



Bayerisches Landesamt für  
Umwelt



# Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000

## Erläuterungen zum Blatt 7146 Grafenau



geologie

Geologische Karte





Bayerisches Landesamt für  
Umwelt



# Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000

## Erläuterungen zum Blatt 7146 Grafenau

Bearbeiter:  
Dr. Ulrich Teipel, Dr. Elena Galadí-Enríquez, Christian Artmann,  
Dr. Horst Peter Hann, Dr. Ernst Kroemer

136 Seiten, 35 Abbildungen, 3 Tabellen  
Augsburg 2013

**Umwelt Spezial**  
**Geologische Karte**

## Impressum

Geologische Karte von Bayern 1 : 25000  
Erläuterungen zum Blatt 7146 Grafenau

### Herausgeber:

Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU)  
Bürgermeister-Ulrich-Straße 160  
86179 Augsburg  
Tel.: 0821 9071-0  
Fax.: 0821 9071-5556  
E-Mail: [poststelle@lfu.bayern.de](mailto:poststelle@lfu.bayern.de)  
Internet: [www.lfu.bayern.de](http://www.lfu.bayern.de)

### Bearbeitung/Text/Konzept:

LfU, Referat 101, Dr. Elena Galadí-Enríquez  
LfU, Referat 102, Dr. Ulrich Teipel, Dr. Ernst Kroemer  
Christian Artmann, Technische Universität München, Arcisstr. 21, 80333 München  
Dr. Horst Peter Hann, Universität Tübingen, Wilhelmstraße 56, 72076 Tübingen

### Redaktion:

LfU, Referat 101, Rosemarie Loth

### Bildnachweis:

Artmann, Christian: Abb. 4, 5, 6, 8, 11, 12, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 26, 27, 28, 31, 32, 35;  
Galadí-Enríquez, Elena, LfU: Abb. 10, 30, 34, Titelbild;  
Hann, Horst Peter: Abb. 9;  
Teipel, Ulrich, LfU: Abb. 7, 13, 14, 15, 16, 17, 25, 29, 33.

### Titelbild:

Tektonisierter Dunkler Diatexit mit Kalifeldspat-Einsprenglingen im Steinbruch Saunstein, nördlich Schönberg. Die deformierten Kalifeldspat-Einsprenglinge zeigen hier den Schersinn an.

### Druck:

LOUIS HOFMANN - Druck- und Verlagshaus GmbH & Co.KG,  
Domänenweg 9, 96242 Sonnefeld

Gedruckt auf Papier aus 100% Altpapier

### Stand:

November 2013

Diese Druckschrift wurde mit großer Sorgfalt zusammengestellt. Eine Gewähr für die Richtigkeit und Vollständigkeit kann dennoch nicht übernommen werden. Sofern in dieser Broschüre auf Internetangebote Dritter hingewiesen wird, sind wir für deren Inhalte nicht verantwortlich.

# Inhaltsverzeichnis

<b>Vorwort</b>	<b>7</b>
<b>1 Naturräumlicher Überblick</b>	<b>8</b>
1.1 Naturgeographische Aspekte	8
1.2 Hydrogeologische Aspekte	10
1.3 Rohstoffgeologische Aspekte (Dr. K. Poschlod & E. Woznik)	12
<b>2 Erdgeschichte</b>	<b>14</b>
2.1 Präkambrium	14
2.2 Neoproterozoikum bis Altpaläozoikum	14
2.3 Jungpaläozoikum (Variszische Orogenese)	16
2.4 Oberkarbon bis Quartär (Postvariszische Entwicklung)	18
<b>3 Gesteinsfolge</b>	<b>20</b>
3.1 Moldanubikum	20
3.1.1 Metamorphe Magmatite	20
3.1.1.1 Basische metamorphe Magmatite	20
3.1.1.2 Amphibolit	22
3.1.1.3 Orthogneis	23
3.1.2. Metamorphe Gesteine mit unbekanntem Edukt	26
3.1.2.1 Leukokrater Gneis	26
3.1.3 Metamorphe Sedimentgesteine	27
3.1.3.1 Kalksilikatgestein	27
3.1.3.2 Biotit-Plagioklas-Gneis, metablastisch	28
3.1.3.3 Quarzreicher Biotit-Plagioklas-Gneis	31
3.1.3.4 Metatektischer Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneis	33
3.1.4 Anatektische Gesteine und damit verbundene Granitoide	38
3.1.4.1 Heller Diatexit	39
3.1.4.2 Hypersthen führender Diatexit	42
3.1.4.3 Heller Hypersthen führender Diatexit	43
3.1.4.4 Hornblende-Diatexit	43
3.1.4.5 Dunkler Diatexit mit granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung	46
3.1.4.6 Dunkler Diatexit mit granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung und Kalifeldspat-Großkristallen	50
3.1.4.7 Dunkler Diatexit mit granodioritischer bis dioritischer Zusammensetzung	51

3.1.4.8	Kalifeldspatit	52
3.2	Variszische Magmatite	55
3.2.1	Plutonite	55
3.2.1.1	Tonalit bis Diorit	55
3.2.1.2	Granit, grobkörnig, porphyrisch	55
3.2.1.3	Granit, fein- bis mittelkörnig	
	Granit, fein- bis mittelkörnig mit Diatexit-Schollen	58
3.2.1.4	Granit	60
3.2.1.5	Dreisessel-Pluton	62
3.2.1.6	Haidel-Pluton	64
3.2.1.7	Fürstensteiner Pluton	67
3.2.2	Ganggesteine	72
3.2.2.1	Pegmatit	72
3.2.2.2	Aplit	73
3.2.2.3	Postgranitische Ganggesteine	74
3.2.2.4	Andesit	76
3.2.2.5	Dacit	77
3.3	Mineralgänge	78
3.3.1	Quarz-Gangbreccie (Bayerischer Pfahl)	78
3.3.2	Quarz-Gang	80
3.4	Tektonite	80
3.4.1	Mylonit	80
3.4.2	Mylonitisierung	81
3.4.3	Kataklaste	81
3.4.4	Tektonisierung	81
3.4.5	Bayerischer Pfahl	82
3.4.5.1	Mylonit	82
3.4.5.2	Leukokrater Mylonit	85
3.4.5.3	Ultramylonit	87
3.4.5.4	Mylonit, verquarzt	89
3.5	Tertiär bis Quartär	90
3.5.1	Geröllstreu	90
3.5.2	Zersatzlehm	90
3.5.3	Zersatzzone	91
3.6	Quartär	92
3.6.1	Pleistozän	92
3.6.1.1	Flussschotter, mittelpleistozän	93
3.6.1.2	Flussschotter, oberpleistozän (Niederterrasse)	94

3.6.1.3	Fließerde	
	Wanderschutt, blockreich	94
3.6.2	Pleistozän bis Holozän	95
3.6.2.1	Rutschmasse	95
3.6.2.2	Blockmeer	95
3.6.2.3	Abschwemmmassen	96
3.6.2.4	Talfüllung, polygenetisch	96
3.6.2.5	Fächer oder Kegel	97
3.6.2.6	Bach- oder Flussablagerungen	97
3.6.3	Holozän	98
3.6.3.1	Torf	
	Übergangsmoortorf	
	Mineralische Überdeckung	98
3.6.3.2	Anmoor	98
3.6.3.3	Künstliche Ablagerungen	
	Künstlich verändertes Gelände	99
<b>4</b>	<b>Tektonischer Bau</b>	<b>100</b>
4.1	Bayerischer Pfahl	100
4.2	Schieferung und Faltenbau	102
4.3	Mylonitische Foliation	103
4.4	Störungen	104
4.5	Klüftung	104
<b>5</b>	<b>Geologische Aufschlüsse, Geotope</b>	<b>106</b>
<b>6</b>	<b>Bohrungen</b>	<b>120</b>
<b>7</b>	<b>Literatur</b>	<b>122</b>
<b>8</b>	<b>Glossar</b>	<b>132</b>
<b>Anhang</b>		<b>136</b>



## Vorwort

Im Rahmen des EU-Projekts „Schaffung geologischer und hydrogeologischer Informationsgrundlagen“, finanziert aus Mitteln des Bayerischen Staatsministeriums für Umwelt und Gesundheit sowie des Europäischen Fonds für regionale Entwicklung (EFRE), erfolgte eine vollständige geologische Aufnahme des Kartenblattes TK25 Nr. 7146 Grafenau. Dazu wurde im Zeitraum 2005 bis 2006 unter Einbeziehung der existierenden Daten eine flächendeckende Kartierung im Blattgebiet durchgeführt.

Die älteste geologische Aufnahme auf dem Blattgebiet wurde von GÜMBEL (1868) als Teil der Geognostischen Karte von Bayern Blatt VII Passau 1 : 100 000 veröffentlicht. Eine geologische Karte des Bayerischen Waldes, die das Blattgebiet Grafenau einschließt, wurde von TROLL (1967a) zusammengestellt. Arbeitsgrundlagen für die Kartierung des Kartenblattes Grafenau waren Diplomkartierungen am Lehrstuhl für Ingenieurgeologie der Technischen Universität München im Maßstab 1 : 10 000 von ARTMANN (2001), GERETSCHLÄGER (2002), SAURLE (2002), WOLSKI (2002) und WIMMER (2003) sowie die geologische Karte des Intrusivgebietes von Fürstenstein im Maßstab 1 : 25 000 (TROLL 1964) und die Geologische Karte 1 : 25 000 des Nationalparks Bayerischer Wald (BAUBERGER 1977), die Teile des Blattes Grafenau umfassen.

Im Rahmen des Kartenwerkes Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 des Bayerischen Landesamtes für Umwelt (LfU) enthalten diese Erläuterungen eine Beschreibung der Kartiereinheiten und deren Gesteinseigenschaften. Mikroskopische Untersuchungen und die Beschreibungen des Mineralbestandes stammen überwiegend von C. Artmann. Die Erläuterungen bieten Hilfestellungen zur Deutung der Karteninhalte. Auf wissenschaftliche Diskussionen wird weitgehend verzichtet. Literaturhinweise sind auf wesentliche Publikationen begrenzt. Bei den genannten Aufschlüssen ist jeweils die Identifikationsnummer des Bodeninformationssystems (BIS, [www.bis.bayern.de](http://www.bis.bayern.de)) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt angegeben. Informationen zu Geotopen in Bayern gibt es unter [www.geotope.bayern.de](http://www.geotope.bayern.de).

Eine Auswahl der im nachfolgenden Text verwendeten Fachbegriffe ist bei der Erstnennung → *kursiv* markiert und wird in Kapitel 8 (Glossar) erklärt.

# 1 Naturräumlicher Überblick

## 1.1 Naturgeographische Aspekte

Das Blatt 7146 Grafenau liegt im zentralen Bayerischen Wald. Die Blattanteile südwestlich des Bayerischen Pfahls gehören dem Vorderen Bayerischen Wald an (Abb. 1), die nordöstlichen Anteile dem Hinteren Bayerischen Wald (Innerer Bayerischer Wald). Das gesamte Kartenblatt liegt im Regierungsbezirk Niederbayern und gehört zum Landkreis Freyung-Grafenau. Die größten Siedlungen auf dem Kartenblatt sind die Stadt Grafenau (608 m ü. NN) im zentralen Kartenblatt und der Markt Schönberg (563 m ü. NN) am westlichen Blattrand. Weiterhin zu nennen sind die Gemeinde Sankt Oswald-Riedlhütte am nördlichen Blattrand, die wegen der hier seit Jahrhunderten ansässigen Glasindustrie bekannt ist, und die Gemeinde Ringelai (423 m ü. NN). Neben vielen kleineren Siedlungen im gesamten Gebiet trifft man häufig auf Einzelgehöfte.

Insgesamt zeigt das Gebiet eine Mittelgebirgslandschaft mit Höhenunterschieden von über 470 m. Der Steinberg (871 m ü. NN), westlich von Grafenau, und der Bienstand (865 m ü. NN) bei Sankt Oswald-Riedlhütte sind die höchsten Erhebungen. Der tiefste Punkt liegt am südöstlichen Blattrand im Tal der Wolfsteiner Ohe mit etwa 395 m ü. NN. Das zum Teil ausgeprägte Relief mit felsigen Kuppen und Steilhängen erlaubt vielfach nur eine forstwirtschaftliche Nutzung. Solche morphologisch bedingten Waldgebiete findet man in den Flanken der Großen Ohe zwischen Spiegelau und Schönberg im Nordwesten, um Grafenau und in der Umgebung von Ringelai im Südosten. Die Waldflächen um Neuschönau im Nordosten sind dagegen durch stark vernässte Böden bedingt. Größere und kleinere zusammenhängende Waldflächen sind im gesamten Blattgebiet verbreitet. Der Nordost-Teil des Kartenblattes ist Teil des Nationalparks Bayerischer Wald. Zwischen den Waldgebieten findet landwirtschaftliche Nutzung, vor allem als Gras- und Weideflächen statt. Neben land- und forstwirtschaftlicher Nutzung steht der Tourismus, vor allem im Umfeld des Nationalparks Bayerischer Wald im Vordergrund.

Das Blattgebiet kann in drei große Bereiche untergliedert werden: Der Nordwest–Südost streichende Bayerische Pfahl im zentralen Bereich trennt das Gneisgebiet im Nordosten vom Diatexitgebiet im Südwesten; ganz im Südwesten kommen noch Ausläufer des Fürstensteiner Plutons vor. Klimatisch liegt das Blattgebiet im Übergangsbereich zwischen atlantischem und kon-

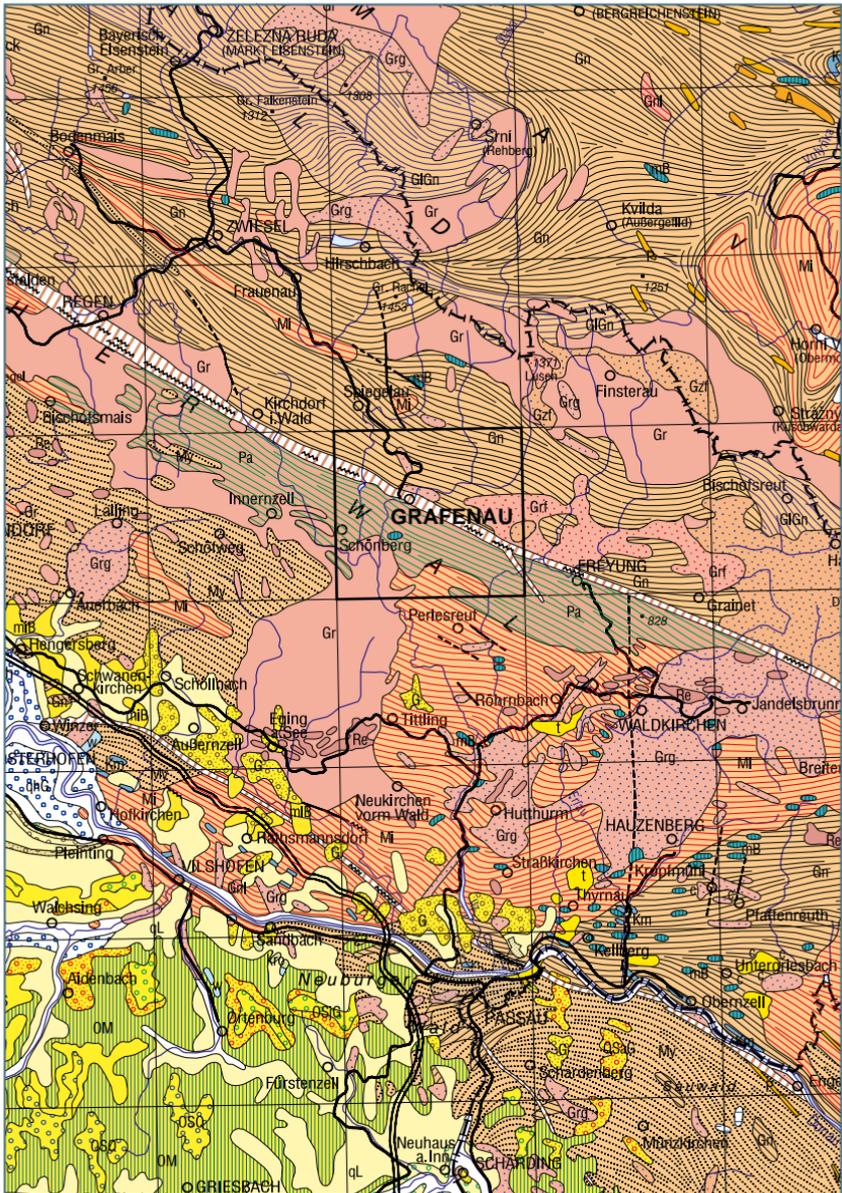


Abb. 1: Lage des Kartenblattes 7146 Grafenau (Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Bayern 1:500 000, BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996)

tinentalem Klima mit Niederschlagsmengen zwischen 800 und 1.600 mm/Jahr, wovon ein großer Teil als Schnee fällt. Die Gewässer gehören zum Einzugsgebiet der Donau. Das Gewässernetz ist überwiegend von den geologischen Strukturen geprägt: Flüsse und Bäche verlaufen häufig parallel zu den Störungszonen und der Hauptfoliation, d. h. oft in Nord–Süd oder etwa Nordwest–Südost Richtung.

## 1.2 Hydrogeologische Aspekte

Die Hydrogeologischen Verhältnisse im Bayerischen Wald werden in den „Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte 1 : 100 000, Planungsregion 12 Donau-Wald“ (DIEPOLDER et al. 2011) detailliert behandelt; im Folgenden sind die wichtigsten Aspekte zusammengefasst.

Bei den metamorphen und plutonischen Gesteine des Blattes Grafenau handelt es sich um Kluffgrundwasserleiter mit geringen bis mäßigen Durchlässigkeiten mit Durchlässigkeitsbeiwerten ( $k_f$ -Werten) im Bereich von  $10^{-7}$  bis  $10^{-4}$  m/s (DIEPOLDER et al. 2011); in der Regel liegt kein Grundwasserstockwerksbau vor. Die Plutonite sind im Allgemeinen stärker geklüftet als die → *Gneise*. Letztere weisen meist nur ein sehr geringes Hohlräumvolumen auf, so dass die Wasserwegsamkeit in Gneisen meist deutlich geringer ist als in Plutoniten. Wichtig für die Grundwasserspeicherung und -bewegung sind neben Klüften auch Störungszonen. Allerdings können mit feinkörnigem Material plombierte Störungen (Störungsletten, → *Mylonite*, deren lehmige Zersatzprodukte), wie z. B. weite Bereiche der Zone des Bayerischen Pfahls, durch geringe Wasserwegsamkeiten gekennzeichnet sein. Die unverwitterten Kristallingesteine gehen nach oben hin von einer Zone der Kleinerzklüftung sukzessive in die Verwitterungszone mit Vergrusung und Zersatz über (Abb. 2). Zersatzdecken aus Graniten sind überwiegend grusig-sandig, während Gneise, → *Diatexite* und → *Amphibolite* eher sandig-lehmigen Zersatz aufweisen. Nicht von Umlagerungsprozessen betroffene Bereiche der Zersatzdecken lassen dabei häufig noch die ursprüngliche Textur des Ausgangsgesteins und reliktsche Klüfte erkennen. Anisotrope Grundwasserbewegungsmuster entlang von Klüften und Störungen kennzeichnen daher nicht nur das unverwitterte Kristallin und die Auflockerungszone, sondern, trotz zum Teil erheblicher Porendurchlässigkeit, auch den autochthonen Kristallinzersatz (RAUM 2002). Lediglich Granitrus oder umgelagerter Zersatz kann Eigenschaften eines

Poren-Grundwasserleiters aufweisen. Demgegenüber stellen die känozoischen Deckschichten und Sedimente ausschließlich Poren-Grundwasserleiter stark wechselnder Durchlässigkeit dar. Quellen und Vernässungszonen sind oft an Fließerdedecken gebunden. Ausgeprägte Schwankungen der Quellwassertemperaturen und der Quellschüttungen belegen komplexe hydraulische Verhältnisse im Kristallinersatz und in den Deckschichten (DIEPOLDER et al. 2011).

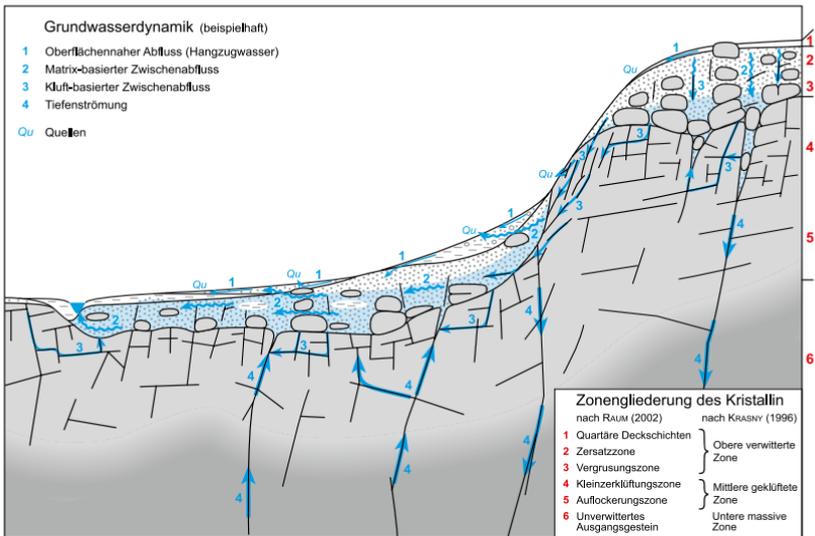


Abb. 2: Konzeptionelles Schemaprofil zur Grundwasserbewegung im Kristallin (ohne Maßstab, stark überhöht) (DIEPOLDER et al. 2011)

Die Nutzungsmöglichkeit der oberflächennahen Erdwärme ist im Blattgebiet Grafenau günstig. Die auf dem Kartenblatt anstehenden Gneise, Diatextite und Granite weisen hohe Wärmeleitfähigkeiten von 2,5 bis 4,0 W/m\*k auf. Aufgrund der geringen Grundwasserführung im Untergrund kommen bevorzugt geschlossene Systeme zur Gewinnung der oberflächennahen Erdwärme wie Erdwärmesonden oder Erdwärmekollektoren zum Einsatz. Auskunft über die Nutzungsmöglichkeiten der oberflächennahen Geothermie in Bayern gibt das „Informationssystem Oberflächennahe Geothermie“ (IOG; [www.lfu.bayern.de/geologie/geothermie\\_iog/index.htm](http://www.lfu.bayern.de/geologie/geothermie_iog/index.htm)).

### 1.3 Rohstoffgeologische Aspekte (Dr. K. Poschlod & E. Woznik)

Im Blattgebiet Grafenau ist heute nur noch der Steinbruch Saunstein, nördlich Schönberg, in Betrieb; dort wird Dunkler Diatexit („Palit“) zur Schotterproduktion abgebaut. In der Umgebung von Eberhardsreuth wurde in mehreren, mittlerweile aufgelassenen Steinbrüchen „Eberhardsreuther Granit“ als Naturwerkstein gewonnen. Bis zum Zweiten Weltkrieg wurden bei Haselbach ebenfalls Naturwerksteine abgebaut. Daneben gibt es einige kleinere, aufgelassene Steinbrüche, in denen vor allem Schotter für den Straßen- und Wegebau gewonnen wurde. Die im Kristallinzersatz ebenfalls für den Straßenbau angelegten Sandgruben sind stillliegend. Neben der aufgelassenen Lehmgrube Filzwiesen bei Schönanger befindet sich die Museumsziegelei Harant. Im 19. Jahrhundert wurde in Quarzbrüchen bei Neuschönau und im „Pfahlquarz“ östlich Augrub in der Waldung „Schwarzes Großholz“ für die Glasindustrie der Umgebung Quarz gewonnen. Die meisten Abbaue wurden um 1900 aufgegeben. Man findet hier mehrere, kleinere Deponien mit Glasbruchstücken und Schlacken aus der Glasherstellung. Hinweise auf Erzbergbau gibt es im Blattgebiet kaum: Im von FLURL (1792) beschriebenen Bergwerk bei Rendelmoos wurde ab etwa 1580 erfolglos nach Silber, Kupfer und Blei im „Pfahlquarz“ gesucht; das verschüttete Stollenmundloch konnte ostnordöstlich Hartmannsreit am Redelberg lokalisiert werden (ARTMANN 2001). FLURL (1792) erwähnt aus dieser Gegend ebenfalls Hinweise auf die Suche nach Seifengold; diese Lokalität befindet sich vermutlich im Bereich des Stausees östlich Hartmannsreit (FEHR et al. 1997, HAUNER 1997, ARTMANN 2001).

Tab. 1: Kurzbeschreibung von Rohstoff-Abbauegebieten

Bezeichnung	BIS-ID R- & H-Wert	Zustand	Geologische Einheit	Verwendung	Weitere Informationen
<b>Steinbruch N Schönberg (Saunstein)</b>	7146AG015094 R 45 97 870 H 54 13 980	in Abbau, Vorrang- gebiet für Boden- schätze GR 24 Schönberg-N	„Palit“, Granit- Mylonit	Straßenbau	Abbau in großem Maßstab seit 1964 (Fa. Thiele), 3 Abbausohlen, insgesamt 45 m hoch
<b>Steinbruch Haselbach (ehemaliger Gemeindebruch)</b>	7146AG000001 R 46 02 405 H 54 09 306	nicht in Abbau, bewachsen nach Luftbild vom 11.07.2010	„Palit“	Handelsname: „Deutscher Syenit“ oder „Glimmerdiorit Haselbach“, Natur- steinplatten	in Abbau seit mind. 1920, vor 2. Weltkrieg von Fa. Adam Mül- ler K.G., Granit- und Syenitwerk, Wirsberg, Oberfranken abgebaut und vertrieben, seit mind. 1947 kein Abbau; Naturwerkstein-Musterplatte in Sammlung des LFU (Nr. 50567)
<b>Steinbruch Haselberg (S Harretsreuth)</b>	7146AG015011 R 46 02 413 H 54 10 029	nicht in Abbau, bewaldet nach Luftbild vom 11.07.2010	„Palit“	Straßenbau	seit mind. 1947 kein Abbau

Bezeichnung	BIS-ID R- & H-Wert	Zustand	Geologische Einheit	Verwendung	Weitere Informationen
<b>Steinbruch NW Großarmschlag (Leitenholz)</b>	7146AG015042 R 45 99 942 H 54 17 549	nicht in Abbau, verwachsen	Orthogneis- einschaltungen in Gneis	Straßenbau	25 m breit, 7 m hoch
<b>Steinbruch Herrenholz (N Eberhardsreuth)</b>	7146AG015110 R 45 99 999 H 54 10 401	nicht in Abbau, total verwachsen	(Biotit-) Granit	Handelsname: „Granit blau Eberhardsreuther Material“, Groß- und Kleinpflaster, Mosaiksteine	in Abbau seit mind. 1911, aufgelassen seit 1944 (Fa. Kerber); starke Klüftung alle 1–3 m, Rohdichte 2,647 g/m³, Reindichte 2,649 g/m³, Porosität 0,1 Vol%, Druckfestigkeit 2183 kg/ cm² (= 214 MPa), frostbeständig; Steinbruchkartei 599/2, Beleg- stück in Sammlung des LIU (Nr. 50166)
<b>Steinbruch Bauernberg, „Gutsteinbruch“ (S Eberhardsreuth)</b>	7146AG015103 R 46 00 093 H 54 09 273	nicht in Abbau, Erholungsgebiet mit See	Granit	Handelsname: „Granit blau Eber- hardsreuther Material“, Rohblöcke für Denkmäler, Platten, Treppenanlagen, Groß- und Kleinpflaster, Packlagen für Straßenbau	Abbau seit mind. 1927 (Fa. Jahreiß, Hof), nicht mehr in Abbau seit mind. 1978; hoher unbrauchbarer Anteil (Klüftung), gute Spaltbarkeit für Pflaster, weiter- und säurefest, schleif- und polierbar; Steinbruch- kartei 599/3, Naturwerkstein- Musterplatte in Sammlung des LIU (Nr. 50567)
<b>Steinbruch bzw. Sandgrube Frauen- berg</b>	7146AG000002 R 46 01 500 H 54 10 100	nicht in Abbau, bewachsen nach Luftbild vom 11.07.2010	Granit/Granit- zersatz	Straßenbau	1974 als „Sandgrube“ (Granitgrus) in Abbau, 1982 als Steinbruch in Auffüllung
<b>Zersatzsandgrube E Grüberschlag, Betonwerk</b>	7146AG015043 R 46 02 518 H 54 16 420	Betonmischanlage	Kristallinzersatz	Straßenbau	Abbau bis ca. 1980, Deponie bis mind. 1988, ab ca. 1992 Transportbetonwerk
<b>Sandgrube NW Schönanger</b>	7146AG015126 R 46 06 575 H 54 16 350	Golfplatz	Kristallinzersatz	Straßenbau	Zersatzsandgrube, 1974 in Abbau, 1982 bereits verfüllt
<b>Sandgrube NW Schönanger (Kleine Ohe)</b>	7146AG015046 R 46 06 899 H 54 16 100	nicht in Abbau, nicht ganz ver- wachsen nach Luftbild vom 22.09.2010	Gneis, Kristal- linzersatz	Straßenbau	Zersatzsandgrube, 1982 noch in Abbau
<b>Sandgrube SW Augrub (Steinbichel)</b>	7146AG015105 R 45 98 141 H 54 15 841	nicht in Abbau	Kristallinzersatz	Straßenbau	25 m lang, seit mind. 1989 aufgelassen
<b>Sandgrube NW Sägmühle</b>	7146AG015005 R 46 08 538 H 54 15 141	Lagerplatz für gemeindliches Grüngut	Gneis, Kristal- linzersatz	Straßenbau	ab ca. 1995 Bauschuttdeponie, davor in Abbau
<b>Sandgrube NE Neudorf (Neudorfer Holz)</b>	7146AG015083 R 46 05 674 H 54 13 907	nicht in Abbau, verwachsen	Zersatzsand	Straßenbau	1988 in Betrieb, seit mind. 1995 aufgelassen
<b>Sandgrube SW Kapfham (Ameisenberg)</b>	7146AG015006 R 46 06 148 H 54 12 542	aufgefüllt, ver- wachsen, bewal- det, nach Luftbild vom 11.07.2010	Kataklasit bis Mylonit, Zersatz	Straßenbau	1995 noch in Abbau
<b>Sandgrube S Oberhütten- söden</b>	7146AG015012 R 45 99 989 H 54 11 723	landwirtschaftl. Fläche nach Luftbild vom 11.07.2010	Diatexitzersatz („Granitzer- satz“)	Straßenbau	1974 noch in Abbau, anschließende Verfüllung
<b>Lehmgrube SE Schönanger (Fitzwiesen)</b>	7146AG015049 R 46 07 910 H 54 15 470	nicht in Abbau, Museumsziegelei	Fließlehm aus Gneiszersatz	Ziegel (Hintermau- er-Steine)	Abbau seit Anfang 1800, Betrieb ca. 1994 eingestellt (Fa. Harant), jährliche Abbaumenge 1982: 60 m³, Abbau mittels Bagger, Brand im Zickzackofen mit Kohlestaubfeuerung, 1 Brand im Frühjahr
<b>Quarzgrube E Augrub (Großholz)</b>	7146AG015017 R 45 98 816 H 54 16 000	nicht in Abbau, verwachsen	Gangquarz	Glasindustrie	zahlreiche, kleinere Quarzabbau
<b>Steinbruch zur Quetsch (Augrub)</b>	7146AG015092 R 45 98 933 H 54 15 963	nicht in Abbau, südöstlicher Teil ist jetzt Schießstand	Gangquarz	Straßenbau	zunächst für Glasindustrie, später Schottergewinnung für Straßen- bau, Abbau bis ca. 1965

## 2 Erdgeschichte

Der Bayerische Wald ist Teil des Ostbayerischen Grundgebirges in der süd-westlichen Böhmisches Masse und gehört zur Moldanubischen Region des mitteleuropäischen Varisziden-Gürtels (Abb. 3). In der Böhmisches Masse wird die Moldanubische Region in das Teplá-Barrandium und das Moldanubikum sensu stricto (s. str.) unterteilt (KOSSMAT 1927); letzteres umfasst die Drosendorf-Einheit mit der sogenannten „Monotonen Serie“ und der „Bunten Serie“ sowie die Gföhl-Einheit mit hochdruckmetamorphen Lithologien. Der bayerische Anteil des Moldanubikum s. str. (Bayerischer und Oberpfälzer Wald) wird als tektonisch stark überprägter Randbereich der Böhmisches Masse angesehen, in dem „Monotone Serie“, „Bunte Serie“ sowie Gföhl-Einheit vermutlich gemeinsam vorkommen (FUCHS 1976, MATTE et al. 1990).

### 2.1 Präkambrium

Die ältesten erdgeschichtlichen Belege im Bayerischen Wald stammen aus U-Pb-Datierungen ererbter Zirkonkerne und geben Hinweise auf archaische (um 3,8 und 2,7 Milliarden Jahre, Ga), paläoproterozoische (2,4–1,7 Ga) sowie neoproterozoische (615–560 Millionen Jahre, Ma) Ereignisse (GRAUERT et al. 1973, TEUFEL 1988, GEBAUER et al. 1989, PROPACH et al. 2000, TEIPEL et al. 2004). Solche Zirkonkernalter können nur vage Hinweise auf die frühe Geschichte geben. Dieses Altersspektrum spricht für ein Liefergebiet der Zirkone aus dem Bereich des Westafrika-Kratons am Gondwana-Nordrand (NANCE & MURPHY 1996). Neoproterozoische, magmatische Zirkonkerne mit Altern zwischen 615 und 560 Ma lassen sich dem, für den Gondwana-Nordrand charakteristischen, cadomischen (panafrikanischen), subduktionsbezogenen Magmatismus zuordnen.

### 2.2 Neoproterozoikum bis Altpaläozoikum

Vermutlich um etwa 550 Ma – im Ediacarium, an der Grenze Präkambrium-Kambrium – begann die Ablagerung überwiegend pelitischer Sedimente, bereichsweise mit sandigen und kalkigen, sowie sauren und basischen, magmatischen Einschaltungen, belegt durch U-Pb-Zirkon- und Rb-Sr-Gesamtgesteins-Datierungen (GRAUERT et al. 1974, KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS

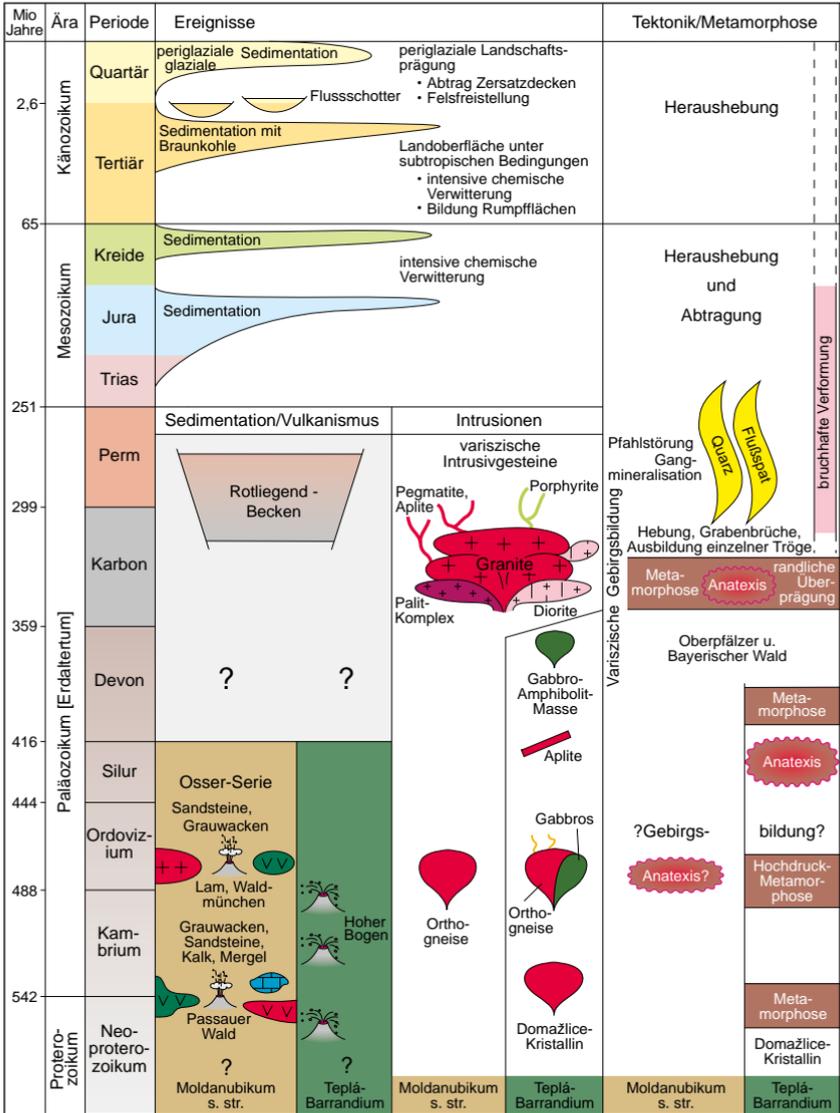


Abb. 3: Geologische Entwicklung des Bayerischen Waldes

1980, TEIPEL et al. 2004). Weitere Hinweise auf Sedimentation im Ordovizium geben 480 Ma alte, rhyolithische Tuffe und Tuffite aus dem Oberpfälzer Wald (MIELKE et al. 1996). Mikrosporenfunde in Glimmerschiefern aus dem Künischen Gebirge bei Rittsteig belegen dort obersilurische Sedimentationsalter (REITZ 1992). Im bayerischen Anteil des Moldanubikum s. str. dominieren Gebiete mit monotonen Gesteinsabfolgen (sog. „Monotone Serie“) vorwiegend aus Paragneisen grauwackenpelitischer Abkunft mit Kalksilikateinlagerungen sowie wenigen Einschaltungen ehemaliger basischer und saurer Magmatite. Daneben existieren Zonen mit abwechslungsreichen Lithologien (sog. „Bunte Serie“) aus Paragneisen mit Amphiboliten, Marmoren, leukokraten Gneisen und Graphiteinlagerungen, die als ehemalige vulkano-sedimentäre Abfolgen anzusehen sind (ROHRMÜLLER et al. 1996).

Der Ablagerungsraum und damit die prävariszische, paläogeographische Position des Moldanubikums im Bayerischen Wald sind ungewiss. In Diskussion ist eine Position an einem aktiven Kontinentalrand mit Bezug zu Subduktionszonen (STAMPFLI et al. 2002, TEIPEL et al. 2004) oder im Schelfbereich einer großen Halbinsel am Gondwana-Nordrand (KRONER & ROMER 2013).

### 2.3 Jungpaläozoikum (Variszische Orogenese)

Der Varisziden-Gürtel Mitteleuropas wird als Ergebnis sequentieller Kollisionen mehrerer, von Gondwana abstammender Krustenfragmente mit Laurussia (z. B. TAIT et al. 2000) oder der Kollision eines halbinselartigen Sporns am Gondwana-Nordrand mit Laurussia (KRONER & ROMER 2013) im Devon und Karbon angesehen. Diese Kollision führte zur Bildung des Superkontinents Pangäa. Es kam zu großräumigen Überschiebungen, und Gesteine, die ursprünglich weit voneinander entfernt gebildet worden waren, gerieten in Kontakt. Das Teplá-Barrandium wurde bei der variszischen Gebirgsbildung über die Gesteine des Moldanubikums s. str. geschoben. Aufgrund von Besonderheiten in seiner strukturellen Überprägung, seiner tektonometamorphen sowie magmatischen Entwicklung wird der Südwest-Teil der Böhmisches Masse mit dem Bayerischen Wald oft als eigenständig angesehen („Bavaricum“, FUCHS 1976); in Diskussion ist, ob es sich um ein separates Krustenfragment handelt, und welchen Umfang dieses gehabt haben könnte (FIALA 1995, FINGER et al. 2007, SIEBEL et al. 2008).

Die metamorphe Hauptprägung (Mitteldruck-Metamorphose) der zum Teplá-Barrandium gehörenden Gabbroamphibolitmasse erfolgte bereits vor etwa 380 Ma (TEUFEL 1988, KREUZER et al. 1989). Im Moldanubikum s. str. ist dagegen erst eine etwa 340 Ma alte granulitfazielle Metamorphose sowohl in leukokraten Granuliten (TEIPEL et al. 2012) als auch in Orthodiatexiten (SIEBEL et al. 2012) nachgewiesen, deren Metamorphosebedingungen (Mittel- bis Hochdruck-Minerales) Versenkungstiefen von über 30 km aufzeigen. Das Alter der leukokraten Granulite im Bayerischen Wald ist identisch zum Alter der granulitfaziellen Metamorphose in der Gföhl-Einheit der Böhmisches Masse. KRONER & ROMER (2013) sehen die Bildung der Moldanubischen Granulite im Zusammenhang mit intrakontinentaler → *Subduktion* aufgrund anhaltender Kontinent-Kontinent-Kollision von Gondwana und Laurussia.

Die Bavarische Phase (FINGER et al. 2007) zwischen etwa 330 bis 315 Ma repräsentiert einen weiteren Abschnitt der Variszischen → *Orogenese*, die durch die für das Moldanubikum s. str. charakteristische Hochtemperatur-Niederdruck-Regionalmetamorphose kombiniert mit Granit-Plutonismus gekennzeichnet ist. Es herrschten Drücke von ca. 4 bis 8 kbar und Temperaturen von etwa 700 bis 850 °C, teilweise vermutlich noch höher (KALT et al. 1999, KLEIN 2008), mit höheren Metamorphosebedingungen im südöstlichen Bayerischen Wald. Während im südböhmischen Moldanubikum die Hochtemperatur-Niederdruck-metamorphe Hauptprägung um 340 bis 335 Ma ablief (Moravo-Moldanubische Phase; FINGER et al. 2007), geben uns Mineralalter aus dem westlich anschließenden, bayerischen Teil des Moldanubikums Informationen darüber, dass die weitere Metamorphoseentwicklung dort teilweise bis zur Aufschmelzung (→ *Anatexis*) führte und länger andauerte (z. B. KALT et al. 2000). Die metamorphe Entwicklung während der Variszischen Orogenese überschneidet sich zeitlich mit der magmatischen Entwicklung. In die im anatektischen oder hochgradig metamorphen Zustand befindliche Kruste drangen in verschiedenen Phasen unterschiedliche Gesteinsschmelzen ein. Im Passauer Wald geben U-Pb-Zirkon-Datierungen um 345 bis 340 Ma Hinweise auf mögliche ältere Granitintrusionen, wobei nach derzeitiger Datenlage unklar ist, ob es sich um ein magmatisches oder granulitfazielles Ereignis handelt (TEIPEL et al. 2002, FINGER et al. 2010, SIEBEL et al. 2012). Zirkondatierungen an dioritischen Gesteinen zeigen, dass vor etwa 334 Ma basische bis intermediäre Magmen des „Palit“-Komplexes intrudierten (SIEBEL et al. 2005). Die Gesteine des „Palit“-Komplexes sind zu dieser Zeit als Intrusivkörper in die sich vermutlich bereits entwickelnde Struktur der Bayerischer Pfahl-Zo-

ne eingedrungen und später diatektisch, mylonitisch und zum Teil metasomatisch überprägt worden. Die meisten Diorite besitzen Intrusionsalter um 334 Ma (CHEN & SIEBEL 2004); daneben gibt es auch jüngere Diorite (SIEBEL et al. 2003). Die Hauptintrusionsphase der Granite begann im Bayerischen Wald mit dem Dreissessel-Pluton um 328 Ma und reichte bis ca. 310 Ma (KLEIN et al. 2008, KÖHLER et al. 2008, SIEBEL et al. 2008 und Literaturangaben darin). Rhyolithische bis basalt-andesitische, meist Nordwest–Südost streichende, steilstehende, postgranitische Ganggesteine markieren das Ende der magmatischen Aktivität vor ca. 300 Ma (CHRISTINAS et al. 1991, PROPACH et al. 2008, GALADÍ-ENRÍQUEZ et al. 2009a).

Nach dem letzten Höhepunkt der variszischen Gebirgsbildung mit der durchgreifenden Hochtemperatur-Niederdruck-Metamorphose und Anatexis sowie der Intrusion der Granitplutone im Oberkarbon begann die spätvariszische Entwicklung mit tektonischer Zerlegung und Heraushebung der Erdkruste. In Scherzonen wie dem Bayerischen Pfahl, der Rundingener Zone und der Donaustörung liefen unter niedriggradig metamorphen sowie unter bruchhaften Bedingungen weiterhin Verformungen ab. Die Bildung der Quarzmineralisation des Bayerischen Pfahls erfolgte im Übergang Perm–Trias (HORN et al. 1986) im Zusammenhang mit bruchhaften Verformungen und zirkulierenden hydrothermalen Lösungen.

## 2.4 Oberkarbon bis Quartär (Postvariszische Entwicklung)

Sedimente sind ab dem Oberkarbon–Perm („Rotliegendes“) vor allem am Rand des Oberpfälzer Waldes lokal erhalten. Im Oberjura war die Region vermutlich komplett von einem Meer überflutet. Am Südrand des Bodenwöhrer Halbgrabens im Oberpfälzer Wald ist die Überlagerung des Grundgebirges mit mesozoischen Sedimenten noch erhalten. Die Alpenbildung weiter im Süden hat vor allem strukturelle Auswirkungen auf das Vorland im Norden: Der Bayerische Wald wird von einer Vielzahl mehr oder weniger Nord–Süd streichender Störungen durchsetzt. Im Vilshofener Gebiet liegen ebenfalls solche prägnanten, Nord–Süd gerichteten Störungssysteme (z. B. Wolfach-Störung) vor, in denen jungtertiäre Sedimente noch versetzt werden. Charakteristisch, nicht nur für die Randbereiche des Bayerischen Waldes, sind die erhaltenen Zersatzflächen aus der Kreide- und Tertiärzeit. Intensive chemische Verwitterung unter tropischen bis subtropischen Bedingungen zersetzte die Gesteine

und es entstanden weitgehend ebene Rumpfflächen. Beispielsweise erfolgte die in situ Kaolinitisierung von granitoiden Magmatiten im östlichen Passauer Wald in dieser Periode. Neben tertiären Ablagerungen der Molasse in den Randbuchten, die teilweise Braunkohle führen, existieren kleinere Areale mit Tertiärablagerungen unter anderem im südlichen Bayerischen Wald bei Tittling, Waldkirchen und nördlich Passau. Im Quartär erfolgte die weitere Heraushebung des Gebietes; Flusstäler tieften sich in die älteren Rumpfflächen ein. Die Landschaften wurden auch durch Umlagerungs- und Abtragungsprozesse im Periglazialraum während der Eiszeiten im Pleistozän geprägt. Fließerden und Hangablagerungen bedecken heute weite Gebiete. Nur in den Hochlagen des Hinteren Bayerischen Waldes am Arber, am Rachel und bei Hirschbach bildeten sich während der Kaltzeiten kleinere Gletscherzungen, deren Endmoränen erhalten sind. Fluviale Sedimente sind an die Täler der größeren Flüsse wie Regen und Donau gebunden. Zu den jüngeren Bildungen im Holozän gehören Moore und schließlich anthropogene Ablagerungen, wie Halden und Aufschüttungen, die den Eingriff des Menschen dokumentieren.

Einen Überblick über die Geologie und die Erdgeschichte des Bayerischen und Oberpfälzer Waldes geben TEIPEL et al. (2008) und GALADI-ENRÍQUEZ et al. (2009b).

## 3 Gesteinsfolge

### 3.1 Moldanubikum

#### 3.1.1 Metamorphe Magmatite

##### 3.1.1.1 Basische metamorphe Magmatite, „mMb Neoproterozoikum bis Altpaläozoikum

**Lithologie und Verbreitung:** Unter der Bezeichnung „Basische metamorphe Magmatite“ sind Metabasit-Körper mit unterschiedlichen Modalbeständen zusammengefasst, die nicht der petrographischen Definition von Amphibolit (COUTINHO et al. 2007) entsprechen. Basische metamorphe Magmatite oder Metabasite sind im Bayerischen Wald bereits von verschiedenen Bearbeitern untersucht worden (unter anderem FRENZEL 1911, TROLL 1967c, TROLL & WINTER 1969, VOULTSIDIS 1973).

Auf Kartenblatt Grafenau findet man basische metamorphe Magmatite meist in dm-großen Schollen innerhalb von Diatexiten und nur selten in Form von mehrere Meter großen Körpern. Im Bereich der Dunklen Diatexite handelt es sich meist um biotitreiche Metabasite (VOULTSIDIS 1973). Ihre Zusammensetzung zeigt eine große Schwankungsbreite im Mineralbestand, auch im Schollenmaßstab. Die Gesteine sind durchweg dunkel bis schwarz, oft grünstichig und überwiegend fein-, seltener mittelkörnig. Gelegentlich können sie schwach porphyrisch ausgebildet sein, wie der Metabasit-Körper bei Kringing; hier sind 2 bis 5 mm große, rundliche bis idiomorphe Plagioklas-Kristalle locker und gleichmäßig in die Matrix eingebettet. Stellenweise sind wenige Millimeter große Amphibole erkennbar. Das → *Gefüge* ist teilweise massig, oft besitzen die Metabasite eine straffe → *Foliation*, die makroskopisch nicht immer auffällt. Die Metabasite sind meist schlierig-metatektisch mit biotit-kalifeldspatreichen → *Leukosomen*. Zu den Ursachen für die vielfältigen Zusammensetzungen und Gefüge der Metabasite zählen Faktoren wie unterschiedliche Ausgangsgesteine, Metamorphosegrade, Intensität der Deformation und Fluidtätigkeit.

Die Metabasite sind aufgrund ihres überwiegend feinkörnigen Gefüges und ihrer Bestandteile sehr zäh und verwitterungsresistent. Wegen der meist kleinen Ausdehnung der Körper bzw. der nur wenige dm-großen Schollen inner-

halb der Diatexite bilden sie keine erkennbaren Härtlingsrippen aus. Meist gleichen sie morphologisch dem Umgebungsgestein oder formen nur kleinere Felsfreistellungen.

Wichtige Erkenntnisse über Zusammensetzung und Genese der basischen metamorphen Magmatite (Metabasite) sowie deren Lagebeziehungen zu den umgebenden Hellen Diatexiten konnten TROLL (1967c) und VOULTSIDIS (1973) in dem mittlerweile völlig verwachsenen und größtenteils gefluteten, aufgegebenen Steinbruch nördlich von Haselbach gewinnen, als noch bessere Aufschlussverhältnisse herrschten.

### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Plagioklas (30–45 %), fein- bis mittelkörnig, plattig, meist hypidio- bis xenomorph, häufig polysynthetisch verzwilligt, teilweise trüb und einschlussreich wegen fortgeschrittener Serizitisierung;

Biotit (10–40 %), feinkörnig, xenomorph zwickelfüllend oder hypidiomorph, blättrig oder leistenförmig, gleichmäßig verteilt, meist eingeregelt, deutlicher Pleochroismus von hellgelb zu dunkelbraun;

Amphibol (10–30 %), feinkörnig, hypidio- bis xenomorph, schwacher Pleochroismus von grünlichem hellgelb zu olivgrün, zerlappte Korngrenzen, plattig bis isometrisch gedungen, vereinzelt Einfachzwillinge (selten mit Zwillinglamellen), meist trüb, häufig mit opaken Einschlüssen.

**Nebenminerale:** Kalifeldspat (0 bis wenige %), feinkörnig, meist an Korngrenzen von Plagioklas, Amphibol oder Biotit, zum Teil als Antiperthit in Plagioklas, selten als gröbere Einsprenglinge oder Blasten;

Quarz (0 bis wenige %), xenomorph;

Klinopyroxene (1–6 %), xenomorphe, reliktsche Körner, meist in Amphibol oder Biotit;

Epidot (bis zu 5 %), feinkörnig, hypidio- bis xenomorph, selten idiomorph, tafelig oder isometrisch, blassgelb, schiefe Auslöschung (ca. 20°), häufig fleckige Farbverteilung, selten schwacher Zonarbau, intensive bunte Interferenzfarben, rissig;

Apatit (bis zu 2 %), feinkörnig, idiomorph, kurzsäulig, gerade Auslöschung, selten idiomorphe 6-eckige Kopfschnitte;

opake Minerale (1–2 %), feinkörnig, zum Teil sehr feinkörnig, xenomorph, zwickelfüllend, meist zusammen mit Biotit.

**Akzessorische Minerale:** Serizit; Titanit; Chlorit; Zirkon.

**Mikrogefüge:** grano- bis nematoblastisch; Biotite meist deutlich eingeregelt.

**Aufschlüsse:** Aufgelassener Steinbruch N Haselbach (A 17); Felsfreistellung am Spannichel, N Kringing (A 16).

### 3.1.1.2 Amphibolit, „Am

Neoproterozoikum bis Altpaläozoikum

**Lithologie und Verbreitung:** Amphibolite treten, ebenso wie die basischen metamorphen Magmatite, überwiegend in dm- bis m-großen Schollen innerhalb verschiedener Diatexite auf; nur selten werden die Körper mehrere m mächtig, wie in der Bärnsteinleite.

Die fein- bis mittelkörnigen, dunkel- bis schwarzgrünen, massig wirkenden Amphibolite sind im Allgemeinen schwach foliiert. Im Gegenlicht glänzen die gut ausgebildeten Kristallflächen der Amphibole, die in einer Grundmasse aus weißem Plagioklas liegen. An den Rändern der Amphibolit-Schollen ist häufig glänzender, schuppiger Biotit angereichert.

Die Amphibolite sind hart und zäh und können in schwärzliche bis dunkelbraune, kantige Blöcke zerfallen. Sie zeigen rostbraune Verwitterungsfarben und beigefarbene Verwitterungsrinden.

Das Ausgangsmaterial für die meisten Amphibolite waren basische Magmen, zum Teil auch tuffitisches Material (VOULTSIDIS 1973).

#### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Amphibol (30–65 %), Pleochroismus hellockergelb-hellgrün-hellblaugrün, häufig aber nicht immer in Form gut ausgebildeter prismatischer Kristalle, zum Teil tafelig;

Plagioklas (35–60 %), xenomorph, oft serizitisiert.

**Nebenminerale:** Biotit (akzessorisch bis 5 %), meist mit starkem Pleochroismus, sowohl primär als auch sekundär aus Amphibol;

Farbloser Amphibol, als Aggregate zusammen mit opaken Mineralen und mit Koronargefügen aus grünem Biotit;

Klinopyroxene (0 bis wenige %), xenomorphe, reliktsche Körner;

Quarz (0 bis wenige %).

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale; Titanit; Epidot; Zirkon; Apatit; Hellglimmer; Chlorit, sekundär aus Biotit und Amphibol, mit Pleochroismus in grün und anomal blauer oder hellbraungrüner Interferenzfarbe.

**Mikrogefüge:** granoblastisch, seltener lepidoblastisch.

**Aufschlüsse:** Bärnsteinleite, Straßenböschung der B 533, SW Grafenau (A 7, 2).

### 3.1.1.3 Orthogneis, ,Gno

Neoproterozoikum bis Altpaläozoikum

**Lithologie und Verbreitung:** Orthogneise treten im nördlichen Kartenblatt zwischen Oberkreuzberg und Großarmschlag in einem geschlossenen Zug und weiter ost-südöstlich bei Einberg und nordwestlich von Rosenau in weniger klar definierten Körpern auf.

Im Gelände fällt der überwiegend mittelkörnige, partienweise auch fein- oder grobkörnige Orthogneis durch sein helles, gestreift-flaseriges Erscheinungsbild und die zumeist straffe Regelung der Biotite auf (Abb. 4). Diese mehrere cm bis dm durchhaltenden, dunklen Glimmerlagen durchschneiden die 1 bis 5 mm mächtigen Quarz/Feldspat-Linsen spitzwinklig. Die überwiegend straffe Foliation der Biotit-Lagen bewirkt eine zum Teil ausgesprochen gute Teilbarkeit entlang dieser Flächen. Mitunter kann das Gefüge weniger straff geschiefert bis fast massig sein, wobei der Orthogneis durch das insgesamt helle, gefleckte Aussehen immer noch gut zu erkennen ist. Quarze bilden klare, bis zu 10 mm lange Augen. Insgesamt ist das Gestein recht homogen. Immer wieder treten Bereiche mit porphyrischen, bis zu 4 cm großen, idiomorphen bis augenförmigen Kalifeldspat-Einsprenglingen auf. Die Feldspäte sind weiß oder gelblich verfärbt. Selten sind die leukokraten Anteile sekundär rot gefärbt. Auf angewitterten Oberflächen treten die hellen Minerale, vor allem Quarz hervor, wodurch das helle Erscheinungsbild verstärkt wird.

Meist sind die Orthogneise nur als Lesesteine (bis 0,5 m Kantenlänge) in den tiefgründig verwitterten Zersatzböden zu finden; sie verwittern zu braunem bis gelbbraunem, oft feldspatreichem, lehmigem Sand.

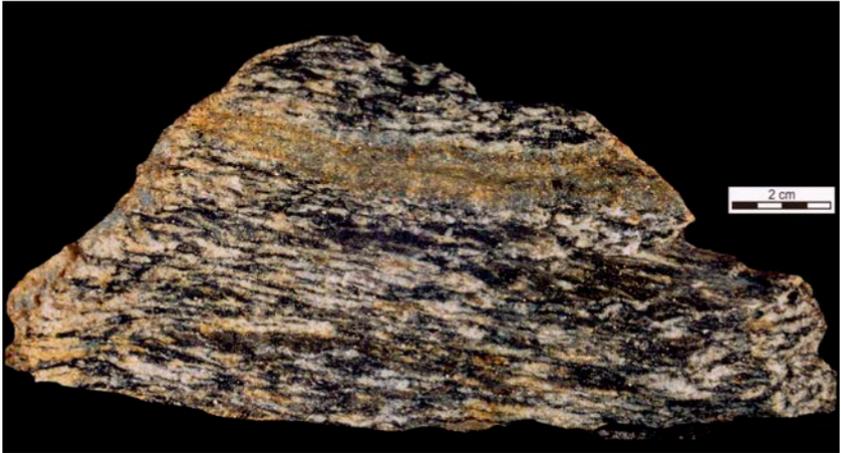


Abb. 4: Handstück eines Orthogneises mit straffem Lagenbau (Hirschschlag)

Die Orthogneise werden als prävariszische Intrusionen mit granodioritischer Zusammensetzung gedeutet. Das Alter der magmatischen Bildung wurde in der nahe gelegenen Steinklamm südlich von Spiegelau mittels U-Pb-SHRIMP an Zirkonen auf 480 Ma datiert (TEIPEL et al. 2004).

#### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Plagioklas (35–42 %), feinkörnig, vollständig rekristallisiert, gerade, scharfe Korngrenzen, polysynthetisch verzwilligt, vielfach zoniert; Quarz (29–35 %), a) als feinkörnige Rekristallisate, granoblastisch, unregelmäßig, mit scharfen, oft bauchig-suturiert ausgebildeten Rändern, undulös auslöschend, b) als gestreckte, schachbrettartig auslöschende Rekristallisate aus einzelnen duktil deformierten Quarzkristallen (Hinweis auf mindestens amphibolitfazielle Metamorphosebedingungen), c) als feinstkörnige „Tröpfchen“ in der feinkörnigen Quarz/Feldspat-Matrix; Kalifeldspat (10–18 %), als Zwickelfüllungen und hypidiomorphe Individuen in rekristallisierter Grundmasse, heterogene Korngrößenverteilung, schwach ausgebildete Mikroklingitterung oder einfache Zwillinge; Biotit (11–15 %), deutlich pleochroitisch, lepidoblastisch, in Lagen angereichert, meist hypidio- bis idiomorph, a) Hauptmasse streng eingeregelt, mit zahlreichen Einschlüssen (Zirkon, Apatit), b) kleinere Individuen sprossen quer.

**Nebenminerale:** Muskovit (2–7 %), mittelkörnig, lepidoblastisch, xeno- bis hypidiomorph, in Zwickeln, vermutlich sekundär.

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale; Zirkon; Apatit; Granat; Chlorit.

**Mikrogefüge:** serial heteroblastisch, mit meist straff geregelter, feinkörniger Matrix, die fast vollständig aus Rekrystallisaten besteht (Abb. 5).

**Aufschlüsse:** Felsen bei Hirschthalmühle, NW Großarmschlag (A 1); Bahnböschung W Rosenau, R 46 03 389, H 54 16 118; Felsfreistellung an der Kleinen Ohe, NW Schönanger, R 46 06 899, H 54 16 100.

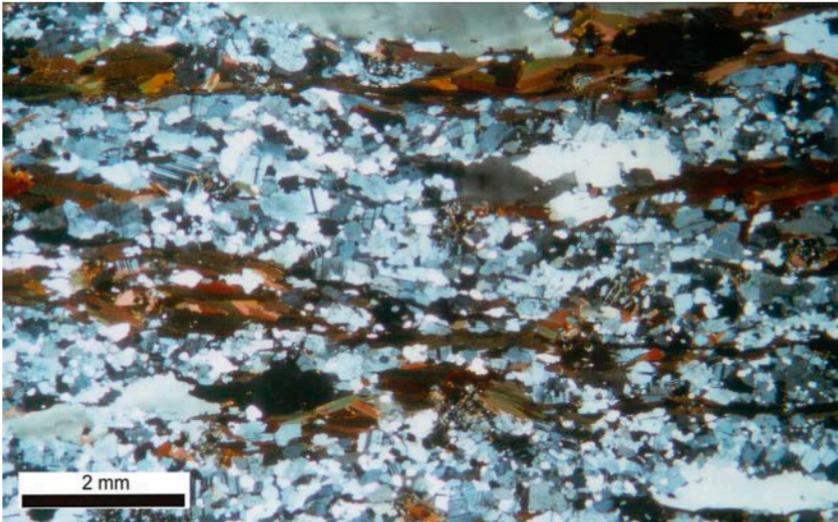


Abb. 5: Dünnschliffaufnahme eines Orthogneises (Hirschthalmühle; gekreuzte Polarisatoren). Der straffe Lagenbau wird durch lagig angereicherte Glimmer (braun, eingeregelt) nachgezeichnet. Die Hauptmasse des Dünnschliffs machen mittelkörnige Plagioklas-Rekrystallisate (mit scharf begrenzten Zwillinglamellen) und Kalifeldspat- beziehungsweise Quarz-Rekrystallisate (hell bis grau) aus. Einzelne Quarz-Altkörner heben sich durch ihre gestreckte, unregelmäßig begrenzte Form und vielfach undulöse Auslöschung ab (z. B. am oberen Bildrand und oberhalb des Maßstabes).

### 3.1.2. Metamorphe Gesteine mit unbekanntem Edukt

#### 3.1.2.1 Leukokrater Gneis, IkGn

Neoproterozoikum bis Altpaläozoikum

**Lithologie und Verbreitung:** Leukokrate Gneise kommen auf Blatt Grafenau nur als m-große, foliationsparallele Einschaltungen (Große Ohe, östlich von Oberkreuzberg) oder in Lesesteinfunden (SE Rosenau) vor und sind in der Geologischen Karte als Fundpunkte dargestellt.

Die fein- bis mittelkörnigen Leukokraten Gneise haben ein massiges, körniges, oft aplitartiges Gefüge und bestehen fast ausschließlich aus Feldspäten und Quarz. Im frischen Bruch sind sie grau-weiß, meist jedoch weiß-beige angewittert. Häufig führen sie pinkfarbene Granate um 1 mm Durchmesser, die bis zu 5 mm groß werden können. Charakteristisch sind unregelmäßig geformte, grünlich-graue Biotit-Chlorit-Granat-Aggregate von 1 bis 6 cm Durchmesser, die umgewandelte Relikte von Granat darstellen. Vereinzelt treten hellblauer Cordierit oder wenige Millimeter messender und oft rostig angelaufener Biotit auf. Die Feldspäte können kaolinitisiert sein.

Im Bayerischen und Oberpfälzer Wald sind etliche, meist lagige Vorkommen solcher Leukokraten Gneise mit Biotit-Chlorit-Granat-Aggregaten bekannt. Einige dieser Vorkommen lassen sich aufgrund von Zirkondatierungen und geochemischer Untersuchungen auf ca. 480 Ma alte saure Tuffe oder Vulkanite zurückführen (MIELKE et al. 1996, TEIPEL et al. 2004). Für andere Vorkommen ist aufgrund des Geländebefundes oder geochemischer Charakteristika von einer Entstehung durch Teilaufschmelzung im Zuge der Migmatisierung („Mega-Leukosom“) auszugehen (TANNER 1996, TEIPEL 2003). Bei den m-großen, foliationsparallel eingelagerten Linsen aus Leukokraterem Gneis im metatektischen Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneis an der Großen Ohe, östlich von Oberkreuzberg, könnte es sich wegen ihrer Sillimanit- und Cordierit-Führung um solche „Mega-Leukosome“ handeln.

#### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Plagioklas (35–40 %); Quarz (30–35 %); Kalifeldspat (30–35 %).

**Neben- und akzessorische Minerale:** Biotit; Granat; Cordierit; Sillimanit; Chlorit; Serizit; Zirkon.

**Mikrogefüge:** granoblastisch, stellenweise tektonisch überprägt mit feinkörnigen Quarz-Rekristallisaten, glimmerreichen Scherbahnen und kataklastisch zerbrochenen Feldspäten.

**Aufschlüsse:** Felsfreistellungen im Tal der Großen Ohe NW Kaltenberg, R 46 00 308, H 54 18 359.

### 3.1.3 Metamorphe Sedimentgesteine

#### 3.1.3.1 Kalksilikatgestein, „KS

Neoproterozoikum bis Altpaläozoikum

**Lithologie und Verbreitung:** Kalksilikatgesteine können vor allem im Bereich der metatektischen Gneise immer wieder als Lesesteine auftreten; vereinzelt sind sie in Form von cm- bis dm-großen Linsen (Boudins) in Gneisen zu beobachten. In der geologischen Karte wurden nur wenige Kalksilikatgesteinsvorkommen mit gehäuftem Auftreten von Lesesteinen dargestellt.

Die grünlich dunkelgrauen bis blau- oder hellgrauen, feinkörnig bis dichten Kalksilikatgesteine zeigen variable Zusammensetzungen; im Blattgebiet Grafenau handelt es sich meist um quarzitische Kalksilikatfelse. Sie sind außergewöhnlich hart und zeigen einen charakteristischen, unregelmäßig splittigen bis muscheligen Bruch mit seidenmattem Glanz. In den helleren Varietäten lassen sich teilweise deutlich hervortretende biotit-pyritreiche Lagen erkennen. Je nach Varietät heben sich die unregelmäßigen bis runden, 1 bis 3 mm großen, blau- bis grüngrauen Pyroxene (Diopsid) oder die dunkelgrünen bis grünschwärzen Amphibole (Hornblende) deutlicher ab und verleihen dem Gestein dadurch ein schwach gesprenkeltes Aussehen. Teilweise ist das Gefüge im Handstück massig, teilweise lagig.

Aufgrund ihrer Härte sind sie vergleichsweise verwitterungsresistent und reichern sich als Lesesteine im Boden relativ an. Die meist frischen Lesesteine sind selten größer als 15 cm und unregelmäßig begrenzt. Sie zeigen oft eine weißlich-gelbe bis rostbraune Verwitterungsrinde.

Vermutlich handelt es sich bei den Ausgangsgesteinen der Kalksilikatgesteine um karbonatreichere Einschaltungen in den sedimentären Ausgangsgesteinen der metatektischen Gneise.

#### Mineralbestand

Die Kalksilikatgesteine variieren in ihrer Mineralzusammensetzung stark.

**Hauptminerale:** Plagioklas (33–46 %), oft stark bis vollkommen serizitisiert, soweit nicht umgewandelt: feinkörnig, homogen verteilt, xeno- bis hypidionormorph, polysynthetische Zwillingslamellen, seltener unverzwilligt oder spitz auslaufende Lamellen;

Quarz (35–42 %), fein- bis mittelkörnig, meist hypidio- bis idiomorphe Kristallaggregate, schwach undulös auslöschend bzw. gefeldert;

Klinopyroxene (Diopsid) (5–17 %), fein- bis mittelkörnig, xeno- bis hypidionormorph, selten als poikiloblastische idiomorphe Aggregate mit gedrungenen bis rautenförmigen Umrissen, unregelmäßige Korngrenzen, gelbliche bis orangebraune Eigenfarbe, schwach pleochroitisch, hohes Chagrin und sehr hohes Relief, bei fortgeschrittener Verwitterung auch reliktsch in serizitisierten Bereichen.

**Nebenminerale:** Amphibol (Hornblende) (1–5 %), feinkörnig, xenomorph, blassbraune bis dunkelbraune bzw. blassgrüne Eigenfarbe, schwach pleochroitisch;

Granat (0–5 %), feinkörnig bis sehr feinkörnig, oft an den Rändern zum Nebengestein angereichert, unregelmäßig, zum Teil umgewandelt.

**Akzessorische Minerale:** Biotit; opake Minerale; Titanit; Apatit; Wollastonit; Epidot.

**Mikrogefüge:** dekussat. Mit Ausnahme des ursprünglich porphyrischen Diopsids ist das Gestein weitgehend homogen gleichkörnig und granoblastisch.

**Aufschlüsse:** dm-großer Boudin im Gneis an der Straßenböschung an der St 2132, NNE Grüb (G 6, 2).

### 3.1.3.2 Biotit-Plagioklas-Gneis, metablastisch, ,bpGn,mb Neoproterozoikum bis Altpaläozoikum

**Lithologie und Verbreitung:** Im Bereich des Kartenblattes kommen metablastische Biotit-Plagioklas-Gneise verbreitet an der Südwest-Ecke, westlich von

Haibachmühle „In der Öd“ vor; sie sind vereinzelt auch im Bereich der meta-tektonischen Gneise zu finden.

Das Erscheinungsbild des Biotit-Plagioklas-Gneises ist uneinheitlich mit eng-räumig variierendem Aussehen und Mineralbestand. Oft wechseln metablastische Bereiche mit deutlichem bis verwischtem Lagenbau und diatektische, eher massige Gefüge im dm- bis m-Bereich. Der dunkle, fein- bis mittelkörnige Biotit-Plagioklas-Gneis ist gekennzeichnet durch meist rundlich-ovale oder idiomorphe, seltener eckige Plagioklas-Blasten (1–3 mm, selten bis zu 1 cm), die in meist gleichmäßiger Verteilung in einer feinkörnigen, dunklen Matrix aus Biotit und Quarz enthalten sind (Abb. 6). In den meisten Fällen sind die Plagioklase gelblich angewittert und damit sehr auffällig. Insbesondere im verwitterten Zustand wirkt das Gefüge der Biotit-Plagioklas-Gneise perlig

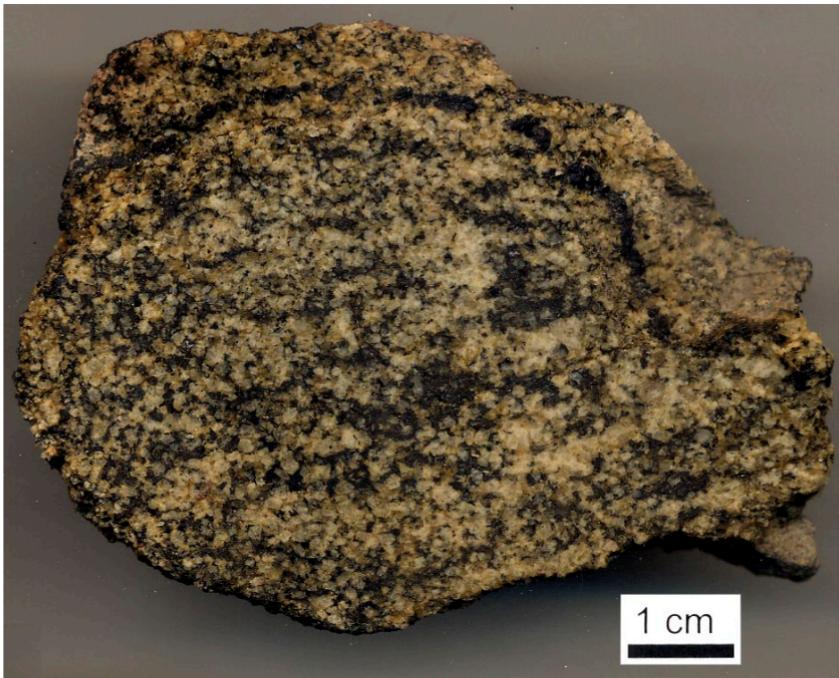


Abb. 6: Poliertes Handstück eines metablastischen Biotit-Plagioklas-Gneises mit typischem, „perligem“ Gefüge. Die rundlichen Plagioklas-Blasten „treten wegen der gelblichen Verwitterungsfarben deutlich hervor.“

(„Perlgneis“, GÜMBEL 1868). Im frischen Zustand treten die graublauen Plagioklas-Blasten weniger aus der dunkelgrauen Matrix heraus. Die Anteile der Plagioklas-Blasten liegen zwischen 20 und 40 %, können in den stärker diaktischen Bereichen aber auch zurückgehen. In der metablastischen Varietät ist durch die homogene Verteilung der Blasten nur ein undeutlicher Lagerbau erkennbar, der mitunter durch mehrere cm bis dm durchziehende, nur wenige mm mächtige Biotit-Bänder oder lagenartige Aneinanderreihung der Blasten deutlicher hervortritt. Bisweilen sind in dem Gestein geringmächtige Quarzlagen oder nur wenige cm große kalksilikatische Linsen oder Boudins, als Relikte sedimentärer Einschaltungen enthalten, die vor allem im Zersatz durch ihre Verwitterungsbeständigkeit auffallen.

Metablastische Biotit-Plagioklas-Gneise sind sehr verwitterungsanfällig und liegen oft als Lesesteine oder als sandig-kiesiger Zersatz mit unterschiedlich hohem Steinanteil vor. Im Zersatz oder im verwitterten Zustand ist das biotitreiche Gestein rostbraun bis dunkel graubraun gefärbt, während das selten anzutreffende frische Material dunkelgrau bis graublau ist.

Metablastische Biotit-Plagioklas-Gneise („Perlgneise“) wurden als regional-metamorph rekristallisierte, getemperte Mylonite („Tiefenmylonite“) interpretiert (FISCHER 1938). MASCH & CETIN (1991) zeigen, dass in den metablastischen Biotit-Plagioklas-Gneisen eine schwache Hochtemperaturdeformation mit geringem Strain vorliegt und finden keine Anzeichen für eine überprägende Niedertemperaturverformung.

### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Plagioklas (35–42 %), mittelkörnig (1–3 mm), granoblastisch auftretende, rundliche, hypidiomorphe Kristalle, nahezu gleichmäßig verteilt, polysynthetische Zwillinglamellen oft nur in Teilen des Kornes entwickelt oder fehlend, teilweise granophyrische Verwachsungen, stets unregelmäßige Risse, fortgeschrittene Serizitisierung, zahlreiche Quarz-, Biotit- und opake Einschlüsse;

Quarz (25–35 %), a) fein- bis mittelkörnig, xenomorphe interlobate Aggregate, Rekristallite ehemals rundlicher oder unregelmäßiger Individuen, homoblastisch bis schwach serial heteroblastisch, buchtige Ränder, sehr unregelmäßige Kornformen, scharfe Korngrenzen, oft gefeldert und undulös auslöschend, b) gelegentlich in granophyrischen Verwachsungssäumen; Biotit (12–23 %), lepidoblastisch, feinkörnig, hypidio- bis idiomorph, umrah-

men Plagioklas- und Quarz-Aggregate, undeutlich eingeregelt und als gleichmäßig verteilte Zwickelfüllungen, stark pleochroitisch (hell- bis dunkelbraun), oft von Muskovit, Serizit oder Chlorit verdrängt und überwachsen, zahlreiche Zirkon-Einschlüsse mit pleochroitischen Höfen.

**Nebenminerale:** Chlorit/Serizit (3–10 %), feinkörnig, interlobate Scheiter oder feiner Filz, stets als Umwandlungsprodukt einzelner Blasten, innig verwachsen;

Kalifeldspat (2–10 %), in hypidiomorphen Blasten bis 3 mm, reliktsch, weitgehend umgewandelt (serizitisiert), gelegentlich mit Mikroklingitterung oder schwacher perthitischer Entmischung, teilweise granophyrische Verwachsungen;

Muskovit (1–6 %), feinkörnig, schwach heteroblastisch, hypidiomorph, verdrängt Biotit;

Cordierit (0–5 %), mittelkörnig, rundliche hypidiomorphe Körner, durch Pinitisierung weitgehend umgewandelt, reliktsch erhalten.

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale; Zirkon; Apatit.

**Mikrogefüge:** granoblastisch, untergeordnet lepidoblastisch.

**Aufschlüsse:** Felsfreistellung mit Blockfeld „In der Öd“ SW Haibach, R 45 97 993, H 54 08 833.

### 3.1.3.3 Quarzreicher Biotit-Plagioklas-Gneis, ,qzbpGn Neoproterozoikum bis Altpaläozoikum

**Lithologie und Verbreitung:** Der Quarzreiche Biotit-Plagioklas-Gneis tritt im östlichen Kartenblatt, N Ringelai zwischen Eppenbergr und dem Reschbergr auf. Er bildet dort einen etwa 120 m breiten und ca. 2 km langen Zug. Nach Norden grenzt er scharf an den „Haidelgranit“; nach Süden kommt er verzahnt mit dem „Haidelgranit“ vor.

Der dunkelgraue, überwiegend fein- und gleichkörnige Quarzreiche Biotit-Plagioklas-Gneis fällt durch seine Härte sowie charakteristischen mittelgrauen, plattigen bis dünnbankigen (cm bis dm), quarzartigen Lagen auf (Abb.7). Er verwittert braunstichig bis grau-braun. Lagig eingeregelt, feinkörnige Biotite bilden eine straffe Bänderung im mm-Bereich aus, die oft über mehrere dm bis m einheitlich parallel durchzieht. Bereichsweise wird dieses feinlagige



Abb. 7: Quarzreicher Biotit-Plagioklas-Gneis mit cm-mächtigen, verfalteten und boudinierten Quarzit-Lagen

Gefüge durch undeutliche Leukosome schlierig überzeichnet. Immer wieder können auch monomineralische, metamorphe Quarzknuern von 2 bis 30 cm Mächtigkeit auftreten. Der Quarzreiche Biotit-Plagioklas-Gneis ist überwiegend und in unterschiedlichem Maße mylonitisiert. Er zeigt enge Falten mit flach nach Westen oder Osten einfallenden Faltenachsen sowie eine vermutlich jüngere, offene, wellige Faltung.

Der quarzreiche und feinkörnige Gneis bildet mehrfach größere Felsfreistellungen und zeigt sich als verwitterungsresistent. Als sedimentäres Ausgangsmaterial dieser Gneise ist von einer Wechselfolge aus Psammiten und Semipeliten auszugehen.

#### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Quarz (47–77 %), xenomorphe rundliche Aggregate, meist sehr feinkörnig, Rekristallisate mit häufig buchtigen Korngrenzen zu den anderen Mineralen, Pflastergefüge, sehr unregelmäßige Kornformen, scharfe Korngrenzen, größere Individuen (bis 1 mm Größe) oft gefeldert, sonst undulös auslöschend;

Plagioklas (10–36 %), fein- bis seltener mittelkörnig, häufig gedrungene bis

rundliche, xeno- bis hypidiomorphe Kristalle, nahezu gleichmäßig verteilt, häufig polysynthetische Zwillinglamellen, fortgeschrittene Serizitisierung; Kalifeldspat (4–18 %), fein- bis mittelkörnig, meist xenomorphe Individuen mit buchtigen Rändern, häufig umgewandelt (serizitisiert), gelegentlich mit Mikroklitterung oder schwacher perthitischer Entmischung, teilweise granophyrische Verwachsungen.

**Nebenminerale:** Biotit (6–14 %), lepidoblastisch, feinkörnig, hypidio- bis idiomorph, blättrig, faserig, meist straff eingeregelt, gleichmäßig verteilt, stark pleochroitisch (hell- bis dunkelbraun), oft von Muskovit oder Serizit verdrängt und überwachsen, zahlreiche Zirkon-Einschlüsse mit pleochroitischen Höfen; Muskovit (1–4 %), feinkörnig, meist faserig oder filzig, selten blättrig, schwach heteroblastisch, hypidiomorph, verdrängt Biotit, Cordierit oder Feldspäte.

**Akzessorische Minerale:** Granat; Cordierit; Chlorit; Serizit; Apatit; opake Minerale.

**Mikrogefüge:** heteroblastisch; mit undeutlichem Lagenbau. Die dunkleren, meist dünnen Lagen sind vorwiegend aus Biotit und opaken Mineralen aufgebaut, während die dickeren, leukokraten Lagen sich aus Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat zusammensetzen.

**Aufschlüsse:** Felsfreistellung SW Haag (A 8).

### 3.1.3.4 Metatektischer Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneis, $_{cs}Gn_{mx}$ Metatektischer Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneis, $_{gtcs}Gn_{mx}$ Neoproterozoikum bis Altpaläozoikum

**Lithologie und Verbreitung:** Nördlich des Bayerischen Pfahls dominiert über weite Bereiche der metatektische Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneis. Metatektische Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneise sind variabel in ihrem Erscheinungsbild. Meist sind sie fein- bis mittelkörnig, dunkelgrau, vielfach durch Cordierit blau- bis grünstichig und zeigen verschiedene metatektische Gefüge (z. B. stromatitisch, schlierig, agmatitisch). Häufig treten diffuser Lagenbau im cm-Bereich sowie schlierige Gefüge auf. Typisch sind beige-weiße, mittel- bis grobkörnige Leukosome mit granoblastischem, meist unregelmäßigem Gefüge, überwiegend aus Kalifeldspat und Quarz bestehend, zum Teil mit Granat, Cordierit, Biotit und Plagioklas. Diese treten teils scharf, teils

diffus begrenzt, sowohl in foliationsparallelen Lagen und Linsen, als auch in diskordanten Linsen auf (Abb. 8). Demgegenüber sind die dunkelgrauen, zum Teil bläulichgrünen → *Melanosom*- und → *Restit*-Bereiche unterschiedlich deutlich foliiert oder flaserig. Stellenweise sind wasserblaue Cordierite bis 5 mm Durchmesser zu finden. Auf den welligen, glatten Foliationsflächen kann ein feiner Sillimanit-Filz mit typisch seidigem Glanz auftreten. Meist kleine Granate kommen verbreitet aber häufig nur in sehr geringen Anteilen und in variabler Verteilung als 1 bis 4 mm, zum Teil bis zu 10 mm große, meist hypidiomorphe, rundliche Kristalle vor. Die Granate sind in der Regel im Melanosom, teils lagenweise oder in Haufen angereichert, teils verteilt, seltener innerhalb von Leukosomen im Randbereich zu finden. Deutlich Granat führende metatektische Gneise mit meist auffälligen bis 10 mm großen Granaten wurden stellenweise separat als metatektische Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneise auskartiert. Partienweise kommen blaugraue, harte, massige Cordieritfelse vor.



Abb. 8: Handstück eines metatektischen Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneises, das mittelkörnige Gefüge ist straff geregelt und zeigt einzelne Quarz-Feldspat-Aggregate (Leukosome), die die beginnende Aufschmelzung anzeigen.

In den metatektischen Gneisen finden sich immer wieder cm- bis dm-mächtige, meist boudinierte Einschaltungen von Kalksilikatgesteinen, Quarziten sowie Linsen und Lagen von hellgrauen, feinkörnigen Biotit-Plagioklas-Gneisen. Neben diesen ursprünglich mergeligen, sandigen und möglicherweise tuffitischen sedimentären Einschaltungen gibt es häufig weißliche, foliationsparallele, cm- bis dm-mächtige Quarzknuern, die frühmetamorphe Mobilisate darstellen. Die metatektischen Gneise sind häufig eng bis isoklinal verfalt. In verfalteten Bereichen kommt es zu einer Verdickung der Mobilisate in den Faltenscheiteln.

Die metatektischen Gneise verwittern sehr ungleichmäßig. Das ausgeprägte Relief der Gneis-Hügel, wo das Gestein in Kuppen und Steilhängen aufgeschlossen sowie als Blöcke zu finden ist, deutet auf seine relativ hohe Verwitterungsresistenz hin. Andererseits kommen stark verwitterte, sandig-grusige oder lehmige Zersatzzonen großflächig oder im kleinräumigen Wechsel mit leicht verwitterten oder frischen Partien vor. Angewittertes Material ist rostbraun, braun bis graubraun gefärbt.

Das sedimentäre Ausgangsmaterial der metatektischen Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneise sind Pelite, Grauwacken und sandig-tonige Wechsellagerungen, mit Einschaltungen aus Sandsteinen, Mergelsteinen sowie Tuffiten. Als Edukt der Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneise wird aufgrund des höheren Aluminium-Gehaltes umgelagertes, lateritisches Erosionsmaterial vermutet (MIELKE et al. 1996).

### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Biotit (24–30 %, in Leukosomen < 15 %), mittelkörnig, lepidoblastisch, entlang der Foliation eingeregelt (nur vereinzelt posttektonische Quersprossung), stark pleochroitisch, xenomorph, oft zerlappt und von anderen Mineralen angegriffen (vor allem Sillimanit), teilweise chloritisiert; Quarz (19–25 %), feinkörnige, xenomorphe Individuen, buchtige, zerlappte Korngrenzen, oft gefeldert (Subkornbildung) oder undulös auslöschend, in Leukosomen mittel- bis grobkörnig, wechselnd häufig Einschlüsse (vor allem Biotit), gelegentlich in granophyrischen Verwachsungssäumen an Rändern der Leukosome;

Cordierit (17–23 %), mittelkörnig, schwach eingeregelt, gestreckte bis unregelmäßige Individuen, xenomorph, auch rundliche hypidiomorphe Körner, mit

verfalteten Sillimanit-Einschlüssen im Kern und einschlussfreiem Rand, vielfach von Rändern und Spaltrissen ausgehend pinitisiert, teilweise gefeldert; Kalifeldspat (15–23 %), fein- bis mittelkörnig, gehäuft in Leukosomen, xenobis hypidiomorph, meist deutliche Mikroklingitterung, Perthitlamellen, teilweise von Quarz verdrängt, oft schwach serizitisiert;

Plagioklas (10–17 %), fein- bis mittelkörnig, eher granoblastisch auftretende, xenomorphe, seltener hypidiomorphe Körner, oft mit polysynthetischen Zwillinglamellen, teilweise Myrmekitbildung;

Sillimanit (9–17 %), a) tritt als sehr feinkörnige fibroblastische Nadeln im Kern von Cordierit auf, vielfach rotierte helizitische Gefüge, b) als feinfaseriger, dichter Filz („Fibrolith“), der Biotit verdrängt und in der Foliation eingeregelt ist.

**Nebenminerale:** Muskovit (1–5 %), als jüngere Bildung vermehrt zwischen Biotit und Cordierit, auch durch Pinitisierung des Cordierits;

Granat (0–3 %, vereinzelt bis 6 %), mittel- bis grobkörnige Porphyroblasten, sporadisch und unregelmäßig vertreten, vielfach verdrängt und nur noch reliktmäßig erhalten.

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale; Zirkon; Apatit; Monazit; Chlorit (retrograd gebildet); Hornblende (reliktmäßig erhalten).

**Mikrogefüge:** granoblastisch; heterogen mit Leukosomen (überwiegend Quarz und Feldspäte) und Melanosomen (Cordierit, Biotit, Sillimanit, Quarz, Feldspäte); Sillimanit verdrängt teilweise Biotit bzw. ist als verfaltete Sillimanit-Aggregate im Zentrum von Cordierit erhalten.

Eine kritische Mineralreaktion für die Teilaufschmelzung bei der Hochtemperatur-Niederdruck-Metamorphose und für die Entstehung von metatektischen Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneisen aus schwächer metamorphen, Biotit führenden Gneisen ist:

$\text{Biotit} + \text{Sillimanit} + \text{Quarz} \rightarrow \text{Cordierit} + \text{Kalifeldspat} + \text{H}_2\text{O}$ .

Das freiwerdende Wasser führt zur Bildung von Teilschmelzen. Da die Anteile der an der Reaktion beteiligten Minerale stark variieren, läuft die Reaktion meist unvollständig ab.

**Aufschlüsse:** Hoher Stein in Draxlschlag (G 1); Felskuppe am Steinmannbiegel in Draxlschlag (G 2); Felskuppe am Bauhof Draxlschlag (G 3); Felskuppe SW St. Oswald (A 11).

## Tektonisierter Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneis

**Lithologie und Verbreitung:** N Grafenau, in einem zusammenhängenden Bereich etwa zwischen Grüberschlag im Westen und Rosenau im Osten, kommen grauschwarze bis dunkel-blaugraue, meist feinkörnige, metatektische Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneise vor, die durch ihr massiges Erscheinungsbild und ihre größere Härte im Vergleich zu anderen metatektischen Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneisen auffallen.

Während diese Gneis-Varietät im frischen Bruch meist massig und homogen wirkt, zeigt sich an verwitterten Flächen oft eine Bänderung bzw. ein perliges Erscheinungsbild. Lokal treten auch Leukosome auf. Im Handstück fallen geringere Biotit- und höhere Quarz-Gehalte auf; Cordierit ist stellenweise makroskopisch erkennbar. Neben Einschaltungen von Biotit-Plagioklas-Gneisen und Kalksilikatgesteinslinsen treten stellenweise plattige bis dünnbankige, graue, quarzitische Lagen hervor. Im Aufschluss sieht man neben weitgehend undeformiert erscheinenden Bereichen auch proto- bis mesomylonitische Bereiche. Unter dem Mikroskop ist jedoch eine durchgreifende, auch kataklastische, tektonische Überprägung erkennbar, die als Ursache für die höheren Quarz-Anteile, die Härte und das massige Erscheinungsbild angesehen wird.

Der tektonisierte Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneis tritt nur gelegentlich in kleineren, natürlichen Felsfreistellungen zutage. Oft sind aufgrund einer intensiven, inhomogenen Verwitterung nur Gneiszersatz und Bruchstücke erhalten. Das Gestein zeigt hellbraune bis braune Verwitterungsfarben.

### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Quarz (25–37 %), feinkörnig, serial heteroblastisch, überwiegend statische, seltener dynamische Rekristallisate in länglichen, flaserungsparallelen Aggregaten oder nahezu gleichmäßig verteilt, gelegentlich undulös auslöschende Altkörner;

Kalifeldspat (22–35 %), feinkörnig, tafelig oder gedrungen, xeno- bis hypidiomorph, teilweise einfache Verzwilligung, teilweise serizitisiert; selten granophyrische Verwachsungen (Quarz in Feldspat);

Cordierit (15–25 %), sehr feinkörnig, zum Teil feinkörnig, unregelmäßig geformte, rundliche Körner, xenomorph, größere Individuen mit buchtigen Rändern und undulöser Auslöschung, selten mit polysynthetischen Zwillinglamellen, meist scharfe Korngrenzen, Pflastergefüge, in Aggregaten an-

gereichert, teilweise gefeldert, Einschlüsse von Sillimanit-Nadeln im Kern, zum Teil pinitisiert;

Plagioklas (10–17 %), feinkörnig, xenomorph gedrungen bis hypidiomorph tafelig, teilweise polysynthetische Verzwilligung, oft im Zentrum serizitisiert; Biotit (10–15 %), feinkörnig, meist hypidiomorph, teilweise xenomorph, blättrig, schuppig, starker Pleochroismus von blassbraun zu kräftig rotbraun, pleochroitische Höfe um Zirkone, gleichmäßig verteilt, meist straff eingeregelt, Umwandlung in Sillimanit.

**Nebenminerale:** Sillimanit (1–7 %), sehr feinkörnig, filzig oder feinstfaserig, stellenweise in Büscheln, hypidio- bis idiomorph, blassgelb.

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale; Serizit; Zirkon; Titanit.

**Mikrogefüge:** feinkörnig, heteroblastisch; mylonitisch bis kataklastisch überprägt; je nach tektonischer Überprägung von straffer mylonitischer Foliation bis zu undeutlichem Lagenbau mit überwiegend granoblastischen Anteilen. In tektonisierten Varietäten bilden straff eingeregelt Biotite und opake Minerale mit Serizit und Chlorit dünne geflaserte Bahnen, die größere Klaster aus Kalifeldspat, Cordierit und Plagioklas in einem mylonitischen Gefüge umgeben. Zu feinkörnigen, länglichen Aggregaten rekristallisierte Quarze bilden eigenständige, in das Gefüge eingepasste Flasern.

**Aufschlüsse:** Straßenaufschlüsse an der St 2132, NNE Grüb (G 6, 1; G 6, 3).

### 3.1.4 Anatektische Gesteine und damit verbundene Granitoide

Anatektische Gesteine entstehen durch teilweise oder vollständige Aufschmelzung von sedimentärem oder magmatischem Krustenmaterial, wobei diese Schmelzen mehr oder weniger am Ort ihrer Entstehung bleiben. Die Übergänge zu Granitoiden, bei denen die Schmelze migriert und in andere → *Nebengesteine* intrudiert, sind dabei fließend. Auf Kartenblatt Grafenau erreichte die Aufschmelzung südlich des Bayerischen Pfahls ein fortgeschrittenes Stadium, so dass hier Diatexite unterschiedlicher Ausprägung auftreten. Zu den Anatektischen Gesteinen werden auch die ehemals als „Palite“ bezeichneten Dunklen Diatexite gestellt.

Als Folge der Aufschmelzung lösten sich häufig nicht aufgeschmolzene Partien (Melanosome, Paläosome und Restite) in einzelne Schollen und Schlieren

auf. Die Schollen sind in mehr oder weniger abgerundeten, oft auch eckigen und länglichen Formen anzutreffen. Häufig sind ehemals aufgeschmolzene (Leukosome und → *Metatekte*) und nicht aufgeschmolzene Partien so stark miteinander vermischt, dass sie nicht mehr einzeln zu identifizieren sind und nebulitische → *Strukturen* bis hin zu homogen-massigen Gefügen bilden. Spätere Schmelzen können Adern bilden, welche diese Strukturen durchschneiden.

Die Anatektischen Gesteine zeigen unterschiedliche Deformationsgrade und daher verschiedene Makrogefüge. Man findet sowohl massige bzw. richtungslos-körnige Diatexite, in denen nahezu keine Mineralregelung zu sehen ist, als auch foliierte Diatexite, die durch Deformation zum Teil eine Augenstruktur entwickelt haben. Das Erscheinungsbild der Diatexite ist nicht nur in Bezug auf ihre Struktur sehr variabel, auch der Mineralbestand variiert.

### 3.1.4.1 Heller Diatexit, „lkDx

#### Karbon

**Lithologie und Verbreitung:** Helle Diatexite findet man im südwestlichen Kartenblatt südlich einer Linie von Schönberg nach Rentpoldenreuth. Hier sind sie unscharf gegen die Dunklen Diatexite nach Norden abgegrenzt.

Der schlierig-nebulitische bis massige Helle Diatexit ist typischerweise mittel- bis grobkörnig, bereichsweise feinkörnig; die Melanosome sind meist feinkörnig. Das milchig weiße bis graue, manchmal leicht rosafarbige Erscheinungsbild des Gesteins wird von schwarzen bis dunkelbraunen Biotiten aufgelockert. Die Hauptminerale sind Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz und Biotit. Die mittel- bis grobkörnigen (0,5 bis 1,5 cm, selten bis zu 5 cm langen), leicht porphyrischen Kalifeldspäte lassen oft schon makroskopisch Einschlüsse von Biotit erkennen. Die klaren, hellgrau wirkenden Quarze treten zwickelfüllend neben den gleich- und mittelkörnigen, milchigen Plagioklasen auf. Die Biotite sind oft unregelmäßig verteilt und in unterschiedlich großen (mm bis cm), schlierigen, unregelmäßigen Aggregaten angereichert. Die grünliche Färbung mancher Mineralaggregate geht auf sekundären Biotit, der den Amphibol ersetzt, zurück. In restitischen Bereichen ist Biotit das vorherrschende Mineral.



Abb. 9: Heller Diatexit mit migmatitischen Lagen- und Schlierentexturen und Schollen von biotitreichen, mafischen Gneisen

Im Aufschluss wechseln homogene, granitähnliche Bereiche, mit schlierig-nebulitischen oder straff geschiefert bis lokal mylonitisierten Bereichen. Oft ist das Gestein von pegmatitischen Taschen sowie aplitischen Adern durchsetzt. In den Hellen Diatexiten finden sich häufig zahlreiche, dunkle, cm- bis dm-große Schollen aus dunkelgrauen Biotit( $\pm$ Hornblende)-Gneisen, Amphiboliten und Metabasiten (Abb. 9).

Die verwitterungsanfälligen Hellen Diatexite sind meist tiefgründig grusig zersetzt und schlecht aufgeschlossen. Außer in künstlichen Aufschlüssen und Straßenanschnitten findet man oft nur stark verwitterte Lesesteine auf den Zersatzflächen. Das Verwitterungsprodukt ist überwiegend sandig bis feinkiebig und wird gelegentlich in kleinen Entnahmestellen als Auffüllmaterial gewonnen. Die Melanosome haben typischerweise ein feinsandig-schluffiges und dunkleres Verwitterungsprodukt.

Helle Diatexite sind neben anderen auch südlich Blatt Grafenau im Gebiet zwischen Tittling, Waldkirchen und Hutthurm verbreitet. Das Ausgangsmaterial solcher Diatexite war überwiegend magmatogen, vermutlich dacitisch (PROPACH et al. 2008); sie werden auch als Orthoanatexite bzw. Orthodiatexite bezeichnet. U-Pb-Datierungen an Zirkonen dieser Orthoanatexite ergaben Alter von ca. 340 Ma für eine granulitfazielle Metamorphose und 326 bis 323 Ma für die Anatexis (SIEBEL et al. 2012); das magmatische Alter der Ausgangsgesteine ließ sich aus diesen Daten nicht ableiten.

### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Kalifeldspat (25–55 %), überwiegend als hypidiomorpher Mikroklin und Mikroperthit, oft Karlsbader Zwillinge, perthitische Entmischungslamellen;

Plagioklas (19–41 %), fein- bis mittelkörnig, xeno- bis hypidiomorph, überwiegend homoblastisch, oft deutliche polysynthetische Zwillinge, auch einfache Albit-Zwillinge, granoblastisch, stärker serizitisiert als Kalifeldspat, Myrmekit im Kontakt zu Kalifeldspat;

Quarz (17–35 %), feinkörnig, serial heteroblastisch, xenomorph, regellos, scharfe aber stark lappig-buchtige Korngrenzen, vielfach undulös auslöschend und Subkornbildung aus ehemaligen größeren Kristallen, unregelmäßige Risse, kann sowohl statisch als auch dynamisch rekristallisiert auftreten.

**Nebenminerale:** Biotit (2–18 %), fein- bis mittelkörnig, pleochroitisch (rötlich braun bis hellockergelb), in Zwickeln, lepidoblastisch, regellos bis orientiert, xeno- bis hypidiomorph, teilweise deformiert oder Knickfalten, Einschlüsse von Zirkon;

Amphibol (0–3 %), nur vereinzelt, als xenomorphe bis stängelig-hypidiomorphe Aggregate, von Biotit verdrängt, blasse Eigenfarbe, ersetzen ein früher anwesendes Mineral (?Pyroxen).

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale (?Ilmenit); Apatit; Titanit; Zirkon; Allanit; Rutil; Serizit und Chlorit (sekundär).

**Mikrogefüge:** grano- bis lepidoblastisch, bereichsweise porphyrisch; teils statisch, teils dynamisch rekristallisiert.

**Aufschlüsse:**Felsfreistellung am Spitzberg, S Rentpoldenreuth (A 18); ehemalige Abbaustelle S Oberhüttensölden, R 45 99 989, H 54 11 723; Felsfreistellung NW Haselberg, S Harretsreuth, R 46 02 413, H 54 10 029.

### 3.1.4.2 Hypersthen führender Diatexit, „opxDx Karbon

**Lithologie und Verbreitung:** Der Hypersthen führende Diatexit tritt auf Blatt Grafenau im Süden in mehreren Nordwest–Südost streichenden Zügen innerhalb der Hellen Diatexite südwestlich Eckertsreut und am Edelberg auf.

Das Erscheinungsbild des Hypersthen führenden Diatexit ist variabler als das der anderen Diatexit-Varietäten. Im dm- bis m-Bereich wechseln hellere und dunklere Partien ab. Dunklere, restitische Partien sind biotitreich und liegen in Form von Lagen, Schlieren oder Schollen vor. Im Gegensatz zu anderen Varietäten ist der Hypersthen führende Diatexit vorwiegend gleichkörnig. In dem milchig-weißen bis grauen, meist fein- bis mittelkörnigen, zum Teil flaserig wirkenden Gestein fallen bis zu 3 mm große, prismatische, hell- oder ockerbraune Hypersthen-Kristalle und bis zu 7 mm große Hypersthen-Aggregate auf, die allerdings nicht gleich zahlreich und gleich groß auftreten. Da die Übergänge zwischen den verschiedenen Diatexiten fließend sind, ist auch außerhalb der auskartierten Einheit stellenweise Hypersthen zu finden.

#### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Plagioklas (20–70 %); Quarz (5–50 %); Kalifeldspat (0–30 %), mit Myrmekitbildung am Kontakt zu Plagioklas; Biotit (0–25 %), mit Pleochroismus von rötlich braun nach hellockerbraun.

**Nebenminerale:** Orthopyroxen (Hypersthen, 1–5 %), charakteristisches Mineral in diesem Gestein, in Form prismatischer, hypidiomorpher Kristalle, Pleochroismus von hellrosa nach hellgrün, fast immer Koronargefüge (von Amphibol, ± Biotit, ± Chlorit umgeben); Amphibol (1–5 %), in verschiedenen Generationen.

**Akzessorische Minerale:** Zirkon; Chlorit; opake Minerale (?Ilmenit); Titanit; Apatit; Rutil, als winzige Nadeln in Quarz; Chlorit; Biotit; Hellglimmer.

**Mikrogefüge:** granoblastisch, seltener lepidoblastisch. Der Hypersthen ist ein relikritisches Mineral, das unter granulitfaziellen Bedingungen entstanden ist. Die Exhumierungs- und Abkühlungsgeschichte hatte die Destabilisierung des Hypersthens zur Folge und führte zur Bildung eines Koronargefüges, in dem eine Reihe von Umwandlungsprodukten die Hypersthen-Kristalle umgeben. Diese Umwandlungsprodukte sind mit abnehmendem Alter farbloser Amphibol, grüner Amphibol, Biotit und Chlorit.

**Aufschlüsse:** Felsfreistellung am Edelberg, E Haus im Wald (A 19).

### 3.1.4.3 Heller Hypersthen führender Diatexit, „kopxDx

Karbon

**Lithologie und Verbreitung:** Der Helle Hypersthen führende Diatexit tritt auf Blatt Grafenau nur am südlichen Blattrand in kleineren Bereichen am Leitenberg, südöstlich Wamberg sowie an der Kuppe und der Südflanke des Edelbergs auf und reicht jeweils ins Nachbarblatt TK Nr. 7246 Tittling hinüber.

Die Hypersthen-Körner sind in dieser Varietät kleiner und schwieriger zu identifizieren als in dem ähnlichen Hypersthen führenden Diatexit. Die Varietät selbst ist nach ihrem gesamten Erscheinungsbild relativ einfach zu unterscheiden: Sie ist weißgrau, kann massig oder schwach foliiert sein und enthält sehr wenige Metabasit-Schollen.

Nach thermobarometrischen Untersuchungen von KLEIN (2008) sind die Mineralparagenesen der Hellen Hypersthen führenden Diatexite südöstlich Wamberg (bei Poxreut, Blatt Tittling) bei Temperaturen zwischen 800 und 900 °C kristallisiert.

**Aufschlüsse:** Felsfreistellung am Edelberg, E Haus im Wald (A 19).

### 3.1.4.4 Hornblende-Diatexit, „hoDx

Karbon

**Lithologie und Verbreitung:** Der Hornblende-Diatexit tritt in kleineren, meist Nordwest–Südost-gestreckten, mehrere Hundert Meter langen Körpern im südlichen Kartenblatt, sowohl innerhalb der Dunklen Diatexite (am Hochruck und N Bärsteinleite) sowie in den Hellen Diatexiten (um Wamberg) auf. Daneben kann Hornblende-Diatexit vor allem innerhalb der Hellen Diatexite und Hypersthen führenden Varietäten in nicht weiter abgrenzbaren Bereichen vorkommen.

Der mittel- bis grobkörnige, überwiegend gleichkörnige Hornblende-Diatexit ähnelt mit seinem hellgrauen, massigen, heterogen-schlierigen Erschei-

nungsbild dem Hellen Diatexit und fällt besonders durch seine körnige Struktur und den starken Hell-/Dunkelkontrast der Gemengteile auf (Abb. 10). Auffällig sind die weißen bis hellgrauen Plagioklase, die mit untergeordnet auftretendem Quarz und Kalifeldspat bis zu 60 % der Masse ausmachen. Die mafischen Gemengteile sind gleichmäßig verteilt und umfassen neben grauschwarzen bis grünen Amphibolen (Hornblende, farbloser Amphibol) und Biotit auch die kräftig grünen Sekundärminerale Epidot und Chlorit. Die im Handstück sichtbare, grünliche Färbung erscheint im Detail als grün-weißes Mosaik aus Amphibol und Plagioklas. Im Grenzbereich zu den Dunklen Diatexiten können schwach porphyrische Varietäten mit 2 bis 5 cm großen Kalifeldspat-Großkristallen auftreten. Vereinzelt kann der Hornblende-Diatexit auch pegmatitisch ausgebildet sein.



Abb. 10: Hornblende-Diatexit (Bärnsteinleite)

Im Vorkommen bei Hochruck, nahe des Bayerischen Pfahls durchziehen zahlreiche zum Teil epidotisierte Scherbahnen das Gestein; dieses Vorkommen weist neben diskreten Scherbahnen auch kataklastische Strukturen auf.

Vielfach ist eine Abgrenzung zu den anderen Diatexit-Varietäten unscharf. Im Straßenanschnitt der Bärnsteinleite erkennt man mehrere Meter breite Übergänge zum Dunklen Diatexit. Hier zeigt das Gestein auch eine gegenüber dem Dunklen Diatexit relativ hohe Verwitterungsanfälligkeit.

## Mineralbestand

**Hauptminerale:** Plagioklas (40–70 %), mittel- bis grobkörnig, stark alteriert (epidotisiert und serizitisiert), teilweise mit oszillierender Zonierung (zwischen Andesin und Labradorit, zum Rand hin abnehmender Anorthit-Gehalt, Oligoklas,  $An_{35-40}$ ) und Zwillingslamellen, hohes Relief, vielfach suturierte Korngrenzen, mit Periklin- und Albit-Zwillingen;

Amphibol (Hornblende, 9–30 %), blassgrüne Eigenfarbe, pleochroitisch (hellockergelb – hellgrün – hellblaugrün), mit blaugrauen Interferenzfarben, teils als gut ausgebildete, hypidiomorphe Kristalle, teils als xenomorph-fleckiges Umwandlungsprodukt aus Diopsid, teils als Umwandlungsprodukt eines älteren farblosen Amphibols;

Chlorit (bis zu 40 %), feinschuppige Aggregate als Umwandlungsprodukte aus Amphibol und Feldspat;

Epidot (12–18 %), 0,1–0,5 mm groß, idio- und hypidiomorph, an den Rändern von Scherbahnen konzentriert, vereinzelt auch im undeformierten Gestein, mehrere Generationen, die zerbrochen und wieder gesprosst sind, oft zoniert, zum Teil sekundär aus Amphibol.

**Nebenminerale:** Glimmer (2–12 %), Biotit > Muskovit, zum größten Teil primär mit Pleochroismus von rötlich braun nach hellockergelb und ein kleiner Anteil als Umwandlungsprodukt von Amphibol mit Pleochroismus von hellgrün nach hellockergelb;

farbloser Amphibol (0–18 %), hypidiomorphe (tafelig bis faserig) bis xenomorphe Kristalle zwischen Quarz und Plagioklas, schwach grüne Eigenfarbe, pleochroitisch, mit blaugrauen Interferenzfarben, überwächst häufig die Plagioklase oder sprosst strahlig in diese hinein;

Pyroxen, größtenteils Klinopyroxen (diopsidisch), oft als Umwandlungsprodukt aus Orthopyroxen, der nicht auszuschließen ist;

Quarz (0–5 %).

**Akzessorische Minerale:** Kalifeldspat (Mikroklin); Zirkon; Serizit; opake Minerale (Ilmenit); Apatit; Titanit; Klinozoisit; Rutil.

**Mikrogefüge:** granoblastisch bis lepidoblastisch; mit zum Teil undeutlicher Regelung.

**Aufschlüsse:** Felsfreistellungen am Hochruck, R 45 99 975, H 54 14 790 und R 45 99 920, H 54 14 967; Bärsteinleite, Straßenböschung der B 533, SW Grafenau (A 7, 1).

### 3.1.4.5 Dunkler Diatexit mit granitischer bis granodioritischer

Zusammensetzung, „mlD<sub>XGr</sub>

Karbon

Dunkle Diatexite sind die vorherrschenden Gesteinstypen im sogenannten „Palit“-Komplex. Der Begriff „Palit“ geht auf FRENTZEL (1911) zurück, der damit die "Pfahlgranite" und "Pfhaldiorite" zusammenfasste. Diese Gruppe von Dunklen Diatexiten wird als anatektisch überprägte Magmatite interpretiert (unter anderem SIEBEL et al. 2005, FINGER et al. 2007).

**Lithologie und Verbreitung:** Das Verbreitungsgebiet der Dunklen Diatexite liegt auf Blatt Grafenau im direkten südwestlichen Anschluss an die Pfahlzone. Nach Süden bilden sie eine 3 bis 5 km breite Zone zu den verschiedenen, helleren Diatexiten des Vorderen Bayerischen Waldes, zu denen sie unscharfe, oft mehrere hundert Meter breite Übergänge zeigen. Bei GÜMBEL (1868) wurde dieser Nordwest–Südost-gestreckte Gesteinszug erstmalig erwähnt, als „Syenitgranit“ bezeichnet und flächendeckend kartiert.

Die Hauptmasse der Dunklen Diatexite macht der granitische bis granodioritische Dunkle Diatexit aus. Generell erscheint dieses Gestein dunkler als die anderen Diatexit-Varietäten, da es einen höheren Anteil an mafischen Mineralen (hauptsächlich Biotit, Amphibol, Klinopyroxen) aufweist. Zunächst fallen die im Gehalt variierenden, 2 bis 5 cm (selten bis 15 cm) großen, meist idiomorphen Kalifeldspat-Großkristalle auf, die in einer dunklen, in der Regel feinkörnigen Grundmasse aus Biotit, grüner Hornblende, Feldspäten und Quarz schwimmen. Die Großfeldspäte sind weiß bis rosa gefärbt. Im Detail zeigen sie vielfach Karlsbader Zwillinge und grünlich-weiß glänzende Spaltflächen. Häufig sind im Kalifeldspat mit bloßem Auge Zonierungen, Makroperthite, Zwillinge, Biotit-Flitter und kleine Plagioklase (eckige Umrisse, milchige Färbung) zu erkennen. Auch mafische Bereiche enthalten solche Kalifeldspat-Großkristalle. Klinopyroxen und Amphibol bilden millimetergroße, rostbraune und grüne Flecken. Amphibol tritt teilweise in idiomorpher Gestalt mit 2 bis 3 cm Kantenlänge, im gesamten Gesteinsverband, auch in den granitoiden Bereichen, auf. Immer wieder kann man Magnetkies und Pyrit als feine Beimengung, vereinzelt auch als derbe Aggregate von wenigen cm sowie seltener auffällig orangefarbenen Calcit in bis zu 10 cm großen, unregelmäßigen Aggregaten finden. Kennzeichnend ist auch das Auftreten von mafischen Bereichen unterschiedlicher Größe, die mal scharf abgegrenzt, mal mit fließenden Übergängen enthalten sind.

Das Gestein ist manchmal gebändert oder schwach foliiert, meist ist jedoch ein Lagenbau kaum zu erkennen. Gleich- und mittelkörnige, homogenere Bereiche treten ebenso auf wie (mengenmäßig untergeordnete) gröber ausgebildete, heterogene, ungleichkörnige Bereiche (Abb. 11). Die Hornblende-Führung ist allen Typen gemeinsam. Die Grundmasse kann zwischen einem porphyrischen Granit oder Granodiorit und einer feinkörnigen, fast ausschließlich mafischen Matrix, in der die Kalifeldspäte schwimmen, variieren.



Abb. 11: Inhomogener, porphyrischer, granitisch-granodioritischer Dunkler Diatexit; innerhalb eines Meters kommen sowohl grobkörnig, stark porphyrische (rechts), straff foliierte, gleichkörnige (Mitte) und mafitschollenreiche Varietäten mit Übergängen vor.

Die Dunklen Diatexite sind im Bereich der Pfahl-Zone mylonitisch (zum Teil mit diskreten Mylonitzonen) und kataklastisch deformiert. Alterierte Gesteinspartien, oft in Verbindung mit kataklastischer Überprägung, fallen wegen ihrer kräftig rosaroten Feldspäte und hellgrünen Epidotaggregate auf. Die Kalifeldspäte können Bruchstrukturen aufweisen. Die Einregelung der Kalifeldspat-Großkristalle nimmt in der Regel mit zunehmender Entfernung von der Pfahl-Zone ab und geht in ein regelloses, grobkörnig-porphyrisches Gefüge über.

Die Strukturen in den Dunklen Diatextiten gehen auf eine Kombination magmatischer, metamorph-anatektischer und tektonischer Prozesse zurück.

In den bewaldeten Hängen und Kuppen kommen Dunkle Diatextite häufig als Blöcke von bis zu mehreren Kubikmetern oder als anstehende Felsgruppen mit wollsackartigen Verwitterungserscheinungen, meist mit ausgeprägt orthogonalem Kluftsystem vor. Verwitterungsflächen zeigen deutlich hellere, graue Verwitterungsfarben als die meist grünlich oder bläulich dunkelgrauen, frischen Bruchflächen. Gleichkörnige, eher granitische Bereiche neigen stärker zur Vergrusung.

STEINER (1969) erklärt die Bildung der verschiedenen, meist Kalifeldspat führenden Dunklen Diatextite durch metasomatische Alkalisierung (Kalifeldspatisierung) von unterschiedlichen, granitisch-granodioritischen bis gabbroiden Ausgangsgesteinen in der Pfahlzone. SIEBEL et al. (2005) interpretieren die Dunklen Diatextite als anatektisch überprägte Magmatite, die vor  $334 \pm 3$  Ma (Pb-Evaporations-Zirkonalter) intrudierten.

### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Kalifeldspat (31–46 %), a) als magmatische Einsprenglinge, groß- bis riesenkörnig, häufig Perthit-Entmischungslamellen bei untergeordneter Mikroklingitterung, stets zониert, einschlussreich (Biotit, Quarz, Plagioklas), teilweise zerbrochen und mit Quarz verheilt, oft Karlsbader Zwillinge, b) mittelkörnig, als rundliche hypidiomorphe Kristalle in der granitoiden Grundmasse mit Plagioklas, hier auch als grobe Rekrystallisate ehemals magmatischer Kristalle ausgebildet;

Plagioklas (19–31 %), in den granitoiden Partien als mittelkörnige Aggregate, mit polysynthetischen Zwillinglamellen, teilweise zониert mit abnehmendem Anorthit-Gehalt zum Rand hin, vermutlich primär magmatisch gebildet, oft zerbrochen;

Quarz (12–20 %), a) mittel- bis feinkörnige Rekrystallisate als Matrix zwischen den größeren Feldspäten, oft deutliche Regelung, suturierte Korngrenzen, b) feinkörnig zwischen zerbrochenen magmatischen Feldspäten, hier schachbrettartig gefeldert;

Biotit (8–15 %), a) einzelne größere Individuen (1–4 mm), stark pleochroitisch, vielfach verbogen oder geknickt, primär regelloses Wachstum, b) als feinkörnige Rekrystallisate, mit straffer Regelung an diskreten Scherbahnen, teilweise chloritisiert.

**Nebenminerale:** Hornblende (3–7 %), meist als mittel- bis feinkörnige braune Hornblende in Zwickeln, deutliche Spaltflächen, teilweise gehäuft; Chlorit (2–6 %), hellgrün, leicht pleochroitisch, retrograd aus Biotit und Hornblende.

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale; Zirkon; Apatit; Titanit; Epidot.

**Mikrogefüge:** lepidoblastisch bis granoblastisch, bereichsweise porphyrisch, rekristallisierte Quarze in der Matrix, Chloritisierung und vielfach kataklastische Zerbrechung der Feldspäte deutet auf eine grünschieferfazielle Überprägung, Feldspäte oft mit schachbrett-gefelderten Quarzen verheilt (Abb. 12).

**Aufschlüsse:** Bärsteinleite, Straßenböschung der B 533, SW Grafenau (A 7, 1); Geistlicher Stein, NW Ringelai (G 9); aufgelassener Steinbruch am Frauenberg, S Grafenau, R 46 02 123, H 54 14 014.

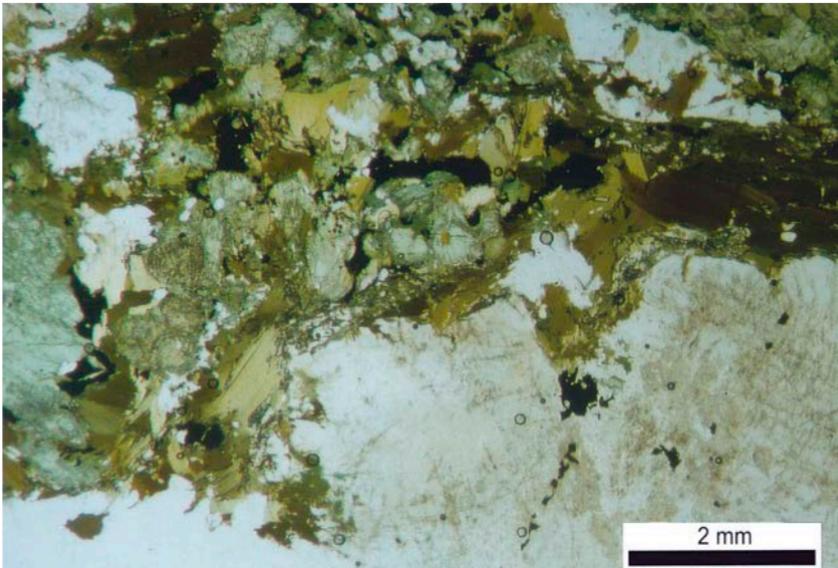


Abb. 12: Dünnschliffaufnahme eines Dunklen Diatextits; der granitische untere Teil, aus Kalifeldspat-Großkristallen, Quarz und wenig Plagioklas ist grobkörniger als der mafische Bereich oben. Der mafische Bereich besteht größtenteils aus stark pleochroitischen Biotiten (eingeregelte Individuen, wechselnd dunkle Braunfärbung), Hornblende (deutliche Spaltbarkeiten, blassgrüne Farbe, oft dunklere Ränder) und mittel- bis feinkörnigen Plagioklasen und Kalifeldspäten (helle Partien).

### 3.1.4.6 Dunkler Diatexit mit granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung und Kalifeldspat-Großkristallen, „mlkfDx<sub>Gr</sub> Karbon

**Lithologie und Verbreitung:** Der Dunkle Diatexit mit Kalifeldspat-Großkristallen tritt streifenförmig südlich des Bayerischen Pfahls auf.

Die stärker porphyrische Varietät des Dunklen Diatexit ist durch bis über 5 cm lange Kalifeldspat-Kristalle charakterisiert (Abb. 13). Im Vergleich zum porphyrischen Hellen Diatexit sind hier die Kalifeldspat-Kristalle größer und dichter gepackt. Die Menge der Kalifeldspat-Großkristalle kann variieren (ca. 10–30 %), schwankt aber weniger als im undifferenzierten Dunklen Diatexit, der lokal ebenso zahlreiche und große Kalifeldspat-Großkristalle enthalten kann. Die Großkristalle sind vorherrschend hypidiomorph, meist länglich und zeigen häufig eine einfache Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz. Typisch sind auch Biotit-Einschlüsse und bis zu 2 mm messende milchige, eckig erscheinende Plagioklas-Kerne in den Kalifeldspäten. Gelegentlich fallen kugelige Aggregate von Kalifeldspat mit bis zu 10 cm Durchmesser auf. Die Kalifeldspäte sind häufig eingeregelt, was sowohl auf Fließprozesse in



Abb. 13: Dunkler Diatexit mit Kalifeldspat-Großkristallen (Bärsteinleite)

Anwesenheit von Schmelzpartien als auch auf Deformation zurückzuführen ist. Der Dunkle Diatexit mit Kalifeldspat-Großkristallen zeigt oft eine kataklasische Überprägung, weshalb die Großkristalle häufig zerbrochen sind.

**Aufschlüsse:** Gipfelklippe Hoher Sachsen, W Grafenau (G 7)

### 3.1.4.7 Dunkler Diatexit mit granodioritischer bis dioritischer

**Zusammensetzung,** „mIDxG<sub>D</sub>

Karbon

**Lithologie und Verbreitung:** Innerhalb der überwiegenden granitischen bis granodioritischen Dunklen Diatexite tritt die granodioritische bis dioritische, mafische Varietät in darstellbarem Umfang nur um den Koks-Berg, in der nördlichen Bärsteinleite und in kleineren Vorkommen südöstlich davon auf, ansonsten immer wieder in meist scharf begrenzten Schollen oder Einschlüssen von wenigen cm bis m Größe.

Die fein- bis mittelkörnige Grundmasse des dunkelgrauen, zum Teil dunkelgrünlichgrauen Gesteins besteht fast nur aus Hornblende, Biotit und Plagioklas mit untergeordnetem Kalifeldspat. Es kommen immer wieder Kalifeldspat-Großkristalle vor, allerdings nie in der Häufigkeit und Homogenität, wie in der granitischen bis granodioritischen Varietät. Das dunkle Erscheinungsbild wird durch unregelmäßige, wenige cm bis m mächtige leukokrate Lagen und Schlieren durchsetzt, die mal scharf abgegrenzt, mal schlierig aufgelöst sind. Häufig erkennt man eine schwache Regelung der Feldspäte, die aber auch völlig zurück treten kann. Oft finden sich Fließ- und Lagenstrukturen.

Im Gelände findet man die mafischen Dunklen Diatexite mit Ausnahme weniger künstlicher und natürlicher Freistellungen meist stark angewittert bis verwittert vor.

#### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Biotit (22–35 %), a) als große Individuen (1–5 mm), stark pleochroitisch, vielfach verbogen oder geknickt, primär regelloses Wachstum, b) als feinkörniges Rekrystallinat, mit straffer Regelung an diskreten Scherbahnen;

Plagioklas (17–34 %), mittel- bis feinkörnig, in Zwickeln oder als hypidio-

morphe Individuen, nur selten polysynthetisch verzwilligt (Anorthit-Gehalt 42–60 %), häufig serizitisiert;

Amphibol (15–32 %), fein- bis seltener mittelkörnig, überwiegend braune Hornblende, deutlich ausgeprägte Spaltflächen (~124°), mit Biotit und Chlorit vergesellschaftet und von diesen verdrängt, zusammen mit Biotit oft dominierendes Gemengteil, primär und als Umwandlungsprodukt aus Pyroxenen; Kalifeldspat (13–27 %), als feinkörnige, hypidio- bis xenomorphe Kristalle in den mafischen Bereichen stets vorhanden, überwiegend Mikroklin.

**Nebenminerale:** Quarz (2–10 %, bis zu 15 %), feinkörnig in der Matrix und in Zwickeln, teilweise rekristallisiert;

Chlorit (2–7 %), hellgrün, leicht pleochroitisch, retrograd aus Biotit und Amphibol;

Pyroxen (1–5 %), reliktsch in Hornblende erhalten, schwache Interferenzfarben, vereinzelt Spaltbarkeiten (~89°) zu erkennen;

dichte, mikroskopisch nicht auflösbare mylonitische Matrix (5–10 %).

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale; Epidot; Zirkon; Apatit; Titanit; Rutil; Zoisit.

**Mikrogefüge:** granoblastisch; vereinzelte rekristallisierte Quarze in der Matrix, Chloritisierung der Hornblenden und des Biotits weisen auf eine grünschieferfazielle Überprägung hin.

**Aufschlüsse:** Steinbruch Saunstein, N Schönberg (A 6); Bärnsteinleite, Straßenböschung der B 533, SW Grafenau (A7, 2).

### 3.1.4.8 Kalifeldspatit, Kf

#### Karbon

**Lithologie und Verbreitung:** Der Kalifeldspatit erscheint auf Blatt Grafenau am westlichen Blattrand in einem pfahlparallel streichenden, etwa 1,5 km langen und knapp 200 m breiten Streifen direkt im südwestlichen Anschluss an den Bayerischen Pfahl. Die Grenze zu den Dunklen Diatexiten ist fließend; innerhalb der Dunklen Diatexite können immer wieder kleinere Bereiche mit Kalifeldspatiten auftreten.

Der helle, grobkörnige Kalifeldspatit besteht zum weit überwiegenden Teil aus Kalifeldspat-Großkristallen (Abb. 14). Die meist 5 bis 10 cm, bis zu 12 cm

langen, weißlichen bis blassroten, überwiegend hypidio- bis idiomorphen Kalifeldspat-Großkristalle sind fast immer pfahlparallel eingeregelt. Sie sind kataklastisch überprägt und dabei entlang der Spaltbarkeiten zerlegt sowie oft dachziegelartig versetzt. Kleinere, 1 bis 5 mm große, Feldspäte (oft Klasten), die mengenmäßig untergeordnet sind, füllen die Zwickel. Als weitere untergeordnete Mineralkomponenten treten Biotit, der als Plättchen am Rand bzw. zwischen den Fugen der Feldspäte angeordnet ist, sowie Quarz, ebenfalls als Zwickelfüllungen, auf. Zwischen den Kalifeldspäten und entlang der Risse und Brüche in den Feldspäten befindet sich eine dichte, dunkelolivgrün-graue Mineralassoziation aus Biotit, Chlorit, Epidot und Serizit.



Abb. 14: Weißgrauer Kalifeldspatit. Biotit umflasert die Kalifeldspat-Großkristalle (Reschberg).

Der Kalifeldspatit ist oft stark verwittert, was besonders in der aufgelassenen Grube von Habernberg am Steinbichel auffällt. Stellenweise lösen sich die Zwickelfüllungen heraus, so dass eine löchrig-poröse Struktur entsteht. Die Großfeldspäte sind von diesem Verwitterungsprozess nicht erfasst. Bei inten-

siver Verwitterung löst der Kalifeldspatit sich in Feldspatbruchstücke auf und bildet einen typischen Grus. Am Rücken des Steinbichel findet man immer wieder Steilstufen und freistehende Felstürme (mit orthogonalem Kluftsystem und fortgeschrittener Wollsackverwitterung) von bis zu 15 m Höhe mit lockeren Blockfeldern.

### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Kalifeldspat (75–90 %), a) als porphyrische Klusten, groß- bis riesenkörnig, häufig Perthit-Entmischungslamellen, bei untergeordneter Mikroklingitterung, einfache Karlsbader Zwillinge, mehrfach zoniert, oft zerbrochen und mit Quarz verheilt oder elliptisch bis spindelförmig, dann teilweise kantengerundet, zum Teil mit Plagioklas- und Biotit-Einschlüssen, b) als mittel- bis feinkörnige, hypidio- bis xenomorphe Kristalle in den Zwickeln stets vorhanden, stark heteroblastisch.

**Nebenminerale:** Biotit (3–7 %), a) begleitet Quarz als feinkörniges Rekristallinat, mit straffer Regelung an diskreten Scherbahnen, b) seltener als große Individuen (1–5 mm), stark pleochroitisch, vielfach verbogen oder geknickt, zum Teil chloritisiert;

Quarz (1–13 %), a) fein- bis sehr feinkörnig in der Matrix, in Zwickeln und in Kalifeldspat-Rissen, oft rekristallisiert, oft undulöse Auslöschung bei buchtigen, teilweise schwach suturierten Korngrenzen, b) zum Teil größere, meist rekristallisierte Quarze;

Plagioklas (1–8 %), mittel- bis feinkörnig, in Zwickeln oder als hypidiomorphe Individuen, häufig polysynthetisch verzwilligt;

dichte, mikroskopisch nicht auflösbare mylonitische Matrix (5–10 %).

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale (Magnetit, ?Ilmenit); Titanit; Zirkon; Epidot; Hornblende; Chlorit (retrograd).

**Mikrogefüge:** Die Feldspäte sind oft zerbrochen, selten plastisch verformt, was auf Deformationstemperaturen um und unter 500 bis 550 °C hinweist. Parallel und subparallel der Längsachse der Kalifeldspäte sind schmale, meist mit feinem, rekristallisiertem Quarz gefüllte Risse zu erkennen.

**Aufschlüsse:** Felsfreistellung am Steinbichel, SW Augrub (A 2, 1) und Grube am Steinbichel, SW Augrub (A 2, 2).

## 3.2 Variszische Magmatite

### 3.2.1 Plutonite

#### 3.2.1.1 Tonalit bis Diorit, To-Dr

Karbon bis Perm

**Lithologie und Verbreitung:** Bläulich-dunkelgrauer, in der Regel fein- bis sehr feinkörniger Tonalit bis Diorit findet sich auf Blatt Grafenau am Weberholz nordöstlich von Ringelai, in Form weniger, nicht anstehender Blöcke. Verwitterungsoberflächen zeigen hellgraue Färbung mit mm-großen Löchern, die bei der Verwitterung der Biotit-(Hornblende)-Flecken zurückbleiben. Der Tonalit bis Diorit ist mal massig ausgebildet, mal zerschert. Letzteres ist besonders gut zu erkennen, wenn ein Streckungs → *linear* aus Biotit- oder Biotit-Hornblende-Flecken entwickelt ist.

#### Mineralbestand

**Haupt- und Nebenminerale:** Plagioklas (40–60 %), sowohl als große Kristalle bzw. Aggregate als auch feinkörnig in der Grundmasse;

Biotit (20–45 %), mit Pleochroismus von grünlich-braun nach hellockergelb, manchmal als Aggregate oder Flecken mit oder ohne Hornblende;

Quarz (5–20 %), als kleine Kristalle in der Matrix verstreut;

Hornblende (0–15 %), Pleochroismus in bläulich-grünen Farben.

**Akzessorische Minerale:** Titanit; opake Minerale; Apatit; Epidot; Chlorit, sekundär aus Biotit; Hellglimmer, als Serizit aus Plagioklas.

**Mikrogefüge:** hypidiomorph-ungleichkörnig (magmatisches Gefüge), lepidoblastisch (mit tektonischer Prägung).

**Aufschlüsse:** Blöcke im Weberholz, NE Ringelai, R 46 08 692, H 54 09 870.

#### 3.2.1.2 Granit, grobkörnig, porphyrisch, ,Grg,po

Karbon bis Perm

**Lithologie und Verbreitung:** Der porphyrische, grobkörnige Granit tritt in Nordwest–Südost gestreckten Zügen innerhalb des „Haidelgranits“ nördlich des Bayerischen Pfahls auf. Sein Hauptvorkommen zieht nördlich Grafenau über

die Rücken des Schweimberges und des Spitzberges; weiter südöstlich kommen kleinere Körper am Steinberg bei Elmberg vor.

Der porphyrische, grobkörnige Granit fällt auf durch die 1 bis 10 cm langen, meist tafeligen, zum Teil leistenförmigen, häufig serialporphyrisch auftretenden Kalifeldspat-Einsprenglinge (Abb. 15); kleinere Kalifeldspat-Einsprenglinge sind oft augig-rundlich. Sie sind in unterschiedlicher Dichte im Gestein verteilt und machen 5 bis 20 % der Gesteinsmasse aus. Sie treten unregelmäßig, mit undeutlicher Fließregelung oder tektonisch eingeregelt auf. Je nach tektonischer Überprägung sind die Kristalle idiomorph ausgebildet und nach dem Karlsbader Gesetz einfach verzwillingt oder sie treten zerbrochen, ausgelängt oder spindelförmig auf. Die mittel- bis dunkelgraue Matrix ist überwiegend mittel- bis grobkörnig, untergeordnet feinkörnig und besteht aus Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Biotit und zum Teil Amphibol.

Der Granit ist in unterschiedlichem Maße deformiert: die Gefüge reichen von undefiniert-massig, zum Teil mit schwacher Fließregelung bis zu protomylonitisch-flaserig mit dunkelgrüngrauen, anastomosierenden Biotit (Amphibol) führenden Scherbahnen. Stellenweise treten schmale, schwarzgraue, dichte ultramylonitische Bänder auf. Neben leukosomartigen Schlieren kommen dm-mächtige, foliationsparallele Einschaltungen aus fein- bis mittelkörnigem Granit und „Haidelgranit“, seltener von metatektischen Gneisen vor.

Der porphyrische, grobkörnige Granit ist meist in größeren Felsfreistellungen oder Felsstufen, die von ebenen, weit durchziehenden Kluftsystemen geprägt sind, aufgeschlossen und tritt seltener zersetzt in Erscheinung. Im Umfeld der Felsfreistellungen sind oft Blockmeere aus komponentengestützten, m-großen Sturz- und Rutschblöcken zu finden.

### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Kalifeldspat (28–41 %), mittel- bis grobkörnig, hypidiomorphe Einsprenglinge, tafelig oder langsäulig, schwache Einregelung erkennbar, meist durch Alteration trüb, einschlussreich, Einfachzwillinge mit perthitischen Entmischungen, teilweise Mikroklingitterung, selten Myrmekite, oft zerbrochen und stellenweise mit Quarz verheilt, häufig von einem Saum aus rekristallisiertem Quarz und feinerem Plagioklas/Kalifeldspat umgeben, große Kristalle mit kontinuierlicher Zonierung und Wachstumsrändern; Quarz (10–30 %), feinkörnig, xenomorph, isometrisch, frisch und regellos,



Abb. 15: Porphyrischer, grobkörniger Granit mit unterschiedlich großen Kalifeldspat-Einsprenglingen in biotitreicher Matrix (Spitzberg), die ungleichmäßige Gestalt der Einsprenglinge von idiomorph-tafelig bis zu rundlich wird durch die tektonische Überprägung des Gesteins verstärkt.

teilweise undulös auslöschend;

Biotit (15–25 %), feinkörnig, hypidiomorph, heteroblastisch, blättrig, faserig, starker Pleochroismus von blassgelb zu rotbraun, zum Teil geknickte Individuen, pleochroitische Höfe um Zirkoneinschlüsse;

Plagioklas (9–15 %), mittelkörnig, xeno- bis hypidiomorphe Kristalle, plattig, randlich häufig korrodiert, meist polysynthetisch verzwilligt, zum Teil auch Einfachzwillinge.

**Nebenminerale:** Apatit (bis zu 5 %), sehr feinkörnig, idiomorph, isometrisch in Kopfschnitten, sonst stängelig;

Amphibol (grüne Hornblende) (0–5 %), fein- bis mittelkörnig, als Klasten ehemals größerer Kristalle, daher xenomorph, deutlicher Pleochroismus von farblos zu hellgrünbraun, teilweise grün, teilweise braun, typische Spaltbarkeit von Amphibol, zum Teil pleochroitische Höfe, ungleichmäßig mit Biotit in der Matrix verteilt, gelegentlich einschlussreich (Biotit, Apatit).

**Akzessorische Minerale:** Zirkon; Titanit; Serizit, Chlorit.

**Mikrogefüge:** granular, porphyrisch, teilweise mylonitisch überprägt.

**Aufschlüsse:** Felsfreistellungen am Spitzberg, E Grafenau (A 5); Felsfreistellungen am Steinberg, NE Kapfham, R 46 06 865, H 54 13 892; Felsfreistellungen am Schweimberg, N Grafenau (A 13).

### 3.2.1.3 Granit, fein- bis mittelkörnig, ,Grfm

**Granit, fein- bis mittelkörnig mit Diatexit-Schollen** ,Grfm<sub>Dx</sub>

Karbon bis Perm

**Lithologie und Verbreitung:** Fein- bis mittelkörnige Granite treten im gesamten Gebiet des Kartenblattes Grafenau als Körper verschiedener Größen und Formen auf. Es existieren viele kleinere, wenige Meter mächtige, meist nicht darstellbare Granitkörper und Gänge. Die Kontakte zum Nebengestein (zumeist metatektische Gneise und Diatexite) sind in der Regel scharf.

Die meist gleichkörnigen, fein- bis mittelkörnigen Granite sind im frischen Bruch hellgrau und verwittern weiß bis beigefarben. Das Gefüge wird häufig von 2 bis 4 mm großen Biotit-Blättchen geprägt. In der Regel überwiegt Biotit gegenüber Muskovit, wobei die Anteile deutlich schwanken. Während in den meisten Vorkommen ein massiges, granulares Gefüge ohne erkennbare Regelung vorherrscht, kann infolge unterschiedlicher Deformation auch eine sehr intensive Biotit-Regelung bis hin zur straffen Foliation beobachtet werden. Neben den gleichkörnigen Varietäten treten auch kleinporphyrische Varietäten, mit oft leistenförmigen Einsprenglingen bis 2 cm Länge auf, die bei Deformation auch augig sein können.

Im Umfeld des Fürstensteiner Plutons drängen fein- bis mittelkörnige Granite in leukokrate Diatexite ein, die sie als Schollen enthalten können. Bei Haus im Wald und westlich Unterhüttensölden treten Granite mit Schollen aus leukokrater Diatexit gehäuft auf.

Die fein- bis mittelkörnigen Granite sind in Oberflächennähe angewittert oder als grusiger bis lehmiger Zersatz anzutreffen; nur selten gibt es Felsfreistellungen. Eisenhaltige Minerale (vor allem Biotit) bilden rostfarbene Oxidationshöfe. Meist ist das Gestein tiefgründig (bis mehrere m) mit orangebraunen

Farben sandig-lehmig vergrust und zersetzt; selten kommt es zur Kaolinitisierung.

Für den mylonitisch überprägten, fein- bis mittelkörnigen Granitgang im Steinbruch Saunstein wird ein magmatisches Bildungsalter von  $324,4 \pm 0,8$  Ma (U-Pb-Monazit) angegeben (GALADÍ-ENRÍQUEZ et al. 2010). Die Abkühlung ist durch Rb-Sr-Datierungen an Muskovit ( $T < 500$  °C) mit  $316 \pm 6$  Ma und an Biotit ( $T < 300$  °C) mit  $310 \pm 7$  Ma dokumentiert (CHRISTINAS et al. 1991).

### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Kalifeldspat (32–47 %), fein- bis mittelkörnig, hypidio- bis idiomorph, zum Teil serialporphyrisch, oft deutliche Mikroklingitterung und einfache Zwillinge, gerade bis leicht rundliche, scharfe Korngrenzen, immer wieder perthitische Entmischungen, oft serizitisiert;

Quarz (28–45 %), fein- bis mittelkörnig, frisch, regellos, scharfe und oft gerade Korngrenzen, bis hin zu feinkörnigen Rekristallisaten mit interlobaten Korngrenzen, vielfach rissig, je nach tektonischer Überprägung schwach bis stark undulös auslöschend, zum Teil Subkornbildung;

Plagioklas (8–24 %), feinkörnig, polysynthetische Zwillinge, oft serizitisiert.

**Nebenminerale:** Biotit (2–8 %), mittelkörnig, hypidio- bis idiomorph, homogen verteilt, stark pleochroitisch, weitgehend einschlussfrei, teilweise durch Muskovit verdrängt;

Muskovit (2–7 %), meist sekundär aus Biotit, fein- bis mittelkörnig, schwach pleochroitisch von weiß bis blassgrün, hypidio- bis idiomorph.

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale; Apatit; Serizit; Titanit; Granat; Zirkon; Rutil.

**Mikrogefüge:** granular, teilweise mylonitisch überprägt.

**Aufschlüsse:** aufgelassene Abbaustelle E Großarmschlag mit zersetztem Granit (A 12); Steinbruch Saunstein, N Schönberg (A 6); Felsfreistellungen am Hauser Berg, E Haus i. Wald, R 46 03 788, H 54 08 778.

### 3.2.1.4 Granit, „Gr Karbon bis Perm

**Lithologie und Verbreitung:** In dieser Einheit sind verschiedene, mylonitisierte Granit-Varietäten zusammengefasst, die den Bayerischen Pfahl an seiner Nordseite in einem bis zu 650 m breiten Zug bei Grafenau und Grüb begleiten. In der geologischen Karte sind sie mit der Übersignatur für Mylonitisierung dargestellt. Nach Osten hin schließt der mylonitisch überprägte „Haidelgranit“ an; nach Westen gehen die mylonitisierten Granite in leukokrate Mylonite über.

Die mylonitisierten Granite zeigen im frischen Bruch eine hellgraue Färbung, sind jedoch in der Regel hellbeige bis hellbraun angewittert. Sie sind fein- bis mittelkörnig, seltener gleichkörnig, meist porphyroklastisch bis augig mit Feldspat-Einsprenglingen von wenigen mm bis 2 cm Länge. Die Feldspat-Klasten und -Augen können bereichsweise durch hydrothermale Alteration rötlich bis bräunlich gefärbt sein.

Die Granite sind überwiegend proto- bis mesomylonitisch, stellenweise ultramytonitisch und zum Teil kataklastisch überprägt. In der meist sehr feinkörnigen Matrix treten Scherbahnen in Form von oft welligen bis anastomosierenden Chlorit/Glimmer-Lagen, die die Porphyroklasten umfließen, auf. Bei stark zurück tretenden Augen und Porphyroklasten kann das Gestein einen phyllit-ähnlichen Habitus annehmen und leitet zum leukokraten Mylonit über. Entlang der Scherflächen spaltet das Gestein ausgezeichnet. Harnische zeigen eine jüngere Spröddefomation an. Die makroskopisch sichtbaren Chlorit- und Glimmerzüge belegen eine retrograde Metamorphose unter niedrigmetamorphen Bedingungen (→ *Diaphthores*).

Die mylonitisierten Granite bilden oft einen orangebraunen, schlierigen Zersatz aus schwach kiesigem, sandigem Lehm, der mehrere dm bis etwa 2 m mächtig sein kann.

Das Ausgangsmaterial bilden verschiedene mittelkörnige, meist porphyrische Granite, zum Teil „Haidelgranit“, sowie fein- bis mittelkörnige Granite.

## Mineralbestand

**Hauptminerale:** Kalifeldspat (37–45 %), fein- bis mittelkörnig, tafelig, plattig, hypidio- bis xenomorph aus ehemals idiomorphen Mineralen, bereichsweise auch deutlich porphyrisch mit noch erkennbaren idiomorphen Umrissen, sehr häufig zerbrochen, gelegentlich perthitische Entmischung, regellos, geknickt oder gebogen, im Druckschatten der größeren Klasten serial zu immer feineren Körnern zerbrochen die lückenlos in die Matrix übergehen, nur selten dynamisch rekristallisiert;

Quarz (28–37 %), als dichte nicht aufzulösende Matrix mit Feldspäten und opaken Mineralen, vielfach zwischen Klasten oder bänderförmig, dynamisch rekristallisiert, gelegentlich in ausgelängten Bahnen, häufig darin noch kleinere, undulös auslöschende Altkörner;

Chlorit, Biotit, Serizit (7–21 %), retrograd als dichte xenomorphe Aggregate in der Matrix, feinkörnig bis dicht in Scherbahnen, Scherbahnen bauchen im Druckschatten aus und verjüngen sich um die Porphyroklasten; feinkörnig bis dichte, mylonitische Matrix (45–75 %).

**Nebenminerale:** Plagioklas (3–5 %), untergeordnet in der dichten Matrix, dort vielfach alteriert, selten als Porphyroklasten, feinkörnig, hypidio- bis xenomorph, plattig bis gedrungen, häufig polysynthetische Zwillinglamellen, teilweise auch Einfachzwillinge, Kristalle häufig zerbrochen, fortgeschrittene Serizitisierung, selten Myrmekite;

Muskovit (1–3 %), gelegentlich als feinkörnige spindelförmige Minerale (mica fish) in der Quarz-Matrix oder hypidiomorph in den Scherbahnen, dann oft weitgehend umgewandelt.

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale; Zirkon; Apatit; Titanit; Rutil.

**Mikrogefüge:** straffe bis anastomosierende, mylonitische Foliation, flaserig.

Dichte Scherbahnen umgeben die straff eingeregelt und oft kataklastisch zerbrochenen ehemaligen Einsprenglinge (Porphyroklasten). Quarz und Glimmer sind parallel zur Foliation eingeregelt. Matrix wie Feldspäte sind unterschiedlich stark alteriert (z. B. getrübt Feldspäte) bzw. chloritisiert (zeretzte Biotite).

**Aufschlüsse:** Straßenböschung W Grüb, R 46 01 793, H 54 15 259; Mylonit-Profil an der West-Umfahrung Grafenau (A 3, 1; A 3, 3) (kleines Vorkommen in Dunklen Diatexiten, nicht in GK25 dargestellt).

### 3.2.1.5 Dreisessel-Pluton

Der Dreisessel-Pluton (auch als Plöckenstein- oder Plechý-Pluton bezeichnet) im Dreiländereck Bayern-Oberösterreich-Tschechien ist ein komplexer Granitkörper, der aus mehreren Granittypen aufgebaut ist. Im bayerischen Anteil lassen sich von innen nach außen folgende Varietäten unterscheiden (OTT 1988, 1992, BREITER et al. 2007): mittel- bis grobkörniger, (serial-) porphyrischer Dreisesselgranit (Třístoličnick-Granit), mittel- bis grobkörniger, (hiatal-)porphyrischer Steinberggranit, der sich durch hohe Thorium-Gehalte auszeichnet, sowie mittel- bis grobkörniger, gleichkörniger Haidmühler Granit. Den größten Teil des Plutons bildet der fast ausschließlich in Tschechien vorkommende, grobkörnige, meist gleichkörnige Plöckenstein/Plechý-Granit, der dem Haidmühler Granit petrographisch ähnelt und mit diesem zusammengefasst wird (BREITER et al. 2007, VERNER et al. 2009). SIEBEL et al. (2008) geben für die Kristallisation der verschiedenen Granit-Typen des Dreisessel-Plutons folgende Pb-Evaporations-Zirkonalter an: Steinberggranit  $328,1 \pm 1,7$  Ma, Dreisesselgranit  $327,1 \pm 1,9$  Ma, Plöckensteingranit  $324,8 \pm 3,4$  Ma und Haidmühler Granit  $320,7 \pm 1,6$  Ma.

Auf Blatt Grafenau kommt als Ausläufer des Dreisessel-Plutons lediglich der „Haidmühler Granit“ vor.

#### **Granit, mittel- bis grobkörnig, DS,Grmg** Karbon bis Perm

**Lithologie und Verbreitung:** Der mittel- bis grobkörnige "Haidmühler Granit", tritt auf Blatt Grafenau in meist kleineren Körpern mit scharfen Kontakten innerhalb des „Haidelgranits“ auf. Neben zahlreichen nicht abgrenz- und darstellbaren Schollen, reicht am östlichen Blattrand ein  $2 \times 1,5$  km großer Körper vom Saulorner Holz (TK Nr. 7147 Freyung) bis in den Bereich um Haag hinein.

Der hellgraue, leukokrate, mittel- bis grobkörnige "Haidmühler Granit" ist meist gleichkörnig mit auffälligen, meist idiomorphen, sechseckigen Biotit-Blättchen oder Biotit-Aggregaten, die überwiegend 2 bis 5 mm groß sind und bis zu 10 mm Durchmesser erreichen können (Abb. 16). Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz und Biotit sind weitgehend homogen verteilt und mit meist 2 bis



Abb. 16: Heller, gleichkörniger „Haidmühler Granit“ mit den charakteristischen Biotit-Blättchen und -Aggregaten

5 mm Größe nahezu gleichkörnig. Ungleichmäßig und locker verteilte Kalifeldspat-Einsprenglinge mit bis zu 5 cm Kantenlänge, die oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind, bilden stellenweise porphyrische Bereiche. Muskovit kommt untergeordnet und unregelmäßig vor; stellenweise bildet Muskovit Säume um Biotit. Der „Haidmühler Granit“ ist meist protomylonitisch überprägt; die Biotit-Blättchen sind häufig eingeregelt.

Mit seinem mittel- bis grobkörnigen Gefüge neigt der "Haidmühler Granit" zur intensiven, tiefgründigen Verwitterung, typischerweise in gelbbraunen, schwach kiesigen, sandigen Lehm. Wegen dieser hohen Verwitterungsanfälligkeit ist er auf Blatt Grafenau nur schlecht aufgeschlossen. Vor allem auf dem benachbarten Blatt Freyung, wo er verbreitet vorkommt, wird er vielfach in Gruben als Auffüllmaterial zum Wegebau gewonnen.

Für die Kristallisation des „Haidmühler Granits“ geben SIEBEL et al. (2008) ein Pb-Evaporations-Zirkonalter von  $320,7 \pm 1,6$  Ma an.

**Mineralbestand** (nach OTT 1988)

**Hauptminerale:** Quarz (33–38 %), fein- bis mittelkörnig, regellos, scharfe

Korngrenzen als feinkörnige, xenomorphe Rekristallisate, zum Teil gefeldert; Kalifeldspat (26–34 %), a) mittelkörnig in der Grundmasse (meist 2–4 mm Durchmesser), nahezu gleichkörnig, hypidiomorph oder unregelmäßig begrenzt, häufig ausgeprägte Mikroklingitterung, schwache Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz, perthitische Entmischungen, teilweise myrmekitische Verwachsungen mit Plagioklas, b) seltener grobkörnig als Einsprenglinge, idiomorph, serialporphyrisch, mit deutlicher Mikroklingitterung, verbreitet perthitische Entmischungen;

Plagioklas (15–25 %), feinkörnig, deutliche, feinlamellare polysynthetische Zwillinge, mitunter sich kreuzende Periklin-Zwillinge, oft durch Zonarbau verändert, xenomorph, Oligoklas (Anorthitgehalt 23–32 %), Einschlüsse von Apatit und Zirkon, teilweise symplektitische Verwachsungen mit Biotit, bereichsweise serizitisiert.

**Nebenminerale:** Muskovit (5–6 %), mittelkörnig, hypidio- bis idiomorph, homogen verteilt, mit scharfen Rändern;

Biotit (4–6 %), hypidio- bis idiomorph, homogen verteilt, stark pleochroitisch von hellbraun nach rotbraun, mit scharfen Rändern, zahlreiche kleine Einschlüsse mit pleochroitischen Höfen (Zirkon, Monazit), verwitterungsbedingt von Hellglimmer verdrängt oder chloritisiert.

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale; Titanit; Zirkon; Rutil; Apatit; Sillimanit.

**Mikrogefüge:** granular, stellenweise schwach porphyrisch, Hauptminerale mit Ausnahme sporadischer Kalifeldspat-Einsprenglinge sind nahezu gleichkörnig und hypidiomorph ausgebildet.

**Aufschlüsse:** Blöcke in Böschung NE Adelsberg, R 46 08 218, H 54 12 481.

### 3.2.1.6 Haidel-Pluton

**Granit, mittelkörnig, HD,Grm**

**Granit, mittelkörnig, mit Gneisschollen, HD,Grm+Gn**

Karbon bis Perm

**Lithologie und Verbreitung:** Der von OTT (1988) als „Haidelgranit“ bezeichnete mittelkörnige, porphyrische Granit stellt einen eigenständigen Pluton dar (OTT 1988, VERNER et al. 2009) und bildet auf Blatt Grafenau einen im Osten

zwischen Sägmühle und Eppenberg etwa 4 km breiten Zug, der sich nach Westnordwest verjüngt und bis nach Grafenau (Schweimberg) reicht. Im Süden wird der Granitkörper durch die Tektonite des Bayerischen Pfahls abgeschnitten.

Der mittelgraue, porphyrische „Haidelgranit“ zeigt eine fein- bis mittelkörnige, zum Teil grobkörnige Grundmasse aus Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Biotit und zum Teil Muskovit in der relativ wenige, einzelne Kalifeldspat-Einsprenglinge ungleichmäßig verteilt sind (Abb. 17). Die Einsprenglinge erreichen bis 8 cm Kantenlänge, sind häufig jedoch kleiner. Sie sind meist leistenförmig, zum Teil tafelig und oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Vereinzelt ist in den Kalifeldspat-Einsprenglingen eine Zonierung erkennbar. Überwiegend sind sie regellos verteilt, können aber stellenweise Fließregelung zeigen. Die Einsprenglinge zeigen zum Teil buchtige Korngrenzen, was auf ein anhaltendes Wachstum in der Spätphase der Kristallisationsfolge hinweist. Bereichsweise können die Einsprenglinge völlig fehlen. In der Grundmasse sind bis zu 4 mm große Biotit-Blättchen erkennbar. Häufig finden sich im Gestein cm-große biotitreiche Restiteinschlüsse und scharf begrenzte Gneisschollen.



Abb. 17: Grauer, überwiegend gleichkörniger „Haidelgranit“ mit charakteristischen, einzelnen Kalifeldspat-Einsprenglingen und biotitreichen Aggregaten

Im östlichen Verbreitungsgebiet, zwischen Reschberg und Eppenberg, tritt „Haidelgranit“ im Lesesteinbefund eng zusammen mit Quarzreichem Biotit-Plagioklas-Gneis auf. In einer Felsfreistellung östlich von Eppenberg ist aufgeschlossen, das es sich sowohl um, meist dm-mächtige Granit-Gänge in Quarzreichen Biotit-Plagioklas-Gneisen als auch um Schollen aus diesem Gneis-Typ in „Haidelgranit“ handelt. Stellenweise ist der „Haidelgranit“ eng vergesellschaftet mit dem grobkörnigen, porphyrischen Granit. Vor allem am Steinberg, nordöstlich von Kapfham und am Spitzberg, nordöstlich von Grafenau kommen beide Granit-Typen als scharf begrenzte, dm- bis m-große Einschaltungen und zum Teil mehrere Meter mächtige Gänge im jeweils anderen Granit-Typ vor.

In einem im Osten bis 2 km breiten, an die Tektonite des Bayerischen Pfahls anschließenden Streifen ist der „Haidelgranit“ meist deutlich proto- bis mesomylonitisch deformiert mit augigen Kalifeldspat-Einsprenglingen; stellenweise gibt es ultramyonitische, zum Teil auch kaum deformierte Bereiche. Im östlichen Verbreitungsgebiet auf Blatt Grafenau nimmt die Deformation nach Nordnordost ab, so dass der „Haidelgranit“ hier zu den metatektischen Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneisen hin überwiegend undeformiert, mit masigem Gefüge auftritt.

Der „Haidelgranit“ bildet bereichsweise Felsen und Felswände sowie Blöcke, vor allem in den Gipfelbereichen. In Verebnungen neigt er dagegen zu bis mehrere Metern tiefgreifender Verwitterung und Vergrusung und bildet gelblichbraunen sandig-lehmigen Zersatz oder Grus mit Gesteinsbruchstücken.

Als Kristallisationsalter des „Haidelgranits“ geben SIEBEL et al. (2008) ein Pb-Evaporations-Zirkonalter von  $323,4 \pm 2,6$  Ma an.

### Mineralbestand (nach OTT 1988)

**Hauptminerale:** Kalifeldspat (ca. 35 %) a) grob- bis riesenkörnig als Einsprenglinge, schwach serialporphyrisch, überwiegend Mikroklin mit enger Gitterung, häufig perthitische Entmischungen, gerade bis leicht rundliche, scharfe Korngrenzen, oft serizitisiert, randlich häufig Einschlüsse, granular bis eingeregelt, b) mittelkörnig in der Grundmasse, seltener fein- oder grobkörnig, serialporphyrisch, einfache Karlsbader Zwillinge, häufig Mikroklin-gitterung, hypidiomorph mit zum Teil zerlappten Rändern, häufig rechteckige Plagioklas-Einschlüsse, seltener und weniger deutlich verzwillingt als die

Einsprenglinge, gelegentlich perthitische Entmischungen, oft symplektitische Verwachsungen;

Plagioklas (ca. 33 %), feinkörnig, polysynthetische Zwillinge, xenomorph, Zonarbau, Oligoklas (Anorthitgehalt um 23–27 %), Einschlüsse von Apatit und Zirkon, oft serizitisiert;

Quarz (ca. 28 %), fein- bis mittelkörnig, scharfe Korngrenzen, als feinkörnige Rekristallisate mit Pflastergefügen, teilweise rissig, regellos, je nach tektonischer Überprägung schwach undulös auslöschend.

**Nebenminerale:** Biotit (1–3 %), mittelkörnig, hypidio- bis idiomorph, homogen verteilt, mit scharfen Rändern, stark pleochroitisch von hell- nach rotbraun, zahlreiche Einschlüsse aus Zirkon und Monazit, seltener auch Apatit mit pleochroitischen Höfen, teilweise durch Hellglimmer verdrängt, zum Teil Sagenitgitter (Rutil);

Muskovit (1–2 %), fein- bis mittelkörnig, schwach pleochroitisch von weiß bis blassgrün, hypidio- bis idiomorph;

Apatit (0–1 %), a) sehr feinkörnig, als fein verteilte Nadeln, b) feinkörnig, kurzprismatische Individuen als Einschlüsse in Biotit und Plagioklas.

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale; Titanit; Granat; Zirkon; Rutil; Hornblende; Monazit; Sillimanit; selten Andalusit.

**Mikrogefüge:** überwiegend granular.

**Aufschlüsse:** Granitfelsen am Spitzberg, E Grafenau (A 4, 1; A 4, 2); aufgelassener Steinbruch NW Lichteneck (A 15); Felsfreistellung E Eppenbergr, R 46 09 854, H 54 11 349.

### 3.2.1.7 Fürstensteiner Pluton

Der Fürstensteiner Pluton wurde erstmals von TROLL (1964, 1967b) detailliert kartiert sowie petrographisch und geochemisch charakterisiert. Der nördliche Teil des aus verschiedenen granitoiden Intrusionen aufgebauten Fürstensteiner Plutons kommt in der Südwest-Ecke des Blattes Grafenau vor.

Ab etwa 325 Ma kam es zur Intrusion granitischer Magmen (TROLL 1964, CHEN & SIEBEL 2004). Die ersten dieser granitoiden Intrusiva sind der mittelkörnige Granit bis Granodiorit („Tittlinger Granit“) weiter im Süden (TK Nr. 7246 Tittling) mit einem Kristallisationsalter von  $323 \pm 1$  Ma (CHEN &

SIEBEL 2004) und der vermutlich etwa zeitgleich intrudierte Biotit-Muskovit-Granit im südlichen Randbereich des Fürstensteiner Plutons (TK Nr. 7246 Titting und 7245 Schöllnach). Im Intervall zwischen etwa 316 und 312 Ma (CHEN & SIEBEL 2004) folgten der fein- bis mittelkörnige Granit bis Granodiorit („Eberhardsreuther Granit“) und der mengenmäßig dominierende, grobkörnig-porphyrische Granit („Saldenburger Granit“). Der „Saldenburger Granit“ muss innerhalb dieses Intervalls später intrudiert sein, da er Apophysen im „Eberhardsreuther Granit“, z. B. auf dem Gipfel des Bauernbergs, südlich Eberhardsreuth, bildet (TROLL 1964). Thermobarometrische Untersuchungen an Hornblenden ergeben Drücke von ca. 4,5 kbar bei etwa 620 °C für die Platznahme des Fürstensteiner Plutons (DIETL et al. 2005).

### Granit bis Granodiorit, fein- bis mittelkörnig, FSE Karbon bis Perm

**Lithologie und Verbreitung:** Der als „Eberhardsreuther Granit“ bezeichnete fein- bis mittelkörnige Granit bis Granodiorit tritt im Norden des Fürstensteiner Plutons um die Ortschaft Eberhardsreuth auf.

Der nahezu homogene, meist mittelkörnige Granit bis Granodiorit mit gelegentlichen fein- bzw. grobkörnigeren Partien zeigt ein regelloses, massiges Gefüge und wirkt durch die mittelkörnigen Biotite leicht gescheckt bei hell- bis mittelgrauer Grundfarbe. Häufig überwiegt Plagioklas gegenüber Kalifeldspat. Die Feldspäte, die vereinzelt bis 1 cm groß werden, sind oft weiß bis gelblich getrübt, während die transparenten Quarze im Handstück graublau erscheinen. Stellenweise ist der „Eberhardsreuther Granit“ von bis zu wenige dm mächtigen Aplitgängen durchsetzt. An seiner östlichen Grenze sind auch leukokrate, feinkörnige, aplitische Bereiche erkennbar, die keine gangförmigen Vorkommen bilden, sondern eher eine Rand- oder Dach→ *fazies* darstellen (TROLL 1964). In den Randbereichen zu den im Westen, Norden und Osten angrenzenden Diatexiten sind Resorptions- und Assimilationserscheinungen sowie ein oft schlieriges Aussehen des „Eberhardsreuther Granits“ zu finden. TROLL (1964) interpretiert das heutige Erosionsniveau als Anschnitt im Dach eines flachen Intrusionsgewölbes, das nach Norden, Westen und Osten flach unter den Gneis- bzw. Diatexitrahmen abtaucht.

In den randlichen Bereichen tritt der „Eberhardsreuther Granit“ meist tiefgründig zersetzt und vergrust auf. Im zentralen Bereich um Eberhardsreuth wurde er dagegen in mehreren Steinbrüchen als Werkstein gewonnen (z. B. für die Kirche von Eberhardsreuth).

CHEN & SIEBEL (2004) geben für den „Eberhardsreuther Granit“ ein Pb-Zirkonalter von  $314 \pm 2$  Ma an, das innerhalb der Messungenauigkeit identisch ist zum Alter des „Saldenburger Granits“ mit  $315 \pm 3$  Ma. In den „Eberhardsreuther Granit“ intrudierten scharf begrenzte Gänge aus „Saldenburger Granit“ und belegen ein relativ höheres Alter des „Eberhardsreuther Granits“.

**Mineralbestand** (ergänzt aus TROLL 1964)

**Hauptminerale:** Plagioklas (36–45 %), fein- bis mittelkörnig, gedrungene, hypidiomorphe Täfelchen (bis 3 mm lang), meist polysynthetische Albit-Zwillingslamellierung und mehrschaliger Zonarbau, Anorthitgehalt 23–25 %; Quarz (22–34 %), fein- bis mittelkörnig, 2–3 mm groß (max. 5 mm), scharfe und oft gerade Korngrenzen, regellos;

Kalifeldspat (17–24 %), meist mittelkörnig, gelegentlich porphyrisch, hypidionomorph, überwiegend Mikroklin, untergeordnet Orthoklas, oft schmale, hypidiomorphe Leisten, gelegentliche Myrmekitbildung, häufige Einschlüsse von Biotit und Plagioklas;

Biotit (8–12 %), hypidiomorph, dickblättrig, zerlappt, schwach pleochroitisch von braun nach rotbraun, titanreich.

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale; Zirkon; Apatit; Monazit; Xenotim.

**Mikrogefüge:** granular mit gleichkörnigem bis schwach porphyrischem Gefüge.

**Aufschlüsse:** aufgelassener Steinbruch Bauernberg, S Eberhardsreuth (A 9); aufgelassener Steinbruch Stöckelholz, N Nendlnach, R 46 01 500, H 54 10 100.

## **Granit, mittel- bis grobkörnig, porphyrisch, FSS**

Karbon bis Perm

**Lithologie und Verbreitung:** Typisch für diesen, als „Saldenburger Granit“ bezeichneten, mittel- bis grobkörnigen, porphyrischen Granit sind die 1 bis 5 cm

großen Kalifeldspat-Einsprenglinge (Abb. 18). Sie sind oft rosafarben und liegen in einer Matrix aus milchig-weißem Plagioklas, transparentem, bläulich-grauem Quarz und Biotit. Die idiomorphen, zumeist plattigen Feldspäte bilden oft Karlsbader Zwillinge. Die Einsprenglinge machen 10 bis 35 % des Gesamtvolumens aus und sind nahezu homogen und regellos verteilt. Über weite Bereiche ist der „Saldenburger Granit“ ausgesprochen homogen. Seine Farbe ist grau bis hellgrau, manchmal hellbraun-rostig.

Der „Saldenburger Granit“ ist sehr verwitterungsanfällig. Er tritt häufig stark aufgelockert oder als sandig-kiesiger Zersatz mit Gesteinsbruchstücken auf. Natürliche Aufschlüsse mit frischem, unverwittertem Gestein sind selten zu finden. Die typische Wollsackverwitterung hat bereichsweise schön abgerundete Felsen modelliert. Die oft mehrere Meter messenden, rundlichen Verwitterungsblöcke zeigen eine mäßige Festigkeit. An künstlichen Einschnitten oder kleinen Sandgruben findet man den „Saldenburger Granit“ als in situ-Zersatz im ursprünglichen Verband. Der sandig-kiesige, teils steinige Zersatz ist ohne größeren technischen Aufwand zu gewinnen und wird gelegentlich zur Befestigung von Feld- und Waldwirtschaftswegen und als Auffüllmaterial verwendet.

CHEN & SIEBEL (2004) datieren die Kristallisation des „Saldenburger Granits“ auf  $315 \pm 3$  Ma.

### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Kalifeldspat (34–43 %), a) grobkörnig, Einsprenglinge von 3–5 cm (max. 10 cm) Länge, 2–3 cm Breite und ca. 1 cm Dicke, verzwillingt nach Karlsbader Gesetz, Zonarbau mit orientierten Einschlüssen von Plagioklasen, nicht selten Myrmekitbildung, b) fein- bis mittelkörnig in der Matrix als hypidiomorphe Aggregate;

Plagioklas (25–33 %), mittelkörnig, Zonarbau mit Anorthitgehalt 9–23 %, feinkörnig, polysynthetische Verzwillingung, oft saussuritisert oder serizitisert; Quarz (24–33 %), fein- bis mittelkörnige, xenomorphe Aggregate in den Zwickeln, serial, unregelmäßig, scharfe, buchtige bis suturierte Korngrenzen, oft undulös auslöschend;

Biotit (5–7 %), fein- bis mittelkörnig, xeno- bis hypidiomorph, homogen verteilt, lepidoblastisch, grüne Eigenfarbe (eisenreich), starker Pleochroismus (titanreich): braun bis kastanienbraun nach dunkelbraun bis rotbraun, meist angewittert.

**Akzessorische Minerale:** Apatit; Zirkon; Serizit; Muskovit; opake Minerale; Titanit; Xenotim; Monazit; Allanit; Epidot.

**Mikrogefüge:** meist porphyrisch, seltener schwach porphyrisch bis fast gleichkörnig; regellose Kalifeldspat-Einsprenglinge sind gleichmäßig und oft orientiert in der dunklen fein- bis mittelkörnigen, granularen Matrix verteilt.

**Aufschlüsse:** Felsfreistellung am Kühlberg, S Gumpenreit (A 10); Felsfreistellung am Bauernberg, S Eberhardsreuth, R 46 00 138, H 54 09 131.



Abb. 18: Mittel- bis grobkörniger, porphyrischer Granit („Saldenburger Granit“) mit charakteristischen weißen bis rosafarbenen Kalifeldspat-Einsprenglingen; auch im Handstück sind die Karlsbader Zwillinge gut zu erkennen.

### ***Fein- bis mittelkörniger Muskovit-Granit***

Stellenweise ist eine gleichkörnige und Muskovit führende Varietät des „Saldenburger Granits“ im Kontaktbereich zum Nebengestein und als Schollen zu finden; diese wird von TROLL (1964) als Randfazies bzw. als Nachphase interpretiert. Charakteristisch für diesen fein- bis mittelkörnigen, gleichkörnigen Muskovit-Granit ist das Auftreten von großenteils sekundärem Muskovit und die dadurch bedingte ausgesprochen helle Farbe des Gesteins, die nur durch

die selteneren, wenige Millimeter großen Biotite unterbrochen wird. Dieser Granit kann bläulich-graue oder gelbliche, in verwittertem Zustand auch rötliche Färbungen aufweisen. Im Blattgebiet ist der fein- bis mittelkörnige Muskovit-Granit nur in Form von Blöcken und Lesesteinen im Waldgebiet „In der Öd“, südwestlich von Haibach zu finden; meist liegt er tiefgründig verwittert und zersetzt vor.

#### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Kalifeldspat (20–65 %), fein- bis mittelkörnig, hypidio- bis idiomorph, typische Mikroklingitterung, oft als Mikroperthit, zum Teil Myrmekitbildung am Kontakt zu Plagioklas, zum Teil serizitisiert;

Quarz (28–60 %), fein- bis mittelkörnig, frisch, regellos, scharfe Korngrenzen, oft deformiert und rekristallisiert;

Plagioklas (8–25 %), fein- bis mittelkörnig, hypidiomorph, Albit-Zwillingslamellierung, meist deutlicher Zonarbau, oft stark alteriert.

**Nebenminerale:** Muskovit (1–7 %), zum Großteil sekundär aus Biotit, fast immer xenomorph, gelegentlich primär;

Biotit (0–3 %), hypidiomorph, dicktafelig bis dünnblättrig, zerlappt, Pleochroismus von braun bis grünlich-braun oder seltener rot nach gelblich-braun.

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale; Zirkon; Apatit; Titanit; Serizit; Chlorit.

**Mikrogefüge:** überwiegend granular, gleichkörnig.

### 3.2.2 Ganggesteine

Zu den jüngsten magmatischen Gesteinen auf Blatt Grafenau gehören die Pegmatite und die Aplite, die oft gemeinsam zu finden sind, sowie die Postgranitischen Ganggesteine.

#### 3.2.2.1 Pegmatit, „Pe Karbon bis Perm

**Lithologie und Verbreitung:** Kleinere Pegmatit-Vorkommen sind auf Blatt Grafenau immer wieder durch unterschiedlich dichte Lesesteinfunde belegt. Die Pegmatite sind meist als grob- bis riesenkörnige Granit-Kristallisate sowie als

Glimmer führende Quarzmineralisationen ausgebildet. Erstere befinden sich oft in einem fortgeschrittenen Stadium der Verwitterung, während die quarzdominierten Phasen wegen der höheren Verwitterungsresistenz gut erhalten bleiben.

In der Geologischen Karte ist am Mühlberg, westlich von Haselbach das einzige größere Vorkommen, wo viele Pegmatit-Lesesteine zusammen mit Aplit zu finden sind, dargestellt.

**Mineralbestand** (ergänzt nach TENNYSON 1981)

**Hauptminerale:** Quarz; Kalifeldspat; Plagioklas; Muskovit und Biotit.

**Nebenminerale und akzessorische Minerale:** Apatit; Fluorit; Granat (Spessartin); Epidot; Zeolithe; Turmalin; Beryll; Molybdänit; Zirkon; Monazit; Titanit; Allanit und Chlorit.

**Mikrogefüge:** panallotriomorph-körnig bis hypidiomorph-gleichkörnig.

### 3.2.2.2 Aplit, A

Karbon bis Perm

**Lithologie und Verbreitung:** Im Fürstensteiner Massiv sind Apliten in Form cm- bis dm-mächtiger Gänge verbreitet. Häufig sind sie auch im unmittelbaren Diatexitrahmen zu finden, wo sie wegen ihrer Verwitterungsresistenz im Lesesteinbefund vermehrt auftreten. Aplit-Gänge verlaufen meistens geradlinig und durchschneiden das Nebengestein mit scharfen Kontakten.

Die Apliten sind überwiegend fein-, seltener mittelkörnig. Makroskopisch sind Feldspäte, Quarz, wenig Biotit und feine Muskovitschuppen erkennbar. Im frischen Zustand sind die Apliten hell- bis weißgrau; sie können bei fortschreitender Verwitterung gelblich bis bräunlich verfärbt sein. Die Verwitterung zeigt sich oft als Kaolinitisierung der Feldspäte und durch Bildung von Rosträndern um die Biotite. Im Handstück erscheinen die massigen Apliten meist unregelmäßig oder besitzen eine Fließregelung; sie können stellenweise auch deformiert sein. Vielfach sind die Apliten relativ verwitterungsresistent und verwittern zu kleinen kantig-eckigen Bruchstücken.

### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Kalifeldspat (43–56 %), feinkörnig, seltener schwach porphyrisch, hypidio- bis xenomorph, oft Mikroklingitterung;

Quarz (34–44 %), mittel- bis feinkörnig, meist klar, nur vereinzelt Körner mit undulöser Auslöschung, angenähert gerade Korngrenzen, gelegentlich Rekrystallisationsgefüge;

Plagioklas (10–18 %), idio- bis hypidiomorphe Aggregate, meist mittel- bis grobkörnig porphyrisch, mit ausgeprägten Zwillingslamellen und mehrfacher Zonierung, die sich zum Teil durch den Wechsel von getrübten/alterierten und klaren Zonen ausdrückt.

**Nebenminerale:** Biotit (0–4 %), fein- bis mittelkörnig, lepidoblastisch, mit fransig zerlappten Rändern, schwach eingeregelt, durch zahlreiche Zirkon- und gelegentlich Granat-Einschlüsse gefleckt, stark pleochroitisch;

Muskovit (0–2 %), feinkörnig, mit rundlichen oder leistenförmigen Individuen mit nur schwach zerlappten Rändern, ungeregelt, als jüngere Bildung meist in der Umgebung von Biotit.

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale; Zirkon; Apatit; Granat; Titanit; Chlorit (sekundär); Turmalin.

**Mikrogefüge:** gleichkörnig, mit leicht porphyrischen Kalifeldspäten und Plagioklasen in feinkörniger Quarz-Kalifeldspat-Glimmer-Matrix; stellenweise schwache Einregelung der Komponenten durch geringe spätektonische Deformation; tektonisierte Varietäten zum Teil mit mylonitischem Gefüge und intensiver dynamischer Rekrystallisation.

**Aufschlüsse:** Gänge im aufgelassenen Steinbruch Bauernberg, S Eberhardsreuth (A 9); Gänge im Granitfelsen am Spitzberg, E Grafenau (A 4, 2); Lese-  
steine am Mühlberg, SW Haselbach, R 46 02 007, H 54 08 774.

### 3.2.2.3 Postgranitische Ganggesteine, Gg

Karbon bis Perm

Postgranitische Ganggesteine sind in Form von geringmächtigen, undeformierten, Westnordwest–Ostsüdost bis Nordnordwest–Südsüdost streichenden Gängen im südöstlichen Bayerischen Wald verbreitet. Sie wurden aufgrund ihres porphyrischen Gefüges als „Porphyrite“ bezeichnet und finden bereits bei GÜMBEL (1868) als „Nadeldiorite“ Erwähnung. Die Benennung die-

ser gangförmigen Subvulkanite erfolgt nach der Nomenklatur für vulkanische Gesteine (LEMAITRE et al. 2002).

**Lithologie und Verbreitung:** Postgranitische Ganggesteine mit unterschiedlichem Chemismus kommen überwiegend in Form von Lesesteinen vereinzelt im südlichen und westlichen Kartenblatt vor.

Gegenüber den anderen Gesteinen im Kartiergebiet fallen die makroskopisch regellosen Postgranitischen Ganggesteine durch ihre Feinkörnigkeit und die charakteristischen ebenflächigen, kantigen Bruchstücke auf. Sie sind → *aphanitisch*, meistens mit porphyrischem Gefüge, teilweise → *aphyrisch*. Sie bilden typischerweise dm- bis m-mächtige Gänge, die in der Regel undeformiert sind. Die Kontakte sind scharf; manchmal entwickelt sich eine an Einsprenglingen ärmere Randfazies. Im frischen Bruch erkennt man unter einer meist wenige mm starken, hellbeige ausgebleichten Verwitterungsrinde die graugrüne bis tief dunkelgrüne Färbung. In einer feinkörnigen bis dichten Grundmasse können 0,5 bis 3 mm (selten bis 2 cm) lange, dunkelgrüne bis schwarze Hornblende-Nadeln schwimmen; in anderen Varietäten treten blassgelbe bis leicht rötliche Plagioklas-Einsprenglinge mit wenigen mm Kantlänge mit idio- bis hypidiomorpher Gestalt auf. Meist sind die Einsprenglinge unregelmäßig bis schwach fluidal geregelt. Vereinzelt kann das Gestein grobkörniger ausfallen, so dass man das verschränkte, regellose Gefüge im Handstück erkennen kann. Die grünliche Matrix aus Plagioklas und Hornblende ( $\pm$ Quarz) ist sehr feinkörnig bis dicht und makroskopisch nicht differenzierbar. Häufig findet eine spät- bis postmagmatische Umwandlung der primären Mineralassoziationen statt. Aufgrund der geringen Korngröße der Matrix und der starken Alteration ist es schwierig, die Mineralzusammensetzung in Volumenanteilen anzugeben. Eine Differenzierung verschiedener Varietäten im Handstück ist fallweise möglich, da Farbe und Mineralogie der Einsprenglinge teilweise mit dem Chemismus korrelieren.

Die Postgranitischen Ganggesteine sind zäh, hart und verwitterungsresistenter als die umgebenden Gesteine. Sie können morphologische Rücken bilden und als charakteristische, kantige Lesesteine und Blöcke auf Ackerflächen angereichert sein.

Für Postgranitische Gänge unterschiedlicher Lokalitäten werden Intrusionsalter von  $302 \pm 7$  Ma (Rb-Sr, Apatit-Biotit, CHRISTINAS et al. 1991),  $299,0 \pm 2,3$  Ma

(U-Pb, Zirkon, PROPACH et al. 2008) und  $315 \pm 1$  Ma (U-Pb, Zirkon, GALADI-ENRIQUEZ et al. 2009a) angegeben. Sie intrudierten in einer Tiefe von 4 bis 6 km, als das Nebengestein ca.  $200 \pm 50$  °C warm war (PROPACH 2002).

#### Mineralbestand

**Haupt- und Nebenminerale:** Plagioklas; Hornblende; Quarz; Chlorit; Biotit; Kalifeldspat (je nach Chemismus variierend); stets von Alterationserscheinungen (z. B. Chlorit, Biotit, Serizit, Epidot, Titanit, Calcit) begleitet.

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale; Apatit; Zirkon.

**Mikrogefüge:** porphyrisch, selten aphyrisch

### 3.2.2.4 Andesit, „Ad

Karbon bis Perm

**Lithologie und Verbreitung:** Andesitische Postgranitische Ganggesteine kommen neben kleinen Lesesteinfunden in einem Südsüdost–Nordnordwest streichenden, 0,5 bis 1 m mächtigen Gang am Koksberg, nördlich von Schönberg vor. Auffällig ist die tief dunkelgrüne Farbe der Matrix, in der die typischen Hornblende-Kristalle (Nadeln) „schwimmen“. Oft sind diese Kristalle orientiert (Fließregelung). Plagioklas-Einsprenglinge erscheinen, wenn vorhanden, als weiße oder leicht gefärbte Flecken.

#### Mineralbestand

Aufgrund der Feinkörnigkeit und starker Alterationserscheinungen lässt sich der Mineralbestand nur grob abschätzen.

**Hauptminerale:** Plagioklas (40–50 %), a) feinkörnig bis dicht, langprismatisch (0,1–0,3 mm lang), in verschränktem Gefüge der Matrix, oft stark alteriert, getrübt oder vollständig serizitisiert/chloritisiert, b) fein- bis mittelkörnig, serialporphyrisch als Einsprenglinge (1–8 mm), hier meist idiomorph mit einfachen Albit-Zwillingen und polysynthetischen Zwillinglamellen, Zonarbau, unregelmäßig bis fluidal geregelt;

Chlorit (15–20 %, bis zu 36 %), Umwandlungsprodukt von Plagioklas und Amphibol;

Hornblende (10–20 %), fein- bis mittelkörnig (0,3–5 mm, max. 20 mm), porphyrische, langprismatische bis rautenförmige Kristalle, hypidion- bis idiomorph, stets dunkelbraune Eigenfarbe, nur selten  $124^\circ$ -Spaltbarkeiten, ver-

zwillingt, oft umgewandelt.

**Nebenminerale und akzessorische Minerale:** Quarz; Biotit; Serizit; Kalifeldspat; Epidot; opake Minerale; Titanit; Calcit; Apatit; Zirkon.

**Mikrogefüge:** sperrig-granular, porphyrisch, selten aphyrisch (Abb. 19).

**Aufschlüsse:** Felsfreistellung am Koksberg, N Schönberg, R 45 98 435, H 54 13 560.

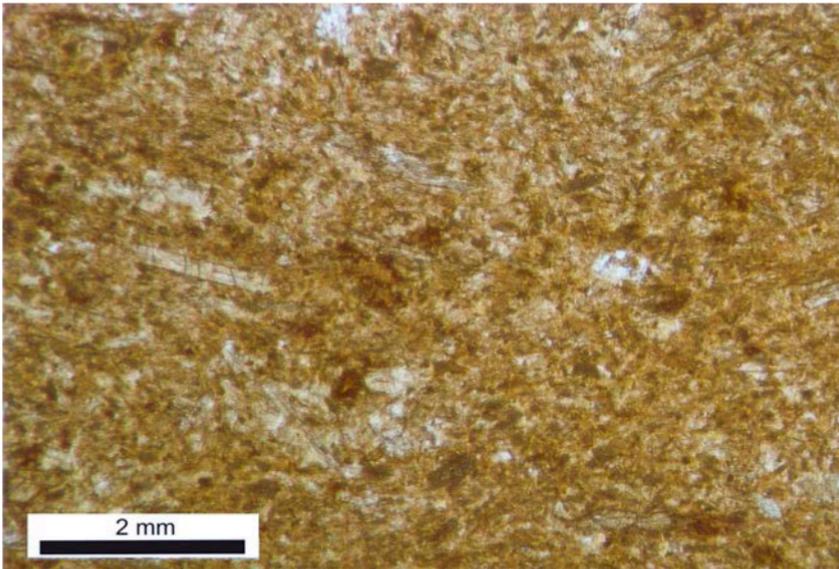


Abb. 19: Dünnschliffaufnahme des Andesits (parallele Polarisatoren); wegen der durchgreifenden Chloritisierung/Serizitisierung sind die zahlreichen 0,2 bis 0,5 mm großen Hornblende- und Plagioklas-Einsprenglinge nur undeutlich zu erkennen.

### 3.2.2.5 Dacit, ,Dc

Karbon bis Perm

**Lithologie und Verbreitung:** Postgranitische Ganggesteine dacitischer Zusammensetzung sind auf Blatt Grafenau in einem, nur durch Lesesteine belegten Vorkommen, am Kaltenberg, südsüdöstlich Ringelai, zu finden. Im Vergleich

zu den andesitischen haben die dacitischen Varietäten eine hellere, gräulich-grüne Farbe. Verbreitet finden sich bis zu 2 mm große Plagioklas-Einsprenglinge, solche aus mafischen Mineralen treten zurück.

#### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Plagioklas, in der Matrix und als Einsprengling, zoniert, seritisiert und saussuritisiert; Chlorit, sekundär aus Biotit oder Hornblende; Kalifeldspat; Quarz.

**Nebenminerale und akzessorische Minerale:** Biotit; Hornblende (biotitisiert und chloritisiert); Titanit (sekundär, oft mit Chlorit verwachsen); Epidot; opake Minerale; Calcit; Apatit; Zirkon; Hellglimmer (sekundär); Allanit.

**Mikrogefüge:** porphyrisch, selten aphyrisch.

### 3.3 Mineralgänge

#### 3.3.1 Quarz-Gangbreccie (Bayerischer Pfahl), BP,qzGgbr

Oberkarbon bis Trias

**Lithologie und Verbreitung:** Im Bereich des Bayerischen Pfahls sind immer wieder Quarzbreccien („Pfahlquarz“) zu finden; im Bearbeitungsgebiet treten größere Vorkommen westlich der Großen Ohe und kleinere Linsen weiter östlich auf.

Die Quarz-Gangbreccie ist weitgehend monomineralisch. Mindestens drei Phasen hydrothormaler Aktivität verbunden mit Kataklyse lassen sich durch unterschiedliche Färbung belegen (Abb. 20). In der ältesten Phase wurden graue bis schwarzrötliche Quarze abgeschieden, in der mittleren meist eine gelbliche und schließlich ein rein weißer Quarz. Es treten vor allem Bildungen der jüngsten Phasen auf. Die Quarze sind fast immer durch Mikrorisse und Flüssigkeitseinschlüsse weißlich oder hellbeige getrübt. In den Quarzbreccien können neben Quarz auch bis 5 mm große, kaolinitisierte Feldspäte auftreten, die einen Anteil bis etwa 5 % erreichen können. Meist zerfällt die Quarzbreccie aufgrund ihrer engständigen Klüftung in cm- bis dm-große, scharfkantige, unregelmäßige Bruchstücke. Häufig sind in der Quarz-Gangbreccie unterschiedlich stark silifizierter Nebengesteinsbruchstücke, meist

Ultramylonite und Mylonite, mitunter auch Dunkle Diatexite eingeschlossen. Vereinzelt gibt es eine geringe Erzführung mit Bleiglanz.

Zahlreiche Quarzabbau am ehemaligen Schotterwerk „Bei der Quetsch“ nahe Augrub zeugen von der Gewinnung und wirtschaftlichen Nutzung des „Pfahlquarzes“.

**Aufschlüsse:** Quarz-Härtling und -Gruben, E Augrub (G 5); Quarz-Rippe am Ameisenberg, S Kapfham (G 8).



Abb. 20: Quarz-Gangbreccie („Pfahlquarz“) mit mehrphasigem, unterschiedlich gefärbtem Quarz; die ältere, rötlich gefärbte Quarzgeneration zeigt die Brecciation und spätere Verheilung durch eine weißliche Quarzgeneration.

### 3.3.2 Quarz-Gang, ,qZ<sub>g</sub>

Oberkarbon bis Trias

**Lithologie und Verbreitung:** Hinweise auf hydrothermale Quarz-Gänge sind immer wieder in Form von Lesesteinen zu finden. Im nordöstlichen Kartenblatt bei Neuschönau ist ein größeres Vorkommen von Quarz-Gängen in mehreren kleinen Gruben abgebaut und für die Glasherstellung genutzt worden (REINER et al. 1995).

Im Lesesteinbefund bestehen die fein- bis grobkörnigen Quarz-Gänge fast ausschließlich aus Quarz, stellenweise mit geringen Anteilen von Feldspat, selten von Nebengesteinsfragmenten. Die weißen bis hellgrauen Quarz-Gänge können bräunlich oder rötlich anwittern.

**Aufschlüsse:** Quarzabbaugruben am Katzberg, E Neuschönau (G 4).

## 3.4 Tektonite

Tektonite treten auf Blatt Grafenau in Form von → *Kataklasiten* (bruchhaft-spröde Deformation) und Myloniten (duktile Deformation) auf; sie begleiten vor allem die Störungszone des Bayerischen Pfahls im zentralen Kartenblatt. In der geologischen Karte werden neben den Hauptgesteinseinheiten der Tektonite drei Typen der störungsbezogenen Deformation mit Übersignaturen dargestellt: Kataklyse, Mylonitisierung und Tektonisierung.

### 3.4.1 Mylonit, ,My

Karbon

**Lithologie und Verbreitung:** Außerhalb der Scherzone des Bayerischen Pfahls kommen Mylonite auf Blatt Grafenau nur vereinzelt innerhalb der Gneise und Diatexite vor, z. B. am Steinberg, nordöstlich Hörmannberg.

Die Mylonite sind sehr feinkörnig bis dicht, mittel- bis dunkelgrau, stellenweise glimmerreich und können bis 1 mm große Feldspat-Augen führen. Es überwiegen Mesomylonite, in denen immer wieder geringmächtige Bahnen von mittel- bis dunkelgrauen, dichten Ultramyoniten auftreten können.

### 3.4.2 Mylonitisierung

**Lithologie und Verbreitung:** Die Übersignatur „Mylonitisierung“ wurde in Bereichen verwendet, in denen das Ausgangsgestein noch weitgehend identifizierbar ist und nur eine schwache (überwiegend proto- bis mesomylonitische), duktile Deformation erlitten hat. Die Mylonitisierung kann ungleichmäßig verteilt sein, unterschiedliche Anteile des Gesteins betreffen und auch nur auf einzelne Züge beschränkt sein.

### 3.4.3 Kataklaste

**Lithologie und Verbreitung:** Die Übersignatur „Kataklaste“ wurde in den Bereichen verwendet, in denen das Ausgangsgestein noch weitgehend identifizierbar ist und nur eine schwache (überwiegend proto- bis mesokataklastische) bruchhaft-spröde Deformation erfahren hat. Die Kataklaste kann ungleichmäßig verteilt sein und unterschiedliche Anteile des Gesteins betreffen. Es kommt dabei oft zur Einregelung größerer Mineralkomponenten, die zerbrochen als Porphyroklasten auftreten. Da sich verschiedene Minerale bei unterschiedlichen Druck-Temperatur-Bedingungen und Deformationsgeschwindigkeiten duktil oder spröde verformen lassen, kann die Kataklaste auch selektiv auf einzelne Minerale wirken, während andere bereits duktil reagieren. Hier gibt es Übergänge zu den Myloniten.

### 3.4.4 Tektonisierung

**Lithologie und Verbreitung:** Bereiche mit der Übersignatur „Tektonisierung“ sind noch eindeutig ihren undeformierten Ausgangsgesteinen zuzuordnen, können aber sowohl duktile als auch bruchhaft-spröde Deformation aufweisen (Mylonitisierung und/oder Kataklaste). In Randbereichen von Störungszonen stellen sie eine Übergangszone zum undeformierten Ausgangsgestein dar, z. B. am Bayerischen Pfahl südlich in den Dunklen Diatexiten, wie auch nördlich im Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneis.

### 3.4.5 Bayerischer Pfahl

Der Bayerische Pfahl ist eine bedeutende, Nordwest–Südost streichende Scherzone im Südwest-Teil der Böhmisches Masse, die sich von der Oberpfalz bis ins Mühlviertel in Oberösterreich erstreckt (siehe auch Kap. 4.1). Die Mylonite entstanden unter amphibolit- bis grünschieferfaziellen Bedingungen (MASCH & CETIN 1991, BRANDMAYR et al. 1995). In der Folge wurde das Störungssystem unter bruchhaft-spröden Bedingungen reaktiviert und die episodische Zufuhr  $\text{SiO}_2$ -reicher Fluide in der Permotrias ( $249 \pm 23$  Ma, Rb-Sr-Gesamtgestein; HORN et al. 1986) führte zur Bildung hydrothermaler Quarzgänge in der Scherzone bei Temperaturen von 280 bis 120 °C (PEUCKER-EHRENBRINK & BEHR 1993).

Als zentrales strukturelles Element des Kartenblattes Grafenau streicht der Bayerische Pfahl in Westnordwest–Ostsüdost-Richtung mit etwa 115° durch das Blatt und bildet dabei eine bis zu 3 km breite Störungszone, in der verschiedene Ausgangsgesteine von unterschiedlich intensiver mylonitischer und/oder kataklastischer Deformation erfasst wurden und jetzt als Mylonite, verquarzte Mylonite, leukokrate Mylonite und Ultramylonite, sowie „Pfahlquarz“ (Quarz-Gangbreccie) vorliegen.

#### 3.4.5.1 Mylonit, BP,My Karbon

**Lithologie und Verbreitung:** In der Scherzone des Bayerischen Pfahls treten im westlichen Kartenblatt überwiegend dunkle Mylonite mit unterschiedlichem Erscheinungsbild auf, die als Mylonite zusammengefasst werden. Sie ziehen von TK Nr. 7144 Schöfweg herüber und bilden eine etwa 900 m breite Zone ausschließlich nördlich von Ultramylonit und Quarz-Gangbreccie des Bayerischen Pfahls.

Die undifferenzierten Mylonite zeigen eine große Variabilität abhängig vom Ausgangsgestein und der retrograden Überprägung. Meist sind sie mittel- bis dunkelgrau, teilweise beige-grau oder schwarz, die Korngröße reicht von dicht bis mittelkörnig; untergeordnet gibt es Einschaltungen leukokrater Mylonite. Stellenweise sind sie biotitreich und führen häufig rundliche, meist 1 mm große Feldspatäugen, die selten bis 3 mm groß sind. Es überwiegen Mesomylo-

nite mit augenförmigem Gefüge, in denen immer wieder geringmächtige Bahnen von mittel- bis dunkelgrauen, dichten Ultramyloniten auftreten können.

Die Mylonite sind generell verwitterungsanfällig. Das Ausgangsmaterial bilden verschiedene metatektische und diatektische Gneise sowie untergeordnet Granite.

### Mineralbestand

Aufgrund der großen Variabilität und der geringen Korngröße lassen sich keine Gehalte angeben.

**Hauptminerale:** Kalifeldspat, a) fein- bis mittelkörnig als Porphyroklasten, meist mit perthitischen Entmischungslamellen oder als Mikroklin, einzelne einfache Zwillinge, vielfach zoniert, unscharfe Ränder mit beginnender Biotisierung, reich an Einschlüssen (Quarz, Biotit, Apatit, Chlorit), häufig mit feinen Myrmekitsäumen, b) sehr feinkörnig bis dicht in der mylonitischen Matrix, selten Simplektitbildung;

Quarz, xenomorph als sehr feinkörnige bis dichte Aggregate in der mylonitischen Matrix, oft als monomineralische, gleichkörnige Rekristallisate, die ein weitgehend umgewandeltes Altkorn (undulös auslöschend) nachzeichnen. Die Rekristallisate sind frisch, von spitzwinklig verlaufenden Scherbahnen durchschnitten, granoblastisch, mit oft geraden, scharfen Korngrenzen, im Bereich der rotierten Porphyroklasten als eingerollte Druckschattenfasern, zwischen einzelnen Klasten oft schwache Achsenregelung.

**Nebenminerale:** Glimmer, Biotit > Muskovit: a) feinkörnig bis sehr feinkörnig, stark pleochroitisch, angereichert in Scherbahnen, eingeregelt, Knickbänder, oft als lepidoblastische Rekristallisate, b) idiomorph, sigmoidal geschleppt (mica fish aus Biotit und Muskovit) als verbogene Relikte, fein- bis mittelkörnig, c) als Umwandlungsprodukt teilweise idiomorpher Mineral Körner (Amphibol, Cordierit, Plagioklas) in dekussatem, dichtem Gefüge;

Chlorit, als retrograde Bildung, vielfach zusammen mit Glimmer oder als zwickelfüllende, verfilzte Aggregate zwischen den Klasten und der Matrix oder als Umwandlungsprodukt in porphyrischen Mineralen;

Plagioklas, als bis zu 1 mm große porphyrische, rundliche Relikte, deutliche Zwillinglamellen, in Lagen angereichert.

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale; Zirkon; Apatit; Titanit; Ilmenit.

Anteil der feinkörnig bis dichten mylonitischen Matrix: etwa 50–60 %.

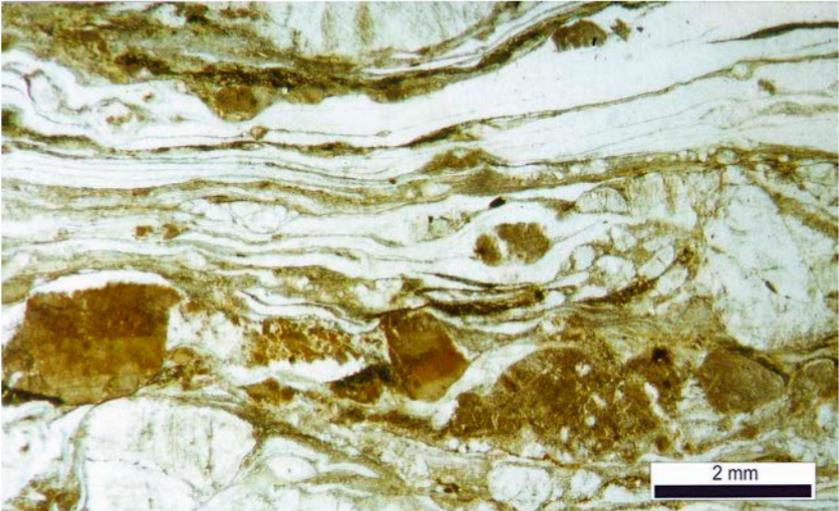


Abb. 21: Dünnschliffaufnahme eines augigen Mylonits; die mylonitische Foliation umgibt einen noch beträchtlichen Anteil an Porphyroklasten.



Abb. 22: Aufschluss im anstehenden Mylonit (Rehberg, S Oberkreuzberg); die striationsartige Oberflächentextur zeichnet die straffe Regelung der Minerale und damit die Richtung einer bevorzugten Teilbarkeit nach.

**Mikrogefüge:** mylonitische Foliation, meist mit Feldspat-Porphyrklasten; Mikrostrukturen wie sigmoidale Schleppung in Glimmer (mica fish), ummantelte Feldspat-Porphyrklasten und polykristalline Quarzbänder. Die Quarze reagieren auf die Deformation durch Subkornbildung und Rekristallisation, während die Kalifeldspäte sich teilweise spröde verhalten (Abb. 21).

**Aufschlüsse:** Felsfreistellung am Rehberg, S Oberkreuzberg, R 45 98 830, H 54 17 100 (Abb. 22); Mylonit-Profil an der West-Umfahrung Grafenau (A 3, 4).

### 3.4.5.2 Leukokrater Mylonit, BP,ikMy

#### Karbon

**Lithologie und Verbreitung:** Leukokrate Mylonite begleiten die Ultramylonite und Quarz-Gangbreccien des Bayerischen Pfahls auf ihrer Nordseite im Bereich der Großen Ohe zwischen Rieden und Schildertschlag in einem knapp 600 m breiten Zug. Nach Westen verzahnen sie mit den undifferenzierten, meist dunklen Myloniten und nach Osten gehen sie in mylonitische Granite über.

Als Leukokrate Mylonite werden weißgraue bis hellbraune, dichte bis feinkörnige, oft augige Ultra- sowie untergeordnet Mesomylonite zusammengefasst. Die Feldspat-Porphyrklasten messen nur wenige mm. Verbreitet ist Muskovit bzw. Serizit erkennbar. Engständige (1–3 mm), geringmächtige, gewellte Chlorit-Glimmer-Lagen, die selten mehr als 8–10 cm durchhalten, verleihen dem Gestein einen phyllitähnlichen Habitus. Zahlreiche Scherbahnen durchsetzen das Gefüge flaserig. Feldspat- oder quarzreiche Partien können stark ausgelängt sein. Entlang der Scherflächen spaltet das Gestein ausgezeichnet. Auf den Trennflächen zeigen sich vielfach Harnische und deutliche Abrisskanten, die eine jüngere Spröddeformation anzeigen. Vielfach ist das Gestein von teilweise braun angewitterten Eisenoxid-Klüften, die stumpfwinklig zur Mylonitisierung stehen, durchtrennt. Die Chlorit- und Glimmerzüge belegen eine niedriggradige, retrograde Metamorphose (Diaphthorese).

Im Blattgebiet finden sich in den Leukokraten Myloniten kaum natürliche Aufschlüsse; sie sind überwiegend durch Lesesteine dokumentiert. Die Bruchstücke sind stark angewittert und zeigen eine typische beige Farbe und die

feinlaminar-planare Struktur. Die nur wenige cm bis dm großen Bruchstücke sind seitlich häufig durch scharfe Kluffflächen begrenzt, die auf eine insgesamt starke Klüftung des Gesteins hindeuten. Der Leukokrate Mylonit ist sehr verwitterungsanfällig, tritt häufig zersetzt auf und bringt ockerfarbene, feinsandige Böden hervor.

Die Leukokraten Mylonite umfassen sowohl meso- bis ultramylonitisch überprägte Granite, als auch stark retrograd (diaphthoritisch) überprägte Mylonite mit verschiedenen Ausgangsgesteinen.

### Mineralbestand

**Hauptminerale:** Kalifeldspat (40–45 %), fein- bis mittelkörnig, bereichsweise mit reliktschen, idiomorphen Umrissen, sehr häufig zerbrochen, meist deutliche Perthit-Entmischungen, regellos, geknickt oder gebogen, im Druckschatten der größeren Klasten serial in immer feineren Körnern, die lückenlos in die Matrix übergehen, gelegentlich dynamisch rekristallisiert;

Chlorit, Biotit, Muskovit/Serizit (25–35 %), retrograd als dichte xenomorphe Aggregate in der Matrix, sehr feinkörnig bis dicht an den Scherbahnen, Aggregate meist nicht klar zu trennen, Scherbahnen bauchen im Druckschatten aus und verjüngen sich um die Porphyroklasten;

Quarz (20–25 %), als dichte nicht aufzulösende Matrix mit Plagioklas und Eisenoxiden, vielfach zwischen Klasten oder bänderförmig, dynamisch rekristallisiert, gelegentlich in ausgelängten Bahnen, dynamisch rekristallisiert.

**Nebenminerale:** Plagioklas, untergeordnet in der dichten Matrix, dort vielfach alteriert (chloritisiert, Eisenoxide), selten als Porphyroklasten.

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale; Zirkon; Apatit; Titanit; Rutil.

Anteil der feinkörnigen bis dichten Mylonitmatrix: etwa 55–85 %.

**Mikrogefüge:** straffe mylonitische Foliation mit welligen Scherbahnen, teilweise augig, durchgreifend alteriert (z. B. getrübte Feldspäte), Quarz und Glimmer parallel zur Foliation eingeregelt. Während die aktuellen Mineralparagenesen eine intensive Überprägung unter niedrigmetamorphen Bedingungen und retrograde Neubildungen anzeigen, lassen sich reliktsch Hochtemperaturmylonit-Gefüge nachweisen.

**Aufschlüsse:** Mylonit-Profil an der West-Umfahrung Grafenau (A 3, 3).

### 3.4.5.3 Ultramylonit, BP,UMy

#### Karbon

**Lithologie und Verbreitung:** Ultramylonite treten als bis zu 200 m mächtiger Zug im Zentrum der Scherzone des Bayerischen Pfahls auf, oft verzahnt mit jüngeren Quarz-Gangbreccien, sowie als kleine, meist nur m-große Linsen in anderen mylonitisierten Gesteinen.

Der dichte, feinlamierte Ultramylonit ist meist hell- bis mittelgrau, auch braungrau, oliv oder beige-rosa (Abb. 23). Die mylonitische Foliation bildet einzelne, zum Teil nur mit der Lupe auflösende, parallele Flächen mit bis etwa 1 mm Abstand. Bereichsweise kommen augige Mylonite mit mm-großen Feldspat-Porphyrklasten oder glimmerreiche Mylonite vor. Die Ultramylonite zeigen häufig Anzeichen einer kataklastischen Überprägung; stellenweise kommen silifizierte Partien vor. Als Ausgangsgesteine der Ultramylonite lassen sich teilweise aufgrund von Färbung oder Feldspat-Augen-Führung Granite oder Diatexite bzw. Gneise vermuten.

Vielfach treten dendritische Eisen-Mangan-Ausblühungen entlang von Rissen oder Mikroklüften sowie quarzverheilte Klüfte von meist unter 1 mm, selten wenige cm Mächtigkeit auf. Auffällig ist das ausgeprägt kantige, ebenflächige Bruchverhalten der Ultramylonite, durch das sie als kleine, kantige Lesesteine besonders hervortreten. Die Ultramylonite treten morphologisch zurück und bilden stellenweise eher Senken.

#### Mineralbestand

Die Zusammensetzung des Gesteins kann wegen des sehr feinkörnigen bis dichten Gefüges und der meist fortgeschrittenen Diaphthorese nur grob abgeschätzt werden. Oft haben Chlorit und Serizit den ursprünglichen Mineralbestand weitgehend verdrängt bzw. es hat bereits eine Umwandlung in Tonminerale (bis über 30 %) stattgefunden. Teilweise lassen sich nur noch die Umrisse der Primärminerale und einzelne Mikrogefüge ausmachen.

Röntgendiffraktometrisch wurde an einer Ultramylonit-Probe aus dem Umfeld der Quarzabbau „An der Quetsch“ ein Mineralbestand, der ausschließlich aus Quarz, Albit und Muskovit besteht, bestimmt (ARTMANN 2001).

**Hauptminerale:** Chlorit und Serizit (bis > 65 %), sehr feinkörnig bis dicht, retrograde Umwandlungsprodukte, zumeist blättrig-stängelige Aggregate in der Matrix;



Abb. 23: An dem angewitterten Handstück eines Ultramylonits des Bayerischen Pfahls sind die Scherbahnen anhand der Farbwechsel gut zu erkennen. Die meisten der ursprünglich ebenen Scherflächen sind nachträglich gebogen, gefaltet, teilweise geknickt oder zerbrochen.

Quarz (25–35 %), fast immer frisch (einziges nicht verwittertes oder umgewandeltes Mineral), a) feinkörnige, xenomorphe Aggregate in der Matrix,  $\pm$ homoblastisch, oft rekristallisiert oder nur schwach undulös auslöschend, b) mittelkörnig in Quarz-Bändern, bzw. hydrothermalen Kluffüllungen; Plagioklas, stark serizitisiert und chloritisiert, fein- bis mittelkörnig, heteroblastisch, stets zerbrochen, teilweise reliktsche Zwillingslamellen, stets zu spindelförmigen Klasten deformiert, selten eckig, oft mit Serizit-Ummantelung; Kalifeldspat, stark serizitisiert und chloritisiert, ähnlich ausgebildet wie Plagioklas, reliktsche Perthit-Entmischungen, fast immer weitgehend bis vollkommen umgewandelt.

**Nebenminerale:** Muskovit, feinkörnig, hypidio- bis idiomorph, sekundär durch Umwandlung aus Biotit.

**Akzessorische Minerale:** opake Minerale; Zirkon; Apatit; Biotit.

Anteil der feinkörnigen mylonitischen Matrix: 75–100 %.

**Mikrogefüge:** mylonitisch, teilweise mit reliktschen Feldspat-Klasten bis zu ultramylonitisch, stellenweise netzartiges Quarzgefüge, bereichsweise kataklastisch. Neben den unterschiedlichen Deformationstypen (Mylonitisierung und Kataklastik) auch starke Diaphthorese und Verwitterung, Scherbahnen an stumpfwinklig verlaufenden Klüften versetzt.

**Aufschlüsse:** Felsfreistellung NE Voitschlag (A 14); Mylonit-Profil an der West-Umfahrung Grafenau (A 3, 2).

#### 3.4.5.4 Mylonit, verquarzt, BP,qzMy Karbon

**Lithologie und Verbreitung:** Verquarzte Mylonite kommen überwiegend im Kernbereich des Bayerischen Pfahls vor und begleiten vielfach die hydrothermale Quarz-Gangbreccie („Pfahlquarz“).

Die verquarzten Mylonite sind dunkelgrau bis graubraun, ausgesprochen hart und zerbrechen splittrig. Bei den durch kieselige Lösungen silifizierten Myloniten ist die Foliation häufig noch ebenso deutlich zu erkennen wie im meso- bis ultramylonitischen Ausgangsgestein. Neben vollständig silifizierten Myloniten gibt es auch Mylonite, die intensiv von mehrere mm bis cm mächtigen Quarzgängen und -schlieren durchsetzt sind und die bei zunehmendem Quarz-Anteil zur Quarz-Gangbreccie überleiten. Das Gestein ist engständig geklüftet und meist kataklastisch überprägt. Neben geringfügigen, fleckigen Mangan- und Eisenoxiden auf den Klufflächen sind immer wieder dünne, beige-weißliche, tonige (vermutlich kaolinitische) Kluffbeläge zu beobachten. Die Bruchflächen sind scharf.

Verquarzte bzw. silifizierte Mylonite und Ultramylonite finden sich im zentralen Pfahl-Bereich immer wieder als von weniger verwitterungsresistenten Myloniten umgebene Härtlinge.

**Aufschlüsse:** Quarz-Rippe am Ameisenberg, S Kapfham (G 8); Felsfreistellung am Mitterbichel, SE Lichteneck, R 46 04 491, H 54 13 220.

## 3.5 Tertiär bis Quartär

### 3.5.1 Geröllstreu

Tertiär bis Quartär

**Lithologie und Verbreitung:** In einem kleinen Bereich südsüdwestlich Ringelai, etwa 300 m nördlich Kühbach, ließ sich auf zersetztem, Hypersthen führendem Diatexit eine Bestreu aus Quarzgeröllen kartieren, die als Übersignatur dargestellt ist. Es handelt sich um Terrassenrelikte der Wolfsteiner Ohe bzw. um verlagerte Schotter aus diesen Terrassen. Die Geröllstreu liegt auf 420 bis 460 m ü. NN, der Talboden knapp unterhalb 400 m ü. NN. Aufgrund der Landschaftsentwicklung ist eine unter- bis mittelpleistozäne Altersstellung anzunehmen.

**Mächtigkeit:** als Bestreu.

### 3.5.2 Zersatzlehm, L,z

Tertiär bis Quartär

Subtropische, feucht-warme Klimaverhältnisse im Tertiär führten zusammen mit postvariszischer Hebung zu tiefgründiger Verwitterung des Untergrundes und zur Bildung teilweise mächtiger Zersatzdecken. Diese Bereiche liegen heute bereichsweise als Relikte tertiärer Rumpfflächen vor. Die Bildung des Zersatzes ist auch vom Ausgangsgestein abhängig und kann unregelmäßig durch Gesteinsauflockerung, Auflösung der Kornbindung, Vergrusung bis hin zur Kaolinitisierung der Feldspäte erfolgen.

**Lithologie und Verbreitung:** Als Zersatzlehm wurden Bereiche der Zersatzzonen angesprochen, bei denen eine Identifizierung des Ausgangsgesteins nicht mehr möglich war. Er besteht überwiegend aus tonig-schluffigem Sand mit orangen, ockergelben, beigebraunen und hellgrauen, meist schlierigen Färbungen und enthält nur selten Gesteinsbruchstücke. Die bunten Farben deuten auf tertiäre Bodenrelikte. Je nach Zusammensetzung des Ausgangsmaterials können neben Quarzkörnern kaolinitisierte Feldspäte auftreten. Der Kaolinanteil ist im Allgemeinen erst unter den von der pleistozänen Dynamik erfassten oberen Dezimetern identifizierbar. Mit zunehmender Teufe lässt die

Feldspatverwitterung nach. Zersatzlehm kommt in Höhenlagen von 660 bis 730 m ü. NN vor.

In der ehemaligen Ziegelei Filzwiesen, südöstlich von Schönanger, wurde Zersatzlehm aus Gneisen teilweise für die Ziegelherstellung gewonnen.

**Mächtigkeit:** wenige m bis mehrere 10er m.

### 3.5.3 Zersatzzone

Wenn in zersetzten Bereichen die Lithologie des Untergrundes z. B. anhand von Lesesteinen oder dem Zersatzgefüge erkennbar war, wurde die Zersatzzone als Übersignatur dargestellt.

**Lithologie und Verbreitung:** Der Zersatz besteht – abhängig vom Ausgangsgestein meist aus gelborange- bis graubraunem, lehmigem Sand mit Bruchstücken des Ausgangsgesteins, die als Lesesteine zutage treten. Während in den oberen Dezimetern meist umgelagerter und zum Teil verlehmt Zersatz ansteht, wird zum Liegenden das ursprüngliche Gefüge des Ausgangsgesteins immer deutlicher; das Gestein erscheint unverändert, die Kornbindung ist jedoch aufgelöst und das Material lässt sich zerdrücken. Diese Lockergesteine sind weiterhin Kluftwasserleiter, da sich durch die Auflösung der Kornbindung keine Wasserwegsamkeiten entwickeln. Farbe, Korngröße und Ausprägung des Zersatzes variieren je nach Ausgangsgestein und Zusammensetzung.

Aus Graniten entwickelt sich meist gelborangebrauner, grusiger Zersatz, wobei die Kaolinitisierung der Feldspäte typisch ist und zur Bildung von grauweißem, tonig-schluffigem Granitzersatz führen kann. Der Zersatz der unterschiedlichen Gneise ist variabel. Metatektische Gneise sind schlierig im Zersatz, biotitreiche Partien verwittern zu dunkelgrauem, schluffigem Zersatz; feinkörnige Biotit-Plagioklas-Gneise verwittern oft zu beige- bis dunkelgrauem, sandigem Lehm, der sich aufgrund des feinkörnigen Glimmergehaltes zum Teil seifig anfüllt. Die verschiedenen Diatexite zeigen ebenfalls unterschiedliche Ausbildungen im Zersatz. Helle Diatexite verwittern überwiegend grusig, während Dunkle Diatexite oft feinkörnigen, glimmerreichen Zersatz bilden. Stellenweise sind dm-große, grüngraue, zersetzte Metabasit-Linsen

oder mm- bis cm-große grünliche Aggregate aus zersetztem Amphibol erkennbar. Grundwasserbeeinflusster Zersatz kann stellenweise aufgrund des reduzierenden Umfelds blaugrau gefärbt sein.

Im grusigen oder lehmigen Zersatz können immer wieder dm- bis m-große, gerundete, massive und unverwitterte Gesteinsblöcke („Wollsäcke“) vorkommen, die ohne Übergangszonen im Lockermaterial des Zersatzes stecken. Dies ist wichtig für die bautechnische Beurteilung solcher Zersatzzonen, da diese Blöcke nur selten bei Sondierungen oder Bohrungen angetroffen werden. Sandiges Zersatzmaterial wird bzw. wurde zum Teil als Auffüllmaterial gewonnen, z. B. in einer Sandgrube mit zersetztem Granit östlich Großarmschlag oder in verfüllten Sandgruben bei Schönanger.

Gebiete mit Zersatzzonen, als Relikte tertiärer Rumpfflächen, zeichnen sich meist durch eine flache Morphologie aus, vor allem im gneisbetonten Bereich nordöstlich des Bayerischen Pfahls; verbreitet sind Höhengniveaus um 660 m ü. NN (630 bis 700 m ü. NN) sowie untergeordnet um 700 bis 750 m ü. NN und 800 bis 830 m ü. NN. Südwestlich des Bayerischen Pfahls liegen Zersatzbereiche eher in der Nähe von Tälern in Höhengniveaus von überwiegend 430 bis 530 m ü. NN, südlich Ringelai bei 400 bis 450 m ü. NN sowie untergeordnet bei 660 m und 700 bis 730 m ü. NN.

**Mächtigkeit:** wenige m bis mehrere 10er m.

**Aufschlüsse:** aufgelassene Abbaustelle E Großarmschlag mit zersetztem Granit (A 12) (Abb. 24).

## 3.6 Quartär

### 3.6.1 Pleistozän

Während des Pleistozäns kam es im Bayerischen Wald nur oberhalb 1.300 m ü. NN zu Lokalvergletscherungen, z. B. im Bereich des Großen Arbers, des Rachels und beim Grufbach nordöstlich von Frauenau. Die tieferen Lagen des Bayerischen Waldes, wie auch die Gegend um Grafenau, gehörten zum Periglazialgebiet mit Permafrostböden auf denen sich in den sommerlichen Auftauperioden bereits bei geringer Hangneigung gravitatives Bodenfließen



Abb. 24: Intensiv verwitterter und entfestigter Granit in einer Sandgrube E Großarmschlag

entwickelte. Infolge des Abtrages von Hangablagerungen und Verwitterungsmaterial durch → *Solifluktion* entstanden Fließerden und wurden Blöcke und Felsoberflächen herauspräpariert.

Auf dem Blattgebiet treten verschiedene pleistozäne Schotterniveaus auf. Die Gliederung erfolgte nach morphologisch-terrassenstratigraphischer Interpretation; bislang liegen keine absoluten Alter vor.

### 3.6.1.1 Flussschotter, mittelpleistozän, qpm,G Mittelpleistozän

**Lithologie und Verbreitung:** Mittelpleistozäne Flussschotter treten an der Mündung des Haibachmühlbachs in die Mitternacher Ohe (440–450 m ü. NN, 10 m über Talboden) sowie am Zusammenfluss von Großer und Kleiner Ohe (433–436 m ü. NN, 4 m über Talboden) auf. Sie sind als rotbraungraue, siliziklastische, kiesige Sande und sandige Kiese mit buntem Geröllspektrum ausgebildet.

Mächtigkeit: bis ca. 5 m.

### 3.6.1.2 Flussschotter, oberpleistozän (Niederterrasse), qpo,G Oberpleistozän

**Lithologie und Verbreitung:** Oberpleistozäne Flussschotter kommen in der Großen und Kleinen Ohe östlich und südöstlich Schönberg (0–1 m über Talboden), an der Kleinen Ohe und am Sägwasser bei Schönanger (1–3 m über Talboden) sowie in der Wolfsteiner Ohe südlich Ringelai (1–2 m über Talboden) vor. Sie bestehen aus siliziklastischen, kiesigen Sanden und sandigen Kiesen mit buntem Geröllspektrum.

Mächtigkeit: bis ca. 5 m.

### 3.6.1.3 Fließerde, „fl Wanderschutt, blockreich, „Y,fl Oberpleistozän

**Lithologie und Verbreitung:** Als dünner Schleier sind Fließerden im überwiegenden Teil des Blattgebietes verbreitet. In der Geologischen Karte werden Fließerden ab Mächtigkeiten von etwa 1 m dargestellt.

Fließerden haben eine meist lehmig-sandige Matrix mit unterschiedlichen Anteilen an Gesteinsbruchstücken in Kies Korngröße, Steinen und Blöcken abhängig vom Ausgangsmaterial. Bereichsweise treten auch steinige Fließerden und blockreicher Wanderschutt mit bis zu 2 m großen, abgerundeten Blöcken, die meist komponentengestützt lagern, auf. Innerhalb der Fließerden sind hangparallele steinige Lagen häufig. Fließerden sind meist verhältnismäßig gute Grundwasserleiter. Häufig entspringen Bäche und Quellen den Solifluktsdecken. Die fahlgraubraunen oder rehbraunen Farben werden von der lehmig-sandigen Matrix bestimmt. Bei geringen Transportweiten sind oftmals die verlehmtten oberen Bodenhorizonte bereits abgetragen. Dann sind die Fließerden meist nur aus Zersatz des kristallinen Untergrundes aufgebaut und zeigen entsprechende, oft gelbbraune Farben.

Die Mächtigkeit der Fließerden unterliegt großen Schwankungen. Sie wirken reliefausgleichend und reichern sich besonders in Senken an; an manchen Stellen sind sie erosiv abgetragen. In den Talniederungen sind sie teilweise ausgeräumt, von Bach- oder Flussablagerungen überdeckt oder randlich mit ihnen verzahnt.

**Mächtigkeit:** einige dm bis mehrere m, stellenweise mindestens 6 m mächtig aufgeschlossen.

**Aufschlüsse:** Straßenböschung W Rosenau, R 46 02 646, H 54 15 795; Prallhang der Kleinen Ohe, N Spitzberg, R 46 03 878, H 54 15 166.

### 3.6.2 Pleistozän bis Holozän

#### 3.6.2.1 Rutschmasse, „ru Pleistozän bis Holozän

**Lithologie und Verbreitung:** Lokale, oberflächliche Rutschungen können in Lockergesteinen auftreten. An der übersteilten südwestlichen Talflanke der Mitternacher Ohe zwischen Eberhardsreuth und Maukenreuth treten eine Vielzahl kleiner flachgründiger Rutschungen auf, die bereichsweise aktiv sind. Ebenso ist ein kleinerer Bereich an der Großen Ohe nordöstlich Eberhardsreuth verrutscht. Die Rutschmassen liegen als matrixgestützte Diamikte (Lehm, sandig, kiesig, auch steinig) mit fahlgraubraunen Farben vor. Das Ausgangsmaterial sind Solifluktsdecken, die durch Quellwasserdruck bei erhöhten Niederschlägen mobilisiert werden.

**Mächtigkeit:** flachgründig, wenige m.

#### 3.6.2.2 Blockmeer Pleistozän bis Holozän

**Lithologie und Verbreitung:** Am Steinberg bei Saldenau sowie am Spitzberg bei Grafenau kommen an steilen Hängen unterhalb von Felsfreistellungen Blockmeere aus komponentengestützten bis zu 2 m großen, eckigen bis kan-

tengerundeten Blöcken aus porphyrischem Granit bzw. „Haidelgranit“ ohne Feinmaterial vor. Sie sind auf gravitative Prozesse zurückzuführen.

Am Hochholz bei Saldenau zieht sich ein Blockmeer bis zum Gipfel. Es handelt sich hier um eine Zone mit Wollsackverwitterung bei der das verwitterte Zwischenmittel erodiert wurde. Bereichsweise solifluidale Verlagerung kann nicht ausgeschlossen werden.

### **3.6.2.3 Abschwemmmassen, „w** Pleistozän bis Holozän

**Lithologie und Verbreitung:** Abschwemmmassen sind verbreitet als schmale Säume in Unterhanglagen und werden meist nicht als eigene Fläche ausgedehnt. Größere Vorkommen sind in der Umgebung von Eberhardsreuth dargestellt.

Abschwemmmassen setzen sich vorwiegend aus Lehm und Sand zusammen. Die Massenanteile variieren abhängig von den Liefergebieten; bereichsweise kann Geröll- oder Schuttführung auftreten. Das Material wurde aus den oberen Hangbereichen ausgespült und in den Hangfußlagen akkumuliert. Der Großteil des verfrachteten Materials hat seinen Ursprung vermutlich in pleistozänen Fließerden; kolluviale Anteile sind jedoch meist zu erkennen.

**Mächtigkeit:** bis wenige m.

### **3.6.2.4 Talfüllung, polygenetisch, „ta** Pleistozän bis Holozän

**Lithologie und Verbreitung:** Im Bereich von Neben- und Kerbtälern treten Ablagerungen mit unterschiedlicher Entstehung auf, die aufgrund ihrer Ausdehnung oder Verzahnung oft nicht abgrenzbar sind und als polygenetische Talfüllung zusammengefasst werden. Hierzu gehören fluviatile Bachablagerungen, periglaziale Fließerden, Abschwemmmassen, Kolluvium, Torfbildungen sowie gravitative Umlagerungen. Polygenetische Talfüllungen bestehen größtenteils aus Sand und Lehm mit unterschiedlichen Anteilen an Kies, Steinen und Blöcken, je nach Einzugs- und Liefergebiet. In steilerem Gelände

können Steine und bis m-große, eckige bis kantengerundete Blöcke überwiegen, während im Einzugsgebiet von zersetzten Gesteinen sandige Lehme vorherrschen. Im Übergang zu fluviatilen Ablagerungen können polygenetische Talfüllungen als Schwemmfächer ausgebildet sein.

**Mächtigkeit:** meist bis 2 m, im Bereich von Zusammenflüssen und Schwemmfächern auch über 5 m.

### 3.6.2.5 Fächer oder Kegel

Pleistozän bis Holozän

**Lithologie und Verbreitung:** Im Mündungsbereich von Nebentälern in die Haupttäler von Ilz, Kleiner und Großer Ohe sind polygenetische Talfüllungen stellenweise als Schwemmfächer ausgebildet. Kleinräumige Schwemmfächer sind in der Geologischen Karte nicht gesondert dargestellt.

Die Schwemmfächer-Ablagerungen entsprechen denen der zugehörigen polygenetischen Talfüllungen, jedoch mit höheren Feinkorngehalten. Je nach Wasserführung im Liefergebiet kommen gut sortierte, feinkörnige Lagen im Wechsel mit unsortierten, steinig bis blockreichen Lagen vor. Erosive und akkumulative Phasen können sich abwechseln.

### 3.6.2.6 Bach- oder Flussablagerungen, „f

Pleistozän bis Holozän

**Lithologie und Verbreitung:** Bach- oder Flussablagerungen als Talgrundakkumulationen mit ebenem Talboden treten bei den größeren Fließgewässern von Ilz, Sägwasser sowie Großer, Kleiner, Mitternacher und Wolfsteiner Ohe auf. Diese Ablagerungen bestehen überwiegend aus sandigem Lehm (Hochflut- und Auenlehm) über Sand und Kies; stellenweise können Holzreste eingelagert sein. Von den Hängen können gröbere Komponenten, die nur geringfügig fluviatil transportiert und kaum gerundet sind, eingetragen werden.

**Mächtigkeit:** bis 5 m, selten darüber.

### 3.6.3 Holozän

Das Holozän (ca. 10.000 Jahre bis zur Gegenwart) umfasst die jüngste geologische Vergangenheit in der auch der Mensch Einfluss auf die Landschaft nimmt. Beispiel hierfür ist die flächenhafte Rodung der Wälder, die eine verstärkte Erosion der Böden bewirkt und zu Kolluvialablagerungen im Unterhangbereich geführt hat.

#### 3.6.3.1 Torf, ,H

##### Übergangsmoortorf, ,Hü

##### Mineralische Überdeckung

##### Holozän

**Lithologie und Verbreitung:** Torfvorkommen sind im Blattgebiet Grafenau vor allem um Neuschönau verbreitet. Es handelt sich einerseits vermutlich um Niedermoortorfe, als eutrophe Variante, mit Schilf und Rohrkolben, die jedoch wegen des hohen Zersetzungsgrades nicht sicher angesprochen werden konnten und deshalb unspezifisch als Torf kartiert sind, sowie um Übergangsmoortorfe, als mesotrophe Ausbildung, mit Carex, Sphagnum, Equisetum, Holzresten sowie mineralischen Anteilen (HOHENSTATTER 1977). Im frischen Zustand ist der Torf olivbraun mit erkennbaren Pflanzenresten, zersetzt ist er schwarz. Die Moore bildeten sich auf pleistozänen Fließerdern in flachen Hanglagen (oberhalb 690 m ü. NN), in den unteren Hangbereichen an Talrändern (oberhalb 590 m ü. NN), oder am Talgrund. Die Torfvorkommen am Brunnenbergbach, nordwestlich Schönanger sowie in Neuschönau sind anthropogen überprägt und mit der Übersignatur „Mineralische Überdeckung“ dargestellt.

**Mächtigkeit:** bis 3 m.

#### 3.6.3.2 Anmoor, ,Hm

##### Holozän

**Lithologie und Verbreitung:** Anmoor ist ein durch unvollständigen Abbau von Pflanzenresten gebildeter Bodenhorizont mit braunschwarzen bis schwarzen Farben. Es tritt in Verbindung mit lang anhaltender Vernässung auf. Anmoor-

re bilden sich, ähnlich wie die Moore, auf pleistozänen Fließerden in flachen Hanglagen aufgrund von lehmigen, wasserstauenden Horizonten in den Fließerden oder in den unteren Hangbereichen an Talrändern. Bereichsweise kann es sich um vollständig zersetzte, ehemalige Torfvorkommen geringer Tiefe handeln.

**Mächtigkeit:** einige dm.

### 3.6.3.3 Künstliche Ablagerungen, „ya Künstlich verändertes Gelände, „yo Holozän

**Lithologie und Verbreitung:** Künstliche Ablagerungen sind vor allem in Form von Abraumhalden, Verfüllungen von aufgelassenen und in Betrieb befindlichen Abbauen sowie Straßen- und Eisenbahndämmen vorhanden. Letztere sind in der Geologischen Karte aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht gesondert dargestellt.

Die künstlichen Ablagerungen können sehr unterschiedlich aufgebaut sein. Oft enthalten sie Aushub aus lokalem oder ortsfremdem Material sowie anthropogene Komponenten wie Ziegel, Bauschutt oder Glas, oder sie bestehen aus Abraum, wie beim aufgelassenen Quarzbruch bei Neuschönau.

Kleinere verfüllte Gruben und aufgefüllte Hohlwege finden sich im gesamten Kartenblatt und sind meist morphologisch nicht mehr erkennbar.

Als künstlich verändertes Gelände wurden Bereiche ausgeschieden, in denen die natürliche Oberfläche durch anthropogene Abtragung und Ablagerung so verändert wurde, dass die Feststellung einer geologischen Einheit nicht möglich war. Dies betrifft vor allem Gewerbe- und Industriegebiete.

## 4 Tektonischer Bau

Im Moldanubikum s. str. des Bayerischen Waldes dominieren Nordwest–Südost streichende Strukturen; neben der allgemeinen → *Foliation* bzw. → *Schieferung* sind dies Scherzonen wie z. B. der Bayerische Pfahl. Je nach Orientierung, Kinematik und Temperaturbedingungen können verschiedene Gruppen von Strukturen unterschieden werden. Die zu beobachtenden Strukturen (Schieferung, Falten und → *Lineationen*) resultieren meist aus einer mehrphasigen Verformung der Gesteine. Generell ist im ostbayerischen Raum festzustellen, dass bei variszisch angelegten, großräumigen Strukturen (Streichen der Lithologien, Schieferung und Falten) ältere Südwest–Nordost streichende Strukturen von jüngeren Nordwest–Südost streichenden überprägt werden (z. B. FISCHER 1938).

### 4.1 Bayerischer Pfahl

Das prägende Strukturelement des Kartenblattes Grafenau ist die Scherzone des Bayerischen Pfahls, die das Kartenblatt fast diagonal durchzieht (Abb. 25); die Stadt Grafenau liegt direkt auf der Zone des Bayerischen Pfahls.

Die Mylonite der Pfahl-Scherzone zeigen Hinweise auf dextralen Schersinn (BEER 1981); phasenweise kam es auch zu sinistralen Bewegungen (MATTERN 1995, GALADI-ENRÍQUEZ et al. 2010). Das Störungssystem wurde unter bruchhaft-spröden Bedingungen reaktiviert und die episodische Zufuhr SiO<sub>2</sub>-reicher Fluide führte zur Bildung hydrothermaler Quarzgänge in der Scherzone. Die, im Gegensatz zu der etwa 3 km breiten Zone mit Myloniten (duktile Deformation), nur wenige 10er m schmalen Vorkommen der Quarz-Gangbreccien (spröde Deformation) zeigen die Fokussierung der Bewegung im zentralen Bereich der Scherzone unter abnehmenden Temperaturbedingungen.

Die lithologischen Grenzen der Mylonite in der Pfahl-Zone streichen Nordwest–Südost bis Westnordwest–Ostsüdost mit etwa 110–115°. Die Quarz-Gangbreccien („Pfahlquarz“) streichen parallel hierzu, zeigen aber stellenweise ein etwas steileres Streichen und können die Mylonitgrenzen spitzwinklig schneiden; dies wird als Fiederspaltensystem interpretiert (HOFMANN 1962).

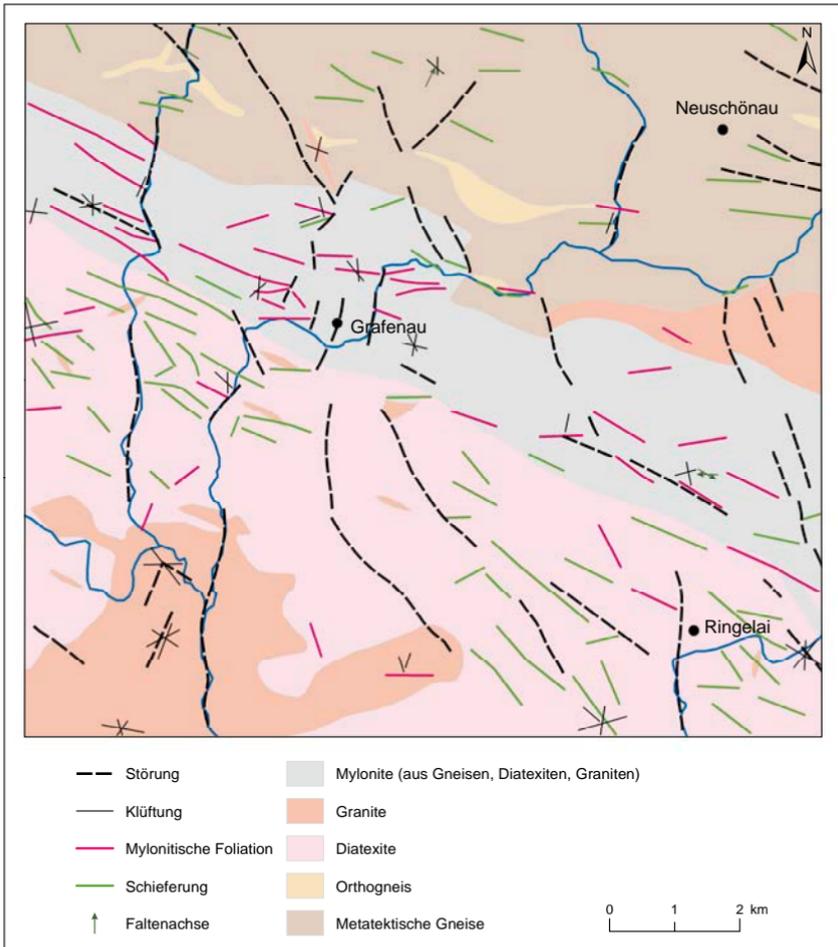


Abb. 25: Tektonische Karte der TK Nr. 7146 Grafenau mit vereinfachter Lithologie; dargestellt sind verschiedene Strukturelemente.

Vereinzelte zeigen kleinere Mylonitzonen abweichende Orientierungen der lithologischen Grenzen:

- Östlich Ringelai (am Südrand der Pfahl-Zone) kommen mit  $150^\circ$  Nordnordwest–Südsüdost streichende Mylonite des „Nebenpfahls“ der Buchberger

Leite vor; dieser stellt eine synthetische Zweigstörung des Bayerischen Pfahls dar.

- Südlich und südöstlich Großarmschlag (am Nordrand der Pfahl-Zone) streichen Mylonite stellenweise West–Ost mit  $75\text{--}80^\circ$  und geben Hinweise auf eine Phase mit verändertem Stressfeld (s. Kap. 4.3).

Der Bayerische Pfahl und der „Nebenpfahl“ der Buchberger Leite sind Teil eines großräumigen Scherzonen-Systems, das, zumindest während seiner duktilen Entwicklung unter Nord–Süd bis Nordnordwest–Südsüdost Einengung stand (BRANDMAYR et al. 1995) und aus Seitenverschiebungen mit unterschiedlichen Orientierungen und Bewegungssinnen besteht:

- Nordwest–Südost streichend, dextral: Bayerischer Pfahl-Zone, Rundinger Zone, Donaustörung.
- Nordnordwest–Südsüdost streichend, dextral: z. B. „Nebenpfahl“ der Buchberger Leite.
- Nordost–Südwest bis Nordnordost–Südsüdwest streichend, sinistral: z. B. Rodl-Scherzone in Österreich.

## 4.2 Schieferung und Faltenbau

Die metatektischen Gneise im Nord-Teil auf Blatt Grafenau zeigen eine ausgeprägte, überwiegend mittelsteil nach Nordosten einfallende, mit  $100\text{--}150^\circ$  Nordwest–Südost streichende Foliation (Schieferung, metamorpher Lagerbau). Gelegentlich aufgeschlossene Faltenkerne belegen eine enge bis isoklinale Verfaltung mit stark variierenden Faltenachsen. Südlich des Bayerischen Pfahls, im Bereich der Diatexite, streicht die Foliation mit Richtungen zwischen  $90^\circ$  und  $155^\circ$  ähnlich, zeigt aber eine deutlich höhere Variabilität mit steilerem Einfallen nach Nordost und Südwest. Hier sind auch Streichrichtungen um  $150^\circ$ , parallel zum „Nebenpfahl“ der Buchberger Leite verbreitet (Abb. 26).

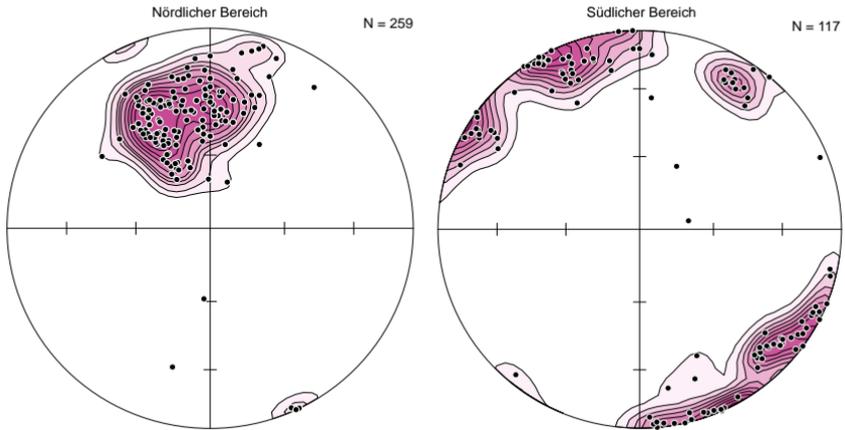


Abb.26: Polpunktdarstellung der Foliation bzw. Schieferung nördlich und südlich der Scherzone des Bayerischen Pfahls

### 4.3 Mylonitische Foliation

In den verschiedenen Myloniten und mylonitisch überprägten Gesteinen, die in und vereinzelt außerhalb der Zone des Bayerischen Pfahls vorkommen, sind zwei Haupttrichtungen der mylonitischen Foliation ausgeprägt:

Im Bereich der Pfahl-Zone überwiegt die Nordwest–Südost streichende mylonitische Foliation ( $115^\circ$ ) mit meist steilem bis saigerem Einfallen nach Nordosten. Die mylonitische Foliation streicht in den meisten Fällen parallel zu den lithologischen Grenzen der Mylonite (s. o.). Stellenweise zeigen die Foliationsflächen Streckungslineare, die zusammen mit asymmetrischen Gefügen auf einen Ursprung durch einfache dextrale Scherung hinweisen. Untersuchungen des Mikrogefüges ergaben, dass diese pfahlparallele, dextrale Deformation unter oberen amphibolit- bis grünschieferfaziellen Bedingungen stattfand (GALADI-ENRÍQUEZ et al. 2006, GALADI-ENRÍQUEZ 2007).

West–Ost streichende mylonitische Foliation findet sich in mehreren Granitgängen südlich der Pfahl-Zone sowie untergeordnet innerhalb der Mylonite des Bayerischen Pfahls (s. Kap. 4.1). In der Regel existiert ein horizontales Streckungslinear, das zusammen mit asymmetrischen Gefügen auf eine si-

nistrale → *Blattverschiebung* hinweist. Untersuchungen des Mikrogefüges ergaben, dass diese Deformation unter Temperaturen von 500 bis 550 °C in einem mittleren Krustenniveau (ca. 15 bis 20 km Tiefe) erfolgte (GALADI-ENRIQUEZ et al. 2010). Diese West–Ost streichenden, sinistralen, mylonitischen Strukturelemente verweisen auf eine kurzzeitige Änderung des Stressfeldes innerhalb der tektonometamorphen Entwicklung des Bayerischer Pfahl-Scherzonen-Systems (GALADI-ENRIQUEZ 2007, GALADI-ENRIQUEZ et al. 2006, 2009a, 2010).

## 4.4 Störungen

Störungen mit bruchhaft-spröder Deformation sind nur vereinzelt aufgeschlossen und lassen sich meist nur aus dem Verlauf von Tälern, morphologischen Einschnitten sowie lithologischen Grenzen ableiten oder vermuten.

Das Gebiet wird durch spät- bis postvariszische Bruchtektonik und Hebung schollenartig zerlegt. Morphologisch auffällig sind die etwa Nord–Süd verlaufenden Taleinschnitte von Großer Ohe, Ilz und zum Teil Wolfsteiner Ohe, die auf größere, Nord–Süd streichende Störungen vor allem südlich des Bayerischen Pfahls schließen lassen. Allerdings könnte der oft wellige Verlauf der Täler als Kombination von Nordnordost–Südsüdwest und Nordnordwest–Südsüdost streichenden Störungen (20° und 160°) interpretiert werden. Sowohl Nordnordost–Südsüdwest als auch Nordnordwest–Südsüdost streichende Störungen sind auf Blatt Grafenau verbreitet. Eine weitere Nordwest–Südost verlaufende Störungsschar streicht mit ca. 130° etwas steiler als der Bayerische Pfahl. Mit 100° bis 110° flacher als der Bayerische Pfahl verlaufende, Westnordwest–Ostsüdost streichende Störungen treten nur in den metatektischen Gneisen im Nordost-Teil des Kartenblattes bei Neuschönauf. Der Großteil der Bruchflächen fällt steil bis saiger ein.

## 4.5 Klüftung

Zu den bruchhaft-spröden Strukturelementen gehört auch die Klüftung. Klüftflächen stehen auf Blatt Grafenau meistens saiger oder steil einfallend und zeigen unterschiedliche Orientierungen (Abb. 27). Mittelsteil bis annähernd söhlig lagernde Klüftflächen treten untergeordnet, vor allem südlich der Baye-

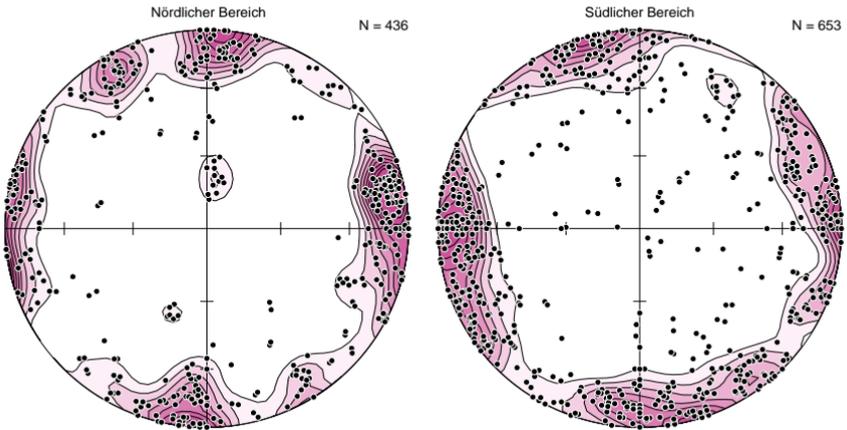


Abb. 27: Polpunktdarstellung der Kluftrichtungen; im gesamten Gebiet sind die Kluftrichtungen sehr variabel. Im nördlichen Bereich gibt es Häufungen bei Streichrichtungen um NNE–SSW, W–E, NW–SE und N–S (ca. 20°, 85°, 120°, 170°). Im südlichen Bereich kommen fast alle Streichrichtungen vor; gehäuft treten NNE–SSW und dazu senkrecht stehende WNW–ESE streichende Kluftrichtungen auf. Dazu kommen mittelsteil bis annähernd sählig lagernde Klüfte.

rischer Pfahl-Zone in Erscheinung; sie sind teilweise auf oberflächenparallele Ablösungen zurückzuführen, die vor allem in granitischen Gesteinen infolge regionaler Hebung und damit einhergehender Druckentlastung entstanden sind. Im Aufschlussmaßstab sind stellenweise, vor allem in Graniten und Diatexiten, die für massig-isometrische Gesteine charakteristischen, orthogonalen Kluftsysteme ausgebildet. Kluftscharen treten häufig weitständig, mit meist regelmäßigen Abständen von 0,5 bis 3 m auf; engständige Klüftung ist seltener. Bereichsweise sind die Klüfte geöffnet – in der Regel wenige cm bis dm, selten bis zu 1 m – und zeigen beginnende Kriechbewegungen an. Aus den meist weiten Kluftabständen resultieren bei der Zerlegung der Gesteine durch Verwitterung, Kriech- oder Sturzprozesse dm- bis m-große Blöcke. Die Kluftflächen sind meistens eben, untergeordnet wellig oder unregelmäßig ausgebildet. Stellenweise zeigen sie Beläge aus Eisenoxiden oder Chlorit.

## 5 Geologische Aufschlüsse, Geotope

Nachfolgend werden die wichtigsten Aufschlüsse (**A 1** usw.) und Geotope (**G 1** usw.) im Blattgebiet aufgeführt. Nur die vorangestellten Nummern der Geotope sind auch in der Geologischen Karte wiedergegeben. In eckigen Klammern stehen entsprechend der Zuordnung des Objekts die Identifikationsnummer aus dem Bayerischen Bodeninformationssystem (BIS, [www.bis.bayern.de](http://www.bis.bayern.de)) und/oder die Geotopnummer aus dem Geotopkataster Bayern. Weitere Informationen zu Geotopen in Bayern gibt es unter [www.geotope.bayern.de](http://www.geotope.bayern.de).

Beim Aufsuchen von Aufschlüssen und Geotopen sind bestehende Regelungen und einschlägige Verbote sowie Sicherheitsbelange zu beachten; insbesondere ist der Besuch von Steinbrüchen und anderen Abbaustellen beim Grundeigentümer anzumelden.

**A 1** [BIS 7146AG015108]: Felsen bei Hirschthalmühle, NW Großarmschlag  
Nummer 272A017 im Geotopkataster Bayern

Lage: R 46 00 393, H 54 18 063; Geländehöhe: 590 m ü. NN

Westlich der Brücke an der Großen Ohe ist Orthogneis mehrfach an dem nach Oberkreuzberg hinaufziehenden Weg aufgeschlossen. Die Felsfreistellungen liegen südwestlich des Weges, wo der Orthogneis eine deutliche Rippe bildet. Die Foliation fällt in nördliche Richtung ein. Das intensiv gefaltete Gestein erscheint nur wenig in Nord–Süd-Richtung geklüftet. Östlich der Brücke zieht auf einer Länge von etwa 80 m ein nach Süden scharf abbrechender Orthogneisrücken den Hang hinauf, der trotz seiner Wände von bis zu 6 m Höhe nur schwer vom Weg aus zu erkennen ist. Hier sind stellenweise scharf ausgebildete Kontakte aufgeschlossen. Der meist homogene Orthogneis wird in diesem Bereich von Quarz-Feldspat-Schlieren (vermutlich Leukosome) von bis 1,5 m Mächtigkeit sowie von Gneisschollen durchsetzt.

**A 2:** Kalifeldspatit am Steinbichel, SW Augrub

**1:** [BIS 7146AG015095], Lage: R 45 97 971, H 54 15 894;

Geländehöhe: 700 m ü. NN

**2:** [BIS 7146AG015105], Lage: R 45 98 141, H 54 15 841;

Geländehöhe: 650 m ü. NN

Am Steinbichel ragen mehrfach bis zu 10 m hohe Felstürme aus kataklatisch überprägtem Kalifeldspatit mit Übergängen zum stark porphyrischen

Dunklen Diatexit auf (Abb. 28). Nach Süden bilden sie bis über 30 m hohe mehrfach gestufte Felswände, unter denen sich Blockfelder nach Süden fast bis an die Kreisstraße ausbreiten. In der Abbaustelle am südöstlichen Ende des Steinbichel liegt der Kalifeldspatit im Süden stark angewittert vor, während er im Norden grusig zersetzt ist. Die eingeregelteten Großkalifeldspäte sind meist kataklastisch zerbrochen; ultramylonitische Scherbahnen mit Mächtigkeiten bis 1,5 m treten auf. Durch die intensive tertiäre Verwitterung ist das Gestein rotbraun gefärbt.



Abb. 28: Am Rücken des Steinbichels ragen mehrfach Felsfreistellungen aus Kalifeldspatit auf. Die hier abgebildeten Felstürme zeigen die weitständige, orthogonale Klüftung sowie die oberflächenparallelen Ablösungen mit wollsackartiger Zurundung der Kanten. Nach Süden brechen die Felsen über 25 m senkrecht ab (Bildbreite etwa 25 m, Blickrichtung SE).

### **A 3:** Mylonit-Profil im Straßeneinschnitt der St 2132 (West-Umfahrung Grafenau)

Nummer 272A018 im Geotopkataster Bayern

1: [BIS 7146AG015020], Lage: R 46 01 731, H 54 14 418;

Geländehöhe: 585 m ü. NN

- 2: [BIS 7146AG015021], Lage: R 46 01 744, H 54 14 473;  
Geländehöhe: 580 m ü. NN
- 3: [BIS 7146AG015081], Lage: R 46 01 852, H 54 14 828;  
Geländehöhe: 595 m ü. NN
- 4: [BIS 7146AG015082], Lage: R 46 01 815, H 54 14 761;  
Geländehöhe: 600 m ü. NN

In den Straßenböschungen der West-Umgebung Grafenau ist eines der besten Profile durch die Scherzone des Bayerischen Pfahls mit verschiedenen Tektoniten, sowie dem Übergang von Ultramyoniten zu Dunklen Diatexiten aufgeschlossen. Der Straßeneinschnitt besteht aus zwei großen Aufschlüssen, von bis zu 30 m Höhe, getrennt durch eine West–Ost-gerichtete Senke. Im nördlichen Teil stehen bräunliche bis rötliche, wechselnd stark diaphthoritische Mylonite an, deren helle Farbe und porphyroklastisches Gefüge auf ein granitoides Ausgangsgestein hinweisen. Die 0,5 bis 2 cm großen Feldspat-Klasten sind bereichsweise durch hydrothermale Alteration rot gefärbt. Die mylonitische Foliation fällt steil bis saiger nach Nordnordost bzw. Südsüdwest ein. Im nördlichen Teil des Profils sind die mylonitischen Granite intensiver geklüftet und neigen zu plattiger Absonderung; immer wieder fallen Blöcke herab. Nach Süden ist das Gestein infolge sekundärer Silifizierung, mit wenigen cm mächtigen, spindelförmig gestreckten bis bänderartigen Quarzlinen, begleitet von einer hydrothermal bedingten Rötung, kompakter und massiger. Hier kommen immer wieder wenige dm-mächtige ultramylonitische Zonen vor. In diesen Bereichen mit zunehmender Deformationsintensität treten auch geschonte Bereiche mit größeren Aggregaten und bis 3 cm großen Feldspat-Klasten auf. Bis zur Senke, die das Profil unterbricht, nimmt der Anteil an Ultramyoniten zu. Weiter südlich folgen graubraune bis dunkelgraue, seltener grünliche und rötliche Ultramyonite, die intensiv kleinstückig zerbrechen. Weiter nach Süden treten zunehmend grobkörnige Feldspat-Klasten (bis 6 cm) auf. Die Ultramyonite gehen in unterschiedlich stark tektonisierte, grobkörnig-porphyrische Dunkle Diatexite mit diskreten Mylonitbahnen über. Vereinzelt kommen hier mylonitisierte Granitgänge und -sills vor. Gegenüber den mylonitisierten Graniten im nördlichen Teil des Profils, die nahezu senkrechte Wände ausbilden, sind die Ultramyonite und vor allem die Varietäten des Dunklen Diatexits stärker verwittert bzw. vergrust und bilden nur mäßig steile Böschungen mit Zersatzschleier aus.

**A 4: Granitfelsen am Spitzberg, E Grafenau**

1: [BIS 7146AG015061], Lage: R 46 03 652, H 54 14 842;

Geländehöhe: 700 m ü. NN

2: [BIS 7146AG015064], Lage: R 46 03 773, H 54 14 771;

Geländehöhe: 720 m ü. NN

Auf der Nordseite des Spitzberges findet man mehrfach größere Felsfreistellungen in denen der mittelkörnige „Haidelgranit“ ansteht. In einer ca. 12 m hohen Felsfreistellung dominiert der biotitarmer, helle „Haidelgranit“ mit seiner mittel- bis grobkörnigen Matrix und den locker verteilten 2 bis 8 cm großen Kalifeldspat-Einsprenglingen. Lokal sind plastisch deformierte Schollen des biotitreichen grobkörnig-porphyrischen Granits tektonisch in den „Haidelgranit“ eingeschuppt worden. Neben dem „Haidelgranit“ sind in dieser Felsfreistellung auch porphyrischer, grobkörniger Granit und mehrere Aplit-Gänge aufgeschlossen.

**A 5 [BIS 7146AG015067]: Felsfreistellungen im porphyrischen, grobkörnigen Granit am Spitzberg, E Grafenau**

Lage: R 46 03 716, H 54 14 705; Geländehöhe: 714 m ü. NN



Abb. 29: Felswand aus geklüftetem, porphyrischem, grobkörnigem Granit mit m-großen Sturz- und Rutschblöcken im Vordergrund

Die große Felsfreistellung aus prophyrischem, grobkörnigem Granit bei der Waldkapelle auf der Südseite des Spitzberges bildet eine mehrfach gestufte Felswand mit einer Gesamthöhe von ca. 30 m. In den unteren Wandbereichen messen die Einsprenglinge 2 bis 8 cm, sind weniger häufig (max. 5 bis 12 %) und schwach eingeregelt. Nach oben nimmt der Gehalt an Einsprenglingen kontinuierlich zu. In einem etwa 15 m breiten Bereich mit intensiver tektonischer Flaserung ist die Matrix feinkörnig, die eingeregelt sind teils plastisch, teils bruchhaft deformiert. Dabei lassen sich immer wieder Bereiche mit undeforziertem Granit ausmachen. Nahe dem Top geht die Deformation wieder zurück; die Matrix wird grobkörnig und die serialporphyrischen Einsprenglinge nehmen an Zahl und Größe zu; das Gestein erscheint hier ungergelt. Die Felswand zeigt mittel- bis weitständige Klufsysteme und oberflächenparallele Absonderungen. Unterhalb der Felsstufen bilden komponentengestützte, m-große Sturz- und Rutschblöcke aus prophyrischem, grobkörnigem Granit ein Blockmeer (Abb. 29).

**A 6** [BIS 7146AG015094]: Dunkle Diatexite und mylonitisierter Granit-Gang im Steinbruch Saunstein, N Schönberg

Lage: R 45 97 870, H 54 13 980; Geländehöhe: 650 m ü. NN

Der in Betrieb befindliche Steinbruch Saunstein liegt am westlichen Blatrand nordnordwestlich Schönberg und mit seinem Westteil auf dem Nachbarblatt 7145 Schöfweg. Auf drei Abbausohlen bietet der Steinbruch Einblicke in verschiedene Varietäten der Dunklen Diatexite („Palite“). Es kommen porphyrische Dunkle Diatexite granitisch-granodioritischer Zusammensetzung sowie, vor allem im zentralen Bereich, mafischere Dunkle Diatexite granodioritisch-dioritischer Zusammensetzung, stellenweise im Wechsel, vor. Die Diatexite sind bereichsweise von unterschiedlich mächtigen, unregelmäßig verteilten, granitischen Schlieren durchsetzt (Abb. 30). Die Grenzen sind nie scharf ausgebildet; man findet immer m-breite Übergänge. Die Diatexite zeigen mittel- bis weitständige, teils offene, teils mit Epidot und Eisenoxiden mineralisierte Klüfte mit geraden, rauen Flächen. Lagerklüfte sind schwach entwickelt. Im südlichen Teil des Steinbruchs ist ein West–Ost streichender, bis zu 50 m breiter, mylonitisierter Granitgang mit Apophysen und Dunklen Diatexit-Schollen angeschnitten. Der Granit weist eng- bis mittelständige, meist offene Klüfte mit geraden, rauen oder glatten Flächen auf. Das Kristallisationsalter des Granits wurde mit  $324,4 \pm 0,8$  Ma bestimmt (U-Pb an Monazit; GALADÍ-ENRIQUEZ et al. 2010). Die Grenzen zum Dunklen Diatexit sind scharf. Die Intensität der Deformation reicht von kaum deformierten, geschonten, granitischen



Abb. 30: Heller, rötlicher, mylonitisierter Granitgang in blaugrauen Dunklen Diatexiten

Bereichen bis zu schwarzgrauen, dichten Ultramytoniten. Die duktile Deformation innerhalb des Ganges ist nicht homogen verteilt, sondern konzentriert sich hauptsächlich im Bereich der Kontakte zum Nebengestein. Mikro- und Quarzgefüge weisen auf eine Temperatur von 500 bis 550 °C für die sinistrale Scherbewegung hin (GALADI-ENRÍQUEZ et al. 2006).

Der Bruch ist von einer Vielzahl kleinerer Störungen durchzogen, deren Ränder meist epidotisiert und angewittert bis vergrust sind. Sie zeigen neben einem pfahlparallelen, Nordwest–Südost-Streichen auch Nord–Süd- sowie West–Ost-Streichen. Wegen der meist intensiven Klüftung finden die Gesteine Verwendung als Edelsplitt. Der helle, rötliche bis bläuliche, mylonitisierte Granit wird als Werkstein unter dem Namen „Liparit“ geführt.

**A 7:** Dunkle Diatexite in der Bärnsteinleite, Straßenböschung der B 533, SW Grafenau

1: [BIS 7146AG015029], Lage: R 46 00 961, H 54 13 070;  
Geländehöhe: 500 m ü. NN



Abb. 31: Frische Felsfreistellungen im mittleren Bereich der Bärsteinleite, die während der Ausbaurbeiten 2006 freigelegt waren (Blickrichtung N). Hier wechselt der hellere Hornblende-Diatexit zum granodioritisch-dioritischen Dunklen Diatexit.

2: [BIS 7146AG015109], Lage: R 46 01 228, H 54 13 540;

Geländehöhe: 500 m ü. NN

In der klammartigen Bärsteinleite ist der Dunkle Diatexit granitisch-granodioritischer Zusammensetzung in mehreren großen, bis 35 m hohen, sowie zahlreichen kleineren Felsfreistellungen auf über 700 m Länge aufgeschlossen. Der Ausbau der B 533 im Jahr 2006 ergab gute Aufschlussverhältnisse während der Geländeaufnahme (Abb. 31); stellenweise sind die Straßenböschungen mittlerweile versiegelt oder verwachsen.

Im südlichen Teil des Aufschlusses tritt der Dunkle Diatexit in einer porphyrischen Varietät mit granitisch-granodioritischer Zusammensetzung auf. Die Kalifeldspat-Großkristalle sind meist deutlich eingeregelt und weitgehend homogen verteilt. Sie machen 2 bis 10 % des Gesteinsvolumens aus. Mafische Schollen bzw. Schlieren sind zahlreich und in verschiedenen Größen und Formen vertreten. In dem stärker verwitterten nördlich gelegenen Bereich tritt eine 2 m breite, unscharf begrenzte, gangähnliche Struktur mit vielen Kalifeldspat-Großkristallen (Kalifeldspatit) auf. Weiter nördlich bleibt der porphyrische Typus erhalten, zeigt aber eine höhere Varianz in Zahl, Dichte und Ein-

regelung der Feldspat-Großkristalle, in der Korngröße und im Chemismus. Klufflächen fallen steil bis saiger, überwiegend mit Nord–Süd- sowie Nordwest–Südost-Streichen ein. Weiter nach Norden wechselt das Gestein zum teils gleichkörnigen, teils schwach porphyrischen Hornblende–Diatexit; eingeschaltet sind immer wieder Amphibolit-Schollen und unregelmäßige, wenige dm mächtige, unscharf begrenzte leukokrate Schlieren. Der Hornblende–Diatexit ist als Blockwerk und in kleineren Felsfreistellungen aufgeschlossen. Mit der nächsten größeren Felsfreistellung im Norden geht der Diatexit allmählich in den mafischen, dunkelgrauen Dunklen Diatexit, granodioritisch-dioritischer Zusammensetzung über – unterbrochen von einer 15 m breiten Zone mit porphyrischen Kalifeldspäten. Der feinkörnige und großkristallfreie, mafische Diatexit ist kaum differenziert, zeigt nur eine undeutliche Foliation und ist frei von leukokraten Schlieren oder anderen Inhomogenitäten. Wenige m südlich der Brücke ist innerhalb des Dunklen Diatexit eine ca. 7 m mächtige, Nordwest–Südost streichende Amphibolit-Scholle eingeschaltet. Mit der Brücke am nördlichen Ende des Einschnittes enden die künstlichen Aufschlüsse. Im Bachbett erscheint der granitisch-granodioritische Dunkle Diatexit mit engräumigem Wechsel der verschiedenen Merkmale. In dem felsigen Bachbett sind immer wieder schöne Strudellöcher zu sehen.

**A 8 [BIS 7146AG015027]:** Felsfreistellung im Quarzreichen Biotit-Plagioklas-Gneis, SW von Haag

Lage: R 46 08 346, H 54 11 974; Geländehöhe: 595 m ü. NN

Die Felsfreistellung befindet sich etwa 100 m westlich der Kläranlage von Haag, nur wenig oberhalb des Schneiderbachs. Hier ragt Quarzreicher Biotit-Plagioklas-Gneis in mehreren Stufen aus dem Hang. Das dünnblättrige bis gebänderte, stellenweise gut gebankte, quarzitisches wirkende Gestein zeigt eine straffe Foliation mit mittelsteilem Einfallen nach Nordwest bis Nord. Der Gneis ist vielfach im dm-Bereich asymmetrisch gefaltet.

**A 9 [BIS 7146AG015103]:** aufgelassener Steinbruch Bauernberg, S Eberhardsreuth

Lage: R 46 00 093, H 54 09 273; Geländehöhe: 510 m ü. NN

Der aufgelassene, zum Teil unter Wasser stehende Steinbruch Bauernberg ist nur stellenweise zugänglich. Der gesamte Steinbruch liegt im nahezu homogenen, mittelkörnigen Granit bis Granodiorit („Eberhardsreuther Granit“), der von einzelnen, wenige dm mächtigen Aplitgängen durchsetzt wird. Klüfte

treten eng- bis weitständig und häufig unsystematisch auf; die Flächen sind meistens gerade und rau.

**A 10** [BIS 7146AG015100]: Felsfreistellung am Kühlberg, S Gumpenreit

Lage: R 45 99 403, H 54 07 823; Geländehöhe: 615 m ü. NN

Südlich von Eberhardsreuth am Kühlberg ist der mittel- bis grobkörnige, porphyrische Granit („Saldenburger Granit“) an der Kuppe mehrfach in Felsfreistellungen sowie in Steinen und Blöcken aufgeschlossen. Die bis 5 m hoch aufragenden Felsen zeigen neben der typischen Gesteinsausbildung des Granits vielfach die rundlichen, matrattenartigen Formen der Wollsackverwitterung. Oberflächenparallele Ablösungen haben Abstände von wenigen dm bis etwa 1,5 m. Meist sind die orthogonalen, Westnordwest–Ostsüdost und Nordost–Südwest streichenden Kluftsysteme erkennbar, die im Abstand von mehreren Metern das Gestein durchziehen (Abb. 32).

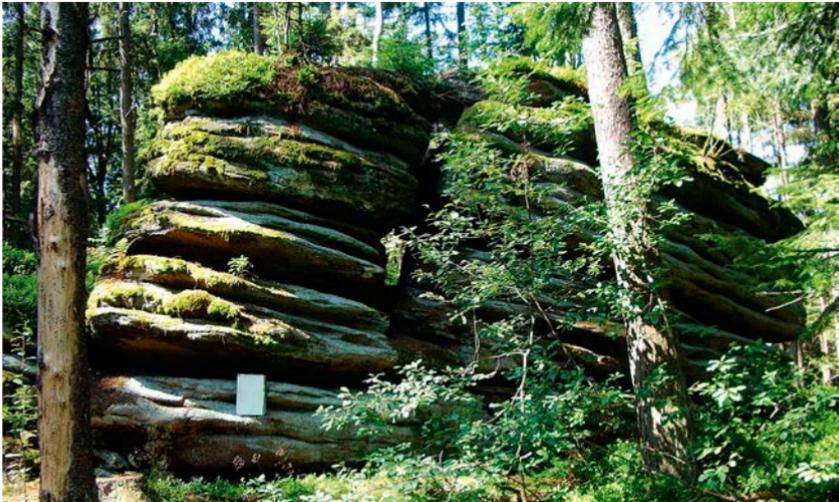


Abb. 32: Felsfreistellungen am Kühlberg mit Wollsackverwitterung im grobkörnigen, porphyrischen Granit („Saldenburger Granit“) (Blickrichtung SW)

Tab.2: Kurzbeschreibung weiterer Aufschlüsse

Lfd. Nr.	BIS-ID	Art	Aufschlussname	R-Wert H-Wert	Geländehöhe	Aufgeschlossene geologische Einheiten
A 11	7146AG015045	Felsfreistellung	SW St. Oswald	46 03 985 54 18 094	800 m ü. NN	,csGnmx, isoklinal verfalltet, lokal granatreich, mit ,KS-Linsen, Blockbildung
A 12	7146AG015041	Grube, aufgelassen	E Großarmschlag	46 02 265 54 16 958	670 m ü. NN	,Grfm, zersetzt
A 13	7146AG015030	Felsfreistellung	Schweimberg, N Grafenau	46 02 909 54 15 063	700 m ü. NN	,Grg,po
A 14	7146AG015038	Felsfreistellung	NE Voitschlag	46 01 397 54 14 761	670 m ü. NN	BP,UMy, z. T. silifiziert
A 15	7146AG015069	Steinbruch, aufgelassen	Steinberg, NW Lichteneck	46 03 686 54 13 901	690 m ü. NN	HD,Grm, tektonisiert
A 16	7146AG015096	Felsfreistellung	N Kringing	46 06 070 54 10 325	630 m ü. NN	Metabasit-Scholle in Dunklen Diatexiten
A 17	7146AG000001	Steinbruch, aufgelassen	N Haselbach	46 02 405 54 09 306	516 m ü. NN	,mMb & ,kDx (TROLL 1967c, VOULTSIDIS 1973)
A 18	7146AG015097	Felsfreistellung	Spitzberg, S Rentpoldenreuth	46 04 971 54 09 035	588 m ü. NN	,kDx, porphyroblastisch, mit Mafit- und Gneis-Schollen
A 19	7146AG015099	Felsfreistellung	Edelberg, E Haus i. Wald	46 03 858 54 08 141	580 m ü. NN	,kDx, mit biotitreichen Schollen und Schlieren

**G 1** [BIS 7146AG015123; Geotop 272R008]: Hoher Stein in Draxlschlag

Lage: R 46 04 895, H 54 18 247; Geländehöhe: 820 m ü. NN

**G 2** [BIS 7146AG015124; Geotop 272R006]: Felskuppe am Steinmannbiegel in Draxlschlag

Lage: R 46 04 995, H 54 18 138; Geländehöhe: 823 m ü. NN

**G 3** [BIS 7146AG015125; Geotop 272R007]: Felskuppe am Bauhof Draxlschlag

Lage: R 46 04 846, H 54 17 556; Geländehöhe: 740 m ü. NN

In der Ortschaft Draxlschlag sind metatektische Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneise in mehreren Felskuppen aufgeschlossen. Sie zeigen verschiedene, teils schlierig-metatektische, teils massig-diatektische Gefüge; stellenweise führen sie kleine Granate.

**G 4** [BIS 7146AG015048; Geotop 272G002]: Quarzabbaugruben am Katzenberg, E Neuschönau

Lage: R 46 09 055, H 54 16 992; Geländehöhe: 815 m ü. NN

In den Gruben wurde von 1803 bis 1874 Quarz als Rohstoff für die umliegenden Glashütten gewonnen (REINER et al. 1995). Die Gruben liegen 80 m östlich eines ausgeschilderten Wanderweges am Katzberg, sind aber nur durch die Böschungen der Halden, sowie einige Felsfreistellungen im Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneis zu erkennen. Es handelt sich um insgesamt 5 aufgelassene Gruben von bis zu 35 x 15 x 9 m Größe. Die zahlreichen Quarz-Bruchstücke, die in und um die Gruben zu finden sind, zeigen eine weiße bis grauweiße Farbe, kaum Feldspat und wenig Nebengesteinsfragmente. Die Gruben bestehen aus einem heute trichterförmigen Abbaubereich und den vorgelagerten ausgedehnten Halden. Sie sind bedeutende historische Zeugnisse der regionalen Rohstoffgewinnung.

**G 5** [BIS 7146AG015017; Geotop 272R023]: Quarz-Härtling und -Gruben  
E Augrub

Lage: R 45 98 816, H 54 16 000; Geländehöhe: 645 m ü. NN

Der undeutliche Härtlingszug aus Quarz-Gangbreccie des Bayerischen Pfahles zwischen Augrub und der Kehre „Bei der Quetsch“ weist einige alte, zum Teil verfüllte Quarz-Abbaustellen auf. Die Quarz-Gangbreccie ist intensiv geklüftet und zerfällt oft kleinstückig. Hier liegt auch eine rekultivierte Halde mit Industrieglasabfällen der nahen, ehemaligen Glashütten. Anstehender „Pfah Quarz“ ist am besten in den zwei größeren, bereichsweise nicht öffentlich zugänglichen Gruben zu finden.

**G 6:** Straßenaufschlüsse an der St 2132, NNE Grüb; Geotop 272A014

**1:** [BIS 7146AG015035], Lage: R 46 02 389, H 54 15 793;

Geländehöhe: 600 m ü. NN

**2:** [BIS 7146AG015036], Lage: R 46 02 465, H 54 15 873;

Geländehöhe: 610 m ü. NN

**3:** [BIS 7146AG015037], Lage: R 46 02 499, H 54 15 962;

Geländehöhe: 612 m ü. NN

In diesem Abschnitt der Staatsstraße westlich von Grafenau ist der nördliche Randbereich der Scherzone des Bayerischen Pfahls aufgeschlossen. Die Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneis-Varietäten sind unterschiedlich tektonisiert: teils proto- bis ultramylonitisch, teils kaum deformiert, teils kataklastisch. Neben metatektisch-schlierigem Gefüge mit Leukosomen kommen auch massig-körnige Gefüge vor (Abb. 33). Die massig-körnig wirkenden Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneise sind meist quarzreicher oder silifiziert, oft auch kataklastisch überprägt; ihre Verwitterungsflächen zeigen eine charakteris-



Abb. 33: Im südlichen Teil des Aufschlusses ist eine unregelmäßig geformte Intrusion eines helleren, mittel- bis grobkörnigen, porphyrischen Granits mit 0,5 bis 3 cm großen, rundlichen Feldspat-Einsprenglingen in dunklere, tectonisierte Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneise aufgeschlossen. Die Kontakte sind teils scharf, teils unscharf-schlierig. Der Gneis ist in meist rundliche Schollen und Xenolithe zerlegt.

tische perlige Erscheinung, die im frischen Bruch nicht erkennbar ist. Immer wieder treten cm- bis dm-mächtige Ultramylonite auf. Stellenweise sind dm-mächtige, hellgraue Quarz-Gneis-Bänke als geschonte Bereiche in mylonitisierten Gneisen sowie dm- bis m-große Kalksilikatgesteins-Lagen und -Boudins erhalten. Selten kommen geringmächtige Lagen leukokrater Gneise mit Biotit-Granat-Aggregaten vor.

**G 7** [BIS 7146AG015114; Geotop 272R034]: Gipfelklippe Hoher Sachsen, W Grafenau

Lage: R 46 00 746, H 54 14 724; Geländehöhe: 752 m ü. NN

Der Gipfel des Hohen Sachsen wird durch eine Gipfelklippe aus granitisch-granodioritischen Dunklen Diatexiten mit Kalifeldspat-Großkristallen mit fast senkrechten Wänden gebildet. Nach unten schließt ein Blockfeld an. Die heutige Morphologie ist das Ergebnis der pleistozänen Erosion während der die tertiäre Verwitterungsdecke abgetragen und kompaktere Felspartien freigestellt wurden (Abb. 34).



Abb. 34: Felsen am Hohen Sachsen aus vorwiegend duktil deformiertem, granitisch-granodioritischem Dunklem Diatexit mit Kalifeldspat-Großkristallen (Blickrichtung N)

**G 8** [BIS 7146AG015093; Geotop 272R022]: Quarz-Rippe am Ameisenberg, S Kapfham

Lage: R 46 06 170, H 54 12 501; Geländehöhe: 740 m ü. NN

Der Aufschluss ist über den Feldweg von Kapfham aus zugänglich, an dessen Ende sich ein Wanderparkplatz befindet. Die Felsrippe verläuft etwa Ost–West. Im Osten bestehen die Felsen fast ausschließlich aus grauer bis beigegrauer Quarz-Gangbreccie des Bayerischen Pfahls, die trotz ihrer engständigen Klüftung durch sekundäre Silifizierung recht kompakt ist (Abb. 35). Auffallend sind die oft porös herauswitternden Einschlüsse von teils alterierten, meist silifizierten Ultramyloniten, die immer wieder in unregelmäßigen mm- bis cm-großen Bruchstücken auftreten. Im Westen besteht die Felsrippe überwiegend aus Ultramylonit, der stark silifiziert bzw. mit scharf begrenzten Quarzschlieren durchsetzt ist. Die mylonitische Foliation fällt fast saiger nach Süden ein, ist aber häufig im Zentimeterbereich geknickt, verbogen oder mit gedrehten Bruchstücken durchsetzt.



Abb. 35: Am Ameisenberg südlich Kapfham hat die Quarz-Gangbreccie des Bayerischen Pfahls sich als Härtlingsrippe erhalten und bildet einen etwa 100 m langen Zug aus 1 bis 3 m hohen Felsfreistellungen. Im östlichen Bereich (aus SE betrachtet) bestehen die Felsen aus nahezu reinem Quarz mit kleinen alterierten Mylonit-Einschlüssen.

**G 9** [BIS 7146AG015113; Geotop 272R029]: Geistlicher Stein, NW Ringelai  
Lage: R 46 06 957, H 54 11 224; Geländehöhe: 660 m ü. NN

Am Geistlichen Stein erlauben mehrere, imposante Felsklippen, die bis zu 40 m hoch aus dem Hang herausragen, einen schönen Ausblick nach Südwesten in den Talkessel auf Ringelai. Die Felsen aus granitisch-granodioritischen Dunklen Diatexiten („Palite“) zeigen markante Wollsackverwitterung.

## 6 Bohrungen

Nachfolgend ist das geologische Profil einer tiefen Bohrung im Blattgebiet aufgeführt. Die vorangestellte Nummer (**B 1**) ist in der Geologischen Karte wiedergegeben. In eckigen Klammern steht die Identifikationsnummer aus dem Bayerischen Bodeninformationssystem (BIS, [www.bis.bayern.de](http://www.bis.bayern.de)). Dort sind – abhängig vom jeweiligen Datenschutzstatus – gegebenenfalls zusätzliche Informationen erhältlich. Lage und Zweck der Bohrung sind aus datenschutzrechtlichen Gründen mit reduzierter Genauigkeit wiedergegeben.

**B 1** [BIS 7146BG000006]: Lage: R 46 02 6, H 54 13 9;

Ansatzhöhe: 565 m ü. NN

Geologisches Profil (Bohrmeisteraufnahme 1969; Deutung: Teipel 2006):

- 220,0 m      keine Unterlagen vorhanden
- Karbon
- 222,0 m      Mylonit, augig; dunkel, Pyrit führende Klüfte (BP,My)
- 231,0 m      Mylonit, z. T. verquarzt, z. T. augig (BP,My)
- 233,7 m      Dunkler Diatexit, mylonitisch; Foliationsflächen mit Chlorit, Pyrit (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
- 239,5 m      Mylonit, z. T. augig, z. T. verquarzt; Klüfte mit Quarz, Epidot, Chlorit (BP,My)
- 246,0 m      Dunkler Diatexit, z. T. flaserig (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
- 248,0 m      Mylonit, augig; Foliationsflächen mit Chlorit, Pyrit (BP,My)
- 273,8 m      Dunkler Diatexit, z. T. mylonitisch (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
- 274,7 m      Mylonit; biotitreich (BP,My)
- 281,3 m      Dunkler Diatexit, flaserig, z. T. mylonitisch (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
- 281,8 m      Quarz-Mobilisat (BP,qzGgbr)
- 287,0 m      Dunkler Diatexit, flaserig; mit Quarz, Zeolith und Calcit führenden Gängchen (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
- 288,1 m      Dunkler Diatexit, flaserig; stärker chloritisiert, rötliche Feldspäte (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
- 289,4 m      Dunkler Diatexit, flaserig, z. T. mylonitisch; biotitreich (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
- 294,8 m      Dunkler Diatexit, mylonitisch, z. T. kataklastisch; Scherbahnen mit Chlorit, Hohlräume mit Calcit (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
- 297,5 m      Mylonit; chloritisierte Scherbahnen, Pyrit führend (BP,My)
- 305,0 m      Dunkler Diatexit, flaserig; chloritisierte Scherbahnen (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
- 306,0 m      Dunkler Diatexit (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
- 319,0 m      Mylonit; Klüfte mit Chlorit, Calcit, Pyrit (BP,My)
- 320,0 m      Dunkler Diatexit (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
- 330,0 m      Mylonit; chloritisierte Scherbahnen, Klüfte mit Chlorit, Calcit (BP,My)

- 335,8 m Dunkler Diatexit; Klüfte mit Pyrit, Chlorit, Quarz, ?Kaolin (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 354,5 m Dunkler Diatexit, flaserig (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 354,6 m Mylonit (BP,My)
  - 362,0 m Dunkler Diatexit, flaserig; mit trübweißen und roten Feldspäten, Quarz und Epidot führende Scherbahnen (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 364,0 m Ultramylonit; dunkel (BP,UMy)
  - 370,8 m Dunkler Diatexit; Klüfte mit Quarz, Calcit, Zeolith (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 373,5 m Mylonit; Graphit führende Harnischfläche (BP,My)
  - 377,4 m Dunkler Diatexit, tektonisiert; z. T. epidotisierte Scherbahnen (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 377,5 m Mylonit (BP,My)
  - 384,0 m Dunkler Diatexit, z. T. mylonitisch (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 393,5 m Mylonit, z. T. Ultramylonit (BP,UMy)
  - 414,8 m Dunkler Diatexit mit Quarz-Klüften; viele Quarz-Mobilisate, Klüfte mit Quarz, Calcit (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 418,3 m Dunkler Diatexit, z. T. mylonitisch; biotitreich (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 421,0 m Dunkler Diatexit, z. T. tektonisiert; chloritisierte Ruschelzonen (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 434,3 m Dunkler Diatexit, tektonisiert; chloritisierte Scherbahnen, lokal rötliche Feldspäte, Pyrit (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 443,0 m Dunkler Diatexit mit Amphibolit-Schollen; lokal rötliche Feldspäte, Chlorit, Zeolith (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 452,8 m Dunkler Diatexit, z. T. mylonitisch (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 455,5 m Dunkler Diatexit, grobkörnig (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 455,8 m Dunkler Diatexit, feinkörnig; mit Epidot führenden Klüften, rötliche Feldspäte (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 460,1 m Dunkler Diatexit, grobkörnig (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 461,0 m Mylonit, augig (BP,My)
  - 466,0 m Dunkler Diatexit, grobkörnig, z. T. kataklastisch; z. T. rötliche Feldspäte (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 466,4 m Dunkler Diatexit, verquarzt (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 469,5 m Dunkler Diatexit, grobkörnig (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 470,0 m Mylonit, z. T. kataklastisch; mit Quarz-Gängchen (BP,My)
  - 483,0 m Dunkler Diatexit mit Amphibolit-Schollen (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 490,0 m Dunkler Diatexit, grobkörnig, z. T. mylonitisch (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 491,1 m Dunkler Diatexit, z. T. mylonitisch, z. T. kataklastisch (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 491,7 m Dunkler Diatexit, feinkörnig (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 520,4 m Dunkler Diatexit, grobkörnig, z. T. mylonitisch; mit Chlorit und Epidot führenden Scherbahnen (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
  - 528,1 m Amphibolit, z. T. mylonitisch; Calcit-Klüfte (,Am)
  - 541,0 m Dunkler Diatexit, grobkörnig; mit Chlorit und Pyrit führenden Scherbahnen (,mlkFDx<sub>Gr</sub>)
- (=Endteufe)

## 7 Literatur

- ARTMANN, C. (2001): Erläuterungen zur Geologischen Karte 7146 Grafenau (NW-Teil, nördlich Schönberg) mit Untersuchungen zu den felsmechanischen Kennwerten der Mylonite der Pfahlzone. – unpubl. Dipl.-Arb. TU München: 167 S., München.
- BAUBERGER, W. (1977): Geologische Karte von Bayern 1:25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7046 Spiegelau und zum Blatt Nr. 7047 Finsterau sowie zu den nördlichen Anteilen der Blätter Nr. 7146 Grafenau und Nr. 7147 Freyung, Nationalpark Bayerischer Wald. – 183 S., München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1996): Geologische Karte von Bayern 1:500000. – 4. Aufl., mit Erläuterungen: 329 S., München.
- BEER, W. W. (1981): Die strukturelle Entwicklung der Metamorphite des Bayerischen Waldes. – Diss. Univ. Göttingen: 129 S., Göttingen.
- BRANDMAYR, M., DALLMEYER, R. D., HANDLER, R. & WALLBRECHER, E. (1995): Conjugate shear zones in the Southern Bohemian Massif (Austria): implications for Variscan and Alpine tectonothermal activity. – *Tectonophysics*, **248**: 97–116, Amsterdam (Elsevier).
- BREITER, K., KOLLER, F., SCHARBERT, S., SIEBEL, W., SKODA, R. & FRANK, W. (2007): Two-mica Granites of the Plechý (Plöckenstein) Pluton in the Triple-Point Area (Trojmezí, Dreiländereck) of Austria, the Czech Republic, and Germany. – *Jahrb. Geol. Bundesanstalt*, **147**: 527–544, Wien (Geol. Bundesanstalt).
- BRODIE, K., FETTES, D., HARTE, B. & SCHMID, R. (2007): A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 3. Structural terms including fault rock terms – Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks, web version of 01.02.2007. – 14 S., [www.bgs.ac.uk/scmr/products.html](http://www.bgs.ac.uk/scmr/products.html) (Abruf am 9. Dezember 2013).
- CHEN, F. & SIEBEL, W. (2004): Zircon and titanite geochronology of the Fürstenstein granite massif, Bavarian Forest, NW Bohemian Massif: pulses of the late Variscan magmatic activity. – *Eur. J. Mineral.*, **16**: 777–788, Stuttgart (Schweizerbart).
- CHRISTINAS, P., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1991): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Intrusiva des Hauzenberger Massivs, Nordostbayern. – *Geol. Bavarica*, **96**: 109–118, München (Bayerisches Geologisches Landesamt).

- COUTINHO, J. M. V., KRÄUTNER, H. G., SASSI, F. P., SCHMID, R. & SEN, S. (2007): A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 8. Amphibolite and Granulite – Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks, web version of 01.02.2007. – 12 S., [www.bgs.ac.uk/scmr/products.html](http://www.bgs.ac.uk/scmr/products.html) (Abruf am 9. Dezember 2013).
- DIEPOLDER, G. W., KAINZMAIER, B., PUKOWIETZ, C., SPÖRLEIN, T., WAGNER, B., WILFERTH, T., ZEITLHÖFLER, M., BLOMENHOFER, A., BLUMENSTEIN, S. & ZOSSEDER, K. (2011): Geowissenschaftliche Landesaufnahme in der Planungsregion 12 Donau-Wald, Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte 1: 100000. – 214 S., Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- DIETL, C., GÖSSMANN, M. & DE WALL, H. (2005): Kombinierte aktive und passive Plutonplatznahme in einer verdickten Kruste – Erste Ergebnisse von gesteinsmagnetischen und petrologischen Untersuchungen am Fürstensteiner Intrusivkomplex (Bayerischer Wald). – Z. Dtsch. Geol. Ges., **155**: 311–328, Stuttgart (Schweizerbart).
- FEHR, K. T., HAUNER, U. & WEBER, A. (1997): Zur Mineralogie und Bergbaugeschichte der pleistozänen Goldseifen im Rachel-Vorland, Moldanubikum/Bayerischer Wald. – Geol. Bavarica, **102**: 301–325, München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- FIALA, J. (1995): General characteristics of the Moldanubian zone. – In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. [Hrsg.]: Pre-Permian geology of central and eastern Europe. – 417–418, Berlin (Springer).
- FINGER, F., DUNKLEY, D. J. & RENÉ, M. (2010): Remnants of Early Carboniferous I-type granodiorite plutons in the Bavarian Forest and their bearing on the tectonic interpretation of the south-western sector of the Bohemian Massif (Bavarian Zone). – J. Geosci., **55**: 321–332, Prag (Czech Geol. Soc.).
- FINGER, F., GERDES, A., JANOUŠEK, V., RENÉ, M. & RIEGLER, G. (2007): Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo–Moldanubian tectonometamorphic phases. – J. Geosci., **52**: 9–28, Prag (Czech Geol. Soc.).
- FISCHER, G. (1938): Über das Grundgebirge der bayerischen Ostmark. Die Gneise nördlich des Pfahls. – Jb. Preuß. Geol. L.-A., **59**: 289–352, Berlin (Preußische Geol. Landesanstalt).
- FLURL, M. (1792): Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz. – 642 S., München (Joseph Lentner).

- FRENTZEL, A. (1911): Das Passauer Granitmassiv. – Geogn. Jh., **24**: 105–192, München (K. Bayer. Oberbergamt).
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – Jahrb. Geol. Bundesanstalt, **119**: 1–43, Wien (Geol. Bundesanstalt).
- GALADI-ENRÍQUEZ, E. (2007): Granitoids from the European Variscides: an approach to their emplacement and tectonometamorphic history. – Diss. Johann Wolfgang Goethe Universität: 240 S., Frankfurt am Main.
- GALADI-ENRÍQUEZ, E., BLAHA, U., SIEBEL, W. & ROHRMÜLLER, J. (2009a): Structural, geochronological and barometric constraints on Variscan deformation in the southwestern Bohemian Massif: the case study of the Untermittlerdorf igneous body (Bavarian Forest, Germany). – Z. Dtsch. Geol. Ges., **160**: 297–313, Stuttgart (Schweizerbart).
- GALADI-ENRÍQUEZ, E., DÖRR, W., ZULAUF, G., GALINDO-ZALDIVAR, J., HEIDELBACH, F. & ROHRMÜLLER, J. (2010): Variscan deformation phases in the southwestern Bohemian Massif: new constraints from sheared granitoids. – Z. Dtsch. Geol. Ges., **161**: 1–23, Stuttgart (Schweizerbart).
- GALADI-ENRÍQUEZ, E., KROEMER, E., LOTH, G., PÜRNER, T., RAUM, G., TEIPEL, U. & ROHRMÜLLER, J. (2009b): Erdgeschichte des Oberpfälzer Waldes – Geologischer Bau, Gesteine, Sehenswürdigkeiten: Geologische Karte des Oberpfälzer Waldes, 1:150000 mit Erläuterungen. – 110 S., Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- GALADI-ENRÍQUEZ, E., ZULAUF, G., HEIDELBACH, F. & ROHRMÜLLER, J. (2006): Insights into the post-emplacement history of the Saunstein granitic dyke showing heterogeneous deformation and inconsistent shear-sense indicators (Bavarian Forest, Germany). – J. Struct. Geol., **28**: 1536–1552, Amsterdam (Elsevier).
- GEBAUER, D., WILLIAMS, I. S., COMPSTON, W. & GRÜNENFELDER, M. (1989): The development of the central European continental crust since the Early Archean based on conventional and ion-microprobe dating of up to 3.84 b.y. old detrital zircons. – Tectonophysics, **157**: 81–96, Amsterdam (Elsevier).
- GERETSCHLÄGER, M. (2002): Kartierbericht zur Geologischen Kartierung auf dem Blatt 7146 Grafenau und geologisch-strukturelle Untersuchungen zur Genese der Palite im Bayerischen Wald. – unpubl. Dipl.-Kart. TU München: 91 S., München.
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA, G. (1973): Age and origin of detrital zircons from the pre-Permian basements of the Bohemian Massif and the Alps. – Contrib. Mineral. Petrol., **40**: 105–130, Berlin (Springer).

- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA, G. (1974): Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region: the Moldanubicum of the area Lam-Deggendorf, Eastern Bavaria, Germany. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **45**: 37–63, Berlin (Springer).
- GÜMBEL, C. W. (1868): Geognostische Beschreibung des Koenigreichs Bayern. Zweite Abtheilung. Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges oder des Bayerischen und Oberpfälzer Waldgebirges. – 968 S., Gotha (Justus Perthes).
- HAUNER, U. (1997): Geomorphologische Untersuchungen der pleistozänen Goldseifen und ihrer anthropogenen Grubenfelder im Inneren Bayerischen Wald. – *Geol. Bavarica*, **102**: 251–267, München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- HOFMANN, R. (1962): Die Tektonik des Bayerischen Pfahls. – *Geol. Rundsch.*, **52**: 332–346, Berlin (Springer).
- HOHENSTATTER, E. (1977): Mooranteile auf den Blättern 7146 Grafenau und 7147 Freyung. – In: BAUBERGER, W.: Geologische Karte von Bayern 1:25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7046 Spiegelau und zum Blatt Nr. 7047 Finsterau sowie zu den nördlichen Anteilen der Blätter Nr. 7146 Grafenau und Nr. 7147 Freyung, Nationalpark Bayerischer Wald. – 129–131, München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- HORN, P., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1986): Rb-Sr-Isotopengeochemie hydrothermaler Quarze des Bayerischen Pfahles und eines Flussspat-Schwerspat-Ganges von Nabburg-Wölsendorf/Bundesrepublik Deutschland. – *Chem. Geol.*, **58**: 259–272, Amsterdam (Elsevier).
- KALT, A., BERGER, A. & BLÜMEL, P. (1999): Metamorphic evolution of cordierite-bearing migmatites from the Bayerische Wald (Variscan Belt, Germany). – *J. Petrol.*, **40**: 601–627, Oxford (University Press).
- KALT, A., CORFU, F. & WIJBRAMS, J. R. (2000): Time calibration of a P-T path from a Variscan high-temperature low-pressure metamorphic complex (Bayerische Wald, Germany), and the detection of inherited monazite. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **138**: 143–163, Berlin (Springer).
- KLEIN, T. (2008): Alter und Bedingungen der Metamorphose im Bayerischen Wald. – unpubl. Abschlussbericht, 53 S., Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).

- KLEIN, T., KIEHM, S., SIEBEL, W., SHANG, C. K., ROHRMÜLLER, J., DÖRR, W. & ZULAUF, G. (2008): Age and emplacement of late-Variscan granites of the western Bohemian Massif with main focus on the Hauzenberg granitoids (European Variscides, Germany). – *Lithos*, **102**: 478–507, Amsterdam (Elsevier).
- KÖHLER, H., FRANK, C., KÖNIGSBERGER, T. & SCHÖN, B. (2008): Isotopische (Sr, Nd) Charakterisierung und Datierung Varistischer Granitoide der Moldanubischen Kruste Nordostbayerns. – *Geol. Bavarica*, **110**: 170–203, Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1980): Rb-Sr systematics on paragneiss series from the Bavarian Moldanubicum, Germany. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**: 387–392, Berlin (Springer).
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. – *Abh. Sächs. Geol. Landesanst.*, **1**: 1–39, Leipzig (Sächs. Geol. Landesanstalt).
- KREUZER, H., SEIDEL, E., SCHÜSSLER, U., OKRUSCH, M., LENZ, K.-L. & RASCHKA, H. (1989): K-Ar geochronology of different tectonic units at the northwestern margin of the Bohemian Massif. – *Tectonophysics*, **157**: 149–178, Amsterdam (Elsevier).
- KRONER, U. & ROMER, R. L. (2013): Two plates – Many subduction zones: the Variscan orogeny reconsidered. – *Gondwana Res.*, **24**: 298–329, Amsterdam (Elsevier).
- LEMAITRE, R. W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., LeBAS, M. J., BONIN, B., BATEMAN, P., BELLINI, G., DUDEK, A., EFREMOVA, S., KELLER, J., LAMEYRE, J., SABINE, P. A. A., SCHMID, R., SØRENSEN, H. & WOOLLEY, A. R. R. (2002): *Igneous Rocks – A classification and glossary of terms.* – 236 S., Cambridge (University Press).
- LINHARDT, E. & ZARBOCK, P. (2005): Geochemischer Atlas natürlicher Haupt-, Neben- und Spurenelemente der Gesteine Bayerns. – In: *Fachberichte*, **24**. – 188 S., München (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- MASCH, L. & CETIN, B. (1991): Gefüge, Deformationsmechanismen und Kinematik in ausgewählten HT-Mylonitzonen im Moldanubikum des Bayerischen Waldes. – *Geol. Bavarica*, **96**: 7–26, München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- MATTE, P., MALUSKI, H., RAJLICH, P. & FRANKE, W. (1990): Terrane boundaries in the Bohemian Massif: result of large-scale Variscan shearing. – *Tectonophysics*, **177**: 151–170, Amsterdam (Elsevier).

- MATTERN, F. (1995): Late Carboniferous to early Triassic shear sense reversals at strike-slip faults in Eastern Bavaria. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1993**: 1471–1490, Stuttgart (Schweizerbart).
- MIELKE, H., ROHRMÜLLER, J. & GEBAUER, D. (1996): Ein metalateritisches Denudations-Niveau als lithologisch und zeitlich korrelierbarer Bezugshorizont in Phylliten, Glimmerschiefern und Gneisen des ostbayerischen Grundgebirges. – Geol. Bavarica, **101**: 139–166, München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- MURAWSKI, H. & MEYER, W. (2010): Geologisches Wörterbuch. – 12. Aufl.: 220 S., Heidelberg (Spektrum).
- NANCE, R. D. & MURPHY, J. B. (1996): Basement isotopic signatures and Neoproterozoic paleogeography of Avalonian-Cadomian and related terranes in the circum-North Atlantic. – Geol. Soc. Am. Spec. Pap., **304**: 333–346, Boulder (Geol. Soc. Am.).
- OTT, W.-D. (1988): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7147 Freyung und zum Blatt Nr. 7148 Bischofsreut. – 136 S., München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- OTT, W.-D. (1992): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7248/49 Jandelsbrunn. – 72 S., München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- PEUCKER-EHRENBRINK, B. & BEHR, H. J. (1993): Chemistry of hydrothermal quartz in the post-Variscan „Bavarian Pfahl“ system, F. R. Germany. – Chem. Geol., **103**: 85–102, Amsterdam (Elsevier).
- PRESS, F. & SIEVER, R. (1995): Allgemeine Geologie. – 602 S., Heidelberg (Spektrum Akademischer Verlag).
- PROPACH, G. (2002): Postmagmatic mineral parageneses of dikes may be used to estimate the PT data of their country rocks – An example from the Bayerischer Wald, Germany. – N. Jahrb. Mineral. Mh., **2002**: 424–432, Stuttgart (Schweizerbart).
- PROPACH, G., BAUMANN, A., SCHULZ-SCHMALSCHLÄGER, M. & GRAUERT, B. (2000): Zircon and monazite U-Pb ages of Variscan granitoid rocks and gneisses in the Moldanubian zone of Eastern Bavaria, Germany. – N. Jahrb. Geol. Paläont. Mh., **2000**: 345–377, Stuttgart (Schweizerbart).

- PROPACH, G., BAYER, B., CHEN, F., FRANK, C., HÖLZL, S., HOFMANN, B., KÖHLER, H., SIEBEL, W. & TROLL, G. (2008): Geochemistry and petrology of late Variscan magmatic dykes of the Bavarian Forest, Germany. – *Geol. Bavarica*, **110**: 304–342, Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- RAUM, K. D. (2002): Markierungstechnische, bruchtektonisch-gefügekundliche und fotogeologische Untersuchungen zur Ermittlung der Grundwasserfließverhältnisse in der Verwitterungszone kristalliner Gesteine in Quellgebieten des Oberpfälzer/Bayerischen Waldes (Ost-Bayern/Deutschland). – Diss. Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg: 239 S., Erlangen.
- REINER, L., SCHOPF, H., WEBER, A., VOGEL, E., SEIDL, R., SCHWANKL, J. & STEGER, W. (1995): Die vergessenen Berufe der Glashütten im Bayerischen Wald. – *Schriftenr. Heimatverein d'Ohetaler Riedlhütte*, **4**: 338, Riedlhütte (Ohetaler).
- REITZ, E. (1992): Silurische Mikrosporen aus einem Biotit-Glimmerschiefer bei Rittsteig, Nördlicher Bayerischer Wald. – *N. Jahrb. Geol. Paläont. Mh.*, **1992**: 351–358, Stuttgart (Schweizerbart).
- ROHRMÜLLER, J., MIELKE, H. & GEBAUER, D. (1996): Gesteinsfolge des Grundgebirges nördlich der Donau und im Molasseuntergrund. – In: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000*. – S.16–54, München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- SAURLE, A. (2002): Geologische Kartierung im SE-Teil des Kartenblattes Nr. 7146 Grafenau und geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen an Goldvererzungen im Passauer Wald, Ostbayern. – unpubl. Dipl.-Arb. TU München: 134 S., München.
- SIEBEL, W., BLAHA, U., CHEN, F. & ROHRMÜLLER, J. (2005): Geochronology and geochemistry of a dyke-host rock association and implications for the formation of the Bavarian Pfahl shear zone, Bohemian Massif. – *Int. J. Earth Sci.*, **94**: 8–23, Berlin (Springer).
- SIEBEL, W., CHEN, F. & SATIR, M. (2003): Late-Variscan magmatism revisited: new implications from Pb-evaporation zircon ages on the emplacement of redwitzites and granites in NE Bavaria. – *Int. J. Earth Sci.*, **92**: 36–53, Berlin (Springer).
- SIEBEL, W., SHANG, C. K., REITTER, E., ROHRMÜLLER, J. & BREITER, K. (2008): Two distinctive granite suites in the south-western Bohemian Massif and their record of emplacement: constraints from zircon  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  chronology and geochemistry. – *J. Petrol.*, **49**: 1853–1872, Oxford (University Press).

- SIEBEL, W., SHANG, C. K., THERN, E., DANISÍK, M. & ROHRMÜLLER, J. (2012): Zircon response to high-grade metamorphism as revealed by U-Pb and cathodoluminescence studies. – *Int. J. Earth Sci.*, **101**: 2105–2123, Berlin (Springer).
- SMULIKOWSKI, W., DESMONS, J., HARTE, B., SASSI, F. P. & SCHMID, R. (2007): A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 2. Types, grade and facies of metamorphism – Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks, web version of 01.02.2007. – 11 S., [www.bgs.ac.uk/scmr/products.html](http://www.bgs.ac.uk/scmr/products.html) (Abruf am 9. Dezember 2013).
- STAMPFLI, G. L., VON RAUM, J. F. & BOREL, G. D. (2002): Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. – *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **364**: 263–280, Boulder (Geol. Soc. Am.).
- STEINER, L. (1969): Kalifeldspatisierung in den Palitgesteinen des Pfahlgebietes. – *Geol. Bavarica*, **60**: 163–169, München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- TAIT, J., SCHÄTZ, M., BACHTADSE, V. & SOFFEL, H. (2000): Palaeomagnetism and Palaeozoic palaeogeography of Gondwana and European terranes. – In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. [Hrsg.]: *Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan Belt*. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **179**: 21–32, London (Geol. Soc. London).
- TANNER, D. C. (1996): Strukturen und Gefüge in hochgradig metamorphen Gneisen der mittleren Oberpfalz und Westböhmens. – *Giessener Geol. Schriften*, **57**: 1–175, Gießen (Lenz).
- TEIPEL, U. (2003): Obervendischer und unterordovizischer Magmatismus im Bayerischen Wald – Geochronologische (SHRIMP), geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen an Metamagmatiten aus dem Westteil des Böhmisches Massivs. – *Münchner Geol. Hefte*, **A33**: 1–98, München (Ludwig-Maximilians-Univ.).
- TEIPEL, U., EICHHORN, R., LOTH, G., ROHRMÜLLER, J., HÖLL, R. & KENNEDY, A. (2004): U-Pb SHRIMP and Nd isotopic data from the western Bohemian Massif (Bayerischer Wald, Germany): implications for Upper Vendian and Lower Ordovician magmatism. – *Int. J. Earth Sci.*, **93**: 782–801, Berlin (Springer).
- TEIPEL, U., FINGER, F. & ROHRMÜLLER, J. (2012): Remnants of Moldanubian HP-HT granulites in the eastern part of the Bavarian Forest (southwestern Bohemian Massif): evidence from SHRIMP zircon dating and whole rock geochemistry. – *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **163**: 137–152, Stuttgart (Schweizerbart).

- TEIPEL, U., GALADI-ENRÍQUEZ, E., GLASER, S., KROEMER, E. & ROHRMÜLLER, J. (2008): Erdgeschichte des Bayerischen Waldes – Geologischer Bau, Gesteine, Sehenswürdigkeiten: Geologische Karte des Bayerischen Waldes 1:150 000 mit Erläuterungen. – Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- TEIPEL, U., ROHRMÜLLER, J., EICHHORN, R., HÖLL, R., WAMSLER, S. & KENNEDY, A. (2002): U-Pb-SHRIMP-Datierungen an Zirkonen von leukokraten Gneisen und eines Metabasits aus dem Bayerischen Wald (westliche Böhmisches Masse). – Tagungsband, Pangeo Austria (Österr. Geol. Ges.), Salzburg, 28.–30.06.2002, **2002**: 175–176, Salzburg (Österr. Geol. Ges.).
- TENNYSON, C. (1981): Zur Mineralogie der Pegmatite des Bayerischen Waldes. – Der Aufschluss, **Sb 31**: 49–73, Heidelberg (Vereinigung der Freunde der Mineralogie und Geologie).
- TEUFEL, S. (1988): Vergleichende U-Pb- und Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen des Übergangsbereichs Saxothuringikum/Moldanubikum, NE-Bayern. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **35**: 1–87, Göttingen (Univ. Göttingen).
- TROLL, G. (1964): Das Intrusivgebiet von Fürstenstein (Bayerischer Wald). – Geol. Bavarica, **52**: 140, München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- TROLL, G. (1967a): Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald. Teil 1: Aufschlüsse im Mittel- und Ostteil. – Geol. Bavarica, **58**: 1–188, München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- TROLL, G. (1967b): Steinbrüche im Intrusivgebiet von Fürstenstein. – Geol. Bavarica, **58**: 133–144, München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- TROLL, G. (1967c): Über Metabasite des Bayerischen Waldes. – N. Jahrb. Mineral. Abh., **106**: 72–105, Stuttgart (Schweizerbart).
- TROLL, G. & WINTER, H. (1969): Zur Petrographie und Geochemie von Anatexiten und ihren basischen Einschlüssen im Passauer Wald, Niederbayern. – Geol. Bavarica, **60**: 52–94, München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- VERNER, K., ZÁK, J., PERTOLDOVÁ, J., SRÁMEK, J., SEDLÁK, J., TRUBAC, J. & TÝCOVÁ, P. (2009): Magmatic history and geophysical signature of a post-collisional intrusive center emplaced near a crustal-scale shear zone: the Plechý granite pluton (Moldanubian batholith, Bohemian Massif). – Int. J. Earth Sci., **98**: 517–532, Berlin (Springer).

- VOULTSIDIS, V. (1973): Petrographische und geochemische Untersuchungen an Amphiboliten des Bayerischen Waldes – Ein Beitrag zur Klärung ihrer Genese. – Diss. Ludwig-Maximilians-Universität: 96 S., München.
- WIMMENAUER, W. & BRYHNI, I. (2007): A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 6. Migmatites and related rocks – A proposal on behalf of the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks, web version of 01.02.2007. – 5 S., [www.bgs.ac.uk/scmr/products.html](http://www.bgs.ac.uk/scmr/products.html) (Abruf am 9. Dezember 2013).
- WIMMER, J. (2003): Erläuterungen zur geologischen Karte des Gebietes südwestlich Grafenau, Vorderer Bayerischer Wald (Moldanubikum s. str.) mit besonderen Untersuchungen der Palite nach FRENTZEL (1911) (Petrographie, Chemie und Geschichte). – unpubl. Dipl.-Arb. TU München: 163 S., München.
- WOLSKI, K. (2002): Kartierbericht zum NO-Abschnitt der GK25 Blatt 7146 Grafenau. – unpubl. Dipl.-Kart. TU München: 58 S., München.

## 8 Glossar

Erläuterung einiger im vorangegangenen Text verwendeter, zum Teil nicht allgemein gebräuchlicher Fachbegriffe. Zusätzliche Auskunft über die geologische Fachterminologie geben einschlägige Wörterbücher, wie z. B. MURAWSKI & MEYER (2010).

→ *Akzessorisches Mineral:*

Kommt in einem Gestein in einer Menge < 1 Volumen-% vor.

→ *Amphibolit:*

Geschiefertes oder richtungslos-körniges Gestein, das hauptsächlich aus grünem, braunem oder schwarzem Amphibol und Plagioklas (inkl. Albit) besteht, die zusammen mehr als 75 Volumen-% des Gesteins bilden. Der Amphibol stellt mehr als 50 Volumen-% der mafischen Minerale und mehr als 30 Volumen-% des gesamten Gesteins dar. Andere häufige Minerale sind Quarz, Klinopyroxen, Granat, Minerale der Epidot-Gruppe, Biotit, Titanit und Skapolith. Orthopyroxen ist abwesend (COUTINHO et al. 2007).

→ *Anatexis:*

Gesteinsaufschmelzung. Im Anfangsstadium kommt es zur Teilaufschmelzung (Metatexis), bei der sich das Ausgangsgestein (Paläosom) in mobilere Bereiche (Metatekte) und weniger mobilisierte, verarmte Restite aufteilt (Neosom). Im fortgeschrittenen Stadium (Diatexis) sind auch die dunklen Minerale von der Aufschmelzung betroffen. Die Schmelze verbleibt im Wesentlichen an ihrem Entstehungsort (WIMMENAUER & BRYHNI 2007).

→ *Aphanitisch:*

Relativ feinkörniges Gestein, in dem die meisten Kristalle mit bloßem Auge nicht erkennbar sind (LEMAITRE et al. 2002).

→ *Aphyrisch:*

Relativ feinkörniges Gestein, in dem keine Kristalle mit bloßem Auge erkennbar sind (LEMAITRE et al. 2002).

→ *Blattverschiebung:*

Horizontale Seitenbewegung zweier Gesteinsschollen. Die Blattverschiebung

heißt dextral oder sinistral, je nachdem ob sich eine Scholle relativ zur anderen nach rechts oder nach links bewegt.

→ *Diaphthoresis*:

Vorgang, bei dem ein metamorphes Gestein durch retrograde (rückschreitende) Metamorphose in einen niedrigeren Metamorphosegrad überführt wird.

→ *Diatexit*:

Varietät von → *Migmatit*, in der die dunkleren und helleren Teile ineinander übergehende Schlieren und nebulitische Strukturen bilden (WIMMENAUER & BRYHNI 2007).

→ *Fazies (Metamorphosefazies)*:

Charakteristische Mineralvergesellschaftung in metamorphen Gesteinen, die, abhängig von der Gesteinszusammensetzung, für bestimmte Metamorphosebedingungen, insbesondere Temperatur und Druck, aber auch andere Parameter, z. B. Wassergehalt, kennzeichnend ist (SMULIKOWSKI et al. 2007).

→ *Fazies (magmatische Fazies)*:

Jeder aus chemischen, mineralogischen oder textuellen Gründen unterscheidbare Gesteinstyp, der einen Teil eines Plutons bildet (z. B. die feinkörnigere Randfazies eines Plutons).

→ *Foliation*:

Jedes wiederholt auftretende oder → *penetrative* flächenhafte Element in einem Gestein (BRODIE et al. 2007).

→ *Gefüge*:

Relative Ausrichtung der Teile einer Gesteinsmasse (BRODIE et al. 2007).

→ *Gneis, Gneisstruktur*:

Metamorphes Gestein mit Gneisstruktur, d. h. eine durch eine Schieferung charakterisierte Struktur, die entweder schwach entwickelt ist, oder, falls sie stark entwickelt ist, in weiten Abständen auftritt, sodass das Gestein in Abständen größer als 1 cm auseinander bricht (BRODIE et al. 2007).

→ *Hauptmineral*:

Kommt in einem Gestein in einer Menge von > 5 Volumen-% vor.

→ *Kataklasit:*

Durch spröde, bruchhafte Deformation entstandenes Gestein.

→ *Leukosom:*

Die hellen Teile eines Migmatits (WIMMENAUER & BRYHNI 2007).

→ *Linear, Lineation:*

Jedes wiederholt auftretende oder penetrative linienhafte Element in einem Gestein (BRODIE et al. 2007).

→ *Melanosom:*

Die dunklen Teile eines Migmatits, in denen normalerweise dunkle Minerale vorherrschen (WIMMENAUER & BRYHNI 2007).

→ *Metatekt:*

Begrenzter, meist heller Körper in einem → *Migmatit*, der durch Teilaufschmelzung entstanden ist (WIMMENAUER & BRYHNI 2007).

→ *Migmatit:*

Heterogenes, metamorphes Gestein, bestehend aus dunklen und hellen Teilen. Die dunklen Teile weisen oft Merkmale metamorpher Gesteine auf, die hellen Teile haben magmatisches Aussehen (WIMMENAUER & BRYHNI 2007).

→ *Mylonit:*

Festgestein aus einer Scherzone, das durch eine gut entwickelte Foliation als Folge einer tektonischen Korngrößenverkleinerung charakterisiert ist, und häufig abgerundete Porphyroklasten und Gesteinsfragmente enthält, die eine ähnliche Zusammensetzung wie die Minerale der Matrix aufweisen. Die Deformation erfolgt überwiegend durch Kristallplastizität (duktil); es können jedoch untergeordnet spröde deformierte (zerbrochene) Minerale vorhanden sein. Je nach Intensität der Korngrößenverkleinerung und Anteil der feinkörnigen Matrix wird unterschieden in Proto- (< 50 %), Meso- (50–90 %) und Ultramylonit (> 90 %) (BRODIE et al. 2007).

→ *Nebengestein:*

Gestein, in das ein magmatisches Gestein eindringt.

→ *Nebenmineral:*

Kommt in einem Gestein in einer Menge von 1 bis 5 Volumen-% vor.

→ *Orogenese:*

Gebirgsbildung, Bildungsprozess eines Orogens. Eine Orogenese ist immer von Deformation und Metamorphose begleitet. Deshalb spricht man z. B. von der „variszischen Metamorphose“ und der „variszischen Deformation“, die während der „variszischen Orogenese“ stattfinden.

→ *Penetrativ:*

Sich in engen Abständen wiederholend.

→ *Restit:*

Nicht aufgeschmolzener Rest eines metamorphen Gesteins, dem ein wesentlicher Teil der mobilen Gemengteile entzogen wurde, ohne ersetzt zu werden (WIMMENAUER & BRYHNI 2007).

→ *Schiefrige Struktur, Schieferung:*

Durch eine Schieferung charakterisierte Struktur, die entweder gleichmäßig im gesamten Gestein oder in eng aneinanderliegenden, sich wiederholenden Zonen gut ausgeprägt ist, sodass das Gestein in Abständen von maximal 1 cm auseinander bricht (BRODIE et al. 2007).

→ *Solifluktion:*

Hangabwärts gerichtete Kriechbewegung von wasser- oder eisgesättigtem Bodenmaterial, verursacht durch das abwechselnde Frieren und Tauen (auch Gelifluktion); in Polargebieten sehr verbreitet, in Mitteleuropa vor allem während der Eiszeiten im Periglazialbereich (PRESS & SIEVER 1995).

→ *Struktur:*

Anordnung der Teile einer Gesteinsmasse ohne Berücksichtigung des Maßstabs, einschließlich der räumlichen Beziehungen zwischen den Teilen, ihrer relativen Größe und Form sowie ihrer inneren Merkmale (BRODIE et al. 2007).

→ *Subduktion:*

Das Abtauchen einer schwereren bzw. dichteren, ozeanischen Lithosphärenplatte (inkl. Kruste) unter eine kontinentale oder ozeanische Lithosphärenplatte in den Erdmantel.

Tab. 3: Geochemische Analysen ausgewählter Gesteine auf Blatt 7146 Grafenau. Die Gehalte wurden mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) im Labor für Gesteinsanalytik des Bayerischen Landesamtes für Umwelt in Marktredwitz analysiert (LINHARDT & ZARBOCK 2005).

BIS-Nr.	Rechts-/ Hochwert	Einheit	Petrographie	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	GV	Summ- mm	Cr	Ni	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Th	U			
7146AG000002	46 01 500 54 10 100	.mMb	Basischer Metamorphit	55,74	1,61	16,52	8,17	n.b.	0,113	3,63	4,78	3,04	3,60	0,62	1,90	99,72	63	< 2	166	373	38	422	22	24	10	2				
7146AG000002	46 01 500 54 10 100	.mMb	Basischer Metamorphit	50,59	1,93	16,94	9,86	n.b.	0,161	5,87	7,56	2,63	2,16	0,46	1,68	99,84	93	70	0,6	108	467	31	297	21	11	6	1			
7146EF000001	45 99 150 54 08 140	.To-Dr	Diorit	56,62	1,32	17,83	3,45	4,20	0,100	5,05	6,46	2,97	1,45	0,11	n.b.	99,56	59	25	n.b.	82	877	32	278	n.b.	11	n.b.	n.b.			
7146EF000002	46 00 800 54 09 240	FSE	Granit	70,90	0,36	14,60	0,31	1,77	0,040	0,75	1,99	3,39	4,70	0,13	n.b.	98,94	n.b.													
7146EF000003	46 02 380 54 09 320	.mMb	Ultramafischer Metamorphit	43,50	2,95	16,44	1,75	7,73	0,150	8,27	8,07	2,27	4,26	2,25	1,75	99,39	n.b.													
7146EF000003	46 02 380 54 09 320	.mMb	Ultramafischer Metamorphit	44,87	4,71	14,05	2,03	7,79	0,070	8,87	9,76	4,65	2,31	0,27	n.b.	99,38	n.b.													
7146EF000004	46 04 860 54 09 860	.mDX <sub>6</sub>	Anatexit	57,12	0,98	18,87	0,57	5,20	0,090	3,67	4,81	4,02	3,42	0,41	0,03	99,19	n.b.													
7146EF000004	46 04 860 54 09 860	.mMb	Basischer Metamorphit	49,06	1,21	16,17	1,24	8,00	0,160	8,36	8,82	2,01	2,54	0,13	1,24	98,94	n.b.													
7146EF000004	46 04 860 54 09 860	.Am	Amphibolit	49,06	1,21	16,10	1,24	8,00	0,160	8,82	8,36	2,01	2,54	0,13	1,24	98,87	238	90	n.b.	131	178	34	72	n.b.	10	n.b.	n.b.			
7146EF000005	46 02 480 54 09 320	.mMb	Amphibolit	43,50	2,95	16,44	1,75	7,73	0,150	8,27	8,07	2,27	4,26	2,25	1,75	99,39	298	96	n.b.	245	490	74	92	n.b.	11	n.b.	n.b.			
7146EF000005	46 02 480 54 09 320	.mMb	Amphibolit	46,04	2,07	12,44	1,21	9,50	0,160	10,78	9,05	1,48	3,78	0,78	1,70	98,99	380	124	n.b.	232	340	84	310	n.b.	13	n.b.	n.b.			
7146EF000006	45 98 860 54 12 010	.mMb	Amphibolit	52,89	0,64	17,34	1,12	7,00	0,160	7,58	8,24	1,36	2,01	0,05	1,35	99,74	28	38	n.b.	174	170	9	51	n.b.	8	n.b.	n.b.			
7146EF000007	45 98 950 54 11 870	.mMb	Amphibolit	49,05	0,97	15,79	1,85	7,95	0,140	8,02	10,80	2,67	1,38	0,05	1,58	100,25	280	108	n.b.	124	162	27	57	n.b.	8	n.b.	n.b.			
7146EF000008	46 02 380 54 09 240	.mMb	Amphibolit	43,50	2,95	16,44	1,75	7,73	< 0,01	8,27	8,07	2,27	4,26	2,25	1,75	99,24	388	n.b.	n.b.	413	n.b.									
7146EF000016	46 00 000 54 10 400	FSE	Granit	72,00	0,36	14,12	2,42	n.b.	0,060	< 1	1,94	3,36	4,21	0,17	2,32	100,96	114	n.b.	< 2	197	287	17	n.b.	n.b.	27	21	5			
7146EF000017	46 00 100 54 09 250	FSE	Granit	70,70	0,39	14,94	2,46	n.b.	0,050	< 1	2,41	3,56	4,12	0,17	0,88	99,67	33	n.b.	< 2	181	370	16	n.b.	n.b.	26	20	7			
7146EF000018	46 01 400 54 10 000	FSE	Granit	72,55	0,29	14,56	1,78	n.b.	0,040	< 1	1,35	3,26	4,39	0,10	1,96	100,28	15	n.b.	< 2	193	295	10	n.b.	n.b.	28	12	2			

Wenn FeO nicht separat bestimmt wurde, ist der Gesamt-Eisengehalt unter Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> angegeben (Oxide in Gew-%, Elemente in ppm, n. b. = nicht bestimmt), GV = Glühverlust.

Das Kartenblatt Grafenau liegt im südlichen Bayerischen Wald und gehört zum Landkreis Freyung-Grafenau.

Das Blattgebiet kann geologisch in drei Bereiche untergliedert werden: Die Scherzone des Nordwest–Südost streichenden Bayerischen Pfahls mit Myloniten und Quarzmineralisationen durchzieht den zentralen Teil des Blattes Grafenau; die Stadt Grafenau liegt auf der Pfahlzone; stellenweise wurde der Quarz abgebaut. Nordöstlich des Pfahls herrschen metatektische Gneise (meist Paragneise, selten Orthogneise) mit kleineren Granit-Intrusionen vor; südwestlich des Pfahls dominieren helle und dunkle Diatexite. Im Südwest-Eck kommen noch Ausläufer des Fürstensteiner Plutons mit verschiedenen Graniten (feinkörnig bis grobkörnig-porphyrisch) vor, die früher stellenweise abgebaut wurden. Die jüngere Erdgeschichte ist durch überwiegend im Tertiär gebildete Zersatzzonen, pleistozäne Fließerden sowie holozäne Talfüllungen und Moorbildungen dokumentiert.