

## Literatur

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2012): Bericht 2010 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 216–218, Wien.

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2017): Bericht 2016 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen und schwach deformierten Graniten des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 311–315, Wien.

FINGER, F., LINNER, M. & RIEGLER, G. (2017): Bericht 2015 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen und schwach deformierten Graniten des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 307–311, Wien.

FRASL, G. (1983): Einführung in die Geologie der Moravischen Zone. – In: HÖCK, V., FRASL, G., STEININGER, F. & VETTERS, W. (1984): Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg: Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft zum 75 jährigen Bestandsjubiläum am 8. Oktober 1983. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Nr. **1**, 4–18, Wien.

JANOŠEK, V. & HOLUB, F.V. (2007): The causal link between HP–HT metamorphism and ultrapotassic magmatism in collisional orogens: case study from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. – Proceedings of the Geologists' Association, **118**, 75–86, London.

LINNER, M., ROETZEL, R., HUET, B. & HINTERSBERGER, E. (2019): Two nappes in the Austrian part of the Moravian Superunit. – 17<sup>th</sup> Meeting of the Central European Tectonic Groups, Rozdrojovice, 24–27 April 2019, Abstract Volume, 44, Rozdrojovice.

SCHANTL, P. (2018): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 110–113, Wien.

## Bericht 2016 über strukturelle Aufnahmen im Gebiet Weißer Graben auf Blatt 21 Horn

BENJAMIN HUET

### Einleitung

In diesem Bericht sind Ergebnisse und Interpretationen von strukturellen Aufnahmen, die 2016 im Weißen Graben auf Blatt 21 Horn durchgeführt wurden, zusammengefasst. Zwischen Fernitz und der Straße über den Manhartsberg, südwestlich Klein-Burgstall, bietet der Weiße Graben ein fast kontinuierliches Profil in der Pleißing-Decke mit relativ guten Aufschlussbedingungen. Dies ermöglicht die Deformation an der tektonischen Grenze zwischen Moldanubikum und Moravikum als auch innerhalb vom Moravikum zu charakterisieren.

Der Bericht folgt der Nomenklatur von FRASL (1974), die von SCHANTL (2017) erweitert wurde. Die makroskopischen Analysen basieren auf Beobachtungen und Strukturmessungen von 52 Aufschlüssen. Strukturmessungen wurden mit dem Software TectonicsFP 1.7.5 (ORTNER et al., 2002) ausgewertet. Die Mächtigkeit der lithologischen Einheiten wurde mit der scheinbaren Mächtigkeit auf der Karte und dem mittleren Einfallen des planaren Gefüges gerechnet. Für die mikroskopischen Analysen wurden 40 Dünnschlif-

fe, von denen 25 orientiert sind, mit dem optischen Mikroskop ausgewertet. Schersinnindikatoren wurden parallel zur Lineation (Streckungs- bzw. Minerallineation) und senkrecht zum planaren Gefüge (Schieferung bzw. Foliation) makro- sowie mikroskopisch bestimmt. Die gegebenen Korngrößenwerte sind Einschätzung und wurden nicht systematisch und quantitativ gemessen. Aufschluss- bzw. Probenlokalitäten sind in Tabelle 1 zusammengefasst.

Für die mikroskopische Beschreibung der Deformation werden die klassischen Abkürzungen aus PASSCHIER & TROUW (2005) verwendet: BLG („bulging recrystallisation“ – Niedertemperatur-Rekristallisation durch Korngrenzenwanderung), SGR („subgrain rotation recrystallisation“ – Rekristallisation durch Subkornrotation), GBM („grain boundary migration recrystallisation“ – Rekristallisation durch Korngrenzenwanderung), SPO („shape preferred orientation“ – bevorzugte Formorientierung) und CPO („crystallographic preferred orientation“ – bevorzugte kristallografische Orientierung). Die Terminologie der planaren und linearen Strukturen bzw. Schersinnindikatoren stammt aus HUET et al. (2020).

## Strukturelle Beobachtungen

Im Weißen Graben ist eine Abfolge mit Orthogneisen unterschiedlicher chemischer Zusammensetzung und metasedimentären Gesteinen (Glimmerschiefer, Paragneis, Marmor) aufgeschlossen. Sie hat ein konsistentes Einfallen nach Westen bis Westsüdwest. Von Westen bis Osten, i.e. vom Hangenden in das Liegende, sind folgende lithologische Einheiten aufgeschlossen: Metasedimentäre Einheit 1, Bittesch-Gneis, Metasedimentäre Einheit 2, Buttendorf-Gneis, Metasedimentäre Einheit 3, Kriegenreith-Gneis und Sachsendorf-Gneis. Die strukturellen Merkmale dieser Einheiten sind im Folgenden beschrieben. Anschließend wird die Interpretation der Beobachtungen diskutiert.

### Metasedimentäre Einheit 1

*Makroskopische Beobachtungen:* Innerhalb des hangenden Teiles des Bittesch-Gneises sind metasedimentäre Gesteine eingelagert. Diese Einheit ist nicht kontinuierlich, zeigt die Form einer größeren Linse und ihre Mächtigkeit variiert von 0 bis 50 m. Sie entspricht einer Wechsellagerung von phyllonitischem Glimmerschiefer mit Resten von grobschuppigem Hellglimmer und braunem bis dunklem, quarzreichem, mylonitischem Paragneis. Im Kern dieser Einheit tritt eine Lage von hell- bis dunkelgrauem, grobkörnigem und unreinem Marmor auf. Die Mächtigkeit dieser Marmorlage erreicht bis zu circa 10 m. In allen Lithologien sind die Schieferung bzw. Foliation und die Minerallineation gut ausgebildet. Die Foliation bzw. Schieferung schwankt zwischen 253/30 und 278/49. Die Streckungs- bzw. Minerallineation ist subhorizontal und schwankt zwischen 198/18 und 003/06. Es wurden keine makroskopischen Schersinnindikatoren beobachtet.

*Mikroskopische Beobachtungen:* Der Paragneis besteht aus einer Matrix mit länglichen Aggregaten aus feinkörnigem Quarz und Plagioklas (bis 100 µm groß), die durch feinen Biotit und untergeordnet Hellglimmer getrennt sind. Quarz und Plagioklas sind total rekristallisiert. Die schräge SPO von Quarz und Plagioklas im Vergleich zu den Schichtsilikatlagen zeigt eine Top-nach-N-Scherung an.

Aufschluss	Geologische Einheit	Rechtswert	Hochwert	Probe
BH-16-0025	Metasedimentäre Einheit 1	552933	5378378	BH/16/2
BH-16-0027	Metasedimentäre Einheit 1	552953	5378380	BH/16/4
BH-16-0002	Bittesch-Gneis	552878	5378342	
BH-16-0003	Bittesch-Gneis	552986	5378279	
BH-16-0004	Bittesch-Gneis	553028	5378211	
BH-16-0026	Bittesch-Gneis	552956	5378399	BH/16/3
BH-16-0028	Bittesch-Gneis	553079	5378474	BH/16/5a, BH/16/5b
BH-16-0029	Bittesch-Gneis	553070	5378428	BH/16/6
BH-16-0030	Bittesch-Gneis	552862	5378346	BH/16/7a, BH/16/7b
BH-16-0031	Bittesch-Gneis	553044	5378198	BH/16/8
BH-16-0032	Bittesch-Gneis	553066	5378194	BH/16/9
ML-16-P458	Bittesch-Gneis	552984	5378288	Fi 18-16
ML-16-P459	Bittesch-Gneis	553040	5378207	Fi 19-16
BH-16-0005	Metasedimentäre Einheit 2	553089	5378170	
BH-16-0006	Metasedimentäre Einheit 2	553155	5378183	
BH-16-0033	Metasedimentäre Einheit 2	553105	5378183	BH/16/10a, BH/16/10b
BH-16-0007	Buttendorf-Gneis	553259	5378181	
BH-16-0008	Buttendorf-Gneis	553478	5378119	
BH-16-0009	Buttendorf-Gneis	553571	5378069	
BH-16-0010	Buttendorf-Gneis	553616	5378040	
BH-16-0034	Buttendorf-Gneis	553246	5378184	BH/16/11
BH-16-0035	Buttendorf-Gneis	553376	5378178	BH/16/12
BH-16-0036	Buttendorf-Gneis	553537	5378091	BH/16/13
BH-16-0585	Buttendorf-Gneis	553447	5378127	
BH-16-0586	Buttendorf-Gneis	553805	5378089	
ML-16-P461	Buttendorf-Gneis	553442	5378131	Fi 21-16
ML-16-P462	Buttendorf-Gneis	553617	5378052	Fi 22-16
ML-16-P463	Buttendorf-Gneis	553794	5378097	Fi 23-16
BH-16-0011	Metasedimentäre Einheit 3	553752	5378080	
BH-16-0012	Metasedimentäre Einheit 3	553906	5378133	
BH-16-0013	Metasedimentäre Einheit 3	554032	5378144	
BH-16-0023	Metasedimentäre Einheit 3	554155	5378130	
BH-16-0024	Metasedimentäre Einheit 3	554067	5378126	
BH-16-0037	Metasedimentäre Einheit 3	553757	5378079	BH/16/14
BH-16-0038	Metasedimentäre Einheit 3	553867	5378147	BH/16/15
BH-16-0039	Metasedimentäre Einheit 3	554126	5378130	BH/16/16
BH-16-0040	Metasedimentäre Einheit 3	554316	5378328	BH/16/17
BH-16-0043	Metasedimentäre Einheit 3	554274	5378214	BH/16/20
BH-16-0018	Kriegenreith-Gneis	554560	5378325	
BH-16-0019	Kriegenreith-Gneis	554464	5378318	
BH-16-0020	Kriegenreith-Gneis	554426	5378335	
BH-16-0021	Kriegenreith-Gneis	554352	5378354	
BH-16-0022	Kriegenreith-Gneis	554394	5378324	
BH-16-0041	Kriegenreith-Gneis	554332	5378348	BH/16/18
BH-16-0042	Kriegenreith-Gneis	554279	5378236	BH/16/19
BH-16-0587	Kriegenreith-Gneis	554391	5378328	
BH-16-0588	Kriegenreith-Gneis	554420	5378323	
BH-16-0589	Kriegenreith-Gneis	554552	5378334	
BH-16-0591	Kriegenreith-Gneis	554936	5379208	
ML-16-P464	Kriegenreith-Gneis	554391	5378322	Fi 24/16
ML-16-P465	Kriegenreith-Gneis	554397	5378327	Fi 25/16
ML-16-P466	Kriegenreith-Gneis	554420	5378353	Fi 26/16
ML-16-P467	Kriegenreith-Gneis	554415	5378337	Fi 27/16
ML-16-P470	Kriegenreith-Gneis	554943	5379212	Fi 30/16

Aufschluss	Geologische Einheit	Rechtswert	Hochwert	Probe
BH-16-0016	Sachsendorf-Gneis	554956	5378099	
BH-16-0017	Sachsendorf-Gneis	554728	5378239	
BH-16-0590	Sachsendorf-Gneis	554715	5378236	BH/16/142
BH-16-0592	Sachsendorf-Gneis	554957	5379253	
BH-16-0593	Sachsendorf-Gneis	555172	5379456	
BH-16-0594	Sachsendorf-Gneis	555187	5378384	BH/16/143
ML-16-P468	Sachsendorf-Gneis	554554	5378347	Fi 29/16
ML-16-P471	Sachsendorf-Gneis	554954	5379255	Fi 31/16
ML-16-P472	Sachsendorf-Gneis	555176	5379463	Fi 32/16
ML-16-P053	Sachsendorf-Gneis	554945	5376364	ML17-21-17

Tab. 1.  
Aufschluss- bzw. Probenlokalitäten. Koordinaten sind im System UTM 33N, WGS 84 angegeben.

Der Marmor besteht aus länglichen Calcitkörnern, die subparallel zur Schieferung liegen, mit untergeordnet Hellglimmer, Tremolit und kugeligem Quarz. Die Größe der Calcitkörner ist ziemlich homogen ( $2 \times 0,5$  mm). Calcit ist total rekristallisiert und hat starke SPO und CPO. Hellglimmer- und Tremolitkörner sind bis 100  $\mu$ m lang, liegen parallel zur Schieferung und zeigen keinen Reaktionssaum. Die SPO im Calcit zeigt eine Top-nach-N-Scherung an. Der Glimmerschiefer wurde nicht beprobt.

#### Bittesch-Gneis

*Makroskopische Beobachtungen:* Die Mächtigkeit des Bittesch-Gneises ist größer als 200 m. Seine Hangendgrenze ist hier unter Lössbedeckung. Der Bittesch-Gneis ist ein relativ heller, mesomylonitischer bis ultramyonitischer Orthogneis mit stark ausgeprägter Foliation und Streckungs- bzw. Minerallineation. Die Matrix besteht aus fein rekristallisiertem Quarz und Hellglimmer, welche die Foliation bilden. Kalifeldspat-Porphyrklasten sind verbreitet, zumeist rund und erreichen einen Durchmesser bis zu 1 cm. Bis zu 5 mm, vereinzelt bis 2 cm große, magmatische Muskovite haben sich erhalten. Magmatischer Biotit wurde nur einmal beobachtet. Quarz-Mobilisate sind durch die starke Deformation in die Foliation eingeschlichtet. Am Kontakt zur metasedimentären Einheit 1 ist der Bittesch-Gneis deutlich stärker deformiert und tritt als heller, feinkörniger ultramyonitischer Orthogneis auf. Die Foliation schwankt zwischen 261/19 und 303/54 mit einem Mittelwert von 284/34 ( $N = 12$ ). Die Streckungs- bzw. Minerallineation ist subhorizontal und streicht um einen Mittelwert von 197/04 ( $N = 13$ ). Die Schwankung der Foliation ist konsistent mit einer engen bis isoklinalen Faltung im Zehnermeter-Maßstab mit Faltenachsen subparallel zur Lineation. Solche Strukturen konnten aber nicht beobachtet werden. Top-nach-N-Scherung ist durch Sigmaklasten aus Kalifeldspat, Scherband-Boudins und C-Typ-Gefüge makroskopisch angedeutet.

*Mikroskopische Beobachtungen:* Die magmatischen Phasen, teilweise als Porphyrklasten erhalten, sind stark deformiert und rekristallisiert. Die Matrix besteht aus feinkörnigem metamorphem Quarz und Plagioklas. Quarz rekristallisiert mit SGR und GBM und formt Quarz „ribbons“. Plagioklas ist rekristallisiert und oft saussuritiert. Die Korngröße von Quarz (200–300  $\mu$ m) ist größer als die vom Plagioklas (100–150  $\mu$ m). In mesomyonitischen Proben sind Muskovit und Biotit mit einem feinen rekristallisierten Saum ummantelt. In ultramyonitischen Proben

sind sie vollständig rekristallisiert und bilden foliationsparallele, feinkörnige Aggregate. Kalifeldspat tritt als magmatisch zonierter, verzwilligter und gerundeter Porphyrklast auf. Er rekristallisiert mit GBM an Zwillingsgrenzen und am Rand in den Verkürzungsquadranten in Verknüpfung mit Myrmekitisierung. Feinkörniger Plagioklas, möglicherweise Albit und Quarz bilden Deformationsschatten um den Porphyrklasten. Spröde Deformation von Kalifeldspat wurde nur in einem Dünnschliff beobachtet. Sigmaklasten aus Kalifeldspat, Glimmerfische und C-Typ-Gefüge zeigen eine Top-nach-N-Scherung an.

#### Metasedimentäre Einheit 2

*Makroskopische Beobachtungen:* Im Liegenden des Bittesch-Gneises tritt ein grobkörniger, dunkelgrauer, unreiner Marmor auf, mit Einschaltungen aus Kalksilikatgestein und untergeordnet Glimmerschiefer und Paragneis an der Basis. Die Mächtigkeit dieser Einheit variiert zwischen 30 und 50 m. Die Foliation bzw. Schieferung und die Streckungs- bzw. Minerallineation sind stark ausgeprägt. Im Marmor schwanken die Strukturen sehr wenig: Foliation um 277/47 und Mineral- bzw. Streckungslineation um 196/11. Zentimetergroße Sigmoide aus Quarz im Marmor zeigen eine Top-nach-N-Scherung an.

*Mikroskopische Beobachtungen:* Der Marmor besteht aus Calcit, Muskovit, Quarz und Phlogopit. Calcit ist ungleichförmig und die Korngröße variiert zwischen 100  $\mu$ m und 2 mm. Die Calcitkörner haben eine leichte SPO bzw. CPO. Muskovit und Phlogopit sind kleiner als 200  $\mu$ m und liegen parallel zur Schieferung. Sie sind oft fein rekristallisiert, zeigen aber keinen Reaktionssaum. Quarz tritt in Form von entweder kleinen, undeformierten, kugeligen Körnern oder sigmoidalen Aggregaten auf. Die Aggregate sind mit einem feinkörnigen Hellglimmersaum ummantelt. In diesem Fall zeigt der Quarz undulöse Auslöschung. Top-nach-N-Scherung ist durch die Sigmoide angedeutet. Der Paragneis ist sehr feinkörnig. Seine Matrix besteht aus Quarz- und Plagioklas (Korngröße kleiner als 100  $\mu$ m) mit disseminiertem Biotit und untergeordnetem Epidot. Bis zu 1 mm große Hellglimmer sind leicht rekristallisiert. Längliche Calcitkörner ( $< 500$   $\mu$ m) bilden Aggregate und zeigen eine schräge SPO und eine leichte CPO. Quarz kann auch Aggregate bilden. In diesem Fall rekristallisiert er mit SGR und GBM. Asymmetrische Mikrostrukturen (Glimmerfische, C'-Typ-Gefüge, schräge SPO) zeigen eine Top-nach-N-Scherung an.

## Buttendorf-Gneis

*Makroskopische Beobachtungen:* Der Buttendorf-Gneis ist ein ziemlich inhomogener, dunkler, mesomylonitischer bis ultramyonitischer Orthogneis mit stark ausgeprägter Foliation und Streckungs- bzw. Minerallineation. Seine Mächtigkeit ist ungefähr 400 bis 450 m. Die mesomylonitischen Teile sind durch eine Abfolge im Millimeter-Maßstab mit hellen Quarz-Feldspat-Lagen und dunkleren Lagen mit ferromagnesischen Phasen charakterisiert. Gerundete Kalifeldspat- und/oder Plagioklas-Porphyrroklasten bis zu 2 mm sind häufig. In ultramyonitischen Teilen ist der Orthogneis homogener, extrem feinkörnig, deutlich angereichert an Biotit und enthält keine sichtbaren Feldspat-Porphyrroklasten. Dieser ultramyonitische Buttendorf-Gneis tritt an der Basis des Zuges auf und ist schwer vom biotitreichen, ultramyonitischen Paragneis zu unterscheiden. Die Foliation ist um einen Mittelwert von 271/41 (N = 11) konzentriert und die Mineral- bzw. Streckungslineation um einen Mittelwert von 197/13 (N = 11). Die Quarzmobilisate sind isoklinal verfaultet, mit einer Faltenachse subparallel zur Lineation und einer Achsenebene subparallel zur mylonitischen Foliation. Top-nach-N-Scherung ist durch C-Typ-Gefüge angedeutet.

*Mikroskopische Beobachtungen:* Der Buttendorf-Gneis ist wegen der variierenden Mineralogie bzw. Deformation auch im Dünnschliff heterogen. Die magmatischen Mineralphasen (Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Hornblende) sind stark bis vollständig rekristallisiert und/oder umgewandelt. In mesomylonitischen Proben besteht die Matrix aus feinkörnigem Quarz, Plagioklas, Biotit und Epidot. Quarz rekristallisiert mit SGR und GBM und formt Quarz „ribbons“ mit einer Korngröße von 200 bis 400 µm, die von Biotit begrenzt sind. Plagioklas formt eckige bis gerundete Porphyrroklasten, die bis zu 1 mm groß sind, die am Rand rekristallisiert und oft saussuritisert sind. Kalifeldspat tritt als verzwilligter, gerundeter Porphyrroklast auf. Er rekristallisierte mit GBM am Rand und in den Verkürzungsquadranten in Verknüpfung mit Myrmekitisierung. Kalifeldspat- und/oder Plagioklas-Porphyrroklasten haben oft Deformationsschatten aus feinkörnigem Feldspat, möglicherweise Albit, und Quarz. Sie können auch spröde deformiert sein. Magmatische Hornblende wurde in zwei Proben beobachtet. Sie ist nicht deformiert aber rotiert und reagierte zu einer zweiten Generation Amphibol sowie Biotit, Epidot und/oder Titanit. In ultramyonitischen Proben sind Porphyrroklasten fast nicht mehr zu beobachten und die Matrix besteht aus sehr feinkörnigem Quarz, Feldspat, Biotit und Epidot. Die schräge SPO im Quarz, Sigma- bzw. Deltaklasten aus Kalifeldspat und Plagioklas und C- bzw. C'-Typ Gefüge zeigen eine Top-nach-N-Scherung an.

## Metasedimentäre Einheit 3

*Makroskopische Beobachtungen:* Die metasedimentäre Einheit 3 trennt den Buttendorf-Gneis im Hangenden vom Kriegenreith-Gneis im Liegenden. Sie ist ungefähr 250 bis 300 m mächtig und besteht aus grauem bis silberigem, phyllonitischem, oft quarzreichem Glimmerschiefer und grauem schichtsilikatführendem Marmor. In der metasedimentären Einheit 3 sind auch dunkle, biotitreiche, ultramyonitische Paragneise inkludiert, die gemeinsam mit Quarzgängen in das Liegende des Buttendorf-Gneises eingeschaltet sind. Alle Lithologien zeigen ein gut ausge-

bildetes planares Gefüge mit Lineation. Die Foliation bzw. Schieferung streut zwischen 281/66 und 202/38 mit einem Mittelwert von 260/46 (N = 13), während die Mineral- bzw. Streckungslineation sich um einen Mittelwert von 189/15 (N = 12) konzentriert. Die Streuung des planaren Gefüges lässt sich mit den beobachteten engen bis isoklinalen Falten mit einer Faltenachse subparallel zur Lineation erklären. Top-nach-N-Scherung ist durch Sigmoide und C'-Typ-Gefüge angedeutet.

*Mikroskopische Beobachtungen:* Glimmerschiefer und Paragneis sind durch kleine Korngröße und fast totale Rekristallisation charakterisiert. Der Paragneis unterscheidet sich durch die signifikante Menge an Plagioklas-Porphyrroklasten. Diese sind rundlich, oft von einem Hellglimmersaum in den Verkürzungsquadranten ummantelt und erreichen eine Größe von 200 µm. Generell ist Biotit sehr fein, kann in Chlorit umgewandelt sein, während Hellglimmer ein breiteres Korngrößenspektrum hat, von feinschuppig total rekristallisiert bis zum 500 µm großen undeformierten Glimmerfisch. Quarz bildet 50 bis 100 µm große Körner und rekristallisierte durch SGR und untergeordnete GBM. Noch kleinere Quarzkörner bildeten sich durch BLG. Große erhaltene Quarzkörner aus Mobilisaten zeigen Deformationsschatten. Sowohl längliche Quarzkörner, die von Hellglimmer parallel zur Schieferung begrenzt sind, als auch ein Glimmersaum, der mit unlöslichen Phasen angereichert ist, zeigen, dass Drucklösung beteiligt war. Schersinnindikatoren wie C- bzw. C'-Typ-Gefüge, Glimmerfische, Sigmaklasten, asymmetrische Deformationsschatten und Sigmoide zeigen eine Top-nach-N-Scherung an.

## Kriegenreith-Gneis

*Makroskopische Beobachtungen:* Der Kriegenreith-Gneis ist ein dunkler, mafischer Orthogneis, charakterisiert durch bis zu 1 mm große Plagioklas-Porphyrroklasten. Seine Mächtigkeit erreicht 150 bis 200 m. Die proto- bis ultramyonitische Deformation, die Prägung des planaren Gefüges und der Lineation, sowie die Korngröße sind variabel. Ultramyonitische Typen treten an der Hangendgrenze auf und schauen grünlicher und extrem feinkörnig aus. Die Foliation ist um einen Mittelwert von 268/51 (N = 5) konzentriert. Steileres Einfallen gegen Westen lässt sich mit engen bis isoklinalen Falten mit einer Faltenachse subparallel zur Lineation erklären. Die Mineral- bzw. Streckungslineation konzentriert sich um einen Mittelwert von 268/51 (N = 5). Seltene Sigmaklasten zeigen eine Top-nach-N-Scherung an.

*Mikroskopische Beobachtungen:* Die Matrix besteht aus Quarz, Biotit, Plagioklas und Hellglimmer. Quarzkörner sind 50 bis 200 µm groß und rekristallisierten durch SGR und BLG. Quarz hat eine klare SPO und CPO. Körner, die nicht zu stark deformiert sind, zeigen erhaltene GBM. Plagioklaskörner sind auch 50 bis 200 µm groß. Biotit und Hellglimmer sind fast total rekristallisiert, wobei Biotit partiell bis total in Chlorit umgewandelt wurde. Plagioklas-Porphyrroklasten sind 1 bis 5 mm groß. Sie sind oft eckig und senkrecht zur Foliation gebrochen und in den Rissen ist Quarz und seltener Calcit ausgefällt. Plagioklas ist oft in Albit umgesetzt. Diese zwei Beobachtungen zeigen, dass Drucklösung an der Deformation beteiligt war. Kalifeldspat wurde nicht beobachtet. Die SPO von Quarz, das C-Typ-Gefüge und die Sigmaklasten aus Plagioklas deuten eine Top-nach-N-Scherung an. Trotz der intensiven De-

formation gibt es Proben, die gut erhaltene magmatische Merkmale wie equigranulare Mikrostruktur, zonierten Plagioklas und Hornblende zeigen.

### Sachsendorf-Gneis

*Makroskopische Beobachtungen:* Der Sachsendorf-Gneis ist ein hellglimmerarmer, oft verquarzter, heller bis dunkler Orthogneis. Seine Mächtigkeit ist größer als 550 m. Kalifeldspat-Porphyroklasten erreichen eine Größe von 1 cm. Die Deformation ist heterogen und wird nach Osten in das Liegende mehr kataklastisch. Damit sind die Foliation und die Lineation nicht immer klar ausgeprägt. Als Ausnahme dieser Tendenz wurde am Sulzberg südlich vom Manhartsberggipfel eine Probe eines ultramylonitischen Sachsendorf-Gneises als Lesestein gefunden. Dort ist der Orthogneis graubraun, sehr feinkörnig und hat seltene, bis zu 3 mm große Kalifeldspat-Porphyroklasten. Die Foliation und die Streckungslineation sind sehr ausgeprägt. Der Sachsendorf-Gneis ist oft von Pegmatit und Aplit durchsetzt. Wegen der dicken Verwitterungsdecke kann die Mächtigkeit dieser späten Gänge nicht genau bestimmt werden. Aus dem gleichen Grund waren nur wenige Strukturmessungen möglich. Zwei Messungen zeigen, dass die Foliation um 274/56 und die Streckungslineation um 190/08 orientiert sind. Makroskopischen Schersinnindikatoren wurden im Sachsendorf-Gneis nicht beobachtet.

*Mikroskopische Beobachtungen:* Der kataklastisch deformierte Sachsendorf-Gneis zeigt wenig dynamische Rekristallisation. Dennoch weist er 100 bis 500  $\mu\text{m}$  dicke, spröde-duktilen Scherbänder auf, die aus feinem Quarz, Kalifeldspat und Epidot bestehen. Diese Scherbänder können durch Verwachsung von Quarz und Kalifeldspat umschlossen sein und sind nur durch ausgerichtete feine Epidotkörner bemerkbar. Dynamisch rekristallisierte Proben, außer die ultramylonitische Probe, haben eine quarzdominierte Matrix. Die Quarzkörner sind 50 bis 200  $\mu\text{m}$  groß, rekristallisierten durch SGR und haben eine starke SPO und CPO. Sehr kleine Quarzkörner wurden durch BLG gebildet. Hellglimmer und Biotit sind metamorph rekristallisiert und oft zwischen Quarz bzw. Feldspat eingezwängt. Biotit ist teilweise in Chlorit umgewandelt. Die Kalifeldspat- und Plagioklas-Porphyroklasten sind eckig, senkrecht zur Foliation gebrochen und löschen undulös aus. Die Risse sind mit ausgefälltem Quarz gefüllt. Plagioklas ist auch oft von Albit oder Hellglimmer durchsetzt. Diese zwei Beobachtungen zeigen, dass Drucklösung stattgefunden hat. Spröde-duktilen Scherbänder schneiden sowohl Matrix wie Porphyroklasten durch. Die SPO von Quarz und spröde-duktilen Scherbänder zeigen eine Top-nach-N-Scherung an. In der ultramylonitischen Probe besteht die Matrix aus feinkörnigem (20–50  $\mu\text{m}$ ) Quarz, untergeordnet Plagioklas und völlig rekristallisiertem Muskovit und Biotit. Die Quarzkörner zeigen eine undulöse Auslöschung, aus denen noch kleinere Körner (5  $\mu\text{m}$ ) durch BLG entstanden. Biotit ist partiell in Chlorit umgewandelt. In dieser Matrix findet man Kalifeldspat- und Plagioklas-Porphyroklasten. Sie erreichen 3 mm, sind oft verzwilligt, etwas serizitisiert und haben völlig rekristallisierte Deformationsschatten.

## Interpretation

Das gesamte Profil im Weißen Graben zeigt eine bemerkenswerte Übereinstimmung der planaren und linearen Strukturen als auch der Schersinnindikatoren. Das planare Gefüge ist um dem Mittelwert 270/42 (N = 49) konzentriert und das mittlere Einfallen der Einheiten nimmt vom Hangenden in das Liegende progressiv von ca. 30° bis ca. 55° nach Westen zu. Die Lineation ist stark um den Mittelwert 193/10 (N = 48) konzentriert. Die Streuung des Streichens des planaren Gefüges um einen Großkreis deutet auf eine berechnete „best-fit“ Faltenachse von 209/24 hin. Dieser Wert ist nicht genau parallel zur mittleren Lineation. Die Variation der Orientierung des planaren Gefüges im Maßstab 10 bis 1.000 m ist trotzdem mit engen bis isoklinalen Falten mit einer Faltenachse subparallel zur regionalen Lineation zu interpretieren. Solche Strukturen wurden im 10 cm bis 1 m Maßstab beobachtet. Parallel zur Lineation und senkrecht zur Schieferung wurde makroskopisch und mikroskopisch ein breites Spektrum von einheitlich Top-nach-N-Schersinnindikatoren (C- bzw. C'-Typ-Gefüge, Sigma- bzw. Deltaklasten, Glimmerfische, Scherband-Boudins, schräge SPO, asymmetrische Deformationsschatten und Sigmoide) beobachtet. Diese finden sich in allen lithologischen Einheiten. Die bearbeiteten Gesteine haben deshalb ein Deformationsereignis mit gleichzeitiger Verkürzung und Faltung senkrecht zum planaren Gefüge, N-S-Streckung und Top-nach-N-Scherung erlebt. Detailbeobachtungen weisen aber darauf hin, dass sich die Deformation lokalisiert und unter unterschiedlichen Bedingungen stattgefunden hat.

Mehrere Deformationsgradienten wurden beobachtet. Zwei großräumige Deformationsgradienten mit ultramylonitischen Orthogneisen weisen auf Lokalisierung entlang der Deckengrenzen der Pleißing-Decke hin. Im Bittesch-Gneis nimmt die Deformation in das Hangende zu, dies ist konsistent mit der Position der Moldanubischen Überschiebung an dessen Hangendgrenze. Die extreme Lokalisierung im ultramylonitischen Sachsendorf-Gneis zeigt die Basis der Pleißing-Decke. Scherzonen innerhalb der metasedimentären Einheiten und die begleitenden Gradienten in Orthogneisen sind mit Lokalisierung aufgrund lithologischer und mechanischer Heterogenität zu interpretieren.

Vom Hangenden in das Liegende, also von Westen nach Osten, sind folgende Merkmale der Deformationsmechanismen ausgebildet: (1) Makroskopisch ist die Deformation duktil bis zunehmend spröde. (2) Mikroskopisch ist dynamische Rekristallisation mit intrakristalliner Plastizität dominant und untergeordnet ist zunehmend Drucklösung beteiligt. (3) Die Rekristallisationsmechanismen im Quarz sind SGR und GBM, dann wird GBM dominant und letztendlich tritt BLG auf, begleitet von einer Abnahme der rekristallisierten Korngröße von Quarz. (4) Die Deformationsmechanismen der Feldspäte sind duktil, werden duktil und spröde und letztendlich fast nur spröde. Dies deutet einen Temperatur- und/oder Deformationsratengradienten mit Abnahme der Temperatur bzw. Zunahme der Verformungsrate in das Liegende während des Deformationsereignisses an.

Basierend auf diesen Beobachtungen ist es möglich, die Temperatur an beiden Enden des Profils abzuschätzen, wenn man eine mehr oder weniger konstante Deformationsrate annimmt. Am Westende im Bittesch-Gneis herrschte dynamische Rekristallisation der Feldspäte und

GBM in Quarz vor, womit die Temperatur der Deformation höher als 450° C war. Die Gesteine am Ostende des Profils zeigen kataklastische Deformation, mit BLG im Quarz und Drucklösung um Plagioklas-Porphyrklasten, womit eine Temperatur im Übergangsbereich der spröde-duktilen Deformation um 300 bis 350° C anzusiedeln ist. Daraus ergibt sich ein Gradient der Deformationstemperatur von 100 bis zu 200° C vom Hangenden in das Liegende, also nach Osten zu. Zusätzliche Beobachtungen deuten an, dass die Hypothese eines Temperaturgradienten zu bevorzugen ist. Die Stabilität von kleinem Granat in Glimmerschiefer aller metasedimentären Einheiten (SCHANTL, 2017) und Tremolit und Phlogopit im Marmor ist kompatibel mit dem oberen Wert des Temperaturgradienten. Die Umwandlung von Biotit in Chlorit und die Überprägung von BLG-Rekristallisation über GBM-Rekristallisation im östlichen Teil des Profils weisen auf eine Temperaturabnahme. Diese Beobachtungen zeigen auch, dass niedrigtemperierte Deformation höhertemperierte Mikrostrukturen im Liegenden überprägt hat.

Damit zeigt das Profil insgesamt progressive niedrigtemperierte Überprägung der höhertemperierten Strukturen in östliche Richtung und eine Lokalisierung der Deformation durch lithologische Heterogenität. Dies hat sehr wahrscheinlich unter gleichen kinematischen Rahmenbedingungen stattgefunden. Auch wenn die Deformations- und Rekristallisationsmechanismen sowohl von der Temperatur, als auch von der Verformungsrate abhängig sind, nimmt die Intensität der Deformation nach Osten zu. Diese Beobachtungen sind nicht konsistent mit einer einzigen kontinuierlichen Scherzone, von duktil im Hangenden zu spröde-duktil im Liegenden. Während die duktile Deformation im Bittesch-Gneis sicherlich die Deformation an der Deckengrenze zwischen Moldanubikum und Moravikum widerspiegelt, könnte die spröde-duktilen Deformation im Osten zur Bildung der Deckengrenze an der Basis der Pleißing-Decke gehören.

## Literatur

- FRASL, G. (1974): Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**, A 37–A 42, Wien.
- ORTNER, H., REITER, F. & ÁCS, P. (2002): Easy handling of tectonic data: the programs TectonicVB for Mac and TectonicsFP for Windows. – Computers & Geosciences, **28**, 1193–1200, Oxford.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. (2005): Microtectonics. – 2. Auflage, XVI + 366 S., Berlin.
- SCHANTL, P. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 328–330, Wien.

## Bericht 2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

DOMINIK SORGER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

### Kartierungsgebiet und Aufschlusssituation

Im Rahmen der geologischen Neuaufnahme von Blatt 21 Horn wurde im Jahr 2018 eine geologische Karte im Maßstab 1:10.000 südöstlich von Pernegg, beiderseits des Mödringbaches, aufgenommen. Das Arbeitsgebiet schließt nördlich an das im Jahr 2017 kartierte Gebiet, nördlich vom Mostelgraben und der Flur „Hauersteig“, an (SORGER, 2018) und verläuft entlang des Pernegger Grabens (Mödringbach) weiter nach Norden bis zum Kloster Pernegg und zur Straße Pernegg–Posselsdorf. Im Westen wurde es durch die Straße Mödring–Staningersdorf und nördlich fortsetzend durch die großen Ackerflächen östlich von Staningersdorf begrenzt. Im Osten reicht das Aufnahmegebiet bis zu den Ackerflächen westlich von Lehdorf und weiter Richtung Nordwesten bis zum Trampelkreuz sowie Hammerkreuz.

Die Aufschlusssituation im Arbeitsgebiet ist, ähnlich wie im Gebiet 2017, sehr unterschiedlich ausgeprägt und meist von der Morphologie bestimmt. Gute Aufschlussverhältnisse findet man meist nur entlang von Gräben und eingeschnittenen Bachläufen (Mödringbach, Marbach, Aumühlbach, Mostelgraben). Die Lagerungsverhältnisse der metamorphen Gesteine sind meist nur in diesen Bereichen feststellbar. Auf den Verebnungs- beziehungsweise Hochflächen war oft nur eine Kartierung mittels Lesesteinen möglich, da nur vereinzelt Aufschlüsse vorhanden sind.

Die Ergebnisse der Neukartierung sind zwar in weiten Teilen konsistent mit bestehenden Kartierungen von HÖCK et al. (1987), siehe auch HÖCK & VETTERS (1973, 1979) sowie WALDMANN (1926, 1927), es zeigen sich jedoch bei genauerer Betrachtung einige Unterschiede, insbesondere im Verlauf einiger lithologischer Grenzen und in den Bereichen der sedimentären Bedeckung.

### Moravikum

Die Gesteine des Moravikums können im Kartierungsgebiet in vier lithostratigrafische Komplexe unterteilt werden. Der Bittesch-Gneis im Südwesten bildet den hangendsten Komplex, der Richtung Norden von einem Komplex aus Marmor und Kalkschiefer unterlagert wird, der vor allem im westlichen Randbereich des Arbeitsgebietes aufgeschlossen ist. Vereinzelt tritt auch Fugnitz-Kalksilikatschiefer an der Liegendgrenze des Bittesch-Gneises auf. Der bei weitem größte Teil des kartierten Gebietes wird von Glimmerschiefern und Paragneisen aufgebaut, die den liegendsten metamorphen Komplex bilden.

### Bittesch-Gneis

Bittesch-Gneis tritt nur im Südwesten des Kartierungsgebietes, im Bereich nördlich und nordwestlich Jägerbild, in der Flur „Säbel“ und auf den Äckern entlang der Straße nach Staningersdorf, auf. Von der Straße Mödring–Staningersdorf reicht der Orthogneiskörper etwa 250 bis 300 m in Richtung Osten beziehungsweise Norden. Die Kartie-