

Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2016–2019

Im Zuge der Umstellung auf das neue topografische 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 2017 über geochemische und petrografische Untersuchungen an Orthogneisen und schwach deformierten Graniten des Moravikums auf Blatt 21 Horn

FRIEDRICH FINGER (Auswärtiger Mitarbeiter),
MANFRED LINNER & GUDRUN RIEGLER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Berichtsjahr wurde ein vollständiges West–Ost-Profil im südlichen Teil des Moravikums bearbeitet, das vom Bittesch-Gneis bis zur Diendorf-Störung reicht. Die Beprobung erfolgte südöstlich von Fernitz entlang des Tiefenbachtals über die Seewiese bis zum Gebiet zwischen Manhartsberg-Gipfel und Sulzberg (einem südlichen Vorgipfel) und in der östlichen Fortsetzung bis zur Pernersdorferöde. Anhand dieses Profils kann eine vergleichende Charakterisierung der Orthogesteine der tektonisch hangenden Pleißing- und der liegenden Pulkau-Decke (LINNER et al., 2019) vorgenommen werden.

Ganz im Westen des Profils, im Hangenden der Pleißing-Decke, wurden im Tiefenbachtal westlich der Pfarrleiten zwei Proben von Bittesch-Gneis genommen (Fi 12/17, Fi 13/17). Es handelt sich um helle, mylonitische bis ultramylonitische Bittesch-Gneise mit relativ wenigen Porphyroklasten reliktscher magmatischer Feldspate. Die Porphyroklasten bestehen zu etwa gleichen Anteilen aus Kalifeldspat und Plagioklas (Fi 13/17) beziehungsweise in der ultramylonitischen Bittesch-Gneis Probe (Fi 12/17) aus überwiegend Kalifeldspat. Bei den sehr stark dynamisch rekristallisierten magmatischen und den feinschup-

pigen metamorphen Glimmern dominiert Muskovit, und Biotit ist etwas chloritisiert. Mit einem SiO_2 -Gehalt von rund 73 Gew.%, einem $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnis um 1 und Gesamteisengehalten von rund 1,2 Gew.% Fe_2O_3 weisen beide Proben leukogranitische bis -granodioritische Zusammensetzung auf. Die Spurenelementgehalte zeigen hohe Sr/Zr-Verhältnisse (> 4) bei niedrigen Zr-Gehalten (< 100 ppm) und liegen damit in der charakteristischen Bandbreite des Bittesch-Gneises.

Der Buttendorf-Gneis ist im Tiefenbachtal von der Pfarrleiten nach Osten in großer Mächtigkeit aufgeschlossen und wurde daher von hangend gegen liegend mit drei Proben (Fi 14/17 bis Fi 16/17) erfasst. Zusätzlich wurde eine Probe (Fi 11/17) aus einem geringmächtigen Gneiszug direkt aus Buttendorf analysiert, der durch Glimmerschiefer vom mächtigen Buttendorfer Gneiszug im Teichwiesenbachtal abgetrennt ist. Der Buttendorf-Gneis ist ein dunkler Granodioritgneis mit hohen Anteilen an Biotit und einer verbreiteten Augentextur, infolge der mylonitischen bis ultramylonitischen Deformation. Im Dünnschliff zeigen sich als magmatische Relikte Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit sowie teilweise Hornblende, Allanit und selten Titanit. Sie treten zugleich als Porphyroklasten bzw. als Aggregate in augenförmigen Domänen auf. Bei den Feldspäten dominiert mengenmäßig Plagioklas, in dem die magmatische Zonierung erhalten sein kann. Der magmatische Biotit ist größtenteils dynamisch rekristallisiert und die olivgrüne Hornblende ist von metamorph gebildetem, blassgrünem Amphibol überwachsen. In der feinkörnig rekristallisierten Matrix aus Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz ist typischerweise metamorph gebildeter Epidot zu finden und in den ultramylonitischen Proben (Fi 11/17, Fi 15/17) zusätzlich etwas Muskovit.

Der Buttendorf-Gneis des Tiefenbachtals und jener direkt aus Buttendorf weisen geochemisch keine nennenswerten lokalen Besonderheiten auf. Sie sind gut vergleichbar mit der Typlokalität dieser Granodioritgneise im Teichwiesenbachtal (FINGER & RIEGLER, 2012), mit intermediärem SiO_2 -Gehalt (62–66 Gew.%), relativ hohem MgO -Gehalt (3–4 Gew.%) und Cr -Gehalt (75–136 ppm), bei gleichzeitig hohen K_2O - (3–5 Gew.%) und Ba -Gehalten (598–1.765 ppm). Diese Kombination geochemischer Parameter verleiht dem cadomischen Buttendorf-Gneis eine bemerkenswerte geochemische Ähnlichkeit mit den variszischen Durbachiten im Moldanubikum (JANOUSEK & HOLUB, 2007).

Westlich der Seewiese ist ein bis zu 35 m breiter und 70 m langer heller Orthogneiskörper an der Hangendgrenze des Kriegenreith-Gneises aufgeschlossen. Im hangenden Teil dieses Kriegenreith-Gneises sind weitere geringmächtige Lagen aus hellem Orthogneis eingeschaltet (SCHANTL, 2018). Der Orthogneis zeigt im Dünnschliff reichlich Plagioklas-Porphyrklasten in einer quarzreichen mylonitischen Matrix. Die Risse der zerbrochenen magmatischen Plagioklase sind quarzgefüllt. In der Matrix ist etwas feinstschuppiger Muskovit beigemischt. Auffällig sind zahlreiche große und idiomorphe akzessorische Zirkone. Eine Probe aus dem größeren Orthogneiskörper (Fi 17/17) weist einen sehr hohen SiO_2 -Gehalt von rund 79 Gew.% auf, sowie ein bemerkenswert hohes $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis (4,9 Gew.% Na_2O vs. 1,2 Gew.% K_2O). Die Zusammensetzung der Hauptelemente tendiert somit in Richtung Aplit. Im Unterschied zu den meisten anderen Apliten des Moravikums sind in dieser Probe aber auch hohe Zr - (329 ppm), REE- (z.B. 130 ppm Ce) und Y -Gehalte (58 ppm) zu beobachten. Der hohe Zr -Gehalt bei niedrigem Sr -Gehalt verleiht diesem Aplit geochemisch eine A-Typ-Charakteristik. Insgesamt sind die Orthogneislagen im Hangendbereich des Kriegenreith-Gneises westlich der Seewiese als mylonitisch deformierte Aplitgneise zu bezeichnen (Tab. 1).

Ebenfalls in der Umgebung der Seewiese wurden zwei Proben des Kriegenreith-Gneises beprobt (Fi 18/17 und Fi 20/17). Reichlich Biotit und bis zu 3 mm große, runde Plagioklas-Porphyrblasten kennzeichnen diesen dunklen, relativ mafischen Granodioritgneis. Wegen seines hohen Plagioklasgehaltes ist das Gestein massiger als der Buttendorf-Gneis und bricht vergleichsweise mehr blockig. Im Dünnschliff erweist sich die Deformation als proto- bis ultramylonitisch. Die Plagioklas-Porphyrklasten, teils mit magmatischer Zonierung und mit quarzgefüllten Rissen, sind von einer feinstkörnigen, quarzdominierten Matrix mit reichlich dynamisch rekristallisiertem Biotit umgeben. Magmatische Biotite sind aber erhalten und sehr untergeordnet finden sich auch Porphyroklasten aus magmatischem Kalifeldspat. Die recht deutliche metamorphe Überprägung äußert sich unter anderem durch feinkörnigen Epidot/Klinozoisit und feinschuppigen Muskovit in schieferungsparallelen Domänen. Die Probe Fi 18/17 zeigt mit einem relativ hohen A/CNK -Wert von 1,28 eine untypische, an CaO verarmte und wahrscheinlich alterierte Hauptelementgeochemie. Mit der Probe Fi 20/17 wurde eine außergewöhnlich mafische und wenig alterierte Variante des Kriegenreith-Gneises erfasst (SiO_2 rund 61 Gew.%, $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})}$ 5,7 Gew.%; Tab. 1).

Nördlich der Seewiese treten im Liegenden vom Kriegenreith-Gneis nur kleine Aufschlüsse des Sachsendorf-Gneises zu Tage. Die Proben Fi 19A/17 und Fi 19B/17, bei

des helle Granodioritgneise, entstammen einer kleinen ehemaligen Steingrube und repräsentieren den Sachsendorfer Gneiszug im untersuchten Profil. Die letztgenannte Probe ist von feinen Aplit- und Quarzgängchen durchsetzt und zeigt im Dünnschliff nur protomylonitische Deformation. Bei den Feldspäten dominiert Plagioklas, magmatischer Biotit ist gut erhalten und selbst Muskovit hat als Einschluss im Plagioklas überdauert. Die Probe Fi 19A/17 zeigt hingegen mylonitisches Gefüge, wobei die feinen Quarzgängchen zu augenförmigen Domänen deformiert und die Schieferungsflächen mit feinschuppigem Biotit und Muskovit belegt sind. Die Quarzgängchen erklären den in beiden Proben für Sachsendorf-Gneis eher hohen SiO_2 -Gehalt. In der weniger deformierten Probe Fi 19B/17 kann ein unüblich hoher K_2O - und Rb -Gehalt durch Alteration mit muskovitreichen Adern erklärt werden. Die Probe Fi 19A/17 reiht sich hingegen bei den meisten Elementen gut in die Charakteristik dieses relativ sauren Granodioritgneises ein (FINGER & RIEGLER, 2017), mit Na -Vormacht über K und einem ausgesprochen niedrigen Rb/Sr -Verhältnis (0.25).

Die Proben aus dem Gebiet südlich vom Manhartsberg-Gipfel wurden von Manfred Linner im Rahmen seiner Kartierung 2017 genommen. Der Sachsendorf-Gneis ist auch östlich der Manhartsbergstraße fast nur in Lesesteinen zu finden. Zwischen Silberne Eiche und dem Westfuß vom Manhartsberg-Gipfel zeigt der liegende Teil des Sachsendorf-Gneiszuges mylonitische bis ultramylonitische Deformation, wodurch die Deckengrenze zwischen der Pleißing- und Pulkau-Decke an der Basis vom Sachsendorf-Gneis angezeigt ist. Diese verläuft in N-S-Richtung streichend vom westlichen Hangfuß des Manhartsberg-Gipfels in den Hang westlich vom Sulzberg-Gipfel und dem Dienbachgraben folgend Richtung Jungenberg.

Im Hang westlich vom Sulzberg-Gipfel ist diese Deckengrenze mit Hilfe von Lesesteinen sehr gut zu lokalisieren. Es treten dort Glimmerschiefer auf, begleitet von ultramylonitisch deformierten Orthogneisen. Von beiden Lithologien gelangten Proben zur Analyse, um zu prüfen ob für die Glimmerschiefer sedimentäres Ausgangsmaterial gegeben war oder eine metasomatische Bildung in der Scherzone in Betracht zu ziehen ist beziehungsweise um den ultramylonitischen Orthogneis einzuordnen. Im Dünnschliff zeigen sich die Glimmerschiefer (Proben ML17-21-16A, -16C) ebenfalls mylonitisch deformiert. Biotit und Muskovit sind teils noch schön schuppig erhalten. Die Proben sind quarzbetont und weisen auch metamorph gebildetes Quarzmobilisat auf. Dazu kommen feinkörniger Plagioklas und etwas Turmalin. Die Glimmerschiefer-Probe ML17-21-16B ist weniger stark deformiert, enthält reichlich schuppigen Muskovit und viel körnigen Turmalin. Im Dünnschliff erweist sich dieser Turmalin zonierte mit braun-olivgrünen Kern und olivgrün-blauen Rändern sowie durch die Deformation kataklastisch zerbrochen. Diese Probe ist zusätzlich durch ein 10 cm Boudin aus einem Turmalin-Quarz-Gang charakterisiert.

Geochemisch zeichnen sich die Glimmerschiefer durch einen starken peraluminischen Charakter aus (A/CNK 1,5–1,6 bei 62,5–68 Gew. % SiO_2 -Gehalt). Erhöhte Cr - und Ni -Gehalte sprechen für ein feinklastisches Sediment als Ausgangsmaterial. Der bei den Hauptelementen stark abweichende turmalinreiche Glimmerschiefer (Probe ML17-21-16B) könnte als Nebengestein des Turmalin-Quarz-Gan-

ges bereits im Zuge der Gangbildung stark metasomatisch verändert worden sein. Einerseits ist seine Modalzusammensetzung bezüglich Muskovit und Turmalin stark abweichend. Andererseits kann die mylonitische Deformation für die Stoffverschiebungen nicht verantwortlich sein, weil

gerade dieser Glimmerschiefer deutlich schwächer deformiert ist. Petrografisch und geochemisch betrachtet sind die Glimmerschiefer an der Deckengrenze aus siliziklastischen Sedimenten abzuleiten. Der boudinierte Turmalin-Quarz-Gang verweist bezüglich der tektonischen Zu-

	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k
Probe	Fi 11/17	Fi 12/17	Fi 13/17	Fi 14/17	Fi 15/17	Fi 16/17	Fi/ 17/17	Fi 18/17	Fi 19A/17	Fi 19B/17	Fi 20/17
SiO ₂	64,46	72,83	72,61	62,17	64,32	65,65	78,95	67,12	73,09	74,26	61,30
TiO ₂	0,56	0,11	0,14	0,62	0,55	0,53	0,16	0,49	0,21	0,10	0,72
Al ₂ O ₃	15,36	14,79	14,72	15,10	15,62	14,89	11,76	16,45	15,07	13,77	17,24
Fe ₂ O ₃	4,57	1,18	1,26	5,21	4,23	4,38	1,18	3,71	1,55	0,93	5,68
MnO	0,08	0,03	0,02	0,09	0,07	0,08	0,01	0,10	0,04	0,03	0,10
MgO	3,23	0,47	0,72	3,92	3,52	3,62	0,17	1,36	0,69	0,25	2,39
CaO	1,98	1,05	0,51	3,86	1,71	2,14	0,19	0,87	0,76	0,2	3,71
Na ₂ O	3,07	3,75	4,52	3,54	3,93	4,33	4,92	3,98	4,99	4,34	3,84
K ₂ O	4,88	4,34	4,01	3,71	4,25	2,73	1,18	4,41	2,09	4,74	2,78
P ₂ O ₅	0,32	0,07	0,06	0,30	0,32	0,28	0,07	0,17	0,13	0,06	0,20
GV	1,73	1,24	1,26	1,56	1,91	1,05	1,22	1,80	1,55	1,21	2,53
Total	100,24	99,86	99,83	100,08	100,43	99,68	99,81	100,45	100,17	99,89	100,49
Rb	175	146	91	144	162	119	44	151	63	190	109
Sr	545	295	346	651	545	462	54	228	251	163	409
Ba	1.765	873	1.294	994	1.076	598	235	738	611	555	522
Th	25	4	10	25	21	43	10	8	22	37	9
La	45	19	26	77	78	51	53	34	30	18	35
Ce	109	44	50	138	124	136	130	79	68	43	58
Nd	32	22	26	57	53	42	68	29	30	14	24
Ga	16	17	15	18	18	18	11	18	14	14	19
Nb	17	7	6	19	22	16	17	11	11	10	10
Zr	158	72	86	188	195	182	329	167	131	86	166
Y	15	10	7	23	17	15	58	15	16	15	19
Sc	14	4	4	13	13	13	3	7	0	5	14
Pb	29	12	13	17	10	17	8	17	17	27	8
Zn	60	29	26	70	47	63	17	101	26	28	72
V	116	6	6	124	90	110	3	36	10	6	65
Co	11	2	3	16	11	11	2	4	4	2	11
Cr	126	10	11	136	75	104	6	18	12	6	30
Ni	27	8	7	28	23	26	8	8	8	9	10

Tab. 1., Teil 1.

Röntgenfluoreszenzanalysen (Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte im Koordinatensystem BMN M34 (R: Rechtswert, H: Hochwert).

- a:** Buttendorf-Gneis, dunkelgrau, feinkörnig, ultramylonitisch; Felsaufschluss am westlichen Ortsrand von Buttendorf (Probe Fi 11/17; R: 706420, H: 383636).
- b:** Bittesch-Gneis, hellgrau, feinkörnig, ultramylonitisch, wenige Porphyroklasten; Tiefenbachtal SSE Fernitz, Felsaufschluss westlich Pfarrleiten (Probe Fi 12/17; R: 704027, H: 378525).
- c:** Bittesch-Gneis, hellgrau, mylonitisch, Feldspat-Porphyroklasten, großer Muskovit; Tiefenbachtal südöstlich Fernitz, Wegaufschluss am Hang oberhalb Tiefenbachtal, westlich Pfarrleiten, aus Blockschutt (Probe Fi 13/17; R: 704262, H: 378425).
- d:** Buttendorf-Gneis, dunkelgrau, fein- bis mittelkörnig, feldspatreich, mylonitisch; Tiefenbachtal südöstlich Fernitz, südwestlich Pfarrleiten, Felsaufschluss (Probe Fi 14/17; R: 704370, H: 378109).
- e:** Buttendorf-Gneis, dunkelgrau, sehr feinkörnig, ultramylonitisch, sehr biotitreich, kleine Feldspat-Porphyroklasten; Tiefenbachtal südöstlich Fernitz, südlich Pfarrleiten, südlich Kote 394, Felsaufschluss (Probe Fi 15/17; R: 704592, H: 377936).
- f:** Buttendorf-Gneis, dunkelgrau, feinkörnig, mylonitisch, biotitreich; Tiefenbachtal südöstlich Fernitz, südöstlich Pfarrleiten, Steingrube am Hang (Probe Fi 16/17; R: 704975, H: 377972).
- g:** Orthogneis, hell, gelbgrau, mylonitisch; Tiefenbachtal südöstlich Fernitz, westlich Seewiese, aus Blockschutt (Probe Fi 17/17; R: 705436, H: 378048).
- h:** Kriegenreith-Gneis, dunkelgrau, fein- bis mittelkörnig, biotitreich, kleine Plagioklas-Porphyroklasten, mylonitisch; Manhartsberg, südlich Seewiese, Steingrube an der Manhartsbergstraße (Probe Fi 18/17; R: 705720, H: 377984).
- i:** Sachsendorf-Gneis, sehr hell, feinkörnig, feldspatreich; Manhartsberg, nordöstlich Seewiese, Steingrube im Wald nahe der Manhartsbergstraße (Probe Fi 19A/17; R: 706017, H: 378222).
- j:** Sachsendorf-Gneis, von Aplit- und Quarzgängchen durchsetzt; Manhartsberg, nordöstlich Seewiese, Steingrube im Wald nahe der Manhartsbergstraße (Probe Fi 19B/17; R: 706017, H: 378246).
- k:** Kriegenreith-Gneis, dunkelgrau, fein- bis mittelkörnig, biotitreich, kleine Feldspat-Zeilen; Manhartsberg, nördlich Seewiese, Wasserauffanggrube direkt an der Manhartsbergstraße (Probe Fi 20/17; R: 705874, H: 378297).

ordnung der Glimmerschiefer auf die Pulkau-Decke, in der in den Paragesteinen nahe der deformierten Granitplutone derartige Turmalinanreicherungen auftreten (FRASL, 1983).

Im ultramylonitischen leukokraten Orthogneis (Probe ML17-21-17) sind im Dünnschliff bis zu einem Millimeter große, teilweise zerbrochene Plagioklas-Porphyrklasten erkennbar. Reichlich feinstschuppiger Muskovit und sehr wenig Biotit belegen die Schieferungsflächen. Eine starke Veränderung der Hauptelemente ist beispielsweise durch einen niedrigen CaO-Gehalt angezeigt und von Stoffverschiebungen sind daher vermutlich auch mobilere Spurenelemente wie Sr betroffen. Die Frage ist, ob dieser ul-

tramylonitische Orthogneis aus einem Sachsendorf-Gneis der hangenden Pleißing-Decke oder einem Manhartsberg-Granit der liegenden Pulkau-Decke entstanden ist. Die Na-Vormacht über K und der hohe Zr-Gehalt deuten eher auf Sachsendorf-Gneis hin. Insofern ist die durch den Hang westlich vom Sulzberg-Gipfel streichende Deckengrenze in das Liegende der leukokraten Orthogneise und in das Hangende der Glimmerschiefer zu legen.

Im Dienbachgraben wurde am Fuß vom Sulzberg ein Aplit (Probe ML17-21-15) im Sachsendorf-Gneis beprobt. Dieses körnige helle Gestein besteht hauptsächlich aus Quarz und Feldspat, wobei der Plagioklas gegenüber Kalifeld-

	l	m	n	o	p	q	r	s	t	u
Probe	ML 17-21-8	ML 17-21-9	ML 17-21-10	ML 17-21-11A	ML 17-21-11B	ML 17-21-12A	ML 17-21-12B	ML 17-21-13	ML 17-21-14	ML 17-21-15
SiO ₂	72,30	75,76	70,50	71,65	71,58	73,96	73,76	73,74	75,51	74,41
TiO ₂	0,21	0,03	0,25	0,21	0,21	0,04	0,05	0,05	0,01	0,06
Al ₂ O ₃	15,16	12,93	15,75	15,31	15,26	14,43	14,55	14,33	12,86	13,66
Fe ₂ O ₃	1,32	0,13	2,08	1,98	2,16	0,48	0,64	0,71	0,20	0,85
MnO	0,01	0,00	0,04	0,10	0,13	0,02	0,01	0,02	0,01	0,05
MgO	0,37	0,01	0,62	0,42	0,52	0,14	0,16	0,13	0,02	0,05
CaO	0,50	0,17	0,42	0,34	0,38	0,34	0,40	0,27	0,13	0,20
Na ₂ O	3,67	4,89	4,09	3,71	3,73	4,16	4,51	3,99	3,14	6,12
K ₂ O	5,02	4,81	4,82	4,87	4,60	5,10	4,58	5,43	6,80	3,20
P ₂ O ₅	0,09	0,03	0,10	0,07	0,08	0,05	0,07	0,07	0,06	0,11
GV	1,33	0,41	1,40	1,35	1,36	0,92	0,89	0,88	0,33	0,81
Total	99,98	99,17	100,06	100,01	100,01	99,65	99,62	99,62	99,07	99,52
Rb	150	86	149	138	132	255	217	320	290	104
Sr	230	127	261	232	231	104	127	68	58	89
Ba	651	199	858	725	779	186	175	89	128	414
Th	12	9	8	8	7	16	17	19	6	10
La	19	u.d.N.	30	19	20	15	11	11	2	9
Ce	45	17	44	46	43	21	23	18	10	15
Nd	26	7	25	22	19	17	15	13	11	12
Ga	17	13	18	18	17	16	19	21	16	12
Nb	11	6	11	9	10	9	16	18	9	9
Zr	99	41	115	101	94	50	44	42	53	47
Y	19	10	14	12	14	26	22	22	18	19
Sc	3	1	0	2	2	0	1	2	4	2
Pb	18	6	10	18	15	29	31	33	35	11
Zn	64	6	42	62	59	16	18	18	9	9
V	8	3	9	11	12	4	u.d.N.	1	1	4
Co	1	1	3	4	4	2	1	2	1	1
Cr	17	7	14	14	10	14	6	12	13	6
Ni	8	7	11	9	9	9	9	9	8	8

Tab. 1., Teil 2.

Röntgenfluoreszenzanalysen (Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte im Koordinatensystem BMN M34 (R: Rechtswert, H: Hochwert).

- l:** Manhartsberg-Granit; Rücken zwischen Jungbrunnenbach und Pernersdorferöde, Wegaufschluss bei der Einfahrt zu Christbaumplantage (Probe ML17-21-8; R: 707189, H: 377732).
- m:** Aplit-schliere im Manhartsberg-Granit; Rücken zwischen Jungbrunnenbach und Pernersdorferöde, Wegaufschluss (Probe ML17-21-9; R: 707706, H: 377654).
- n:** Manhartsberg-Granit; Aufschluss hinter der Lagerhalle des Wildgatters am Jungbrunnenbach (Probe ML17-21-10; R: 707671, H: 378002).
- o:** Manhartsberg-Granit; Steinbruch und Grusgrube am Rücken zwischen Jungbrunnenbach und Pernersdorferöde (Probe ML17-21-11A; R: 707463, H: 377892).
- p:** Manhartsberg-Granit; Steinbruch und Grusgrube am Rücken zwischen Jungbrunnenbach und Pernersdorferöde (Probe ML17-21-11B; R: 707463, H: 377892).
- q:** Turmalin führender Aplit; Bombenrichter südöstlich vom Manhartsberg-Gipfel (Probe ML17-21-12A; R: 707028, H: 378475).
- r:** Aplit und Leukogranit; Bombenrichter südöstlich vom Manhartsberg-Gipfel (Probe ML17-21-12B; R: 707028, H: 378475).
- s:** Turmalin führender Aplit; Lesestein südöstlich vom Manhartsberg-Gipfel (Probe ML17-21-13; R: 706983, H: 378510).
- t:** Aplit und Leukogranit; Lesestein nordwestlich vom Manhartsberg-Gipfel (Probe ML17-21-14; R: 706731, H: 378692).
- u:** Aplit; Dienbachgraben westlich Sulzberg (Probe ML17-21-15; R: 706442, H: 378034).

spat dominiert, sowie sehr wenig schuppigem Muskovit. Die Deformation erweist sich im Dünnschliff als stark protomylonitisch bis kataklastisch. Geochemisch ist dieser plagioklasreiche Aplit natriumbetont. Er besitzt einen niedrigen Rb-Gehalt von nur gut 100 ppm und zeigt dadurch eine Ähnlichkeit zum Sachsendorf-Gneis, der auch an anderen Stellen nicht selten von Aplit- und Quarzadern durchzogen ist (siehe Probe Fi 19B/17).

Das gesamte Gebiet südlich vom Manhartsberg-Gipfel, zwischen Jungbrunnenbach, Sulzberg und Pernersdorferöde, wird von hellem, stark von Aplit durchsetztem Granit aufgebaut. Damit besteht die Pulkau-Decke in diesem

Bereich lithologisch hauptsächlich aus diesem als Manhartsberg-Granit benannten und geochemisch charakterisierten Granit (FINGER et al., 2017). Es handelt sich um einen körnigen biotitarmen Granit, schmutzig weiß bis blass rosa. Die unzähligen feinkörnigen Aplitschlieren weisen keinen scharfen Kontakt zum Granit auf, sind ebenfalls oft blass rosa und sind ihrerseits mitunter von sehr grobkörnigen pegmatoiden Schlieren mit gleichem Mineralbestand durchzogen. Es treten aber auch einige größere Aplitkörper auf, die in sich in gröberen Leukogranit übergehen aber trotzdem vom Manhartsberg-Granit kartierungsmäßig abgrenzbar sind. Lithologisch sind letztere Apliten den dif-

	v	w	x	y	z	aa	ab	ac	ad	ae
Probe	ML 17-21-16A	ML 17-21-16B	ML 17-21-16C	ML 17-21-17	ML 17-21-18	ML 17-21-19	ML 17-21-20A	ML 17-21-20B	ML 17-21-21	ML 17-21-22
SiO ₂	62,82	70,23	67,49	72,65	87,12	66,33	74,05	76,24	76,64	76,29
TiO ₂	1,26	0,88	0,83	0,23	0,15	0,93	0,24	0,61	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	16,36	14,82	14,45	15,24	8,07	17,88	13,22	13,40	12,65	12,84
Fe ₂ O ₃	7,40	7,34	6,40	1,83	0,29	4,23	3,11	2,62	0,44	0,11
MnO	0,11	0,05	0,10	0,03	0,00	0,12	0,12	0,03	0,01	0,00
MgO	2,75	2,66	2,38	0,62	0,29	0,96	0,51	0,73	0,06	0,01
CaO	0,43	0,59	0,65	0,20	0,01	0,29	0,08	0,17	0,18	0,11
Na ₂ O	2,90	0,85	2,74	4,59	0,17	1,80	1,54	0,24	5,38	5,09
K ₂ O	4,42	0,93	3,45	3,15	2,29	5,43	5,20	4,32	3,28	4,23
P ₂ O ₅	0,17	0,22	0,14	0,10	0,07	0,26	0,24	0,17	0,04	0,03
GV	2,15	2,17	1,86	1,84	0,97	2,27	1,59	1,78	0,55	0,44
Total	100,77	100,74	100,50	100,49	99,44	100,50	99,90	100,31	99,25	99,18
Rb	196	53	176	118	81	275	181	175	126	118
Sr	81	111	95	119	27	69	72	19	75	102
Ba	741	117	474	470	269	934	760	719	157	111
Th	21	15	14	16	5	5	u.d.N.	4	17	14
La	27	46	16	39	167	47	71	26	8	2
Ce	58	82	77	79	273	102	118	62	16	2
Nd	16	38	15	31	139	37	6	20	10	8
Ga	25	26	21	19	8	23	29	13	18	16
Nb	19	9	14	8	2	25	12	23	20	11
Zr	281	176	197	191	67	417	150	316	47	52
Y	21	35	18	21	49	36	35	21	34	48
Sc	20	17	12	2	1	16	8	6	4	0
Pb	9	11	11	3	38	10	2.901	47	29	21
Zn	86	161	69	19	8	35	120	43	10	8
V	130	164	87	7	11	46	22	30	2	u.d.N.
Co	14	22	14	4	0	8	15	13	2	1
Cr	164	118	84	12	18	52	17	29	11	8
Ni	33	44	35	9	10	17	29	25	7	7

Tab. 1., Teil 3.

Röntgenfluoreszenzanalysen (Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte im Koordinatensystem BMN M34 (R: Rechtswert, H: Hochwert).

- v:** Glimmerschiefer; Hang westlich Sulzberg-Gipfel (Probe ML17-21-16A; R: 706542, H: 378050).
w: Glimmerschiefer mit Boudin aus Turmalin-Quarz-Gang; Hang westlich Sulzberg-Gipfel (Probe ML17-21-16B; R: 706542, H: 378050).
x: Glimmerschiefer; Hang westlich Sulzberg-Gipfel (Probe ML17-21-16C; R: 706542, H: 378050).
y: Ultramylonit aus Sachsendorf-Gneis; Hang westlich Sulzberg-Gipfel (Probe ML17-21-17; R: 706596, H: 377928).
z: Ultramylonit aus Aplit; Sulzberg-Gipfel (Probe ML17-21-18; R: 706767, H: 377984).
aa: Gumping-Gneis, mylonitisch; Sulzberg-Gipfel (Probe ML17-21-19; R: 706745, H: 378022).
ab: Manhartsberg-Granit, mylonitisch; Sulzberg-Gipfel (Probe ML17-21-20A; R: 706823, H: 378035).
ac: Gumping-Gneis, mylonitisch; Sulzberg-Gipfel (Probe ML17-21-20B; R: 706823, H: 378035).
ad: Aplitschliere im Manhartsberg-Granit; Steingrube nordwestlich vom Sulzberg-Gipfel (Probe ML17-21-21; R: 706670, H: 378236).
ae: Aplitschliere im Manhartsberg-Granit; Steingrube westlich Pernersdorferöde (Probe ML17-21-22; R: 706952, H: 377363).

fusen Aplitschlieren recht ähnlich, sie führen aber oftmals feinstängeligen Turmalin und nur selten Granat. Derartige bis zu 100 m große Aplitkörper sind um den Sulzberg und südöstlich vom Manhartsberg-Gipfel aufgeschlossen. Vom Gipfel selbst erstreckt sich der größte dieser Aplitkörper in länglicher Form über 300 m nach Westen bis nahe zur Deckengrenze der Pulkau- zur Pleißing-Decke. Als einzelne Lesesteine finden sich Turmalin führende Aplite praktisch überall im Manhartsberg-Granit, wobei diese Stücke durch ihre Homogenität und orthogonale Klüftflächen leicht ins Auge fallen. Somit erscheinen die teils Turmalin führenden Aplite als kleine diskordante Stöcke beziehungsweise Gänge im Granit zu stecken.

Der Manhartsberg-Granit ist sehr unterschiedlich deformiert. Starke mylonitische Deformation besteht an der Deckengrenze im Hangenden, die westlich vom Manhartsberg-Gipfel über den Hang westlich vom Sulzberg-Gipfel Richtung Olbersdorf streicht. Kühl mylonitische bis kataklastische Deformation ist entlang der Diendorf-Störung, im Gebiet westlich Tobelkreuz-Pernersdorferöde, maßgeblich. Protomylonitische und kataklastische Verformung sind aber sehr wohl auch im Gebiet dazwischen zu beobachten und dem Deckenbau beziehungsweise der Diendorf-Störung genetisch zugehörig.

Vom Manhartsberg-Granit wurden repräsentative Proben genommen, und zwar am Rücken südöstlich vom Sulzberg (Probe ML17-21-8), vom Aufschluss hinter der Lagerhalle des Wildgatters am Jungbrunnenbach (Probe ML17-21-10) sowie aus der Stein- und Grusgrube am Weg vom Jungbrunnenbach zum Sulzberg (Probe ML17-21-11A, -11B). Der Mineralbestand erweist sich im Dünnschliff als ziemlich einheitlich, dominiert von perthitischem Kalifeldspat mit Mikroklingitterung, weniger Plagioklas und reichlich Quarz. Der Glimmeranteil ist sehr gering, wobei grobschuppiger Biotit und Muskoviteinschlüsse im Kalifeldspat als magmatische Relikte gelten können. Alle Proben sind protomylonitisch und überprägend kataklastisch deformiert. Feinster Hellglimmer in der kataklastischen Matrix zeigt eine Alteration im Zuge dieser Deformation an.

Geochemisch zeigen die Proben des Manhartsberg-Granits eine normalgranitische Hauptelementzusammensetzung mit $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})}$ zwischen ca. 1 und 2 Gew.%, was laut Mesonorm einem primären Biotitgehalt von etwa 4–6 Vol.% entspricht. Bei rund 5 Gew.% K_2O liegen die normativen Kalifeldspatanteile dieser Proben um 30 %, und egalisieren damit etwa den Plagioklas- (30 %) und Quarzanteil (30 %). Auffällig ist ein niedriger CaO-Gehalt von nur 0,3–0,5 Gew.%, der auf niedrige Anorthitgehalte im primären Plagioklas schließen lässt. Die A/CNK-Werte sind mit 1,2 bis 1,3 deutlich peraluminisch und wären im Prinzip für einen S-Typ beziehungsweise einen Zweiglimmergranit typisch, vorausgesetzt das keine signifikanten postmagmatischen Elementverschiebungen stattgefunden haben. Durch seinen deutlichen peraluminischen Charakter hebt sich der Manhartsberg-Granit sowohl vom Retz- wie auch vom Eggenburg-Granit ab.

Bei den leukogranitischen bis aplitischen Proben ($\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})} < 1$ Gew.%) stehen solche mit hohem Na_2O -Gehalten (5–6 Gew.%) und Plagioklasvormacht solchen mit hohem K_2O -Gehalten (5–6 Gew.%) und Kalifeldspatvormacht gegenüber. Von den quarzreichen Aplitschlieren im Manhartsberg-Granit wurden drei repräsentative Proben ge-

nommen. Diese Gesteine verwittern aufgrund des höheren Quarzgehaltes und der Feinkörnigkeit weniger stark als der Granit selbst. Aplitreiche Felsaufschlüsse wurden westlich vom Tobelkreuz (Probe ML17-21-9), am Rücken Burgfriedens nördlich vom Sulzberg (Probe ML17-21-21) und westlich Pernersdorferöde (Probe ML17-21-22) beprobt. Die Aplite bestehen im Allgemeinen nur aus Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz, lediglich eine Probe (ML17-21-21) zeigt unter dem Mikroskop Spuren von Biotit und Muskovit. Die zum Teil vorhandenen gröberkörnigen Domänen im Aplit sind im Mineralbestand ganz gleich. Bezüglich der Deformation ist anzumerken, dass die Aplitschlieren protomylonitisch und, im Unterschied zum umgebenden Granit, nicht kataklastisch deformiert sind. Aus geochemischer Sicht sind diese plagioklasreichen Aplitschlieren natriumbetont mit schwach metaaluminischem Charakter sowie stets niedrigem Rb-Gehalt von nur rund 100 ppm.

Von den zuvor genannten Turmalin führenden Aplitkörpern und -gängen wurden mehrere Proben rund um den Manhartsberg-Gipfel genommen (ML17-21-12A, -12B, -13, -14). Unter dem Mikroskop zeigt sich ein Gemenge aus Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz vorwiegend feinkörnig, aber auch mit größeren Schlieren und Adern. Dazu kommen sehr wenig schuppiger Muskovit und selten Biotit. Typisch sind bis 3 mm große, feinstängelige Turmalinkristalle, im Dünnschliff olivgrün mit mattblauen Kernen, sowie sehr wenig feinkörniger Granat. Aufgrund erhöhter Rb-Gehalte (200–300 ppm) und reduzierter Sr-, Ba-, LREE- und Zr-Gehalte können diese kaliumreichen Aplite gut als fraktionierte Schmelzen vom Manhartsberg-Granit interpretiert werden. Der größere der Aplitkörper am Manhartsberg-Gipfel ist nur schwach duktil und nicht kataklastisch deformiert.

Vom Sulzberg-Gipfel wurden ungewöhnliche mylonitische Gesteine analysiert. Die Hauptelemente dieser Proben sind offensichtlich stark verändert und lithologische wie genetische Zuordnungen sind dementsprechend schwierig. Die beiden grauen mylonitischen Gneise (Proben ML17-21-19, -20B) zeigen eine augenförmige Textur aus Aggregaten von Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz in einer glimmerreichen Matrix mit feinschuppigem Muskovit und wenig Biotit. Geochemisch kann aufgrund hoher Zr-Gehalte Gumping-Gneis als Ausgangsmaterial vermutet werden. Dieser tritt im Manhartsberg-Granit in Form von metergroßen Schollen wiederholt auf (FINGER et al., 2017). Bei der Probe ML17-21-20A weist der makro- und mikroskopische Befund auf einen inhomogen, ultramylonitisch deformierten Manhartsberg-Granit, mit Muskovit führender, feinstkörniger Matrix. Die Änderungen bei den Haupt- und Spurenelementen lassen vermuten, dass einerseits Plagioklas zerstört und damit verbunden CaO und Na_2O abgeführt wurden. Der Abbau von Kalifeldspat zu Muskovit hat hingegen keine größeren Stoffverschiebungen bewirkt. Anzumerken bleibt ein unerklärlich hoher Pb-Gehalt von 2.900 ppm in dieser Probe. Ebenfalls außergewöhnlich ist ein weißer Ultramylonit (Probe ML17-21-18) mit serizitbelegten Schieferungsflächen, der durch hohe LREE-Gehalte bei niedrigem Zr-Gehalt auffällt. Im Dünnschliff lassen sich augenförmig deformierte Porphyroklasten aus Quarz in feinstkörniger, von Serizitlagen durchzogener Matrix ausmachen. Wahrscheinlich wurde ein relativ quarzreicher Aplit einer äußerst starken Deformation unterzogen, in Verbindung mit ausgeprägten Stoffverschiebungen.

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. – 17th 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.