NE anzeigt.

Das Quelltal der Salzach mit dem Salzachjoch (1.983 m) an der Wasserscheide zum Kurzen Grund des Kelchsautales weist hinsichtlich subglazialer Sedimente und Formen keine Besonderheiten auf. Nördlich und damit talaufwärts der zuvor beschriebenen Zentralgneiserratika weist die Grundmoränenablagerung, bestehend aus überkonsolidiertem matrixgestütztem und massivem Diamikt (Dmm), nur lokale Lithologien der Kitzbüheler Alpen auf. Die abgerundete bzw. abgeschliffene Morphologie weist das Salzachjoch und die weitere Passlandschaft zwischen den beiden ehemaligen Nunatakern Schwebenkopf (2.354 m) im Nordwesten und Tristkopf (2.361 m) im Südosten unzweifelhaft als Transfluenzpass aus, der einen Eisübertritt gegen Nordosten anzeigt. Dazu passen auch unmittelbar nordöstlich anschließende langgestreckte subglaziale Wallformen. Teilweise handelt es sich um etwa SW–NE ausgerichtete Rundhöcker-artige Strukturen, die, wie bei der Roßwildjagdhütte, auch eine Grundmoränenbedeckung aufweisen. Somit ist auch das Eis aus dem Kar nordöstlich des Salzachgeier, wo der Salzachursprung liegt, im LGM erst gegen Osten und schließlich Richtung Nordosten in das Kelchsautal abgeflossen.

Der mittlere Abschnitt des Nadernachtals ist stark durch Massenbewegungen geprägt. Demgegenüber ist die subglaziale Überformung im oberen Talabschnitt sehr gut erfassbar. So kann man einerseits anhand der Morphologie im Festgestein und in den Grundmoränenablagerungen einen westlichen Gletscherast, der über das Nadernachjoch (2.100 m) Richtung Kurzer Grund (Kelchsautal) abfloss, rekonstruieren. Andererseits erfolgte ein Überströmen Richtung Nordost in das Trattenbachtal. Dies ist südöstlich des Sonnwendkogels (2.289 m) im Umfeld der Trattenbachhöhe (2.151 m) sehr schön am überschliffenen und teilweise mit Grundmoräne bedeckten SSE–NNW verlaufenden Kamm ersichtlich. Die Grundmoränenablagerung, bestehend aus einem typischen überkonsolidiertem Dmm mit angularen bis subangularen Glimmerschieferklasten, weist eine Geschiebeeinregelung, die mit einem Eisfluss gegen NNE kompatibel ist, auf. Hervorzuheben ist dabei eine drumlinoide SW–NE verlaufende Form etwa 850 m SSE der Trattenbachhöhe (R: 286977, H: 5240229), die hier sogar *deformable bed*-Bedingungen an der LGM-Gletscherbasis anzeigt.

Das Einzugsgebiet des Trattenbaches, an dessen Nordbegrenzung sich mit der Filzenscharte (1.686 m) der tiefstgelegene Transfluenzpass auf GK 121 befindet, weist die stärkste subglaziale Überprägung aller hier besprochenen Täler auf. Diese ist insbesondere an der orographisch rechten Flanke morphologisch eindrucksvoll mit länglichen, stromlinienförmigen Landformen in Felsarealen und Grundmoränenflächen ausgeprägt. Nördlich Vorderwaldberg liegt noch eine SW–NE-Orientierung der Längsachsen der subglazialen Formen vor, die dann talaufwärts in eine S–N- und damit talparallele Orientierung umschwenkt. An einem aus phyllonitischem, quarzreichem Glimmerschiefer aufgebauten Felsriegel (R: 289761, H: 5240936) sind an der Oberfläche Gletscherschrammen und sogenannte *„rat tails“*, also Quarzknauern mit einem „Schwanz“ aus relativ weicherem Glimmerschiefer im Druckschatten entwickelt. Letztere belegen einen Eisfluss von Süden gegen Norden. Nördlich davon liegt eine Talverzweigung vor. Der oberste Abschnitt des Trattenbaches mit Trattenbachalm (1.732 m) und der Trattenbach Hochalm (1.955 m) ist W–E orientiert, wogegen das vom Filzbach entwässerte und zur Filzenscharte hinaufziehende Tal den S–N-Verlauf beibehält. In dem obersten Abschnitt mit den großen von Grundmoränen bedeckten Flächen der „Trattenbachalm“ (auf der Südseite) sind vom Kamm bei der Trattenbachhöhe (2.151 m; siehe Nadernachtal) bis zum Freimöserkopf (2.005 m) auf der Nordseite stromlinienförmige Strukturen mit SW–NE- bis WSW–ENE-Orientierung im Fels und Sediment zu erkennen. Demgegenüber lassen sich im Einzugsgebiet des Filzbaches und dann bei der Filzenscharte (1.686 m) nur mehr Strukturen mit S–N-Längsachsen erfassen. All dies

belegt morphologisch den konzentrierten Eisfluss über den Transfluenzpass der Filzenscharte zwischen Mitterkopf (2.306 m) im Westen und Gamskogel (2.206 m) im Osten in das Windautal (siehe Reitner, 2024). Die Eishöhe lag, so wie von Penck & Brückner (1909) beschrieben, in ca. 2.200 m Höhe. Erratische Geschiebe oder Blöcke sind in diesem Bereich nicht zu finden, dafür aber bis zu 80 m^3 große Ablationsblöcke aus quarzreichem Glimmerschiefer bis glimmerreichem Quarzit (z.B. westlich Freimöserkopf; R: 287849, H: 5242171), die nur vergleichsweise kurze Transportweiten indizieren.

Das Dürnbachtal weist – trotz der partiell starken Überprägung durch Massenbewegungen – an der orographisch rechten Talflanke einige sehr große Areale mit Grundmoränenablagerung auf. Der Geschiebebestand ist durch Glimmerschiefer mit meist angularen bis subangularen, ganz selten angerundeten Kornformen charakterisiert. Die Wasserscheide zum Einzugsgebiet des Windautals, und mehr spezifisch zur Miesenbachalm, die Geige (2.084 m), und jene in den Unteren Grund des Spertentals, die Geigenscharte (2.028 m), waren, wenn auch vergleichsweise unbedeutende Eisübertritte nach Norden. Allerdings war dieser Eisfluss aus dem Süden sehr relevant für die Entwicklung von markanten langgestreckten subglazialen Wällen aus Grundmoränenablagerung südlich der Miesenbachalm (siehe Reitner, 2024) und bei der Kar Hochalm.

Für das Einzugsgebiet des Mühlbaches wurde die Entwicklung am Beginn des LGM über die steigendenden Eisstauseespiegel wiedergebende LGM-Vorstoßsequenz skizziert (siehe oben). Das nördlichste Zentralgneisvorkommen wurde in diesen Sedimentsequenzen als singulärer Dropstone gefunden. Festzuhalten ist, dass Zentralgneis-führendes Tauerneis nicht sehr weit in das enge Mühlbachtal vordringen konnte. Die taleinwärts gelegenen Grundmoränenablagerungen sind frei von dieser Lithologie. Somit erfolgte das finale Überfahren der Vorstoßablagerungen durch einen Gletscherstrom aus dem Einzugsgebiet der Salzach, dessen Akkumulationsgebiet aus der Südflanke der Kitzbüheler Alpen stammt. Dieses Bild wird allerdings durch das Vorkommen von drei erratischen Zentralgneisblöcken südlich der Stangenalm (1.729 m) in Frage gestellt. Betrachtet man die Orientierung der subglazial überformten Gensbichlscharte (2.022 m) mit einem klaren SW–NE-Trend und in der weiteren Fortsetzung gegen NE, quer über das schräg dazu verlaufende Mühlbachtal, das ebenso geprägte Stangenjoch (1.713 m), so ist einerseits eine markante Eisstromrichtung erfasst. Weiters kommen nördlich des Stangenjoches im Oberen Grund des Spertentales selbst keine Zentralgneis-Erratika vor. Diese Lithologie findet man unmittelbar nördlich davon nur ab der Kleinmoosalm (1.624 m) sehr isoliert als Blöcke. Somit kann man unter Berücksichtigung der wenigen Zentralgneis-Erratika südlich des Stangenjoches maximal von einem sehr geringen Eisübertritt von Tauerneis Richtung Spertental ausgehen. Die Herkunft der Zentralgneis-Erratika im unteren Spertental, so u.a. auch am Ostabhang des Gaisberges, hängt dann wahrscheinlich mit der Dominanz des über den Pass Thurn mit Tauerneis genährten Achengletschers zusammen. Zudem sind die Grundmoränenablagerungen mitsamt den subglazial überformten Zentralgneisgeschieben während unterschiedlicher Phasen der komplexen Entwicklung des Eisstromnetzes in diesem Raum (siehe Reitner et al., 2010; Heinisch et al., 2015) abgelagert worden. In Summe dürften die paläogeographischen Skizzen in Heinisch et al. (2015) für das Mühlbachtal ein plausibles Bild der Gletscherentwicklung von der LGM-Vorstoßphase bis zum Klimax geben. Weiters ist abschließend festzuhalten, dass die facettenreiche Entwicklung der LGM-Vergletscherung im Mühlbachtal – mit teils talaufwärts vorstoßenden und dann quer über das Tal abfließenden Eisströmen – die wesentliche Bedingung für die Erhaltung der mächtigen Vorstoßsequenz war.

Eiszerfallsphase (Würm-Spätglazial)

Die Verteilung der Sedimente der Eiszerfallsphase im frühen Spätglazial (Reitner, 2005, 2007) auf der Südseite der Kitzbüheler Alpen ergibt das gewohnte Bild. So wie an anderen südschauenden Flanken der ehemals vom LGM-Eisstromnetz erfüllten Ostalpentäler, wie zum Beispiel im Pustertal auf GK 179 Lienz (Linner et al., 2013; Reitner, 2016; Reitner et al., 2016), reichen die überwiegend sandig-kiesigen Eisrandsedimente an den Hängen bis weit hinauf oder sind noch bis in den Mittellauf der Seitentäler des Haupttales zu finden.

Ausgedehnte Areale mit Eisrandsedimenten liegen nordwestlich des Ortes Neukirchen am Großvenediger zwischen Trattenbach und Dürnbach vom Salzach Talgrund (in ca. 830 m) bis 1.300 m hinauf vor. Meist sind es Kies-Sand-Gemische (GS) mit angularen bis subangularen, selten angerundeten Geröllen. Ein Einfallen ist bei kleinen Aufschlüssen kaum erfassbar. Selten, so wie bei Seerain (R: 291151, H: 5236759), sind feinkörnige Ablagerungen wie laminierte *dropstone*-führende Silte und Sande aufgeschlossen.

Ein ähnliches Bild bietet sich östlich vom Dürnbach. Betrachtet man die Verbreitung der Eisrandablagerungen (wiederum überwiegend GS) vom Dürnbach bis an die orographisch linke Seite des Wiesbaches, so kann man hier trotz der erosiven Zerlegung einen deltaförmigen, Richtung Salzachtal geschütteten Sedimentkörper erkennen. An den Flanken reicht dieser bis 1.570 m hinauf.

Gleichartige Sedimente und eine vergleichbare Geometrie der Ablagerungskörper liegen auch bei Mitterhohenbramberg vor, wo sich Kies-Sand-Gemische (GS) und seltener matrixgestützte, geschichtete Diamikte (Dms) ebenfalls bis etwa 1.570 m hinauf erstrecken. Ein isolierter größerer Eisrandkörper bei Waxeneck reicht sogar bis 1.720 m. Östlich des Weyerbachgrabens bis zum östlichen Blattrand von GK 121 dominieren tiefgreifende Massenbewegungen die Landschaft, sodass vermutlich alle ehemals vorkommenden Eisrandablagerungen abgetragen wurden.

Eisrandablagerungen sind auch noch bis in die engen Talabschnitte des Dürnbaches (bis 1.630 m) und des Trattenbaches (bis 1.480 m) erfassbar. Im Nadernachtal erstreckt sich an der orographisch rechten Seite ein größerer Körper aus Eisrandablagerungen von der Putzalm bis zur Watsch-Nadernachalm (1.771 m). Das höchstgelegene Vorkommen von Eisrandablagerungen reicht im Einzugsgebiet des Mühlbaches nordwestlich des Wildkogels bei der Fleckl Hochalm bis auf etwa 1.900 m hinauf.

Deutlich facettenreicher ist die Situation im Quelltal der Salzach westlich der Mündung des Nadernachbaches, wo in Ergänzung zu Heinisch & Panwitz (2014) und Iglseder &

Huet (2021) geologische Aufnahmen teilweise gemeinsam mit Christoph Iglseder durchgeführt wurden. Das höchstgelegene Vorkommen von Kies-Sand-Gemischen (GS) und geschichteten Diamikten (Dms) befindet sich im N–S verlaufenden Talabschnitt bei der Salzachjochhütte und erstreckt sich bis etwa 1.700 m.

Bei Almdorf Königsleiten befindet sich oberhalb der Brücke auf 1.436 m Seehöhe an der orographisch rechten Talseite ein Aufschluss (R: 282723, H: 5237250) mit einer sehr aussagekräftigen Abfolge: Nahezu saiger stehende (Einfallen 017/84) bis überkippte Deltaablagerungen bestehend aus massivem Sand (Sm), laminierte Silte (Fl) und planar geschichteten, korngestützten sandigen Kiesen (Gcp; aus überwiegend angerundeten Quarzphyllit-Klasten) werden von massiven, *dropstone*-führenden Silten (Fmd) überlagert, die aufgrund des zunehmenden Klastengehalts Übergänge zu massiven matrixgestützten Diamikten (Lithofazies Fmd-Dmm) aufweisen. Die *dropstones* beinhalten zum Teil gekritzten Marmor. Letztere Fazies belegt eine typisch glaziolakustrine Ablagerung, wo Eisberge ihre Fracht in einem Eisstausee sedimentierten. Am Top dieser Abfolge liegt ein überkonsolidierter, grauer Diamikt mit Scherflächen [Dmm(s)] mit Geschieben aus Lithologien der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ und des Penninikums, womit eine Grundmoräne eines Salzachgletschers belegt ist. Betrachtet man die überkippten Deltaablagerungen, deren Lagerung auf Kontakt zu abschmelzendem Toteis hinweist, und die Gletscherseesedimente, so ist eine Einstufung in die spätglaziale Eiszerfallsphase aufgrund der faziellen Ähnlichkeiten mit den Ablagerungen im Raum Hopfgarten naheliegend (vgl. Reitner, 2005, 2007). Die Grundmoräne am Top repräsentiert dann eine Oszillation des schon, im Vergleich zum LGM, miniaturisierten Salzachgletschers mit Einzugsgebiet in den Kitzbüheler Alpen. Diese Situation ist zeitlich vergleichbar mit jenen Gletscheroszillationen auf der Südseite des Wilden Kaisers (Reitner, 2005, 2007), bei Aurach (Heinisch et al., 2015; Reitner & Menzies, 2024) und bei Ainet (Reitner & Menzies, 2020). Die spätglaziale Grundmoränenablagerung lässt sich flächenmäßig bis südlich der Brucheckalm abgrenzen. Die Eisrandablagerungen setzen sich dann an der orographisch rechten Salzachseite talabwärts von der Brücke bei 1.436 m noch fort, allerdings ohne Bedeckung mit Grundmoränenablagerung, dafür mit einer unruhigen Morphologie typisch für eine Toteislandschaft. Letztere befindet sich überwiegend schon auf GK 151 Krimml (Karl & Schmidegg, 1979), wo auf dem publizierten Kartenblatt leider keine Differenzierung bei den eiszeitlichen Ablagerungen ersichtlich ist. An die Toteislandschaft schließt dann auf dem Gebiet der GK 151 ein gleichförmiger Terrassenkörper zwischen 1.460 und 1.450 m an, der vergleichbar der Situation im Brixental bei Hopfgarten (siehe Westendorfer Terrasse; Reitner, 2005), eine Eisrandterrasse mit einer dem Haupttal parallelen Drainage darstellt. Erosionsreste davon sind entlang der Salzach noch bis unterhalb des Ronachwirts verfolgbar.

Der Vollständigkeit halber seien die Eisrandablagerungen auf dem Hohe Tauern-Teil von GK 121 erwähnt. Diese liegen westlich und östlich des **Habachtales**, bei Haus und südlich Habach vor und wurden gemeinsam mit Christoph Iglseder begangen. Im Widerspruch zu Kinzl (1930) sind am Ausgang des Habachtales keine Hinweise auf einen Gschnitz-Stand des Habachgletschers zu finden.

Der Gschnitz-Stand von Rosental im Salzachtal

Im ersten Band des epochalen Werkes „Die Alpen im Eiszeitalter“ (Penck & Brückner, 1909) wird die Vergletscherung im Salzachtal während des Gschnitz-Stadials kurz abgehandelt und dabei die Ruine Hieburg im Ortsteil und der dort bekannte erratische Block aus Zentralgneis, der Teufelstein, erwähnt. Die Endmoränen bei Wald und Neukirchen betrachteten sie als einen Halt eines vornehmlich aus dem Krimmler Achental genährten Salzachgletschers. Kinzl (1930) erkannte, dass die Hieburg auf einer Endmoräne des Sulzbachgletschers, der sowohl aus dem Ober- wie auch dem Untersulzbachtal genährt, als mächtige Zunge das Becken von Rosental erfüllte. Im Rahmen der Kartierungen für GK 121 ging es vornehmlich darum, abzuklären, ob und welche Ablagerungen dieses Gletscherstandes noch auf GK 121 vorliegen. Um die Geometrie der Sulzbachgletscherzunge im Salzachtal in der Gesamtheit zu erfassen, war es nötig, auch Bereiche auf Blatt GK 151 Krimml zu untersuchen. Dabei ist vorweg festzuhalten, dass das publizierte Blatt Krimml (Karl & Schmidegg, 1979) mit seiner nahezu ungegliederten Quartärbedeckung leider wenig hilfreich war.

Die eindrucksvollste Hinterlassenschaft dieses Gletscherstandes ist die Seitenmoräne von Schwabreit, deren Kamm am Ausgang des Untersulzbachtales in 1.055 m ansetzt und nach anfänglich bogenförmigem, ca. 1,1 km langem Verlauf in 900 m endet. Potenziell datierbare Zentralgneisblöcke dokumentieren die dominante Geologie des Gletschereinzugsgebietes.

Die weitere und auch letzte kartierbare Fortsetzung dieses Walls Richtung Osten findet man im Bereich des Aschbach-Schwemmfächers. Dort sind zwar keine Wälle mehr ersichtlich, jedoch erheben sich zwei kleine terrassenförmige, mehr als 10 m mächtige Sedimentkörper aus dem Schwemmfächerbereich. Beim Sportplatz (R: 294664, H: 5236293), 200 m nordwestlich Gehöft Premisbauer, liegt ein großer Zentralgneisblock in sandiger Matrix vor, der durchaus mit einer Interpretation als Endmoränenablagerung im Einklang steht.

Südlich der Salzach, gegenüber von der Hieburg, liegen noch aussagekräftige glaziogene Sedimente bei Unter- und Oberscheffau vor. So findet man einen terrassenförmigen zentralgneisreichen Seitenmoränenkörper bei Oberscheffau, dessen Höhenlage mit 960 m ansatzweise mit dem zuvor beschriebenen Wall von Schwabreit korrelierbar ist. Der terrassenförmige Sedimentkörper von Unterscheffau liegt mit einer Höhenerstreckung um 880 m deutlich tiefer als jener von Oberscheffau und ist durch eine markante Geländekante von diesem getrennt. Am Ostrand jenes ca. 25 m mächtigen Körpers existiert zum Obersulzbach hin noch ein morphologischer Ansatz, den man als Rest eines Seitenmoränenwalls deuten kann. Dies wird auch durch die Präsenz von Zentralgneisblöcken angezeigt. Das augenscheinliche Vorkommen von Zentralgneisblöcken liegt auch am östlichen Terrasseneck und dann entlang der Nordseite der Terrassenkante zur Salzach Richtung Westen vor. Steigt man von dort hinab gegen Westen zum Prallhang der Salzach, so sind zuerst in halber Höhe der Terrasse Deltaforesets (GSp mit Einfallen von 335/20; R: 291241, H: 5235918) mit sehr viel Zentralgneis und wenig Phyllit und Karbonat zu finden. Direkt über der Salzach befindet sich ein frischer Aufschluss (R: 291214, H: 5235927), wo

blockreiche korngestützte Klinoformen (bGcp) mit einem Einfallen von 30 bis 40° gegen W bis WNW dominieren. In einem kleinen Segment sind darin isolierte rinnenförmige Körper mit Lithofazies Gcp und mit Klasten aus Schiefer und Marmor ersichtlich, die Schüttungen gegen E bis ENE erkennen lassen. Gesamt betrachtet zeigt der Sedimentkörper von Unterscheffau einen Vorbau gegen Westen, d.h. gegen das Salzachtal. Im Zuge des Gletschervorstoßes kam es dabei natürlich zu Wechsellagerungen mit den von der oberen Salzach geschütteten Sedimenten. Somit ist von einer Stausituation durch den Moränenvorbau bei Unterscheffau auszugehen. Westlich der Terrasse von Unterscheffau wurden allerdings keine weiteren eindeutigen Gschnitz-zeitliche Eisstauseesedimente gefunden. Ob Silte mit Feinsandlagen sowie Zentralgneisblöcke bei einem Aufschluss östlich Großwiesen (R: 290883, H: 5235868) in 870 m in diese Richtung zu interpretieren wären, bleibt offen. Angesichts der Stausituation ist die terrassenförmige Morphologie des Sedimentkörpers von Unterscheffau durch eine glaziofluviatile Überprägung am Ende der Gschnitz-Vergletscherung gut erklärbar.

Nördlich der Salzach, im Ortsteil Rosental, liegt mit dem bis 915 m hohen Rücken, auf dem die Hieburg steht, eine wallförmige End- und Seitenmoränenablagerung vor. Diese ist so wie der auf ihr liegende Zentralgneisblock, der Teufelsstein, schon lange bekannt. Dieser Moränenrücken senkt sich gegen Westen und ist schließlich nur mehr über Zentralgneisblöcke und diamiktisches Material zu erkennen, ehe er ca. 800 m westlich der Hieburg an eine 20 m hohe Terrasse aus Quarzphyllit-reichem Schwemmfächermaterial des Trattenbaches grenzt. An der Erosionskante des Moränenrückens zum Salzachtal kann man an Aufschlüssen erkennen (R: 290961, H: 5236156), dass es hier eine Wechsellagerung zwischen Kies-Sand-Gemischen mit viel Quarzphyllit und Zentralgneis führenden Diamikten gibt, die auf einen Gletschervorstoß und Oszillation des Gletscherrandes hindeutet. Dieser komplexe Aufbau aus Sedimenten mit unterschiedlicher Permeabilität erklärt auch eine gefasste, stark schüttende Quelle (R: 290985, H: 5236144).

Interessant ist auch der nördliche Rand des Hieburg-Walles bzw. dessen nördliches Vorfeld. So befindet sich 500 m nordwestlich der Hieburg ein in E–W-Richtung verlaufender Rücken, den man ebenfalls für eine glaziogene Bildung halten könnte. Allerdings besteht dieser aus Eisrandablagerungen (Lithofazies GS) aus der Eiszerfallsphase auf einem Felssockel. Die ungewöhnliche Form ist durch eine sub- bis randglaziale Rinne gegeben, die dieses Vorkommen von den flächenhaft auftretenden gleichartigen Sedimenten bei Seerain im Norden (siehe oben) räumlich abtrennt.

Unmittelbar östlich des Teufelssteins ist die Endmoränenablagerung als abgerundeter Rücken zu erkennen. Im oberen Bereich der Venedigersiedlung liegen wieder Aufschlüsse vor. Dort sind im tieferen Abschnitt in ca. 865 m glaziolakustrine Sedimente, d.h. laminierte Silte mit *dropstones* aus Zentralgneis und laminierte Sande in Wechsellagerung mit Kies-Sand-Gemischen (R: 292211, H: 5236575) zu finden. Diese Abfolge wird von einem überkonsolidierten, Zentralgneis-reichen matrixgestützten massiven Diamikt, einer typischen Grundmoräne des Sulzbachgletschers, überlagert (R: 292291, H: 5236614), womit auch hier ein Gletschervorstoß belegt ist. Dieser komplex aufgebaute Sedimentkörper endet dann etwa 200 m westlich an einer Felsaufragung, die – so wie eine ähnliche Struktur weiter östlich – durch subglaziale Schmelzwässer vor dem Gschnitz-Stadial herauspräpariert wurde.

Fasst man die Belege zum Sulzbachgletscher im Gschnitz-Stadial zusammen, so ist einerseits im Vergleich zu Kinzl (1930) eine bessere Erfassung der Zungengeometrie festzuhalten. Kleine Unsicherheiten liegen im Westen vor. Für den Ostbereich wurde mit dem Vorkommen nordwestlich Premisbauer zumindest ein Hinweis gefunden, wo das ehemalige Zungenende vielleicht 500 m talabwärts davon war. Gerade im Salzachtal muss die starke Aggradation seit dem Gschnitz-Stadial berücksichtigt werden. So sind schon für den Zeitraum seit dem Beginn des Holozäns Talaufhöhungen von 14 m erfasst worden (siehe Heinisch et al., 2015).

Jedenfalls zeigen die Aufschlüsse am Westrand und bei der Venedigersiedlung einen vorstoßenden Gletscher. Solche Belege, wie sie auch von Clar & Cornelius (1936) am Rand des Fuscher Gletschers beschrieben sind, vermitteln ein dynamisches Bild der Gletscheraktivität im Gschnitz-Stadial. An der schon von Penck & Brückner (1909) getroffenen stratigraphischen Einstufung der Ablagerungen als Gschnitz-zeitlich (siehe auch van Husen & Reitner, 2022) ist anhand der klaren Abgrenzung zu Eisrandablagerungen der Eiszerfallsphase unmittelbar im Untersuchungsgebiet und zu glaziogenen Ablagerungen des Egesen-Stadials in den Hohen Tauern ohnehin nicht zu rütteln. Eine geochronologische Analyse mittels ^{10}Be-Expositionsalterdatierung an Zentralgneisblöcken ist hier möglich und wünschenswert.

Spätglazial (Gschnitz bis Egesen) und Massenbewegungen

Salzach Quelltal – Südseite Kitzbüheler Alpen

Glaziale und periglaziale Ablagerungen: Im Bericht für die Nordseite der Kitzbüheler Alpen (Reitner, 2024) wurde schon im Abschnitt „Kelchsautal“ festgehalten, dass es im Bereich des Salzachjoches schon aus geometrischen Gründen einen Südast eines der größten Gletscher der Kitzbüheler Alpen im **Gschnitz-Stadial** gegeben haben muss. Die Belege des Nordastes mit den Seitenmoränen im Umfeld des Gasthofs Wegscheidalm im Kurzen Grund sind eindeutig. Südlich des Salzachjoches fehlen bis zur Salzachalm und darüber hinaus bis zu den Eisrandablagerungen der Eiszerfallsphase bei der Salzachjochhütte jegliche Anhaltspunkte für einen derartigen Gletscherhalt.

Demgegenüber sind die glazialen und periglazialen Belege aus dem **Egesen-Stadial** eindeutig und umfassend:

Das große weitgespannte Kar, umrahmt von Östlichem und Westlichem Salzachgeier (2.466 m bzw. 2.469 m) im Süden, Fünfmandling (2.403 m) im Westen und Schwebenkopf (2.354 m) im Norden, weist eine starke subglaziale Überprägung auf. Im Bereich des Schwebenbodens befinden sich östlich der eingezeichneten Hütte (2.052 m) drei Endmoränenwälle, die in etwa 2.050 m mit 2–8 m Höhe aus den Moorflächen herausragen.

Generell kommen in diesem Kar wallförmige Sedimentkörper häufiger vor, die allerdings zum Teil zur Verwechs-

lung mit eindeutigen Belegen für Gletscherhalte führen können. So befindet sich im westlichen Bereich ein Wall aus stromlinienförmig angeordneten eckigen korngestützten großen Blöcken (bSCc). Diese wurden als supraglazial transportiertes Material interpretiert und der Körper dementsprechend als Ablationsmoräne klassifiziert (südlich; R: 281723, H: 5242341).

Der eindrucksvollste Seitenmoränenkörper mit einer Höhe von mehr als 10 m und mit einer Längserstreckung von nahezu 400 m schmiegt sich an den Südfuß des Fünfmandling (2.403 m; R: 281377, H: 5242392). Die prägende Lithofazies besteht wiederum aus eckigen korngestützten großen Blöcken (bSCc). Das südliche Seitenmoränenpendant befindet sich etwa 200 m südöstlich davon mit einem Ansatz in 2.300 m. Damit ist eine Ausdehnung eines gegen Nordosten abfließenden, deutlich schuttbedeckten Lokalgletschers mit Nährgebiet unterhalb der Salzachgeier skizziert, der allerdings noch vor den Wällen der Egesen-Maximalausdehnung im Schwebenboden (siehe oben) geendet haben muss. Der mit Tafeln angezeigte Salzachursprung, eine durch Schuttquellen gespeiste Lacke am Fuß des Östlichen Salzachgeiers, ist dann aus glazialgeologischer Sicht unspektakulär. Die karartige Nische östlich des Östlichen Salzachgeier weist neben abgeschliffenem Fels nur subglaziale Wälle (Flutes) auf.

Demgegenüber ist das Kar auf der Südseite der Salzachgeier, im Einzugsgebiet des Müllachbaches, deutlich facettenreicher. Der bis ca. 2.085 m reichende, am tiefsten gelegene bogenförmig verlaufende Endmoränenkörper weist im distalsten Bereich zwei Wälle auf. Nur der distalste Bereich ist durch korngestützte Blöcke (bSCc) geprägt. Ansonsten dominieren matrixgestützte Diamikte (Dm) den Sedimentaufbau.

Im Steinkarl, dem obersten gut gegen Süden abgeschatteten Karbereich östlich des Kleefeldkopfs (2.348 m) sind zwei markante, grobblockreiche zungenförmige Wälle ersichtlich, die man auf den ersten Blick als Blockgletscherablagerungen klassifizieren könnte. An den Wällen kann man sehr schön erkennen, dass im Liegenden der korngestützten Grobblocklage (Lithofazies bSCc) matrixgestütztes Sediment vorliegt. Wir haben es hier mit einer typischen Ablagerung eines schuttbedeckten Gletschers (*debris-covered glacier* in der internationalen Literatur; vgl. Benn & Evans, 2010) zu tun, wo die ehemals subglazial („aktiv“) transportierten Sedimente von jenen supraglazial („passiv“) bewegten überlagert vorliegen. Der äußere der beiden Endmoränenkörper weist einen Ansatz in 2.200 m auf, womit ein kursorischer Hinweis auf die damalige Schneegrenzhöhe (ELA) vorliegt. In Summe liegen hier auf der Südseite der Kitzbüheler Alpen, bei teilweiser Ostexposition, tiefreichende Belege für Gletscherzungen im Egesen-Stadial vor. Deren Geometrie dürfte einerseits mit Schneedrift aus NW (siehe Diskussion in Reitner, 2024) und mit einer die Ablation stark hemmenden Schuttbedeckung, bereitgestellt von den steilen aus Hellglimmer führendem Quarzit und phyllonitischem Glimmerschiefer aufgebauten Felsflanken, zusammenhängen. Interessanterweise findet man bei ungeschützter Sonnenexposition am Südfuß der beiden Salzachgeier nur Blockgletscherablagerungen mit Endlagen in 2.240 bzw. 2.270 m. Die tiefste und größte Blockgletscherablagerung reicht nördlich der Müllach-Hochalm bis 2.120 m hinab.

Im Einzugsgebiet des Müllachbaches auf GK 121 sind noch glaziogene Formen und Sedimente westlich des aus feinstückig zerbrechendem Phyllit aufgebauten Müllachgeier (2.254 m) zu finden. Eine in 2.195 m ansetzende, über 400 m geschwungen verlaufende, nur etwa 3 m hohe Wallform besteht aus zumeist angularen, selten subangularen Phyllitklasten. Es handelt sich wohl um den Stand eines kleinen, wiederum stark schuttbedeckten Gletschers im Egesen-Stadial, der bis zur Gernhütte reichte. Demgegenüber fehlt in dem nordschauenden Bereich unmittelbar unter der Königsleiten (2.315 m) jeglicher Hinweis auf einen spätglazialen Stand.

Massenbewegungen: Die prominenteste tiefgreifende Massenbewegung befindet sich nördlich des Müllachgeiers (2.254 m) und des Bruchecks (2.144 m) im Bereich des als **Gern** bezeichneten Hanges an der Südseite des Müllachbaches. Diese wurde von Fürlinger (1972a, b) eingehend hinsichtlich Morphologie und Mechanik der Hangbewegung beschrieben. Die geologische Detailkarte (Fürlinger, 1972a: Tafel I) aus der vor-Laserscanzeit ist vorbildlich hinsichtlich Darstellung der Massenbewegungsstrukturen. Generell ist dieser Hang durch Zerrgräben – und im noch stärkeren Maße – durch antithetische Bruchstrukturen gekennzeichnet, die jeweils den dominanten Kluftsystemen folgen. Der dominante kinematische Prozess des gesamten Hanges ist demnach als Kippung (Toppling) zu klassifizieren. Das sekundäre planare Gefüge fällt generell mittelsteil bis steil (40–70°) gegen Nordosten ein und wird nach Fürlinger (1972a) in die Kippbewegung miteinbezogen. Beachtenswert ist ein orthogonales Netz bestehend aus E–W verlaufenden antithetischen Brüchen und N–S verlaufenden Zerrgräben im obersten, westlichen Bereich des Gern in 2.050–2.100 m. Dies spiegelt eine Entlastung zum bogenförmig verlaufenden Müllachbach wider. Hangabwärts liegen dann etwa WNW–ESE und WSW–ENE streichende antithetische Bruchstrukturen vor.

Der Beschreibung der **Massenbewegung Brucheck SE** durch Fürlinger (1972a: 27ff.) ist hinsichtlich Abbruchbereich und Mechanik nichts hinzuzufügen. Allerdings kann der Interpretation des Fußbereiches als „Sturzkegel“ und der Aussage, dass der größte Teil der Hangbewegung des Bruchecks als Felssturz niedergebrochen sei, nicht zugestimmt werden. Das grobblockige, matrixgestützte Material am Böschungsfuß an der orographisch linken Flanke des Brucheckbaches (R: 282164, H: 5238138) sowie die konvexe Böschungsmorphologie sprechen hier für eine Fließmasse und nicht für eine Felssturzablagerung.

Auch die **Massenbewegung Ronachgeier West** wurde von Fürlinger (1972a: 47ff.) detailliert beschrieben. Der Charakterisierung der großen Hauptbewegung als „tiefgreifendes Fließen im Fels“ ist beizupflichten und ist begrifflich deckungsgleich mit der auf Kinematik und Materialzusammensetzung beruhenden Klassifikation als Bereich eines langsamen Fließens gemäß Steinbichler et al. (2019). Im Fußbereich der Massenbewegung führte die zunehmende Auflösung des Felsverbandes zur Bildung einer Fließmasse als lithogenetische Neubildung. Passend dazu findet man östlich, d.h. oberhalb der Mülleralm, an der Stirn einer derartigen Fließmasse einen matrix- bis korngestützten Diamikt aus angularem phyllonitischem Glimmerschiefer in einer siltig-sandigen Matrix (R: 282992, H: 5238793). Diese Fließmasse wie auch jene südöstlich der Salzachjochhütte überfahren stabil verblie-

bene Eisrandablagerungen und Grundmoränenablagerungen am Hangfuß, die hier die unmittelbare Talflanke zum Salzachtal aufbauen.

Nadernachtal

Glaziale und periglaziale Ablagerungen: Auch im Nadernachtal lässt sich kein Gletscherstand im Gschnitz-Stadial rekonstruieren. Zudem sind die Spuren der Vergletscherung im Egesen-Stadial spärlich und nur an der gegen Osten exponierten Talflanke zu finden. So sind im kleinen NE-exponierten Kar am Baumgartgeier (2.392 m) mehrere Wälle eines schuttbedeckten Gletschers zu finden. Die weiter nördlich vorkommenden Moränenwälle südöstlich der Breiten Scharte (2.260 m) zeigen eine Gletscherzunge an, die bis 2.180 m hinabreichte. Diese kleinen Lokalgletscher zwischen Breite Scharte und Baumgartgeier sind wohl wiederum durch eine Kombination von Schneedrift aus Nordwesten und supraglazialer Schuttbedeckung zu erklären. Darüber hinaus existieren noch vermutlich Egesen-zeitliche Blockgletscherablagerungen. Diese reichen bei Ostexposition bis 2.180 m (nordöstlich Breite Scharte) und bei Westexposition (unterhalb Sonnwendkogel) bis 2.110 m hinab.

Massenbewegungen: Das Einzugsgebiet des Nadernachtales wurde schon von FÜRLINGER (1972a) geologisch hinsichtlich Massenbewegungen untersucht. Dort wo es notwendig ist, wird auf Abweichungen oder Ergänzungen hierzu hingewiesen.

Die **Massenbewegung Baumgartgeier Südost – Geierkar** ist die nördlichste tiefgreifende Hangbewegung an der orographisch rechten Flanke des Nadernachtales. Die anfänglich SW–NE verlaufende Hauptabrisskante durchschneidet mit einer Sprunghöhe von bis zu 40 m den Boden des von Grundmoränen bedeckten Kars südöstlich des Baumgartgeiers (2.392 m) in 2.200 m. Gegen Norden schwenkt sie in W–E- bis WSW–ENE-Richtung ein und verlauft mit einer maximalen Sprunghöhe von 100 m am Kamm zur nördlich anschließenden, weit gespannten, subglazial überformten Fläche bei der Bacher Hochalm. Im Bereich der Hauptabrisskante (R: 284682, H: 5239698) liegt ein Einfallen des sekundären planaren Gefüges in dem kompakten, quarzreichen Glimmerschiefer von etwa 30° gegen E bis ESE vor. Die steilstehenden Klüfte fallen steil gegen SE bis SSE und ebenso gegen NW bis NNW sowie mittelsteil gegen N bis NE. Somit ist für die Entwicklung der Massenbewegung eine günstige Kombination aus sekundärem planaren Gefüge und Klüftung gegeben, die sich in der Ausbildung und dem Verlauf der Bewegungsflächen widerspiegelt. Im obersten Abschnitt ist dadurch ein Gleiten und Kippen von Teilschollen zu erfassen. In weiterer Folge zeigen sich am Nordrand (R: 285385, H: 5239694) auch teilweise antithetische Kompressionsstrukturen, die eine hohe Teilbeweglichkeit des mäßig aufgelockerten Felsverbands erkennen lassen. Eine Klassifikation der großen Masse dieser gravitativen Bewegung als Bereich eines langsamen tiefgreifenden Fließens ist damit gerechtfertigt und entspricht auch der von FÜRLINGER (1972a). Obwohl die teilweise imposante Hauptabrisskante einen großen, bis hinab zum Nadernachbach reichenden Massenbewegungskörper suggeriert und bei FÜRLINGER (1972a) auch so in der Karte dargestellt wurde, sind hier aufgrund der Morphologie und Verbreitung der glaziogenen Ablagerungen Zweifel angebracht. So befindet sich östlich des Geierkars in 2.040 bis 1.960 m ein keilförmiges 0,1 km^2 großes Areal mit Grundmoränenablagerung, das im Gegensatz zu den angrenzenden höheren Hangabschnitten keine unruhige gravitativ bedingte Überformung erkennen lässt. Theoretisch könnte es sich um eine, allerdings sehr große am sekundären planaren Gefüge abgeglittene Scholle handeln. Eine derartige Erklärung ergibt Sinn bei dem geschlossenen Moränenareal westlich der Watsch-Nadernachalm unmittelbar unterhalb der gegen Süden exponierten Abrisskante. Allerdings ist in dem Fall östlich Geierkar mit der „morphologischen Ruhe“ ein relativ stabiler Bereich charakterisiert, auf den die höheren Massenbewegungsareale auflaufen und der dann erst wieder hangabwärts d.h. gegen Osten durch eher initial geprägte Bewegungen mit kleineren internen Abrisskanten der Abtragung unterliegt. Diese eher initialen Hangdeformationen greifen – im Gegensatz zur Darstellung bei FÜRLINGER (1972a) – eben nicht durch bis zum Nadernachbach, was die These einer fehlenden durchgehenden Bruch- respektive Gleitzone im Untergrund in Bezug auf das gesamte Areal unterhalb des Geierkars stützt und auch an dem Vorhandensein und der Geometrie der ungestörten Eisrandablagerungen zwischen Putzalm und Bacheralm ersichtlich ist. Der maximale Tiefgang der Bewegung im oberen Geierkar dürfte damit – und das unter Weglassung einer, sicherlich vorhandenen, präexistenten subglazialen Topographie – nur unterhalb der Hauptabrisskante bei rund 100 m liegen. Ein mittlerer Tiefgang von 30–70 m erscheint eher plausibel.

Die Südostflanke des Ronachgeier wird ausgehend vom Nadernachtal durch die **Massenbewegung Ronachgeier Ost – Prielalm** angegriffen. Allerdings liegt hier, im Gegensatz zur Vorstellung von FÜRLINGER (1972a), nur in einem kleinen Bereich eine durchgehende Massenbewegung vom Nadernachbach bis zu den oberen Abrisskanten vor. Am ehesten liegt dies vom Bach in 1.500 m ausgehend vor. Dort ist eine Massenbewegung entwickelt, deren Abriss (über den Zufahrtsweg in das Nadernachtal gelegen) im Fuß eines durch Fließen im Fels gekennzeichneten Teilkörpers liegt. Dagegen läuft oberhalb des Weges, d.h. nördlich davon, eine fließende Bewegung auf eine Moränenablagerung auf. In einem dort entwickelten frontalen Stirnwulst (R: 285102, H: 5237968) ist ein reliktischer Verband eines mit 135/25 einfallenden quarzreichen Glimmerschiefer mit Übergang zu Lockersediment, und damit zu einer Fließmasse ersichtlich. In Summe liegen mehrere Bewegungsbahnen von Teilkörpern innerhalb der Massenbewegung vor. Der Rand der Massenbewegung ist am eindeutigsten im Westen zu erkennen, wo der Abriss hangaufwärts einen Verlauf gegen NNW aufweist, um dann im höheren Bereich (zwischen 2.030 und 2.130 m) in Teilabrisse aufgegliedert, ein Umbiegen Richtung ENE zu zeigen. Gegen Osten verliert sich diese klare Abtrennung zum unbewegten bis wenig bewegten Hang. Über diesem zuvor skizzierten Abrissbereich treten nur sehr isoliert kleine Geländestufen auf, die initiale Bewegungen anzeigen. So wie die NNE–SSW verlaufenden Abrisse, die die Grundmoränenflächen der Priel Hochalm zerlegen. Dazu ist auch die undeutliche E–W verlaufende Abrisskante ENE des Ronachgeiers zu zählen, die jene auch schon untergeordneten NE–SW verlaufenden Abrissstufen vom Geierkar abschneidet.

Das sekundäre planare Gefüge des quarzreichen Glimmerschiefers taucht gegen NNE bis ENE mit etwa 30–40° ab. Wie schon bei FÜRLINGER (1972a) eingehend diskutiert, zeichnen sich einzelne Kluftscharen für die Ausbildung der Abrisse verantwortlich. Die Übergänge zu Fließmassen und das diffuse Auslaufen der Bewegung gegen Nordosten sind Belege dafür, diese Massenbewegung als Bereich eines langsamen Fließens im Fels zu klassifizieren. Jedenfalls weist diese Massenbewegung eine gegenwärtige Aktivität auf: So berichtete ein Bauer, dass unterhalb des Weges zur Priel Hochalm immer wieder offene Spalten entstehen.

Hinsichtlich der näheren Charakterisierung der Massenbewegungen am orographisch linken Ausgang des Nadernachtales sei auf FÜRLINGER (1972a) verwiesen.

Die zwei Abrisskanten der **Massenbewegung Laubkogel – Hieburg-Hochalm** befinden sich im Bereich der Hieburg-Hochalm zwischen etwa 2.000 und 2.200 m. Das mit 30–40° gegen Norden abtauchende sekundäre planare Gefüge des phyllonitischen Glimmerschiefers hat im Gegensatz zur Klüftung keinen Einfluss auf die Entwicklung und den Verlauf der Abrisskanten. Das ursprüngliche langsame Fließen im Fels, bei Erhalt des Felsverbands, entwickelte sich durch zunehmende Materialdeformation in eine Fließmasse. Im Fußbereich (R: 286146, H: 5239561) findet man angulare Glimmerschiefer-Klasten dieser lithogenetischen Neubildung über schluffigen, zum Teil *dropstone*-führenden Sanden. Damit ist das überfahren von Eisrandablagerungen durch die Fließmasse belegt.

Bei dem Massenbewegungskörper, der an die markante Abrisskante westlich Kote 2.224 m anschließt, stellt sich die Frage, ob hier eine Fließ- oder eine Gleitmasse vorliegt. Im Abrissbereich steht verfalteter quarzreicher phyllonitischer Glimmerschiefer an. Die Ausbildung der Abrisskante resultiert aus dem Verschnitt des sekundären planaren Gefüges mit der Klüftung. Gerade die mit 85° steil gegen NE fallende Klüftung war von großer Bedeutung für das Hangversagen, wie die antithetischen Brüche eines tiefgreifenden *Toppling* belegen, die vom südlichen Ast der Abrisskante diskordant durchschnitten werden. Im Fußbereich überlagert phyllonitischer Glimmerschiefer, der noch einen Restverband erkennen lässt, matrixgestützte Diamikte mit massiven Feinsedimentlagen, die auf Eisrandablagerungen hinweisen. Da im Kontaktbereich zwischen Massenbewegungskörper und Eisrandablagerungen ein *fault gauge* vorliegt, der eine diskrete Gleitfläche im Stirnbereich kennzeichnet, wird erster als Gleitmasse klassifiziert. Aus den Geländebefunden kann abgeleitet werden, dass das Hangversagen erst mit *Toppling* begann. In weiterer Folge kam es zum Durchreißen und zur Entwicklung einer Abrissnische, aus der sich die Gleitmasse talwärts löste.

Die talaufwärts gelegenen Massenbewegungskörper an der orographisch linken Flanke des Nadernachtales – die beiden **Massenbewegungen südlich und südsüdöstlich Sonnwendkogel** – wurden aufgrund ihrer morphologischen Charakteristik als Fließmassen klassifiziert. Generell ist die Unterscheidung zwischen Fließ- und Gleitmassen insbesondere bei fehlenden Aufschlüssen nicht immer eindeutig.

Trattenbachtal

Glaziale und periglaziale Ablagerungen: Im spätglazialen Inventar des Trattenbachtales dominieren Blockgletscherablagerungen. Endmoränenablagerungen des Egesen-Stadial liegen nur an zwei Stellen vor. So im Kar südlich des Kröndlhorns (2.444 m), wo unterhalb einer hohen, ostexponierten Felswand ein Endmoränenzug erfassbar war, der in 2.290 m ansetzt. In dem Kar südöstlich des Mitterkopfs (2.306 m) lässt sich über Endmoränenablagerungen (R: 287085, H: 5242300) ein gegen Südost exponierter Paläogletscher des Egesen-Stadials bis hinab auf 2.190 m rekonstruieren. In beiden Fällen wirkte sich Schuttbedeckung und sicherlich auch Schneedrift aus Nordwest positiv für die Gletscherentwicklung aus.

Kleinere Blockgletscherablagerungen findet man im westlichen Trattenbach-Einzugsgebiet südwestlich vom Toreck (2.160 m), unterhalb des Sonnwendkogels (2.289 m) und südwestlich des Mitterkopfs (2.306 m). An der Ostflanke liegen großflächige Blockgletscherablagerungen vor. Ein klassisches Beispiel mit Verknüpfung zu einer Schutthalde findet man unterhalb des Steinkogels (2.299 m) im Bereich östlich und südlich der Sonntag Hochalm. Dieser Körper reicht bis 1.820 m hinab und beinhaltet im tieferen Abschnitt (R: 290398, H: 5241903) nicht nur typischerweise korngestützte eckige Blöcke (Lithofazies bSCc), sondern auch viele angerundete Komponenten. Letzteres weist auf die periglaziale Aufarbeitung von möglichen Gschnitz-Moränen hin, eventuell auch schon vor dem Bølling-Allerød Interstadial (vgl. Belege auf der Reißeck-Südflanke in STEINEMANN et al., 2020).

Östlich bzw. nordöstlich der Montlangeralm befindet sich ebenfalls eine größere Blockgletscherablagerung mit einer allerdings bemerkenswerten Geometrie. Man sieht einen in N–S-Richtung langgestreckten wallförmigen Sedimentkörper mit korngestützten Blöcken an der Oberfläche (Lithofazies bSCc), der über den Großteil seiner Längserstreckung durch einen 5–8 m tiefen Graben von der von Schuttfächern überdeckten Bergflanke südlich Hüttenkopf (2.180 m) getrennt ist. Genetisch gesehen, könnte es sich hierbei einerseits um einen Moränenwall eines schuttbedeckten Gletschers handeln, der sich unterhalb des Kammes entwickelte. Andererseits wäre auch eine Blockgletscherablagerung eine einleuchtende Lösung, sofern nicht dieser markante und ungewöhnlich tiefe Graben vorläge. Die plausibelste Lösung dieses Problems ist nur unter Berücksichtigung der Massenbewegung, deren weiterer Verlauf unten besprochen wird, möglich. So sieht man in dem unteren Bereich der Schutthalden einen Knick, der eine Versteilung erkennen lässt. Man hat auch den Eindruck, dass es oberhalb dieser Versteilung schon eine Blockgletscherablagerung gibt, die durch eine Abrisskante zerlegt und deren distaler Teil – der zuvor beschriebene Wall – um etwa 50 Höhenmeter hinab versetzt wurde. Die Untergrenze der Blockgletscherablagerung in etwa 1.830 m entspricht damit sicherlich nicht den Originalbedingungen, deutet aber auch unter Berücksichtigung des gravitativen Transports auf einen ähnlichen Bildungszeitraum wie für jene Ablagerung unterhalb des Steinkogels (siehe oben) hin.

Massenbewegungen: Die ganze Süd- bis Südostflanke unterhalb des Gernkogels (2.267 m), d.h. hinab zum Salzachtal bis zum westlichen Ausgang des Tratten-

bachtales, ist durch Massenbewegungen in unterschiedlichem Maße geprägt. Drei Teilabschnitte sind dabei zu unterscheiden:

Der aktivste Abschnitt, die **Massenbewegung Gernkogel – Brandschlag** liegt im Westteil vor. Der höchste Ansatz dieser Hangbewegung, die in ihrer Gesamtheit als Bereich eines tiefgreifenden Fließens zu charakterisieren ist, reicht bis etwa 2.000 m hinauf. Die Begrenzung gegen Osten ist durch einen N–S verlaufenden stabileren Bereich mit Grundmoränenbedeckung östlich der Wiesachalm gegeben. Auch im Westen, bei der Brandschlag, grenzt die Massenbewegung an glazial geformte, teils mit Grundmoräne bedeckte Hänge.

Die größte Aktivität war im Westen feststellbar, allerdings nicht am Westrand, sondern in einer internen Abschiebung. So ließ sich an einem Forstweg (R: 285870, H: 5237030) eine deutliche, gerade noch zu Fuß bewältigbare Stufe von 2 m und darunter ein „betrunkener Wald“ erfassen. Im nur leicht aufgelockerten Felsverband des stabilen bis initial bewegten Rahmens bei der Brandschlag (R: 285578, H: 5236999) war das Kluftsystem mit steil stehenden um die NE–SW und SE–NW streichenden Klüften deutlich ausgebildet, womit die generelle Determinante für die Ausprägung der sprunghaft verlaufenden Abrisskante erfasst wurde. Das mit 40–50° gegen ESE abtauchende sekundäre planare Gefüge ermöglichte die weitere Bewegung durch teils gleitende Passagen. Dieser westliche Abschnitt, in dessen unterem Anteil – im Wesentlichen bedingt durch aktive sekundäre Gleitkörper im übersteilten Stirnbereich – auch die Versätze an der alten Gerlosstraße (schon auf Blatt GK 151 Krimml) liegen, weist noch eine Entwicklung bis hinab zur Salzach auf, die allerdings hier nicht näher untersucht wurde.

Die **Massenbewegung Gernkogel – Reitlasten** ist komplex und lässt sich in mehrere Teile gliedern: Unmittelbar unterhalb und damit südlich des Gernkogels (2.267 m) befindet sich eine Gleitmasse aus Marmor mit reliktischem Verband (R: 286924, H: 5238127) über Glimmerschiefer. Hangabwärts schließt der Bereich einer Gleitung an, der aus Glimmerschiefer, teilweise überlagert von Karbonatschutt besteht und bis zur Wiesach-Grundalm reicht. Im tieferen Bereich liegen schon Übergänge zu einer Fließmasse vor. Diese ist sehr schön bei der Bacherasten und östlich der Reitlasten zu sehen, wo an der Grenze zur Grundmoränenfläche ein Stirnwall entwickelt ist. Überhaupt ist der Kontrast des unruhigen Geländes der Massenbewegungskörper zu den verhältnismäßig glatten, Grundmoränenarealen, die westlich der Wiesachalm als schmaler sichelförmiger Streifen bis hinab über die Reitlasten verbreitet sind, augenscheinlich. Laut Aussage eines Grundbesitzers weist der Stirnwulst östlich Reitlasten abschnittsweise Aktivität auf.

Die **Massenbewegung Besensteinalm** liegt südöstlich unterhalb des Gernkogels. Der (relativ) stabile Rahmen des Abrissbereiches ist im Westen durch die Grundmoränenbedeckung der Gernwiesen gekennzeichnet. Im Osten ist dies zwischen Wurf Hochalm (1.897 m) und Wurfgrundalm (1.652 m) überwiegend ähnlich. Allerdings findet man hier Staffeln von einigen hundert Meter langen antithetischen Brüchen mit einem Streichen von WSW–ENE. Diese folgen steil gegen NNW einfallenden Klüften, die neben steil gegen WSW und S bis SSE abtauchenden Klüften das Trennflächeninventar prägen. Das Einfallen des Marmors und (Karbonat führenden) Glimmerschiefers variiert mit flachem Einfallen gegen NNE bis ENE. Diese zuerst ausgebildeten antithetischen Brüche wurden dann im Zuge der fortschreitenden Hangdeformation durch progressive Bruchbildung im Untergrund durchgerissen und es entwickelte sich der Bereich einer Gleitung. Im tieferen Bereich erfolgte durch die distal zunehmende Zerlegung bis hin zur völligen Auflösung des Felsverbands der Übergang zu einer Fließmasse, die bis zur Kapelle 1.244 m östlich Watschbauer verfolgbar ist und dort, wie anhand des scharfen Kontaktes der Sedimentkörper erkennbar, die Grundmoräne überfahren hat.

Östlich wie auch nördlich der **Happingalm** (1.795 m) befinden sich Abrissbereiche initialer Massenbewegungen mit Abrisskanten mit wenigen Metern Versatz, welche die Grundmoränenflächen durchschneiden. Im tieferen Bereich, südlich der Happingjagdhütte, schließt dann an eine derartige Abrisskante der Bereich eines langsamen Fließens an.

An der orographisch linken Trattenbachflanke stellt die Abgrenzung und Klassifikation der **Massenbewegung Montlangeralm** eine Herausforderung dar, wie auch schon im oberen Abschnitt „Glaziale und Periglaziale Sedimente“ bei der Beschreibung der Blockgletscherablagerung angedeutet. Dabei steht die Definition der Abrisskante im Verhältnis zur bewegten Masse im Vordergrund. Betrachtet man den westschauenden, felsigen Steilabfall beim Kamm zwischen Hüttenkopf (2.180 m) im Norden und Kote 2.184 m im Süden, dann könnte man eine Abrissfläche mit einem Versatz von maximal etwa 180 m annehmen. Allerdings würde man hierbei das Relief nur als Resultat einer Massenbewegung sehen und die Wirkung der glazialen Erosion im LGM außer Acht lassen. Fakt ist, dass aufgrund des Wechselspiels des Trennflächeninventars mit der Erosion die Täler des Nadernachtales, des Dürnbachtales und des Trattenbachtales im Durchschnitt steilere gegen West exponierte Talböschungen als jene gegen Osten aufweisen. Zudem konnte kein Massenbewegungskörper, der diesen großen Versatz räumlich und strukturell widerspiegelt, erfasst werden. Bei der Abgrenzung spielte auch die durchgehende Erhaltung von Grundmoränenarealen eine Rolle: Fortgeschrittene, stark durch tiefgreifendes langsames Fließen im Fels geprägte Massenbewegungen lassen, wenn überhaupt, nur Areale mit Moränenstreu erkennen. Selbst bei Gleitprozessen mit mehr oder weniger deutlichem Verbandserhalt der Festgesteine ist gelegentlich nur im oberen Bereich der Gleitung Huckepack-transportiertes subglaziales Sediment flächenhaft vertreten.

Aus Berücksichtigung der Argumente der zerrissenen Blockgletscherablagerung wurde hier nur eine etwa 50 m hohe Abrisskante definiert, die beispielsweise unter der Kote 2.184 m erst in etwa 2.060 m ansetzt. Die bewegte Masse lässt südwestlich des Hüttenkopfs (2.180 m) eine geringe Auflockerung des Felsverbands erkennen (R: 291001, H: 5240843). Am Kamm wies das sekundäre planare Gefüge noch Südfallen mit 30–60° auf, wogegen hier ein ESE- bis SE-Fallen mit 30–45° erfassbar war. Bei der Montlangeralm wies es bei mäßig bis starker Auflockerung ein steiles Nordfallen auf. Offensichtlich erfolgte die Verstellung durch Bewegungen entlang des steilstehenden SW–NE und SE–NW streichenden Kluftsystems. Für die etwas diffuse und gewunden verlaufende Abgren-

zung der dislozierten Gesteine gegen Norden spielte dann das sekundäre planare Gefüge eine Rolle. Im felsigen oberen Bereich sind zudem noch NW–SE streichende antithetische Bewegungsflächen ersichtlich. Im tieferen, westlich gelegenen Abschnitt nimmt die Grundmoränenbedeckung zu und schließlich verläuft sich die Bewegung in dem von subglazialen Sedimenten bedeckten Bereich. Man hat fast den Eindruck, als würde es zwei separate Bewegungen geben: einen oberen Abschnitt und dann eine untere Hangbewegung, die im Bereich der Montlangeralm beginnt und bis oberhalb des Trattenbaches reicht. Aus dem Verhältnis der großen Blockgletscherablagerung zu den Bewegungsfugen ist ersichtlich, dass ein Teil der Blockgletscherablagerung bewegt und zerrissen ist, wogegen im nördlich höheren Teil eine Blockgletscherablagerung einen Zerrgraben überschüttet. Da die periglaziale Bildung zeitlich komplex ist, mit einem Bildungszeitraum von Prä-Bølling bis Jüngere Dryas, ist zu vermuten, dass die Hauptbewegung vor der Jüngeren Dryas erfolgte. Tiefgreifendes langsames Fließen im Fels ist für den Gesamtkörper der dominante Bewegungsmechanismus.

Separiert von der Montlangeralm-Massenbewegung schließt gegen Norden die **Massenbewegung Hüttenkopf-West** an. Im Abrissbereich ist nordnordwestlich des Hüttenkopfs (2.180 m) ein deutlicher Doppelgrat entwickelt. Auch diese als tiefgreifender Bereich eines langsamen Fließens klassifizierte Massenbewegung verläuft sich im Unterhang. Ein Schuttkörper (Lithofazies bSCc) in 1.700 m (R: 290577, H: 5241130) wurde als Fließmasse interpretiert, der aus der talwärts zunehmenden Auflockerung des Massenbewegungskörpers resultierte.

Dürnbachtal

Glaziale und periglaziale Ablagerungen: Auch im Dürnbachtal lässt sich nur der Egesen-Stand und das nur an der westlichen Talflanke rekonstruieren. So liegt ein aus matrix- und korngestützten Diamikten aufgebauter Endmoränenkörper im kleinen gegen Nord bis Nordost exponierten Kar unterhalb der Kote 2.184 m und südwestlich der Unterburg Hochalm vor. Der höchste Endmoränenansatz liegt in 2.080 m und der Paläogletscher reichte über eine Felsschwelle jedenfalls bis hinab auf 1.950 m, wobei das untere Ende der Endmoränenablagerung durch einen Blockgletscher überarbeitet wurde.

Ein weiterer, markanter Endmoränenwall (R: 291659, H: 5241840), der sich in etwa 2.020 m mit einigen Metern Höhe deutlich von der Umgebung absetzt, belegt einen Gletscher aus dem SE-exponierten Kar östlich Steinkogel (2.299 m) bzw. südlich Speikkogel (2.232 m).

Derart tiefreichende Vergletscherungen im Egesen-Stadial, wie zuvor angeführt, sind sicherlich höhenmäßig betrachtet Ausreißer, die nur mit der Präsenz von Driftschnee, guter Nährung durch Lawinen und Bereitstellung von supraglazialen Schutt erklärbar sind.

Ansonsten findet man an der gegen Osten exponierten Talflanke noch kleinere Blockgletscherablagerungen, die bis maximal 2.000 m hinabreichen.

Massenbewegungen: Die **Massenbewegung Feuchtwald** befindet sich an der S-exponierten Salzachtalflanke westlich des Dürnbachtales und wird hier aufgrund des strukturellen Konnex in diesem Abschnitt behandelt. Das Kartenbild zeigt sehr schön, dass im bis etwa 1.800 m hinaufreichenden Abrissbereich eine Würm-hochglaziale Grundmoränendecke großflächig durchschnitten wird. Aufschlüsse im westlichen Abrissbereich zeigen den phyllonitischen Glimmerschiefer mit einem mit 10–20° gegen ESE einfallenden sekundären planaren Gefüge. Die Klüftung ist von mit 40–80° geneigten ± NW–SE, E–W und N–S streichenden Klüften geprägt. Der Felsverband ist dort schwach bis mäßig aufgelockert. Im Massenbewegungskörper, so in etwa 1.460 m (R: 290936, H: 5237726), findet man stark aufgelockerten phyllonitischen Glimmerschiefer mit einem mittelsteilen Einfallen gegen WNW bis SW. Ab und zu sind isolierte Reste von Grundmoränenablagerung, sogenannter Moränenstreu, zu finden. Im Fußbereich, an der Grenze zu den Eisrandablagerungen oberhalb Hochgugg, sind Stauchwülste entwickelt. Fasst man die morphologischen und geologischen Belege zusammen, so ist die Massenbewegung Feuchtwald durch langsames Fließen im Fels gekennzeichnet. Der Tiefgang der Bewegung ist mit einigen Dekametern zu vermuten.

Von der Feuchtwald-Massenbewegung durch eine schmale Geländerippe aus stabilen Material getrennt, schließt gegen Osten die **Massenbewegung Taubensteinkapelle** an. Diese tangiert schon die westliche Flanke des Dürnbaches. Der oberste Abriss durchtrennt wiederum eine Grundmoränenfläche. Der obere Abschnitt der Massenbewegung, nordwestlich der Kapelle, weist einen geringeren Versatz von etwa 20 Höhenmeter auf. In dem aufgelockerten Felsmaterial (quarzreicher Paragneis und phyllonitischer Glimmerschiefer), das ein Einfallen des sekundären planaren Gefüges mit etwa 25° gegen ENE erkennen lässt und somit ungefähr der übergeordneten Hangexposition entspricht, ist westlich der Kapelle eine Kiesentnahme angelegt. Da hier zudem auch noch eine Grundmoränenbedeckung ersichtlich ist, unterliegt das gegenständliche Areal offenbar hauptsächlich einer diskreten en-bloc-Bewegung entlang einer basalen Gleitzone im Festgestein und wird somit als Bereich einer Gleitung interpretiert. Im nördlichen Abrissbereich (R: 292354, H: 5238763 ist die Ablösung durch den Gleitprozess entlang einer etwa E–W streichenden kataklastischen Störung scharf begrenzt. Östlich bzw. unterhalb der Taubensteinkapelle (1.459 m) ist dann eine tiefere und sehr markante Abrissbahn entwickelt. Die daran anschließende Gleitung im deutlich versteilten Stirnbereich des Massenbewegungskörpers ist zwar aufgrund der starken Lateralerosion des Dürnbaches in ihrem Volumen schon stark reduziert (deutliche Hohlform mit Massendefizit), aber nach wie vor sehr aktiv, wie die durch den Gebirgsdruck teilweise beschädigten Sperren im Dürnbach zeigen (vgl. auch Heinisch & Panwitz, 2016b).

Die weitere orographisch rechte Dürnbachflanke ist durch zumeist initiale Massenbewegungen charakterisiert, wie beispielweise südlich und östlich des Trattenbachecks (2.063 m), wo kleine Abrisse mit geringem vertikalen Versatz entwickelt sind, ohne dass in weiterer Folge eine starke Auflockerung erkennbar wäre oder sich ein Massenbewegungsköper morphologisch durchgehend abgrenzen ließe. Abweichend davon ist östlich Kote 2.184 m (südlich des Hüttenkopfs, 2.180 m) eine markante Abrisskante quer über einen E–W streichenden Grat ersichtlich, deren Anlage dem Kluftsystem folgt. Auch diese Massenbewegung verläuft sich Richtung Dürnbach. Nördlich davon fehlen in dem glazial geprägten Terrain (siehe oben) Hinweise

auf tiefgreifende gravitative Umlagerung an der Westflanke des Dürnbachtals weitestgehend mit Ausnahme sehr initialer Zerrstrukturen.

An der Ostflanke liegen die markantesten und aktivsten Hangbewegungen des Einzugsgebietes vor, die auch schon eingehend u.a. von FÜRLINGER (1972a, 1988) sowie zuletzt von JELLEN (2023) und MITROVIC (2023) beschrieben wurden. Die Massenbewegungen im unteren Talabschnitt werden anteilig in Anlehnung an FÜRLINGER (1972a) in Dürnbachwald und Dürnbach-Gensbichlalm untergliedert.

An dem für die Errichtung und Instandhaltung der dortigen Bachsperren gebauten Fahrweg entlang der Bachsohle ist zwischen 1.110 und 1.180 m die Gleitmasse der **Massenbewegung Dürnbachwald** angeschnitten. In 1.140 m (R: 292888, H: 5238148) liegt eine stark intern aufgelockerte Gesteinsscholle bestehend aus einem phyllonitischen Glimmerschiefer mit Einfallen des sekundären planaren Gefüges von 060/10 vor. Wäre man hier aufgrund des kleinräumigen Verbanderhalts noch geneigt, von einem Bereich einer Gleitung zu sprechen, so belegt der Aufschluss in 1.180 m (R: 292863, H: 5238283) eindeutig eine lithogenetische Neubildung aus Lockergestein, d.h. in diesem Fall eine Gleitmasse. So findet man angulare Klasten, teils korngestützt (Lithofazies SCc), teils matrixgestützt (Lithofazies SSC). Einige größere Komponenten könnten von inkorporierten Eisrandsedimenten stammen. Säbelwuchs des Baumbestands zeigt an, dass der Massenbewegungskörper gegenwärtig aktiv, d.h. in Bewegung ist. Die Abrisskante der Gleitmasse reicht bis etwa 1.390 m hinauf. Darüber folgt der Bereich einer Gleitung bestehend aus leicht bis mäßig aufgelockertem phyllonitischem Glimmerschiefer mit einem sekundären planaren Gefüge von 040/20 (R: 293151, H: 5238389). Das Trennflächengefüge indiziert, dass für die Ausbildung der zuvor erwähnten wie auch der nachfolgend beschriebenen Versatzstrukturen das Kluftsystem maßgeblich war und ist. Die Hauptabrisskante der gesamten Massenbewegung Dürnbachwald reicht bis rund 1.500 m. Im östlichen Abschnitt greift die Hangbewegung in Eisrandablagerungen und Grundmoränenablagerungen, die im Bereich westlich der Skipiste aufgeschlossen sind. So ist bei einem Aufschluss (R: 293235, H: 5238465) an Staffeln mit Sprunghöhen von 3–7 m glaziales Material versetzt. Diese kleinen Teilabrisskanten sind verwachsen und lassen mit Stand 2017 keine Aktivität in diesem Segment des daraus gebildeten Hauptabrisses erkennen.

Die nördlich anschließende **Massenbewegung Dürnbach – Gensbichlalm** lässt sich wiederum in drei Teilbereiche untergliedern. Der oberste Abschnitt liegt im Bereich der Talstation des Gensbichlalm-Sessellifts (1.772 m), wo morphologisch kleinere Abrissstufen sowie Zerrgräben ersichtlich sind. Die höchsten, bis 1.800 m reichenden Abrisse greifen in die Grundmoränenflächen ein. Der phyllonitische Glimmerschiefer bzw. Paragneis weist ein Einfallen des sekundären planaren Gefüges von 305/20–30 auf. Für die Ausprägung des Versatzes innerhalb des mäßig bis stark aufgelockerten Felsverbandes sind vor allem mehr oder weniger hangparallel streichende Klüfte mit Einfallen von 230/45 und 215/25 verantwortlich (R: 293134, H: 5239479). Bei einer NW–SE streichenden Zerrspalte (R: 293080, H: 5239428) belegen gespannte Wurzeln deutliche Aktivität.

Die Hauptabrisskante dieser Massenbewegung setzt südsüdwestlich der Talstation in 1.700 m im stark aufgelockerten Felsverband an. Der daran anschließende Massenbewegungskörper weist im bewaldeten Gebiet keine Aufschlüsse auf, die direkte Hinweise auf die Kinematik bzw. den Versagensmechanismus in erster Linie anhand des Trennflächengefüges liefern. Die im Laserscan ersichtliche undulierende Morphologie sowie die eigentümliche Geometrie deutet eher auf einen Fließprozess hin. Die Gefügeaufnahmen im Abrissbereich lassen ebenso den Bereich einer Gleitung plausibel erscheinen. Die Geometrie der Massenbewegung im distalen, d.h. tieferen Bereich, weist zwei Lappen auf. Diese Eigentümlichkeit kann mit dem Auflaufen auf einen relativ stabilen Felsbereich, der die vermutlich wenige Dekameter tief reichende Massenbewegung teilt, erklärt werden. Dieser als „Prellbock“ wirkende Riegel erstreckt sich an der orographisch linken Seite des Dürnbaches entlang des Bachbetts von 1.190 bis 1.290 m und besteht aus leicht bis mäßig aufgelockertem Quarzit bis quarzreichem Glimmerschiefer mit offenen Klüften und einem sekundären planaren Gefüge von 090–110/20 (R: 292830, H: 5238547). Der wohl bekannteste Teil der Massenbewegung Dürnbach – Gensbichlalm ist die **„Hohe Plaike“** (siehe FÜRLINGER, 1972a, 1988), jener sehr aktive, überwiegend vegetationsfreie Abschnitt. Diese Plaike gehört zu einem größeren überwiegend bewaldeten kinematischen Homogenbereich, der sich auf Niveau des Dürnbaches von rund 1.440 bis hinab auf 1.350 m erstreckt. Die zugehörige Hauptabrisskante durchtrennt im nordöstlichen Abschnitt ein kleines Grundmoränenareal. Bei einem dortigen Aufschluss (R: 292874, H: 5239292) ist in dem phyllonitischen Glimmerschiefer (mit einem das sekundären planaren Gefüge von 120–140/05–15) eindeutig eine Gleitfläche mit Einfallen 260/45 zu sehen, deren Ausbildung durch dementsprechende Klüfte vorgezeichnet war. Der Massenbewegungskörper einschließlich der „Hohen Plaike“ lässt sich demnach als Gleitmasse charakterisieren, die neben einem stark zerlegten „Felsschollenmosaik“ insgesamt schon Lockergesteinscharakter aufweist und im Abriss- und Fußbereich deutlich aktive Bewegung zeigt.

Flussaufwärts von der beschriebenen Massenbewegung Dürnbach – Gensbichlalm sind an der orographisch linken Talflanke bis zum Braunkogel (2.167 m) vergleichsweise unbedeutende und initiale Massenbewegungen, meist als Bergzerreißungen mit Zerrgräben und antithetischen Brüchen oder mit Abrisskanten ohne großen Versatz entwickelt (siehe HEINISCH & PANWITZ, 2016b).

Mühlbachtal

Glaziale und periglaziale Ablagerungen: Hinweise auf spätglaziale Gletscherstände fehlen mit Ausnahme des Kars nördlich Frühmesser (2.233 m), wo vermutlich der Egesen-Stand mit einer Endmoränenablagerung dokumentiert ist. Im Kar nordöstlich Wildkogel (2.224 m) befindet sich eine Blockgletscherablagerung, deren Untergrenze in ca. 2.050 m liegt.

Massenbewegungen: Die **Massenbewegung Geisl Mitteralm** ist die einzige über ein initiales Entwicklungsstadium deutlich hinausgekommene, große tiefgründige gravitative Hangbewegung im Einzugsgebiet, die zudem auch hinsichtlich Chronologie eine Komplexität aufweist.

Die morphologisch ersichtliche Hauptabrisskante greift östlich der Geisl Hochalm in den Rücken nördlich des Wildkogels (2.224 m) ein. Der erkennbare höchste Ansatz liegt in 2.040 m. Dabei ist auch ersichtlich, dass eine glazial überformte, überwiegend mit Grundmoränenablagerung bedeckte Fläche von der Massenbewegung erfasst wird. Interessanterweise nimmt die Sprunghöhe zwischen Abrisskante und morphologisch identifizierbarem Massenbewegungskörper den Rücken abwärts von 10 bis 30 m (oberhalb 1.900 m) auf über 100 m (bei ca. 1.700 m) zu. Die Hauptabrissbahn ist südlich der Geisl Hochalm nicht mehr erkennbar. Dort treten Staffeln von WSW–ENE verlaufenden antithetischen Bruchstrukturen in einem überwiegend von Grundmoränenablagerungen geprägten Gelände auf. Aufschlüsse an der Abrisskante ENE der Geisl Hochalm (R: 296018, H: 5241867) in ca. 1.950 m zeigen einen verfalteten mit 20–30° gegen W bis SW abtauchenden Glimmerschiefer mit leichter Auflockerung. Die Klüftung ist von steilstehenden SW–NE streichenden Trennflächen dominiert. Daneben sind untergeordnet N–S und E–W streichende Klüfte zu finden. Die unmittelbar bewegte Felsmasse (R: 295975, H: 5241880) zeigt mäßige Auflockerung mit offenen Klüften und Ablösung der Kluftkörper als Blöcke.

Interessanterweise tritt die Massenbewegungsmorphologie hangabwärts nach Norden zurück, d.h. unterhalb der Geisl Hochalm erst unter Grundmoränenablagerung und dann, ab 1.800 m abwärts, unter spätglazialen Eisrandablagerungen und letztlich unter jenen Ablagerungen der Vorstoßphase im LGM (siehe oben). Am Ostrand der bewegten Masse unmittelbar östlich der Geisl Mitteralm (1.595 m) befindet sich in etwa 1.630 m ein Aufschluss (R: 296170, H: 5242558), wo oxidierter Phyllitschutt (Lithofazies SSC-SCc) einen stärker kompaktierten, beigen matrixgestützten und massiven Diamikt (Dmm) überlagert. Dieser Diamikt ist eine Grundmoränenablagerung, die wiederum auf einem stark aufgelockerten Phyllit mit einem sekundären planaren Gefüge von 265/50 liegt.

Im unmittelbar Liegenden der LGM–Vorstoßsedimente liegt stark aufgelockerter phyllonitischer Glimmerschiefer und Paragneis, zum Teil granatführend, mit einem sekundären planaren Gefüge von 280/10 vor (in ca. 1.505 m und damit 50 m über dem Bach; AS 18/040; R: 295442, H: 5242604). Das Vorkommen wie auch die flache Lagerung dieser Lithologie der Wildkogel-Decke überrascht an dieser Position, da hier tektonisch bedingt im stabilen Bereich die Gesteine der Windau-Decke zu erwarten sind (siehe Huet et al., 2020b). So findet man festen kompakten Felsen, allerdings aus hier offensichtlich anstehendem Phyllit und Quarzphyllit, auf Bachniveau nur 200 m entfernt in Richtung ENE (R: 295600, H: 5242713) mit einem sekundären planaren Gefüge von 190/45–60. Somit ist das Vorkommen von phyllonitischem Glimmerschiefer und Paragneis, zum Teil granatführend, ein lithologischer Marker für eine gravitativ bedingte talwärtige Verschiebung einer lithologischen (phyllonitischer Glimmerschiefer und Paragneis, zum Teil granatführend vs. Quarzphyllit) und damit auch tektonischen Grenze (Wildkogel-Decke vs. Windau-Decke) um mindestens rund 100 Höhenmeter in Bezug auf den aus dem stabilen Umfeld zu projizierenden Verlauf der Deckengrenze. Ein derartiger Versatz wurde auch schon von Ampferer & Ohnesorge (1918) in der geologischen Karte 1.75.000 dargestellt.

Aus diesen geologischen Verhältnissen ist abzuleiten, dass der dominierende Prozess eines gleitenden Hangversagens durch progressive und hangaufwärts rückschreitende Bruchbildung unter (teilweiser) Verwendung der Schieferung und der v.a. SW–NE streichenden Klüftung ermöglicht wurde. Berücksichtigt man zudem die Gesamtgeometrie, d.h. die Entwicklung der ersichtlichen Sprunghöhe der Hauptabrisskante sowie die Lagerungsverhältnisse – den stark aufgelockerten phyllonitischen Glimmerschiefer und Paragneis im Liegenden der Grundmoräne und den gravitativ talwärts auf den Phyllit bzw. Quarzphyllit überschobenen stark aufgelockerten Glimmerschiefer im Liegenden der LGM-Vorstoßsedimente – so liegt hier eine komplexere Chronologie der Massenbewegung vor: (1) Vor dem LGM erfolgte eine große Massenbewegung, die den phyllonitischen Glimmerschiefer und Paragneis der Wildkogel-Decke in das Niveau der liegenden Windau-Decke hangabwärts umlagerte und die (2) wahrscheinlich im Fußbereich teilweise fluviatil erodiert wurde, ehe (3) der *status quo ante* im Zuge der LGM-Vorstoßphase von Eisstauseesedimenten überschüttet und so im mittleren und tieferen Hangabschnitt konserviert wurde. Spätestens am Höhepunkt des LGM erfolgte (4) eine partielle subglaziale Erosion der höheren Abrissbereiche samt Bedeckung durch Grundmoränenablagerung. Die vermutlich (5) ab dem Würm-Spätglazial beginnende bzw. wiedereinsetzende Massenbewegung mit Ausbildung einer Abrisskante mit einer vergleichsweise geringen Sprunghöhe spiegelt die jüngste zumindest partielle Reaktivierung und vermutlich auch rückschreitende Erweiterung im oberen Hangabschnitt wider. Aufgrund der Bedeutung der Chronologie und der Bedeutung für das Verständnis der lithologischen Verbreitung im Kartenbild, wird der post-LGM reaktivierte bzw. erweiterte Teil des Massenbewegungsareals als Bereich einer Gleitung und der konservierte prä-LGM dislozierte Anteil (Glimmerschiefer der Wildkogel-Decke) als Gleitmasse im Verband im Sinne von Lotter et al. (2021) ausgewiesen.

Massenbewegungen im Salzachtal östlich Neukirchen

Die Westgrenze **der Massenbewegung Walsberg Hochalm** wird durch NNW–SSE streichende und überwiegend steilstehende Trennflächen (Klüfte/Störungen) verursacht. Dieses Trennflächensystem spiegelt sich auch im Verlauf der Bachläufe wider. In Summe sind Abrissflächen bzw. Begrenzungen der Massenbewegung durch Kluftflächen vorgezeichnet, wogegen das flach bis mittelsteil in den Hang einfallende sekundäre planare Gefüge nicht an der Bewegungsentwicklung beteiligt ist. Das Trennflächeninventar ist somit für Gleitprozesse grundsätzlich nicht prädestiniert. Demgegenüber setzte ein langsames Fließen im Felsverband ein, dessen Tiefgang aufgrund geometrischer und geomechanischer Überlegungen im Bereich zwischen 30 und 70 m liegen dürfte. Die Stirn der Massenbewegung läuft im Mittelhang der SE-exponierten Talflanke auf eine Verflachung auf, wo an der Grenze zum stabilen Bereich bei Kematanger (siehe unten) Kompressionswälle ausgebildet sind, in denen ein, wenn auch stark aufgelockerter, Felsverband ersichtlich ist. Der stabile Bereich bei Kematanger hebt sich morphologisch von dem unruhigen durch Fließen gekennzeichneten Massenbewegungskörper durch eine gleichmäßige Formung und durch eine Grundmoränenbedeckung ab. Im Südwesteck der Mas-

senbewegung östlich bis südöstlich Waxeneck reicht der Fließprozess aufgrund der Tiefenerosion und Versteilung des Hanges hin zum Weyerbachgraben tiefer herab und hat sich dort progressiv zu einem sekundären Gleitprozess weiterentwickelt. Dieser diskret stärker dislozierte und gut zu umgrenzende Teilabschnitt mit stark aufgelockertem Felsverband kann als Bereich einer Gleitung ausgewiesen werden. Vermutlich sorgte die rückschreitende Erosion des Weyerbaches entlang NNW–SSE streichenden Störungen für die Unterschneidung dieses, bereits durch das Fließen im Fels aufgelockerten Teilbereiches.

Die Unterhänge im Bereich der **Massenbewegung Walsberg – Leiten** sind von der Morphologie und Mechanik unabhängig von der Massenbewegung Walsberg Hochalm zu betrachten. Markant ist eine Abrisskante, die in etwa 1.160 bis 1.180 m über mehr als 500 m parallel zum Salzachtal bis zum Weichseldorfer Graben läuft. An dieser wie auch an den unmittelbar oberhalb davon ersichtlichen Zerrgräben, ist eine Aktivität mit gespannten Wurzeln ersichtlich. Unterhalb der Abrisskante zeigt der Hang eine konvexe Wölbung, die auch hier einen Bereich eines langsamen Fließens im Fels anzeigt.

Westlich des Weyerbachgraben bzw. östlich der Ambrosiuskapelle sind zwischen 1.400 und 1.600 m mehrere, Salzachtal-parallele antithetische Brüche entwickelt. Diese spiegeln eine tiefgreifende **Kippung (Toppling)** entlang eines steilstehenden Kluftsystems wider. Dieser Bewegungsmechanismus ist dann am Ostrand von GK 121 und auf GK 122 (Heinisch et al., 2003) in gleichartiger Position ebenfalls anzutreffen.

Zusammenfassung

Die glaziale Entwicklung auf der Südseite der Kitzbüheler Alpen im Bereich der GK 121 und näherer Umgebung entspricht in großen Zügen jener auf der Nordseite (Reitner, 2024).

Die LGM-Vorstoßphase ist im Mühlbachgraben durch ertrunkene Deltaablagerungen, die einen ansteigenden Eisstauseespiegel belegen, abgebildet. Ein derartiges Szenario ist nur mit dem Anwachsen des durch Tauerneis genährten Salzachgletschers bzw. eines seiner Teilströme aus den Hohen Tauern erklärbar. Für die dazugehörige Eisdynamik sei auf Heinisch et al. (2015) samt paläogeographischer Schemaskizzen verwiesen. Jedenfalls waren die Lokalgletscher im Mühlbacheinzugsgebiet in dieser Phase zu schwach und so konnten sich die hinsichtlich Geometrie variierenden und weit hinaufreichenden Eisstauseebecken bis weit in das obere Mühlbachtal entwickeln.

Die Verteilung von erratischen Blöcken und Geschieben zeigt, dass Zentralgneis führendes Tauerneis zu keinem Zeitpunkt die Transfluenzpässe vom Salzachjoch (im Westen) über die Filzenscharte bis zur Geigenscharte im Osten Richtung Norden überströmte. Hinsichtlich Stangenjoch ist angesichts von wenigen Erratika im Bereich der Stangenalm und auch am Ostrand des oberen Spertentals von einem vergleichsweise unbedeutenden Zentralgneis führenden Teilstrom wahrscheinlich, am Klimax des LGM, auszugehen. Die Rekonstruktionen zeigen für den überwiegenden Teil des Berichtsgebietes einen Zentralgneis führenden Gletscherfluss nur am Südfuß der Kitzbüheler Alpen. Die zuvor erwähnten Transfluenzpässe wurden stattdessen von Eis, dessen Akkumulationsgebiet auf der Südseite der Kitzbüheler Alpen lag, Richtung Kelchsau, Windau und Spertental überflossen.

Die Verbreitung von subglazialen Sedimenten und insbesondere von ebensolchen Formen ist sehr eindrücklich in den von großen Massenbewegungen verschonten Gebieten zu sehen. Dabei ist das Trattenbachtal und ganz besonders dessen Westflanke hervorzuheben, wo im Gelände und auch im DEM die Überformung durch einen talaufwärts, gegen Norden strömenden Eisstrom prägnant erkennbar ist. In weiterer Fortsetzung gegen Norden liegt dort mit der mustergültig subglazial überformten Filzenscharte (1.686 m) der hinsichtlich überströmender Eismenge bedeutendster LGM-Transfluenzpass von GK 121 vor. Kleinere Eisübertritte zwischen einzelnen Tälern der Südseite, so vom Nadernachtal in das Trattenbachtal spiegeln die Eisstromrichtung südlich der Wasserscheide gegen Ost bzw. Nordost wider. Drumlinoide Formen nahe dieser Übergänge zeigen *deformable bed*-Bedingungen bis wenig unterhalb der rekonstruierten ehemaligen Eisoberfläche. Generell wurden die Belege für Eisstromhöhe, wie beispielsweise bei der Filzenscharte mit einer Lage in ca. 2.200 m, schon bei Penck & Brückner (1909: 269) detailliert und gut beschrieben.

Der Zusammenbruch des Eisstromnetzes in der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial manifestiert sich auf der Südseite mit weit hinaufreichenden Eisrandablagerungen. Interessanterweise findet man diese in den höchsten Lagen auch im nordschauenden Teil des Mühlbachtales, wo es offensichtlich zu dieser Zeit keine starke Eigenvergletscherung gab. Anders gelagert sind die Verhältnisse bei Königsleiten, wo ein Salzach-(Lokal-)gletscher, genährt durch sein Einzugsgebiet in den Kitzbüheler Alpen, einen Vorstoß in der Eiszerfallsphase machte. Diese Situation ist durch eine Grundmoräne über Eisrandsedimente mit Toteiskontaktstrukturen gut belegt. Eine derartige Gletscheroszillation ist im Einklang mit den Befunden aus den Kitzbüheler Alpen (Reitner, 2005, 2007; Menzies & Reitner, 2016) und den vielen höhergelegenen Gebirgszügen der Ostalpen (siehe Reitner et al., 2016 und „Steinach subglacial till“ in van Husen & Reitner, 2022).

Eine große Gletscherzunge des aus Ober- und Untersulzbachtal genährten Sulzbachgletschers erfüllte das Zungenbecken von Rosenthal – Sulzau (Gemeinde Neukirchen am Großvenediger) während des **Gschnitz-Stadials** (vgl. Kinzl, 1930). In Fortsetzung der eindrucksvollen Seitenmoräne von Schwabreit finden sich die distalsten, d.h. östlichsten glaziogenen Ablagerungen auf der südlichen Salzachtalseite nahe der Mündung des Aschbaches. Auf der Nordseite belegt die Endmoräne mit der Hieburg bei Rosental diesen Gletscherstand. Vom Gletscher überfahrene glaziolakustrine Sedimente bei der Venedigersiedlung (Neukirchen am Großvenediger) belegen, so wie Ablagerungen nahe Unter-Scheffau, den Vorstoß des Gschnitz-Gletschers zu seiner Maximalausdehnung.

Belege für das Gschnitz-Stadial auf der Südseite der Kitzbüheler Alpen auf GK 121 fehlen. Erosive fluviatile Ausräumung, die vielen Massenbewegungen und sicherlich die Aufarbeitung von glaziogenen Ablagerungen durch nachfolgende Blockgletscher haben alle Spuren dieser bedeutenden Lokalvergletscherung verwischt.

Die **Hinterlassenschaft des Egesen-Stadials** an Moränenablagerungen im Pinzgauer Anteil der Kitzbüheler Alpen auf GK 121 ist sehr bescheiden. Nur im Quelltal der Salzach sowie in den Einzugsgebieten des Nadernachbaches, des Trattenbaches und des Dürnbaches konnten anhand von End- bis Seitenmoränenwällen Paläogletscher der Jüngeren Dryas rekonstruiert werden. Deren Größe liegt meist im Bereich von 0,5 km^2. Ein Ausreißer nach oben und damit der größte Egesengletscher mit auch typischen mehrfach gestaffelten Endmoränen (hier mind. vier Halte) lag im Quellgebiet der Salzach beim Schwebenboden mit Nordost- bis Ostexposition vor. Gerade bei den kleinen Lokalgletschern war deren Existenz und Größe stark durch sehr lokale Bedingungen wie Schuttdargebot von den Karwänden beeinflusst. Die blockreichen Endmoränenkörper, wie auch die gelegentlich kartierbaren Ablationsmoränen, zeugen von stark schuttbedeckten Egesen-zeitlichen Gletschern, sodass für spätere Rekonstruktionen der Schneegrenzhöhe (ELA) nur die höchsten Ansätze der Seitenmoränen (Methode nach LICHTENECKER, 1938 bzw. MELM) sinnvoll erscheinen. Eine gewisse Systematik mit paläoklimatischer Ursache ist dennoch aus den wenigen Kartierungsdaten herauszulesen. Bis auf ganz wenige Ausnahmen liegen die rekonstruierten Paläogletscher auf ostexponierten Hängen, was auf dementsprechende Schneeverfrachtung aus westlicher Richtung und Akkumulation im Lee hindeutet. Das hängt natürlich auch mit den vorhandenen Karräumen zusammen, die westexponiert kaum vorhanden sind. Somit kann man auf der Südseite der Kitzbüheler Alpen dasselbe Muster wie auf der Nordseite erkennen. Die **Karbildung im Pleistozän** wie auch die Vergletscherung im Egesen-Stadial spiegelt schneebringende West- bis Nordwestwetterlagen wider. Auch die einzige Vergletscherung mit Südexposition, beim Mitterkopf im Oberen Trattenbachtal, funktioniert mit dieser Erklärung. Der rekonstruierte kleine schuttbedeckte Gletscher auf der Westseite des Müllachgeiers (2.254 m) reflektierte wohl auch das starke Schuttdargebot in dem Phyllitgebiet.

Der Bildungszeitraum der Blockgletscherablagerungen (= reliktische Blockgletscher) war wohl auch überwiegend im Egesen-Stadial (Jüngere Dryas). Ältere derartige periglaziale Bildungen könnten – in Anlehnung an die Ergebnisse aus der Reißeckgruppe (STEINEMANN et al., 2020) – in den tieferen Abschnitten der bis 1.800 m hinabreichenden großen Blockgletscherarealen an der westexponierten Flanke des Trattenbaches (Sonntag Hochalm, Montlangeralm) vorliegen.

Große Areale werden von tiefgreifenden gravitativen **Massenbewegungen** geprägt. Besonders an den Hängen zum Salzachtal ist zu erkennen, dass die erste Phase des Hangversagens häufig durch Toppling entlang von Klüften charakterisiert ist. Die dadurch entstandenen antithetischen Brüche entwickelten sich dann in Zuge der weiteren Hangdeformation in Abrisse oder wurden von den Abrissnischen diskordant durchschnitten. Die bewegten Massen sind bei Erhaltung des Felsverbandes im Abrissbereich eher als Gleitungen zu charakterisieren, die hangabwärts – bedingt durch die hohe Teilbeweglichkeit von Phyllit und Glimmerschiefer – häufig in Bereiche mit langsamen Fließen übergehen. Durch die fortschreitende Entfestigung des Felsverbandes konnte einerseits eine Transformation in eine Fließmasse mit Lockergesteinscharakter erfolgen. Anderseits konnten sich im Fußbereich eines langsamen Fließens oder einer Gleitung, im noch erhaltenen aber meist stark aufgelockerten Felsverband, häufig meist kleinere Nischen mit sekundären Fließ- oder Gleitmassen entwickeln.

Hinsichtlich Zeitlichkeit des Massenbewegungsgeschehens kann generell festgehalten werden, dass große Anteile der im LGM subglazial geformten Landschaft nachfolgend gravitativ überprägt wurden. Damit ist das Würm-Spätglazial im Regelfall der früheste Zeitraum für den Beginn der Massenbewegungen. Von Fließ- oder Gleitmassen überfahrene LGM-Grundmoräne oder Eisrandablagerungen der spätglazialen Eiszerfallsphase sind durchaus kein seltenes Phänomen, das auch schon für das Windautal im Norden der Kitzbüheler Alpen (LOTTER & REITNER, 2024) beschrieben wurde. Ganz wenige Massenbewegungen zerreißen spätglaziale Ablagerungen, wie beispielsweise Blockgletscherablagerungen der Jüngeren Dryas wie im Fall der Montlangeralm im Trattenbachtal, sodass man (Re-)Aktivierungsphasen besser eingrenzen kann.

Eine große Ausnahme hinsichtlich Alter der Massenbewegungsstrukturen bildet die Massenbewegung Geisl Mitteralm im Mühlbachtal, wo vermutlich ein wesentlicher Abschnitt der kinematischen Entwicklung schon vor dem LGM erfolgt ist.

Die auch gegenwärtig aktivsten Massenbewegungen konnten unter Berücksichtigung der Beschreibungen von FÜRLINGER (1972a, 1988) erwartungsgemäß im Dürnbachtal erfasst werden.

Literatur

AMPFERER, O. & OHNESORGE, T. (1918): Rattenberg 1:75.000. Geologische Spezialkarte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österreichisch-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Nr. 5048. – 1 Blatt, k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.

BENN, D.I. & EVANS, D.J.A. (2010): Glaciers & Glaciation. – 802 S., London (Hodder Education).

CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie Stratotypen des Würm-Glazials. – Eiszeitalter und Gegenwart, **35**, 185–206, Hannover.

CLAR, E. & CORNELIUS, H. (1936): Die Großglockner-Hochalpenstraße. – In: GÖTZINGER, G.: III. Internationale Quartär-Konferenz Wien, September 1936. Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich: II. Teil, 11–20, Geologische Bundesanstalt, Wien.

DRESCHER-SCHNEIDER, R. & REITNER, J.M. (2018): Die Neuinterpretation der Stappitzer See–Bohrungen im Kontext der Klimageschichte und Landschaftsentwicklung. – Carinthia II, **208**/**128**, 369–398, Klagenfurt.

FÜRLINGER, W.L. (1972a): Talzuschub und Wildbachverbauung. – Dissertation, Universität Wien, 240 S., Wien.

FÜRLINGER, W.L. (1972b): Mechanismus einer Hangbewegung in Quarzphylliten und dessen Kontrolle im gefügeäquivalenten Modellversuch. – Geologische Rundschau, **61**/3, 871–882, Stuttgart.

Fürlinger, W.L. (1988): Geologische Kartierung und Beschreibung des Dürnbaches mit besonderer Berücksichtigung der Hangbewegungen. – Mitteilungen der Forstlichen Bundesversuchsanstalt Wien (FBVA Wien), **161**, 209–243, Wien.

Heinisch, H. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 392–395, Wien.

Heinisch, H. & Panwitz, C. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 370–373, Wien.

Heinisch, H. & Panwitz, C. (2016a): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 258–261, Wien.

Heinisch, H. & Panwitz, C. (2016b): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 262–267, Wien.

Heinisch, H. & Panwitz, C. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 157, 360–366, Wien.

Heinisch, H. & Zadow, A. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133**/3, 452–457, Wien.

Heinisch, H., Pestal, G., Reitner, J. & Stingl V. (2003): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Heinisch, H., Pestal, G. & Reitner, J.M. (2015): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Huet, B., Reiser, M. & Grasemann, B. (2020a). Hierarchisches Glossar planarer, linearer Strukturen und Bewegungsrichtungsindikatoren. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 57 S., Wien.

Huet, B., Rogowitz, A., Linner, M. & Iglseder, C. (2020b): Bericht 2017–2019 zur Kartierung der Deckengrenze zwischen Wildkogel- und Windau-Decke auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 122 Kitzbühel. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 466–470, Wien.

Iglseder, C. & Huet, B. (2021): Bericht 2015–2019 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen im Subpenninikum und Penninikum auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 186–191, Wien.

Jellen, C. (2023): Ingenieurgeologische Untersuchungen von tiefgreifenden Hangbewegungen und ihre Auswirkungen im Dürnbachtal bei Neukirchen am Großvenediger – Österreich. – Masterarbeit, Universität Erlangen-Nürnberg, XX + 118 S., Anlagenband, Erlangen.

Karl, F. & Schmidegg, O. (1979): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 151, Krimml. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Keller, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. – Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik, **132**, 5–10, Rotterdam.

Kinzl, H. (1930): Alte Gletscherstände im Oberpinzgau und Gerlostal. – Zeitschrift für Gletscherkunde, **18**, 227–233, Leipzig.

Lichtenecker, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. – In: Götzinger, G. (Red.): Verhandlungen der 3. Internationalen Quartär-Konferenz, 141–147, Wien.

Linner, M., Reitner, J.M. & Pavlik, W. (2013): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 179 Lienz. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Lotter, M. & Reitner, J.M. (2024): Bericht 2016–2017 über geologische Aufnahmen von gravitativen Massenbewegungen in der Windau auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162**/1–4 (2022), 167–179, Wien.

Lotter, M., Steinbichler, M. & Reitner, J.M. (2021): Ergänzung und Erratum zu „Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich“ (Steinbichler et al., 2019). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt **161**/1–4, 157–160, Wien.

Menzies, J. & Reitner, J.M. (2016): Microsedimentology of ice stream tills from the Eastern Alps, Austria – a new perspective on till microstructures. – Boreas, **45**, 804–827, Oxford. https://doi.org/10.1111/bor.12189

Mitrovic, J. (2023): Geotechnische Untersuchungen tiefgreifender Hangdeformationen im Dürnbachtal bei Neukirchen am Großvenediger in Österreich – Digitalisierung mit ArcGIS Pro. – Masterarbeit, Universität Erlangen-Nürnberg, XV + 82 S., Anlagenband, Erlangen.

Penck, A. & Brückner, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Band 1, XVI + 1–393; Band 2, X + 395–716; Band 3, XII + 717–1199, Leipzig (Chr. Herm. Tauchnitz).

Reitner, J.M. (2005): Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i.T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6-2). – Dissertation, Universität Wien, XIII + 190 + 112 S., Beilagenband, Wien.

Reitner, J.M. (2007): Glacial Dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigrafic implications. – Quaternary International, **164**/**165**, 64–84, Oxford.

Reitner, J.M. (2008): Bericht 2006/2007 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger bzw. auf UTM-Blatt 3213 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **148**, 248–254, Wien.

Reitner, J.M. (2016): Bericht 2001–2003 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 179 Lienz und Blatt 178 Hopfgarten in Defereggen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 289–292, Wien.

Reitner, J.M. (2024): Bericht 2016–2020 über geologische Aufnahmen im Quartär des Einzugsgebietes der Brixentaler Ache und im Spertental auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-13 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162**/1–4 (2022), 183–202, Wien.

Reitner, J.M. & Menzies, J. (2020): Microsedimentology of tills near Ainet, Austria – were palaeo-ice streams in the European Alps underlain by soft deforming bed zones? – Austrian Journal of Earth Sciences, **113**/1, 71–86, Wien.

Reitner, J.M. & Menzies, J. (2024): Subglacial deformation and till formation in a stratigraphic complex Late Pleistocene sequence (Einödgraben/Aurach, Kitzbühel Alps, Austria). – E&G – Quaternary Science Journal, **73**/1, 106–116 (Copernicus Publications). https://doi.org/10.5194/egqsj-73-101-2024

Reitner, J.M., Gruber, W., Römer, A. & Morawetz, R. (2010): Alpine overdeepenings and paleo-ice flow changes: an integrated geophysical-sedimentological case study from Tyrol (Austria). – Swiss Journal of Geoscience, **103**, 385–405, Basel.

Reitner, J.M., Ivy-Ochs, S., Drescher-Schneider, R., Hajdas, I. & Linner, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – E&G – Quaternary Science Journal, **65**/2, 113–144 (Copernicus Publications). https://doi.org/10.3285/eg.65.2.02

Steinbichler, M., Reitner, J., Lotter, M. & Steinbichler, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 5–49, Wien.

Steinemann, O., Reitner, J., Ivy-Ochs, S., Christl, M. & Synal, H.-A. (2020): Tracking rockglacier evolution in the Eastern Alps from the Lateglacial to the early Holocene. – Quaternary Science Reviews, **241**, Artikel-Nr. 106424, 1–19, Amsterdam.

van Husen, D. & Reitner, J.M. (2022): Quaternary System. – In: Piller, W.E. (Ed.), Friebe, J.G., Gross, M., Harzhauser, M., van Husen, D., Koukal, V., Krenmayr, H.G., Krois, P., Nebelsick, J.H., Ortner, H., Piller, W.E., Reitner, J.M., Roetzel, R., Rögl, F., Rupp, C., Stingl, V., Wagner, L. & Wagreich, M. (2022): The lithostratigraphic units of Austria: Cenozoic Era(them). – Abhandlungen der Geologische Bundesanstalt, **76**, 240–267, Wien.

Blatt 122 Kitzbühel

Siehe Bericht zu Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger von Jürgen M. Reitner, Michael Lotter & Benjamin Huet.

Blatt 128 Gröbming

Bericht 2023 über geologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming

Gerit E.U. Griesmeier

Einleitung

Im Berichtsjahr wurden folgende Gebiete in den Sölktälern aufgenommen:

Im Westen des Kartenblattes wurden der Galsterberg und Bereiche im hinteren Sattental begangen. Zusätzlich wurden Randbereiche des Kartenblattes im Seewigtal untersucht. Weitere Geländeaufnahmen erfolgten in zwei Karen im Großsölktal und in mehreren Seitentälern im Kleinsölktal. Die Beschreibung erfolgt entsprechend der Einzugsgebiete von West nach Ost.

Seewigtal

Im Seewigtal, dessen Talboden bereits auf dem Kartenblatt 127 Schladming liegt, wurde das Pleschnitzkar näher untersucht. Die untersten Bereiche des Kares bzw. Tales sind großflächig von Grundmoränenablagerungen bedeckt, nur im unteren Tiefenbach-Abschnitt sind diese von lokalen Eisrandablagerungen überlagert. Letztere sind an der deutlich besseren Rundung der Komponenten und der sandigeren Matrix zu erkennen. Im Pleschnitzkar, auf 1.560 m Seehöhe, befindet sich ein Endmoränenwall, der aus einem korngestützten Diamikt aufgebaut ist. Die daran anschließende Seitenmoränenablagerung ist morphologisch gut zu erkennen. An der Ostseite ist sie vom Bach anerodiert, an der Westseite ist hingegen eine deutliche Mulde ausgebildet, die allerdings keine Spuren von fluviatiler Erosion aufweist. Daher wird interpretiert, dass die Mulde von einer Gletscherzunge geformt wurde, die auch den Moränenwall ablagerte. Aufgrund der Höhenlage, Größe und Exposition des Einzugsgebietes ist anzunehmen, dass ein kleiner Gletscher im Gschnitz-Stadial diese Moräne und ein kleines Zungenbecken hinterlassen hat. Oberhalb der Wallformen tritt Grundmoränenablagerung auf, die sich bis knapp unterhalb der Ochsenkarhöhe (1.975 m) verfolgen lässt.

Schigebiet Galsterberg (Obere Galsterbergeralm)

Die Gondelbahn, die in das Zentrum des Schigebietes führt, verläuft zunächst über Phyllit des Ennstal-Komplexes. Etwa 500 m südöstlich der Pirklalm ist der Gesteinsverband stark aufgelockert und es treten keine Felsaufschlüsse auf. Morphologisch ist am Hang eine Hohlform erkennbar, die darauf schließen lässt, dass es sich um eine Massenbewegung handelt. Bei der Begehung konnte folglich auch kein Felsverband erkannt werden. Am Laserscanbild lässt sich aber eine schwache „Treppung“ des Geländes ausmachen, die auf einen partiell erhaltenen Gesteinsverband schließen lässt. Die Massenbewegung wird daher als „Bereich eines langsamen Fließens“ klassifiziert. Die westliche Begrenzung der Massenbewegung ist undeutlich ausgebildet, sie liegt etwa auf einer Seehöhe von 1.500 m. Die Süd- und Nordgrenze hebt sich deutlich hervor. Morphologisch lässt sich der Bereich des langsamen Fließens bis auf etwa 1.100 m hinab verfolgen. Da die Begehung des unteren Teils der Massenbewegung noch aussteht, kann eine endgültige Abgrenzung dieser noch nicht vorgenommen werden. Die Massenbewegung wird im Norden von Phyllit, im Süden von einem Marmorzug des Wölz-Komplexes umrahmt. Die Massenbewegung überlagert somit die Deckengrenze zwischen Öblarn-Decke und Donnersbach-Decke. Der Marmorzug beinhaltet Kalzit- und Dolomitmarmor. Der Kalzitmarmor liegt zumeist gelblich-weiß gebändert und grobkörnig vor, während der

Dolomitmarmor grau und feinkörnig ausgebildet ist. Im Zentrum des Schigebietes tritt Granat-Glimmschiefer des Wölz-Komplexes auf und die Mulden, in denen zumeist die Schipisten verlaufen, sind zumeist mit Grundmoränenablagerung ausgekleidet. Letztere ist trotz der starken anthropogenen Überarbeitung des Geländes in einzelnen Aufschlüssen noch deutlich erkennbar. Glaziogene Wälle sind nicht entwickelt. Eine kleine Blockgletscherablagerung tritt oberhalb des Bottinghauses (1.630 m Seehöhe) bei einer kleinen Lacke auf. Die Untergrenze der Ablagerung befindet sich auf 1.700 m Seehöhe. Unterhalb des Schigebietes, im Bereich des Grießbaches zwischen 1.000 m und 1.400 m Seehöhe kommt eine Eisrandablagerung vor. Deren Matrix ist siltig bis sandig ausgebildet und die Komponenten weisen zum Teil eine gute Rundung auf.

Sattental

Im Sattental wurde der Nordhang im hinteren Talbereich, von der Peterbaueralm (1.488 m Seehöhe) bis zur Lahntalrinne, quartärgeologisch untersucht. Die Umgebung der Peterbaueralm ist von Grundmoränenablagerung bedeckt, deren Feinanteil jedoch häufig fehlt. Zumeist tritt komponentengestützter Diamikt auf, der reich an eckigem Lokalmaterial ist. An morphologischen Formen können am Hangfuß Stauchwälle und, oberhalb davon, Fließstrukturen beobachtet werden. Daraus lässt sich folgern, dass der Hang in diesem Bereich von langsamem Fließen erfasst ist. Außerhalb dieser Massenbewegung ist die Grundmoränenablagerung matrixreicher und feinkörniger.

Weiter westlich kommt unterhalb der Ochsenkarhöhe eine Fließmasse vor. Diese ist durch eine deutliche Abrisskante auf etwa 1.750 m bis 1.850 m Seehöhe begrenzt. Im oberen Abschnitt der bewegten Masse treten noch einzelne Felsaufschlüsse auf, weiter unten am Hang fehlen diese. Dies muss nicht durch die Fließmasse bedingt sein, es kann auch durch eine mächtigere Grundmoränenüberlagerung erklärt werden. Wie im Bereich des Galsterberges überlagert auch diese Massenbewegung eine Deckengrenze, die in diesem Fall die Obertal-Decke mit dem Riesach-Komplex und die Donnersbach-Decke mit dem Wölz-Komplex trennt.

Kleinsölktal

Spateck (2.256 m)

Die Nordostseite des Spatecks besteht aus steilen Felswänden, die groben Blockschutt erzeugen. Bereichsweise wurde dieser Blockschutt periglazial nachbewegt und liegt als kleine Blockgletscherablagerung vor. Das Spateck selbst ist aus feinkörnigem Paragneis des Riesach-Komplexes (Obertal-Decke) aufgebaut. Anders als in der GEOFAST-Karte (Kreuss, 2021) verzeichnet, verläuft die Deckengrenze zur Donnersbach-Decke mitten im Kar NE des Spatecks und in den unteren Talbereichen im Bach. Der Kamm wird von der Deckengrenze am Nordende der Klamm (Kar westlich des Kammes) gequert. Nordöstlich unterhalb des Spatecks ist ein Kar ausgebildet, in dem Grundmoränenablagerungen weitflächig verbreitet sind. Deren Mächtigkeit ist aber gering, da immer wieder Felsaufschlüsse zutage treten. An der Forststraße zur Klockalm (1.496 m) konnte neben feinkörnigem Paragneis auch plattig brechender, feinkörniger Quarzphyllit kartiert werden. Im Dünnschliff zeigt sich, dass es sich um einen Metasand- bzw. Metasiltstein mit Chlorit handelt und das Gestein keine hochgradige Metamorphose erfahren hat. Lithologisch und texturell ähnelt dieses Vorkommen den Metasedimenten des Sattentals (Griesmeier & Schuster, 2024) und ist daher als permische, transgressive Auflage des Riesach-Komplexes („Rannachserie“) zu interpretieren.

Bröckelalm

Am Hang unterhalb der Bröckelalm (1.677 m Seehöhe) treten kaum Aufschlüsse auf. Es finden sich nur eckige und gerundete Steine und Blöcke. In wenigen Aufschlüssen ist korngestützter Diamikt mit siltig-sandiger Matrix ersichtlich. Nur selten gibt es matrixgestützten Diamikt. Da auch sehr viele eckige Komponenten vorkommen, ist anzunehmen, dass der Hang hauptsächlich von Hangablagerung mit Moränenmaterial bedeckt ist. Im Bereich der Alm treten wenig auffällige Wälle auf, die talabwärts streichen. Es könnte sich dabei um Moränenwälle eines Gschnitz-zeitlichen Gletschervorstoßes aus dem Kar nördlich der Karlwand handeln.

Die beiden Marmorzüge, die in der GEOFAST-Karte (Kreuss, 2021) eingezeichnet sind (einer südlich der Karlscharte und einer im Bröckelgraben), lassen sich zu einem verbinden, im Hangenden wird dieser Zug von einem schwarzen Grafitquarzit begleitet.

Kleinsölk-Obertal

Stummerkessel

Der Stummerkessel stellt ebenso wie das Lassachtal ein Hängetal des Kleinsölktales dar. Der Bereich zwischen den beiden Talböden ist mit Eisrandablagerung bedeckt. Da steile Felswände den gesamten Stummerkessel umgeben, konnte nur der Talboden begangen werden. Das restliche Gebiet wurde anhand der Laserscanbilder interpretiert. Die untersten Talabschnitte sind großteils mit Schutt- und Murkegeln belegt. Beim Lockergesteinskörper nördlich der Stummeralm (1.353 m Seehöhe), der keine Kegelform aufweist, handelt es sich um Grundmoränenablagerung, die vermutlich hauptsächlich während des Würm-Hochglazials gebildet wurde.

Lassachkar

Das E–W verlaufende Lassachkar bzw. Lassachtal bildet ein Hängetal in Bezug auf das Kleinsölktal. Der Talboden hebt dabei etwa 200 Höhenmeter über dem Talboden des Kleinsölktales aus. Der Bereich dazwischen ist durch verschiedene quartäre Ablagerungen geprägt. So verläuft beispielsweise der Unterlauf des Baches, der das Lassachtal entwässert, in Eisrandablagerungen. Diese bestehen aus einem Kies-Sand-Gemisch mit sandiger Matrix und großteils gut gerundeten Komponenten. Nördlich und südlich davon ist Hangablagerung, zum Teil mit Moränenmaterial vermengt, verbreitet. Der Talboden des Lassachtales wird hauptsächlich von Schwemm- und Murkegeln eingenommen. Im Süden schließen an diese Kegel Felswände an, die sich bis zum Kamm fortsetzen. Im Norden folgt ober-

halb der Steilstufe ein Kar, in dem überwiegend Grundmoränenablagerung vorkommt. Auf der Ostseite des Kars hebt sich eine Wallform ab, die in N–S-Richtung verläuft. Östlich davon schließen weitere Wälle und Rinnen an. Diese Walllandschaft erstreckt sich über ca. 100 Höhenmeter. Im Osten ist sie von Hangablagerungen verschüttet, die von den angrenzenden Felswänden stammen. Die Wälle sind stark bewachsen und es sind kaum Steine darin sichtbar. Da die Morphologie einer Blockgletscherablagerung ähnelt, Blöcke allerdings selten sind, kann man hier von einer Solifluktionsablagerung sprechen. Kleinere Wallformen NE des Scharecks (2.479 m Seehöhe) werden als Ablagerungen eines Egesen-zeitlichen Gletschers interpretiert. Südöstlich des Scharecks findet sich eine Blockgletscherablagerung, die auf etwa 1.800 m hinabreicht.

Lemperkarsee (1.828 m) – Prebertörl

Der Lemperkarsee ist in Grundmoränenablagerung eingebettet. Mehrere Wallformen nördlich des Sees deuten darauf hin, dass das Gebiet einstmals von einem schuttbedeckten Gletscher besetzt war, dessen Eis unregelmäßig abschmolz. Es gibt keine eindeutigen Geometrien, die auf die Abflussrichtung dieses Gletschers hinweisen. Da die allgemeine Morphologie westlich des Hochgangs (2.230 m Seehöhe) allerdings eine Karform andeutet, werden die Wälle als Bildungen eines spätglazialen Gletschers (Gschnitz-Stadial?) interpretiert, der Richtung Westen abfloss. Südlich, oberhalb des Lemperkarsees, erstreckt sich eine Landschaft, die reich an Gletscherschliffen und Grundmoränenablagerungen ist. Im Süden der Karform hat man einen Ausblick auf das zum Prebertörl (2.194 m) führende Tal. Dieses ist von großen Schuttmengen erfüllt, die von den umgebenden Felswänden stammen. Im südlichen oberen Teil des Tales, auf etwa 2.000 m Seehöhe stößt man auf zwei Wallformen, die aufgrund ihrer Geometrie, wie sie auch am Laserscan gut erkennbar ist, als Seiten- und Endmoränenwälle interpretiert werden können. Diese entsprechen aufgrund ihrer Höhenlage und Nordexposition einem Egesen-stadialen Stand.

Kleinsölk-Untertal

Eckkar

Dieses Kar ist durch eine Forststraße erschlossen, die bis auf etwa 1.700 m Seehöhe reicht. Diese Straße ist bedauerlicherweise auf keiner der verwendeten Kartengrundlagen verzeichnet, ermöglicht aber instruktive Einblicke in die Fest- und Lockergesteinsgeologie. Interessant ist hier speziell die Festgesteinsgeologie: Entlang der Straße tritt zunächst Paragneis des Riesach-Komplexes auf, der großflächig von Mur- und Hangablagerungen überdeckt ist. Auf etwa 1.600 m Seehöhe ist stark gescherter Granat-Glimmerschiefer in Wechsellagerung mit Amphibolit aufgeschlossen und etwas weiter oberhalb steht Talkschiefer in Zusammenhang mit alteriertem Pyroxenit an. Dies ist von besonderem Interesse, da diese Gesteine aus dem Riesach-Komplex bisher nicht bekannt sind. Es handelt sich vermutlich um die Einschuppung einer anderen Einheit (wahrscheinlich Speik-Komplex). Untersuchungen diesbezüglich sind im Gange. Bei den Eckkarhütten treten Granat-Glimmerschieferblöcke auf, die eindeutig dem Wölz-Komplex zuzurechnen sind. Die Deckengrenze ist höchstwahrscheinlich im Bereich des Baches zu lokalisieren, dazugehörige Aufschlüsse fehlen jedoch, da der gesamte Talbereich von fluviatilem Sediment zugedeckt ist. Stellenweise tritt unter dem fluviatilen Sediment blockreiche Moräne hervor. Sie ist vor allem durch die Angularität ihrer Blöcke vom Bachsediment unterscheidbar. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass es sich hierbei um den Endbereich eines spätglazialen Lokalgletschers handelt.

Folgt man am Ende der Forststraße einem wenig begangenen Steig in das Kar linksseitig des Baches, trifft man vielerorts auf Aufschlüsse im Granat-Glimmerschiefer des Wölz- Komplexes. Dieser ist typischerweise silbrig und setzt sich aus feinem Hellglimmer und idiomorphem Granat zusammen, der oft aus den Schieferungsflächen warzig herauswittert. Im Talboden kommt auf 1.850 m Seehöhe ein Marmorzug zum Vorschein, der sich bis zu den Hasenohren verfolgen lässt. Er besteht aus unreinem, gelb anwitterndem Kalzitmarmor und grauem, feinkörnigem Dolomitmarmor. Dieser Marmorzug ist sehr typisch für den liegendsten Anteil des Wölz-Komplexes. Auf 1.940 m Seehöhe ist der Marmor von einer Blockgletscherablagerung überlagert, anhand einzelner Blöcke ist er weiterhin verfolgbar. Nördlich der Blockgletscherablagerung gibt es ein vom Gletscher überschliffenes Serpentinitvorkommen. Der Serpentinit ist bereits auf der GEOFAST-Karte Blatt 128 Gröbming (Kreuss, 2021) eingezeichnet. Er ist dunkelgrün, feinkörnig und besitzt eine massige Ausprägung. Neben Serpentinmineralen, die oft faserig ausgebildet sind, ist auch Magnetit vorhanden. Vermutlich handelt es sich um ein weiteres Gestein aus der noch näher zu untersuchenden Einheit, die auch den Pyroxenit (siehe oben) enthält. Die Grenze zwischen Wölz-Komplex und dieser Einheit ist aufgrund der Grundmoränenbedeckung schlecht aufgeschlossen, es können lediglich quarzitische Gneise beobachtet werden, die vermutlich die Deckengrenze markieren.

Der Schotttrog, der südlich dieser Aufschlüsse gelegen ist, wird hauptsächlich von Hangablagerung dominiert, im Zentrum des Trogs dürfte sich allerdings ein kleiner, vermutlich Egesen-zeitlicher Gletscher befunden haben, wie mehrere Wallformen andeuten. Westlich unterhalb der Hasenohren tritt eine Blockgletscherablagerung auf, welche die Deckengrenze überdeckt. Letztere verläuft vermutlich südlich der Hasenohren. Nördlich der Hasenohrenscharte wird der Granat-Glimmschiefer des Wölz-Komplexes durch einen anderen Granat-Glimmerschiefer ersetzt. Dieser ist deutlich gneisiger, besitzt gröberen Hellglimmer und Granat, der fast immer xenomorph ausgebildet ist. Hier liegen vermutlich Gesteine des Greim-Komplexes vor, die aufgrund des Großfaltenbaues hier an die Oberfläche gelangen. Im kleinen Kar südwestlich des Gjoadecks (2.525 m) treten allerdings wieder typische Gesteine des Wölz-Komplexes auf. Ebenso findet sich dort eine Ablagerung eines vermutlich Egesen-zeitlichen Gletschers, der auf etwa 2.260 m Seehöhe endete. Südlich der Karscharte, auf etwa 1.960 m Seehöhe, schließt eine weitere glaziogene Ablagerung an, die durch mehrere talparallele Wälle gekennzeichnet ist. Vermutlich handelt es sich um Ablationsmoränenablagerung aus dem Egesen-Stadial.

Großsölktal

Mößnakar

Der Mündungsbereich und der Südteil des Mößnakars wurden bereits im Bericht von Griesmeier (2020) beschrieben. Im vorliegenden Bericht wird der Nordteil des Kares östlich und damit unterhalb des Gaßenecks (2.111 m) erläutert. Der gesamte Karboden ist großflächig von Grundmoränenablagerung geprägt. Diese ist mitunter 10 m mächtig, wie sich an Anrissen entlang der Bäche zeigt. Vom Gaßeneck reichte einst ein spätglazialer Gletscher in das Kar herab. Dessen Spuren sind an mehreren Stellen zu beobachten. Im Zentrum des Kares tritt eine deutlich erkennbare Wallform auf. Der Wall setzt unterhalb des Gaßenecks auf etwa 1.900 m Seehöhe an, zieht in ENE-Richtung talwärts und biegt auf etwa 1.740 m Seehöhe nach Süden um, wo er nach 200 m endet. Das ehemalige Gletscherende ist durch eine hügelige, kleingliedrige Eiszerfallslandschaft gekennzeichnet. Auf etwa 1.800 m Seehöhe ist ein zweiter Wall angelagert. Zwischen beiden Wällen liegt eine kleine Lacke. Etwa 200 m weiter östlich findet sich eine weitere Wallform, welche die östliche Begrenzung des ehemaligen Gletschers darstellt. Somit dürfte der Gletscher auf eine Höhe von etwa 1.700 m herab gereicht haben und während des Gschnitz-Stadials gebildet worden sein. Der innere Wall beweist, dass der Gletscher mehrphasig aktiv war.

Nördlich des Ansatzes der Seitenmoräne, direkt östlich des Gaßenecks, befindet sich eine Endmoränenablagerung, die auf 1.880 m Seehöhe herabreicht. Sie stammt von einem kleineren, vermutlich Egesen-stadialen Gletscher.

Der Marmor, der auf der GEOFAST-Karte (Kreuss, 2021) am Seeleitriegel eingezeichnet ist, konnte nicht verifiziert werden. Es wurde in diesem Bereich lediglich ein etwa einen halben Meter großer Quarzmobilisatblock gefunden. Der Granat-Amphibolit ist hingegen durchaus vorhanden und zieht mehr oder weniger horizontal in Richtung Gaßeneck. Dieser besitzt bis 1,5 cm großen Granat und zum Teil mehrere Zentimeter lange Hornblende-Kristalle.

Riedl

Das Riedl ist eine Karlandschaft an der Ostabdachung des Seekarlspitzes (2.523 m), westsüdwestlich von St. Nikolai im Sölktal. Der Bereich um den Wanderweg zum Weißensee wurde bereits im Bericht von Griesmeier (2020) beschrieben. Aufgrund der in jüngster Zeit verlängerten Forststraße zur Kaltherbergalm (1.608 m) bis zur Almhütte wurden neue Aufschlüsse geschaffen. Neben Grundmoränenablagerung, die sehr häufig auftritt, wurde auch ein Tremolitmarmor freigelegt, der auch schon in der GEOFAST-Karte 128 Gröbming verzeichnet ist (Kreuss, 2021). Dieser ist hellgrau bis weiß, mittelkörnig und beinhaltet bis 1 cm große, stängelige, dunkelgraue Tremolitkristalle. Im Dünnschliff zeigt sich, dass die Tremolitkristalle häufig pseudomorph von Karbonat und Hellglimmer ersetzt wurden. Der Marmor steckt in Granat-Glimmerschiefer, der weniger gut aufgeschlossen ist. Er besteht aus Quarz, Feldspat, Glimmer, Chlorit und einphasigem Granat. Vermutlich handelt es sich um Gesteine des Wölz-Komplexes, eine nähere Untersuchung hierzu steht noch aus. Andererseits könnten diese Gesteine auch dem Greim-Komplex zugeordnet werden, der deutlich weiter nach Norden reicht, als in der GEOFAST-Karte Blatt 128 Gröbming (Kreuss, 2021) verzeichnet ist.

Im Folgenden werden die Bereiche um den Ahornsee (2.069 m) und südlich davon beschrieben. Zwischen dem Oberen Klaftersee (1.960 m) und dem Ahornsee kommt hauptsächlich Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes vor. Nur in kleineren Mulden findet sich Grundmoränenablagerung. Der Ahornsee liegt ebenfalls in einer dieser Mulden. Rund um den See prägen Rundhöcker die Landschaft. Südlich des Ahornsees, oberhalb der Karstufe, treten mehrere Wälle auf. Der unterste Wall reicht auf eine Seehöhe von 2.100 m herab. Die matrixreichen Abschnitte sind, gras-, moos- und staudenbedeckt. Daneben gibt es eckige bis angerundete grobe Blöcke. Oberhalb eines weiteren Walls befindet sich eine deutliche Senke, die anzeigt, dass hier ein Gletscher lag, der den Wall aufbaute. Nach der Höhenlage und analog zu den Verhältnissen im Pleschnitzkar ist eine Einstufung dieses Walls in das Egesen-Stadial plausibel. Die oben erwähnten Mulden befinden sich unterhalb dieser Egesen-zeitlichen Maximalausdehnung und sind daher vermutlich im Gschnitz-Stadial ausgebildet worden. In der Karwand oberhalb lässt sich ein Marmorzug verfolgen, der von mindestens zwei Störungen vertikal versetzt wird. Der Marmor konnte an Fallstücken untersucht werden. Es handelt sich um einen gelblichen Kalzitmarmor, der dem Wölz-Komplex zuzurechnen ist. Anders als der Marmor, der an der Forststraße aufgeschlossen ist, enthält er keinen Tremolit. Unterhalb der Karstufe schließt, wie vorhin beschrieben, Grundmoränenablagerung in Senken zwischen Granat-Glimmerschiefer-Vorkommen an. Von Süden her reicht eine typische Blockgletscherablagerung bis auf 1.920 m Seehöhe herab. Der Blockreichtum und mehrere Loben prägen diese Ablagerung. Sie besitzt im Gegensatz zu der vorhin beschriebenen Gletscherablagerung eine mehr oder weniger ebene Oberfläche ohne große Senken.

Referenzen

Griesmeier, G.E.U. (2020): Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 473–480, Wien.

Griesmeier, G.E.U. & Schuster, R. (2024): Bericht 2023 über geologische Aufnahmen in den Niederen Tauern auf den Kartenblättern 128 Gröbming, 129 Donnersbach und 158 Stadl an der Mur. – Geologisches Jahrbuch der GeoSphere Austria, **1**, xxx–yyy, Wien.

Kreuss, O. (2021): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 128 Gröbming: Stand 2020, Ausgabe: 2021/03. – 1 Blatt, Farbplot, Wien.

Bericht 2023 über geologische Aufnahmen in den Niederen Tauern auf den Kartenblättern 128 Gröbming, 129 Donnersbach und 158 Stadl an der Mur

Gerit E.U. Griesmeier & Ralf Schuster

Einleitung

Im vorliegenden Bericht sind Ergebnisse von geologischen Kartierungen rund um den Sölkpass, im obersten Katschtal, Etrachtal, Großsölktal und Bräualmbachtal zusammengefasst. Die kartierten Areale befinden sich auf den Kartenblättern ÖK50 128 Gröbming, 129 Donnersbach und 158 Stadl an der Mur. Sie schließen an Kartierungen der vergangenen Jahre an, welche in den Berichten von Griesmeier et al. (2021), Griesmeier & Schuster (2024) und Schuster & Griesmeier (2024) beschrieben sind.

Die neu kartierten Areale werden aus denselben oberostalpinen Decken und lithodemischen (lithostratigraphischen) Einheiten aufgebaut, die bereits bei den Kartierungen der letzten Jahre beschrieben wurden. Für einen geologischen Überblick und detaillierte lithologische Beschreibungen wird daher auf die oben genannten Berichte verwiesen. Die neu kartierten Areale sind räumlich voneinander getrennt und werden im Folgenden einzeln beschrieben.

Beschreibung der kartierten Areale

Für die Areale um das Etrachtal (Areale 1 und 2) lag bereits eine Kartierung von Rockenschaub (1986) vor. Ziel war es, die Ergebnisse zu verifizieren, zusätzliche Strukturdaten zu messen und im Süden einen Anschluss zur Kartierung von Kollmann & Schuster (2014) herzustellen. Während die Kartierung im obersten Katschtal (Areal 3) nur dem Lückenschluss diente, waren die Arbeiten im Bräualmbachtal (Areal 4) sowie im Großsölktal um den Kammkarlspitz (Areal 5) notwendig, da die Grenze zwischen dem Greim- und Wölz-Komplex in der GEOFAST-Karte von Kreuss (2021) nicht nachvollziehbar und sehr wahrscheinlich nicht lagerichtig ist. Mit den Begehungen im Sattental (Areal 6) sollten Gesteine näher untersucht werden, bei welchen der Verdacht vorlag, dass es sich um permische Metasedimente handeln könnte.

Areal 1: Etrachtal – Rupprechtseck

Im Etrachtal rund um das Rupprechtseck (2.591 m) wird der Riesach-Komplex (Obertal-Decke) vom Wölz-Komplex (Donnersbach-Decke) überlagert. Die Kontaktfläche der Komplexe zeigt im Verschnitt mit der Topographie eine komplexe Form, da die kretazische Deckengrenze verfaltet und durch känozoische Störungen mehrfach versetzt ist. Die interne Stratigraphie des Riesach-Komplexes beginnt im Liegenden mit zum Teil migmatitischem Paragneis. Darüber folgt mit einer Mächtigkeit von über 250 m der hololeukokrate, Turmalin- und Granat führende Orthogneis, welcher nach Haas et al. (2021) im Perm um 260 Ma als Granit intrudierte. Im hangenden Anteil des Orthogneises sind einzelne Lagen bzw. Schollen von Paragneis und Amphibolit eingeschaltet. Paragneis, Hornblendegneis und Amphibolit folgen auch im Hangenden des Orthogneises. Der Hornblendegneis zeichnet sich durch bis zu 1,5 cm lange, säulige, undeutlich eingeregelte Hornblendeporphyroblasten aus. Er bildet Lagen im Paragneis und wurde dort ausgeschieden wo diese Lagen einen bedeutenden Anteil innerhalb des Paragneises ausmachen. Er ist daher auch nicht scharf vom Paragneis abgrenzbar, findet sich aber oft im Übergang vom Paragneis zum Amphibolit. Der Amphibolit zeigt verschiedene Ausbildungen: Besonders hervorzuheben ist ein homogener Typ mit etwas mehr Hornblende als Plagioklas und einem etwa gleichkörnigen, oft kaum geschieferten Gefüge (Aufschluss RS-23-158-310). Eine deutlich geschieferte Probe (23R42, Aufschluss RS-23-158-275) zeigt im Dünnschliff einen Mineralbestand aus Amphibol + Plagioklas + Biotit + Quarz + opakem Erz + Titanit. Dazu kommt Chlorit und Epidot/Klinozoisit als retrograde Bildungen. Bis zu 5 mm große Amphibol- und Formrelikte nach Plagioklaskristallen bauen die Hauptmasse des Gesteins auf. Der Amphibol zeigt einen Pleochroismus von blaugrün nach gelbbraun. Die ehemaligen Plagioklasblasten bestehen aus unverzwillingtem Albit und sind dicht mit recht grobkörnigen Epidot-/Klinozoisitkristallen gefüllt. Dieser Typ findet sich als Lagen und diffus begrenzte Körper z.B. im mächtigen Amphibolitzug am Rupprechtseck bzw. westlich des Leitenriegels. Schon von Rockenschaub (1986) wurde er als Metagabbro interpretiert. Mit dem Metagabbro verbunden treten kleinere Körper auf, die fast ausschließlich aus bis zu 1 cm großen, gedrungenen Amphibolkristallen bestehen. Diese Hornblenditkörper sind nur sehr undeutlich geschiefert und es könnte sich um Kumulate handeln. Darüber folgt der Wölz-Komplex, der großteils aus Granat-Glimmerschiefer mit auffällig vielen, millimeter- bis zentimeterdicken Quarzmobilisatlagen und -knauern besteht. Eingeschaltet treten feinkörniger Amphibolit und ein nur wenige Meter mächtiger Marmorzug auf, der sich einige Kilometer weit als Leithorizont verfolgen lässt. Der Marmor ist im frischen Anschlag meist hellgrau gefärbt, während die Verwitterungsfarbe gelblich bis braun erscheint. Durch unterschiedlich verteilte silikatische Verunreinigungen ist ein Lagenbau definiert (Aufschluss RS-23-158-277). Typisch im Wölz-Komplex ist auch das Auftreten von einige Dezimeter mächtigen, über einige Meter Länge verfolgbaren, zumindest teilweise diskordanten Quarzmobilisatgängen, welche in den sonst recht einheitlich graubraun gefärbten Aufschlüssen durch ihre weiße Färbung herausstechen.

Die tiefsten Anteile des Riesach-Komplexes sind am nördlichen Hangfuß des Dachleitecks (2.463 m) aufgeschlossen, wo sie gegen Süden einfallen. Ab etwa 1.800 m folgt eine mächtige Orthogneislage, welche bis wenige 10er Meter unter den Gipfel reicht. Diese baut auch den gesamten unteren Teil des Spreitzerkars auf, wobei sie gegen Westen zu immer steiler gegen Süden einfällt und in den steilen, westschauenden Abhängen zum Etrachtal sogar überkippt ist. Die darüber lagernde Abfolge aus Paragneis, Hornblendegneis, Amphibolit und Metagabbro ist am Dachleiteck weniger als 100 m mächtig, die Mächtigkeit nimmt aber gegen Süden stark zu. Am westlichen Hangfuß des Rupprechtsecks (2.591 m), direkt östlich vom Etrachsee, erreicht die E–W streichende, saiger stehende, Amphibolit-reiche Abfolge mehr als einen Kilometer Mächtigkeit.

In diesem Bereich sind in mehreren Aufschlüssen gehäuft Harnische zu beobachten. Bei einem der gestörten Bereiche (Aufschluss RS-23-158-256 und RS-23-158-301) handelt es sich um eine steilstehende, E–W streichende und damit etwa senkrecht auf den Talverlauf orientierte, dextrale Seitenverschiebung. Zusätzlich sind hier mittelsteil nach Nordwesten einfallende Harnische und kataklastische Störungszonen vorhanden, die eine abschiebende Kinematik aufweisen. Diese abschiebende Deformation ist wahrscheinlich jünger. Etwas weiter südlich (Aufschluss RS-23-128-308) weisen Harnischflächen auf einen NNW–SSE gerichteten, dextralen Versatz hin. Die Orientierung entspricht annähernd dem Talverlauf und lässt vermuten, dass sich unter dem Talboden eine Störungszone befindet.

Der Wölz-Komplex überlagert den Riesach-Komplex an einer gegen Süden einfallenden Deckengrenze, die als einige Meter dicke Phyllonitzone ausgebildet ist. Nach Untersuchungen dieser Phyllonitzone an Aufschlüssen westlich des Etrachsees durch Kollmann (2014), wurde diese unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies gebildet und zeigt einen nordgerichteten Bewegungssinn. Am Grat zwischen Dachleiteck und Rupprechtseck ist ein mehrmaliger Wechsel der Komplexe kartierbar, es ist aber schwierig, ein dreidimensionales Bild zu gewinnen, da die Ostseite von unzugänglichen Felswänden gebildet wird und die Westseite mit periglazialem Hangschutt bedeckt ist. Die Deckengrenze dürfte aber mehrfach an südfallenden Störungen geschuppt sein. An den postulierten Schuppengrenzen treten jeweils feinstückig brechende, braun verwitternde Phyllonite auf. Die nördlichsten Vorkommen des Wölz-Komplexes befinden sich etwa 50 m nördlich vom Gipfel des Dachleitecks und reichen bis ca. 100 m südlich des Gipfels. Hier befindet sich auch eines der beiden bereits von Thurner (1958a, b) beschriebenen Marmorvorkommen. Das zweite Vorkommen tritt etwa 700 m nördlich des Gipfels des Rupprechtsecks in einer weiteren Schuppe aus Wölz-Komplex auf. Vom Gipfelbereich des Rupprechtsecks gegen Süden besteht der gesamte obere Teil der Berggruppe aus Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes mit einzelnen Amphibolitlagen und dem charakteristischen Marmorzug. Bemerkenswert ist, dass auch am westlichen Hangfuß des Rupprechtsecks, im Graben östlich der Moarhütte, Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes zu finden ist. Ob dieses Vorkommen mit jenem am Gipfel zusammenhängt, ist derzeit unbekannt. Wahrscheinlich ist es an einer steilstehenden, E–W streichenden Störungszone eingeschleppt, zu welcher auch die oben beschriebenen Harnischflächen gehören. Derartige Störungen mit deutlichem Höhenversatz sind auch in der Kartierung von Kollmann & Schuster (2014) dokumentiert.

An den Graten rund um das Spreitzerkar sind nur an den nach Norden ausgerichteten Abfällen des Rupprechtsecks mäßig steile Felswände ausgebildet. Überall sonst reichen steile, nur wenig bewachsene und von wenigen Felsaufschlüssen unterbrochene Permafrostablagerungen bis zum Grat. Diese Ablagerungen sind durch in-situ Verwitterung (meist Frostsprengung) der anstehenden Gesteine entstanden. Im Karboden sind Grund- und Ablationsmoränenablagerungen vorhanden, die an der Nordseite von einer aus Orthogneisblöcken bestehenden Blockgletscherablagerung überlagert werden. Am Hangfuß zum Etrachtal sind Schwemm- und Murkegel vorhanden. An den Hängen oberhalb der Kegel befindet sich Grundmoränenablagerung, die zum Teil mit Hangablagerungen vermischt ist. Zwischen diesen Sedimenten treten stellenweise gut gerundete, sandige Kiese auf. Sie lassen bereichsweise eine normale Gradierung erkennen. Durch ihre geographische Lage am Hang werden sie als Ablagerung an einem Eisrand interpretiert.

Areal 2: Etrachtal – Schimpelscharte

Im Profil vom Etrachtal bis zur Schimpelscharte (2.275 m) ist dieselbe lithologische Abfolge anzutreffen wie am Rupprechtseck. Allerdings fallen die Gesteine hier generell gegen Norden ein. Das impliziert eine Faltung um eine E–W streichende Achse mit steilstehender Faltenachsenebene im Bereich des oberen Etrachtales.

Der Paragneis im Liegenden des hololeukokraten Orthogneises ist am Weg zur Schimpelscharte bis in 1.960 m Seehöhe verfolgbar. Darüber folgt die Orthogneislage, in deren hangendem Anteil wiederum Lagen und Linsen von Paragneis und Hornblendegneis anzutreffen sind. Die Hangendgrenze des Orthogneises zieht von der Südseite des Schimpelspitzes (2.413 m) an den Fuß der Karwände und von dort stetig ansteigend gegen Westen, wo sie ca. 350 m westlich der Schimpelscharte den Kamm quert. Im Schimpelkar verläuft sie zur Südseite des Bauleitecks (2.424 m). Die Abfolge aus Paragneis, Hornblendegneis und dünnen Amphibolitlagen ist im Hangenden des Orthogneises nur etliche Zehnermeter bis wenige hundert Meter mächtig, denn bereits kurz nach der Scharte stehen Gesteine des Wölz-Komplexes an. Die Deckengrenze fällt mittelsteil gegen Norden und ist als Phyllonitzone ausgebildet. Der Wölz-Komplex besteht aus Granat-Glimmerschiefer mit einer einige Zehnermeter mächtigen Amphibolitlage und einer stark absetzigen Marmorlage. Beide in der Karte von Rockenschaub (1986) verzeichneten Marmorlinsen konnten verifiziert werden, obwohl es sich nur um „Rucksackvorkommen“ handelt. Unter den Felswänden an der Nordseite des Schimpelspitzes sind im Schutt einige braun anwitternde Marmorstücke zu finden und in den etwas weiter östlich gelegenen Gletscherschliffen ist fast direkt an der Deckengrenze ein wenige Quadratmeter großer Marmoraufschluss vorhanden. Gegen Norden folgt eine steilstehende E–W gerichtete Störungszone. Diese bildet gegen Osten, am Nordgrat des Süßleitecks (2.507 m), die Grenze zwischen den Komplexen bzw. Decken.

Das südgerichtete Kar unterhalb der Schimpelscharte ist Großteils von Lockersedimenten bedeckt. Unter den Karwänden sind große Schuttkörper ausgebildet, die aus grobblockig und meist polygonal brechendem Ortho- und Paragneis bestehen. Darunter befindet sich eine Blockgletscherablagerung mit mehreren Wällen. Sie überlagert eine darunterliegende, Grund- und Ablationsmoränenablagerung mit groben Blöcken. Diese zeigt bis zur Karschwelle nur ein geringes Gefälle. Endmoränenwälle, welche die Karschwelle überlagern, befinden sich auf einer minimalen Seehöhe von 1.960 m. Aufgrund der Beobachtungen die nunmehr für fast das gesamte Sölktal vorliegen (Griesmeier, 2024), wird diese Moränenablagerung, anders als im Bericht Schuster & Griesmeier (2024) nun dem Egesen-Stadial zugerechnet. Die Blockgletscherablagerung könnte in einer späteren Phase des Egesen-Stadials entstanden sein und entwickelte sich vermutlich aus der Ab-

lationsmoräne des Egesen-Gletschers. Die Sedimente im Schimpelkar wurden im Wesentlichen bereits im Bericht von Griesmeier (2020) beschrieben.

Areal 3: Oberstes Katschtal

Das nach Osten schauende Kar zwischen dem Sauofen (2.415 m) im Süden und dem Schimpelgrat im Norden wird vom Wölz-Komplex aufgebaut. Es handelt sich fast ausschließlich um monotonen Granat-Glimmerschiefer mit relativ unauffälligen, hypidiomorphen Granatporphyroblasten mit Durchmessern bis zu 5 mm. Amphibolit findet sich als Linsen in den Felswänden am unteren Ende vom Ostgrat des Sauofens. Der wenige Meter mächtige Marmorzug, der über die Reichascharte in das Kar zieht, lässt sich bis 2.160 m Seehöhe hinunter verfolgen. Der Marmor ist im Anschlag grau, zeigt eine ockerbraune Verwitterungsfarbe und heterogen verteilte, silikatische Verunreinigungen aus Quarz und Muskovit.

Unter den das Kar begrenzenden und kleineren internen Felswänden sind großflächige Hangablagerungen vorhanden, die zum Teil grobblockig ausgebildet sind. Der Großteil des Karbodens ist allerdings durch eine Gletscherschlifflandschaft mit zahlreichen wallförmigen Moränenablagerungen geprägt. Die Wälle sind häufig von kantengerundeten Blöcken übersät und lassen sich bis auf etwa 2.020 m Seehöhe herab verfolgen. Es ist anzunehmen, dass die Wälle durch mehrere Abschmelz- und Stabilisierungsphasen eines Gletschers, während eines einzigen Stadials gebildet wurden. Aufgrund der Höhenlage, der Ostexposition und der Mehrphasigkeit werden die Ablagerungen dem Egesen-Stadial zugerechnet. Abseits der Wälle tritt hauptsächlich Fels auf, nur im Bereich der Bäche, die das Kar entwässern, befindet sich eine großflächige Grund- und Ablationsmoränenablagerung.

Areal 4: Bräualmbachtal

Ausgehend davon, dass der Marmor und Glimmerschiefer mit Hellglimmer-Pseudomorphosen, die um den Schwarzensee auftreten, sicher dem Greim-Komplex zuzuordnen sind, während die Granat-Glimmerschiefer nördlich der Schimpelscharte bestimmt zum Wölz-Komplex gehören, muss zwischen diesen beiden Lokalitäten eine Grenze zwischen den beiden Komplexen vorhanden sein. Die Kartierung zeigt, dass der Schimpelrücken aus Paragneis, Granat-Glimmerschiefer und zumeist Granat führendem Amphibolit des Greim-Komplexes aufgebaut ist, während die Abhänge südlich des Schimpelbaches aus grobblockig brechendem Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes bestehen. Die Grenze kann somit über einige hundert Meter im markanten, gerade verlaufenden Graben des Schimpelbaches, unterhalb vom Breitenbachsee, festgelegt werden. Bei der im Graben verlaufenden Grenze handelt es sich offenbar um eine nur wenige Meter breite, recht steil stehende, SW–NE streichende Störung. Zu beiden Seiten des Baches konnten in den Aufschlüssen immer wieder feinstückig brechende, kataklastische Gesteine beobachtet werden. An der Störung werden die Schieferung und auch der lithologische Lagenbau des Greim-Komplexes mit ca. 30° abgeschnitten. Am oberen Ende des Sees verlässt die Grenze die Störung und zweigt E–W verlaufend Richtung Schimpelsee (1.947 m) ab. Zu beiden Seiten der Störung bzw. Grenze wurden Proben genommen, um die Glimmerschiefer der beiden Komplexe zu vergleichen. Beide zeigen einen Mineralbestand aus Muskovit + Quarz + Biotit + Granat + Plagioklas + Rutil/Ilmenit + Chlorit. Der Granat im Wölz-Komplex, aber auch jener im Greim-Komplex, erscheinen nach optischen Kriterien einphasig gebildet. Als Unterschiede sind zu nennen, dass die Glimmer im Greim-Komplex deutlich grobschuppiger sind und im Wölz-Komplex sehr viel Turmalin als akzessorische Phase vorhanden ist.

Die nördliche Begrenzung des Greim-Komplexes zum Wölz-Komplex ist in der GEOFAST-Karte von Kreuss (2021) nördlich vom Hohensee (1.543 m), fast genau am Kamm des Steinrinnecks (2.247 m) eingezeichnet. Hier soll sich auch eine Marmorlinse im Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes befinden. Die Begehung ergab, dass am Weg die höchste Lage aus Tremolit führendem Marmor in 1.620 m Seehöhe auftritt. Diese fällt steil nach Norden ein. Darüber folgt bis in den Gipfelbereich des Steinrinnecks Amphibolit mit nur wenigen Einschaltungen von Paragneis. Erst im westlichen Anteil des kartierten Kammes ist wieder Granat-Glimmerschiefer vorhanden. Dieser enthält die für den Greim-Komplex typischen, blaugrauen Aggregate aus feinschuppigem Hellglimmer, die als Pseudomorphosen nach Staurolith gedeutet werden. Marmor konnte nicht angetroffen werden. Die Schieferung ist verfaltet, wobei die Achsenflächen gegen Nordwesten einfallen. Die Schieferung fällt in der Hangmitte generell nach Südosten und im Kammbereich flach gegen Norden ein. Direkt am Kamm konnten eine M-förmige, aufrechte Verfaltung mit steil gegen Nordwest einfallenden Achsenflächen beobachtet werden. In jedem Fall ist die gesamte Südseite des Steinrinnecks von Greim-Komplex aufgebaut.

Nicht ganz geklärt ist die interne Struktur des Greim-Komplexes um den Hohensee. Mit Bezug auf die in Griesmeier & Schuster (2024) dargelegte, regional vorhandene lithologische Abfolge, sollte sich der von Amphibolit und Paragneis dominierte Anteil im liegenden des Granat-Glimmerschiefers und der darin eingelagerten Marmorlage befinden. Der Marmor ist aber an der topographisch tiefsten Position um den Schwarzensee anzutreffen, während der Amphibolit teilweise bis zum Kamm des Steinrinnecks reicht. Wenn diese Abfolge auch im untersuchten Bereich ihre Gültigkeit hat, muss im Tal eine etwa NE–SW streichende Synform vorhanden sein, welche einen teilweise überkippten nördlichen Schenkel hat. Unter Berücksichtigung der gemessenen Strukturdaten und der im Kammbereich beobachteten parasitären Faltungen, ist eine derartige Situation durchaus möglich.

Damit stellt sich die Frage, wie weit die Grenze zum Wölz-Komplex nach Norden verlegt werden muss. Möglicherweise um mehr als 1 km, falls der Dolomitmarmorzug in ca. 1.500 m Seehöhe an der Südseite der Scheiben (1.941 m) auch zum Greim-Komplex gehört.

Die quartären Ablagerungen des beschriebenen Bereichs sind großteils bereits im Bericht von Griesmeier (2020) erläutert. Im Folgenden wird noch der Südabhang des Steinrinnecks beschrieben. Etwas westlich unterhalb des Gipfels ist eine deutliche Abrisskante vorhanden. Direkt darunter ist zunächst eine steinig-blockige Hangablagerung ausgebildet und in weiterer Folge ist eine unruhige Morphologie entwickelt, die auch am Laserscan-Bild auffällt. Der Gesteinsverband ist abgetreppt und in den fla-

cheren Bereichen von Grund- und Ablationsmoränenablagerung überlagert. Da keine deutliche Gleitfläche und auch keine eindeutigen seitlichen Abgrenzungen ausgemacht werden können, wird interpretiert, dass es sich um den Bereich eines langsamen Fließens handelt, der diffus in den ungestörten Felsverband übergeht.

Eine weitere Beobachtung betrifft das Gebiet, in dem der Hohenseebach in den Bräualmbach mündet. Entlang der Felsstufe, an der auch die Forststraße Richtung Hohensee verläuft, befinden sich mehrere relativ eckige, oft mehrere Meter große Tremolit führende Marmorblöcke. Diese sind entlang der ehemaligen Fließrichtung des Gletschers SW–NE angeordnet. Basierend auf der Lithologie stammen sie eindeutig aus dem Bereich um den Hohensee. Würden sie an der Basis des Gletschers transportiert worden sein, wären sie deutlicher gerundet und vermutlich stärker zerkleinert. Somit ist anzunehmen, dass sie als supraglazialer Schutt transportiert wurden. Es ist daher denkbar, dass Blöcke aus der höchsten angetroffenen Marmorlage in 1.620 m Seehöhe auf einen spätglazialen Gletscher gefallen sind. Dieser muss bis mindestens 1.200 m herabgereicht haben. Darauf deutet auch eine Wallform auf der orographisch rechten Seite des Schimpelbaches auf ca. 1.400–1.600 m Seehöhe hin. Diese ist am Laserscan-Bild auszunehmen, wegen der Morphologie ist dieser Bereich aber sehr schlecht zugänglich. Die Wallform könnte die Seitenmoräne dieses Gletschers darstellen. Das Einzugsgebiet dieses Gletschers hat das gesamte Schimpel- und Grünseekar und vermutlich zusätzlich das Hüttkar umfasst. Für das Gschnitz-Stadial wird von Maisch (1981) eine Schneegrenzdepression von 600–700 m angenommen. Bezogen auf die Schneegrenze um 1850, die in diesem Gebiet etwa bei 2.800 m lag (Lichtenecker, 1938), ergibt sich eine Gschnitz-zeitliche Schneegrenze von 2.100–2.000 m. Bei einer Schneegrenze von 2.000 m wäre das Akkumulationsgebiet etwa zweimal so groß wie das Ablationsgebiet. Somit ist es durchaus möglich, dass ein Gletscher während des Gschnitz-Stadials diese Ausdehnung hatte und die Blöcke an ihre heutige Position brachte.

Areal 5: Großsölktal – Kammkarlspitz

Im weiten, gegen Südwesten ausgerichteten Kar, dessen Kamm vom Schafdach (3.214 m) im Osten über den Kammkarlspitz (2.248 m) und weiter nach Norden Richtung Tischfeldspitze (2.286 m) verläuft, ist eine deutliche lithologische Abfolge erkennbar. Generell fallen die Gesteine nach NNE ein, wobei sie um flach gegen WNW einfallende Achsen verfaltet sind. Die liegenden Anteile der Abfolge befinden sich daher im Südwesten und bestehen aus Paragneis, in den ein Zug aus Glimmerschiefer und Amphibolit eingelagert ist, der von südlich des Schafdach-Gipfels über dessen westlichen Grat zieht. Vereinzelt, wie z.B. nördlich des Schafdach-Gipfels, sind auch deformierte, bis zu 2 m mächtige Pegmatitlagen und -boudins im Paragneis anzutreffen. Darüber folgt Granat-Glimmerschiefer, in dessen liegendem Anteil eine wenige Meter mächtige Marmorlage eingelagert ist. Diese lässt sich durch das ganze Kar und im Westen noch darüber hinaus in die steilen Abhänge in das Großsölktal durchgehend verfolgen. Der Marmor ist grau gefärbt, verwittert gelblich und enthält silikatische Verunreinigungen, wobei makroskopisch kein Tremolit identifiziert werden konnte. Weiter im Hangenden sind im Granat-Glimmerschiefer sehr vereinzelt dünne Amphibolit- und Quarzitlagen vorhanden. Der Granat-Glimmerschiefer selbst ist zum Teil sehr reich an xenomorphem Granat, der in den einzelnen Lagen immer Granatporphyroblasten in unterschiedlicher Größe von bis zu 5 mm enthält. Muskovit und untergeordnet Biotit sind als einige Zehntelmillimeter große Blättchen vorhanden. Bemerkenswert ist auch das Vorhandensein von bis zu 1 cm langen, säuligen Hellglimmer-Pseudomorphosen nach Staurolith (Aufschluss RS-23-129-218). Diese Pseudomorphosen sind auch im Dünnschliff als Aggregate aus feinschuppigem Hellglimmer ohne interne Vorzugsrichtung zu erkennen. Erst am Grat zum Seifriedtal wechselt die Lithologie wieder zu Paragneis.

Zu welchem Komplex die beschriebene Abfolge gehört, ist ohne weitere Kartierungen nicht eindeutig zu entscheiden. Einerseits erinnert die lithologische Abfolge mit dem diskreten Marmorzug und den Hellglimmer-Pseudomorphosen an jene des Greim-Komplexes. Andererseits folgt sie konkordant und ohne erkennbaren lithologischen Wechsel auf den Pegmatit führenden Paragneis, welcher im Seekar südlich des Schafdachs dem Rappold-Komplex zugerechnet werden muss. Eine Zuordnung zum Rappold-Komplex erscheint daher wahrscheinlicher. Sie bedingt jedoch, dass sich die Deckengrenze zwischen Donnersbach-Decke (aufgebaut aus Greim- und Wölz-Komplex) und Pusterwald-Decke (Rappold-Komplex), die vom Katschtal kommend knapp östlich des Sölkpasses vorbeizieht, auch in den steilen Flanken des Sölktales unterhalb des beschriebenen Kares entlangzieht. Diese Interpretation ergibt sich jedenfalls notwendigerweise, wenn, wie in der GEOFAST-Karte Gröbming (Kreuss, 2021) dargestellt, das Vorhandensein von Wölz-Komplex entlang des Hangfußes östlich der Mautneralm, zutrifft. Als Quelle hierfür wird „Hejl (2009)“ angegeben. Dabei ist zunächst darauf hinzuweisen, dass damit nicht der im Jahr 2009 unter fast identem Titel publizierte Kartierungsbericht von Hejl (2009a) gemeint ist, der sich auf einen anderen Teil des Kartenblattes bezieht. Vielmehr wird auf ein unpubliziertes Archivstück der GeoSphere Austria, bestehend aus Karte und Kartierungsbericht, verwiesen (Hejl, 2009b). Der Text dieses unpublizierten Archivstücks ist als Kartierungsbericht von Hejl (2011) publiziert. In diesem werden im südlichsten Teil des besagten Hangfußes feldspatreiche Granat-Glimmerschiefer und ein Marmorzug beschrieben, welche nach dem Geländebefund heute dem Greim- oder Rappold-Komplex zuzuordnen sind.

Das beschriebene Kar ist nur in den gegen Norden gerichteten Abfällen am Schafdach durch Felswände begrenzt. Überall sonst reichen Almwiesen mit kleinen offenen Schuttflächen bis zum Grat. Die gegen Süden gerichteten Hänge zeigen eine unruhige, gegliederte Morphologie mit einer Hohlform am nordwestlichen Ende. Der einseitig ausgeprägte Kamm, der die Hohlform gegen Nordwesten begrenzt, kann kaum durch Gletschererosion erklärt werden und wird somit als Abrisskante einer in sich gegliederten Massenbewegung interpretiert. Somit stellt sich die Frage, wo sich die Masse, die ursprünglich die Hohlform ausgekleidet hat, befindet. Weitere Abrisskanten befinden sich jeweils 50–100 m unterhalb des Kammes um den Kammkarlspitz. Die erkennbare Auflockerung des Festgesteins ist vermutlich nicht allzu tiefgründig. Der südwestliche Anteil zeigt keinen deutlichen Übergang zu un-

gestörtem Gesteinsverband, allerdings ist dieser Bereich von Grund- und Ablationsmoränenablagerung überlagert. Die unterhalb folgende Felswand, die auf 1.860 m ihren höchsten Punkt erreicht, ist jedenfalls nicht mehr von der Massenbewegung betroffen. Die Felswand selbst scheint durch einen spätglazialen Gletscher geschaffen zu sein, der sich im Kar nordwestlich des Schafdaches entwickelte. Da die Massenbewegung oberhalb der besagten Felswand endet, ist anzunehmen, dass sie kurz nach dem Hochglazial aktiv war und von dem Gletscher (Gschnitz-Stadial?) weitgehend ausgeräumt wurde. Dadurch könnte die fehlende Masse erklärt werden. Der oben beschriebene Marmorzug zieht durch die Massenbewegung und bewirkt ein durch Verkarstung erzeugtes Schluckloch, in dem ein nur zeitweilig fließender Bach verschwindet. Das Wasser tritt erst wieder im Bereich der Moränenablagerungen im Karboden aus.

Areal 6: Sattental

Im oberen Sattental befindet sich nach der GEOFAST-Karte Gröbming (Kreuss, 2021) ein Segment der Deckengrenze zwischen der liegenden Obertal-Decke, die aus dem Riesach-Komplex aufgebaut ist, und der hangenden Donnersbach-Decke, die aus Gesteinen des Wölz-Komplexes besteht. Der Kontakt verläuft laut Karte im Nordwesten über den Kamm zwischen Scheibleck (2.117 m) und Ochsenkarhöhe (1.957 m) und von dort gegen Osten Richtung Talboden bei der Perneralm (1.315 m). Innerhalb des Bereiches, der in der Karte als Obertal-Decke ausgeschieden ist, finden sich die für den Riesach-Komplex typischen Gesteine nur westlich der Lahntalrinne und Langschneerinne. Dabei handelt es sich im Wesentlichen um zum Teil migmatischen Para- und Orthogneis, welche sehr kompetent und wandbildend sind. Östlich davon ist eine weniger kompetente, geringer metamorphe und bunter zusammengesetzte Gesteinsassoziation anzutreffen. Diese beinhalt hellgrünlich-grauen Glimmerschiefer, quarzitischen Glimmerschiefer und Arkosegneis. Makroskopisch bestehen die Gesteine vor allem aus Serizit, Chlorit, Quarz und Feldspat, wobei die mengenmäßigen Anteile stark schwanken. Die Gesteine brechen plattig, zeigen eine einfache Strukturprägung mit ebenen Schieferungsflächen und einer feinen Krenulation. In der feinkörnigen Matrix finden sich vereinzelt runde, aus polykristallinem Quarz bestehende Aggregate mit bis zu einigen Zentimetern Durchmesser. Diese können als Gerölle interpretiert werden. Ebenfalls vorhandene Quarzmobilisate sind im Gegensatz dazu bis zu mehrere Zentimeter dick, unregelmäßig gangförmig entwickelt und enthalten dunkelbraun gefärbte Nester mit teilweise herausgelöstem Karbonat.

Im Dünnschliff zeigt der Glimmerschiefer eine Matrix aus Hellglimmer, viel Chlorit mit dunkel-graugrüner Interferenzfarbe, feinkörnigem Quarz und Albit. Extrem selten ist Biotit vorhanden, der aber auch teilweise chloritisiert ist. Darin sind Bruchstücke von Alkalifeldspat und polysynthetisch verzwillingtem Plagioklas sowie lithische Fragmente aus Feldspat und/oder Quarz vorhanden. Die chloritreiche Matrix wird von weniger als 1 mm großen, zum Teil idiomorphen Granatporphyroblasten überwachsen. Diese sind randlich und entlang von Rissen, manchmal aber auch vollständig chloritisiert. In Mobilisatlagen aus Quarz und Feldspat sind Putzen aus bräunlich gefärbtem Karbonat zu sehen. Bei ähnlichem Erscheinungsbild zeigt der quarzitische Glimmerschiefer einen höheren Quarzgehalt und im Arkosegneis dominieren die Feldspatklasten. Bei der Gesteinsassoziation handelt es sich um grünschieferfaziell überprägten Erosionsschutt aus einem von Graniten dominierten Hinterland. Die gut erhaltenen Feldspatklasten sprechen für eine geringe Transportweite. Nach lithologischen Vergleichen handelt es sich bei der beschriebenen Gesteinsassoziation um permische Metasedimente, welche in gleicher Position im Bösenstein-Massiv und in den Seckauer Tauern zu finden sind und dort als „Rannachserie“ bezeichnet werden. Diese Metasedimente stellen wahrscheinlich die sedimentäre Bedeckung des Riesach-Komplexes dar. Ein primär sedimentärer Kontakt konnte auf Grund der Aufschlusssituation bzw. einer tektonischen Überprägung am Kontakt nicht beobachtet werden.

Im Bereich der Forststraße am Westende des Kainachwaldes fallen die permischen Metasedimente mittelsteil (ca. 20°) gegen Norden ein und erreichen eine Mächtigkeit von mehr als 100 m. Hier sind auch zahlreiche Harnische vorhanden die zu einer steilstehenden, ENE–WSW orientierten Seitenverschiebung mit dextralem Versatz gehören (Aufschluss RS-23-128-247 und RS-23-128-248).

Literatur

Griesmeier, G.E.U. (2020): Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 473–480, Wien.

Griesmeier, G.E.U. (2024): Bericht 2022 über quartärgeologische Aufnahmen im Kleinsölk-°, Satten- und Walchental auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162**, 206–209, Wien.

Griesmeier, G.E.U. & Schuster, R. (2024): Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf Blatt 128 Gröbming und 129 Donnersbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162**, 212–217, Wien.

Griesmeier, G.E.U., Schuster, R. & Iglseder, C. (2021): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf Blatt 128 Gröbming und 129 Donnersbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 191–196, Wien.

Haas, I., Kurz, W., Gallhofer, D. & Hauzenberger, C. (2021): A U/Pb zircon study on the Schladming Nappe and its implications for the pre-Alpine evolution of the Austroalpine Basement. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **167**, 100, Wien.

Hejl, E. (2009a): Bericht 2008 über geologische Aufnahmen im Wölzer Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **149**, 538–539, Wien.

Hejl, E. (2009b): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Wölzer Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Unpublizierter Kartierungsbericht, 10 S., 3 Karten, Geologische Bundesanstalt, Wien. [GeoSphere Austria, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 16344-RA/128/2009]

Hejl, E. (2011): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Wölzer Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151**, 128–129, Wien.

Kollmann, C. (2014): Cooling and deformation history of Austroalpine crystalline units in the Schladminger Tauern (Eastern Alps/Austria). – Unpublizierte Masterarbeit, Universität Wien, 55 S., Wien.

KOLLMANN, C. & SCHUSTER, R. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 158 Stadl an der Mur. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**/1–4, 308–310, Wien.

KREUSS, O. (2021): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 128 Gröbming: Stand 2020, Ausgabe: 2021/03. –1 Blatt, Farbplot, Wien.

LICHTENECKER, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. – In: GÖTZINGER, G. (Ed.): Verhandlungen der 3. Internationalen Quartär-Konferenz, 141–147, Wien.

MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). – Inaugural-Dissertation, Universität Zürich. – Physische Geographie, **3**, 216 S., Zürich.

ROCKENSCHAUB, M. (1986): Geologische und geochronologische Untersuchung im Grenzbereich Wölzer Kristallin – Schladminger Kristallin in den nördlichen und östlichen Schladminger Tauern (Steiermark). – Dissertation, Universität Wien, 140 S., Wien.

SCHUSTER, R. & GRIESMEIER, G.E.U. (2024): Bericht 2022 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf den Blättern 128 Gröbming, 129 Donnersbach, 158 Stadl an der Mur und 159 Murau. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162,** 217–223, Wien.

THURNER, A. (1958a): Geologischen Karte Stadl-Murau 1:50.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

THURNER, A. (1958b): Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau. – 106 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2023 über geologische Aufnahmen im Wölz-Komplex und im Ennstal-Komplex auf Blatt 128 Gröbming

EWALD HEJL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die in diesem Jahr durchgeführten Revisionsbegehungen fanden in zwei räumlich getrennten Teilgebieten statt, nämlich nördlich und östlich der Ortschaft Mößna (Gebiet 1) und zu beiden Seiten der Strubschlucht (Gebiet 2), die sich von der Vereinigung des Kleinsölk- und des Großsölkbaches ca. 1,5 km nach Nordwesten erstreckt und gut 100 m in den ehemals spätglazialen Talboden eingeschnitten ist.

Das Gebiet 1 hat eine Fläche von 12 km^2 und ist wie folgt umgrenzt: Mößna – Hansebner – Plöschmitzbach – Lämmertörlkopf (2.046 m) – Mößnascharte – Schwarzkarspitz – Gstemmerscharte – Kleines Bärneck (2.037 m) – Seifrieding – Mößna. Die Begehung dieses Gebiets galt vor allem der flächendeckenden Abgrenzung von Granatglimmerschiefer und granatärmerem, z.T. phyllitischem Glimmerschiefer im Wölz-Komplex. Diese Unterscheidung wurde während der letzten ca. 12 Jahre auskartiert und im Kartenbild dargestellt. Jedoch im Zeitraum von 2005 bis 2010 waren diese Varietäten der Glimmerschiefer unter ein- und derselben Signatur subsummiert worden. Im Hinblick auf ein gut lesbares und lithologisch besser interpretierbares Kartenbild war daher eine teilweise Neubegehung mancher Bereiche des Wölz-Komplexes erforderlich.

Das Gebiet 2 im Bereich des Sölker Marmorsteinbruchs, der Strubschlucht und des Schlossberges von Großsölk hat eine Fläche von ca. 2 km^2. Hier sollte der Zusammenhang der Marmorzüge und deren Verlauf im Bereich der Schlucht besser erfasst werden.

Präquartäres Grundgebirge von Gebiet 1

Mit dem Gaßeneck (2.111 m) als höchster Erhebung erstreckt sich dieses Gebiet an der orographisch rechten (nordöstlichen) Seite des Großsölkbaches zwischen dem Plöschmitzbach im Norden und dem Seifriedbach im Süden. Die Wasserscheide zum Walchen- und Donnersbachtal bildet die Grenze im Osten. Das Grundgebirge besteht aus Gesteinen des Wölz-Komplexes bzw. der Donnersbach-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems.

Im mengenmäßig dominierenden Glimmerschiefer lassen sich zwei Hauptvarietäten unterscheiden. Es sind dies Granatglimmerschiefer, dessen frische, d.h. weitgehend unalterierte Granate reichlich vorhanden und oft lagenweise angereichert sind. Sie sind häufig über 5 mm, nicht selten bis ca. 8 mm und an wenigen Stellen sogar bis knapp über 2 cm groß und idiomorph ausgebildet. Grobschuppiger Muskovit überwiegt mengenmäßig gegenüber Biotit. Dieser Typus von Granatglimmerschiefer baut den gesamten Höhenzug vom Lämmertörlkopf (2.046 m) bis zum Großen Bärneck (2.071 m) sowie die Gipfel des Gaßenecks (2.111 m) und des Tattermanns (2.089 m) auf. Es überwiegt mittelsteiles Nordfallen der Schieferungsflächen.

An den Hängen im Süden und Westen wird der mächtige Granatglimmerschiefer von granatärmerem, augenscheinlich schwächer metamorphem Glimmerschiefer mit z.T. phyllitischem Erscheinungsbild unterlagert. Der Übergang ist jedoch unscharf, da auch innerhalb des phyllitischen Glimmerschiefers geringmächtige Pakete von Granatglimmerschiefer auftreten. Es ergibt sich der Eindruck einer kleinräumigen Verschuppung und/oder eines isoklinalen Faltenbaus innerhalb der Donnersbach-Decke. Der in den Aufnahmsberichten der Vorjahre oft genannte Begriff „phyllonitischer Glimmerschiefer“ sollte meiner Ansicht nach nicht mehr für alle schwächer metamorphen Varietäten der Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes verwendet werden, da die meisten dieser Glimmerschiefer – abgesehen von einem schmalen Streifen entlang der Grenze zur Öblarn-Decke – nicht retrograd aus ehemals stärker metamorphem Granatglimmerschiefer hervorgegangen sind. Es handelt sich größtenteils um Gesteine mit schon primär schwächerer Metamorphose.

Bis ca. 50 m mächtiger Glimmerquarzit mit gneisartiger Textur tritt im Tal des Mößnakarbaches zwischen 1.250 und 1.400 m (alle Angaben in Meter über NN) konkordant innerhalb der vorherrschenden Glimmerschiefer auf. Solcher Quarzit kommt in ähnlicher Position auch im Großsölktal beim Gruber und beim Hansebner vor.

Bemerkenswert sind grobkörniger Amphibolit und Hornblendegneis am Kleinen Bärneck, die als unverwitterte Blöcke auch im Bachbett des Mößnakarbaches in 1.600 m auftreten. Einer dieser über 1 m großen Blöcke enthält bis zu 3 cm lange Hornblenden und bis zu 2 cm große, idiomorphe Granate ohne sichtbare Alteration. Die kleinkörnige, nur mäßig geschieferte Grundmasse besteht aus

Hellglimmer und Quarz. Bei stärkerer Schieferung würde man von einem Granat führenden Hornblendegarbenschiefer sprechen.

Marmor ist im Gebiet 1 äußerst selten. Die Marmorlage an der Forststraße 700 m westlich vom Gruber ist nur 30 cm mächtig.

Präquartäres Grundgebirge von Gebiet 2

Die Glimmerschiefer im Umkreis von Großsölk und dem Sölker Marmorsteinbruch sind durchwegs feinschuppig, haben seidig glänzende Schieferungsflächen und relativ wenig Granat. Sie sind offenbar schwächer metamorph als der zuvor erwähnte, grobkörnige Granatglimmerschiefer am Gaßeneck (2.111 m) und im Mößnakar (Gebiet 1). Im Gebiet 2 überwiegt mittelsteiles bis steiles Einfallen der Schieferungsflächen nach NNW bis N.

Die z.T. stark boudinierten Marmorzüge liegen insgesamt annähernd konkordant im Glimmerschiefer, da der Marmor aber stark verfaltet ist, treten innerhalb des Marmors auch abweichende Orientierungen auf. Der nördliche Marmorzug am Hauptgelände des Marmorsteinbruches (882 m) lässt sich durch die Strubschlucht und über den Großsölker Schloßberg bis zum Ortsteil Feista verfolgen. In E–W-Richtung erstreckt sich dieser Marmorzug über eine Länge von fast 3 km. Östlich der Strub-Schlucht besteht sein südlicher Anteil hauptsächlich aus Dolomitmarmor, sein nördlicher Anteil jedoch vorwiegend aus gebändertem Kalkmarmor. Der südliche Marmorzug verläuft von Kollerseben (1.322 m) über den Steinbruch bei Vorderwald in die Schlucht hinunter und endet dort anscheinend. Kleine Marmorlinsen gibt es auch in der Nähe des Zusammenflusses der beiden Sölkbäche.

Quartäre Sedimente und Geomorphologie

Der spätglaziale Talgrund des vorderen Sölktales liegt zu beiden Seiten der Strubschlucht in ungefähr 800 bis 840 m. In dieser Höhe treten auch Reste von fluvioglazialen Eisrandsedimenten (mäßig gerundeter Kies mit Steinen und Blöcken) auf. Unterhalb von ca. 800 m erschließt die Strubschlucht jedoch anstehenden Fels. Die gegenwärtig geringe Wasserführung des Sölkbaches in der Schlucht ist auf den Bau des Speicherkraftwerkes Sölk der STEWEAG in den Jahren 1975 bis 1978 zurückzuführen (siehe Becker, 1981). Da ein Großteil des Wassers der beiden Sölkbäche vom Stausee Großsölk über einen Triebwasserstollen dem 232 m tiefer gelegenen Krafthaus Stein zugeführt wird, sind der Abfluss und die Erosionsleistung des Sölkbaches in der Schlucht jetzt viel geringer als vor dem Bau des Kraftwerks. Von Interesse sind bis ca. 1 m große, gerundete Blöcke von Orthogneis, die am oberen Ende der Schlucht, beim Zusammenfluss der beiden Sölkbäche im Bachbett liegen. Für deren Transport sind hochenergetische hydrodynamische Verhältnisse anzunehmen. Diese haben zur Entstehung der Schlucht geführt.

Literatur

Becker, L.P. (1981): Die baugeologische Aufnahme der Sperrenaufstandsfläche beim Bau der Bogenstaumauer Sölk/Stmk. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **27**, 7–18, Wien.

Blatt 129 Donnersbach

Siehe Bericht zu Blatt 128 Gröbming von Gerit E.U. Griesmeier & Ralf Schuster.

Blatt 151 Krimml

Siehe Bericht zu Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger von Jürgen M. Reitner, Michael Lotter & Benjamin Huet.

Blatt 154 Rauris

Bericht 2023 über die geologische Aufnahme des Profils Trögereck – Stanziwurten auf Blatt 154 Rauris

Benjamin Huet, Chiara Költringer & Manfred Linner

Einleitung

Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme auf Blatt 154 Rauris wurde am 27. Juni 2023 ein Profil zwischen dem Trögereck (2.732 m) und bis 2.600 m Seehöhe am Nordgrat des Stanziwurten (Tauernfenster, Oberes Mölltal, Gemeinde Großkirchheim) aufgenommen und beprobt. Dieses Profil wurde bereits in Exner & Prey (1964) beschrieben und erlaubt einerseits die lithologischen, strukturgeologischen und metamorphen Merkmale der liegenden Trögereck-Decke und der hangenden Seidlwinkl-Decke zu studieren, und andererseits klare Kartierungskriterien zwischen diesen zwei tektonischen Einheiten des Modereck-Deckensystems zu identifizieren. Die Beprobung fokussierte auf die Trögereck-Decke, da ausführliche Beschreibungen der Seidlwinkl-Decke schon publiziert sind (Frasl, 1958; Exner & Prey, 1964; Frasl & Frank, 1964; 1966; Frank, 1969; Pestal & Hellerschmidt-Alber, 2011). Für das hier beschriebene Profil wird die lithostratigraphische Nomenklatur von Pestal & Hellerschmidt-Alber (2011) verwendet. Es wird in den Schlussfolgerungen erklärt, warum eine leicht andere tektonische Nomenklatur verwendet wird.

In diesem Bericht werden die makroskopischen und, wenn vorhanden mikroskopischen, Merkmale aller lithostratigraphischen Einheiten in der Trögereck-Decke und der Seidlwinkl-Decke vom Liegenden in das Hangende beschrieben. Der Bericht ist mit einem ungefähr N–S streichenden Profil illustriert (Nordpunkt: R: 418940, H: 209394; Südpunkt: R: 418884, H: 208198; MGI/Austria GK M31 Koordinatensystem). In dieses Profil hineinprojiziert sind auch die Gesteine am SSE- bzw. SW-Grat des Trögerecks, die unterhalb beziehungsweise oberhalb der topographischen Position des Profils aufgeschlossen sind. Die quartäre Bedeckung wird hier nicht diskutiert.

Die Koordinatenangaben zu den Probepunkten im Text beziehen sich auf die UTM Zone 33 N mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

Trögereck-Decke

Im aufgenommenen Profil besteht die Trögereck-Decke aus einem liegenden Anteil mit metamorphen Sedimentgesteinen (Seidlwinkl-, Piffkar- und Brennkogel-Formation ohne stratigraphischen Zusammenhang, siehe unten) und einem hangenden Anteil mit dem Trögereck-Orthogneis. Die Basis der Einheit mit metamorphen Sedimentgesteinen wurde im Zuge der Profilaufnahme nicht erreicht. Die gesamte Mächtigkeit dieser Einheit beträgt mindestens 40 m.

Der Glimmerschiefer der Brennkogel-Formation ist heterogen, quarzreich, grau bis braun, grafitisch, teilweise karbonatisch und zeigt eine unregelmäßige Schieferung. Er enthält typischerweise große Hellglimmerkristalle und bricht grobschuppig. Durch Grafiteinschlüsse pigmentierte, schwarze Plagioklasblasten, im Durchmesser bis 1 cm, wurden stellenweise beobachtet. Das Vorkommen von Plagioklasblasten ist für die Brennkogel-Formation eher untypisch. Unter dem Mikroskop hat Probe BH/23/07 (R: 342442, H: 5209176) eine sehr markante Foliation, die von einer Wechsellagerung mit Hellglimmer-Chlorit-Grafit- beziehungsweise Quarz-dominierten Lagen definiert ist. Hypidiomorphe Plagioklasblasten sind von dieser Foliation umflossen. Sie führen Einschlüsse von Quarz, Muskovit, Rutil und Grafit, welcher eine überwachsene, teilweise sigmoidal rotierte Schieferung darstellt. Plagioklas ist oft verzwillingt und zusätzlich spröd gebrochen oder dynamisch rekristallisiert. Seine Druckschatten bestehen aus Quarz, Chlorit und selten Hellglimmer. Identifizierte Akzessorien sind Klinozoisit, Rutil und Zirkon.

Die Piffkar-Formation besteht aus Quarzit und Glimmerschiefer. Der Quarzit ist weiß bis hell, dünn- bis dickplattig, glimmerreich und enthält außergewöhnlich große Aggregate (bis 1,5 cm) beziehungsweise Einzelkristalle (bis 1 cm) von Chloritoid. Die größten Chloritoideinzelkristalle kommen in weißen Quarzmobilisaten vor. Unter dem Mikroskop haben die Proben BH/23/05A und BH/23/05B (R: 342405, H: 5208990) eine Matrix von feinem Quarz und verteiltem Hellglimmer. In dieser Matrix befinden sich prismatischer bis länglicher Klinozoisit und Chloritoid als kleine Einzelkristalle, polykristalline Aggregate mit Quarz oder große, dynamisch rekristallisierte Kristalle. Chlorit ist nur als Überprägungsprodukt von Chloritoid vorhanden. Identifizierte Akzessorien sind Apatit, Zirkon, Erz (Ilmenit?) sowie Turmalin mit blaugrünem Kern und olivgrünem Rand.

Der Glimmerschiefer ist hellsilbrig, quarzreich, führt grobschuppigen Hellglimmer und enthält bis 1 mm große, runde, rote Granatkristalle. Unter dem Mikroskop zeigt Probe BH/23/06 (R: 342427, H: 5209034) eine Matrix mit wechsellagernden, linsenförmigen Lagen, deren Inhalt entweder von Quarz oder Schichtsilikaten (Hellglimmer, Chlorit und grüner Biotit) dominiert ist. Kleine, elliptische, teilweise skelettförmige Granate treten selten auf. Sekundärer Chlorit wächst als Alterationsprodukt von Granat und in Scherbändern. Identifizierte Akzessorien sind Ilmenit mit Rutilkern, Apatit und Zirkon.

Die Zuordnung der Lithologien zur Piffkar-Formation beruht auf mehreren, mit den bisherigen Beschreibungen übereinstimmenden Merkmalen: helle, teilweise silbrige Farbe und wellige Schieferung; Wechsellagerung von Quarzit und Glimmerschiefer; Vorkommen von Chloritoid und nadeligem Turmalin. Alle Linsen der Piffkar-Formation wurden entlang des SSE-Grats des Trögerecks, 10 bis 20 m unterhalb des Kontakts mit dem Trögereck-Orthogneis gefunden. Die größte Linse, etwa 100 m lang und 10 m mächtig, tritt nördlich der Trögereckhütte in 2.520 bis 2540 m Seehöhe auf. Eine kleinere helle Linse wurde in der

Wand, östlich des Grats oberhalb 2.600 m, aus der Ferne erkundet. Andere Vorkommen leiten sich aus Lesesteinen entlang des Grats ab.

Die Calcit- und Dolomit-Marmore der Seidlwinkl-Formation sind stark mylonitisch, grau beziehungsweise gelb gefärbt und wechsellagern innerhalb kleiner Linsen, bis 2 m mächtig, eng miteinander. Sie treten meist perlschnurartig zwischen dem Trögereck-Orthogneis und der Brennkogel-Formation auf, am SSE-Grat des Trögereck in 2.490 bis 2.640 m Seehöhe. Calcit- und Dolomit-Marmor wurden auch innerhalb der Glimmerschiefer der Brennkogel-Formation gefunden, am SSE-Grat des Trögereck in 2.465 m Seehöhe.

Im Trögereck-Orthogneis wurden zwei Lithologien beobachtet. Der helle Typ ist ein quarz- und hellglimmerreicher, mylonitischer bis ultramylonitischer Orthogneis. Die Foliation ist stark ausgeprägt und weiße Quarzmobilisate sind sehr plattig deformiert. Kalifeldspatklasten erreichen 1 cm Länge und auf der Foliationsfläche sind die Hellglimmerdomänen durch einen markanten hellgrünlichen Schimmer charakterisiert. Es ist zu vermuten, dass die grünliche Farbe des Hellglimmers einer phengitische Zusammensetzung entspricht. Granat wurde nur einmal beobachtet.

Unter dem Mikroskop haben die Proben BH/23/02 (R: 342188, H: 5208798) und BH/23/04 (R: 342337, H: 5208943) eine Matrix mit feinem Quarz, leicht grün pleochroitischem Hellglimmer und untergeordnet Chlorit. In dieser Matrix befinden sich Klasten aus Kalifeldspat und Plagioklas, die meistens in Hellglimmer umgewandelt und auch teilweise dynamisch rekristallisiert sind. Epidot ist reichlich vorhanden und tritt prismatisch bis länglich und (hyp)idiomorph parallel zur Schieferung auf. Er hat oft einen leicht rotbraunen Kern aus Allanit. Akzessorien sind Rutil, Ilmenit mit teilweise mit Rutilkern, Apatit, Allanit, Zirkon, Turmalin und vermutlich Monazit. Probe BH/23/08 (R: 342287, H: 5209561) hat ähnliche Merkmale mit zusätzlichem Granat. Dieser ist klein, teilweise skelettförmig und wird statisch in Chlorit umgewandelt.

Der dunkle Typ des Trögereck-Orthogneises ist ein grauer Hellglimmer- und Biotit führender, mylonitischer bis ultramylonitischer Orthogneis, mit elliptischen, bis zu 2–3 mm langen Plagioklasklasten. Beide Glimmer sind grobkörnig. Aufgrund des hohen Glimmergehalts und der Deformation bricht der Orthogneis plattig bis schiefrig. Unter dem Mikroskop zeigen die Proben BH/23/01 (R: 342188, H: 5208798) und BH/23/03 (R: 342265 , H: 5208885) eine Matrix aus leicht grün pleochroitischem Hellglimmer verwachsen mit grünem Biotit sowie Quarz und seltenen isolierten Calcitkristallen. Der Biotitgehalt ist sehr variabel. Plagioklasklasten beziehungsweise -blasten sind rundlich, teilweise verzwillingt und reich an Epidot-, Biotit-, Hellglimmer- und Rutileinschlüssen. Plagioklaskerne mit sekundär gebildeten feinem Hellglimmer („Serizit“) und Epidot sind vermutlich magmatischen Ursprungs. Identifizierte Akzessorien sind Rutile, Apatit, Titanit und Allanit.

Die zwei Typen von Trögereck-Orthogneis wechsellagern im Zentimeter- bis Dekameter-Maßstab. Auch wenn der helle Typ einem Quarzit oder einem quarzreichen Glimmerschiefer beziehungsweise der dunkle Typ einem Paragneis ähnlich sieht, belegen die Homogenität und die Feldspatporphyroklasten einen magmatischen Ursprung. Kleine Körper von metamorphen Sedimentgesteinen sind im Trögereck-Orthogneis trotzdem nicht auszuschließen. Beispielsweise befindet sich am SSE-Grat des Trögereck auf 2.680 m Seehöhe ein Aufschluss mit schwarzem sowie hellem Quarzit und dunklem bis schwarzem, karbonatischem Glimmerschiefer innerhalb vom Trögereck-Orthogneis. Derartige Einlagerungen könnten auf isoklinale Faltung und mylonitische Scherung der Falten zurückzuführen sein. Die Mächtigkeit des Trögereck-Orthogneises variiert im aufgenommenen Profil zwischen 40 und 60 m.

Tektonischer Kontakt

Der Kontakt zwischen der Trögereck-Decke und der Seidlwinkl-Decke ist am Grat unmittelbar südlich des Trögereck-Gipfels aufgeschlossen. Dort wird die Grenze zwischen dem Trögereck-Orthogneis und dem Quarzit der Brennkogel-Formation durch einen mylonitischen, weißen, Hellglimmer- und Turmalin führenden Quarzit angezeigt. Dieser wird als Linse aus Quarzit der Piffkar-Formation interpretiert, die tektonisch zwischen den zwei Einheiten eingeklemmt ist. Am Sattel westlich der Trögereckhütte, auf 2.485 m Seehöhe, ist der Kontakt nicht aufgeschlossen, kann aber auf wenige Meter eingeengt werden. An beiden Lokalitäten ist der tektonische Kontakt mit einem abnehmenden Deformationsgradienten, innerhalb des Trögereck-Orthogneises in das Hangende, verknüpft.

Es sei angemerkt, dass auf der Sonnblick-Karte (Exner & Prey, 1962) und dem GEOFAST-Blatt Rauris (Griesmeier, 2021) ein kontinuierlicher Zug aus „Kalkglimmerschiefer“ beziehungsweise unreinem Calcit-Marmor am Kontakt südlich des Trögereck-Gipfels und am Sattel westlich der Trögereckhütte dargestellt ist. Diese der Glockner-Decke zugehörige Lithologie konnte bei der Profilaufnahme nicht beobachtet werden.

Seidlwinkl-Decke

Am Nordgrat vom Stanziwurten ist der inverse Schenkel der Seidlwinkl-Liegendfalte besonders gut aufgeschlossen. Dort werden die lithostratigraphischen Einheiten der Hochtor-Gruppe vom Jüngsten, im tektonisch Liegenden, zum Ältesten, im tektonisch Hangenden, beschrieben.

Die Brennkogel-Formation, mit bis 40 m Gesamtmächtigkeit, besteht aus etwa 10 m Glimmerschiefer im unteren, 30 m Quarzit im mittleren und 5 m Glimmerschiefer im oberen Teil. Der Glimmerschiefer ist quarzreich, teilweise grafitisch, teilweise karbonatisch und bricht schuppig ab. Er zeigt oft braune Flecken auf der Schieferungsfläche und führt dünne Quarzitlagen. Der Quarzit ist bankig mit 3 bis 15 cm mächtigen, braunen bis mittelgrauen Bänken, die aber eine feinere Foliation zeigen. Er ist hellglimmerführend, karbonatisch und wegen des Karbonatgehaltes oft porös und gelblich verwitternd. Zwischen den Bänken befinden sich oft feine mm-Lagen aus Glimmerschiefer, mächtigere Lagen sind selten. In diesem Profil sind die Grenzen zwischen Quarzit und Glimmerschiefer eher scharf.

Brennkogel-Formation ist auch südlich des Trögereck-Gipfels aufgeschlossen. Dort besteht sie aus einer diskontinuierlichen Lage von Glimmerschiefer an der Basis, 10 bis 15 m mächtigem Quarzit im Mittelteil und darüber einigen

Metern Glimmerschiefer. Die lithologischen Merkmale sind ähnlich wie am Nordgrat des Stanziwurten und die lithologische Abfolge ist trotz reduzierter Mächtigkeit relativ ähnlich.

Die Schwarzkopf-Formation, ein „Lias“, ist etwa 5–10 m mächtig und besteht aus einer Dezimeter- bis Meter-Wechsellagerung aus Quarzit und Glimmerschiefer. Der reine Quarzit ist bankig, weiß bis grau, nicht karbonatisch und verwittert braun. Die Bänke sind 10–20 cm mächtig. Der Glimmerschiefer ist feinkörnig, mittel- bis dunkelgrau und typisch grafitisch. Er führt zahlreiche längliche, bis 5 mm schwarze Kyanitkristalle mit einem hellen, silbrigen, dünnen Saum aus feinem Hellglimmer sowie millimetergroße Chloritoidkristalle. Quarzit und Glimmerschiefer brechen massig und eckig. Die Grenze zur Piffkar-Formation ist unscharf mit einer Wechsellagerung von Lithologien beider Formationen innerhalb von ein paar Metern.

Die Piffkar-Formation, ein „Keuper“, ist etwa 20 m mächtig, besteht aus 10–15 m Glimmerschiefer im Liegenden und 10–15 m Quarzit im Hangenden. Der Glimmerschiefer ist sehr hell, silbrig, quarzreich, mit sehr feinen bis 1,5 cm Turmalinnadeln und millimetergroßen, stahlschwarzen Chloritoidkristallen. Eingelagert sind bis 5 cm mächtige Quarzitlagen. Die Schieferung ist wellig und der Fels fühlt sich feucht an. Der Glimmerschiefer zerfällt bröselig und bricht entlang der Schieferung. Der weiße Quarzit ist rein und bankig, mit 10–40 cm mächtigen Bänken, die massig oder fein foliiert sind und eckig brechen.

Die Seidlwinkl-Formation, eine „Trias“, etwa 15 m mächtig und auf der Sonnblick-Karte von Exner & Prey (1962) und dem GEOFAST Blatt Rauris (Griesmeier, 2021) stark übertrieben dargestellt, ist durch eine Wechsellagerung aus Dolomit- und Calcit-Marmor vertreten. Der Dolomit-Marmor dominiert insgesamt und der Calcit-Marmoranteil nimmt ins Hangende zu. Der Dolomit-Marmor ist typischerweise gelblich, feinkörnig, führt Hellglimmer auf der Foliationsfläche und fühlt sich fein zuckerkörnig an. Er ist bankig, mit 10–40 cm Bänken, die dünn foliiert und mylonitisch sind. Der Calcit-Marmor kommt meistens in Form von 2–10 cm mächtigen Zwischenlagen vor, die weiß bis grau und relativ grobkörnig sind. Außerdem sind weitere Marmortypen, wie mylonitischer, dünnplattiger, grauer Dolomit-Marmor und dunkelgrauer Calcit-Marmor zu beobachten.

Die Wustkogel-Formation, das sogenannte „Permoskyth“, besteht aus Paragneis mit wenig unreinem Quarzit. Beide sind hellgrau bis grünlich und kommen in teilweise stark foliierten Bänken von 2–10 cm Mächtigkeit vor. Charakteristisch sind 2–5 mm große, rund bis elliptische Feldspatklasten und grünliche Hellglimmer mit bis zu 2–3 mm Schuppen in der Foliationsfläche. Die Wustkogel-Formation ist massig, bricht eckig und bildet eine Felswand am Grat zum Gipfel vom Stanziwurten. Aus diesem Grund wurde die obere Grenze der Wustkogel-Formation im Zuge der Profilaufnahme nicht erreicht.

Strukturgeologische Beobachtungen

Im aufgenommenen Profil zeigen die Strukturen eine bemerkenswerte Kohärenz. Das planare Gefüge, Foliation in Orthogneis, Marmor oder Quarzit und Schieferung in Glimmerschiefer, beziehungsweise die Streckungs- und Mineralineation sind in den beiden tektonischen Einheiten mit kleiner Streuung gleich orientiert und weisen einen Mittelwert von 225/21 beziehungsweise 173/15 auf. Das auf dem N–S orientierten geologischen Profil projizierte planare Gefüge hat ein scheinbares Einfallen von 13–21° nach Süden mit einem Mittelwert von 17°.

Beobachtet wurden isoklinale Falten mit Faltenachsen parallel zur Streckungslineation und Achsenflächen parallel zum planaren Gefüge, insbesondere im Quarzit der Brennkogel-Formation. Makroskopische und mikroskopische Schersinnindikatoren, wie C‘-Typ Scherbandgefüge, Sigmoid und Deformationsschatten mit monokliner Symmetrie, zeigen eine eindeutige Top-nach-Nord Deformation in der Trögereck-Decke.

Schlussfolgerungen

In der tektonischen Nomenklatur von Pestal & Hellerschmidt-Alber (2011) wird die tektonische Einheit mit dem Trögereck-Orthogneis und den darunterliegenden metamorphen Sedimentgesteinen als Trögereck-Schuppe angesprochen und als ein Element der Seidlwinkl-Decke betrachtet. Im Folgenden wird erklärt, warum unsere Beobachtungen eine andere tektonische Nomenklatur erfordern.

Auszugehen ist davon, dass im Profil Trögereck – Stanziwurten metamorphe Sedimentgesteine der Hochtor-Gruppe, nämlich die Seidlwinkl-, Piffkar- und Brennkogel-Formation, in beiden tektonischen Einheiten auftreten. In der Seidlwinkl-Decke, deren lithostratigraphische Einheiten definiert sind (Pestal et al., 2009; Schmid et al., 2013 und Referenzen darin), zeigen diese metamorphen Sedimentgesteine, trotz der Deformation und der damit verbundenen starken Schwankung der Mächtigkeit, eine kontinuierliche und komplette stratigraphische Abfolge. In der Trögereck-Decke finden sich hingegen die Gesteine der Seidlwinkl- und Piffkar-Formation als metrische bis hektometrische Linsen in einer Matrix aus Glimmerschiefer der Brennkogel-Formation. Dies belegt eine intensive postsedimentäre Deformation.

Der Trögereck-Orthogneis trennt den liegenden Anteil der Trögereck-Decke mit metamorphen Sedimentgesteinen von den metamorphen Sedimentgesteinen der Seidlwinkl-Decke und kommt nicht in der Seidlwinkl-Decke vor. Es gibt damit aus den Lagerungsverhältnissen keinen Hinweis, dass die metamorphen Sedimentgesteine der Trögereck-Decke und der Seidlwinkl-Decke der gleichen tektonischen Einheit angehören.

Die Gelände- und Dünnschliffbeobachtungen zeigen einen Unterschied im Grad der Metamorphose der beiden tektonischen Einheiten. Sowohl die Größe des Chloritoids und des Hellglimmers, als auch die Anwesenheit von Granat in der Piffkar-Formation und im Trögereck-Orthogneis deuten einen höheren Metamorphosegrad in der Trögereck-Decke an. Dieser Unterschied wird im Trögereck-Orthogneis lokal durch Granat beziehungsweise leicht grün pleochroitischen Hellglimmer und Muskovit mit hohem Celadonitanteil sowie regional durch Eklogitvorkommen in der Trögereck-Decke im Diesbachkar (Griesmeier, 2021) untermauert. Der Unterschied der metamorphen Entwicklung erfordert eine Gliederung mit der Trögereck-Decke

als eigenständige tektonische Einheit des Modereck-Deckensystems ohne hierarchische Unterordnung zur Seidlwinkl-Decke. Es sei angemerkt, dass Hochdruckmetamorphose in der Seidlwinkl-Decke postuliert wurde (Gross et al., 2020), unsere Gelände- und Dünnschliffbeobachtungen jedoch keine Hinweise darauf ergaben.

Diese grundlegenden Unterschiede in Deformation und Metamorphosegrad erlauben, zumindest im aufgenommenen Profil, eine gute Unterscheidung der beiden tektonischen Einheiten. Wenn jedoch die Beobachtung der Gesteinsvergesellschaftung eingeschränkt ist, beispielsweise im Bereich ausgeprägter quartärer Bedeckung oder gravitativer Massenbewegungen, sind lithostratigraphische Kriterien allein nicht ausreichend.

Die auf publizierten Karten (Exner & Prey, 1962; Griesmeier, 2021) an der Grenze zwischen Trögereck- und Seidlwinkl-Decke dargestellten Gesteine der Glockner-Decke konnten nicht beobachtet werden. Dies erfordert eine neue Kartierung dieser Deckengrenze auf der gesamten Südwestflanke vom Sandkopf.

Literatur

Exner, C. & Prey, S. (1962): Geologische Karte der Sonnblickgruppe 1:50.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Exner, C. & Prey, S. (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe 1:50.000: Die Matreier Zone in der Sadniggruppe. – 170 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Frank, W. (1969): Geologie der Glocknergruppe. – In: Büdel, J. & Glaser, U.: Neue Forschungen im Umkreis der Glocknergruppe, 95–113, München.

Frasl, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **101**, 323–472, Wien.

Frasl, G. & Frank, W. (1964): Exkursion I/2: Mittlere Hohe Tauern (Epi- bis mesozonales Kristallin aus Altkristallin bis Mesozoikum: Petrogenese, Seriengliederung und Tektonik). – Geologischer Führer zu Exkursionen durch die Ostalpen: herausgegeben aus Anlaß der 116. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft im September 1964 in Wien von der Geologischen Gesellschaft in Wien, 17–31, Wien.

Frasl, G. & Frank, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. – In: Metz, R.: Zur Mineralogie und Geologie des Landes Salzburg und der Tauern: Sonderheft zur Jahrestagung 1966 der VFMG in Zell am See, 30–58, VFMG, Heidelberg.

Griesmeier, G. (2021): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – Blatt 154 Rauris: Stand 2021, Ausgabe: 2021/10. – 1 Blatt, Farbplot, Wien.

Gross, P., Handy, M., John, T., Pestal, G. & Pleuger, J. (2020): Crustal-Scale Sheath Folding at HP Conditions in an Exhumed Alpine Subduction Zone (Tauern Window, Eastern Alps). – Tectonics, **39**, 22, Washington, D.C.

Pestal, G. & Hellerschmidt-Alber, J. (2011): Bericht 2009 und 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 154 Rauris. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151**/1–2, 142–147, Wien.

Pestal, G., Hejl, E., Braunstingl, R. & Schuster, R. (2009): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000: Erläuterungen. – 162 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Schmid, S.M., Scharf, A., Handy, M.R. & Rosenberg, C.L. (2013). The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): A new tectonic map, with cross-sections and a tectonometamorphic synthesis. – Swiss Journal of Geosciences, **106**/1, 1–32, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/s00015-013-0123-y

Blatt 158 Stadl an der Mur

Siehe Bericht zu Blatt 128 Gröbming von Gerit E.U. Griesmeier & Ralf Schuster.

Kartenwerk im UTM-System

Die Blattnamen und Blattnummern beziehen sich auf die Kartenblätter aus der Reihe „Österreichische Karte 1:50.000-UTM“ und werden ab 2016 mit den internationalen Blattnamen angegeben.

Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

Bericht 2022 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

MARTIN REISER

Geologische Neuaufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin (Ötztal-Decke) erfolgten im Zuge der routinemäßigen Landesaufnahme auf Kartenblatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. Das kartierte Gebiet befindet sich auf der westlichen Flanke des Senderstals, von Salfains (2.000 m, alle Angaben in Meter über Adria) im Norden, über Grieskogel (2.158 m), Breitschwemmkogel (2.264 m), Angerbergkopf (2.399 m) und Schaflegerkogel (2.405 m) bis zum Kreuzjöchl (2.300 m) im Süden. Darüber hinaus wurden Übersichtsbegehungen in der Axamer Lizum, im Bereich des Kastengrats, im hinteren Mutterbergtal, im Langental und im Habichtmassiv durchgeführt. Für das Untersuchungsgebiet liegen Kartenunterlagen von EGGLSEDER (2012), BREITFUSS (2016) und NITTEL (2011) vor.

Lithologiebeschreibung

Die Gesteine im untersuchten Gebiet bestehen überwiegend aus Metasedimenten (Paragneis bzw. Glimmerschiefer) mit untergeordneten Einschaltungen von Orthogneis und Amphibolit.

Granat-Staurolith-Sillimanit-Glimmerschiefer

Die dominierende Lithologie im untersuchten Gebiet stellen Glimmerschiefer dar. Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus Ms + Bt + Qtz + Pl + St ± Grt ± Tur ± Sil (Fibrolith) ± Ky. Akzessorisch treten Apatit, Epidot, Turmalin (bis 3,5 mm), Titanit, Ilmenit, Rutil und Zirkon auf. Quarzitische Bereiche im Glimmerschiefer verwittern ockerfarben (z.B. Linse nördlich des Angerbergkopfes), ansonsten sind die Glimmerschiefer rostbraun bis grau. Die Glimmerschiefer zeigen eine ausgeprägte Schieferung und eine Wechsellagerung von Glimmer-, Feldspat- und Quarzlagen im mm- bis cm-Bereich. Letztere sind oft boudiniert. Generell zeigen die Glimmerschiefer sowohl mikro- als auch makroskopisch eine starke Verfaltung.

Granat und Staurolith werden bis zu mehrere Zentimeter groß. Ersterer zeigt oft einen trüben Kern mit klarem Anwachssaum. Sillimanit tritt in der Regel als Fibrolith auf, kann aber vereinzelt auch mit prismatischem Habitus im Dünnschliff beobachtet werden. Poikiloblastischer Plagioklas überwächst verfaltete Glimmer.

Paragneis

Im Bereich von Salfeins und südlich des Kreuzjöchls sind Biotit-Plagioklas-Gneise bis Muskowit-BiotitGneise aufgeschlossen, die als Paragneis angesprochen werden. HAMMER (1929) fasst diese Gesteine unter „Biotit-Plagioklas-Gneise, Schiefergneise und Gneisglimmerschiefer“ zusammen.

Lagenweise, teilweise auch graduelle Wechsel von Paragneis und Glimmerschiefer (i.e. Glimmer-dominierte Bereiche zu Feldspat- und Quarz-dominierten Bereichen) erschweren die eindeutige Abgrenzung. Insgesamt ähneln diese Übergänge sedimentären Strukturen und werden daher als primäre Strukturen angesehen (cf. PURTSCHELLER & MPOSKOS, 1971). Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus Qtz + Pl + Ms ± Bt ± Chl ± Grt ± St ± Sil (Fibrolith) ± Ky ± Cld. Akzessorisch treten Tur ± Zrn ± Ap ± Ttn ± Rt ± Ilm auf. Bereits makroskopisch lassen sich lokal große poikiloblastisch gewachsene Feldspatknoten beobachten. Im Dünnschliff fällt die starke Serizitisierung der Plagioklase auf. Idiomorph bis hypidiomorph gewachsener Granat, teilweise von Biotit ersetzt, zeigt Einschlüsse von idiomorphem Staurolith. Teilweise wird er auch von großen Staurolithblasten überwachsen. Im Dünnschliff tritt Sillimanit sowohl als Fibrolith, als auch mit prismatischem Kristallhabitus auf. Kyanit kann ebenfalls beobachtet werden. Dieses Gefüge wird von lepidoblastischem Glimmer – überwiegend Biotit – in Nestern und Aggregaten vorkommend, überwachsen. Generell ist der Anteil an Glimmermineralen und Akzessorien jedoch deutlich geringer als im Glimmerschiefer. Eine schwache retrograde Überprägung ist anhand von chloritisiertem Biotit feststellbar.

Amphibolit

Kleinere Linsen treten untergeordnet im Gesteinsverband auf. Diese ziehen z.B. bei der Salfeinsalm E–W streichend über den Grat, bzw. im Süden vom Kreuzjöchl über das Senderstal zum Gamskogel. Der Amphibolit bildet dunkle, massige Gesteinskörper, die wenig bis gar nicht geschiefert sind und dunkelgrün bis grau verwittern. Biotit bildet eine schwache Schieferung aus, während die Bänderung durch Wechsellagerung von Hornblende-Biotit-dominierten Lagen mit Plagioklas-Epidot- und Klinozoisit-dominierten Lagen hervorgerufen wird.

Mineralogisch besteht der Amphibolit aus Hbl + Pl + Grt + Bt + Czo + Cal + Ttn ± Rt ± Ilm ± Ms (Ser) ± Chl. Als Akzessorien treten Ttn ± Rt ± Ilm ± Ep ± Zrn ± Ap auf. Titanit zeigt Rutil- bzw. Ilmeniteinschlüsse.

Das nematoblastische Gefüge ist stark rekristallisiert. Plagioklas zeigt meist eine deutliche Serizitisierung und Saussuritisierung und wächst poikiloblastisch (Feldspatknotenbildung). Die Hornblende ist teilweise mit Aktinolith verwachsen.

Orthogneis

Im Untersuchungsgebiet treten untergeordnet Orthogneislinsen (z.B. am Bergrücken nördlich des Grieskogels) auf, die sich oft aufgrund ihrer helleren Verwitterungsfarbe und einem massigeren Erscheinungsbild von den umgebenden Metasedimenten abheben. Der Orthogneis zeigt lokal kleine Feldspataugen, das granitische Gefüge wurde jedoch durch Verfaltung und Deformation stark überprägt, sodass sich die Unterscheidung zum flaserigen Paragneis oft auch schwierig gestalten kann. Der Mineralbestand des Muskovit-Biotit-Granitgneises setzt sich zusammen aus Qtz + Fsp + Ms + Bt + Ap ± Zrn + Ep.

Im Dünnschliff zeigen sich Titanentmischungen im Biotit (Sagenitgitter) und für Kalifeldspäte charakteristische Verzwilligungen (Mikroklingitterung). Plagioklase sind durch polysynthetische Zwillinge und Saussuritisierung gut zu erkennen.

Struktur

Lokal kann anhand von lithologischen Kontakten eine primäre Schieferung (S1) eingemessen werden, die durch nachfolgende Deformationsereignisse verfaltet wird. Entlang des Grates konnte sie im nördlichen Bereich meist mit einem mittelsteilen N- bis NE-Einfallen eingemessen werden.

Strukturell betrachtet, befindet sich das kartierte Gebiet am nördlichen Schenkel einer SW-vergenten Synform, deren Faltenachse durch den Gipfel des Schwarzhorns verläuft. Breitfuss (2016) postuliert eine NE-einfallende Faltenachse für die Schwarzhornsynform. Anhand der Auswertung der Strukturdaten aus der vorliegenden Kartierung ergibt sich jedoch eine WNW–ESE streichende Faltenachse mit einem flachen Einfallen nach Ost. Dies deckt sich mit dem großräumlichen Kartenbild und mit den Angaben von Egglseder & Fügenschuh (2013) für großmaßstäbliche, präalpine Falten (D2).

Die Hauptschieferung (S2) ist eine penetrative Achsenflächenschieferung zur großmaßstäblichen Verfaltung (S2 sensu Breitfuss, 2016; D2 bei Egglseder & Fügenschuh, 2013). S2 streicht ca. E–W bis WNW–ESE und zeigt ein mäßiges bis mittelsteiles Einfallen nach NNE (028/32). Im südlichen Bereich des Kartiergebietes ist S2, aufgrund des Umbiegens des Faltenschenkels, subhorizontal bis flach SW-fallend.

Faltenbau

Reliktisch erhaltene isoklinale Falten (F1) können lokal in kompetenten Gesteinen wie Amphibolit und Orthogneis beobachtet werden. Es dominieren jedoch E–W bis WNW–ESE streichende, subhorizontale Faltenachsen mit engen bis geschlossenen Öffnungswinkeln (F2), die vor allem im Bereich des Schaflegerkogels deutlich ausgeprägt sind. Die Scharniere sind teilweise top-nach-Nord durchgeschert. Diese Falten werden als Parasitärfalten zur Großstruktur der Schwarzhornsynform interpretiert und sind vermutlich für die zwischen NE- und SW-Einfallen schwankenden lithologischen Kontakte (S1) verantwortlich.

Offene, WSW–ENE streichende Faltenachsen und Krenulationsfalten in den Glimmerschiefern werden einer jüngeren, vermutlich alpidischen Überprägung zugeordnet.

Spröd-duktile Strukturen

SC`-Gefüge und SE-einfallende Abschiebungen zeigen überwiegend top-SE-Extension an, die aus dem regionalen Kontext in die Oberkreide eingeordnet werden.

Sprödstrukturen

Zwei Kluftsets (subvertikal N–S und E–W streichend) dominieren das kartierte Gebiet. Beide Orientierungen, jedoch vor allem die N–S streichenden Klüfte sind relevant für Massenbewegungen.

Im Bereich des Schaflegerkogels ziehen SE-fallende sinistrale Seitenverschiebungen über den Grat. SW–NE streichende Seitenverschiebungen wurden von Breitfuss (2016) als Folge von SSW–NNE Einengung (D4-Phase) interpretiert.

Das „ungünstige“ Zusammentreffen von konjugierten, subvertikalen Kluftscharen, NE-einfallenden Schieferungsflächen, Achsenebenenflächen und SE-fallenden C‘-Flächen, die mehrfache tektonische Überprägung unter duktilen, spröd-duktilen bis spröden Bedingungen und die hohe Teilbeweglichkeit der Glimmerschiefer sind ursächlich für das gehäufte Auftreten von gravitativen Massenbewegungen in Form von Gleit- und Fließprozessen im kartierten Gebiet und darüber hinaus. Diese können große Ausmaße einnehmen und überprägen beide Talflanken.

Quartäre Ablagerungen und gravitative Massenbewegungen

Auf ca. 1.550 m Höhe, im Bereich des Kemater Waldes, am nördlichen Rand des kartierten Gebietes, treten in Eisrandsedimenten innerhalb eines eng begrenzten Gebietes mehr als ein Dutzend kreisförmige Trichter mit Durchmessern von bis zu ca. 8 m auf. In Ermangelung verkarstungsfähiger Gesteine in der näheren Umgebung und aufgrund der Tatsache, dass die Trichter teilweise kleine Auswurfwälle zeigen, werden diese als Bombenkrater aus dem Zweiten Weltkrieg interpretiert.

Ablagerungen des Würm-Hochglazials und der Eiszerfallsphase

Bis in eine Höhenlage von ca. 2.200 m im Gipfelbereich, bzw. knapp darunter, wurden glaziogene Ablagerungen des Würm-Hochglazials (last glacial maximum, LGM) angetroffen. Dabei handelt es sich überwiegend um matrixgestützte, siltreiche Diamikte (Dmm) mit angerundeten Kristallinkomponenten. Die korrekte Ansprache der glaziogenen Ablagerungen wird oft aufgrund der Überprägung durch Massenbewegungen erschwert. Bereits ab einer Höhe von ca. 2.000 m treten sandige, schwach siltige Ablagerungen mit gerundeten Komponenten auf (GS), die als Eisrandsedimente interpretiert werden. In Bereichen die nicht oder nur wenig von gravitativen Massenbewegungen überprägt wurden (z.B. östlich unterhalb des Grieskogels, 2.158 m), bilden diese zwischen 1.700 und 1.800 m Verflachungen und Hangleisten aus, die mit Eisrandablagerungen im Bereich der Schmalzgrubenalm auf der Ostflan-

ke des Fotschertals korrelieren. In tieferen Bereichen (ca. 1.200–1.300 m) wurden talauswärts Sand-Kies-Gemische (GSs) mit gerundeten Komponenten an den Talflanken angelagert. Diese Sande und Kiese werden ebenfalls als Eisrandsedimente interpretiert, die sich durch einen höheren Rundungsgrad und eine lokal beobachtete, schwache Gradierung vom höheren Niveau der Eisrandablagerungen abgrenzen.

Ablagerungen des Gschnitz-Stadials

Im Talgrund befinden sich Überreste von Seiten- und Grundmoränenablagerungen des Gschnitz-Stadials, die bereits in Reiser (2021) beschrieben wurden. Im hinteren Senderstal sind Seitenmoränenablagerungen und -wälle nur in Bereichen erhalten, die nicht oder nur schwach von gravitativen Massenbewegungen überprägt wurden (z.B. westlich von Kote 2.030 m auf einer Höhe von 1.850 m).

Ablagerungen des Egesen-Stadials

In den höheren Bereichen des Kartiergebietes, z.B. östlich des Schaflegerkogels, sind Moränen des Egesen-Stadials anzutreffen. Diese zeigen eine kleinräumige Vereisung mit kleineren Kargletschern und Eisfeldern an (vgl. Kerschner & Berktold, 1981).

Blockgletscherablagerungen

Im Untersuchungsgebiet wurden ausschließlich fossile oder inaktive Blockgletscher angetroffen (vgl. Karte von Kerschner & Berktold, 1981). Eine zeitliche Einordnung ist meist nicht möglich, anhand des Bewuchses lässt sich eine subrezente Aktivität ausschließen. Nordöstlich und südöstlich des Breitschwemmkogels, des Angerbergkopfes, des Schaflegerkogels und östlich und westlich des Kreuzjöchls liegen Ablagerungen fossiler Blockgletscher vor. Anhand der räumlichen Beziehung zu Egesen-zeitlichen Moränen, lässt sich für einige Blockgletscher (z.B. südöstlich des Breitschwemmkogels, östlich des Schaflegerkogels) eine holozäne Bildung ableiten.

Gravitative Massenbewegungen

Beide Talflanken im Senderstal sind von einer Vielzahl an Massenbewegungen betroffen, wobei besonders das kupierte Gelände der westlichen Talflanke die Überprägung durch Massenbewegungen verdeutlicht. Über den gesamten Bergrücken, von Salfains im Norden bis zum Schaflegerkogel im Süden, ziehen sich Doppelgrate. Anhand von Abrisskanten, Zerrgräben und konvexen Geländeformen mit Nackentälern lassen sich die einzelnen Massenbewegungen bereits im DGM (Hillshade) abgrenzen.

Gestaffelte Sets von Abrisskanten im Gipfelbereich westlich von Salfains zeigen zusammen mit großen antithetischen Brüchen und Zerrgräben im Bereich der Salfainsalm tiefgreifende Hangbewegungen an. Die antithetischen Brüche weisen darauf hin, dass das Festgestein noch im Verband bewegt wird.

Südlich der Salfeinsalm zeigt der Gesteinsinhalt der Massenbewegungskörper meist eine starke Auflockerung, die vermutlich durch die hohe Teilbeweglichkeit der in diesem Bereich anstehenden Glimmerschiefer hervorgerufen wird. Diskrete Gleitflächen sind oft nicht identifizierbar, daher werden die Massenbewegungen als Bereich langsamen Fließens, bzw. als Fließmasse gekennzeichnet. Zwischen dem Gipfel des Grieskogels im Norden und dem Gipfel des Breitschwemmkogels im Süden werden die langsam und tiefgreifend entwickelten Massenbewegungen im Bereich zwischen Kemater Alm und Kaserl von der prä-Gschnitz-zeitlichen Bergsturzablagerung im Talboden (Klebelsberg, 1929; Kerschner & Berktold, 1981; Reiser, 2021) stabilisiert (Funktion als Widerlager durch Aufschüttung der Talsohle) bzw. im Bereich Höhenwald nach Süden abgelenkt. Am Hangfuß, im frontalen Bereich dieser orographisch linksseitigen Massenbewegungen kommt es aufgrund der Versteilung, aufgrund der relativ starken Auflockerung des Felsverbandes und der dort häufig anzutreffenden Lockergesteine (Eisrandablagerungen) oft zur Ausbildung sekundärer Fließmassen.

Im hinteren Senderstal bauen die Massenbewegungen von Breitschwemmkogel und Angerbergkopf deutlich in den Talboden vor und sind daher morphologisch als Talzuschübe zu bezeichnen. Die Massenbewegung östlich des Angerbergkopfs zeigt im oberen Bereich eine sekundäre Massenbewegung mit ausgeprägten Abrisskanten und einer diskreten bruchhafte Umrandung im Anrissgebiet. Zusammen mit einer deutlichen Dislozierung gegenüber dem unbewegten Gebirge wird auf einen basalen Gleithorizont geschlossen und dieser Bereich als Bereich einer Gleitung klassifiziert. Im Fußbereich der Massenbewegungen sind gravitative Kompressionsstrukturen ausgebildet (siehe Diskussion Stauchwall vs. Seitenmoräne in Reiser, 2021). Aufgrund der Geometrie der Wallform mit einer gegen den Hang einfallenden Fläche, wird eine Interpretation als antithetischer Bruch bevorzugt. Dies impliziert einen Festgesteinskörper im Untergrund, der jedoch von quartären Ablagerungen maskiert wird. Eine Paragneisrippe, die vom Gipfel des Schaflegerkogels nach Nordosten herabzieht, wäre ein möglicher Kandidat für diesen Härtling.

Quartäre Ablagerungen in der Axamer Lizum

Im Talbereich der Axamer Lizum wurden Begehungen zur Gliederung der quartären Ablagerungen durchgeführt. Die Abfolge der Ablagerungen zeigt deutliche Parallelen zu den westlichen Paralleltälern (Senderstal, Fotschertal).

Ablagerungen des Würm-Hochglazials und der Eiszerfallsphase

Hochglaziale Grundmoränenablagerung wurde an den Talflanken bis in eine Höhe von ca. knapp unter 2.000 m angetroffen. Diamiktische Ablagerungen mit einem hohen Sandanteil, die teilweise auch Verflachungen ausbilden (z.B. oberhalb der Sunnalm, 2.040 m), werden als hochglaziale Eisrandablagerungen interpretiert. Bereits außerhalb des UTM-Kartenblatts, zwischen 1.200 und 1.400 m entlang des Axamer Baches, sind immer wieder matrixgestützte Kies-Sand-Silt-Ablagerungen (GS bis SSC nach Keller, 1996) mit Stein- und Blockkomponenten aufgeschlossen. Dabei handelt es sich um subgerundete Kristallinkomponenten (meist 25–50 cm, max. 1 m Durchmesser) und subangulare bis subgerundete Dolomitkomponenten (meist 3–10 cm, max. 30 cm Durchmesser) in einer siltig-sandigen, unverfestigten Matrix. Das Verhältnis von Komponenten zu Matrix ist etwa 50:50. In einer Hangleiste bei Kote 1.273 m wurden facettierte Gerölle und gekritzte Dolomitkomponenten angetroffen. Die Sedimente set-

zen nach oben beim Gasthof Adelshof auf einer Höhe von knapp über 1.300 m an und steigen auf ca. 1.500 m im Bereich des Skigebietsparkplatzes an. Anhand von Erosionskanten und Anrissen zeigt sich deutlich, wie das Lockergestein auf beiden Talflanken von kleineren und auch großflächigen Massenbewegungen überprägt wird. Insgesamt werden diese Ablagerungen als Eisrandablagerungen der Eiszerfallsphase interpretiert.

Ablagerungen des Gschnitz-Stadials

Die Schafalm (1.568 m) liegt auf einer deutlichen Wallform, die sich auf der orographisch linken Talseite von ca. 1.500 m bis auf 1.600 m verfolgen lässt. Subangulare bis subgerundete Kristallin- (bis 50 cm Durchmesser) und Karbonatkomponenten (ca. 1–2 cm Durchmesser) sind in einer siltig-sandigen Matrix (Dm/Dc) aufgeschlossen. Am äußeren Rand des Seitenmoränenwalls treten angulare, kleinteilig zerbrochene Glimmerschiefer auf (SCc; Lithofaziescode nach KELLER, 1996), die als Ablagerungen einer großräumigen Hangdeformation nordöstlich des Pleisengipfels interpretiert werden.

Auf der orographisch rechten Talseite, direkt östlich des Parkplatzes des Skigebietes, befindet sich eine Hangleiste mit diamiktischem Material (Dm/Dc). Es handelt sich dabei um subangulare bis subgerundete Dolomit- und Kristallinkomponenten (10–40 cm Durchmesser; sowie einzelne Blöcke bis 1 m Durchmesser) in einer siltig-sandigen Matrix. Diese Hangleiste wird als orographisch rechte Seitenmoräne interpretiert. Lateral angrenzend bzw. in eingeschnittenen Gräben sind gerundete Kiese mit dominantem Karbonatanteil aufgeschlossen, die als Eisrandsedimente interpretiert werden. Aus der Kartierung ist jedoch nicht eindeutig zu klären, ob die Seitenmoränenablagerungen von Eisrandsedimenten hinterfüllt wurden, oder in diese eingedrungen sind. Letztere Interpretation wird an dieser Stelle bevorzugt.

Im oberen Bereich, östlich der Liftgebäude auf 1.620 m, werden die Seitenmoränenablagerungen von einer Fließmasse (SSc) überschüttet, die den Hang unterhalb der Birgitzköpflhütte (2.035 m) bedeckt.

Ablagerungen des Egesen-Stadials

Westlich der Hüttenwand überprägt der Auslauf der Skipiste der Olympia-Damenabfahrt mehrere Wallformen. Diese können morphologisch differenziert werden in i) einen östlich gelegenen Wall, der bei der Anlage der Skipiste abgebaut wurde und der als Endmoräne des Gletschers aus dem Lizumer Kar interpretiert wird; und ii) in eine langgestreckte, dünne Zunge aus der Lizumer Grube, entlang der die Damenabfahrt angelegt wurde. Die Wallformen sind vermutlich dem Egesen-Stadial zuzurechnen. Die großen Schutthalden mit lobenartiger Morphologie im Bereich der Lizumer Grube (deutlich sichtbar, bevor der große Speicherteich gebaut wurde), ebenso im Lizumer Kar, weisen auf eine starke Schuttbedeckung der beiden Gletscher hin. Die karbonatischen Gesteine im Einzugsgebiet und die großen Schuttfächer am Wandfuß des dortigen Abschnitts der Kalkkögel belegen eine hohe Schuttproduktion. Zusammen mit der Nord-Exposition und einem steilen Gradienten lässt sich dadurch auch erklären, warum die Endmoränen, trotz ihrer kleinen Einzugsgebiete (jeweils ca. 0,50–0,6 km^2), zwischen 1.600 und 1.700 m liegen.

Gravitative Massenbewegungen

Die Hangflanken der Axamer Lizum werden überwiegend von Glimmerschiefern aufgebaut, daher sind sie, ebenso wie das Senderstal, von kleineren und großen gravitativen Massenbewegungen überprägt. Die ursprüngliche Morphologie wird jedoch stark durch die anthropogene Überprägung mit Lift- und Pistenanlagen verwischt.

Südöstlich unterhalb der Bergstation am Hoadl (2.340 m) befindet sich das Anrissgebiet einer Fließmasse in die Lizumer Grube. Im Bereich der Mittelstation der neu erbauten Umlaufgondel „Hoadlbahn“ zeigen gestaffelte Zerrgräben eine Hangbewegung, die als initialer Bereich eines langsamen Fließens charakterisiert werden kann. Nordöstlich des Pleisen wird die Massenbewegung von einer diskreten Bruchfläche begrenzt, im unteren Bereich läuft sie randlich auf die Seitenmoränenablagerungen bei der Schafalm (siehe oben) auf. Der nördliche Fußbereich zeigt am Axamer Bach sekundäre Anrisse in Eisrandsedimenten.

Nördlich außerhalb des Kartenblattes ist der Rücken ab dem Axamer Kögele (2.097 m) von gestaffelten Zerrgräben charakterisiert. Weiter nördlich, im mittleren Bereich des NE-exponierten Hangs (unterhalb des Schartensteigs), setzen auf ca. 1.450 m Eisrandsedimente ein. An dieser Verflachung reißen mehrere Fließmassen anreißen.

Auf der orographisch rechten Talflanke der Axamer Lizum sind kleinere gravitative Massenbewegungen ausgebildet: unter dem Birgitzköpfllift, im Bereich der Skipiste, wird die Gschnitz-zeitliche Seitenmoräne von einer Fließmasse überfahren (siehe Abschnitt „Ablagerungen des Gschnitz-Stadials“). Der Anriss der Fließmasse befindet sich südlich des Birgitzköpflhauses (2.035 m), am Übergang von Kristallingesteinen zu deren permomesozoischer Bedeckung. Der Dolomit in der Anrissnische wird dadurch exponiert und überdeckt als Sturzschutt den oberen Bereich der Fließmasse. Aufgrund der Tatsache, dass der Dolomit an der Basis nicht beobachtet wurde, wird der Sturzprozess als sekundäres Ereignis interpretiert. Entlang des Steiges zum Halsl (1.992 m) befindet sich eine weitere Fließmasse, deren Anrissbereich ebenfalls auf einer Höhe von ca. 2.000 m verortet werden kann.

Literatur

BREITFUSS, M. (2016): Tektonometamorphe Entwicklung und angewandte Aspekte im nordöstlichen ÖSK. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 136 S., Innsbruck.

EGGLSEDER, M. (2012): Präalpine Faltenüberprägungen im Nordosten des Ötztal-Stubai-Kristallins. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck 118 S., Innsbruck.

EGGLSEDER, M. & FÜGENSCHUH, B. (2013): Pre-Alpine fold interference patterns in the north-eastern Oetztal-Stubai-Complex (Tyrol, Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **106**, 63–74, Wien.

HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Ötztal (5146). – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

KELLER, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. – Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik, **132**, 5–12, Basel.

KERSCHNER, H. & BERKTOLD, E. (1981): Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Senderstal, nördliche Stubaier Alpen, Tirol. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **17**, 125–134, Leipzig.

KLEBELSBERG, R. v. (1929): Alte Gletscherstände in den Tiroler Zentralalpen. – Zeitschrift für Gletscherkunde, **17**, 209–218, Leipzig.

NITTEL, P. (2011): Geologie, Hydrogeologie und Geomorphologie des Fotschertales – Kartierungsergebnisse Projekt „Sellrain" 2006. – In SCHÄFER, D. (Hrsg.): Das Mesolithikum-Projekt Ullafelsen (Teil 1): Mensch und Umwelt im Holozän Tirols, 560 S., Darmstadt.

PURTSCHELLER, F. & MPOSKOS, E. (1971): Über den Eisengehalt von Alumosilikaten aus Quarzknauern = On the Iron Content of Alumosilicates in Quartz Nodules. – Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen, 3. Folge, **16**, 176–186, Wien.

REISER, M. (2021): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 204–208, Wien.

Bericht 2023 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

MARTIN REISER

Geologische Neuaufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin (Ötztal-Decke) erfolgten im Zuge der routinemäßigen Landesaufnahme auf Kartenblatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. Das kartierte Gebiet befindet sich auf der orographisch rechten Seite des Senderstals und reicht vom Talboden bis zum Bergrücken zwischen Axamer Kögele (2.097 m) und Hoadlsattel (2.264 m) bis zum Widdersberg (2.327 m) im Osten. Darüber hinaus erfolgten Übersichtsbegehungen im hinteren Senderstal, vom Kreuzjöchl (2.330 m) bis zum Schwarzhorn (2.812 m) im Süden und über das Sendersjöchl (2.477 m) in die Flanke des Oberbergtals bis zum Gamskogel (2.659 m) im Osten. Für das Untersuchungsgebiet liegen teilweise Kartenunterlagen von HAMMER (1927), SCHMIDEGG (1977) und EGGLSEDER (2012) vor. Bei der Neuaufnahme wurde daher der Fokus auf strukturgeologische Aufnahmen (gemäß Definitionen von HUET et al., 2020) sowie auf die Quartäraufnahme nach dem aktuellen Begriffskatalog der GeoSphere Austria (STEINBICHLER et al., 2019; LOTTER et al., 2021) gelegt. Die Ansprache der Gesteine erfolgte gemäß LINNER et al. (2024).

Untersuchungsgebiet Senderstal Ostflanke

Festgesteinsaufschlüsse befinden sich überwiegend im oberen Drittel der Hangflanke, da die tieferliegenden Bereiche von teilweise mächtigen quartären Ablagerungen (Grundmoränen- und Eisrandablagerungen) überdeckt werden.

Die Gesteine im untersuchten Gebiet bestehen überwiegend aus Metasedimenten (Paragneis bzw. Glimmerschiefer) mit untergeordneten Einschaltungen von Orthogneis und Amphibolit. Es handelt sich dabei um Lithologien, die bereits eingehend im Kartierungsbericht 2022 (REISER, 2024a) beschrieben wurden.

Im Zuge von Übersichtsbegehungen wurde südlich des Sendersjöchls am Kontakt zu einem Orthogneisgang ein von Granat dominierter Glimmerschiefer angetroffen. Die bis zu 1 cm großen Granatblasten machen dabei einen Anteil von etwa 50 Vol.-% des Gesteins aus. Im Dünnschliff konnte die Paragenese Grt + St + Sil + Ky + Bt + Ms + Plag + Chl + Cld + opake Mineralphasen festgestellt werden. Sillimanit tritt sowohl prismatisch als auch als Fibrolith auf. Kyanit und Staurolith sind oft miteinander verwachsen, wobei letzterer von Chloritoid überwachsen wird. Das Auftreten von Chloritoid wird mit der eoalpidischen Überprägung bei Temperaturbedingungen um 500 °C korreliert (PURTSCHELLER et al., 1987; THÖNY et al., 2008).

Die Perm-Trias-Grenze im Profil Hoadlsattel

Das Profil wurde bereits von verschiedenen Autoren beschrieben (SANDER, 1915; SARNTHEIN, 1965; GEYSSANT, 1973; SCHMIDEGG, 1977) und soll hier daher nur kurz behandelt werden.

Westlich unterhalb des Hoadl-Gipfels (2.340 m) und südlich des Hoadlsattels sind Quarzite und Quarz-Konglomerate mit hellen Quarz-Geröllen bis zu 10 cm Durchmesser aufgeschlossen. Vereinzelt konnten auch violette Komponenten im Konglomerat beobachtet werden. Südöstlich unterhalb der Hoadlbahn-Bergstation liegen feinkörnige Quarzite mit limonitischen Verwitterungskrusten, teilweise auch grünliche Phyllite im Hangschutt. Das Gestein ist vererzt und weist einen hohen Hämatitgehalt auf, der zur Oxidation von Bruch- und Schnittflächen (am Schliffklötzchen) führt. Das gehäufte Auftreten von Kalifeldspatkomponenten (Mikroklin) im Dünnschliff wird als Hinweis auf die Aufarbeitung permischer Vulkanite interpretiert, woraus sich auch die Zuordnung der basalen Gesteine zum Alpinen Verrucano (Perm) ableitet. Der plattig ausgebildete, leicht grünlich gefärbte Quarzit zeigt Serizit-Beläge auf den Schieferungsflächen. Lokal führt er auch Pyrit. Die feinkörnigeren Quarzite werden als Semmering-Quarzit bzw. Alpiner Buntsandstein (Untertrias) interpretiert. Da die Abgrenzung im Kartenmaßstab schwierig zu treffen ist, werden die Ablagerungen als Perm bis Untertrias in der Karte zusammengefasst.

Südlich des Hoadlsattels treten im Hangenden der oben beschriebenen Quarzite Blöcke einer gelblichen Rauwacke auf. Diese entsprechen einem geringmächtigen Horizont (ca. 1 m) der Reichenhall-Formation aus der untersten Mitteltrias (vgl. Kaserstatt-Profil in GEYSSANT, 1973). Darüber folgt dunkler, dm-gebankter, dolomitischer Kalk- und Dolomitmarmor der metamorphen Virgloria-Formation (Anisium). An der Basis treten Magnesitkonkretionen auf. Geringmächtige quarzitische Einschaltungen in den Dolomiten weisen auf das sogenannte „sandige Anis" hin (vgl. BRANDNER et al., 2003).

Ein hellgrauer Kalk- und Dolomitmarmor ist möglicherweise als metamorphe Steinalm-Formation (Anisium) anzusprechen. Auf den Schieferungsflächen zeigt dieser einen feinen Belag aus Serizit. Insgesamt erreicht die Abfolge eine Mächtigkeit von ca. 40 m und wird in der Karte zusammengefasst dargestellt.

Das Einsetzen von Hornsteinknollen zeigt ein geändertes Ablagerungsmilieu an (Beckenablagerungen) und die karbonatischen Ablagerungen werden einer metamorphen Reifling-Formation (Anisium–Ladinium) zugeordnet. Die

dm-mächtigen Lagen zeigen wellige Schichtoberflächen und dunkle Knollen (Silex-Knauern). Im oberen Bereich der Abfolge ist zudem ein rötlich verwitternder Mergelhorizont (metamorphe Pietra-Verde Tufflagen?) in die karbonatischen Gesteine eingeschaltet. Darüber folgt dunkelgrauer, plattiger Kalkmarmor mit karbonatischen Tonschieferlagen der metamorphen Partnach Schichten. Die Kalkbänke führen Glimmer, Quarzkörner, Pyrit und sind reich an Filamenten sowie Fossilschutt. Helle Dolomit-Lagen oder -Blöcke in den dunklen Kalk- und Tonschiefern sind vermutlich am Verzahnungsbereich von (Wetterstein-)Riff und Partnach-Becken als sogenannte „Cipit-Blöcke“ in das Becken eingeglitten. Die Gesteine zeigen isoklinale Falten mit NE–SW streichenden Faltenachsen mit flach SE-fallenden Achsenflächen sowie NW-Vergenz und untergeordnete Top-nach-NW-Überschiebungen.

Der helle Dolomitmarmor im Hangenden wird daher als metamorpher Wettersteindolomit (Anisium–Karnium) angesprochen. Ein markanter Felskopf aus hellem Dolomit wird durch eine steile, SW–NE streichende Störung von einer ca. 20 m mächtigen Wand aus dem gleichen Dolomit abgetrennt. Der südöstliche Teil ist ca. 100 m abgesenkt. Harnischflächen zeigen eine Top-nach-N gerichtete, spröde Reaktivierung der Störung an. Die Verflachung am Hochtennboden wird von schwarzen Tonschiefern der Nordalpinen Raibler Schichten (metamorph) gebildet. Die dort auftretenden Dolinen sind charakteristisch für die oft Gips führenden Nordalpinen Raibler Schichten. Im Hangenden folgt kataklastisch deformierter Dolomit, der weiter oben von den charakteristischen, subhorizontal gebankten Felswänden des metamorphen Hauptdolomits abgelöst wird. Letzterer repräsentiert gleichzeitig das Top der mesozoischen Abfolge in der Kalkkögelgruppe.

Etwas weiter im Osten ist ein vergleichbares Profil vom kristallinen Basement bis in die Trias aufgeschlossen. Unterhalb des Birgitzköpflhauses stehen über dem Glimmerschiefer des prävariszischen Grundgebirges Quarzite, Karbonatbrekzien sowie Lagen dunklen Dolomitmarmors an. Diese Abfolge wird von dunklen, karbonatischen Tonschiefern der Partnach Schichten mit isoklinalen Falten und deutlich ausgeprägter SE-gerichteter Streckungslineation überlagert.

Strukturgeologische Beobachtungen

Lithologische Kontakte in den Kristallingesteinen (z.B. zwischen Glimmerschiefer, Paragneis und Amphibolit) zeichnen eine primäre Schieferung (S1) nach, die während nachfolgender Deformationsereignisse überprägt wurde. Anhand der Befunde aus den Dünnschliffen lässt sich für das Kristallin eine variszische Metamorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen ableiten (Paragenese Grt-St-Ky-Sil), die während der alpidischen Orogenese bei Bedingungen der oberen Grünschieferfazies (> 500 °C; Überwachsungen von St durch Cld) überprägt wurde.

Strukturell wird das Untersuchungsgebiet von einer prä-alpidischen Großfaltenstruktur („Schwarzhorn-Synform“; Breitfuss, 2016) bestimmt. Im hinteren Senderstal und am Sendersjöchl konnten südvergente S-Falten aufgenommen werden, die dem flach bis mittelsteil N- bis NNE-fallenden Liegendschenkel der Schwarzhorn-Synform zugeordnet werden. Die NE-fallende Achsenebenenschieferung dieser Großfalte ist im Paragneis und Glimmerschiefer als S2 penetrativ ausgebildet. Im Scharnierbereich der Falte kommt es zur Mächtigkeitszunahme der Glimmerschiefer.

Isoklinal verfaltete Quarzlinsen, die im Glimmerschiefer parallel zu S1 auftreten, sind auf eine frühere Faltengeneration zurückzuführen. Somit gibt es im Untersuchungsgebiet Hinweise auf zwei prä-alpidische Faltungsphasen (vgl. Reiser, 2021).

Die Falten, die sowohl in den kristallinen, als auch in den permomesozoischen Gesteinen angetroffen wurden, sind der alpidischen Überprägung zuzurechnen: enge Falten mit flach nach SE, E und NE einfallenden Achsenflächen und ca. NE–SW streichenden, subhorizontalen Faltenachsen. Diese Faltenrichtungen konnten entlang des gesamten Bergrückens, in untertriassischen Gesteinen am Hoadlsattel (2.264 m) im Süden und im Paragneis am Axamer Kögele (2.097 m) im Norden, eingemessen werden. Diese Falten sind vermutlich auf eine NW–SE-Verkürzung im Zuge der eoalpidischen Top-nach-WNW gerichteten Deckenstapelung zurückzuführen.

Seejöchl-Störung

Das Untersuchungsgebiet wurde in der Oberkreide von SE-gerichteten Abschiebungen überprägt (Fügenschuh et al., 2000). Scherbandgeometrien in den Glimmerschiefern zeigen Top-nach-SE gerichtete Kinematik und an der Basis der mesozoischen Abfolge wurden SE-gerichtete Abschiebungen wie z.B. die Seejöchl-Störung beobachtet. Diese verläuft NNE–SSW entlang der West-Grenze der Kalkkögelgruppe und zeigt eine Top-nach-SE abschiebende Kinematik an mittelsteil nach SE einfallenden Störungsflächen (Streckungslinear 110/16 in den Mergeln der Partnach Schichten). Dabei kommt es entlang der Störung zu Schichtausfall und Mächtigkeitsreduktion.

Harnischflächen mit Top-nach-NNW gerichteter Kinematik werden als Reaktivierung der Abschiebung im Zuge einer jüngeren Überprägung interpretiert. N-vergente, offene Falten mit E–W streichenden subhorizontalen Faltenachsen und S-fallenden Achsenflächen konnten sowohl in den Kristallingesteinen am Hoadlsattel, als auch in den mesozoischen Gesteinen eingemessen werden. Anhand der Faltenvergenzen lässt sich ein Top-nach-N-Schersinn ableiten, der mit der Reaktivierung der Seejöchl-Störung kompatibel ist.

Widdersberg-Aufschiebung

Die tektonische Verdoppelung von Wettersteindolomit und Raibler Tonschiefer am Widdersberg (2.327 m) in der Axamer Lizum wird als „Widdersberg Aufschiebung“ (Rockenschaub et al., 2004) bezeichnet. Anhand von Abrisskanten auf Harnischflächen kann eine Top-nach-WNW gerichtete Kinematik abgeleitet werden. An der nordöstlich davon gelegenen Schneiderspitze (2.156 m) begleiten tektonische Brekzien und eine Kataklasezone den Störungshorizont.

Rockenschaub et al. (2004) postulieren anhand von Überschneidungskriterien ein paläogenes Alter („? Eozän–Oligozän“) für die Widdersberg-Aufschiebung. Aufgrund der vergleichbaren Profile korrelieren die Nordalpinen Raibler Schichten am Hochtennboden mit dem unteren Horizont der Nordalpinen Raibler Schichten am Widdersberg

und ebenfalls mit dem unteren Raibler Horizont der Schneiderspitze. Aus der Kartierung ergibt sich ebenfalls, dass die Widdersberg-Aufschiebung im Westen von der Seejöchl-Störung abgeschnitten wird. Aufgrund dieser Überschneidungskriterien muss die Widdersberg-Aufschiebung folglich älter sein als die oberkretazisch angelegte Seejöchl-Störung. Da die alpidische Metamorphose in der Kalkkögelgruppe nur ca. 450 °C erreicht hat und die Gesteine bereits vor ca. 60 Ma auf unter 100 °C abgekühlt waren (FÜGENSCHUH et al., 2000) ist die spröde Deformation des Dolomits kein Beleg für eine post-kretazische Deformation (Dolomit reagiert erst ab Temperaturen über 500 °C duktil). Zu guter Letzt ist auch die Top-nach-WNW-Transportrichtung der Widdersberg-Aufschiebung sehr gut mit der eoalpidischen Deckenstapelung kompatibel.

Zusammenfassend sprechen einige Argumente für eine eoalpidische Anlage der Widdersberg-Aufschiebung. Spröde Top-nach-N-Überschiebungen und konjugierte Seitenverschiebungen, welche die oben genannten Störungen versetzen oder überprägen, sind einem anderen tektonischen Regime zuzuordnen und vermutlich in das Paläogen oder Neogen einzustufen (z.B. Halsl-Störung; ROCKENSCHAUB et al., 2004).

Quartäre Ablagerungen und Massenbewegungen

Ablagerungen des Würm-Hochglazials und der Eiszerfallsphase

Im Oberbergtal ist auf 2.250 m im oberen Bereich des Tiefenbachgrabens, unterhalb des Weges zwischen Sendersjöchl und Seducker Hochalm, Würm-hochglaziale, überkonsolidierte Grundmoräne (Dmm) aufgeschlossen, die von sandigen, nicht konsolidierten Eisrandsedimenten (SSC/Dc) überlagert wird. Die Grundmoräne ist mehrere Meter mächtig und beinhaltet angerundete, gekritzte und facettierte Kristallinkomponenten bis zu 50 cm Durchmesser. Die Aufschlüsse sind bereits vom Talboden aus zu sehen und lassen auf eine Eishöhe des Gletschers im Oberbergtal von mindestens 2.250 m während des Würm-Hochglazials (last glacial maximum; LGM) schließen. Im Senderstal werden glaziogene Ablagerungen (Grundmoräne, Dm) bis in eine Höhe von ca. 2.200 m dem LGM zugeordnet (siehe Kartierungsbericht 2022; REISER, 2024a).

Im Senderstal sind im Bereich zwischen 1.900 und 2.100 m Eisrandsedimente (Lithofaziescode SSC) lateral an die Grundmoränenablagerungen angelagert. Morphologisch wird dies im Gelände durch Verflachungen und Hangleisten verdeutlicht.

Ablagerungen des Gschnitz-Stadials

Die Verflachung im unteren Bereich der Hangflanken, zwischen 1.800 m (oberhalb der Kemater Alm) und 1.500 m (Bereich Kaserl) wird von Eisrandablagerungen gebildet, die dem Gschnitz-stadialen Vorstoß zuzurechnen sind (REISER, 2024b).

Ablagerungen des Egesen-Stadials

Kleine Wallformen im Blockwerk auf ca. 2.200 m im Kar nordöstlich des Hoadlgipfels werden einem kleinen Gletscher des Egesen-Stadials zugerechnet.

Blockgletscherablagerungen (Würm-Spätglazial, Holozän)

Im Untersuchungsgebiet wurden nordöstlich unterhalb der Bergstation am Hoadl (2.340 m) Ablagerungen eines kleinen Blockgletschers angetroffen.

Massenbewegungen

Westlich, knapp unterhalb der Bergstation am Hoadl befindet sich der Abrissbereich einer Massenbewegung. Im oberen Bereich bilden die am Gipfel anstehenden Quarzite und Metakonglomerate eine Gleitmasse mit teilweise noch zusammenhängenden Gleitschollen, während die weiter unten anstehenden Glimmerschiefer als daran anschließende Fließmasse in das darunterliegende Kar umgelagert wurden. Unterhalb dieses Kars, fast im Talboden, hebt sich auf ca. 1.550 m eine lobenförmige Wallform von der Hangflanke ab. Das Material besteht aus diamiktischen Ablagerungen mit subangularen bis subgerundeten Kristallinkomponenten in einer sandig-schluffigen Matrix. Im oberen Bereich des Aufschlusses treten vermehrt gerundete Karbonatkomponenten auf. Zwei Interpretationen sind möglich: es handelt sich entweder um remobilisierte Eisrandsedimente oder um Ablagerungen eines Seitenmoränenwalls, der von Eisrandsedimenten überschüttet, bzw. hinterfüllt wurde.

Die nördliche Umgrenzung des Kartiergebietes, bzw. des Kartenblattes Neustift im Stubaital, verläuft durch eine große Massenbewegung, die am westseitigen Kamm zwischen Pleisen (2.236 m) und Axamer Kögele (2.097 m) ihren Abrissbereich hat und bis in bzw. nahe an den Talboden reicht. Im Abrissbereich zeigt der Hang ein konkaves Profil mit einigen, freigelegten Felsaufschlüssen. Im unteren Bereich (Lokalität Maurach) ist ein konvexes Hangprofil ausgebildet und der Massenbewegungskörper ist größtenteils von quartären Ablagerungen bedeckt. Da der Massenbewegungskörper den Gschnitz-stadialen Seitenmoränenwall der Lokalität Kaserl abschneidet, bzw. überprägt, ist die Massenbewegung nach dem Gschnitz-Stadial aktiv gewesen bzw. reaktiviert worden. Ausgehend von der deutlichen Hohlform des Abrissbereichs werden die Bewegungsbeträge hangabwärts über antithetische Brüche im mittleren Hangabschnitt teilweise kompensiert und die morphologische Ausprägung damit „unschärfer“. Daher ist es eher unwahrscheinlich, dass ein durchgehender Gleitprozess entwickelt ist, womit die Massenbewegung insgesamt als Bereich eines langsamen Fließens klassifiziert wird. Zudem läuft die Stirn der Massenbewegung zumindest im südlichen Abschnitt möglicherweise auf glaziogene Ablagerungen des Gschnitz-Stadials auf.

Literatur

BRANDNER, R., RESCH, W. & REITER, F. (2003): Das Brennermesozoikum: Sedimentäre Faziesentwicklungen in metamorphen Gesteinen und tektonische Konsequenzen. – In: ROCKENSCHAUB, M.: „Brenner“: Arbeitstagung 2003, Trins im Gschnitztal, 1.–5. September 2003: Geologische Kartenblätter 1:50.000, 148 Brenner, 175 Sterzing, 95–98, Geologische Bundesanstalt, Wien.

BREITFUSS, M. (2016): Tektonometamorphe Entwicklung und angewandte Aspekte im nordöstlichen ÖSK. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 136 S., Innsbruck.

Egglseder, M. (2012): Präalpine Faltenüberprägungen im Nordosten des Ötztal-Stubai-Kristallins. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 118 S., Innsbruck.

Fügenschuh, B., Mancktelow, N.S. & Seward, D. (2000): Cretaceous to Neogene cooling and exhumation history of the Oetztal-Stubai basement complex, eastern Alps: A structural and fission track study. – Tectonics, **19**/5, 905–918, Washington, D.C.

Geyssant, J. (1973): Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1973**, 377–396, Wien.

Hammer, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Ötztal (5146). – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Huet, B., Reiser, M. & Grasemann, B. (2020): Hierarchisches Glossar planarer, linearer Strukturen und Bewegungsrichtungsindikatoren = Hierarchical glossary for planar, linear structures and transport direction indicators. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 57 S., Wien.

Linner, M., Hintersberger, E., Bryda, G., Gruber, A., Hofmayer, F., Huet, B., Iglseder, C., Reiser, M., Reitner, J., Steinbichler, M. & Zerlauth, M. (2024): Hierarchische Liste der Gesteinsbegriffe der GeoSphere Austria = Hierarchical list of rock terms at GeoSphere Austria. – Berichte der GeoSphere Austria, **147**, 174 S., Wien.

Lotter, M., Steinbichler, M. & Reitner, J. (2021): Ergänzung und Erratum zu „Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich“ (Steinbichler et al., 2019). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 157–160, Wien.

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.: Geodynamics of the Eastern Alps, 185–190, Wien (Deuticke).

Reiser, M. (2021): Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 201–204, Wien.

Reiser, M. (2024a): Bericht 2022 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Geologisches Jahrbuch der GeoSphere Austria, **1**, XXX–YYY, Wien.

Reiser, M. (2024b): Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162**, 247–250, Wien.

Rockenschaub, M., Brandner, R., Burger, U., Decker, K., Kirschner, H., Maurer, C., Millen, B., Poscher, G., Prager, C. & Reiter, F. (2004): Endbericht zu Projekt TC 12, Umwelttektonik der östlichen Stubaier Alpen und des Wipptals. – Unveröffentlichter Endbericht zu Projekt TC 12, 229 S., Wien

Sander, B. (1915): Über Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen. I: Kalkkögel. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1915**, 140–148, Wien.

Sarnthein, M. (1965): Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1965**, 119–162, Wien.

Schmidegg, O. (1977): Bericht 1976 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und Mesozoikum auf den Blättern 147, Axams und 148, Brenner. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, 127–129, Wien.

Steinbichler, M. Reitner, J., Lotter, M. & Steinbichler, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 5–49, Wien.

Thöny, W., Tropper, P., Schennach, F., Krenn, E., Finger, F., Kaindl, R., Bernhard, F. & Hoinkes, G. (2008): The metamorphic evolution of migmatites from the Ötztal Complex (Tyrol, Austria) and constraints on the timing of the pre-Variscan high-T event in the Eastern Alps. – In: Froitzheim, N. &, Schmid, S.M.: Orogenic Processes in the Alpine Collision Zone. – Swiss Journal of Geosciences, **101** (Supplement), 111–126, Basel.

Blatt NL 32-06-04 Sölden

Bericht 2023 über geologische Aufnahmen im hinteren Stubaital (Ötztal-Stubai Kristallin) auf Blatt NL 32-06-04 Sölden

Julian Geiler
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 2023 wurde ein acht Quadratkilometer großes Gebiet im hinteren Stubaital in Tirol im Maßstab 1:10.000 kartiert. Als Kartenunterlagen dienten Laserscans, Orthofotos und die topographische Karte Blatt NL 32-06-04 Sölden. Die bereits veröffentliche Karte von Hammer (1929) diente als Grundlage und zum Vergleich. Gearbeitet wurde nach den Standards der GeoSphere Austria für das Quartär (Steinbichler et al., 2019) und die Strukturelemente (Huet et al., 2020).

Gebietsbeschreibung

Das acht Quadratkilometer große Gebiet befindet sich im hinteren Stubaital. Die Grenze verläuft von der Dresdner Hütte im Westen nach Nordost bis zu den Pfaffenknollen oberhalb der Sulzenau Alm und von dort bis zur Sulzenau Hütte und weiter nach Süden zum Gipfel des Aperen Freigers (3.261 m). Der Südrand ist durch den Gletscher der Fernerstube und den Sulzenauferner begrenzt. Vom Joch „Lange Pfaffennieder“ geht die Grenze am Pfaffengrat nach Norden bis zum Beiljoch und retour nach Nordwest zur Dresdner Hütte. In dieser hochalpinen Gegend ist die Aufschlusssituation mehr als ausreichend. Frisch vom Gletscher polierte Bereiche zeigen die Gesteine in ihrer natürlichen Farbe. Die sehr dünne Humusschicht lässt sich leicht entfernen, so dass der Blick auf die Sedimente oder anstehendes Festgestein darunter möglich ist. Das zweistufige Hängetal Sulzenau befindet sich im Zentrum

des Untersuchungsraumes. Die untere Talstufe liegt auf 1.860 m (alle Angaben in Meter über Adria) beachtliche 350 Höhenmeter über dem Niveau des Stubaitals. Weiter südlich steht eine fast 300 Meter hohe Felswand an, die den Übergang in den nächsthöheren Abschnitt des Sulzenautals bildet. Dieses steigt graduell bis auf etwa 2.500 m an, bevor die nächste Steilstufe auftritt.

Lithologiebeschreibung

Glimmerschiefer

Der Mineralbestand der Glimmerschiefer besteht aus Quarz, Biotit, Muskovit, Plagioklas, Staurolith, Chlorit, Chloritoid sowie stellenweise Granat. Die Gesteine weisen entlang des ursprünglichen sedimentären Lagenbaus die S1-Schieferung auf. Nach dieser Orientierung konnten auch die Lithologiewechsel im Gebiet beobachtet werden. Die Glimmerminerale sind sehr engständig (< 1 mm) zwischen den Quarz-/Feldspatlagen ausgebildet. Diese ausgeprägte Paralleltextur kann im gesamten Gebiet aufgefunden werden. Auffällig ist die rötliche Verwitterungsfarbe. Der Feldspatgehalt beläuft sich auf unter 20 %, was nach der Klassifikation von Schmid et al. (2007) und Linner et al. (2024) die Glimmerschiefer von den Paragneisen unterscheidet. Die Chloritisierung von Biotit und die Bildung von Chloritoid auf Kosten von Staurolith sind auf die eoalpidische Überprägung des Gesteins zurückzuführen. Häufig auftretende Staurolithminerale kommen unorientiert im Gestein vor. Der typische Habitus von Staurolith sowie die Zwillingsbildung wird von späteren Umwandlungsprozessen nicht beeinflusst. Die zum Teil senkrecht auf die S1-Schieferung wachsenden Minerale zeigen an, dass die Deformation endete, ehe das Kristallwachstum abgeschlossen war. Durch den hohen Glimmeranteil ist eine Achsenflächenschieferung (S2) deutlich ausgebildet. In den Glimmerschiefern kommen vereinzelte, 5–25 cm mächtige, feldspatreichere Lagen vor. Diese sind aber im kartierten Maßstab nicht aufzulösen.

Paragneis

Quarz, Biotit und Plagioklas sind die Hauptkomponenten dieses Gesteins, das auch als dieser Biotit-Plagioklas-Gneis bezeichnet wird und deutlich feinkörniger ausgeprägt ist als der Glimmerschiefer. Des Weiteren kommen Muskovit, kleine Granate und Turmalin vor. Im Gelände fallen oft die äußerst dünnen Glimmerlagen auf, an denen das Gestein vorrangig zerbricht. Die Matrix besteht aus bis zu einem Millimeter großen Biotit und Plagioklasmineralen, die zum Teil nicht nach der S1-Schieferung ausgerichtet sind, sondern orientierungslos auskristallisierten. Die vom Gletscher rundgeschliffenen Härtlingsrücken östlich der Dresdnerhütte und beim Sulzenausee bestehen aus Paragneis und beweisen hier die Abrasionsfestigkeit.

Muskovit-Granitgneis

Dieser Orthogneis kommt als konkordante Einschaltung im mittelsteil bis steil nach Südwesten fallenden Deckenstapel unmittelbar südlich der Sulzenauhütte vor und lässt sich entlang beider Talflanken gut verfolgen. Unter dem Mikroskop konnte eine beginnende Chloritisierung von Biotit observiert werden. Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Muskovit sowie akzessorisch Biotit und Granat bauen dieses Gestein auf. Es weist ein schieferiges Gefüge mit lokal auftretendem Augengefüge auf. Die Glimmerminerale sind nach der schwach ausgeprägten Schieferung orientiert. Im Gelände ist der Orthogneis deutlich von den Paragneisen zu unterscheiden. Die Schutthalden bestehen aus größeren Blöcken und das Gestein bricht eckiger sowie zum Teil auch nicht parallel zur ohnehin schwach ausgeprägten S1-Schieferung aus. Farblich heben sich die hellgrauen Gesteine klar von den rötlich verwitternden Glimmerschiefern und Paragneisen ab. Auch ist eine Achsenflächenschieferung aufgrund des niedrigeren Glimmergehaltes nicht ausgebildet.

Biotit-Granitgneis

Dieser fast muskovitfreie Orthogneis kommt in zwei jeweils ca. 40–60 Meter breiten Bereichen konkordant zur S1-Schieferung vor. Unweit des Muskovit-Granitgneises, etwa 70 Meter südlich, steht die erste Einschaltung an. Die Zweite folgt einige 100 Meter weiter südlich. Im Aufschluss erscheint das Gestein hellgrau bis weiß. Unorientierte Feldspäte (Plagioklas und Kalifeldspat) und Quarze sind mit über 80 % die dominierenden Minerale in diesem Gestein. Der Biotit ist nach der Hauptschieferung ausgerichtet. Das Gefüge dieses Gesteins kann als schwach geschiefert beschrieben werden. Akzessorisch kommen Allanit, Granat und Turmalin vor. Auch hier ist der kompetente Charakter dieser Lithologie zu beachten. Aufgrund der geringen Mächtigkeit heben sich die Einschaltungen jedoch morphologisch nicht vom Nachbargestein ab.

Paragneis/Glimmerschiefer Wechselfolge des Beiljochs

Da die verschiedenen Gesteine auf dem bearbeiteten Maßstab nicht voneinander abtrennbar sind, wurde diese Lithologie als Paragneis/Glimmerschiefer (PG/GS) Wechselfolge des Beiljochs definiert. Im Bereich des Gletschervorfeldes des Sulzenauferners und am Westaufstieg des Beiljochs ist diese Wechselfolge besonders schön ausgeprägt. In unterschiedlichen Abständen, von etwa 50 cm bis zu mehreren Metern, wechseln die beiden Lithologien. Der Paragneis entspricht dem, im Gebiet beobachteten, Biotit-Plagioklas-Gneis. Der Glimmerschiefer ähnelt dem nördlich anstehenden Glimmerschiefer, jedoch ist er etwas feinkörniger und es tritt kein Staurolith auf.

Strukturen und Metamorphose

Das Ötztal-Stubai Kristallin, in dem sich das Untersuchungsgebiet befindet, gehört zum Ötztal-Bundschuh-Deckensystem und bildet das zweithöchste Stockwerk im Deckenstapel des Oberostalpins (Schmid et al., 2004). Das kristalline Grundgebirge wurde in den letzten 500 Ma mehrere Male metamorph überprägt. Die Variszische und die Eo-Alpine Orogenese zählen hierbei zu den wichtigsten metamorphen Ereignissen. Im Kartiergebiet herrschten jeweils amphibolitfazielle Druck- und Temperaturbedingungen (Hoinkes et al., 2021).

Die Hauptschieferung (S1) fällt generell nach Südwest ein. Das Streichen rotiert im Süden immer mehr von WNW/ESE nach NW/SE. Die Fallwerte bewegen sich je nach Seehöhe von 60° bis subvertikal, lokal auch um ein paar Grad überkippt. In den weniger kompetenten Glimmerschiefer-

lagen treten Parasitärfalten auf. Die Faltenachsen tauchen flach nach Nordwest ab. Durch diese Faltung ist eine zweite Schieferungsgeneration entstanden. Hierbei handelt es sich um eine Achsenflächenschieferung (S2). Durch die Analyse der Streich- und Fallwerte und der Vergenz der Parasitärfalten konnte im Süden des Kartiergebiets eine große Isoklinalfalte abgeleitet werden.

Die zuvor beschriebenen Orogenesen müssen sich wie folgt auf die Geologie im Kartiergebiet ausgewirkt haben. Isoklinal verfaltete Quarzmobilisate, deren Faltenachsen nach Nordost abtauchen, gehören vermutlich zu einem früheren Gebirgsbildungsereignis (D1). Durch Vergleichen der Faltenachsen der Parasitärfalten mit der Ausbildungsrichtung der Achsenflächenschieferung kann davon ausgegangen werden, dass es im Zuge der Variszischen Orogenese zu einer Südwest–Nordost-Einengung kam (D2). Hierbei wurde der ursprüngliche sedimentäre Lagenbau, der heute die Lithologiegrenzen definiert, verfaltet. Das heißt, dass die prominente isoklinale Synform, deren Faltenkern im Bereich der Beilspitze liegt, und die während der Faltung entstandene Achsenflächenschieferung variszischen Ursprungs sind. Dies ist mit einer Großfalte bei Ranalt kompatibel. Auf dem Südschenkel dieser Antiform liegt das Untersuchungsgebiet. Die Faltenachse dieser Großstruktur taucht mittelsteil nach Ost ab.

Dadurch, dass im Kartiergebiet das Streichen der Schieferung parallel zur Überschiebungsrichtung der eo-alpidischen Deckenstapelung verläuft, nämlich parallel SE–NW, hatte die Eo-Alpine Orogenese hier bezüglich der Strukturen keine weiteren Veränderungen mehr bewirkt. Es fanden nur Alterationen statt, die unter dem Mikroskop ersichtlich sind, wie zum Beispiel die Chloritisierung von Biotit, die Serizitisierung von Plagioklas und die Umwandlung von Staurolith in feinkörnige Glimmerminerale wie Paragonit. Auch ist an den Granaten ein Anwachssaum gewachsen.

Die orientierten Proben wurden parallel zum Streckungslinear geschnitten und unter dem Mikroskop betrachtet. In den Glimmerschiefern gibt es drei Schieferungsgenerationen. Die prominenteste ist die S2M-Schieferung (M – Mikroskop) die mit der S1-Schieferung aus den Geländebeobachtungen übereinstimmt. Diese wird aus Glimmern, Granat und Kyanit aufgebaut und schneidet eine ältere Schieferung, die durch Muskovite gebildet wird, ab. Postdeformativ sind Kyanit und Staurolith, wo vorhanden, weitergewachsen. Die jüngste Schieferungsgeneration bildet Biotit, der 90° versetzt zur S1M gewachsen ist. In den Orthogesteinen ist unter dem Mikroskop nur die S2M-Schieferung ausgeprägt. Die Paragneise weisen ebenfalls alle drei Generationen auf, die Erste und die Dritte sind aber schwach ausgeprägt.

Die im Kartiergebiet beobachteten Störungen bedienen sich der Schwächezonen an den lithologischen Kontakten. Aufgrund der spröden Deformation sind diese Strukturen vermutlich als spät-alpidisch einzuordnen. Durch eine Nord–Süd-Einengung entstanden konjugierte, NW–SE und NE–SW ausgerichtete Störungssysteme. Diese Strukturen konnten im Gebiet vereinzelt vorgefunden werden.

Quartär

Die letzten Vergletscherungen sind maßgeblich für die Landschaftsgestaltung in den Alpen verantwortlich. Das ist auch im Untersuchungsgebiet der Fall. Glaziale Sedimente und auch glazial bedingte Erosionsformen lassen sich gut beobachten.

Knapp südlich der Sulzenauhütte verläuft der Sulzenaubach, eingetieft in einer seichten Schlucht. Etwas oberhalb (ca. auf Höhe der 1940er-Endmoräne) ist der Bach durch eine Wehranlage etwas aufgestaut und das Tal verflacht sich. Darüber hat sich ein verzweigtes Flusssystem ausgebildet. Die kleine Wehranlage ist für diese Verflachung nicht verantwortlich. Durch Abschmelzen der Gletscher hat sich im ehemaligen Konfluenzgebiet zwischen Sulzenauferner und Fernerstube ein See gebildet. Dieser wird von Grundmoränen aber auch von einer Festgesteinsrippe zurückgestaut. Seitlich des Gletscherverlaufs sind die heute noch bestens erhaltenen Seitenmoränen des 1860er Vorstoßes zu sehen. Die bei Wanderern bekannte „Blaue Lacke“ wird durch eine dieser Moränen zurückgestaut.

Im Zuge des Umbaus der Eisgratbahn im Jahr 2015 konnten im dort angrenzenden Bunten Moor ein 440 cm mächtiges Bodenprofil aufgenommen werden. Mit ^{14}C-Datierungen konnte die Vergletscherungsgeschichte zwischen 8000 BC und heute rekonstruiert werden (siehe Patzelt, 2016).

Vor allem in den nach Nord bis Südwest ausgerichteten Karen sind neben Hang- und Verwitterungsschutt auch Blockgletscherablagerungen zu finden. An einer Blockgletscherstirn im Kar westlich des Beiljochs konnte ein Quellaustritt beobachtet werden, was ihn als noch aktiven Blockgletscher einstuft (Krainer & Ribis, 2012). Nördlich des Beiljochs sind die nach Süden einfallenden Gesteinspakete zum Teil um mehr als 90° nach Süden ausgekippt. Die Ursachen dafür müssten genau untersucht werden. Möglicherweise haben die nach Norden ausfließenden Gletscher im LGM (last glacial maximum) die nach Süden gerichtete Flanke der Beilspitze geschwächt und somit das Auskippen ermöglicht. Auf dem nördlichsten Rand des nach Süden aufsteigenden Pfaffengrates ist ein Festgesteinspaket um einige Meter en bloc abgeglitten. Der zeitliche Rahmen dieses Ereignisses lässt sich schwer bestimmen.

Hang und Verwitterungsschutt: Durch natürliche Erosion an den Hangflanken abgelagerte Klasten. Diese sind eckig, schlecht sortiert und ohne Matrix. An inaktiven Bereichen hat sich bereits eine zum Teil noch sehr dünne Vegetationsschicht darüber gebildet. Sie kommen überall im Gebiet an den Hangflanken vor. Aktive Schuttfächer sind auf der Karte gesondert markiert. Diese bilden sich im Gegensatz zu Murablagerungen, jedoch ohne Wassereinwirkung (Steinbichler et al., 2019). Sie kommen vermehrt an der westlichen Talseite des Sulzenautals vor. Südöstlich der Blauen Lacke ist eine mehrere Meter breite Rinne entstanden, durch die einiges an Schuttmaterial des darüber liegenden Kars heruntergestürzt ist. Sind mehrere größere Blöcke dabei (Durchmesser > 1,5–2,0 m) spricht man von Blockschutt. Südöstlich der Sulzenauhütte hat sich eine Blockschutthalde aus Muskovit-Granitgneisen abgelagert. Deutlich jüngere Sturzprozesse ereigneten sich auf etwa 2.370 m unweit des Steiges zum Beiljoch von der Sulzenau aus.

Rund um den jetzigen Verlauf des Sulzenaubaches sind rezente Alluvionen kartiert. Diese zeichnen sich durch kantige bis gerundete aber schlecht sortierte Komponenten aus. Die Korngrößenverteilung reicht von Feinsand in langsam fließenden Bereichen bis zum Block (Durchmesser: > 1 m), der nur bei hohen Abflussmengen bewegt werden kann. Aufgrund des flachen Geländes hat sich oberhalb der Sulzenauhütte ein verzweigtes Flusssystem ausgebildet.

Die meisten Sedimente im Talboden sind glazialen Ursprungs. An flachen Stellen, und wo das Tal breit genug ist, ist die Grundmoräne nicht von seitlichen Hangschuttsedimenten bedeckt. Sie kann als sehr überverfestigt und stellenweise aquitard beschrieben werden. Die Korngrößen bewegen sich von sandig/steinig bis hin zu vereinzelten Blöcken. Die Seitenmoränen sind an den Talflanken abgelagert und lassen sich in verschiedene Generationen unterteilen. Die prominentesten sind die Seitenmoränen des glazialen Hochstands von 1860. Auf 2.575 m beginnen die Moränenwälle des Sulzenauferners im innersten des Tals und erstrecken sich fast über die gesamten Talflanken. Nur stellenweise sind sie durch Erosion nicht mehr erhalten, wurden durch Murschuttströme eingeschnitten oder sind durch Hangschutt bedeckt. Die Seitenmoräne des Aperen Freiger Ferners beginnt auf 2.860 m und verläuft nach Norden entlang des Paragneis-Rückens bis auf eine Höhe von 2.700 m. Seitenmoränen jüngerer Gletschervorstöße lagerten sich an den Wällen der 1860er Moräne ab. Es handelt sich hierbei um die Hochstände von 1940 und 1980. Gut erkennbar ist das am Südosthang des Beiljoches. Die Endmoränen der Gletscher befinden sich knapp oberhalb der Sulzenauhütte (1860er Hochstand) auf 2.270 m und etwas weiter südlich unweit der Blauen Lacke auf 2.275 m (1940er Hochstand). Die Korngrößenverteilung der mehrheitlich eckigen Klasten reicht von Sand bis Blöcke. Aufgrund der geringeren Auflast des Gletschers sind die Seiten und Endmoränen nicht so fest kompaktiert und sind daher auch der Erosion stärker ausgesetzt. Oftmals zusammen mit den angrenzenden Festgesteinsbereichen entsteht so eine Kombination aus Hang- und Moränenschutt, der sich unterhalb der Wälle ablagert. Die Ablationsmoräne entsteht beim Zurückschmelzen des Gletschers. Sie überlagert meistens eine Grundmoräne. Klar zu erkennen ist das im Vorfeld des stark schuttbedeckten Gletschers aus der Ferner Stube und des Aperen Freiger Ferners.

Kantengerundete bis gerundete Steine und Blöcke des Pfaffengratplutons konnten im Sulzenautal vor allem taleinwärts der Hütte vereinzelt gefunden werden. Diese magmatische Intrusion baut den Pfaffengrat südlich des Kartiergebiets auf und konnte schon von Hammer (1929) aufgenommen werden. Unregelmäßig in ein leukokrates, metagranitoides Gestein eingeschuppte Amphibolitschollen erzeugen das Gefüge. Das Verhältnis der beiden Bestandteile ist variabel (Hörfarter, 2009).

Profilschnitte

Das Profil Trögler erstreckt sich NW–SE von den Pfaffenknollen im Norden bis zum nördlichen Ende des Pfaffengrates. Es verläuft entlang des Bergkammes des Großen Tröglers parallel zur Schieferung. Als vertikale Erstreckung wurden etwa 1.000 m gewählt. Zu sehen sind alle kartierten Lithologien. Das Einfallen der Schieferung (S1) ist steil nach Südwesten. Im Kammbereich verflacht sich diese um einige Grad. Das konnte auch auf der gegenüberliegenden Talseite beobachtet werden und eventuell auf eine nördlich anschließende Antiform hinweisen. Zwischen 2.300 und 2.400 m ist das Einfallen am steilsten. Der schmale südwestliche Orthogneiszug hat gegenüber dem Profil „Freiger“ deutlich an Mächtigkeit verloren.

Im Gipfelbereich des Tröglers und am Nordwesthang beträgt die Mächtigkeit nur mehr 10–15 m. Zentrales Element des Profils ist die Isoklinalfalte an der Beilspitze, die aufgrund von beobachteten Parasitärfalten und dem divergierenden Einfallen der Achsenflächenschieferung in den beiden Faltenschenkeln hier abgeleitet werden konnte. Die genaue Stelle des Faltenkerns konnte im Gelände nicht ausgemacht werden, wurde daher spekulativ eingezeichnet.

Das zweite Profil mit dem Namen „Freiger“ verläuft um ca. 30° verdreht zur Schieferung. Daher entspricht die Mächtigkeit der Lithologien nicht der Realität. Als vertikale Erstreckung wurden etwa 1.100 m gewählt. Die Profilspur verläuft am Grat vom Sulzenaukogel im Nordnordosten über den Aperen Freiger bis auf Höhe der Lübecker Scharte im Südsüdwesten. Die Isoklinalfalte ist daher nicht mehr im Profil enthalten. Ebenso konnte die nordöstlich des südlicheren Biotit-Granitgneis-Zugs anstehende PG/GS Wechselfolge nur im Nordwesten des Kartiergebiets beobachtet werden. Daher fehlt diese Lithologie im Profil „Freiger“.

Literatur

Hammer, W., Ohnesorge, T., Sander, B. & Kerner von Marilaun, F. (1929): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Nr. 5146: Ötzthal. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Hoinkes, G., Krainer, K. & Tropper, P. (2021): Ötztaler Alpen, Stubaier Alpen und Texelgruppe. – Sammlung geologischer Führer, **112**, 290 S., Stuttgart.

Hörfarter, C. (2009): Petrographische und mineralchemische Untersuchungen des Ötztal-Stubai-Kristallines im Bereich der Dresdner-Hütte (Stubaital, Tirol). – Diplomarbeit Universität Wien, 93 S., Wien.

Huet, B., Reiser, M. & Grasemann, B. (2020): Hierarchisches Glossar planarer, linearer Strukturen und Bewegungsrichtungsindikatoren. Hierarchical glossary for planar, linear structures and transport direction indicators. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 57 S., Wien.

Krainer, K. & Ribis, M. (2012): A rock glacier inventory of the Tyrolean Alps (Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **105**/2, 32–47, Wien.

Linner, M., Hintersberger, E., Bryda, G., Gruber, A., Hofmayer, F., Huet, B., Iglseder, C., Reiser, M., Reitner, J.M., Steinbichler, M. & Zerlauth, M. (2024): Hierarchische Liste der Gesteinsbegriffe der GeoSphere Austria. – Berichte der GeoSphere Austria, **147**, 174 S., Wien.

Patzelt, G. (2016): Das Bunte Moor in der Oberfernau (Stubaier Alpen, Tirol) – Eine neu bearbeitete Schlüsselstelle für die Kenntnis der nacheiszeitlichen Gletscherschwankungen der Ostalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 97–107, Wien.

Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E. & Desmons, J. (2007): How to name a metamorphic rock. Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. – Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks, 3–15, Cambridge (Cambridge University).

Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **97**, 93–117, Basel.

Steinbichler, M.G., Reitner, J.M., Lotter, M. & Steinbichler, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 5–49, Wien.

Blatt NL 33-01-13 Kufstein

Siehe Bericht zu Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger von Jürgen M. Reitner

Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

Bericht 2024 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Sankt Georgen in der Klaus auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

Diego A. García-Ramos

The surveyed area is situated about 4.5 km northwest of Waidhofen an der Ybbs (Lower Austria), immediately west of the Ybbs River and covers approximately 12 km². The northern boundary is defined by a west-east trending line approximately 3 km long, located just north of the Engelsberg farmhouse. At the northwest corner, the area is bounded by another west–east trending line about 1 km in length, north of the hamlet of Baumgarten. The western limit coincides with the Treffling Creek, while the southwestern boundary is marked by the road connecting Wieserhöhe to Wegerkapelle. The southern boundary aligns with the Nellinbach Creek, and the southeastern corner is defined by the road bordering Böhlerwerk to the west. The eastern limit is formed by the Ybbs River, extending between Böhlerwerk and the village of Au.

The entire study area belongs to the Main Flysch Nappe (Schnabel, 1992) within the Rhenodanubian Flysch Nappe System. The flysch formations in adjacent maps, including Großraming (GK 69) and Ybbsitz (GK 71), have been mapped and described by Egger & van Husen (2011) and Schnabel in Ruttner & Schnabel (1988), respectively. Notably, Schnabel (Egger, 1995) suggested that in the area of Ybbsitz the Altlengbach Formation could be subdivided into members, but did not formally define these. Egger (1995) proposed a formal lectostratotype for the Altlengbach Formation in the Ahornleitengraben area, located about 15 km southeast of the town Steyr. This profile reveals all four members of the Altlengbach Formation.

The survey work has revealed outcrops of the Altlengbach Formation in two approximately east–west trending, overthrust upright-bedded units. In the northern unit, located in the Engelsberg – Faßberg – Au area, only rocks of the Altlengbach Formation have been identified, and these dip moderately to steeply southward, with stratigraphic ranges extending from the Maastrichtian in the north to the Paleocene (Thanetian, NP9) in the south.

The southern unit begins with grey marlstones and marly limestones belonging to the Röthenbach Subgroup (Middle Campanian), which is confined to the prominent ridge that stretches from the Auerbauer settlement through St. Georgen and westward into the Treffling valley.

Immediately south of the ridge there are Lesesteine of the Altlengbach Formation (Maastrichtian), which stratigraphically overlies the Röthenbach Subgroup. Outcrops of the Altlengbach Formation occur in the creeks distributed in the southern flank of the ridge, extending to Wieserhöhe and the adjacent Nellingbach valley to the east. These rocks of the Altlengbach Formation also exhibit moderate to steep southward dips in the southern unit.

The thrust surface separating the two units aligns with the base of the stratigraphically older Röthenbach Subgroup (Middle Campanian), which lies above the younger strata of the Altlengbach Formation (Thanetian, NP9), thus following the orientation of the described ridge. Furthermore, the diminishing thickness of the Röthenbach Subgroup towards the west indicates a basal oblique cut of this unit along the steeply south-dipping overthrust surface.

This overthrust surface and its general configuration is illustrated in the “Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000” (Schnabel et al., 2002).

Additionally, significant geological features include Würmian terraces associated with the Ybbs River and mass movements such as translational-rotational landslides. Among these, a prominent landslide occurs north of the road connecting Sankt Georgen in der Klaus to the hamlet of Eben, affecting an area of approximately 0.628 km².

The Altlengbach Formation

Two significant areas attributed to the Altlengbach Formation *sensu lato* have been identified, located to the north and south of the geomorphological ridge on which the village of Sankt Georgen in der Klaus is situated. This classification is based on a combination of lithological and biostratigraphic criteria, using nannofossil data. 86 samples were collected for biostratigraphic analysis, with approximately 11 % being barren. The samples predominantly feature mixed nannofossil assemblages, including both autochthonous and reworked elements. In many cases, the scarcity of biostratigraphic markers has hindered reliable age determination for these samples. Neighboring samples containing Upper Maastrichtian markers support the hypothesis that the problematic samples are younger than indicated by the recorded, likely reworked, nannofossil assemblages, as previously noted by EGGER (1993, 1995) and EGGER & VAN HUSEN (2011) in other Flysch Zone samples.

Generally, samples from the southern Altlengbach unit suggest an age ranging from UC15 (Upper Campanian) to UC17 (Lower Maastrichtian). Notably, the absence of Upper Maastrichtian marker species such as *Lithraphidites quadratus*, *Micula murus* and *Micula prinsii* supports this conclusion.

In contrast, samples from the northern Altlengbach unit predominantly contain the aforementioned markers indicative of the UC20 zone of the Upper Maastrichtian. However, there are also fewer samples categorized as UC18, UC19, and a single sample belonging to the NP9 zone (Thanetian).

Most samples were collected along small creeks, with only a limited number sourced from road cuts and ditches. The outcrops typically consisted of isolated intervals along the creeks, complicating the observation of continuous stratigraphic successions. The primary characteristic of flysch sedimentation in both the northern and southern units consists of alternating marls and sandstone beds featuring incomplete Bouma sequences. The thickness of these marly and sandy beds can range from approximately 30 cm to several meters (> 6 m). This feature is characteristic of the Ahornleiten Member (EGGER, 1995). The ages of the samples from the southern unit align with the description of this member as outlined by EGGER (1995).

Conversely, the facies arrangement of the younger northern unit (UC20 to NP9), while similar to that of the southern unit, does not conform to the description of the time-equivalent Acharting Member as defined by EGGER (1995). The Acharting Member is characterized by an alternation of indurated fine-grained sandstones and siltstones interspersed with soft, dark greyish clayey marls. According to EGGER (1995), the sandstone beds within this member are notably distinct due to their biogenic components, including foraminifera and debris from coralline algae. Given the differing facies arrangement of the northern unit compared to what is expected from the standard profile proposed by EGGER (1995) and from outcrops in adjacent areas dealt with by EGGER & VAN HUSEN (2011), the materials from the northern unit are classified under the Altlengbach Formation *sensu lato*.

Perneck Formation

Materials associated with the Perneck Formation are seldom found in the easternmost section of the surveyed area, specifically along the forest road leading from Auerbauern-Siedlung to the Schachen farmhouse. An additional outcrop is located 175 m southwest of the first. These outcrops consist of unconsolidated reddish pelite.

No samples were collected at this location. According to existing literature (e.g., EGGER & VAN HUSEN, 2011), this unit is dated to the Upper Campanian and is characterized by the presence of the nannofossil *Uniplanarius trifidus*.

Röthenbach Subgroup ("Zementmergelserie")

The Röthenbach Subgroup (EGGER & SCHWERD, 2008) represents the lithostratigraphic formalization of the "Zementmergelserie". Unfortunately, well-exposed outcrops of this unit were not observed in the surveyed area. The identification of this unit is based on three key criteria:

1. **Geomorphology:** Clear geomorphological features, particularly evident through laser scanning, indicate a lithological control of the relief, manifested as a prominent ridge trending approximately west–east.

2. **Lesesteine:** The presence of Lesesteine composed of indurated marly limestone with calcite veins.

3. **Biostratigraphy:** Biostratigraphic assessment based on nannofossils extracted from grey marly limestones often yielding *Chondrites intricatus*. The nannofossil assemblages are typically characterized by taxa such as *Eiffellithus parallelus*, *Uniplanarius trifidus*, *Ceratolithoides aculeus*, *Reinhardtites levis*, *Lithastrinus quadricuspis*, *Broinsonia parca constricta*, and *Tranolithus orionatus*.

This ridge extends over 4 km from the Ybbs River to the Treffling Creek, where it gradually diminishes.

Currently, there are no exposed outcrops delineating the boundary between this ridge and the southern or northern units of the Altlengbach Formation *sensu lato*. The interpolated boundary has been inferred based on the distribution of Lesesteine, with the assumption that the calcareous coarse sandstones belong to the Altlengbach Formation. Large blocks of marly limestone containing *Nereites irregularis* and *Chondrites* issp. can be found at the easternmost edge of Sankt Georgen in der Klaus, likely resulting from excavation activities related to house construction. This facies is typical of the "Zementmergelserie". West of the intersection between the road to Sankt Georgen in der Klaus and the road leading to the hamlet of Baumgarten, numerous Lesesteine composed of indurated marly limestone appear as man-made stone piles, scattered down to the Treffling Creek.

Quaternary terraces

Fluvial sediments and associated terraces are exposed north and south of the village of Au, right east of the road from Au to Böhlerwerk. Outcrops along a west–east cross-section can be observed along the cliffs carved by the creek immediately south of Au, close to the Ybbs river. These materials are composed of thick (~ 2 m) stacked banks of conglomerate made up of cemented, rounded limestone clasts. The relative topographic position of these outcrops with respect to the Ybbs river suggests that these terraces belong to the Würm glaciation.

Landslides

Several examples of landslides (the majority of which can be referred to be of translational-rotational type) can be identified in the surveyed area. The small examples display an elongated irregular outline and vary in length roughly from 100 to 200 m. They are characterized, in general, by a main scarp, which is followed downslope by numerous lobes each of which is in the scale of a few meters in length. The largest landslide, with an area of ~ 0,628 km², occurs just north of the ridge of Sankt Georgen in der Klaus. The scarp of this landslide is roughly C-shaped with the concavity facing to the north. The southwest–northeast extension of this landform is 1.4 km. The northern limit coincides with the creek running towards the village of Au.

References

EGGER, H. (1993): Zur Nannoplankton-Stratigraphie der Seisenburger Schichten (Coniac? – frühes Campan) in der Rhenodanubischen Flyschzone (Ostalpen) ostlich des Inn. – Zitteliana, Reihe B, **20**, 59–70, München.

EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Altlengbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **196**, 69–91, Stuttgart.

EGGER, H. & SCHWERD, K. (2008): Stratigraphy and sedimentation rates of Upper Cretaceous deep-water systems of the Rhenodanubian Group (Eastern Alps, Germany). – Cretaceous Research, **29**/3, 405–416, London.

EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (Red.) (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Grossraming. – 119 pp., Geologische Bundesanstalt, Wien.

RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 71 Ybbsitz. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHNABEL, W. (1992): New data on the flysch zone of the Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects concerning the transition to the flysch zone of the Carpathians. – Cretaceous Research, **13**/5–6, 405–419, London.

SCHNABEL, W. (Koord.), FUCHS, G., MATURA, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S., KRENMAYR, H.-G., EGGER, J., BRYDA G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A. & WESSELY G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. – 2 Ktn., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2024 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Kritzendorf auf Blatt NM 33-12-19 Tulln an der Donau

DIEGO A. GARCÍA-RAMOS

The surveyed area is situated west of the Kritzendorf Nord railway station in the district of Tulln (Lower Austria). It is bounded to the north by a forest road south of Hundsberg, which connects the villages of Hadersfeld and Kritzendorf. The Weißer Hof marks the southwestern corner of the area, while the southern border is delineated by the forest road linking Weißer Hof and Kritzendorf. The Waldandacht area lies immediately north of this road. The eastern edge of the surveyed area is heavily urbanized, yet one of the largest outcrops of the Altlengbach Formation can be found on the cliffs adjacent to the Kritzendorf Nord railway station.

This study area belongs to the Greifenstein Group of the Rhenodanubian Flysch nappe system and is located at the easternmost corner of the Wienerwald (EGGER, 2013; EGGER & WESSELY, 2014). Three lithological units trending approximately SW–NE have been identified from northwest to southeast: the Greifenstein Formation, the Irenental Formation and the Altlengbach Formation.

Altlengbach Formation

The Altlengbach Formation is present in the southern half of the study area, primarily south of the creek that delineates the northern boundary of the Weiβer Hof hill, which flows eastward towards Kritzendorf. Much of the area attributed to the Altlengbach Formation has been identified based on Lesesteine, with only a few notable outcrops. The most significant outcrops are located near the cliffs adjacent to the Kritzendorf Nord railway station.

At this latter locality, the stratigraphic succession is characterized by thick beds (1.5 to 2 m) of amalgamated, fine-grained, homogeneous calcareous sandstones, with a dip orientation of 146/57°. Crude parallel lamination is occasionally observed, and some beds thin out before merging laterally with the main bed. These primary beds are interbedded with thin layers (approximately 2–5 cm thick) of dark clay, which do not react with a 10 % HCl solution. All pelite samples examined were devoid of nannofossils.

Approximately 200 m southwest of the Kritzendorf Nord railway station, there are well-exposed variegated marls in shades of beige, dark grey, bluish, and dark brown, arranged in thin beds (around 5 cm thick). Interspersed within these marls are several sandstone layers (approximately 35 cm thick). Evidence of slumping and synsedimentary faulting, occurring at scales of about 30 cm, is common throughout this section. The marls exhibit trace fossils, with *Chondrites intricatus* being the most dominant.

Nannofossil analysis from this formation indicates an association consistent with zone NP8. This is supported by the prevalent occurrence of *Discoaster mohleri*, *Heliolithus riedelii*, and the absence of *Discoaster nobilis*. Other notable species within this association include *Toweius eminens*, *Heliolithus kleinpelli*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Calciosolenia aperta*, *Zeugrhabdotus sigmoides*, and *Prinsius martinii*. The presence of *Discoaster multiradiatus* suggests proximity to the base of zone NP9; however, this is inconsistent with the absence of *D. nobilis*. This pattern may indicate an early occurrence of *D. multiradiatus* prior to its widespread presence.

Additionally, approximately 1 km southwest of the Kritzendorf Nord railway station, there are outcrops predominantly composed of marly sediments interspersed with thin sandstone layers (about 3–4 cm thick) exhibiting ripple marks. While most samples analysed for nannofossil content were barren, one sample indicated an Upper Maastrichtian age (biozone UC20a), based on the identification of *Lithraphidites quadratus*. Other species in this association include *Lithraphidites praequadratus*, *Cribrocorona gallica*, *Ceratolitho-*

ides aculeus, *Eiffellithus parallelus*, and *Arkhangelskiella cymbiformis* among many others. Some authors suggest that the presence of *C. gallica* indicates an UC20b age as an alternative marker to *Micula murus*.

The predominance of marls over sandstone banks is characteristic of the Acharting Member and aligns with an Upper Maastrichtian–Thanetian age (Egger, 1995). Notably, in the southeastern corner of the surveyed area, Lesesteine consisting of polymict microconglomerate (primarily quartz along with other clasts including mica schist) are commonly found. While most clasts are angular in shape, some rounded clasts are also present. These rounded clasts provide evidence of transport processes typically associated with river or beach environments.

Greifenstein Formation

With the exception of five old quarries, the entire surface attributed to the Greifenstein Formation has been determined based on Lesesteine. A key diagnostic feature of the typical lithofacies of this formation is its lack of carbonate content in the sandstones. This unit predominantly occurs in the northern half of the surveyed area, relatively close to its type locality at the Strombauamt quarry, located between Greifenstein and Höflein (Hösch, 1985).

The stratigraphic and sedimentological characteristics of this unit are best observed in an old quarry approximately 700 m southeast of Hundsberg, which intersects the 300 m a.s.l. contour line. Within this quarry, notable features include a surface of approximately 3 m^2 representing the base of a turbidite (dip orientation 138/64°) with flute marks indicating paleocurrents flowing southeastward.

The southern margin of the quarry reveals an amalgamation of siliciclastic turbidites, showing horizons Ta, Tb, Tc, and Te arranged in asymmetric cycles. This sequence is truncated at the top by a new turbidite bed consisting of a thick Ta unit (2 m), characterized by a type IIb traction carpet at its base, followed by crudely stratified layers of rip-up mud clasts. These two intervals constitute the first 40 cm of the bed, which then transitions from microconglomerate in the basal fourth to coarse sandstone at the top.

The quarry is unique among Greifenstein Formation outcrops in the investigated area for containing pelitic sediments, which appear as thin (1–3 cm) interbeds (horizons Te) between fine-grained sandstone beds (10–30 cm thick), exhibiting either parallel lamination (horizons Tb) or climbing ripples (horizons Tc). Unfortunately, smear slides prepared from these pelitic samples revealed the absence of nannofossils.

The knowledge regarding the age of the Greifenstein Formation is primarily derived from literature. The association of larger benthic foraminifera studied by Papp (1962) at the Strombauamt quarry suggests that sedimentation occurred during the Ypresian (Lower Eocene). Specifically, Papp (1962) identified an "early Cuisian" age, corresponding to Shallow Benthic Zone SBZ-10, which aligns with NP12 nannoplankton zone. However, according to Egger & Ćorić (2017), the Greifenstein Formation correlates with nannofossil biozones NP10 and NP11.

Irenental Formation

The Irenental Formation was introduced by Schnabel (1997) in the GK58 Baden map sheet. However, it has never been formally defined, nor has a type section been designated, and the boundaries of this unit remain unspecified. Consequently, this formation is considered invalid (Piller, 2022). In this report, I will therefore use the term "Irenental Formation" informally.

The Irenental Formation occurs adjacent to the southern margin of the Greifenstein Formation throughout its extent within the surveyed area, forming a relatively narrow band oriented SW–NE. It is characterized by greenish and grey marls and calcareous sandstones arranged in beds approximately 0.2 to 2 m thick. Lithologically, this formation is challenging to distinguish from marl-dominated intervals of the Altlengbach Formation (e.g., the Acharting Member (Egger, 1995), which is similarly characterized by marls and calcareous sandstones), particularly when only small, disconnected outcrops or Lesesteine are available for examination. The author recognized that these sediments did not belong to the Altlengbach Formation only after analyzing the calcareous nannofossil content of five samples collected along a transect of about 2 km. The analysis revealed an Upper Ypresian age (biozone NP13) based on the abundant presence of *Discoaster lodoensis*, and *Reticulofenestra dictyoda*, along with the absence of *Tribrachiatus orthostylus*. Additionally, the frequent occurrence of *Blackites praeinflatus* suggests an Upper Ypresian age. This latter species was only recently described and is currently known from a single locality in Belgium, where it was found at the Ypresian/Lutetian boundary. However, it cannot be ruled out that the samples from Kritzendorf may indicate that the first known occurrence of this species happened during zone NP13.

An outcrop displaying a direct contact between the Irenental and Greifenstein formations could not be located. The approximate contact represented on the map has been inferred from the distribution of Lesesteine along a SW–NE transect.

According to Faupl (1996), the age of this unit corresponds to zones NP12 to NP13 (Eocene, Ypresian). The earliest description of this unit known to the author is from Schnabel (1988: 414), who provided a geological mapping report for GK58 Baden. Although Schnabel did not specifically use the term "Irenental", he noted that this formation overlies the Greifenstein Formation and is characterized by green, occasionally red, massive marls with only a few thin layers of calcareous sandstone. The formation is particularly well exposed on the western side of the valley between Riedanleiten and Troppberg, near the village of Irenental, just northeast of Pressbaum. Based on nannofossil evidence available back then, the stratigraphic age of this unit was then determined as Lower Eocene (NP12). Schnabel (1988) also indicated that the unit may correspond to the "Oberen Coccolithenschiefern" of Hekel (1968).

Löss

Löss outcrops are abundant, forming impressive cliffs that can reach heights of 5 to 6 m, particularly evident in road cuts. The sediment is primarily silt-sized, typically exhibiting a beige coloration, and demonstrates a vigorous reac-

tion to a 10 % HCl solution, which serves as a key diagnostic criterion. A notable characteristic of these outcrops is the frequent presence of terrestrial gastropods embedded within the sediment. These outcrops are predominantly located along the northern margin of the creek north of Weiβer Hof, which flows eastward toward Kritzendorf. The first occurrences can be found approximately 900 m northeast of Weiβer Hof, and they extend continuously for about 1 km along a band immediately west of the road connecting Kritzendorf and Höflein an der Donau.

Tectonic Measurements

In the study area, only a limited number of localities were suitable for measuring the strike and dip of strata. The measurements indicate a folded structure occurring in the centre of the study area with an axis oriented approximately N80° E, as determined from plotted great circles. The fold plunges at an angle of about 60°.

Mass Movements

Laser scan maps reveal three prominent escarpments located approximately 600 m southwest of the Kritzendorf Nord railway station, which can be attributed to small translational-rotational landslides. These escarpments are situated on a heavily vegetated private property that remains inaccessible. The central escarpment measures approximately 85 x 63 square meters. The wall marking the southern edge of the street exhibits varying degrees of displacement and tilting on the order of several centimetres, suggesting that the mass movement may still be active.

References

Egger, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Altlengbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **196**, 69–91, Stuttgart.

Egger, H. (2013): Neue stratigrafische Ergebnisse aus dem Kahlenberg-Gebiet und ihre Bedeutung für die Interpretation des Deckenbaus im Wienerwald. – Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk, 23.–27. September 2013, 167–174, Wien.

Egger, H. & Ćorić, S. (2017): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 56 St. Pölten. – 168 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Egger, H. & Wessely, G. (2014): Wienerwald. Geologie, Stratigraphie, Landschaft und Excursionen. – Sammlung Geologischer Führer, **59**, X + 202 pp., Stuttgart.

Faupl, P. (1996): Exkursion A2: Tiefwassersedimente und tektonischer Bau der Flyschzone des Wienerwaldes – Exkursionsführer Sediment'96, 11. Sedimentologentreffen, Wien, 1996. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **33**, 32 pp., Wien.

Hekel, H. (1968): Nannoplanktonhorizonte und tektonische Strukturen in der Flyschzone nördlich von Wien (Bisambergzug). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **111**, 293–338, Wien.

Hösch, K. (1985): Zur lithofaziellen Entwicklung der Greifensteiner Schichten in der Flyschzone des Wienerwaldes. – Unpublished PhD thesis, Universität Wien, 250 pp., Wien.

Papp, A. (1962): Die Nummulitenfaunen vom Michlberg (Waschbergzone) und aus dem Greifensteiner Sandstein (Flyschzone). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962**, 281–290, Wien.

Piller, W.E. (2022): Irenental-Formation (Greifenstein-Gruppe). – In: Piller, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of Austria: Cenozoic Era(them). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **76**, 357 pp., Wien.

Schnabel, W. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Wienerwaldflysch (Greifensteiner Decke) auf Blatt 58 Baden. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **131**/3, 413–414, Wien.

Schnabel, W. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 58 Baden. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.