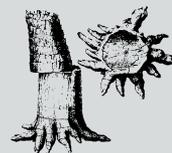


Zum Vorkommen von Paragonitphyllit in einem Dachschieferbruch bei Lößnitz (Lößnitz-Zwönitz-Synklinale, Erzgebirgs-Nordrandzone, Sachsen)



Bernd Ullrich, Dresden & Dieter Kutschke, Pirna

Kurzfassung

Vom 15./16. Jahrhundert bis etwa zum Ende des 19. Jahrhunderts gab es im Gebiet um Lößnitz (Lößnitz-Zwönitz-Synklinale, Erzgebirgs-Nordrandzone, Sachsen) einen regen Schieferbergbau. Abgebaut wurden dachschieferartige Phyllite bzw. phyllitische Tonschiefer. In einem der Dachschieferbrüche („Dittersdorfer Bruch“, „Dittersdorfer Schieferloch“, „Naturtheater“, bei Dreihansen-Dittersdorf südlich von Lößnitz) wurden Phyllite mit hohen Paragonitanteilen gefunden und mineralogisch untersucht. Der Paragonit liegt sowohl in fein verteilter Form als auch in Linsen und Lagen angereichert vor und ist durch Regionalmetamorphose entstanden. Aus der Mineralassoziation Paragonit + Muskovit + Quarz + Albit + Sillimanit ist eine Temperaturbeanspruchung der Gesteine im Bereich der oberen Stabilitätsgrenze des gemeinsamen Vorkommens von Paragonit und Quarz ableitbar.

Abstract

From 15th/16th century up to the end of the 19th century an intensive slate mining existed in the region near Lößnitz (Lößnitz-Zwönitz-Syncline, Erzgebirgs-Nordrandzone, Saxony). Roofing slate like phyllites and phyllitic clay schists were recovered. In one of the roofing slate quarries („Dittersdorfer Bruch“, „Dittersdorfer Schieferloch“, „Naturtheater“, near Dreihansen-Dittersdorf southern Lößnitz) phyllites with high paragonite contents were found and investigated by mineralogical methods. The paragonite is finely disposed and also enriched in millimeter thick layers or streaks near quartz lenses and was generated during regional metamorphism. From the mineral association of paragonite + muscovite + quartz + albite + sillimanite a thermal load of the rock at the upper stability limit of the assemblage paragonite + quartz can be concluded.

1 Einleitung

Der Bergbau im Gebiet um Lößnitz ist einerseits bekannt geworden durch die Erzvorkommen im „Kuttengrund“, z. B. mit der König David Fundgrube (stratiformes Magnetit-Sulfid-Erzlager in der Frauenbach-Folge, Ordovizium) oder auch der Reichenbach-Fundgrube (Erzgänge der kb-Formation). In letzterer wurden die polymetallischen Vererzungen noch bis 1907 abgebaut und in der Antonshütte bei Antonsthal (südlich von Schwarzenberg im Erzgebirge) verhüttet (JOSIGER & BAUMANN 1995, BAUMANN et al. 2000). Andererseits war ein weiterer sehr wichtiger Bergbauzweig in der Lößnitz-Zwönitz-Synklinale (Abb. 1) die Gewinnung von dachschieferartigen Phylliten bzw. phyllitischen Tonschiefern, die zu Dachschiefen und einer Vielzahl anderer Werksteinprodukte (z. B. Grabsteine, Wegeplatten, Treppenstufen, Brunnendeckel, Wassertröge) weiterverarbeitet wurden. Der Schieferbergbau begann mit hoher Wahrscheinlichkeit bereits im 15./16. Jahrhundert und kam etwa gegen Ende des 19. Jh. zum Erliegen (z. B. MÜLLER 1854, DALMER 1881, ULLRICH & KUTSCHKE 2011).

Anschrift der Autoren

Prof. Dr. rer. nat. habil. Bernd Ullrich, Technische Universität Dresden, Institut für Geotechnik, Professur für Angewandte Geologie
George-Bähr-Straße 1, 01069 Dresden, E-mail: Bernd.Ullrich@tu-dresden.de
Dipl.-Geol. Dieter Kutschke, Pratzschwitzer Strasse 2, D-01796 Pirna, E-mail: Kutschke_dieter@web.de

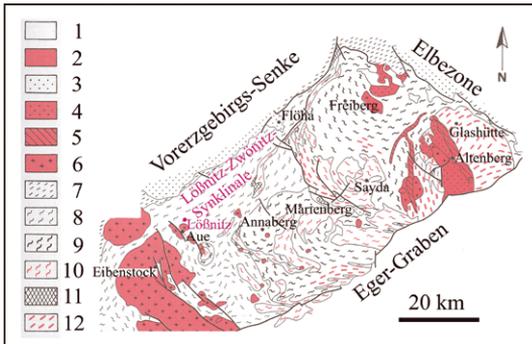


Abb. 1
Vereinfachte geologische Übersichtskarte des Erzgebirges und die Lage der Löbnitz-Zwönitz-Synklinale nach HENNINGSEN & KATZUNG (2002, verändert).

Legende:

- 1 - Kreide bis Quartär, 2 - tertiäre Vulkanite,
- 3 - Oberkarbon und Rotliegendes (Sedimente, Vulkanite),
- 4 - Oberkarbon (Quarzporphyr), 5 - Granitporphyr, 6 - Granit,
- 7 - Ordovizium bis Unterkarbon, 8 - Phyllit und Glimmerschiefer,
- 9 - Graugneis, 10 - Rotgneis, Muskovitgneis, Granulit,
- 11 - Amphibolit, Serpentin, Gabbro, 12 - Anatexite



Abb. 2
Lage des Schieferbruches und der Wismut-Bohrungen (2205/79, 2208/79) südlich von Löbnitz bei Dreihansen-Dittersdorf (H - Schieferhalden).

Bei Untersuchungsarbeiten zur Paragonitführung des sächsischen Erzgebirges in den 1980er Jahren (RANK et al. 1985, ULLRICH et al. 1986, ULLRICH & KUTSCHKE 1988) wurde auch das Gebiet um Löbnitz bearbeitet und ein partiell stark Paragonit führender Phyllit in einem der Steinbrüche bei Löbnitz (Abb. 2, Dreihansen-Dittersdorf) kartiert. Hinweise auf das Vorhandensein solcher Bildungen gab es bereits bei Kartierungsarbeiten in den 1960er Jahren, die aber damals nicht weiter verfolgt wurden (STÖRR 2010). Derartige Paragonitanreicherungen sind in den Phylliten des Erzgebirges relativ selten. Als weiteres Vorkommen ist bisher nur noch die Drandorf-Fundgrube bei Lauter/Bockau an der Morgenleite in der Nähe von Aue (Abb. 1; SAUER 1888, KILLIG 1912, HARDER 1956, WATZNAUER 1967, SCHULZ et al. 1989, ULLRICH et al. 1990, ULLRICH & KUTSCHKE 1991) bekannt geworden. Hier kommt der Paragonit gesteinsbildend mit Korund (Schmirgel) vergesellschaftet vor. Er bildet eigenständige, linsförmige Körper, die scharf gegenüber dem umgebenden Phyllit abgegrenzt sind und zu mehr als 90 % aus Paragonit bestehen.

Als Ergänzung zu den zum Paragonitgestein der Drandorf-Fundgrube publizierten Arbeiten sollen im vorliegenden Beitrag die bisher der Öffentlichkeit nicht zugänglichen Untersuchungsergebnisse zum Paragonitphyllit bei Dreihansen-Dittersdorf im Sinne einer Fundortbeschreibung dokumentiert werden. Folgende Untersuchungsmethoden wurden für die mineralogische und chemische Charakterisierung angewandt: Die Quantifizierung des Mineralbestandes sowie die Unterscheidung der beiden Hellglimmer Muskovit und Paragonit erfolgte mittels Röntgendiffraktometrie (XRD, HZG 4 Freiberg). Für die Bestimmung des Hauptelementbestandes kamen die nasschemische Analyse und Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) zum Einsatz. Die Gefügecharakteristik, die chemische Analytik von Einzelmineralen und die Erstellung von Elementverteilungen (Abb. 7, 11, 13, 15, 17, 19, 23) erfolgte an Dünnschliffen mittels Polarisationsmikroskopie (ZEISS AXIOPLAN, Abb. 5 und 8, gekreuzte Nikols) und Rasterelektronenmikroskopie (SEM, JEOL JXA 840A und ZEISS EVO 50), jeweils gekoppelt mit einer Elektronenstrahlmikroanalyse (EDS, KEVEX 8005-QUANTAX V und ROENTEC Detektor XFlash 3001-Quantax 1.7). Die in den Abbildungen 6, 10, 12, 14, 16, 18, 20-22 sowie 24 und 25 dargestellten Gefügebilder wurden im BSE (back scattered electron)-Modus im SEM (ZEISS EVO 50) aufgenommen.

2 Geologische Verhältnisse und Ausbildung der Gesteine

Das Restloch des untersuchten Steinbruches bei Dreihansen-Dittersdorf („Dittersdorfer Bruch“ der „Sächsischen Schieferbruch-Compagnie zu Löbnitz“, ULLRICH & KUTSCHKE 2011), das in topographischen Karten mitunter auch als „Naturtheater“ oder „Dittersdorfer Schieferloch“ bezeichnet wird, liegt ca. 1,5 km südöstlich der Stadt Löbnitz unmittelbar südlich der Ortsteile Dreihansen bzw. Dittersdorf (Abb. 2, topographische Karte 5342 Zwönitz, HW 56.08970, RW 45.53040). Es ist einer der größten auflässigen Schieferbrüche in dieser Gegend.

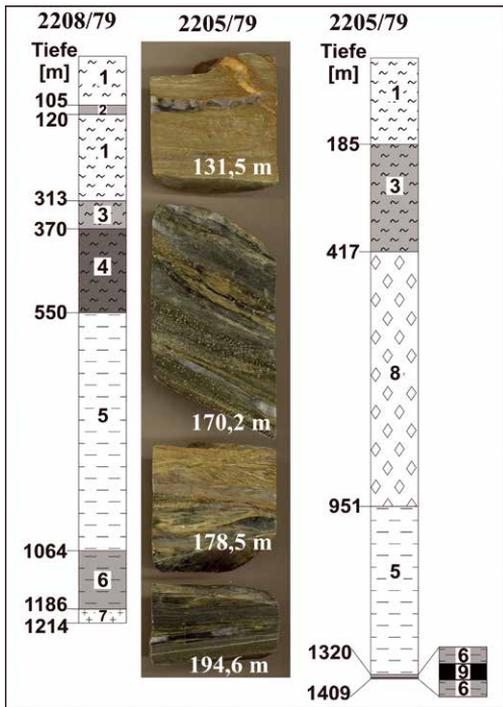


Abb. 3

Generalisierte Profile der Wismut-Bohrungen 2205/79 und 2208/79 mit Beispielen von Bohrkernen des Paragonit führenden Phyllites (Kerndurchmesser 50 mm).

- 1 - Phyllit, graugrün, dunkelgraugrün bis dunkelgrün, Paragonit führend, Quarz-Feldspat-Knuern, Albitblastese
- 2 - Phyllit, schwarz bis dunkelgrau mit Amphiboliteinschaltungen
- 3 - Phyllit, dunkelgraugrün bis dunkelgrün, quarzitischer Lagen, Quarz-Feldspat-Knuern, Albitblastese
- 4 - Phyllit, glimmerschieferähnlich, Übergänge zu Quarzphyllit, Quarz-Knuern
- 5 - Glimmerschiefer, kontaktmetamorph
- 6 - Kontakthornfels
- 7 - Granit
- 8 - Wechsellagerung von phyllitischem Glimmerschiefer und Quarzitschiefer, Albitblastese
- 9 - Granitporphyrgang von 1386,9 bis 1390,4 m

ferähnliche Ausbildung (Abb. 3, Nr. 4). In der Bohrung 2205/79 besteht dieser Kernabschnitt aus einer Wechsellagerung von phyllitischem Glimmerschiefer und Quarzitschiefern (Abb. 3, Nr. 8). Danach beginnt die Kontaktzone des Granits mit Glimmerschiefern, die lagenweise Kontaktknoten aufweisen und mit zunehmender Tiefe in Knoten- bzw. Fruchtschiefer übergehen (Abb. 3, Nr. 5). Darauf folgen Quarz-Biotit-Kontakthornfelse mit quarzitischer Lagen und einer außerordentlich starken Feldspatblastese (Abb. 3, Nr. 6). Im Liegenden wurde in der Bohrung 2205/79 bei ca. 1186 m Granit und in der Bohrung 2208/79 bei ca. 1387 m ein Granitporphyrgang angetroffen.

Der Steinbruch befindet sich innerhalb der kambroordovizischen Gesteine der Phycoden- und der Gräfenthal-Gruppe der Lößnitz-Zwönitz-Synklinale (PÄLCHEN & WALTHER 2008). Nach der von FREYER et al. (1994) nachgewiesenen Fossilführung gehören die im Nordteil des Bruches anstehenden dunkel- bis schwarzgrauen, z. T. graugrünen Tonphyllite bis Tonschiefer in die Griffelschiefer-Formation der Gräfenthal-Gruppe mit einem Alter von Oberkambrium bis Unterordovizium, wobei Oberkambrium als wahrscheinlicher angesehen wird. Daneben kommen nach PÄLCHEN & WALTHER (2008) Gesteine der Hauptquarzit-Formation der Gräfenthal-Gruppe vor. Diese wurden durch die Kartierung von RANK et al. (1985) im Südteil und südlich des Bruches nachgewiesen. Sie sind als Wechselfolge von weißgrauen, dunkel bis schwarzgrauen und grünlichgrauen, quarzitstreifigen Schluff- und Tonphylliten sowie mittelgrauen Quarzitschiefern mit phyllitischen Zwischenlagen ausgebildet. Nach DALMER (1913) wurde „im großen Bruche bei Dreihansen ... an der Oberfläche eines angewitterten Haldenstückes ein größeres Exemplar von *Phycodes circinatus* Richt.“ gefunden. Nach FREYER et al. (1994) konnte dieser Phycodenfund bisher jedoch nicht bestätigt werden. Die Existenz des Phycoden- und Phycodendachschiefers in diesem Bereich wird deshalb vorerst in Frage gestellt.

Bei der Befahrung des Steinbruches waren nach rein petrographischen Gesichtspunkten zwei verschieden gefärbte Phyllitvarietäten aufgeschlossen. Die Hauptmenge des Anstehenden wird durch dunkelgraue bis nahezu schwarze, dachschieferartige Tonphyllite repräsentiert. Diese Gesteinspartien waren vorrangig Gegenstand des Abbaues und wurden als der sog. „schwarze Schiefer“ zu Dachschiefern weiterverarbeitet. Bei der zweiten Varietät handelt es sich um vor allem hellgraugüne aber auch weißgraugüne oder weißgrauolivfarbene, ebenplattige, quarzstreifige, Paragonit führende Schluffphyllite.

Südlich des Schieferbruches wurden 1979 durch die SDAG Wismut zwei Bohrungen geteuf, die über den Aufbau des Untergrundes bis ca. 1400 m Teufe Auskunft geben (Abb. 2 und 3). Es sind die Bohrungen 2205/79 (HW 56.08610, RW 45.53000, Endteufe 1409, 2 m, Ansatzpunkt bei ca. 540 mNN) und 2208/79 (HW 56.08690, RW 45.51907, Endteufe 1214 m, Ansatzpunkt bei ca. 447 mNN). Das stark generalisierte Gesamtprofil beider Bohrungen (Abb. 3) umfasst im Hangenden bis ca. 400 m mächtige hauptsächlich hellgraugüne (partiell dunkelgrüne) Paragonit führende Phyllite mit eingeschalteten Quarz-Feldspat-Knuern und einer lagenweisen Albitblastese (Abb. 3, Nr. 1 bis 3). Mit zunehmender Tiefe sind in den Kernen der Bohrung 2208/79 Einschaltungen quarzitischer Lagen zu beobachten, und der Phyllit zeigt eine mehr glimmerschieferähnliche Ausbildung (Abb. 3, Nr. 4). In der Bohrung 2205/79 besteht dieser Kernabschnitt aus einer Wechsellagerung von phyllitischem Glimmerschiefer und Quarzitschiefern (Abb. 3, Nr. 8). Danach beginnt die Kontaktzone des Granits mit Glimmerschiefern, die lagenweise Kontaktknoten aufweisen und mit zunehmender Tiefe in Knoten- bzw. Fruchtschiefer übergehen (Abb. 3, Nr. 5). Darauf folgen Quarz-Biotit-Kontakthornfelse mit quarzitischer Lagen und einer außerordentlich starken Feldspatblastese (Abb. 3, Nr. 6). Im Liegenden wurde in der Bohrung 2205/79 bei ca. 1186 m Granit und in der Bohrung 2208/79 bei ca. 1387 m ein Granitporphyrgang angetroffen.

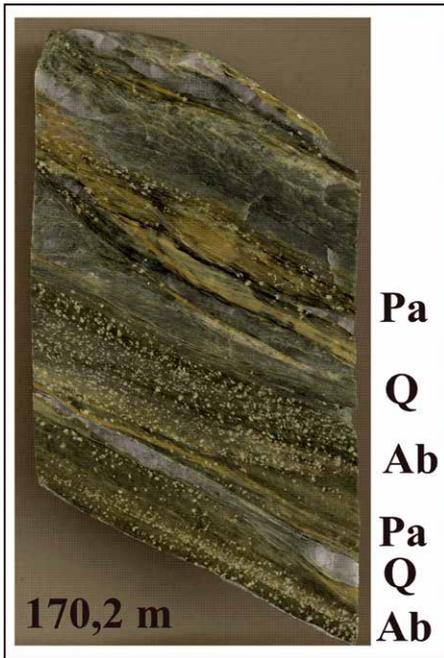


Abb. 4 Bohrkern der Wismut-Bohrung 2205/79 mit Paragonit- und Albitblastese zwischen Quarzmobilisaten (Pa - Paragonit, Q - Quarz, Ab - Albit, Kerndurchmesser 50 mm).

Die typische makroskopisch-petrographische Ausbildung der hellgraugrünen, lokal Paragonit führenden Phyllite zeigt Abb. 4. Es ist ein lagiges Gefüge zu beobachten, das im mikroskopischen Bereich als kontinuierliche Schieferung ausgebildet ist (Abb. 5). Als einzelne Lagen können außer den schieferungsparallel eingeschalteten Quarz- und Feldspatmobilisaten nahezu quarzfreie („reine“) Muskovitphyllite, die im wesentlichen nur aus streng eingeregelter Muskovit- und Chloritbändern bestehen, Paragonitphyllite, Quarzphyllite und Feldspatphyllite in enger Wechselfolge ausgehalten werden. Als Hauptbestandteile wurden Hellglimmer (Paragonit, Muskovit), Quarz und Chlorit röntgenographisch bestimmt (Tab. 1). Die Mengenverhältnisse der Phyllosilikate untereinander und zum Quarz variieren entsprechend der differenzierten Gefügebildung in weiten Grenzen. Außerdem sind in wechselnden Mengen vorhanden: Karbonatminerale (Siderit, Calcit, Dolomit, Ankerit), Feldspäte (Albit, Oligoklas), Sillimanit, Korund, Leukoxen, Rutil, Zirkon und Turmalin. Sporadisch kommen vor allem in den Mobilisatkörpern Spuren von Sulfiden vor. Die Hellglimmer sind meist sehr feinschuppig ausgebildet. Neben den bereits beschriebenen Bereichen mit einer kontinuierlichen Schieferung (Abb. 5, 10 und 11) wurden auch Abschnitte mit einer zonierten

Schieferung („spaced foliation“ nach PASSCHIER & TROUW 2005) beobachtet. Sie zeigen Wechselfolgen von relativ dünnen Lagen mit streng nach der Schieferung geregelten Glimmerfolien und von Linsen, in denen die Glimmerblättchen durch die Scherbeanspruchung aufgerichtet und entregelt worden sind (Abb. 6 und 7). Lokal sind auch idiomorph-tafelige, quer zur Schieferung orientierte Hellglimmerblasten bis zu Zehntelmillimetergröße vorhanden (Abb. 12 und 13). Reine Phyllitbänder sind im mikroskopischen Bereich häufig nahezu quarzfrei. In den quarzföhrnden Phyllitbändern konzentriert sich der Quarz meist in kleinen schieferungsparallel orientierten Linsen (Abb. 10 und 11), deren Gefügebildung mit einer geringen Kornverzahnung auf primärsedimentären Quarz hinweist. Daneben wurden Quarzneubildungen bzw. Quarzmobilisatkörper mit einem stark verzahnten fein- bis feinkörnigen Granoblastengefüge beobachtet. Dieser Quarz verdrängt lokal Hellglimmer und beinhaltet teilweise Rutilnadeln. Feldspat kommt hauptsächlich in Form von rundlichen bis ovalen Albitporphyroblasten vor, die schwarmartig auftreten und nahezu ausschließlich an die reine, im wesentlichen quarzfreie Phyllitbänder gebunden sind (Abb. 4 und 8). Sie enthalten oft nadelförmige Einschlüsse von Sillimanit oder Rutil und vereinzelt auch von Turmalin. Oft ist um einen sehr einschussreichen Kern der Albite eine einschussarme oder -freie Randzone gleicher optischer Orientierung ausgebildet, was auf eine Mehrphasigkeit der Blastese hinweist. Die Albitblastese erfolgte synkinematisch (rotierte Blasten), setzte sich aber bis in die postkinematische Phase fort, wobei eine Verdrängung von eingeregelter Hellglimmer und Chlorit erfolgte. Oligoklas wurde als wesentlicher Bestandteil in einigen Mobilisatkörpern in mindestens zwei Generationen festgestellt. Die ältere Generation bildet meist grobkörnigere, hypidiomorphe, partiell verzwilligte Kristalle mit einer starken Kataklyse. Die jüngere Generation befindet sich auf vertikalen Klüften, die sowohl den älteren Feldspat als auch Quarzmobilisate durchtrümet.

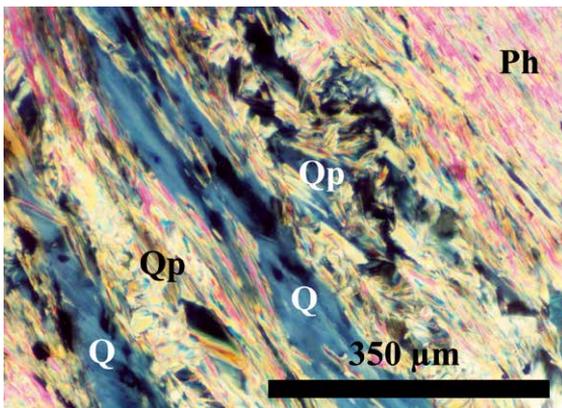


Abb. 5 Kontinuierliche Schieferung des Phyllites mit Lagen von Phyllosilikaten (Ph), Quarzphyllit (Qp) und Quarzlinsen (Q).

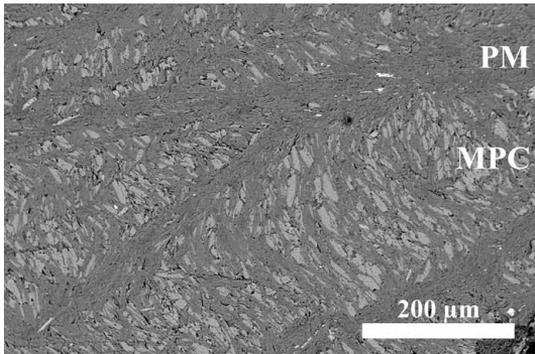


Abb. 6 Zonierte Schieferung des Phyllites mit einem Wechsel von Paragonit-Muskovit-Lagen (PM) und Muskovit-Paragonit-Chlorit-Linsen (MPC).

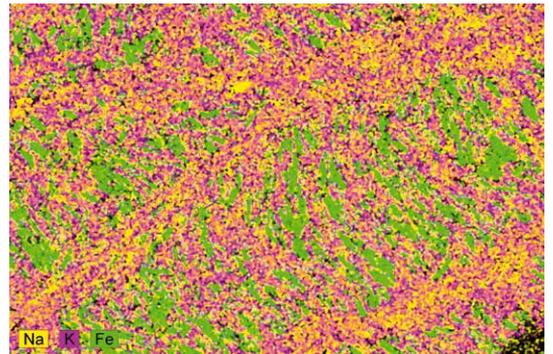


Abb. 7 Elementverteilung von Natrium (gelb, Paragonit), Kalium (magenta, Muskovit) und Eisen (grün, Chlorit) zu Abb. 6.

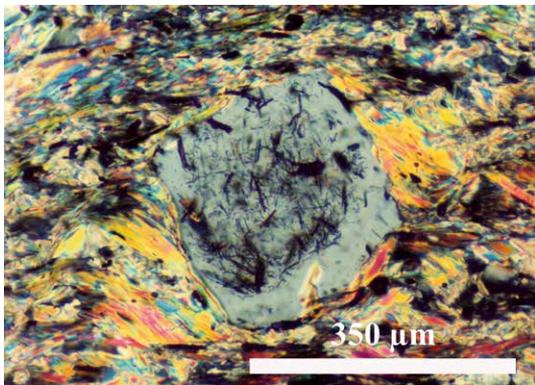


Abb. 8 Rotierter Albitporphyroblast mit Rutil-Einschlüssen.



Abb. 9 Paragonitgestein der Drandorf-Fundgrube mit typischer „Paragonitfarbe“ (Anschliff, Bildbreite 60 mm).

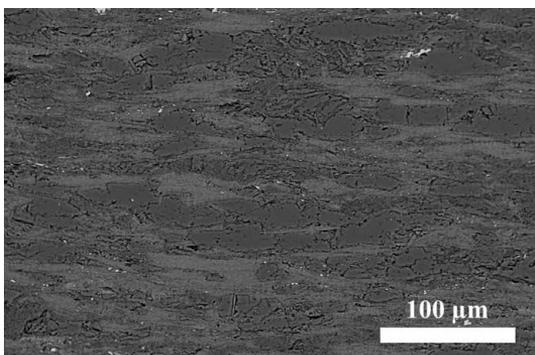


Abb. 10 Kontinuierliche Schieferung des Phyllites mit Lagen von Paragonit-Muskovit (hellgrau) und Quarzlinsen (dunkelgrau).

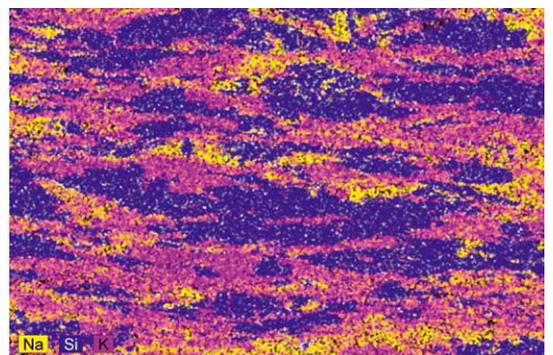


Abb. 11 Elementverteilung von Natrium (gelb, Paragonit), Kalium (magenta, Muskovit) und Silizium (blau, Quarz) zu Abb. 10.

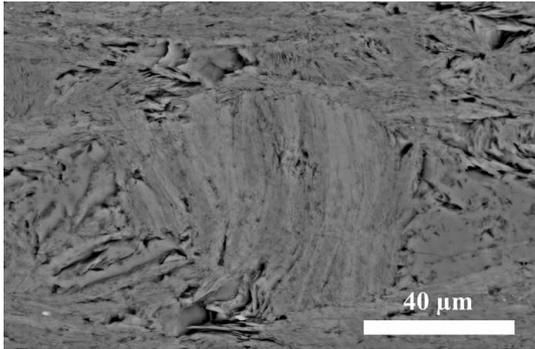


Abb. 12 Paragonit-Muskovit-Blast in einer Paragonit-Muskovit-Quarz-Matrix.

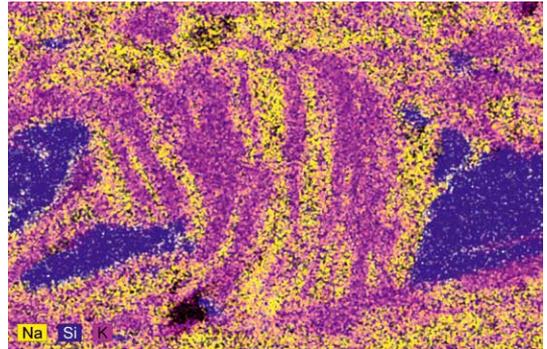


Abb. 13 Elementverteilung von Natrium (gelb, Paragonit), Kalium (magenta, Muskovit) und Silizium (blau, Quarz) zu Abb. 12.

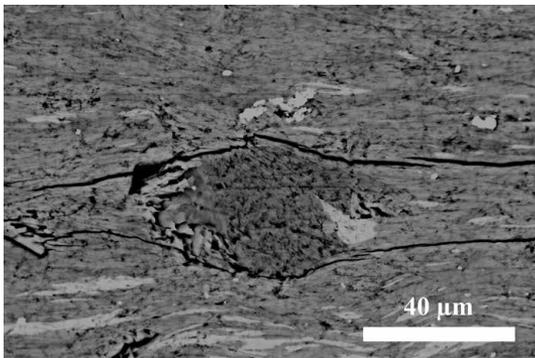


Abb. 14 Feinkörniger („sercitischer“) Paragonitblast in einer Muskovit-Paragonit-Chlorit-Matrix.

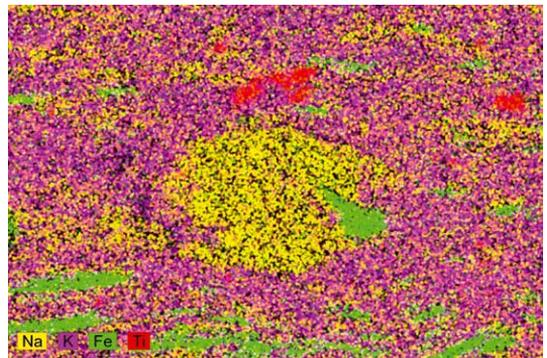


Abb. 15 Elementverteilung von Natrium (gelb, Paragonit), Kalium (magenta, Muskovit), Eisen (grün, Chlorit) und Titan (rot) zu Abb. 14.

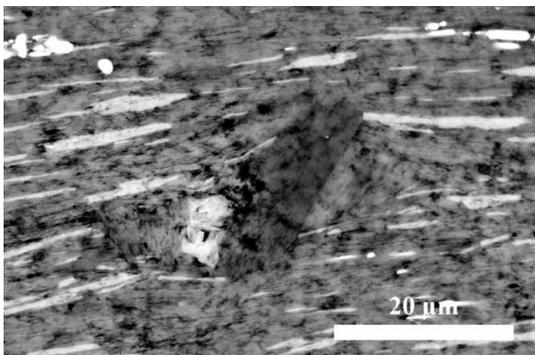


Abb. 16 Kontinuierliche Schieferung mit einem Paragonitblast („Querzlimmer“) in einer Muskovit-Paragonit-Chlorit-Matrix.

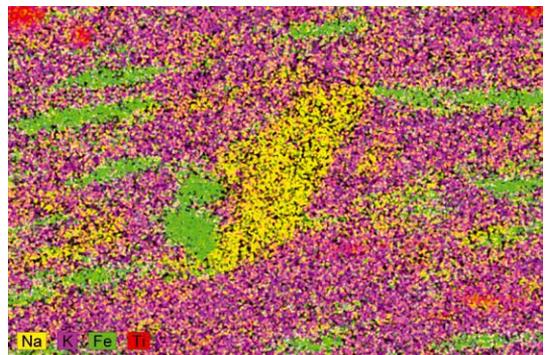


Abb. 17 Elementverteilung von Natrium (gelb, Paragonit), Kalium (magenta, Muskovit), Eisen (grün, Chlorit) und Titan (rot) zu Abb. 16.

3 Charakteristik der Paragonitphylлитlagen

Aufgrund ihrer charakteristischen Färbung sind etwas „mächtigere“ Lagen von Paragonitphylлит bei einiger Erfahrung schon makroskopisch vor allem in den Bohrkernen aber auch im Anstehenden des Schieferbruches erkennbar (Abb. 4). Anhand des Vergleiches mit einem Anschliff des Paragonitgesteines der Drandorf-Fundgrube (Abb. 9) sollte das nachvollziehbar sein. Diese typisch „paragonitfarbigen“, Millimeter bis Zentimeter mächtigen Lagen, Schmitzen und Schlieren waren in beiden Bohrungen in einem Teufenbereich bis ca. 190 m nachweisbar (Tab. 1). Oft liegen sie, wie in Abb. 4 dokumentiert, zwischen zwei Quarzmobilisaten. Mitunter werden die Paragonitschmitzen beiderseits auch von einem mehrere Millimeter starken Chlorit-Quarz-Saum eingerahmt. In den übrigen zwischen diesen Paragonitphylлитlagen liegenden Gesteinspartien erreichen die Paragonitgehalte in den Bohrkernen in der Regel um die 5 % (Tab. 1, z. B. Phylлит 16,8 m) oder sind paragonitfrei (Tab. 1, z. B. Phylлит 42 m).

Bei den im Steinbruch Dreihansen-Dittersdorf anstehenden Phylлитen ist die Paragonitführung entsprechend der vorhandenen Phylлитvarietäten unterschiedlich ausgebildet. In den schwarzgrauen, dachschieferartigen Phylлитen konnte nur in einer selektierten Schmitze an einer Quarzknuener ein Paragonitanteil von 20 % analysiert werden (Tab. 1, Phylлит sg-Q). In allen anderen Bereichen war der Paragonit in diesem Gestein nur in Gehalten unter 5 % nachweisbar (Tab. 1, Phylлит sg). Deshalb erfolgten an dieser Phylлитvarietät - entsprechend der damaligen Zielstellung - auch keine weiteren Untersuchungen. In der hellgraugrünen Phylлитvarietät wurde der Paragonit, wie in den Bohrkernen, in einer großen Anzahl von Proben in bis zu maximal einen Zentimeter mächtigen Lagen und Schmitzen ebenfalls immer in der Nähe von Quarzknuenern nachgewiesen (Tab. 1, Phylлит hgn-Q). In Gesteinspartien, in denen solche Anreicherungen nicht vorhanden waren, wurden maximal 15 % Paragonitanteil festgestellt (Tab. 1, Phylлит hgn-2). Außerdem waren auch hier von Paragonit freie Bereiche zu beobachten (Tab. 1, Phylлит hgn-1). Als eine besondere Bildung in den hellgraugrünen Phylлитen muss eine ca. 50 mm dicke, „paragonitfarbige“, quarzstreifige Phylлитplatte mit einem durchschnittlichen Paragonitgehalt von ca. 40% genannt werden. In einzelnen Lagen zwischen den Quarzbändern dieser Phylлитplatte, die keinen Chlorit enthielten, wurden bis zu 70 % Paragonit röntgenographisch bestimmt. Die Platte wurde jedoch nicht aus dem Anstehenden, sondern aus dem Abraum im Bruch geborgen.

Zusammenfassend können sowohl für die Phylлитproben aus den Bohrkernen als auch für die Phylлите aus dem Schieferbruch hinsichtlich des röntgenographisch bestimmten Mineralbestandes in Übereinstimmung mit den mikroskopischen Befunden folgende Zusammenhänge abgeleitet werden:

1. Dort wo Quarzmobilisate vorhanden sind, ist die Paragonitanreicherung im Randbereich dieser Mobilisate am höchsten.
2. Mächtigere an Paragonit reiche Phylлитlagen sind oft chloritfrei oder weisen nur geringe Chloritgehalte auf.
3. An Paragonit reiche Phylлитlagen weisen meist nur niedrige Quarzgehalte auf und können quarzfrei sein.
4. Das an Paragonitschlieren angrenzende Gestein hat in der Regel noch Paragonitanteile von 5 bis 10 %, der Quarzgehalt steigt und kann Werte bis zu 80 % erreichen, es sind zumeist deutlichere Chloritanteile vorhanden.

Der Paragonit tritt innerhalb der bereits beschriebenen Paragonitphylлитlagen in unterschiedlichen Wachstumsformen auf:

1. Die Hauptmenge erscheint feindispers in einer chloritfreien Phylлитmatrix zusammen mit Muskovit zwischen linsenförmigen Quarzkörpern verteilt und streng in der Schieferung eingeregelt. Mitunter sind Übergänge zu wolkig aufgelösten Aggregaten zu beobachten (Abb. 10 und 11).
2. Gegenüber einer chloritfreien Phylлитmatrix scharf abgegrenzte Paragonit-Muskovit-Blasten, die senkrecht zur Schieferung orientierte Stapelfolgen von Hellglimmerpaketen mit einem Wechsel von Paragonit und Muskovit bilden (Abb. 12 und 13).
3. Reine, sehr feinkörnige („sericitische“), relativ scharf abgegrenzte Paragonitblasten in einer Muskovit-Paragonit-Chlorit-Matrix (Abb. 14 und 15). Eine Einregelung des Paragonites ist nur partiell erkennbar. Die Kristalle sind zum Teil senkrecht und zum Teil spitzwinklig zur Schieferung orientiert.
4. Paragonitblasten in Form von senkrecht bzw. spitzwinklig zur Schieferung orientierten einzelnen Paketen („Quer-glimmer“, Abb. 16 und 17) in einer Muskovit-Paragonit-Chlorit-Matrix.
5. Paragonit-Chlorit-Blasten in einer Muskovit-Paragonit-Chlorit-Matrix, die seltener zu beobachten sind und in deren Ausbildung sich eine Verdrängungsreaktion abbilden könnte (Abb. 18 und 19). Auch hier sind die Kristalle der Phyllosilikate senkrecht zur Schieferung orientiert.

In Tabelle 2 sind die mittels Elektronenstrahlmikroanalyse (EDS) ermittelten Daten der chemischen Zusammensetzung von Paragonit, Muskovit und Chlorit der Phylлите aus dem Steinbruch Dreihansen-Dittersdorf zusammengefasst. Beim Paragonit und Muskovit sind jeweils die im Gestein koexistierenden Paare analytisch erfasst worden, sodass Aussagen zur Mischkristallbildung zwischen beiden Mineralen mit dem gegenseitigen Ersatz von Kalium und Natrium im Zwischenschichtbereich sowie zur Höhe der oktaedrischen Substitution von Aluminium durch Magnesium und Eisen (auch als phengitische Komponente bezeichnet) möglich sind. Zum Vergleich wurden in Tab. 3 analoge Daten für das Paragonitge-

Tabelle 1 Mineralbestand und chemische Zusammensetzung von Phyllitproben aus dem Schieferbruch Dreihansen-Dittersdorf und aus den Wismut-Bohrungen 2205/79 und 2208/79 (Angaben in Masse-%, n.n. - nicht nachweisbar, sg - schwarzgraue Varietät, hgn - hellgraue Varietät, Q - selektierte Paragonitschmitze angrenzend an eine Quarzknauer).

Dreihansen-Dittersdorf	Paragonit	Muskovit	Chlorit	Quarz	Sonstige	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Glühverlust
Phyllit sg	3	30	20	45	2	58,7	20,4	7,4	1,8	0,4	2,1	1,3	3,4	4,4
Phyllit hgn-1	n.n.	30	20	45	5	65,3	17,7	6,9	0,9	0,2	1,5	0,5	3,5	3,5
Phyllit hgn-2	15	40	20	20	5	56,3	25,3	6,5	0,6	0,2	1,7	1,2	4,7	4,0
Phyllit sg-Q	20	45	10	20	5	44,6	28,5	10,9	1,7	0,4	1,8	1,5	4,5	6,0
Phyllit hgn-Q	35	40	n.n.	20	5	52,0	31,4	1,6	1,8	0,1	0,4	3,7	4,6	4,5
Phyllit hgn-Q	30	45	< 5	15	5	54,2	29,5	2,0	1,3	0,2	0,7	2,4	5,1	4,4
Phyllit hgn-3	40	30	n.n.	25	5	57,9	28,2	1,3	1,1	0,2	0,5	3,4	3,1	4,2
Bohrung 2205/79	Paragonit	Muskovit	Chlorit	Quarz	Sonstige	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Glühverlust
Phyllit 16,8 m	5	40	n.n.	50	5	69,4	18,4	1,2	1,8	0,5	0,4	1,2	3,8	3,3
Phyllit 55,8 m	50	35	5	< 5	5	50,0	32,8	1,5	1,9	0,4	0,8	3,8	4,2	4,5
Phyllit 170,2 m	50	40	5	n.n.	5	49,8	33,1	1,3	2,1	0,3	0,7	3,7	4,4	4,6
Bohrung 2208/79	Paragonit	Muskovit	Chlorit	Quarz	Sonstige	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Glühverlust
Phyllit 42 m	n.n.	35	20	45	n.n.	65,5	17,4	6,8	0,6	0,3	2,1	0,7	3,5	3,2
Phyllit 97,5 m	40	45	10	n.n.	5	47,4	33,9	3,1	1,7	0,3	1,6	3,4	4,2	4,4
Phyllit 127,9 m	20	60	10	n.n.	10	45,6	34,3	2,9	2,0	0,4	1,7	2,3	6,0	4,8

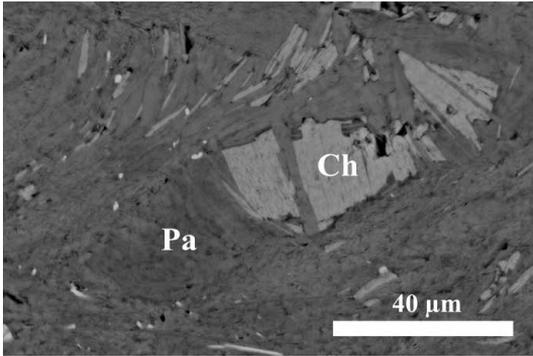


Abb. 18 Paragonit-Chlorit-Blast (Pa/Ch) in einer Muskovit-Paragonit-Chlorit-Matrix.

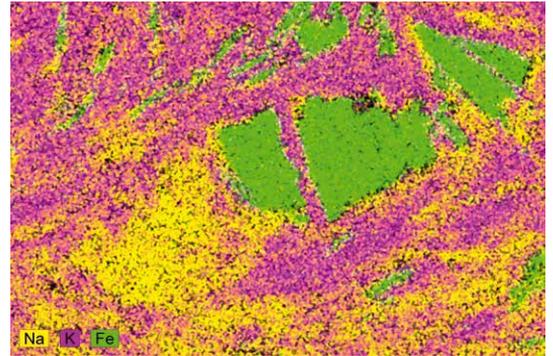


Abb. 19 Elementverteilung von Natrium (gelb, Paragonit), Kalium (magenta, Muskovit) und Eisen (grün, Chlorit) zu Abb. 18.

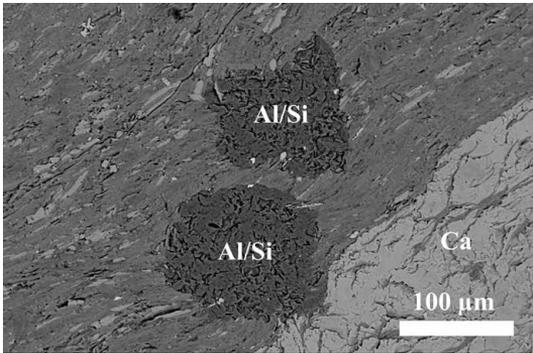


Abb. 20 Aluminiumsilikatblasten (Al/Si) in einer Muskovit-Chlorit-Matrix mit Abscheidungen von Karbonatmineralen (Ca).

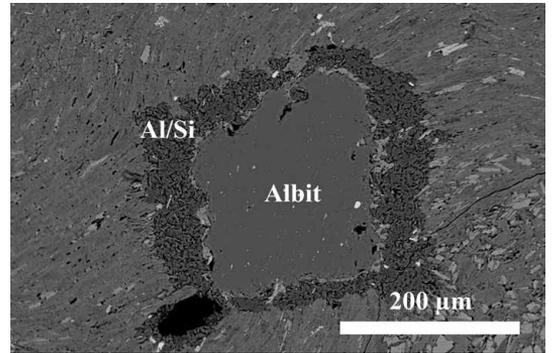


Abb. 21 Albitblast mit einem Reaktionssaum von Aluminiumsilikat (Al/Si).

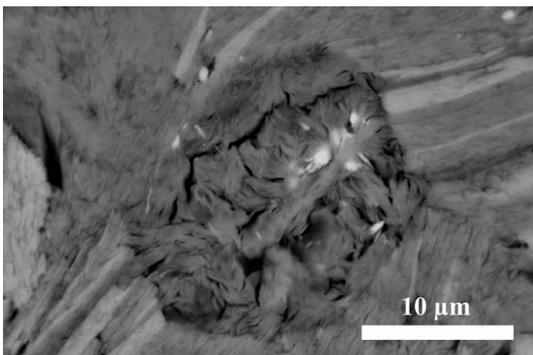


Abb. 22 Aluminiumsilikatblast mit reliktschen Phyllosilikaten (Muskovit, Chlorit).

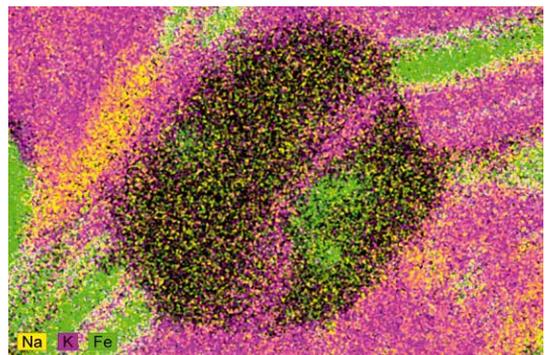


Abb. 23 Elementverteilung von Natrium (gelb, Paragonit), Kalium (magenta, Muskovit) und Eisen (grün, Chlorit) zu Abb. 22, dunkle Flächen nur Aluminium und Silizium.

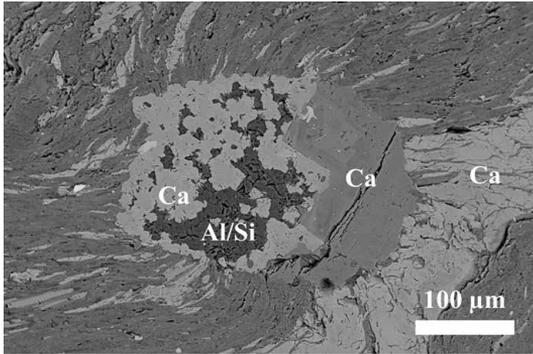


Abb. 24 Reaktion eines Aluminiumsilikatblasts (Al/Si) mit Karbonatmineralen (Ca).

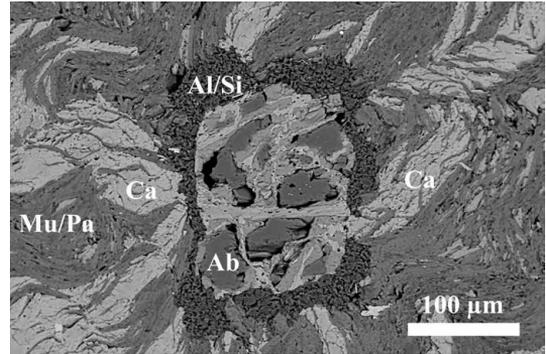


Abb. 25 Relikte eines Albitblasts (Ab) mit Carbonatmineralen (Ca) und einem Reaktionssaum von Aluminiumsilikat (Al/Si) in einer Muskovit-Paragonit-Matrix (Mu/Pa).

stein der Drandorf-Fundgrube zusammengestellt. Analysen an Chloriten waren hier nicht möglich, da die Paragonitlinsen chloritfrei sind.

Die Mischkristallbildung Paragonit/Muskovit kann durch die Berechnung des N_{Pa} -Wertes aus der Beziehung $N_{Pa} = 1 - [K_2O/(K_2O+Na_2O+CaO)]$ charakterisiert werden (HENLEY 1970, EUGSTER et al. 1972, THOMPSON 1974, CHATTERJEE & FROESE 1975, CHATTERJEE & FLUX 1986, GUIDOTTI et al. 1994, BLENCOE et al. 1994, GUIDOTTI & SASSI 1998). Die ermittelten Werte der Mischbarkeit befinden sich für beide Fundorte in jenem Bereich, der für niedrigmetamorphe, grünschieferfazielle Metamorphite als charakteristisch angegeben wird:

- Paragonit Dreihansen-Dittersdorf: 0,89
- Paragonit Drandorf-Fundgrube: 0,93
- Muskovit Dreihansen-Dittersdorf: 0,02
- Muskovit Drandorf-Fundgrube: 0,05

Von den untersuchten Glimmern des Schieferbruches und der Drandorf-Fundgrube weist nur der Muskovit von Dreihansen-Dittersdorf einen etwas höheren Eisengehalt auf (Tab. 2 und 4, $Fe_2O_3 = 4,32\%$, Fe-oktaedrisch = 0,22). Für alle anderen Proben liegen die Werte für Fe-oktaedrisch bei max. 0,09 und für Mg-oktaedrisch bei max. 0,05. Der Muskovit der Phyllite aus dem Schieferbruch wäre dann als ein „etwas eisenreicherer Muskovit“ zu bezeichnen. Echte phengitische Glimmer mit einer oktaedrischen Substitution von Mg-oktaedrisch > 0,3 und Fe-oktaedrisch > 0,3 (NEWMAN 1987) oder auch als Summe Fe/Mg-oktaedrisch > 0,3 (HÖCK 1974) wurden nicht gefunden. Aus den chemischen Analysen der Chlorite kann abgeleitet werden, dass es sich im wesentlichen um eisenbetonte Chlorite handelt (Tab. 2). Im Vergleich mit den von NEWMAN (1987) und von KATAGAS et al. (1991) publizierten Daten für Chlorite kann das Mineral als Ripidolit angesprochen werden.

Tabelle 2 Chemische Zusammensetzung von Paragonit, Muskovit und Chlorit der Paragonitphyllite aus dem Schieferbruch Dreihansen-Dittersdorf (Angaben in Masse-%, MW - Mittelwert aus EDS-Punktanalysen, n - Anzahl der EDS-Punktanalysen, GV - mittlerer Masseverlust der OH-Gruppen bestimmt aus der Thermoanalyse an röntgenographisch reinen Mineralen, Chloritanalysen wasserfrei).

	Paragonit (n = 9)			Muskovit (n = 11)			Chlorit (n = 10)		
	MW	Min.	Max.	MW	Min.	Max.	MW	Min.	Max.
SiO ₂	46,49	46,09	46,76	45,52	43,34	49,97	31,29	28,41	34,96
Al ₂ O ₃	38,72	38,09	39,38	34,88	32,98	36,60	23,51	22,12	26,80
Fe ₂ O ₃	0,60	0,43	0,77	4,32	2,27	7,05	31,03	25,30	35,30
TiO ₂	0,48	0,06	1,04	0,17	0,11	0,27	0,59	0,33	1,28
CaO	0,16	0,09	0,26	0,13	0,11	0,15	0,10	0,02	0,24
MgO	0,40	0,33	0,44	0,48	0,17	0,88	13,19	11,93	14,63
Na ₂ O	7,67	7,45	8,08	0,10	0,01	0,27	0,14	0,02	0,39
K ₂ O	0,99	0,53	1,25	9,89	9,03	10,86	0,17	0,03	0,95
GV	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	---	---	---

Tabelle 3 Chemische Zusammensetzung von Paragonit und Muskovit des Paragonitgesteins der Drandorf-Fundgrube (Angaben in Masse-%, MW - Mittelwert aus EDS-Punktanalysen, n - Anzahl der EDS-Punktanalysen, GV - mittlerer Masseverlust der OH-Gruppen bestimmt aus der Thermoanalyse an röntgenographisch reinen Mineralen).

	Paragonit (n = 9)			Muskovit (n = 10)			Paragonit in Wechsel-lagerung mit Muskovit (n = 5)			Muskovit in Wechsel-lagerung mit Paragonit (n = 5)		
	MW	Min.	Max.	MW	Min.	Max.	MW	Min.	Max.	MW	Min.	Max.
SiO ₂	45,33	43,38	46,03	46,70	45,72	47,76	45,15	44,97	45,94	45,07	42,88	45,27
Al ₂ O ₃	40,40	39,76	41,87	36,77	35,46	38,94	40,51	40,10	40,92	39,95	35,59	40,35
Fe ₂ O ₃	0,14	0,08	0,20	1,84	1,5	2,38	0,11	0,06	0,15	0,85	0,73	0,96
TiO ₂	0,42	0,26	0,74	0,17	0,09	0,25	0,29	0,25	0,37	0,16	0,11	0,19
CaO	0,34	0,16	1,40	0,12	0,09	0,13	0,28	0,23	0,33	0,11	0,10	0,12
MgO	0,39	0,29	0,53	0,54	0,27	0,97	0,46	0,42	0,51	0,16	0,10	0,19
Na ₂ O	7,85	7,06	8,24	0,32	0,11	0,88	7,86	7,53	8,31	0,41	0,24	0,58
K ₂ O	0,64	0,39	0,88	9,04	7,48	9,56	0,86	0,70	0,95	8,78	8,08	9,18
GV	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5

4 Diskussion der Genese

Für die Genese der vorliegenden Mineralasoziation Muskovit-Paragonit-Quarz-Chlorit-Albit-Sillimanit sind grundsätzlich drei Prozesse zu berücksichtigen:

1. Die regionalmetamorphe Entstehung der Phyllite der Lößnitz-Zwönitz-Synklinale, die zur Einheit der niedriggradigen, grünschieferfaziellen Phyllite des Erzgebirges gehören (LP-LT Phyllite Unit) und deren p-T-Bedingungen mit ca. 2 kbar und 450 °C angegeben werden (MINGRAM & RÖTZLER 1999, RÖTZLER & PLESSEN 2010).
2. Eine mögliche kontaktmetamorphe Beeinflussung der Phyllite durch den in der Bohrung 2205/79 bei 1186 m ange-troffenen Granitkörper. Bis in ca. 600 m Entfernung vom Kontakt waren die kontaktmetamorphen Veränderungen in den kristallinen Schiefen makroskopisch durch Knotenbildungen deutlich erkennbar. Hinweise dafür, dass auch die Phyllite davon betroffen sein können, finden sich z. B. bei BADER et al. (2004), FRANZ et al. (2004, 2005).
3. Mineralum- und -neubildungen infolge metasomatischer Prozesse, die von den im Nebengestein zirkulierenden Fluiden des Granits ausgingen. Die polymetallischen Vererzungen im Kuttengrund südlich von Lößnitz können als Anzeiger für die Möglichkeit derartiger Überprägungen gewertet werden (JOSIGER & BAUMANN 1995, BAUMANN et al. 2000, BADER et al. 2004, FRANZ et al. 2004, 2005).

Im Unterschied zu den linsenförmigen Paragonitkörpern der Drandorf-Fundgrube (ULLRICH et al. 1990), deren phyllitische Nebengesteine keinen Paragonit enthalten, sind die Phyllite im Raum Dreihansen-Dittersdorf im hangenden Bereich mit einer Mächtigkeit von ca. 200 m nahezu durchgehend Paragonit führend. Dieser meist fein verteilte, streng in der Schieferung eingeregelt Paragonit (Abb. 6 und 7, Abb. 10 und 11) ist zusammen mit Muskovit synkinematisch bzw. regionalmetamorph entstanden. Die Minerale, aus denen sich Paragonit bilden und in einzelnen Zonen auch in geringmächtigen Lagen oder Schmitzen anreichern konnte, sollten damit ebenfalls fein verteilt im Edukt vorgelegen haben. Hier ergibt sich ein weiterer Unterschied zu den Paragonitgesteinen der Drandorf-Fundgrube, die zwar auch regionalmetamorpher Entstehung sind, aber schon im Edukt als stofflich spezialisierte Linsen (lateritisch-bauxitisches Edukt) und in quarzfreier Paragenese vorgelegen haben.

Der Paragonit ist insbesondere in jenen Gesteinspartien angereichert, die sich durch höhere Al₂O₃-Gehalte bzw. ein höheres Verhältnis von Al₂O₃/(Al₂O₃ + Fe₂O₃ + MgO) auszeichnen (Tab. 1). Das stimmt mit den in der Literatur auch aus anderen regionalen Einheiten bekannten Untersuchungsergebnissen gut überein. Nach FLEHMIG & GEHLKEN (1983) sowie KATAGAS & BALTATZIS (1980) sind Gesteine, die sich durch Aluminiumreichtum und Magnesiumarmut auszeichnen, prädestiniert für eine Paragonitbildung. In den genannten Arbeiten wird eine Paragenese von reinen Aluminium-Illiten mit einer außerordentlich geringen phengitischen Substitution zusammen mit Paragonit oder auch Pyrophyllit beschrieben. In den Metamorphiten mit phengitischen Illiten oder Glimmern wird die Natrium-Komponente in der Regel in die Albite eingebaut, während sie beim Auftreten der Aluminium-Illite Paragonit bildet. Im Hinblick auf das Edukt gehen die Autoren davon aus, dass das Vorkommen der reinen Aluminium-Illite mit Paragonit im engen Zusammenhang mit der primären Ablagerung von aluminiumreichem und magnesiumarmem Detritus steht.

Tabelle 4 Strukturformeln von Paragonit und Muskovit der Paragonitphyllite aus dem Schieferbruch Dreihansen-Dittersdorf und des Paragonitgesteins der Drandorf-Fundgrube (Berechnungsgrundlage Werte in den Tabellen 2 und 3, Methode nach MOORE & REYNOLDS 1997, Kalkulation auf der Basis $O_{10}(OH)_2$, WL - in Wechsellagerung mit Muskovit oder Paragonit).

	Paragonit Dreihansen- Dittersdorf	Muskovit Dreihansen- Dittersdorf	Paragonit Drandorf- Fundgrube	Muskovit Drandorf- Fundgrube	Paragonit (WL) Drandorf- Fundgrube	Muskovit (WL) Drandorf- Fundgrube
tetraedrisch						
Si	2,98	3,03	2,90	3,06	2,89	2,94
Al	1,02	0,97	1,10	0,94	1,11	1,06
oktaedrisch						
Al	1,90	1,77	1,95	1,90	1,95	2,01
Ti	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Fe	0,03	0,22	0,01	0,09	0,01	0,04
Mg	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,02
Zwischenschicht- kationen						
Ca	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
Na	0,95	0,01	0,97	0,04	0,97	0,05
K	0,08	0,84	0,05	0,76	0,07	0,73

Eine Erklärung dafür, dass die stärksten Paragonitanreicherungen fast immer mit einer räumlichen Nähe von Quarz mobilisat verbunden sind, liefert CHATTERJEE (1970, 1971, 1972, 1973). Demnach sind zwei Mineralreaktionen möglich, die beide bei der Paragonitbildung zu einer Mobilisation von Quarz führen:

1. 3 Natrium-Montmorillonit + 2 Albit \leftrightarrow 3 Paragonit + 8 Quarz.
2. 1 Kaolinit + 1 Albit \leftrightarrow 1 Paragonit + 2 Quarz + 1 Wasser.

Die Paragonitgenese vollzieht sich hierbei bei der Regionalmetamorphose über verschiedene Zwischenstufen, v. a. aber über metastabile regelmäßige und unregelmäßige Wechsellagerungsminerale von Smektiten mit Glimmermineralen. Generell wird von verschiedenen Autoren mit steigender Beanspruchung von der Diagenese zur Metamorphose die nachstehende Abfolge angegeben (z. B. FREY 1970, CHATTERJEE 1973, LI et al. 1994):

3. Smektit \rightarrow unregelmäßige Wechsellagerung Illit/Smektit \rightarrow regelmäßige Wechsellagerung Glimmer/Smektit (Rekto-rit) \rightarrow Wechsellagerung Paragonit/Phengit \rightarrow Paragonit.

Die in den Paragonitphylliten beobachtete lagenweise Albitblastese zeigt an, dass die Assoziation Paragonit + Quarz zumindest partiell bis an ihre obere thermische Stabilitätsgrenze belastet wurde. Nach CHATTERJEE (1970, 1972) bildet sich Albit als Zersetzungsprodukt aus dem Paragonit, wobei als weitere Minerale reine Aluminiumsilikate (Andalusit, Sillimanit, Cyanit) entstehen, beispielsweise nach der folgenden Reaktionsgleichung:

4. Paragonit + Quarz \leftrightarrow Albit + Al_2SiO_5 + Wasser.

Eine Aluminiumsilikatphase - wahrscheinlich ist es meist Sillimanit, der sowohl röntgenographisch als auch im Polarisationsmikroskop identifiziert wurde - konnte bei den SEM-EDS-Untersuchungen nachgewiesen werden (Abb. 20 bis 25). Die Entstehung dieser Aluminiumsilikatphase muss jedoch nicht zwangsläufig Produkt der Regionalmetamorphose sein. Es besteht die Möglichkeit, dass die Bildung durch eine spätere kontaktmetamorphe Aufheizung infolge der Intrusion des Granits erfolgt ist, wie sie bei BADER et al. (2004) sowie FRANZ et al. (2004, 2005) für Phyllite aus dem Raum Schwarzenberg-Aue beschrieben wird. Dass es postkinematische Stoffmobilisationen gegeben hat, die von zirkulierenden Fluiden des Granitkörpers ausgingen, zeigen folgende Beobachtungen:

1. Die Aluminiumsilikatphase bildet zwar unregelmäßige Körner in einer Muskovit-Paragonit-Matrix, wird aber oft von karbonatischen, hydrothermalen Mineralisationen (Siderit, Ankerit, Dolomit, Calcit) begleitet oder steht mit diesen direkt in Verbindung (Abb. 20).
2. Albitblasten zeigen teilweise Reaktionssäume der Aluminiumsilikatphase (Abb. 21).
3. Aluminiumsilikatblasten beinhalten reliktsche Phyllosilikate (Muskovit und Chlorit) mit einer noch deutlich erkennbaren Anordnung der Blättchen (Abb. 22 und 23).
4. Reliktische Aluminiumsilikatblasten, die durch Karbonatminerale verdrängt werden (Abb. 24).
5. Reliktische Albitblasten mit einem Reaktionsraum von Aluminiumsilikat und Verdrängungsreaktionen durch Karbonatminerale (Abb. 25).

Die Bedeutung des Paragonitphyllites von Dreihansen-Dittersdorf liegt weniger im Nachweis der beschriebenen verschiedenen Bildungsprozesse, sondern vor allem in der Interpretation seines Edukts. Die vorliegenden Gesteine sind als erneuter Beweis dafür zu werten, dass es auch im Erzgebirge zumindest lokal im Grenzbereich Kambrium/Ordovizium sehr aluminiumreiche Ausgangsgesteine gegeben haben muss, aus denen sich bei der Regionalmetamorphose relativ mächtige Paragonit führende Phyllite bilden konnten. Das wiederum setzt voraus, dass aluminium- und/oder dreischichtsilikatreiche Verwitterungsprodukte im Liefergebiet vorhanden waren oder möglicherweise derartige Verwitterungskrusten direkt das Edukt darstellten.

5 Literatur

- BADER, T.; FRANZ, L. & LAPP, M. (2004): Petrological examination of contact metamorphism in the mica schist unit of the Schwarzenberg-Aue area (western Erzgebirge, Germany). – *Berichte der Deutschen Mineralogischen Ges., Beih. z. Eur. J. Mineral.*, **16**: 1; Stuttgart.
- BAUMANN, L.; KUSCHKA, E. & SEIFERT, T. (2000): Lagerstätten des Erzgebirges: 300 S.; Stuttgart (ENKE im Georg Thieme Verlag).
- BLENCOE, J.G.; GUIDOTTI, C.V. & SASSI, F.P. (1994): The paragonite-muscovite solvus: II. Numerical geothermometers for natural, quasibinary paragonite-muscovite pairs. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**: 2277-2288; Amsterdam.
- CHATTERJEE, N.D. (1970): Synthesis and upper stability of paragonite. – *Contr. Mineral. & Petrol.*, **27**: 244-257; Heidelberg.
- CHATTERJEE, N.D. (1971): Phase equilibria in the alpine metamorphic rocks of the environs of the Dora-Maira-Massif, Western Italian Alps. Part I. – *N. Jahrb. Mineral., Abh.*, **114**: 181-210; Stuttgart.
- CHATTERJEE, N.D. (1972): The upper stability limit of the assemblage paragonite + quartz and its natural occurrences. – *Contr. Mineral. & Petrol.*, **34**: 288-303; Heidelberg.
- CHATTERJEE, N.D. (1973): Low temperature compatibility relations of assemblage quartz-paragonite and the thermodynamic status of the phase rectorite. – *Contr. Mineral. & Petrol.*, **42**: 259-271; Heidelberg.
- CHATTERJEE, N.D. & FLUX, S. (1986): Thermodynamic mixing properties of muscovite-paragonite crystalline solutions at high temperatures and pressures and their geological applications. – *Journal of Petrology*, **27**: 677-693; Oxford.
- CHATTERJEE, N.D., & FROESE, E. (1975): A thermodynamic study of the pseudobinary join muscovite-paragonite in the system $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8 - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. – *American Mineralogist*, **60**: 985-993; Menasha.
- DALMER, K. (1881): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen im Maßstab 1 : 25000, Section Lößnitz, Blatt 126. – 1. Aufl., Herausgegeben vom K. Finanz-Ministerium, Leipzig (in Commission bei W. Engelmann).
- DALMER, K. (1913): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen im Maßstab 1 : 25000, Sektion Lößnitz-Zwönitz, Blatt 126. – 2. Aufl. (bearbeitet von E. Danzig i. J. 1909 und 1910, mit Beiträgen von K. Pietzsch), Herausgegeben vom K. Finanz-Ministerium, Leipzig (in Commission bei W. Engelmann).
- EUGSTER, H.P.; ALBEE, A.L.; BENCE, A.E.; THOMPSON, J.B. & WALDBAUM, D.R. (1972): The two-phase region and excess mixing properties of paragonite-muscovite crystalline solutions. – *Journal of Petrology*, **13**: 147-179; Oxford.
- FLEHMIG, W. & GEHLKEN, P.L. (1983): Zum besonderen Vorkommen reiner Al-IIIite in Tonschiefern und ihrer Paragenese mit Paragonit und Pyrophyllit. – *Fortschritte der Mineralogie*, **61**: 61; Stuttgart.
- FRANZ, L.; LAPP, M. & LEONHARDT, D. (2004): Tectonometamorphic evolution of the mica schist and phyllite units in the Schwarzenberg-Aue area (western Erzgebirge, Germany). – *Berichte der Deutschen Mineralogischen Ges., Beih. z. Eur. J. Mineral.*, **16**: 40; Stuttgart.
- FRANZ, L.; LAPP, M. & LEONHARDT, D. (2005): Reconstruction of the metamorphic evolution of the mica schist and garnet phyllite units in the Schwarzenberg-Aue area (western Erzgebirge, Germany). – *Berichte der Deutschen Mineralogischen Ges., Beih. z. Eur. J. Mineral.*, **17**: 41; Stuttgart.
- FREY, M. (1970): The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis. – *Sedimentology*, **15**: 261-279; Amsterdam.
- GUIDOTTI, C.V.; SASSI, F.P.; BLENCOE, J.G. & SELVERSTONE, J. (1994): The paragonite-muscovite solvus: I. P-T-X limits derived from the Na-K compositions of natural, quasibinary paragonite-muscovite pairs. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**: 2269-2275; Amsterdam.
- GUIDOTTI, C.V. & SASSI, F.P. (1998): Petrogenetic significance of Na-K white mica mineralogy: Recent advances for metamorphic rocks. – *Eur. J. Mineral.*, **10**: 815-854; Stuttgart.
- FREYER, G.; HOTH, K. & SEHNERT, M. (1994): Kenntnisstand bis 1990/91 über die Fossilführung im Bereich des Erzgebirges. – *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, **22**: 555-565; Berlin.
- HARDER, H. (1956): Untersuchungen an Paragoniten und an natriumhaltigen Muskoviten. – *Heidelberger Beitr. Mineral. & Petrogr.*, **5**: 227-271; Heidelberg.

- HENLEY, K.J. (1970): Application of the muscovite-paragonite geothermometer to a staurolithe grade schist from Sulitgelma, North Norway. – *Mineralogical Magazine*, **37**: 693-704; London.
- HENNINGSSEN, D. & KATZUNG, G. (2002): Einführung in die Geologie Deutschlands: 214 S., 6. Auflage; Heidelberg, Berlin (Spektrum Akademischer Verlag).
- HÖCK, V. (1974): Coexisting phengite, paragonite and margarite in metasediments of the Mittlere Hohe Tauern, Austria. – *Contr. Mineral. & Petrol.*, **43**: 261-273; Heidelberg.
- JOSIGER, U. & BAUMANN, L. (1995): Die prävariszischen Sulfidierzlager des Erzgebirges und die Petrographie der mit ihnen assoziierten Metamorphite. – *Freiberger Forschungshefte*, **C 454**: 163-200; Freiberg.
- KATAGAS, C. & BALTATZIS, E. (1980): Coexisting celadonitic muscovite and paragonite in chloritic metapelites. – *N. Jahrb. Mineral., Mh.*, **5**: 206-214; Stuttgart.
- KATAGAS, C.; TSOLI-KATAGAS, P. & BALTATZIS, E. (1991): Chemical Mineralogy and Illite Crystallinity in Low Grade Metasediments, Zarouchla Group, Northern Peloponnesus, Greece. – *Mineralogy and Petrology*, **44**: 57-71; Wien.
- KILLIG, F. (1912): Das Korundvorkommen am Ochsenkopf bei Schwarzenberg in Sachsen. – Inaugural-Dissertation an der Universität Greifswald.
- LI, G.; PEACOR, D.R.; MERRIMAN, R.J. & ROBERTS, B. (1994): The diagenetic to low-grade metamorphic evolution of matrix white micas in the system muscovite-paragonite in a mudrock from Central Wales, United Kindom. – *Clays and Clay Minerals*, **42**: 369-381; New York.
- MINGRAM, B. & RÖTZLER, K. (1999): Geochemische, petrologische und geochronologische Untersuchungen im Erzgebirgskristallin - Rekonstruktion eines Krustenstapels. – *Schriftenreihe für Geowissenschaften*, **9**: 7-80; Berlin.
- MOORE, D.M. & REYNOLDS, R.C. (1997): X-ray diffraction and the identification and analysis of clay Minerals: 378 S.; Oxford (Oxford University Press).
- MÜLLER, H. (1854): Über die Dachschieferbrüche in der Nähe von Lößnitz. – *Jahrbuch für den Berg- und Hüttenmann auf das Jahr 1854*: 190-233, Königl. Bergakademie zu Freiberg (In Commission bei Craz & Gerlach).
- NEWMAN, A.C.D. (1987): Chemistry of Clays and Clay Minerals. – *Mineralogical Society Monograph*, No. **6**: 84-91, Harlow Longman Scientific & Technical.
- PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (2008): Geologie von Sachsen: 537 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. (2005): *Microtectonics*: 366 S.; Berlin Heidelberg (Springer).
- RANK, G.; HOTH, K.; WOLF, P. & KIESSLING, R. (1985): Einschätzung der Paragonitführung im Raum Zwönitz-Schwarzenberg-Schneeberg: 10 S.; Freiberg (VEB GFE Freiberg, unveröff., Archiv des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie).
- RÖTZLER, K. & PLESSSEN, B. (2010): The Erzgebirge: a pile of ultrahigh- to low-pressure nappes of Early Palaeozoic rocks and their Cadomian basement. In: Linnemann, U. & Romer, R.L. (eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia - From Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen*. S. 253-270; Stuttgart (Schweizerbart).
- SAUER, A. (1888): Die Mineral- und Bodenschätze Sachsens in ihrer technischen Bedeutung. – *Zeitschrift des Vereins deutscher Ingenieure*, **33**: 35-38; Berlin.
- SCHULZ, H.; KUTSCHKE, D.; ULLRICH, B. & PLOBNER, M. (1989): Aspekte des Kleinbergbaues auf Industriemineralen in der DDR. – *Neue Bergbautechnik*, **19**: 121-128; Leipzig.
- STÖRR, M. (2010): Freundliche mündliche Mitteilung von Herrn Prof. Dr. STÖRR aus Bad Kissingen: Im Ergebnis von studentischen Kartierungsarbeiten in den 1960er Jahren wurden in einer Reihe von Proben aus dem Gebiet Lößnitz/Zwönitz Paragonitgehalte im 10er Prozent-Bereich nachgewiesen.
- THOMPSON, A.B. (1974): Calculation of Muscovite-Paragonite-Alkali Feldspar Phase Relations. – *Contr. Mineral. & Petrol.*, **44**: 173-194; Heidelberg.
- ULLRICH, B. & KUTSCHKE, D. (1988): Sonderrohstoffe für die Hochdrucksynthese von Superhartwerkstoffen: 98 S.; Dresden (Institut für mineralische Rohstoff- und Lagerstättenwirtschaft, unveröff., Archiv des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie).
- ULLRICH, B. & KUTSCHKE, D. (1991): Die Drandorf-Geviert-Fundgrube an der Morgenleite bei Lauter/Bockau im Westergebirge und ihre Minerale. Teil 1 bis 3. – *Fundgrube*, **27**: 2-10, 11-20, 33-39; Berlin.
- ULLRICH, B. & KUTSCHKE, D. (2011): Zur Geschichte des Schieferbergbaus bei Lößnitz in Sachsen am Nordrand des Erzgebirges. – *Der Anschnitt*, **63**: 168-184; Bochum.
- ULLRICH, B.; KUTSCHKE, D. & MÜLLER, P. (1986): Rohstoffe für die Herstellung von Dichtmaterialien zur HD-Synthese von Superhartwerkstoffen: 157 S.; Dresden (Institut für mineralische Rohstoff- und Lagerstättenwirtschaft, unveröff., Archiv des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie).
- ULLRICH, B.; KUTSCHKE, D.; ERNST, R. & STÖRR, M. (1990): Geologisch-mineralogische Untersuchungen am Paragonitvorkommen der Drandorf-Fundgrube bei Lauter/Bockau (Westergebirge). – *Z. geol. Wiss.*, **18**: 781-799; Berlin.
- WATZNAUER, A. (1967): Ein Klimazeuge aus dem Ordovizium. – *Monatsber. dt. Akad. Wiss.*, **9**: 352-356; Berlin.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Veröffentlichungen des Museums für Naturkunde Chemnitz](#)

Jahr/Year: 2011

Band/Volume: [34](#)

Autor(en)/Author(s): Ullrich Bernd, Kutschke Dieter

Artikel/Article: [Zum Vorkommen von Paragonitphyllit in einem Dachschieferbruch bei Löbnitz \(Löbnitz-Zwönitz-Synklinale, Erzgebirgs-Nordrandzone, Sachsen\) 63-76](#)