



Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2007–2012

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 (Jb. Geol. B.-A., 150/3–4, 2010) erläutert.

Kartenwerk im BMN-System

Blatt 16 Freistadt

Bericht 2012 über geochemische und petrographische Untersuchungen an kristallinen Gesteinen der Böhmisches Masse entlang der Gaspipeline West-Austria-Gasleitung auf den Blättern 16 Freistadt und UTM 4313 Haslach an der Mühl

DAVID SCHILLER & FRITZ FINGER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Durch die Erweiterung der Gaspipeline WAG II zwischen Abfoltern (ca. 5 km nördlich Freistadt) und Ortschlag (ca. 3 km westlich Bad Leonfelden) wurde eine etwa 17 km lange Aufschlussstrecke im Kristallin der Böhmisches Masse freigelegt. Die nur kurzfristig zugänglichen Aufschlüsse wurden größtenteils von Mitarbeitern der Geologischen Bundesanstalt (Manfred Rockenschau, Manfred Linner, Christoph Iglseider) und zum Teil von David Schiller geologisch aufgenommen und systematisch beprobt. Etwa 60 Gesteinsproben wurden eingeholt und anschließend am Fachbereich Materialforschung und Physik der Universität Salzburg einer geochemischen und petrographischen Untersuchung unterzogen. Gesteinsdünnschliffe wurden an der Geologischen Bundesanstalt (GBA) angefertigt, die geochemischen Analysen erfolgten mittels Röntgenfluoreszenzspektrometrie in Salzburg unter Verwendung eines Gerätes der Firma Bruker S4 Pioneer. Zur Probenpräparation und Analysegenauigkeit siehe z.B. HUMER, Der Weit-rauer Pluton im nordwestlichen Waldviertel (Niederösterreich), Dipl. Arb. Univ. Salzburg, 2003. Außerdem wurden Schwermineralkonzentrate für Zirkonuntersuchungen hergestellt.

Die Pipeline-Traversal durchläuft die Kartenblätter Freistadt (ÖK 16) und Haslach an der Mühl (ÖK 50-UTM 4313). Im Blattgebiet von Freistadt weist die existierende geologische Karte im Maßstab 1:50.000 (SCHUBERT et al., Geol. Karte d. Rep. Österr. 1:50.000, Bl. 16 Freistadt, Geol. B.-A., 2010) im Pipeline-Verlauf größtenteils Weinsberger Granit und Schlierengranit als Umgebungsgestein aus. Mit eigenem Legendeneintrag sind stellenweise Übergangsbereiche zwischen diesen beiden Gesteinstypen ausgeschieden, nämlich dort wo eine intensive Vermischung in Form einer engständigen Wechsellagerung beobachtbar ist. Eine weitere wichtige Granitart des Gebietes ist der Migmagranit. Im Pipeline-Verlauf sind zwar keine größeren Körper dieser Granitart kartiert, allerdings ist bekannt, dass Gänge von Migmagranit praktisch die ganze Region durchsetzen.

Die auf Blatt Haslach befindliche Hälfte der Traverse durchläuft laut Geologischer Karte von Oberösterreich (KRENMAYR & SCHNABEL, Geol. Karte von Oberösterreich 1:200.000, Geol. B.-A., 2006) hauptsächlich Schlierengranit, im westlichsten Teil auch Feinkorngranit (Typus Mauthausen).

Die auf den neueren geologischen Gebietskarten der GBA (ÖK 50 Freistadt, Oberösterreichkarte) verwendete Grob-gliederung der kristallinen Gesteine in Weinsberger Granit, Schlierengranit und Migmagranit kann auch als Grundlage für den folgenden Bericht dienen. Zusätzlich werden als eigene Gesteinsgruppe diverse Einschaltungen mafischer Gesteine beschrieben, die ausführlich beprobt wurden. Extra behandelt werden auch eine Reihe heller, z.T. Granat führender Ganggranite, die besonders im Westabschnitt des Profils auftreten.

Weinsberger Granit

Untersuchte Proben: FS1, FS10, FS11, FS12g, FS17, FS23, FS27, G2g, G14g, G26g, G30

Der Weinsberger Granit ist aufgrund seines groß- bis riesenkörnigen Gefügebildes makroskopisch sehr einfach zu erkennen, wenngleich vor allem im Kontakt zu Schlierengranit oft etwas unreine Mischtypen mit heterogener Verteilung der Großkalifeldspate zu beobachten sind (z.B. Probe FS1, FS11, FS12, FS8, FS23).

Im Großen und Ganzen ist der entlang der Pipeline auftretende Weinsberger Granit mit den Weinsberger Granitvorkommen der Mühlzone (FUCHS & THIELE, Erl. zur Übersichtskarte des Kristallins im westl. Mühlviertel u. im Sauwald, Oberösterreich, Geol. B.-A., 1968; FINGER, 1985, Jb. Geol. B.-A., 128, 383–402; FRASL & FINGER, Führer zur Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft ins Mühlviertel und in den Sauwald, Reihe Exkursionsführer der ÖGG, 1988) gut vergleichbar, unter anderem, weil zumeist eine deutliche herzynische Regelung der Kalifeldspate zu beobachten ist. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um eine Gefügeprägung, die noch im magma-

tischen Zustand, also unter Anwesenheit von Schmelze erfolgte.

Der Kalifeldspat liegt fast ausschließlich in Form von Großkristallen vor. Diese zeigen im Mikroskop deutliche Mikroklingitterung und grobperthitische Entmischungen. Am Rand sind sie teilweise zu Myrmekit umgewandelt.

Die Plagioklase sind durchwegs ebenso gut idiomorph wie die Kalifeldspate, erreichen aber selten eine Größe von mehr als einem halben Zentimeter. Sie zeigen fast immer Albitlamellierung und besitzen relativ konstante An-Gehalte um 20–30 und zeigen normalen Zonarbau.

An mafischer Komponente findet sich, abgesehen von kleinen Opakmineralen, praktisch nur der Biotit. Hornblende oder Pyroxen wurden niemals beobachtet. Allerdings kommt der Biotit nicht nur in Form großer idiomorpher Kristalleiten vor, sondern auch in Nestern in symplektitischer Verwachsung mit Quarz (z.B. FS12). Es ist gut möglich, dass solche Quarz-Biotit-Verwachsungen Umwandlungsprodukte nach älterem frühmagmatischem Orthopyroxen sind (FINGER & CLEMENS, Contributions to Mineralogy and Petrology, 120, 1995).

	FS1	FS10	FS11	FS12g	FS17	FS23	FS27	G2g	G14g	G26g	G30
SiO ₂	65,58	70,95	66,24	64,58	69,94	69,16	70,85	67,05	69,31	70,52	64,57
TiO ₂	0,83	0,48	0,88	0,97	0,43	0,67	0,36	0,48	0,51	0,45	0,74
Al ₂ O ₃	15,40	14,18	15,27	15,24	15,40	14,96	14,43	15,91	14,99	14,66	16,68
Fe ₂ O ₃	5,25	2,66	4,89	5,27	2,08	3,15	1,79	2,67	2,44	2,25	3,65
MnO	0,07	0,03	0,06	0,07	0,02	0,05	0,01	0,03	0,02	0,03	0,05
MgO	1,15	0,67	1,35	1,47	0,61	1,03	0,59	0,77	0,60	0,71	1,15
CaO	2,69	1,44	2,35	2,31	1,98	2,16	2,04	1,91	1,78	2,01	2,95
Na ₂ O	3,70	2,78	3,39	3,65	3,14	3,00	3,13	2,99	3,12	3,15	3,54
K ₂ O	4,00	5,83	4,43	3,83	5,31	4,69	4,70	6,78	4,87	4,31	4,72
P ₂ O ₅	0,36	0,18	0,32	0,38	0,17	0,29	0,16	0,19	0,22	0,18	0,29
GV	1,70	1,12	1,27	0,98	0,49	1,17	1,50	1,49	1,69	1,97	0,74
Sum	100,74	100,32	100,45	98,76	99,56	100,31	99,57	100,27	99,55	100,24	99,07

Rb	188	192	230	255	202	126	145	202	203	150	152
Sr	230	176	150	155	171	359	171	268	161	177	232
Ba	846	972	624	527	818	1177	871	1656	695	773	1143
Th	23	65	71	49	38	45	26	15	43	35	41
La	47	87	105	73	65	66	49	34	58	58	89
Ce	112	149	194	156	96	130	72	59	113	89	120
Nd	44	84	87	63	56	56	47	34	52	57	84
Ga	22	18	24	24	18	18	18	17	20	19	21
Nb	19	11	19	27	9	11	8	16	13	12	18
Zr	462	255	429	479	217	365	200	256	277	210	329
Y	41	25	52	62	30	16	15	21	24	24	31
Sc	6	9	10	14	9	10	2	6	8	6	10
Pb	25	36	28	27	33	31	29	34	29	30	31
Zn	94	51	101	127	38	46	37	51	51	38	63
V	41	26	48	54	22	38	18	30	23	22	36
Co	10	4	9	6	3	6	4	3	5	5	8
Cr	16	9	42	28	10	15	7	8	5	13	17
Ni	8	8	8	8	6	7	4	6	6	5	9

Tab. 1. Analysen von Weinsberger Granit. Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV= Glühverlust, u.d.N.: unter der Nachweisgrenze.

Einige der Proben sehen zwar im Handstück nahezu undeformiert aus (z.B. Probe G14), im Dünnschliff zeigen sich aber auch bei diesen Proben Anzeichen von heißer Deformation. Vor allem die Feldspate zeigen oft randliche Rekristallisation in Form von Subkornbildung. Ihre Zwillingslamellen und die Mikroklingitterung sind z.T. deformiert und es tritt nicht selten auch das Phänomen einer wandernden undulösen Auslöschung auf, wie sie in granitischen Gesteinen sonst meist nur beim Quarz vorliegt. Als Subsolidus-Bildung beobachtet man im Weinsberger Granit gelegentlich etwas feinkristallinen Muskovit, manchmal auch kleine Epidotkörner.

An Akzessorien findet man in den untersuchten Proben von Weinsberger Granit: Apatit, Zirkon, manchmal Monazit, oft auch einzelne bis zu mm große Allanitkristalle. Die Opakphase ist fast nur Ilmenit. Die genannten Akzessorien sind vorwiegend in Biotit eingeschlossen. Monazit, Zirkon und Allanit verursachen dabei starke pleochroitische Höfe.

Die Untersuchung der Zirkontrachten legt nahe, dass der Weinsberger Granit im Bereich der Pipeline im Wesentlichen als Weinsberger Granit I (STÖBICH, Trachtstudien an den akzessorischen Zirkonen des Weinsberger Granits im östlichen Mühlviertel und westlichen Waldviertel, Dipl. Arb. Univ. Salzburg, 1992; FINGER & CLEMENS, 1995, Contributions to Mineralogy and Petrology 120, 311–326) anzusprechen ist. Die Zirkone zeigen nämlich durchwegs die für Weinsberger Granit I typische Dominanz der {100} und {101} Kristallflächen.

Die in diesem Bericht neu vorgelegten geochemischen Daten (Tabelle 1) fügen sich gut in die Bandbreite der bisher für den Weinsberger Granit I veröffentlichten Analysen (FRASL & FINGER, European Journal Mineralogy, 3, Beiheft 2, 23–40, 1991; FINGER & CLEMENS, 1995; GERDES, Geochemische und thermische Modelle zur Frage der spätorogenen Granitgenese am Beispiel des Südböhmischen Batholiths: Basaltisches underplating oder Krustenstapelung?, Diss. Univ. Göttingen, 1997). Die analysierte Probenreihe bildet z.B. die charakteristische, relativ große SiO₂ Variation dieses Granittyps ab (65–72 Gew. %), ganz mafische Endglieder wie die Sarleinsbacher Variante des Weinsberger Granits (mit nur ca. 60 Gew. % SiO₂) wurden allerdings im Pipeline-Profil nicht gefunden. Mit ihren relativ niedrigen A/CNK Werten von 1,0–1,1 sind die Weinsberger Granite entlang der Pipeline definitiv als I-Typ Granite anzusprechen, was die Zuordnung zum Weinsberger Granit I bestätigt.

Die beobachtete Variabilität bei den Proben von Weinsberger Granit I kann vermutlich hinreichend durch bestimmte Fraktionierungsprozesse bei der Magmenkristallisation erklärt werden. Die biotitreicheren Varianten (Proben FS1, 11, 12) zeigen gleichzeitig erhöhte Gehalte an Zr, P, Ti, LREEs oder Cr, ein Phänomen, das am ehesten durch magmatische Akkumulation von Biotit (und eventuell ehemaligen Orthophyroxen) mitsamt den darin eingeschlossenen, frühmagmatischen akzessorischen Mineralphasen wie Zirkon, Apatit, Monazit, Allanit, Ilmenit zustande gekommen sein dürfte. Umgekehrt beobachtet man kaum irgendwo solche Varianten von Weinsberger Granit I, die Eigenschaften hochentwickelter granitischer Restschmelzen besitzen, was bedeuten könnte, dass die Hauptkristallisation des Granitmagmas relativ rasch stattgefunden hat, sodass sich höher entwickelte Restschmelzen nicht abtrennen konnten.

Schlierengranit

Untersuchte Proben: FS18, FS20, FS21, G34

Der Schlierengranit ist u.a. durch das Vorliegen porphyrischer Kalifeldspatkristalle von 1 cm und größer definiert (FINGER, 1985), ebenso wie durch eine mehr oder weniger stark ausgeprägte inhomogen-schlierige Mineralverteilung mit herzynischer Regelung. An manchen Stellen des Mühlviertels sind völlig fließende Übergänge zum Weinsberger Granit in Bezug auf die Korngröße gegeben (Günther FRASL, pers. Mitt.), im Pipeline-Anschnitt ist der Schlierengranit aber zumeist deutlich feinkörniger als der Weinsberger Granit, und an den unmittelbaren Kontakten besteht demnach im Allgemeinen ein sehr deutlicher Hiatus zwischen den beiden Granitarten. In der Mühlzone im Gebiet der Donauschlingen wurde der Schlierengranit ursprünglich als das gegenüber dem Weinsberger Granit ältere Magma eingestuft (FRASL & FINGER, 1988). Bei der Kartierung von Blatt 16 Freistadt (SCHUBERT et al., 2010) haben die Bearbeiter hingegen vielfach die Beobachtung gemacht, dass der Schlierengranit den Weinsberger Granit gangförmig durchdringt, wobei die Kontakte oft stark buchtig und nicht geradlinig ausgebildet sind. Letzteres Phänomen kann dahingehend gedeutet werden, dass der Weinsberger Granit selbst noch nicht völlig verfestigt bzw. noch in teilmagmatischem, beweglichem Zustand war, als der Schlierengranit intrudierte.

Die Auswertung der oben genannten Proben aus der Pipeline-Künette hat klar ergeben, dass der Schlierengranit gegenüber dem Weinsberger Granit einige klar abweichende petrographische Eigenschaften aufweist. Hier ist vor allem das verbreitete Auftreten von etwas Amphibol neben Biotit zu nennen. Eine weitere Eigenheit des Schlierengranits sind die zahlreichen idiomorphen Titanite, die oft schon mit freiem Auge sichtbar sind und bisweilen bis zu einem Zentimeter groß werden können. Das Auftreten von Amphibol und Titanit ist Ausdruck einer (im Vergleich zum Weinsberger Granit) relativ hohen Kalziumaktivität im Magma, die auch in den geochemischen Daten sichtbar wird (siehe weiter unten) und die Einstufung des Gesteins als I-Typ Granit rechtfertigt.

Im Dünnschliff fällt auf, dass viele Kalifeldspate des Schlierengranits kaum Mikroklingitterung und Perthitmischung zeigen. Bei den Proben aus dem Pipeline Bereich war im Allgemeinen eine deutliche Vormacht des Plagioklases (An ca. 20–40) gegenüber dem Kalifeldspat zu diagnostizieren, sodass von einer generell granodioritischen Zusammensetzung zu sprechen ist.

Ein wichtiger Unterschied zum Weinsberger Granit zeigt sich im akzessorischen Mineralbestand, und zwar u.a. durch das bereits erwähnte massive Auftreten von Titanit (einerseits groß und magmatisch, andererseits als sekundäre Ausscheidung auf den Biotitpaltflächen). Während Allanit und auch Epidote relativ oft beobachtbar sind, fehlt im Schlierengranit der Monazit, und auch der im Weinsberger Granit ziemlich häufige Ilmenit hat kaum Bedeutung. Die generell spärlichen Opakminerale im Schlierengranit sind vorwiegend Sulfide, v.a. Pyrit. Apatit und Zirkon sind im Schlierengranit und Weinsberger Granit etwa gleichermaßen vertreten, und auch die Zirkontrachten im Schlierengranit sind ganz ähnlich wie im Weinsberger Granit I, nämlich ausgestattet mit großen {100} und {101} Kristallflächen bei meist gedungenen Kristallumrissen. Magmatische, oszillierende Zonarbaue sind in den Zirkonen

verbreitet, und im Inneren befindet sich nicht selten ein rundlicher übernommener Kern.

In den geochemischen Daten zeichnen sich die Schlierengranite (Tabelle 2) gegenüber dem Weinsberger Granit durch deutlich erhöhte MgO-, CaO- und Sr-Gehalte bei intermediären SiO₂-Gehalten (62–67 Gew. %) aus. FeO und MgO sind leicht erhöht, die Konzentration der siderophilen Elemente Cr, Ni, Co, V, Zn ist gegenüber dem Weinsberger Granit ebenfalls etwas erhöht. Auffällig ist auch die hohe Magnesiumzahl (0,52–0,55), die untersuchten Proben von Weinsberger Granit reichen nur von 0,3 bis 0,4. Hingegen fällt auf, dass die Th-Gehalte im Schlierengranit durchwegs niedriger sind als im Weinsberger Granit. Die A/CNK Werte pendeln um 1 und liegen z.T. schon im metalumischen Bereich. Der Schlierengranit ist somit aufgrund seiner Geochemie als eigenständiges Magma mit eigenständiger Petrogenese zu deuten.

Migmagranit

Beim Migmagranit können, wie auch auf der Legende zu Blatt 16 Freistadt (SCHUBERT et al., 2010), bereits rein

	FS 18	FS 20	FS 21	G34
SiO ₂	62,96	62,96	66,67	65,12
TiO ₂	0,80	0,87	0,68	0,67
Al ₂ O ₃	16,23	16,28	14,91	16,37
Fe ₂ O ₃	4,25	4,63	4,01	3,51
MnO	0,05	0,06	0,05	0,05
MgO	2,36	2,73	2,48	2,12
CaO	3,95	3,73	3,04	3,45
Na ₂ O	3,59	3,35	3,61	3,39
K ₂ O	4,02	3,55	3,01	4,12
P ₂ O ₅	0,36	0,42	0,22	0,24
GV	2,23	1,73	1,52	1,23
Sum	100,79	100,29	100,2	100,26

Rb	154	146	130	123
Sr	684	457	382	595
Ba	1980	1149	854	2312
Th	27	7	1	1
La	99	38	25	24
Ce	68	44	21	30
Nd	68	45	14	13
Ga	19	20	18	19
Nb	9	13	11	9
Zr	231	254	185	299
Y	18	23	12	10
Sc	5	15	6	9
Pb	17	15	14	20
Zn	64	74	54	53
V	77	86	71	70
Co	13	13	11	8
Cr	29	55	57	65
Ni	13	23	29	23

Tab. 2. Analysen von Schlierengranit. Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV= Glühverlust, u.d.N.: unter der Nachweisgrenze.

makroskopisch zwei Subtypen unterschieden werden, nämlich der Biotit führende Normaltypus (erstbeschrieben in FRASL, Verh. Geol. B.-A., 1959, A23–A27, detailliertere Bearbeitung durch KRENN, Zur Petrologie und Geologie der Migmagranite des Südböhmischen Batholiths, Dipl. Arb. Univ. Salzburg, 2000), sowie ein leukokrater, zweiglimmeriger Typus mit Muskovit. Es ist anzumerken, dass der Migmagranit im vorliegenden Bericht durch eine große Probenanzahl repräsentiert ist, die sicherlich in einem Missverhältnis zum relativ geringen Aufschlussvolumen des Gesteins entlang der Pipeline steht (im Wesentlichen sind es nur Gänge), aber u.a. dadurch gerechtfertigt erscheint, dass der Gesteinstyp bisher vergleichsweise wenig bearbeitet wurde.

Untersuchte Proben:

Heller Typus: FS4, FS5, FS6, FS9, FS13, FS 25-hell, G6, G10

Normaltypus: FS2, FS8, FS15, FS22, G9, G12f, G14f, G20, G25, G26a, G26f, G28a, G31, G35

Die Migmagranite unterscheiden sich durch ihre generelle Feinkörnigkeit (im Allgemeinen 1–5 mm) sehr deutlich vom Weinsberger Granit und durch das Fehlen größerer Kalifeldspate auch einigermaßen deutlich vom Schlierengranit. Gegenüber dem ebenfalls feinkörnigen Mauthausener Granit sind sie vor allem an Hand geochemischer Kriterien und auch aufgrund der Zirkontrachtausbildung eindeutig abgrenzbar (KRENN, 2000).

In den nur mäßig dimensionierten und z.T. tiefgründig verwitterten Aufschlüssen der Pipeline-Künette waren die Kontaktverhältnisse der Migmagranite zu den Umgebungsgesteinen nicht in jedem Fall klar sichtbar. Es ergaben sich jedoch unseres Wissens nach keine offensichtlichen Widersprüche zur heute vorherrschenden Meinung, wonach die Migmagranite sowohl den Weinsberger Granit wie auch den Schlierengranit in Gängen durchsetzen und somit vergleichsweise etwas jünger sein müssen (vgl. FRASL & FINGER, 1988).

Durch die Feinkörnigkeit und den relativ feinverteilten Biotit wirkt der Normaltyp des Migmagranits im Handstück häufig mafischer als z.B. der Weinsberger Granit. Dieser Eindruck bestätigt sich in den geochemischen Analysen jedoch nicht, denn der Normaltyp des Migmagranits besitzt eine durchaus ähnliche SiO₂ Variationsbreite wie der Weinsberger Granit (65–72 Gew. %) und auch ähnliche Gehalte an Eisen und Magnesium. Generell erbrachten die hier durchgeführten geochemischen Analysen (Tabelle 3) das überraschende Ergebnis, dass Weinsberger Granit I und der Normaltyp des Migmagranits auf geochemischer Basis überhaupt nicht scharf zu diskriminieren sind. Trotz des makroskopisch signifikant unterschiedlichen Erscheinungsbildes gehen beide Granitarten somit offenbar auf ein chemisch ähnliches Magma aus einer ähnlichen, eventuell sogar der gleichen Quelle zurück. Im Unterschied zum Weinsberger Granit beinhaltet die Migmagranitgruppe allerdings höher fraktionierte Varianten (helle zweiglimmerige Typen).

In Harker-Diagrammen ordnen sich die Analysen der Migmagranite entlang relativ gut definierter Trends an, welche am ehesten im Sinne einer magmatischen Differentiation durch fraktionierte Kristallisation gedeutet werden können. Die helleren zweiglimmerigen Migmagranite können als moderat differenzierte Restmagmen interpretiert werden.

Abgesehen von höheren SiO₂ Gehalten und geringeren Anteilen an MgO, FeO und CaO sind der Strontium- und der Zirkoniumgehalt in diesen sauren Migmagraniten deutlich reduziert (Tab. 4).

Mit ganz wenigen Ausnahmen zeigen die Migmagranite einen charakteristisch hohen Th-Gehalt von über 30 ppm, der insbesondere bei den leukokraten Typen oft in den Bereich von 50 ppm und teilweise bis über 80 ppm ansteigen kann. Diese hohen bis sehr hohen Th-Gehalte sind auch ein wesentlicher Unterschied zum Schlierengranit, der nur selten Werte von über 30 ppm Th erreicht. Hingegen kann der Weinsberger Granit I zumindest fallweise ähnlich hohe Th-Konzentrationen aufweisen.

Im Streckeisendiagramm fallen die meisten Migmagranite ins Granitfeld, vor allem die leukokraten Typen sind stets granitisch und führen viel Kalifeldspat. Gelegentlich können solche sauren Varianten auch etwas größeres Korn (bis 1 cm) und ein pegmatoides Gefüge entwickeln (Probe G6). Biotitreichere Varianten sind hingegen tendenziell eher feinkörnig und im Allgemeinen auch Plagioklas rei-

cher, sodass in diesen Fällen granodioritische Zusammensetzungen vorherrschen.

Im Plagioklas der Migmagranite (An 15–40) sieht man häufig einen idiomorphen normalen Zonarbau, wobei An reichere Kernbereiche manchmal kräftig serizitisiert sind. In solchen serizitisierten Plagioklaskernen kann es durch Sammelkristallisation zum Wachstum größerer Muskovite kommen. Erhöhte Peraluminositätswerte in der chemischen Analyse sind somit eventuell z.T. sekundären Ursprungs, d.h. durch Serizitisierung/Muskovitisierung der Feldspate bedingt.

Die typische akzessorische Mineralparagenese der Migmagranite ist Zirkon, Apatit, Allanit, Ilmenit. Bei den helleren Varianten tritt oft Monazit statt Allanit auf. Die Zirkone der Migmagranite sind häufig korrodiert und randlich angelöst, sodass oft keine Trachten indizierbar sind. Viele Zirkone sind auffällig lang, andererseits gibt es auch eirunde Formen. Flächentragende Zirkone lassen oft eine steile Pyramide {211} in Kombination mit {101} erkennen.

	FS2	FS8	FS15	FS22	G9	G12f	G14f	G20	G25	G26a	G26f	G28a	G31	G35
SiO ₂	69,43	68,06	68,24	69,83	66,17	70,88	66,83	66,79	70,55	70,59	69,48	69,61	68,88	69,26
TiO ₂	0,40	0,71	0,55	0,49	0,74	0,37	0,75	0,76	0,66	0,42	0,48	0,47	0,56	0,45
Al ₂ O ₃	14,75	15,47	15,64	15,53	15,65	14,26	15,79	16,17	14,37	15,33	15,04	15,07	15,08	15,41
Fe ₂ O ₃	2,84	3,25	2,95	2,59	4,58	2,38	4,03	3,94	2,62	2,24	2,49	2,29	2,88	2,66
MnO	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,05	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03
MgO	0,93	0,93	0,97	0,90	1,39	0,68	1,05	1,26	0,82	0,72	0,78	0,72	0,82	0,74
CaO	1,79	1,98	1,98	1,16	2,24	1,70	2,32	2,64	1,21	1,47	1,42	1,73	2,04	1,73
Na ₂ O	3,29	3,26	3,55	3,09	3,02	3,18	3,46	3,69	2,55	2,98	2,94	3,26	3,57	3,67
K ₂ O	5,41	4,65	4,25	5,24	5,73	4,66	3,68	4,03	6,05	5,57	5,49	5,18	4,12	5,11
P ₂ O ₅	0,22	0,26	0,25	0,26	0,37	0,17	0,27	0,33	0,28	0,20	0,20	0,21	0,25	0,26
GV	1,56	1,67	1,89	1,54	1,01	0,73	1,47	1,19	1,15	1,05	1,94	0,99	1,41	1,12
Sum	100,66	100,28	100,31	100,68	100,95	99,04	99,68	100,83	100,29	100,59	100,3	99,54	99,63	100,43

Rb	188	222	168	267	178	229	214	173	195	193	187	172	148	164
Sr	329	155	343	164	351	181	185	473	198	209	222	286	182	277
Ba	1226	769	1396	824	1859	859	910	1659	995	1014	1214	1170	680	1111
Th	57	57	32	33	34	49	21	33	67	46	49	39	25	25
La	60	100	47	51	30	66	26	33	111	68	77	56	57	38
Ce	119	156	77	94	103	109	76	84	171	110	121	97	79	69
Nd	56	101	41	55	24	61	21	28	94	64	61	50	48	34
Ga	17	21	17	20	18	17	20	19	17	20	18	18	19	18
Nb	17	17	12	15	18	11	15	15	11	12	12	12	12	12
Zr	187	365	209	240	352	211	283	277	362	227	284	245	245	205
Y	27	48	25	25	24	30	24	26	24	22	28	25	28	23
Sc	7	8	6	10	10	5	9	10	8	8	3	9	3	4
Pb	40	32	31	45	28	31	24	27	35	40	32	32	21	31
Zn	62	74	35	63	80	44	80	63	51	50	44	49	52	42
V	33	42	43	30	56	24	47	63	39	26	30	29	30	33
Co	6	6	6	4	6	4	6	7	3	3	3	5	5	5
Cr	15	17	6	72	13	4	7	20	19	11	7	6	12	4
Ni	6	9	7	7	9	6	6	5	6	6	6	4	7	5

Tab. 3. Analysen von dunklem Migmagranit. Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV= Glühverlust, u.d.N.: unter der Nachweisgrenze.

	FS4	FS5	FS6	FS9	FS13	FS25h	G6	G10
SiO ₂	73,72	73,49	73,83	80,26	73,13	73,91	74,18	73,81
TiO ₂	0,26	0,23	0,20	0,19	0,23	0,21	0,21	0,22
Al ₂ O ₃	14,08	13,97	13,8	10,15	14,02	13,44	13,74	14,16
Fe ₂ O ₃	1,44	0,77	1,24	0,93	1,37	1,18	1,30	0,86
MnO	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
MgO	0,31	0,17	0,26	0,25	0,29	0,31	0,27	0,15
CaO	0,69	0,72	0,80	0,75	0,67	0,85	0,82	0,68
Na ₂ O	2,90	3,26	3,15	2,24	3,28	2,78	3,15	3,24
K ₂ O	6,12	5,71	5,91	4,38	5,58	5,94	5,95	5,93
P ₂ O ₅	0,11	0,09	0,09	0,07	0,12	0,09	0,09	0,13
GV	1,25	1,75	1,61	0,93	1,49	2,21	0,71	1,28
Sum	100,9	100,16	100,92	100,17	100,2	100,91	100,43	100,49

Rb	293	242	276	142	283	161	277	306
Sr	108	117	99	131	92	166	98	96
Ba	522	517	414	464	393	580	421	439
Th	57	52	42	16	44	83	44	39
La	60	54	49	30	43	55	51	43
Ce	122	104	86	48	93	148	92	86
Nd	58	52	52	24	47	57	47	49
Ga	18	17	17	12	18	14	17	19
Nb	14	13	12	4	16	9	14	13
Zr	170	143	105	151	137	151	120	127
Y	29	33	30	10	30	23	29	28
Sc	4	3	6	3	4	2	2	8
Pb	41	39	49	25	41	41	39	44
Zn	38	17	30	24	26	25	28	26
V	8	8	9	12	9	9	6	2
Co	2	2	1	2	1	1	2	3
Cr	1	1	4	3	4	3	7	1
Ni	4	3	3	4	4	3	4	4

Tab. 4.
Analysen von hellem Migmagranit. Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV= Glühverlust, u.d.N.: unter der Nachweisgrenze.

Mafische Gesteine

In diesem Kapitel werden alle mafischen Proben mit M (Anteil mafischer Minerale) > 30 % abgehandelt. Bei diesen mafischen Proben handelt es sich zum Teil um feinkörnige Gänge, die in ähnlicher Weise wie die Migmagranite den Weinsberger Granit durchsetzen. Diese mafischen Gänge bilden zum Teil gemischte Spaltenfüllungen mit Migmagranit (Kombigänge – vgl. Probe FS25 und G14), sodass jedenfalls von einer genetischen Verbindung auszugehen ist.

Der zweite Subtyp mafischer Gesteine steht in Verbindung zum Schlierengranit und bildet dort verschieden große, dunkle magmatische Einschlussmassen (vermutlich durch Minglingprozesse eingemischt). Diese mafischen Gesteine sind mittelkörnig und sie treten besonders im Bereich der Kreuzung der Trasse mit der Landstraße 1489 und östlich daran anschließend großflächig über mehrere 100 m im Grenzbereich zwischen Weinsberger Granit und Schlierengranit auf.

Untersuchte Proben:

Feinkörnige Gänge: FS3, FS25d, G2f, G11, G21, G27, G27a, G36

Mittelkörniger Typ: FS14, FS16, FS26, G15, G33, Igl12–26

Feinkörniger Typus: Obwohl man dazu neigen könnte, die feinkörnigen mafischen Gänge im Gelände als Diorite anzusprechen, ergibt die Dünnschliffauswertung ebenso wie die Geochemie für diese Gesteine zumeist eine granodioritische bis tonalitische Zusammensetzung, d.h. der Anteil an Quarz ist durchwegs über 20 %. Biotit ist der dominierende mafische Gemengteil, zum Teil tritt etwas Hornblende hinzu.

Was ihre geochemische Zusammensetzung (Tab. 5) betrifft, so schließen die feinkörnigen mafischen Gänge bei etlichen Elementen nahtlos an die Migmagranite an, wodurch sich ebenfalls ein genetischer Zusammenhang ableiten lässt. Eine solche Kontinuität zeigt sich z.B. bei den Ba und Sr-Gehalten, die schon im Normaltyp des Migmagranits hoch sind und zu den mafischen Gängen hin noch ansteigen. Plottet man die Analysen der Migmagranite und der feinkörnigen mafischen Gänge in ein Zr-SiO₂ Diagramm, zeigt sich ein durchgehender, aber geknickter Trend. Bei den mafischen Gängen zeigt sich eine positive Korrelation, d.h. Zr steigt hier mit dem SiO₂ von ca. 150 ppm auf ca. 300 ppm an. Die SiO₂ ärmeren Migmagranite schließen etwa bei diesen Werten an, jedoch ergibt sich mit zunehmender Fraktionierung hin zu den zweiglim-

	FS3	FS25d	G2f	G11	G21	G36	G27	G27a
SiO ₂	64,88	64,50	60,77	66,50	65,03	63,05	61,85	59,87
TiO ₂	0,71	0,76	0,97	0,70	0,88	0,88	1,13	1,50
Al ₂ O ₃	16,2	16,38	16,87	16,23	16,77	16,64	16,8	16,32
Fe ₂ O ₃	4,57	4,80	6,02	3,86	4,10	4,03	5,83	7,08
MnO	0,07	0,05	0,08	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05
MgO	2,29	2,12	2,69	1,57	1,73	2,33	2,53	2,80
CaO	3,75	3,73	4,20	3,31	3,86	3,83	4,31	3,76
Na ₂ O	4,14	3,97	4,18	3,61	3,87	3,78	3,59	3,33
K ₂ O	2,11	2,07	2,37	3,06	2,88	3,56	2,72	2,82
P ₂ O ₅	0,24	0,26	0,26	0,25	0,27	0,38	0,48	0,41
GV	1,89	1,23	2,06	1,12	1,29	1,38	0,99	1,09
Sum	100,85	99,85	100,48	100,27	100,72	99,92	100,28	99,02

Rb	140	149	190	183	96	120	108	195
Sr	372	354	396	279	550	473	568	165
Ba	416	467	465	922	1589	1420	1469	409
Th	14	7	2	22	11	9	25	2
La	29	39	14	35	50	37	40	35
Ce	42	34	17	64	44	49	61	35
Nd	24	37	15	35	41	34	35	31
Ga	19	19	20	19	19	18	21	28
Nb	17	9	14	11	10	14	14	26
Zr	166	170	132	207	238	279	182	150
Y	17	20	18	23	10	30	31	29
Sc	13	9	14	7	13	8	8	16
Pb	13	13	14	17	11	12	10	12
Zn	77	84	102	67	61	66	84	122
V	85	84	109	58	76	76	125	88
Co	6	10	12	5	8	9	8	15
Cr	27	18	29	12	9	29	15	103
Ni	7	8	10	5	6	16	8	15

Tab. 5.
Analysen der feinkörnigen Diorite. Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV= Glühverlust, u.d.N.: unter der Nachweisgrenze.

merigen Varianten wieder ein fallender, negativ korrelierter Zr-SiO₂ Trend. Derartig geknickte Zr-SiO₂ Trends sind auch in der Literatur beschrieben (CHAPPELL et al., GSA Special Papers, 398, 2004) und gelten als typisch für hochtemperierte I-Typ Granitsuiten. Denselben charakteristisch geknickten Zr-SiO₂ Trend hat KRENN (2000) bei Migmagraniten und assoziierten Dioriten auf Kartenblatt 33 Steyregg erkannt und daraus geschlossen, dass sich die Migmagranite durch Fraktionierung aus mafischen Magmen entwickeln, welche aus dem angereicherten Erdmantel stammen. Wie die Daten aus dem Pipeline-Bereich zeigen, ist diese Interpretation wohl für das gesamte Verbreitungsgebiet der Migmagranite anzuwenden.

Mittelkörnige mafische Gesteine: Der andere in diesem Bericht unterschiedene Typus mafischer Gesteine (der mittelkörnige Typ) teilt mit dem Schlierengranit einige Eigenschaften, etwa das Auftreten von reichlich Titanit und Hornblende zu Lasten von Opakphasen. Die Gesteine sind relativ gleichkörnig, teilweise zeigen sie aber auch größere Feldspate (bis 1 cm). Diese größeren Feldspate, die in der dunklen Grundmasse unregelmäßig verteilt sind, geben dem Gestein ein unruhig-fleckiges Erscheinungsbild. Die Hornblende ist neben dem Biotit ein verbreiteter mafischer

Gemengteil und in den meisten Proben bereits mit freiem Auge erkennbar. Nach Streckeisen haben die Gesteine z.T. granodioritische, zum Teil quarz(monzo)dioritische Zusammensetzung, eine Probe (FS14) ist sogar nahezu quarzfrei und somit ein echter Diorit. Die Gruppe der mittelkörnigen Mafite ist somit generell quarzärmer als die feinkörnigen mafischen Gänge. Kalifeldspat ist in manchen Dünnschliffen gar nicht zu finden, in Probe Igl12–26 finden sich ausnahmsweise mehrere kleinere stark zu Subkörnern zerlegte Kalifeldspate mit Mikroklingitterung. Die Plagioklase zeigen bei moderater Basizität (An 30–50) keinen ausgeprägten Zonarbau, dafür aber nicht selten Subkornbildung und plastische Deformation als Ausdruck hochtemperierter Deformation. In einer der Proben (G33) besteht starke niedrigtemperierte Alteration, wobei die Biotite quantitativ in Chlorit umgewandelt und die Plagioklase weitgehend serizitisiert wurden.

An Akzessorien führen die Proben Allanit, Apatit, Zirkon und viel Titanit, welcher sich teilweise in größeren Kristallen bis 5 mm Durchmesser findet, teilweise als Entmischung an den Spaltflächen der Biotite. In allen Proben tritt auch etwas Ilmenit auf, welcher teilweise an den Rändern zu Titanit umgewandelt ist.

	FS14	FS16	FS26	G15	G33	Igl12-26
SiO ₂	49,33	53,80	59,46	52,88	59,38	61,57
TiO ₂	1,85	1,41	1,62	1,62	1,22	1,26
Al ₂ O ₃	18,50	17,88	16,40	18,68	17,26	15,73
Fe ₂ O ₃	8,50	7,46	7,04	7,30	6,22	5,57
MnO	0,11	0,09	0,11	0,10	0,09	0,07
MgO	5,17	4,32	2,29	5,32	2,98	2,48
CaO	6,01	5,77	3,72	5,82	4,80	3,08
Na ₂ O	3,61	3,60	3,54	3,77	3,61	3,07
K ₂ O	3,97	3,49	3,75	3,35	2,68	4,63
P ₂ O ₅	0,72	0,60	0,61	0,65	0,49	0,52
GV	2,42	1,68	1,84	1,27	1,51	1,43
Sum	100,18	100,09	100,38	100,76	100,24	99,42

	FS12h	G13	H 29a	H29	H30	G7
SiO ₂	72,74	74,36	75,41	74,62	74,87	72,78
TiO ₂	0,11	0,02	0,08	0,06	0,03	0,11
Al ₂ O ₃	13,82	13,53	12,81	13,00	13,09	14,74
Fe ₂ O ₃	0,71	0,65	0,80	1,09	1,07	0,82
MnO	0,01	0,04	0,03	0,13	0,13	0,01
MgO	0,16	0,06	0,14	0,15	0,12	0,17
CaO	0,62	0,25	0,71	0,61	0,71	0,48
Na ₂ O	3,63	2,39	3,31	3,17	2,85	5,65
K ₂ O	6,44	7,86	5,03	5,23	5,4	4,09
P ₂ O ₅	0,29	0,11	0,1	0,11	0,09	0,42
GV	1,60	0,82	0,84	1,38	1,14	0,94
Sum	100,13	100,1	99,24	99,54	99,5	100,20

Rb	256	150	163	190	151	173
Sr	772	728	335	784	462	344
Ba	1172	1319	960	1029	666	1443
Th	5	2	7	2	8	33
La	84	49	47	50	32	97
Ce	82	43	80	44	65	139
Nd	55	44	49	47	33	94
Ga	28	24	22	27	22	21
Nb	17	20	35	21	17	20
Zr	513	333	413	333	354	530
Y	22	30	38	28	27	32
Sc	19	14	20	17	19	10
Pb	14	23	24	12	17	23
Zn	135	102	115	107	101	99
V	185	144	83	182	118	86
Co	22	23	12	24	10	13
Cr	78	69	23	145	51	47
Ni	29	29	9	49	15	20

Rb	207	260	146	148	129	206
Sr	67	59	44	42	91	35
Ba	212	111	62	62	650	128
Th	4	6	u.d.N.	2	11	3
La	10	17	5	4	21	14
Ce	15	17	13	18	28	14
Nd	17	8	2	7	30	9
Ga	22	17	12	11	12	25
Nb	9	u.d.N.	4	5	1	14
Zr	46	22	56	72	58	48
Y	13	19	24	38	33	6
Sc	4	u.d.N.	3	9	8	2
Pb	41	57	49	50	34	27
Zn	21	19	19	16	13	18
V	1	4	u.d.N.	2	2	7
Co	0	1	u.d.N.	1	1	1
Cr	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	1
Ni	4	3	2	2	3	4

Tab. 6. Analysen der grobkörnigen mafischen Gesteine. Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV= Glühverlust, u.d.N.: unter der Nachweisgrenze.

Tab. 7. Analysen von hellen Ganggraniten. Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV= Glühverlust, u.d.N.: unter der Nachweisgrenze.

Geochemisch zeigen die Proben beinahe doppelt so hohe Fe₂O₃ und TiO₂-Gehalte als der Schlierengranit (Tab. 6). Trotzdem bestehen gewisse geochemische Verwandtschaften zum Schlierengranit zum Beispiel durch die vorwiegend metalumischen A/CNK Werte und durch die etwas erhöhten Cr und Ni-Gehalte. Die Gesteine können eventuell als Kumulatfazies des Schlierengranits gedeutet werden.

Die Zirkone der mittelkörnigen mafischen Gesteine zeigen stark gerundete unregelmäßige Formen, aufgrund fehlender Idiomorphie sind die Trachten schwer bestimmbar. Viele Körner zeigen einen auffällig gedrungenen Habitus und sind kaum länger als breit.

Helle Ganggranite

Untersuchte Proben: FS12-hell, G13, H29a, H29, H30, G7
Diese 6 Proben saurer Ganggranite (SiO₂-Gehalte von 72–76 Gew. %) können aufgrund ihrer Geochemie (Tab. 7) nicht zu den Migmagraniten gerechnet werden. Zwei der

Proben (H29, H30) führen als Besonderheit etwas Granat (bis zu 1 cm große Körner, teilweise verglimmert und anderwärtig zersetzt). In Probe G7 befinden sich feinfilzige Nester aus Biotit und Muskovit mit etwa 3 mm Durchmesser, die möglicherweise ebenfalls Abbauprodukte von Granat sind.

Die Ganggesteine sind leukokrat und besitzen nur einen geringen Anteil an mafischen Komponenten (abgesehen von den vereinzelt Granaten wenige Biotite sowie 2–3 mm große Muskovite). Zur genetischen Deutung ist ein Diagramm TiO₂ gegen P₂O₅ hilfreich, welches zeigt, dass die 6 Ganggranite deutlich höhere Phosphor/Titan-Verhältnisse aufweisen als die sauren Migmagranite. Auch die viel geringeren SEE und Th-Gehalte (0–11 ppm Th) erlauben eine eindeutige Abgrenzung zu den Migmagraniten. Sowohl das erhöhte Phosphor wie auch die niedrigen SEE und Th-Gehalte sprechen im Prinzip für eine Zuordnung zu einem S-Typ Granit. Eine genetische Verbindung zum Altenberger Granit wäre naheliegend. Allerdings sind Gra-

	H31	G6f	G6g	G6m	G12g	Igl12-25	G28a	FS19
SiO ₂	66,52	70,05	72,45	73,15	72,82	60,19	69,84	67,32
TiO ₂	0,85	0,48	0,01	0,43	0,11	1,65	0,67	0,50
Al ₂ O ₃	15,18	15,7	15,36	13,21	14,40	13,50	14,28	15,55
Fe ₂ O ₃	5,27	2,62	0,46	2,49	0,63	6,67	2,74	2,15
MnO	0,05	0,04	0,02	0,03	0,01	0,07	0,02	3,05
MgO	1,59	0,80	0,01	0,68	0,11	3,77	0,73	0,84
CaO	2,47	1,93	0,32	1,42	1,27	7,03	0,83	2,09
Na ₂ O	3,94	3,91	3,04	2,98	4,41	3,33	2,50	3,10
K ₂ O	2,29	3,13	7,44	4,09	4,60	2,13	6,57	4,67
P ₂ O ₅	0,08	0,21	0,56	0,16	0,17	1,08	0,29	0,19
GV	1,19	1,96	1,05	1,48	1,26	1,48	1,22	0,00
Sum	99,43	100,82	100,71	100,14	99,79	100,91	99,69	99,46

Rb	188	540	1173	317	174	59	201	128
Sr	145	218	38	124	75	1002	155	453
Ba	143	1533	177	628	124	763	880	3058
Th	17	39	11	30	36	25	38	27
La	38	103	28	58	35	203	94	60
Ce	77	104	25	81	67	80	148	99
Nd	31	53	6	50	37	159	74	58
Ga	23	22	36	18	20	23	19	15
Nb	17	7	52	12	17	18	11	14
Zr	295	256	27	196	64	306	521	405
Y	10	16	u.d.N.	55	67	24	23	30
Sc	10	2	u.d.N.	5	3	15	10	7
Pb	21	23	26	33	40	5	37	25
Zn	84	92	22	53	15	75	48	54
V	66	30	3	23	2	144	29	35
Co	7	5	u.d.N.	5	3	17	4	5
Cr	50	14	3	10	u.d.N.	128	6	21
Ni	16	7	2	6	2	44	5	22

Tab. 8.
 Analysen diverser anderer Gesteine:
 H31=Perlgneis;
 G6 (Fein-, Mittel-, Grobanteil)=Pegmatit;
 Igl12-25=porphyrischer Gang;
 G28a=Migmagranit, kontaminiert durch
 Weinsberger Granit;
 FS19=schwarzes Lockergestein.
 Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in
 ppm, GV = Glühverlust, u.d.N.: unter der
 Nachweisgrenze

nat führende Varianten von Altenberger Granit bisher noch nicht bekannt geworden.

Weitere Gesteine

Zur Untersuchung gelangten des Weiteren ein porphyrischer Gang (Igl25-12), eine Probe von Perlgneis (H31), einige pegmatoide Gänge (G6, G12g), ein Mischgestein aus Migmagranit und Weinsberger Granit (G28a) sowie eine Probe eines ungewöhnlichen Sediments (FS19). Einen Überblick über die geochemischen Analysen gibt Tabelle 8.

Der Porphyrit besteht aus einer feinkörnigen rötlichbraunen Matrix, in der bis Millimeter große grüne Hornblende Leistchen und fallweise auch etwas Quarz eingesprengt sind. Das Gestein zeigt quarzmonzodioritische Zusammensetzung und repräsentiert ein I-Typ Magma. Intermediäre Ganggesteine dieser Art kommen in der südlichen Böhmisches Masse immer wieder vor und wurden auf tschechischer Seite als permisch datiert.

Die analysierte Probe von Perlgneis reiht sich geochemisch in die übliche Bandbreite dieses vor allem im Sauald verbreiteten Gesteinstyps ein. Die Geochemie lässt auf ein metasedimentäres Edukt ähnlich einer Grauwacke schließen.

Die Pegmatoide sind durchwegs hochfraktionierte Restschmelzen mit hohen Rb-Gehalten, eine Ausnahme bildet Probe G12g mit nur 174 ppm Rb. Einer der Pegmatite (G6g) zeigt eine erhebliche Nb Anreicherung (52 ppm).

Die Sedimentprobe: Im Pipelineabschnitt SE des Gehöfts Fuxjörgl fand sich etwa 1,5 m unter der Erdoberfläche ein ca. 25 cm mächtiger Horizont, der sich aus schwach gerundeten Komponenten (1 mm bis 1 cm) zusammensetzte. Diese rundlichen Komponenten wurden durch eine schwarze Matrixsubstanz zusammengehalten und es konnten größere Brocken des Materials aus der Künettenwand gelöst werden. Die Probe besteht nach der Analyse aus normalem Bachkies, welcher durch wahrscheinlich biogen gebildete Mangankrusten verbacken ist (3 % MnO!).