

ziehungsweise Glimmerschiefern zu finden. An Aufschlüssen bei denen eine orientierte Probennahme möglich war zeigen diese eine Bewegung mit Top in Richtung Norden, was als Überschiebungsrichtung des Moldanubikums über das Moravikum interpretiert werden kann.

Viele Glimmerschiefer, Paragneise und Orthogneise zeigen Anzeichen deutlicher Mylonitisierung. Das betrifft insbesondere die liegendsten Teile der moldanubischen Glimmerschiefer und Paragneise nahe der Moldanubischen Überschiebung ganz im Westen des Arbeitsgebietes. Bittesch-Gneis auf der moravischen Seite der Überschiebung zeigt ebenfalls durchwegs mylonitische bis ultramylonitische Deformation. Im östlichen Glimmerschiefer- und Paragneis-Zug, zwischen Buttendorf- und Kriegenreith-Granodioritgneis, findet man häufig mylonitische Quarzite und quarzreiche Paragneise. In den angrenzenden Bereichen in den Orthogneisen treten häufig mylonitische bis ultramylonitische Körper aus Quarzmobilisat auf, aber auch Buttendorf- und Kriegenreith-Granodioritgneis selbst sind teilweise mylonitisch deformiert. Das vermehrte Auftreten von mylonitisch deformierten Gesteinen an den Grenzen unterschiedlich kompetenter Lithologien deutet auf partitionierte Deformation in Form lokaler Scherzonen hin.

Die Amphibolite im Moldanubikum, ganz im Südwesten des Arbeitsgebietes, nördlich der Straße nach Schönberg, zeigen zudem eine deutliche Verfaltung im Millimeter- bis Zentimetermaßstab. Aufgrund der nicht optimalen Aufschlussverhältnisse in diesem Bereich konnte aber die genaue Geometrie der Verfaltung nicht geklärt werden.

Regionalmetamorphose im Moldanubikum und Moravikum

Im direkten Vergleich der Glimmerschiefer und Paragneise fällt auf, dass die Gesteine im Moldanubikum deutlich größere Granate und häufig gröbere Glimmer beinhalten, im Vergleich zu ihren generell eher feinkörnigen Pendanten im Moravikum. Dies deutet auf einen etwas höheren Metamorphosegrad in der oberen Grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies im Moldanubikum hin. Wohingegen die

Paragenesen der moravischen Gesteine generell auf eine Metamorphose in der unteren bis mittleren Grünschieferfazies schließen lassen. Diese sprunghafte Änderung der metamorphen Bedingungen kann als zusätzliches Indiz für die Deckengrenze zwischen Moldanubikum und Moravikum interpretiert werden. Obwohl die moravischen Glimmerschiefer im östlichen Glimmerschiefer- und Paragneis-Zug teilweise gröber sind jene im westlichen, konnte keine signifikante Änderung des Metamorphosegrades von West nach Ost innerhalb der moravischen Einheiten festgestellt werden.

Quartäre Sedimente

Sandig-kiesige, fluviatile Ablagerungen findet man in den Gräben entlang des Tiefenbaches und kleinerer Seitengräben. Solifluktuations- und Flächenspülungsablagerungen, vorwiegend Lehme mit unterschiedlichem Anteil an Kristallinrus, konnten in Hangfußlagen und flachen Senken an Bachoberläufen festgestellt werden.

Östlich und südöstlich des Mitterberges beziehungsweise nördlich und nordöstlich der Flur „Große Heide“ und im Bereich der Flur „Kotaschen“ liegen über weite Flächen teilweise lehmige, hellbraungelbe bis hellbraune und mehrere Meter mächtige Lössablagerungen, in die sich tiefe Gräben einschneiden. Inmitten und am Ostrand der großen lössbedeckten Fläche nördlich der Flur „Große Heide“ tritt vermehrt lehmiges Sediment mit häufigen Kristallinkomponenten auf. Auf der Lössfläche etwa 480 m östlich vom Mitterberg konnte ein Vorkommen eines Paläobodens dokumentiert werden.

Literatur

FRASL, G. (1974): Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**, A37–A42, Wien.

SCHANTL, P. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 328–330, Wien.

Blatt 102 Aflenz Kurort

Bericht 2019 über strukturelle geologische Aufnahmen in der Troiseck-Floning-Decke auf Blatt 102 Aflenz Kurort

MARTIN REISER

Im Zuge der Manuskripterstellung für ÖK50 Blatt 102 Aflenz Kurort erfolgten im Frühjahr 2019 strukturelle geologische Neuaufnahmen in der Troiseck-Floning-Decke. Das Aufnahmegebiet erstreckte sich dabei zum Teil auch auf ÖK50 Blatt 103 Kindberg. Die Aufnahmen umfassten die Kristallingesteine des Troiseck-Komplexes (Paragneis, Am-

phibolit und Orthogneis) sowie dessen permotriassische Bedeckung („Thörl Zug“). Letzterer besteht überwiegend aus permischen Metavulkaniten (Metarhyolite) und permotriassischen Metasedimenten (Quarz- und Serizitphylit, Quarzit, Metakonglomerat und Metakarbonat). Im Gelände wurden sowohl duktile als auch spröde Strukturen aufgenommen. Bei ersteren handelt es sich um planare (z.B. Schieferungen und Faltenachsebenen) und lineare (z.B. Streckungslineare, Minerallineationen, Faltenachsen) Strukturelemente sowie um Bewegungsrichtungsindikatoren (z.B. asymmetrische Porphyroklasten, Scherbandgefüge). Bei den Sprödstrukturen wurden überwiegend Störungen aufgenommen. Für die Bearbeitung der Strukturen

wurden Kartierungen von MATURA (1996), NIEVOLL (1986, 1987) und RANTITSCH et al. (2014) als Arbeitsgrundlage verwendet, daher wird in diesem Bericht auf eine eingehendere lithologische Beschreibung verzichtet.

Metamorphoseentwicklung

Die Gesteine der Troiseck-Decke sind Teil des Silvretta-Seckau-Deckensystems und zeigen eine polyphasige Metamorphoseprägung. Eine erste, mittelgradige Metamorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen kann anhand geochronologischer Altersdaten einem variszischen Metamorphoseereignis im Oberdevon bis Karbon zugeordnet werden (HANDLER, 1994; HANDLER et al., 1997; SCHMIDT, 1999; SCHUSTER et al., 2001, SCHUSTER & NOWOTNY, 2016). Eoalpidisch wurden sowohl die Kristalline Gesteine, als auch deren permotriassische Bedeckung unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies überprägt (HANDLER, 1994; DALLMEYER et al., 1998; SCHMIDT, 1999). Ein permisches Metamorphoseereignis konnte in den Paragneisen und Amphiboliten des Troiseck-Komplexes nicht nachgewiesen werden, vielmehr weist das Auftreten von permischem Metarhyolith, der dem Kristallin an der Basis der mesozoischen Abfolge auflagert, auf eine oberflächen-nahe Position hin.

Im Dünnschliff zeigt sich in den Paragesteinen eine erste Paragenese mit Plag + Bt + Ms + Qtz ± Grt, die retrograd von Albit, Serizit, Chlorit, Klinozoisit/Epidot überwachsen wird. In den Amphiboliten ist eine primäre Paragenese aus Hbl + Plag + Qtz ± Grt + Ttn + Ilm + Ap vorhanden. Ilmenit wird meist von Titanit überwachsen. Laut geochemischer Analysen handelt es sich bei den Amphiboliten um Basalte mit kalkalkalischer Zusammensetzung (HASTIE et al., 2007). Ein Granatamphibolit mit Kelyphitsäumen von der Lokalität Neußriegel ist nach HASTIE et al. (2007) als Basalt mit tholeiitischem Chemismus und Inselbogen-Signatur anzusprechen. Die retrograde Überprägung zeigt sich anhand der randlichen Umwandlung von Hornblende in Biotit und Chlorit, sowie anhand der Serizitisierung von Plagioklas. Der Granat ist meist zerbrochen und teilweise chloritisiert. In den permotriassischen Gesteinen (z.B. im Metarhyolith) ist alpidisch prograde Chloritprossung zu beobachten.

Die Unterschiede in den Metamorphosebedingungen (Amphibolitfazies vs. Grünschieferfazies) in Kombination mit dem Vorhandensein von polymetamorphen prä-mesozoischen und monometamorphen mesozoischen Gesteinen erlauben eine Zuordnung der duktilen Strukturen (z.B. Falten und Streckungslineare) und Schersinne zur variszischen bzw. alpidischen Überprägung. Die Kristalline Gesteine des Troiseck-Komplexes erfuhren eine variszische und eoalpidische duktile Überprägung, während die duktilen Strukturen in den permotriassischen Gesteinen des „Thörlers Zugs“ nur eoalpidischen Ursprungs sein können. Die Beobachtung von sich überlagernden oder überprägenden Strukturen, sowie Übergänge von duktiler zu spröder Deformation erlauben eine weitere Untergliederung der Deformationseignisse. Die post-eoalpidische Strukturprägung erfolgte unter spröd-tektonischen Bedingungen, jedoch konnte anhand der Geländedaten nur eine relative Abfolge der Strukturen erstellt werden. Diese Abfolge wird mit einem überregionalen Schema der Deformationsphasen und den damit assoziierten Strukturen (PERESSON & DECKER, 1997) diskutiert.

Beschreibung und Interpretation der Strukturen

Aus den Geländeaufnahmen ergibt sich folgendes Bild für die tektonische Überprägung der Gesteine:

Als älteste Strukturüberprägung (**D1**) zeigt sich in den Kristalline Gesteinen ein reliktsches Streckungslinear auf den Schieferungsflächen. Im Amphibolit und im Paragneis lassen sich oft wurzellose, isoklinale Falten beobachten, die vermutlich im Zuge einer amphibolitfaziellen Metamorphose gebildet wurden. Die ungefähr NE–SW streichenden Lineare wurden zusammen mit einer ersten Generation von Faltenachsen bei den folgenden Deformationseignissen verfaultet. Diese verfaulteten Lineare werden zusammen mit isoklinalen Falten (vor allem im Amphibolit erhalten), einer prä-alpidischen, amphibolitfaziellen Überprägung zugeordnet.

Diese erste Generation von Strukturen wird von einer zweiten Deformation (**D2**) überprägt, die vermutlich auch für den Großfaltenbau der Troiseck-Floning-Decke verantwortlich ist. Aus dem bivergenten Einfallen der Schieferung nach Nordwest und Südost in Kombination mit Faltenachsen von Parasitärfalten kann eine ENE–WSW streichende Faltenachse abgeleitet werden, welche die gesamte Troiseck-Floning-Decke überprägt. Diese Faltenachsen stehen ungefähr senkrecht auf ein NW–SE gerichtetes Streckungslinear, das sowohl im Kristallin (schwach ausgeprägt), als auch deutlich ausgeprägt im Metarhyolith und im Metakonglomerat an der Basis des „Thörlers Zugs“ angetroffen wurde. Damit assoziiert ist ein NW-gerichteter Schersinn, der anhand von Sigmaklasten im Metakonglomerat (der Aufschluss befindet sich südlich von Turnau, westlich der Lokalität Schwabenberg auf Blatt 103 Kindberg) beobachtet wurde. Kontinuierlich andauernde oder erneute Verfallung unter kühleren Bedingungen (NW–SE-Kompression im Eozän bis Oligozän; PERESSON & DECKER, 1997) überprägt die Schieferung vor allem am Nordrand der Troiseck-Decke und rotiert das D2-Streckungslinear in ein E–W-Streichen. Die Zuordnung der horizontalen Lineare ist oft nicht eindeutig möglich. Der Nachweis dieser D2-Deformation in den permotriassischen Gesteinen erlaubt eine zeitliche Zuordnung zur eoalpidischen Überprägung.

Im Metakonglomerat des „Thörlers Zugs“ lässt sich beobachten, wie das NW–SE-Linear der D2-Phase von subhorizontalen, E–W streichenden Krenulationsfalten mit S-fallenden Achsenebenen überprägt wird. Zusammen mit N-gerichteten *fault-propagation folds* und S-vergenten Rücküberschiebungen (z.B. westlich des Thörlbaches, am südlichen Rand des Kartenblattes) werden diese spröduktilen post-D2-Deformationsstrukturen als **D3** interpretiert. Spröde N-gerichtete Aufschiebungen, beispielsweise im Dolomitmarmor am Großmühlberg, oder im Paragneis in der Thörlschlucht, sind vermutlich ebenso D3 zuzuordnen, jedoch ist eine zeitliche Einordnung dieser Deformationsphase ohne zusätzliche Daten schwierig. Anhand des Schemas von PERESSON & DECKER (1997) scheint eine Korrelation der D3-Phase mit kompressiver Deformation im Oligozän–Miozän („T2: N–S Kompression“) möglich.

Die im Folgenden beschriebenen spröden Störungen werden unter **D4** zusammengefasst. Entlang des Stümbingbaches sind in den Kalk- und Dolomitmarmoren top-NE gerichtete Überschiebungen (Striement im Karbonat ca. 225/30) und WSW–ENE streichende sinistrale Seitenverschiebungen zu beobachten. Diese Strukturen werden in

Zusammenhang mit der miozänen Öffnung des Aflenz-Beckens gestellt und von PERESSON & DECKER (1997) als kompressives Ereignis im mittleren Miozän („T3: NE–SW compression“) zusammengefasst.

Nord-Süd streichende, nach E einfallende Abschiebungen schneiden die E–W streichenden Seitenverschiebungen ab und werden zusammen mit konjugierten, N–S streichenden Brüchen im Metakonglomerat des „Thörler Zugs“ einem jüngeren, extensionellen Ereignis zugeordnet („T4: E-directed extension“; PERESSON & DECKER, 1997).

In einem kleinen Quarzitsteinbruch, auf der Südseite des Großmühlbergs konnten dextrale SW–NE streichende Seitenverschiebungen (Harnischstriemung fällt nach Südwesten ein) eingemessen werden. Zusammen mit sinistralen, NW–SE streichenden Seitenverschiebungen werden diese einer kompressiven Phase zugeordnet, die vermutlich mit einer spät-miozänen E–W-Kompression korreliert werden kann (T5 sensu PERESSON & DECKER, 1997).

Literatur

DALLMEYER, R.D., HANDLER, R., NEUBAUER, F. & FRITZ, H. (1998): Sequence of thrusting within a thickskinned tectonic wedge: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb–Sr ages from the Austroalpine Nappe Complex of the Eastern Alps. – *Journal of Geology*, **106**, 71–86, Cambridge.

HANDLER, R. (1994): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb–Sr mineral dating within a complex polymetamorphic terrain: the northeastern Alps, Austria. – Unveröffentlichte Dissertation, Karl-Franzens-Universität Graz, 143 S., Graz.

HANDLER, R., DALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F. (1997): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of detrital white mica from Upper Austroalpine units in the Eastern Alps, Austria: Evidence for Cadomian and contrasting Variscan sources. – *Geologische Rundschau*, **86/1**, 69–80, Berlin.

HASTIE, A.R., KERR, A.C., PEARCE, J.A. & MITCHELL, S.F. (2007). Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. – *Journal of Petrology*, **48/12**, 2341–2357, Oxford.

MATURA, A. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Troiseckkristallin und in den nördlich anschließenden Einheiten auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **139/3**, 320–322, Wien.

NIEVOLL, J. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **129/2**, 409–411, Wien.

NIEVOLL, J. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **130/3**, 300–301, Wien.

PERESSON, H. & DECKER, K. (1997): The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing palaeostresses in a collisional plate boundary. – *Tectonophysics*, **272/2–4**, 125–157, Amsterdam.

RANTITSCH, G., NISCH, T., MALI, H. & WALLNER, D. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 294–295, Wien.

SCHMIDT, K. (1999): Geochronologie entlang eines Metamorphoseprofils vom S-Rand der Nördlichen Kalkalpen bis zum Unterostalpin des Semmeringgebietes (Niederösterreich, Steiermark). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, 127 S., Wien.

SCHUSTER, R. & NOWOTNY, A. (2016): Die Einheiten des Ostalpinen Kristallins auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – In: SCHUSTER, R. & ILICKOVIC, T.: Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie der Kartenblätter GK50 ÖK 103 Kindberg und ÖK 135 Birkfeld, Mitterdorf im Müritzal, 21.–25. September 2015, 10–37, Wien.

SCHUSTER, K., BERKA, R., DRAGANITS, E., FRANK, W. & SCHUSTER, R. (2001): Lithologien, Metamorphosengeschichte und tektonischer Bau der kristallinen Einheiten am Alpenostrand. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2001 – Neuberg a. d. Mürz, 29–56, Wien.

Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Bericht 2019 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen in der permotriassischen Schichtfolge des Gaisberg-Gebietes („Gaisberg-Trias“) bei Kirchberg in Tirol auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

ALFRED GRUBER, HUGO ORTNER (Auswärtiger Mitarbeiter),
BENJAMIN HUET, CHRISTOPH IGLSEDER & MICHAEL LOTTER

In Ergänzung bisheriger geologischer Untersuchungen zur sogenannten „Gaisberg-Trias“ bei Kirchberg in Tirol (Blatt GK 121 Neukirchen am Großvenediger) fanden im Herbst 2019 Begehungen im Gebiet Wiegalm, Kienzinggraben, „Kobinger Graben“ bei Unterstätt und am Ostabfall des

Gaisberges statt. Die Geländetage wurden teilweise gemeinsam mit Hugo Ortner (Universität Innsbruck) sowie den Kollegen Benjamin Huet und Christoph Iglseider absolviert. Zweck der Geländekampagne waren einerseits die strukturgeologische Neubewertung der, innerhalb der Staufen-Höllengebirge-Decke (Tirolisch-Norisches-Deckensystem) liegenden, basalen, E-fallenden Störungfläche, welche die Perm-Trias-Schichtfolge (Hangendblock) gegen die unterlagernden paläozoischen Metasedimente und Metavulkanite des Basements (Glemmtal- und Hochhörndler-Komplex, ehemals „Grauwackenzone“) trennt. Andererseits wurden der lithologische Aufbau und die Verbreitung der Nordalpinen Raibler Schichten als Marker-Schichtglied für den tektonischen Bau näher untersucht und die Existenz möglicher großräumiger gravitativer Massenbewegungen geprüft.