Veröffentlichungen
Museum für Naturkunde
Chemnitz | 45 | 2022 | 91–104

Zu Bildungsmechanismen von Erdbrandgesteinen aus der Niederlausitz

Klaus-Jürgen Hünger, Cottbus und Dieter Schwarz, Dresden

Pyrometamorphose als ein Bereich metamorpher Bildungen

Jedwedes Gestein, welches auf der Erdoberfläche ansteht, ist im Ergebnis von drei Hauptbildungsmechanismen entstanden, entweder einem magmatischen Prozess in der Tiefe oder an der Oberfläche, einem Sedimentationsprozess wie beispielsweise Transport, Ablagerung und Diagenese oder einem metamorphen Prozess, der Umwandlung bereits gebildeter Gesteine. Letzterer ist gebunden an das Einwirken erhöhter Temperaturen und/oder erhöhter Drücke. Es laufen somit Veränderungen im Gestein ab durch Umkristallisation unter weitgehender Beibehaltung des festen Zustandes. Die Angabe exakter Temperatur- und Druckbereiche ist dabei nicht einfach möglich, da die metamorphen Prozesse vom Chemismus bzw. vom Mineralbestand des Ausgangsgesteins sowie von der Menge und auch Zusammensetzung eines möglicherweise beteiligten flüssigen oder auch gasförmigen Mediums abhängen. Ursachen für die Temperatur- und Druckerhöhung können vielfältig sein, so dass verschiedene Typen der Metamorphose unterschieden werden. Für die hier betrachtete Fragestellung nach der Bildung der Erdbrandgesteine (EBG) ist dabei insbesondere der Bereich der Kontaktmetamorphose ohne ausgeprägte Druckbeeinflussung interessant.
Als Definition kann aus der Literatur angegeben werden (Marks & Warnecke 2017: 82): *„Kontaktmetamorphose ist eine temperaturbetonte statische Metamorphose (d. h. ohne wesentliche Durchbewegung, ohne Verformung) bei relativ geringem Umgebungsdruck in der direkten Umgebung von Plutonen, die in deutlich kühleres Nebengestein eindringen."*

Abbildung 1 illustriert verschiedene geothermische Gradienten. Der insbesondere für die Bildung von Erdbrandgesteinen maßgebende Temperatur- und Druckbereich ist in der Abbildung bereits eingezeichnet. In einem Temperaturbereich zwischen 200 °C bis über 1000 °C unter Normaldruck finden Prozesse der Pyrometamorphose als Teil der Kontaktmetamorphose statt. Somit sind Übergänge zwischen Pyrometamorphiten und Kontaktmetamorphiten fliesend.

Eine weitere Unterteilung innerhalb der Abb. 1 kann hinsichtlich metamorpher Fazies erfolgen. Konkret lässt sich der Bereich der niedrigen Drücke und mittleren Temperaturen der Hornfelsfazies, dem sich daran anschließenden Bereich hin zu höheren Temperaturen der Sanidinitfazies zuordnen. Nach Matthes & Okrusch (2014) ist der Terminus „Pyrometamorphose" an kontaktmetamorphe Umwandlungen bei normalem bis niedrigem Druck, aber bei Temperaturen von ca. 1000 °C im Zusammenhang mit der Einwirkung basaltischer Schmelzen gekoppelt. Sie schreiben auf S. 355: *„Hier kommt es im Nebengestein zu Schmelzerscheinungen und zur Kristallisation von ausgesprochenen Hochtemperaturmineralphasen. Diese Hochtemperaturmetamorphose ist auch als Pyrometamorphose bezeichnet worden."* Buchit ist z. B. ein pyrometamorph entstandenes Gestein durch solche Kontaktwirkung auf Sandstein. Dabei kommt es zu Frittungen und Glasbildung des tonig-mergeligen Bindemittels. Im Glas können Kriställchen von Spinell, Cordierit und Pyroxen nachgewiesen werden. Wir werden sehen, ob solche Temperaturen bei der Entstehung einiger der untersuchten Erdbrandgesteine tatsächlich vorlagen und ob bezeichnete Minerale nachgewiesen werden können.

Anschriften der Autoren
apl. Prof. Dr. Dr. Klaus-Jürgen Hünger, BTU Cottbus – Senftenberg, Direktor FMPA, Leiter FG Baustoffe und Bauchemie, Konrad-Wachsmann-Allee 11, 03046 Cottbus
Dr. Dieter Schwarz, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie, Sektion Petrographie, Königsbrücker Landstraße 159, 01109 Dresden

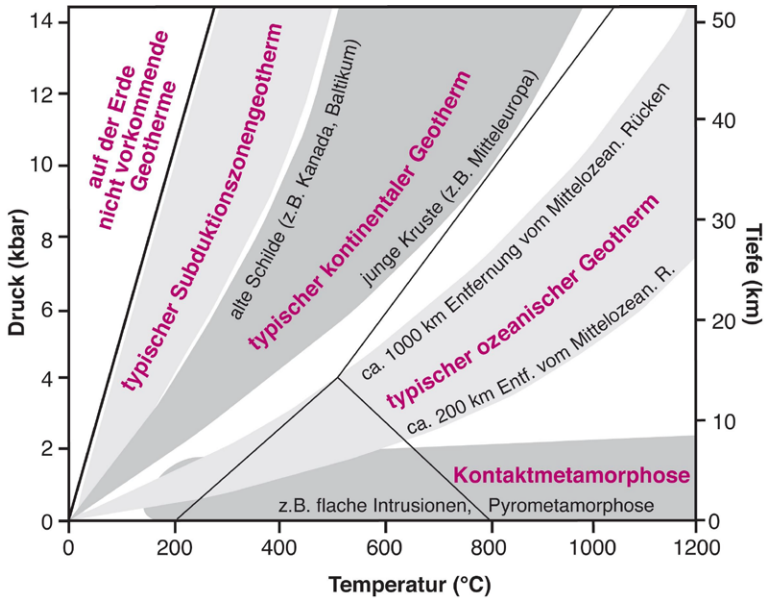

Abb. 1 | Geothermische Gradienten (aus Marks & Warnecke 2017).

Unter den metamorphen Bedingungen werden ursprüngliche Minerale durch Phasenveränderungen infolge chemischer Reaktionen in neue Minerale umgewandelt. Es handelt sich hierbei um Festkörperreaktionen, da die Gesteine nicht aufgeschmolzen werden. Solche Prozesse laufen im Allgemeinen relativ langsam ab, sind diffusionsgesteuert und demnach auch an das Vorhandensein eines Mediums wie z. B. eines Fluids gebunden. Meist steuern die ursprünglichen Minerale das Fluid in Form von Wasser, z. B. Kristallwasser, bei. Es gilt jedoch, dass die neuen, metamorph gebildeten Minerale charakteristisch sind sowohl für entsprechende Metamorphosebedingungen, als auch für das jeweilige Ausgangsgestein. Unbedingt berücksichtigt werden muss dabei jedoch, dass solche metamorphen Umwandlungen durchaus thermodynamisch determiniert sind und letztendlich Gleichgewichtsparagenesen repräsentieren sollten. Auch an dieser Stelle muss bemerkt werden, dass solche Bedingungen bei reinen Brandereignissen von Kohleflözen aufgrund der relativ kurzen Wärmeeinwirkung nicht zwangsläufig immer vorhanden waren.

Bei der Diskussion metamorpher Gesteine sind zwei Fragestellungen wichtig:

1. Welche Arten von Einwirkungen lagen vor? Wie können die Bildungsbedingungen charakterisiert werden?
2. Um welches ursprüngliche Gestein handelt es sich? Kann ein bestimmter Mechanismus angeführt werden?

Diese beiden Fragen sollen im nachfolgenden Beitrag beantwortet werden, um mögliche Mechanismen der Entstehung von Erdbrandgesteinen aus der Region ableiten zu können.

Mögliche Minerale einer Pyrometamorphose

Es erschließt sich sofort der Zusammenhang, dass bestimmte metamorph gebildete Minerale konkrete Stabilitätsbereiche aufweisen, aus denen Bildungsbedingungen nachträglich definiert werden können. Und es sollte möglich sein, aus den metamorphen Mineralen wegen ihrer Struktur und ihres Chemismus Rückschlüsse auf das ursprüngliche Gestein ziehen zu können. Welche Minerale können solche Indikatoren sein?

Abbildung 2, angepasst auf den Prozess der Pyrometamorphose und eigentlich für die Kontaktmetamorphose entwickelt (Marks & Warnecke 2017), gibt ein anschauliches Bild des Einwirkungsherdes eines brennenden Kohleflözes auf das umliegende Gestein.
Bei der Kontaktmetamorphose dient als Wärmequelle ein erstarrter Pluton, der im Bereich der Kontaktzone auf das umgebende Nebengestein einwirkt. Für die Pyrometamorphose, ausgelöst durch einen Kohleflözbrand, dient als Wärmequelle die brennende Kohle, wodurch Temperaturen von einigen 100 °C erreicht werden können. Die eingezeichnete Bewegung des Fluids wird durch das umgebende, metamorph geprägte Gestein bzw. die Gesteinsschichten knapp unter der Oberfläche realisiert.

Der Mineralbestand von pyrometamorphen Gesteinen ist von mehreren Faktoren abhängig (Marks & Warnecke 2017): Größe und Ausdehnung der Wärmequelle, Art des Ausgangsgesteins, Entfernung zur Wärmequelle, Anwesenheit von Fluiden, Intensität von chemischen Austauschprozessen.

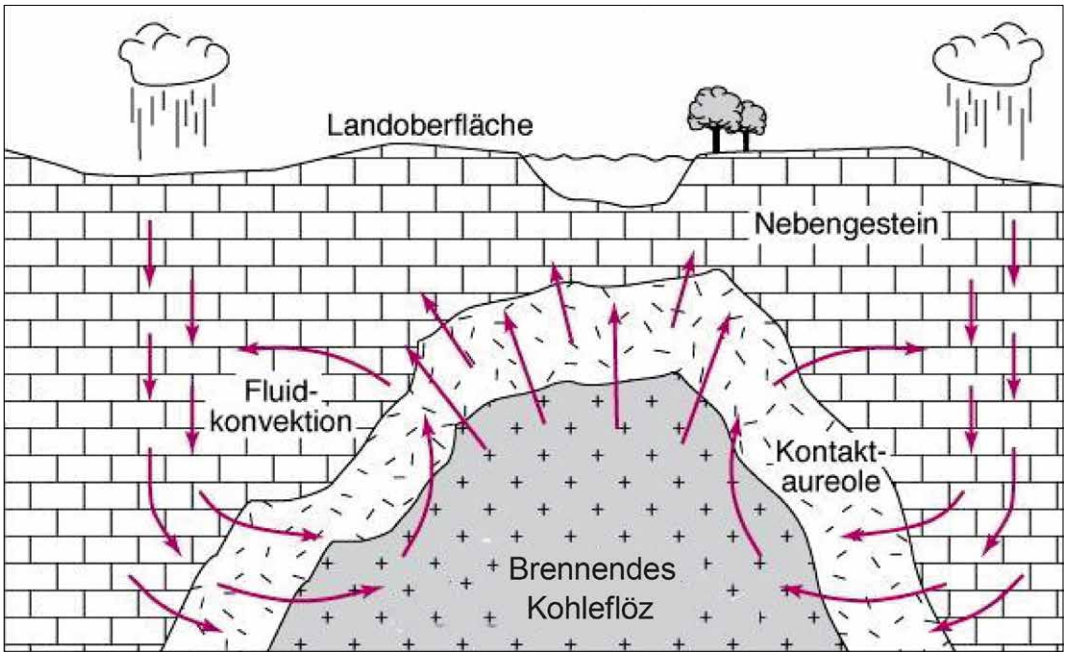

Abb. 2 | Darstellung eines Brandherdes und Auswirkungen auf das umgebende Gestein.

In diesem Zusammenhang erschließt sich auch der Begriff des sogenannten „Porzellanfelses", der in der Literatur für Erdbrandgesteine häufig zu finden ist (Grosser 1935). Fels ist ebenfalls ein Begriff aus der Kontaktmetamorphose und betrifft ein massiges, nicht geschiefertes metamorphes Gestein wie z. B. Hornfels. Das Gefüge solcher „Felse" ist wegen der relativ kurzen Kristallisationsdauer oft sehr feinkörnig, die Minerale somit mit bloßem Auge, aber auch unter dem Mikroskop, meist nicht eindeutig zu bestimmen.

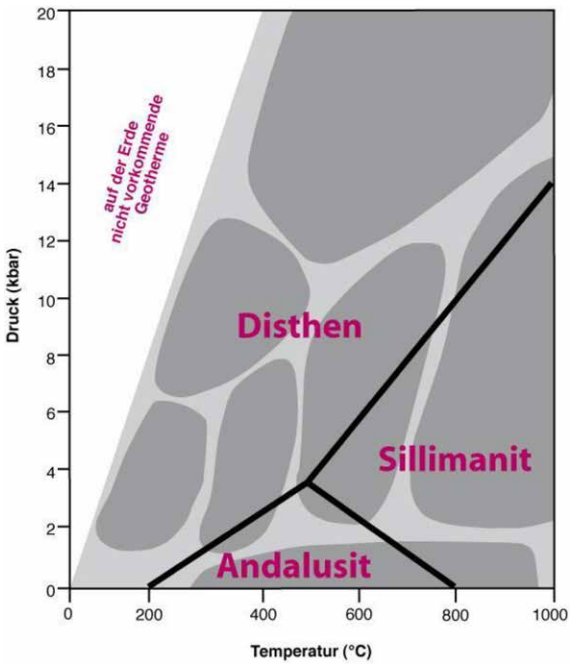

Abb. 3 | p-T-Diagramm und Stabilitätsfelder der Aluminiumsilikate (Marks & Warnecke 2017).

Wichtig für die in solchen „Felsen" auftretenden Minerale ist insbesondere die Mineralgruppe der Aluminiumsilikate, insbesondere Andalusit und Sillimanit, die den gleichen Chemismus, aber unterschiedliche Bildungsbedingungen repräsentieren.

Disthen ist für die hier anzustellenden Betrachtungen uninteressant, aber Andalusit und Sillimanit können sich bilden unter Bedingungen, wie sie auch bei der Pyrometamorphose auftreten (Abb. 3). Unter Normaldruck liegt reiner Andalusit bis ca. 800 °C vor, darüber Sillimanit, so dass möglicherweise die Existenz solcher Minerale auf den Temperaturbereich der Bildung von Erdbrandgesteinen hinweist.
Weitere, durchaus wichtige metamorphe Minerale sollen an dieser Stelle erst einmal nur aufgezählt werden, bei den einzelnen Erdbrandgesteinen wird detaillierter auf mögliche Bildungen eingegangen.
Zu nennen wären: Amphibole, Pyroxene, Chlorit bzw. Chloritoid, Zoisit und Cordierit. Erwähnt werden sollen auch typische Minerale der Sanidinitfazies: Cordierit, Mullit, Sanidin, Cristobalit/Tridymit (oft in Quarz umgewandelt) und Glas. Auch Spinell passt hier hinein.

Wie bei den metamorphen Gesteinen generell können die Ausgangsgesteine für die Bildung der Erdbrandgesteine äußerst vielfältig sein, sind aber, da die Prozesse mehr an der Erdoberfläche oder nur wenige 100 m darunter ablaufen, meist den tonhaltigen Sedimentgesteinen zuzuordnen.

Untersuchungen an Erdbrandgesteinen aus dem Gebiet des ehemaligen Braunkohlen-Tagebaus Klettwitz-Nord

Die Lage der ehemaligen Braunkohlen-Tagebaue Kleinleipisch, Klettwitz und Klettwitz-Nord nördlich von Lauchhammer mit den im Beitrag nachfolgend angesprochenen und hier markierten Ortschaften Bergheide (1) westlich von Sallgast und Wischgrund (2) westlich von Kostebrau ist Abb. 4 zu entnehmen.

Im nördlichen bis östlichen Uferbereich des neu im Entstehen begriffenen Bergheider Sees (ehemaliger Tagebau Klettwitz/Nord) sind Gesteinsbruchstücke zu finden – regellos im Lockersediment verteilt. Unterschieden durch ihre Färbung sind drei von diesen Erdbrandgesteinen Gegenstand der nachfolgend durchgeführten Untersuchungen und Diskussionen.
Die mineralogische Zusammensetzung der drei aus dem Tagebau Klettwitz-Nord untersuchten Erdbrandgesteine (Zuordnung zur Fundstelle Bergheide) veranschaulicht Tabelle 1.

Tabelle 1 | Ergebniszusammenstellung der wichtigsten und für die weitere Diskussion relevanten Mineralphasen für Erdbrandgesteine (EBG) aus Bergheide (aus Hünger & Schwarz 2021)

	P1 Bergheide weiß	P2 Bergheide gelb	P3 Bergheide rot	Fehler [%]
Amorph	45	3	13	10
Cristobalit		4	6	2
Illit	27			10
Mullit		18	39	9
Quarz	23	52	20	2
Sillimanit		7		3
Spinell		5	11	1
Zusammensetzung amorphe Phase	Al_2O_3: 50% SiO_2: 50%	Al_2O_3: 36% SiO_2: 38% K_2O: 26%	Al_2O_3: 3% SiO_2: 79% K_2O: 18%	

Mit fast 50 Masse-% amorpher Bestandteile, ca. 25 Masse-% Quarz und ca. 25 Masse-% Illit hat die Probe P1 eine recht einfache Zusammensetzung. Die beiden anderen Proben sind demgegenüber wesentlich komplexer zusammengesetzt und enthalten Minerale, die durchaus weitere Indikatoren für Bildungsbedingungen sein können. Wichtig für die Diskussion ist die Zusammensetzung der amorphen Phase der jeweiligen Probe. Die letzten beiden Zeilen in Tabelle 1 geben den Chemismus und die molaren Verhältnisse der Elemente Al, Si und K an. Die Probe P1 hat eine nahezu reine aluminium- bzw. alumosilikatische Zusammensetzung. Das Verhältnis Al/Si ist ungefähr 1, was unter Berücksichtigung eines evtl. Messfehlers auf ein Alumosilikat hinweist. Der im Gesamtgestein P1 nachweisbare Kaliumgehalt kann nahezu vollständig dem kristallinen Mineral Illit zugeordnet werden.
Ähnlich sieht es bei Probe P2 aus, das Verhältnis Al/Si im amorphen Anteil ist ebenfalls ca. 1, jedoch kommt hier Kalium hinzu. Kalium kann bei dieser Probe nicht durch Tonminerale oder eventuell auch Feldspäte abgedeckt werden. Der wesentliche Unterschied zur Probe P1 besteht jedoch im Gehalt an amorphen Bestandteilen; dieser beträgt bei Probe P2 gerade einmal 3 Masse-%.
Im Gegensatz zu den genannten beiden Proben besteht die amorphe Phase bei Probe P3 nahezu aus SiO_2 und geringen Anteilen Kaliumoxid. Sie stellt somit ein amorphes Kaliumsilikat dar.
Unter welchen Bedingungen können sich diese drei Erdbrandgesteine gebildet haben? Was waren die ursprünglichen Gesteine, die der Pyrometamorphose unterworfen worden sind?

EBG P1: Das Ausgangsgestein dürfte ein Tongestein mit kaolinitisch/illitischer Zusammensetzung gewesen sein. Diese Annahme ergibt sich einerseits aus dem Nachweis von Illit im Metamorphose-Produkt, andererseits deutet

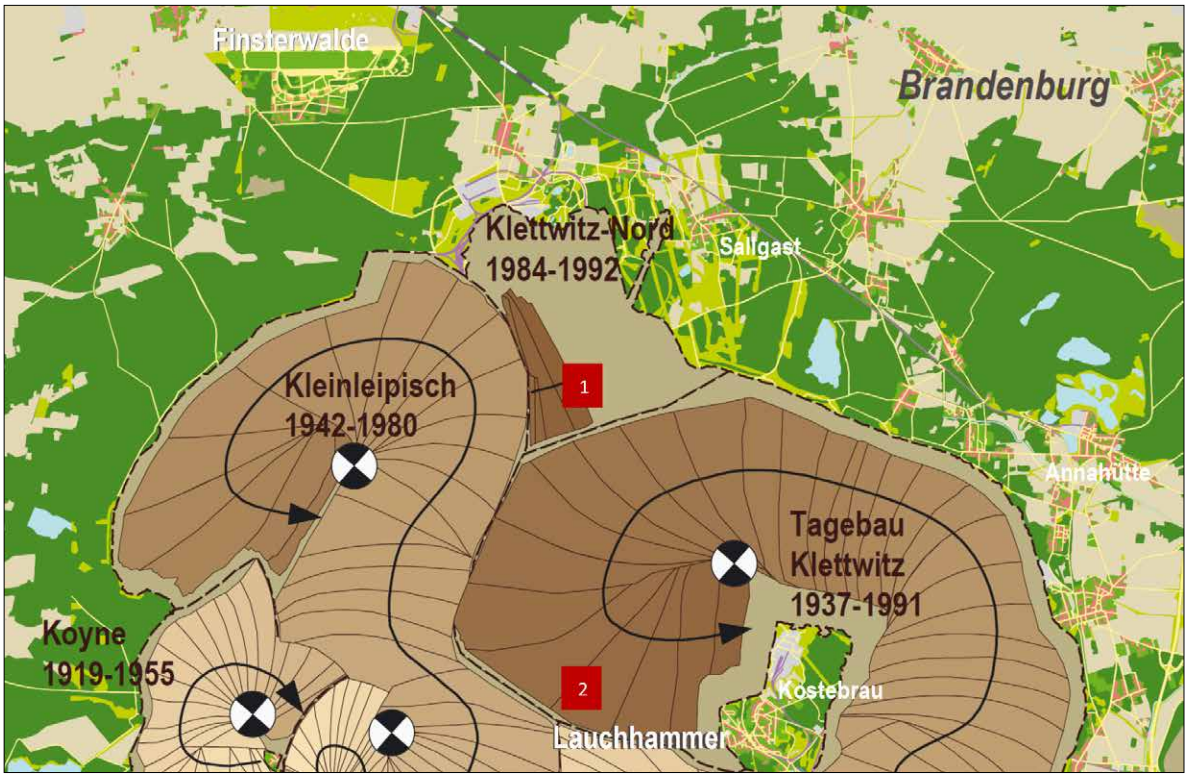

Abb. 4 | Gebiete der ehemaligen Braunkohlen-Tagebaue Kleinleipisch/Klettwitz und Klettwitz-Nord (Kartenmaterial aus LMBV 2018) im Landkreis Oberspreewald - Lausitz des Bundeslandes Brandenburg.

die Zusammensetzung der amorphen Phase, insbesondere das Verhältnis Al/Si darauf hin, dass ein noch aluminiumreicherer Ton neben Illit vorlag. Mit diesem Chemismus kann das nur Kaolinit sein. In Summe waren sicherlich ca. 80 % Tonmineralsubstanz, Kaolinit+Illit, im ursprünglichen Gestein enthalten. Der Rest war Quarz, der mit ca. 20 % auch im Metamorphose-Produkt nachweisbar ist.
Bei moderaten Temperaturen (bis ca. 650, maximal 700 °C) und unter Normaldruck ist es zur Bildung von Metakaolin, einer aluminiumsilikatischen/alumosilikatischen amorphen Phase gekommen. Die Temperatur kann nicht wesentlich höher gewesen sein, da Illit, der sich beginnend bei ca. 800 °C zersetzt, noch nachgewiesen werden kann. Ausgangsgestein des EBG P1 ist somit ein quarzhaltiges Tongestein aus ca. 50 % Kaolinit, 30 % Illit und 20 % Quarz, welches beim Brand des Kohleflözes einer Temperatur von ca. 650 °C ausgesetzt war. Die Natur hat hierbei den Bereich der Bildung von Metakaolin nachgestellt und einen reaktiven Zusatzstoff für Beton oder auch für Geopolymere gebildet.

EBG P2: Hauptbestandteil ist hier Quarz mit ca. 50 %; daneben tritt als weiterer Hauptbestandteil erstmals Mullit mit ca. 20 % auf. Cristobalit, Sillimanit und sogar Spinell sind zu jeweils ca. 5 % enthalten, alle drei letztgenannten Minerale liegen außerhalb des Fehlerbereiches von 2–3 Masse-%.
Bei der Diskussion hinsichtlich einer möglichen Zusammensetzung des ursprünglichen Gesteins wird von der Annahme ausgegangen, dass es sich ebenfalls um ein Tongestein wie in Probe P1 handelt. Diese Annahme ergibt sich insbesondere aus der geologischen Situation, auf die im weiteren Verlauf des Beitrages noch eingegangen wird. Im Unterschied zu P1 wurden im Metamorphosegestein Mullit, Sillimanit und Cristobalit nachgewiesen, worauf sich die weiteren Überlegungen konzentrieren.
Welche Reaktionspfade zur Bildung von Mullit können unter diesen Voraussetzungen diskutiert werden?
A) aus reinem Kaolinit:

Kaolinit	1000 °C	Mullit		amorph		entweicht
$2[Al_2O_3*2SiO_2*2H_2O]$	→	$2Al_2O_3*SiO_2$	+	$3SiO_2$	+	$4H_2O$

(somit unter Bildung von amorphem SiO_2, eventuell auch geringe Mengen an Cristobalit?)

B) aus reinem Illit:

Illit **Mullit** **Glasphase**

$2[0{,}5K_2O*1{,}5Al_2O_3*3SiO_2] \rightarrow 2Al_2O_3*SiO_2 + K_2O*Al_2O_3*5SiO_2$

(unter Bildung einer amorphen Phase aus einem Kaliumaluminiumsilikat).

Unter Berücksichtigung bestimmter Anteile an Kaolinit und Illit im ursprünglichen Gestein lässt sich die metamorphe Bildung von Mullit aus einer Mischung von ca. 4/5 Kaolinit zu 1/5 Illit darstellen.

Kaolinit **Illit** **Mullit** **Glasphase**

C) $2[Al_2O_3*2SiO_2*2H_2O] + 0{,}5[0{,}5K_2O*1{,}5Al_2O_3*3SiO_2] \rightarrow 2Al_2O_3*SiO_2 + 0{,}25[K_2O*Al_2O_3*10SiO_2] +$

Sillimanit **Cristobalit**

$0{,}5[Al_2O_3*SiO_2] + 1{,}5SiO_2$

Sillimanit wird röntgenografisch bestimmt. Seine Bildung, die ebenfalls an deutlich erhöhte Temperaturen im Bereich von 1000 °C bei Normaldruck gebunden ist, kann aus dem Reaktionspfad C ebenfalls erklärt werden. Auch Cristobalit ist ein Indikator für Temperaturen über 1000 °C, und letztendlich auch Spinell. Letzterer setzt als Quelle ein magnesiumhaltiges Mineral voraus. Hierbei könnte es sich um Serpentin handeln, welches in sehr geringen Anteilen z. B. in der Tonmineralfraktion mit anwesend war. Hinweise aus den Analysen wurden jedoch nicht gefunden.
Aus der stöchiometrisch ausgeglichenen Reaktionsgleichung C ergibt sich als Mineralbestand im Pyrometamorphit P2:

Tabelle 2 | Phasenbestand der Probe P2 gemessen und aus dem Metamorphosepfad C berechnet

	P2 (gemessen)	Fehler der Messung [%]	P2 (berechnet)
Amorph	3	10	15
Cristobalit	4	2	7
Mullit	18	9	20
Quarz	52	2	52
Sillimanit	7	3	6
Spinell	5	1	5
Zusammensetzung amorphe Phase	Al_2O_3: 36% SiO_2: 38% K_2O: 26%		Al_2O_3: 13% SiO_2: 75% K_2O: 12%

Bis auf den SiO_2-Gehalt in der amorphen Phase ist die Übereinstimmung unter Berücksichtigung des bei der Analyse angegebenen Fehlers überraschend gut.
Nimmt man Pfad C, so lässt sich hieraus sowohl die Bildung von Mullit, als auch von Sillimanit, Cristobalit und der amorphen Phase erklären. Hieraus ist zu schlussfolgern, dass das Ursprungsgestein des Pyrometamorphits P2 quarz- und kaolinitreicher war als P1, es jedoch nachweislich höheren Temperaturen von ca. 1000 °C ausgesetzt war. Möglicherweise zeigt P2 bereits den Übergang zur Pyrometamorphose aufgrund eines direkten Kontaktes zum anstehenden brennenden Kohleflöz an.

EBG P3: Hauptbestandteil hier ist Mullit mit ca. 40 %, daneben liegt Quarz vor mit ca. 20 %. Es haben sich im Vergleich zur Probe P2 die Verhältnisse Quarz/Mullit umgekehrt. Sillimanit ist ebenfalls nachweisbar, auch die anderen Mineralphasen wie z. B. Cristobalit mit ca. 6 Masse-% und Spinell mit ca. 11 Masse-% sind vorhanden. Aus diesen Messergebnissen kann geschlussfolgert werden, dass der gleiche Bildungsmechanismus wie bei Probe P2 abgelaufen sein dürfte. Jedoch muss sich das Verhältnis der Tonminerale Kaolinit zu Illit verändert haben, da als amorphe Phase nahezu ein reines Kaliumsilikat vorhanden ist. Auch der eingewirkte Temperaturbereich von ca. 1000 °C ist anzusetzen. Die rötliche Färbung resultiert aus der erhöhten Eisenoxidkonzentration, die sich im Gehalt an Hämatit bzw. anderen eisenhaltigen Mineralen widerspiegelt. Ein stöchiometrischer Ausgleich ergibt jedoch, dass im ursprünglichen Gestein eine weitere Aluminiumoxidquelle vorhanden gewesen sein muss. Im

Zusammenhang mit der rötlichen Färbung und dem damit anwesenden Eisenoxid könnte es sich um Tonerde (Al_2O_3) handeln.

Kaolinit **Illit** **Serpentin** **Tonerde**

D) $1{,}5[Al_2O_3*2SiO_2*2H_2O] + 0{,}5[0{,}5K_2O*1{,}5Al_2O_3*3SiO_2] + 0{,}25[2MgO*2SiO_2*2H_2O] + 1{,}5Al_2O_3 \rightarrow$

Mullit **Glasphase** **Sillimanit** **Cristobalit** **Spinell**

$1{,}5[2Al_2O_3*SiO_2] + 0{,}025[10K_2O*Al_2O_3*100SiO_2] + 0{,}25[Al_2O_3*SiO_2] + 0{,}75SiO_2 + 0{,}5[MgO*Al_2O_3]$

Der etwas erhöhte Magnesiumgehalt dieser Probe, resultierend aus dem Serpentin, greift parallel bei hohen Temperaturen den Teil des Al_2O_3 aus der Tonerde ab und bildet Spinell, immerhin nahezu 10 Masse-%, was hinsichtlich der Ausbildung der amorphen Phase zu einer deutlichen Reduzierung des Al_2O_3-Gehaltes geführt hat. Aus diesen Berechnungen ergibt sich, dass bei Probe P3 der zusätzliche Input aus einer Tonerde notwendig ist, um die hohen Mengen an Spinell erklären zu können. Bei Probe P2, aufgrund des geringeren Gehaltes an Spinell, ist die Korrektur durch zusätzliche Tonerde im ursprünglichen Gestein im Fehlerbereich, kann aber natürlich auch dort mit berücksichtigt werden.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass es sich bei den Erdbrandgesteinen des Bereiches Klettwitz/Nord bzw. Bergheide um pyrometamorph umgewandelte Sedimentgesteine handelt, die aus Kaolinit, Illit, Serpentin – später im Text diskutiert und durch Montmorillonit ersetzt – Tonerde und Quarz bestanden haben. Die Anteile der einzelnen Minerale sind im ursprünglichen Gestein unterschiedlich gewesen (P1 – 50 % Kaolinit, 30 % Illit, 20 % Quarz, P2 – erhöhter Quarzanteil von bis zu 50 % und etwas anderes Mischungsverhältnis der Tonminerale untereinander, P3 – anderes Mischungsverhältnis zwischen Kaolinit und Illit und zusätzlich Serpentin und Tonerde). Der wesentliche Unterschied zwischen der Probe P1 und den beiden Proben P2 und P3 ist die eingewirkte Temperatur. P1 war gerade einmal ca. 650–700 °C ausgesetzt, die beiden anderen ca. 1000 °C, evtl. sogar ein wenig mehr).
Demnach lag das Gestein der Proben P2 und P3 nahe dem Brandherd, P1 offensichtlich weiter entfernt.
Tabelle 3 fasst die für den Bereich des ehemaligen Tagebaus Klettwitz-Nord erstellten Metamorphosemechanismen in einer Bilanzaufstellung Ausgangsgestein – Erdbrandgestein zusammen.

Tabelle 3 | Bilanzierungen für die Gesteine des Tagebaus Klettwitz-Nord

ursprüngliches Gestein [Masse-%]					pyrometamorphes Gestein [Masse-%]						
Kao	Serp	Illit	$(Al,Fe)_2O_3$	Qu	Mullit	amorph	Sillim	Crist	Spin	Illit	Qu
Erdbrandgestein P1											
52	-	25	-	23	-	49	-	-	-	28	23
Erdbrandgestein P2											
28	3	12	5	52	17	12	8	6	5	-	52
Erdbrandgestein P3											
35	7	19	18	20	39	15	8	6	10	-	20

Diskussion der Ergebnisse

Es können Reaktionspfade für die drei untersuchten Erdbrandgesteine im Gebiet des Tagebaus Klettwitz-Nord angegeben werden. Eine Diskussion soll von zwei Seiten aus erfolgen. Einerseits muss die Frage beantwortet werden, ob die postulierten ursprünglichen Gesteine bzw. Minerale überhaupt in den das Kohleflöz umgebenden Schichten aus geologischer Sicht vorkommen. Und die 2. Frage muss sich darauf konzentrieren, ob die nachgewiesenen Minerale in den Erdbrandgesteinen sich hätten bilden können.
Zur Geologie des ehemaligen Kohlefeldes Klettwitz-Nord haben sich Gröschke & Schwarz (2005) geäußert. Hintergrund ist nicht die Zuordnung der Region zu geologischen Entstehungsbereichen, sondern die Frage, welche Gesteine bzw. darin vorkommende Minerale einer Pyrometamorphose ausgesetzt waren.
Von den ehemals großflächigen präglazialen Ablagerungen verschiedener Kiessandhorizonte in der Niederlausitz sind durch eiszeitliche Erosionen nur noch Reste in Form **tertiärer Hochflächen** übrig geblieben, so auch die

Klettwitzer Hochfläche. Der extensive Braunkohlebergbau der letzten 150 Jahren zerstörte diese Hochflächen ein weiteres Mal, so dass heute nur noch vereinzelte Relikte von der ursprünglichen Hochfläche im Bereich der Ortschaft Kostebrau sowie im Kohlenfeld Klettwitz-Nord erhalten geblieben sind.

Die geologischen Verhältnisse im Bereich der Klettwitzer Tertiärhochfläche wurden zuletzt im Rahmen der Erkundung des Kohlenfeldes Klettwitz-Nord Ende der 1980er Jahre umfassend untersucht und dargestellt. Das Grundgebirge gehört zum Bernsdorfer Teilblock der Lausitzer Antiklinalzone und wird von Grauwacken, Argilliten und Schluffsteinen der oberproterozoischen Kamenzer Serie gebildet. Das känozoische Deckgebirge besteht aus tertiären Bildungen der Cottbus-, Spremberg-/Möllin-, Brieske- und Rauno-Formation sowie aus quartären Sedimenten. Anhand lithostratigraphischer Untersuchungen kann die Schichtenfolge der Klettwitzer Tertiärhochfläche wie folgt beschrieben werden. Der 1. Lausitzer Flözkomplex (Klettwitz-Schichten) ist von einer großen faziellen Veränderlichkeit geprägt. Es können bis zu fünf Flözbänke ausgehalten werden. Die größten Flözmächtigkeiten treten in Bereichen mit ungespaltener Flözbildung auf. Bei Drochow erreichen die Flözbänke 2 bis 5 zusammen über 20 Meter.

Die Liegendsande des 1. Lausitzer Kohleflözes gehören faziell zum Jüngeren Lausitzer Schuttfächer und erreichen Mächtigkeiten von über 20 m. Die grauen und bräunlichgrauen Fein- und Mittelsande sind vor allem im Basisbereich grobsandiger und enthalten geringe Anteile an Fein- und Mittelkies. Die Sande bestehen vor allem aus **Quarz** und untergeordnet aus **hellem Feldspat** mit unterschiedlichem Rundungsgrad. Im Hangenden treten verstärkt dunkelgraubraune Schlufflagen auf.

Über dem 1. Lausitzer Flözkomplex folgt ein **Kiessand-/ Flaschentonhorizont** (Mühlrose-Schichten). Er wird im basalen Bereich von einer durchschnittlich ca. 5 m mächtigen Kiessandlage gebildet. Dabei handelt es sich überwiegend um schlecht sortierte Mittel- und Grobsande mit unterschiedlichem Kiesanteil. Im hangenden Profilabschnitt tritt eine weitere Kiessandlage auf. Zwischen den beiden Kiessandlagen ist ein **Flaschtonhorizont** weit verbreitet. Diese Tone und Schluffe können mehrere Meter mächtig werden und erreichen im Mittel ca. 2,3 m. In Teilbereichen werden sie faziell durch schluffige Feinsande ersetzt (Abb. 5).

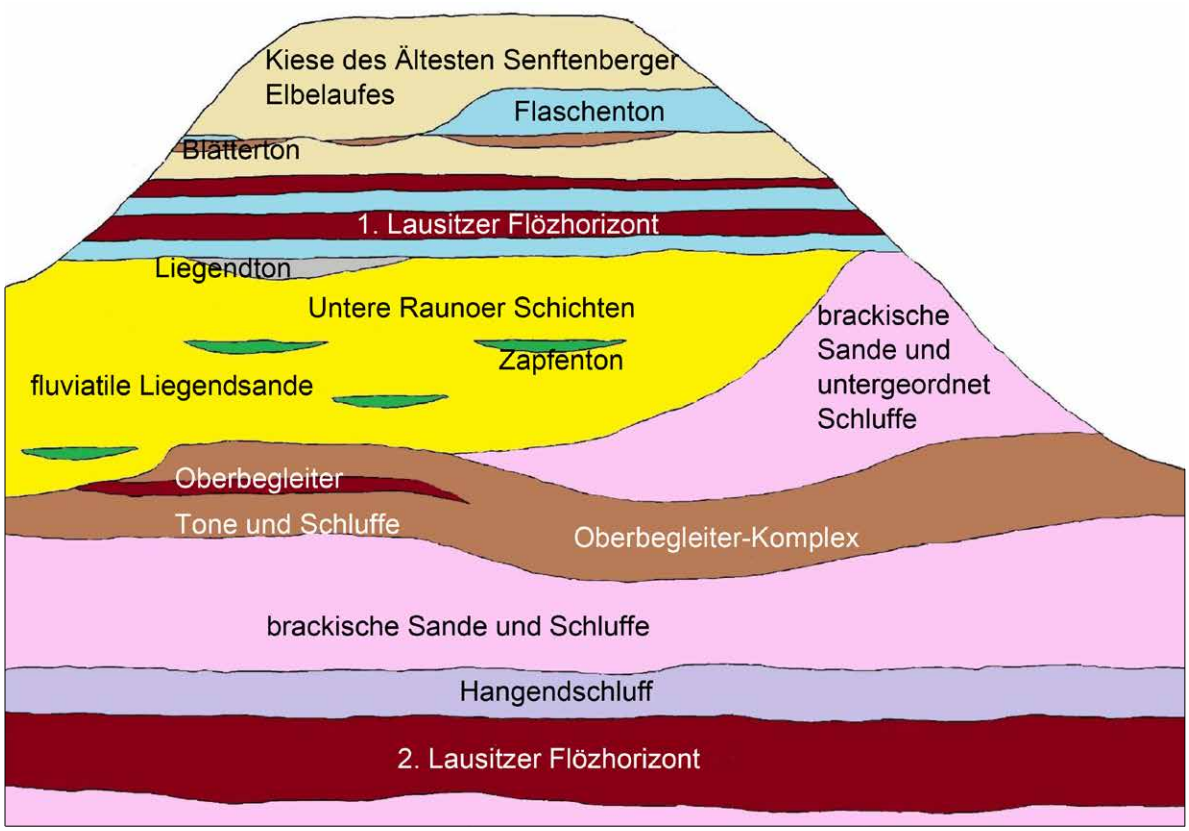

Abb. 5 | Schematisches Profil vom Südteil der Klettwitzer Tertiär-Hochfläche (aus Striegler 2017).

Für die in diesem Beitrag zu diskutierende Fragestellung nach den ursprünglichen Gesteinen, die einer Pyrometamorphose hätten unterworfen werden können, ist Abb. 5 wichtig und einleuchtend. Im unmittelbaren Bereich oberhalb des 1. Lausitzer Kohleflözes stehen Tone an – die Blättertone und die Flaschentone. Weitere, Information zur Schichtenfolge und zu den Tonschichten liefert Striegler (2017: 5): *„Der Blätterton von Wischgrund z. B. strich am Südhang der Klettwitzer Hochfläche aus. Er wurde in einer Tongrube nördlich des Ortsteils Wischgrund der Gemeinde Kostebrau in den 1930er Jahren zur Ziegelproduktion abgebaut. Er war 5,50 m über dem 1. Lausitzer Flözhorizont in eine Kies-Sand-Serie eingeschaltet, die auch über dem Blätterton in einer Mächtigkeit von 6,50 m aufgeschlossen war. Das Tonflöz, zu dem der Blätterton von Wischgrund gehörte, war mindestens 80 m horizontal verbreitet und erreichte eine maximale Mächtigkeit von 2,82 m."*

Neben dem Blätterton von Wischgrund existierten lt. Striegler weitere limnische Tonlinsen, z. B. auch der ca. 4 km nördlich vom Wischgrund gelegene Blätterton von Bergheide. Er war im Tagebau Klettwitz im Bereich einer Arbeitsebene mindestens 50 m verbreitet. In Bergheide, Fundstelle 2 (nach Striegler 2017) betrug der Abstand zum 1. Lausitzer Flözhorizont im Liegenden 7,75 m. Bergheide, Fundstelle 1 befand sich am Fuße der obersten Abraumböschung, wo folgende Schichtenfolge aufgeschlossen war (Abb. 6, Striegler 2017):
2,50 m **Kies**, grau bis weiß, mit vielen Quarzen
1,50 m **Mittel-** und **Grobsand**, gelb bis ockerfarben, horizontal geschichtet, mit Kiesbänken
4,00 m **Flaschenton**, hell blaugrau
0,70 m **Blätterton**, olivbraun (im Tümpelinnern) bis schokobraun (Basis und Ränder), mit Schluff- und Feinsand-Bändern.
Der Flaschenton im Hangenden des Blättertons war mehrere Hundert Meter verbreitet und erreichte an der Böschung von Bergheide eine Mächtigkeit von mindestens 6 Meter. Aufgrund seiner Qualität und weiten Verbreitung wurde er im Vorfeld des Tagebaus als Rohstoff gesondert gewonnen.

Aus Abb. 6 ist ersichtlich, dass ein Flözbrand unmittelbar auf die umgebenden Flaschentonschichten eingewirkt haben muss. Der direkte Kontakt (P2/P3), aber auch der indirekte Kontakt durch Wärmeübertragung durch die Kiesschicht ist nachvollziehbar. Die sich hieraus ergebenden Temperaturunterschiede zwischen den Proben P1 (650–700 °C) und P2 bzw. P3 (nahe 1000 °C) können erklärt werden.
Hinsichtlich der chemischen und insbesondere mineralogischen Zusammensetzung solcher Tone der Raunoer Folge, jedoch aus dem Tagebau Nochten, gibt eine Arbeit von Wüstrich, Fischer & Hüttl (2002) Auskunft. Sie untersuchten verschieden Tonhorizonte und diskutierten die bodenökologischen Eigenschaften der verschiedenen Flaschentone. Danach besteht der Nochtener Flaschenton aus 20,7 % Quarz, 71,7 % Kaolinit, 1 % Smectit und 6,5 % Illit. Der Welzower Flaschenton unterscheidet sich nur unwesentlich und enthält 32,5 % Quarz, 50,5 % Kaolinit, 2,1 % Smectit und 14,9 % Illit. Beide Analysen stimmen hinsichtlich der Zusammensetzung sehr gut mit den an den Proben P1 bis P3 errechneten Mineralbeständen des ursprünglichen Gesteinsmaterials überein. Es handelt sich somit um metamorph umgewandelten Flaschenton aus Bergheide. In der Arbeit von Wüstrich et al. (2002) wird kein Serpentin aufgeführt, aber Smectit. Möglicherweise handelt es sich um einen Mg-haltigen Montmorillonit, der als Lieferant für Magnesium zur Spinellbildung durchaus infrage kommen (Hofmann et al. 1949), dessen Zusammensetzung in weiten Bereichen schwanken kann. Aus diesem Grund ist es schwierig, solche komplex zusammengesetzten Minerale in eine Bilanz aufzunehmen. Der Reaktionspfad D, nunmehr ohne Serpentin, jedoch unter Berücksichtigung einer typischen Montmorillonit-Zusammensetzung (Strunz 2001), kann dann z. B. lauten (ohne Einbeziehung von Na_2O):

Kaolinit **Illit** **Montmorillonit** **Tonerde**

E) $1{,}5[Al_2O_3{*}2SiO_2{*}2H_2O]+0{,}5[0{,}5K_2O{*}1{,}5Al_2O_3{*}3SiO_2]+[1{,}25Al_2O_3{*}0{,}5MgO{*}6SiO_2{*}7{,}5H_2O] + 0{,}5Al_2O_3 \rightarrow$

Mullit + **Glasphase** + **Sillimanit** + **Cristobalit** + **Spinell**

$1{,}5[2Al_2O_3{*}SiO_2] + 0{,}025[10K_2O{*}Al_2O_3{*}100SiO_2] + 0{,}5[Al_2O_3{*}SiO_2] + 6SiO_2 + 0{,}5[MgO{*}Al_2O_3]$

Diese Korrektur des Reaktionspfades ergibt dann eine Zusammensetzung des ursprünglichen Gesteins mit 32 Masse-% Kaolinit, 16,5 Masse-% Montmorillonit, 18,4 Masse-% Illit und 13 Masse-% eisenhaltige Tonerde. Ohne Berücksichtigung der Tonerde geht die Bilanz des Al_2O_3 jedoch auch hier nicht auf.

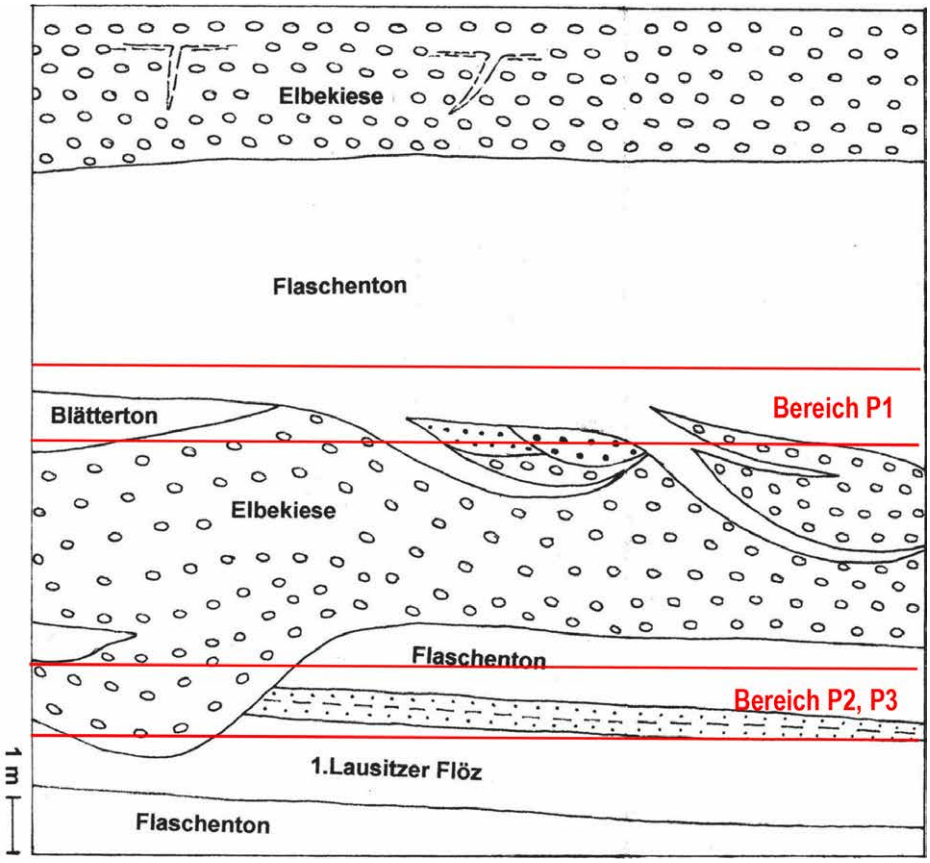

Abb. 6 | Stratigraphische Situation im Gebiet Bergheide mit Darstellung der Lagen der Tonlinsen und des Kohleflözes (Striegler 2017) und Einzeichnung der Lage der in diesem Beitrag untersuchten Erdbrandgesteine.

Zu den metamorphen Bildungen

In einem ersten Schritt soll über die Anwendung der Gibbs`schen Phasenregel geprüft werden, ob die im Gestein postulierten Mineralphasen thermodynamischen Gleichgewichtsbedingungen bei ihrer Bildung unterworfen waren? Die Gibbs`sche Phasenregel lautet:
$F = C - Ph + 2$, mit F – Freiheitsgrade (p, T), C – Komponenten, Ph – Phasen.

Für EBG P1 lässt sich folgende Rechnung aufstellen:

Mit C = 3 (Al_2O3, SiO_2, K_2O) und F = 2 (divariantes Bildungsgebiet mit p und T variabel) folgt:
Ph = 3. Nachgewiesen werden die Mineralphasen Glas, Illit und Quarz. Alle drei Phasen können in einem weiten Gebiet nebeneinander koexistieren.

Für EBG P2 und EBG P3 lautet die Berechnung wie folgt:

Aus C = 5 (Al_2O_3, SiO_2, K_2O, MgO, FeO) und F = 2 (divariantes Bildungsgebiet mit p und T variabel) ergibt sich:
Ph = 5. Nachgewiesen werden jedoch 6 Mineralphasen: Mullit, Glas, Sillimanit, Cristobalit, Spinell und Quarz.
Alle sechs Phasen können nur in einem univarianten Gebiet nebeneinander koexistieren, z. B. bei niedrigem konstanten Druck, aber variabler, jedoch durchaus hoher Temperatur.
Demnach erlaubt die thermodynamische Betrachtung die Bildung der Mineralphasen und zeigt damit zusätzlich an, dass es durchaus Gleichgewichtsbedingungen und somit längere Zeiträume bei der Metamorphose der Erdbrandgesteine gegeben haben kann.
Wenden wir uns nunmehr abschließend der Frage zu, ob die diskutierten Minerale als Ergebnis einer metamorphen Umwandlung überhaupt gebildet werden können? Was sagt die Literatur?

Wenn als ursprüngliche Gesteine hochtonmineralhaltige Sedimentgesteine anzunehmen sind, müssen die metamorphen Umwandlungen den sogenannten „Entwässerungsreaktionen" zugeordnet werden (Matthes 1990). Hierbei wird Hydratwasser aus den Tonmineralen entbunden, was nicht gleichbedeutend ist mit „freigesetzt". Der aus Wasser gebildete Wasserdampf ist überspannt und übt einen Partialdruck auf das umgebende Gestein aus; es liegen damit Bedingungen einer partiellen Hydrothermalsynthese vor. Unter diesen kommt es nicht automatisch zur Bildung immer wasserfreier Reaktionsprodukte. Matthes diskutiert z. B. die Reaktionspfade zur Bildung von Andalusit aus Kaolinit und Quarz über die Phase Pyrophyllit, ebenfalls ein Tonmineral. Da Pyrophyllit nicht nachgewiesen wird, war dieser Reaktionsteilschritt bei den hier untersuchten Erdbrandgesteinen bereits überwunden. Aber auch Andalusit ist nicht oder nur in geringen Mengen vorhanden, so dass hieraus zu schlussfolgern ist, dass es bis zur Bildung von Sillimanit bzw. bei noch höheren Temperaturen Mullit gekommen ist.

Mullit, chemisch z. B. $2Al_2O_3*SiO2$, bildet sich normalerweise bei Temperaturen deutlich über 1000 °C unter Normaldruck (Schneider 2005); er kann sich aus Kaolinit und/oder Illit gebildet haben. Mullit kann sich aber auch aus Sillimanit bzw. Andalusit bilden, (Sillimanit → Mullit + SiO_2). Die Bildung von Mullit kann dabei recht gut der Sanidinitfazies zugeordnet werden (Matthes 1990).
Wegen zeitlich kürzerer Temperatureinwirkung wird lt. Matthes meist ein chemisches Gleichgewicht innerhalb der Mineralassoziation der Sanidinitfazies nur unvollkommen erreicht. Im vorliegenden Fall zeigt jedoch die Anwendung der Gibbs`schen Phasenregel, dass dem nicht generell so sein muss. Charakteristische Minerale der Sanidinitfazies sind: Sanidin, Anorthoklas, Plagioklas mit Hochtemperatureigenschaften, Wollastonit, Tridymit, Cristobalit und Mullit. Dazu kommt ein oft beträchtlicher Anteil an Gesteinsglas als Folge partiellen Aufschmelzens. Als Pyroxene treten Hypersthen und/oder Pigeonit auf. Alumosilikate sind Sillimanit und/oder Mullit.
Es werden jedoch auch Bildungen von Mullit bei tieferen Temperaturen beobachtet. Es ist bekannt, dass gerade Oxide wie Fe_2O_3, TiO_2, aber auch Alkalien und Erdalkalien die Umwandlungstemperaturen von z. B. Cyanit zu Mullit (rein bei ca. 1240–1350 °C) als auch Andalusit zu Mullit, beginnend bei ca. 1270 °C bis 1500 °C (Krönert 1971), erheblich absenken können. Aus Deinet (2008) geht hervor, dass sich eine mit 1,25 Atom-% Magnesiumhydroxid dotierte und unter hydrothermalen Bedingungen (300 °C/24 h) ausgelagerte Pulvermischung aus Gibbsit und Quarz beim Sintern ab 1150 °C durch hohe Mullitisierungsraten auszeichnet. Und ebenfalls spielt das umgebende Fluid offensichtlich eine wichtige Rolle. Köhler & Routschka (1965) untersuchten das Brennverhalten von Tonen in verschiedenen Atmosphären. Bei unter 1100 °C, also in einem Temperaturbereich, in dem noch keine Schmelzphase zu erwarten ist, hatte die Brennatmosphäre unabhängig von der chemischen Zusammensetzung und dem Mineralaufbau des tonigen Rohstoffes einen Einfluss auf die Keimbildung von Mullit und Cristobalit. Das erste Auftreten von Mullit wurde bei Einfluss von Stadtgas, Wasserdampf und CO_2 um 100 °C auf ca. 1 000 °C herabgesetzt. Die größten Mengen an Mullit bildeten sich somit nicht unter Luft oder Sauerstoffatmosphäre, sondern unter reduzierenden Bedingungen, wie sie auch bei Bränden von Kohleflözen auftreten sollten.

Cristobalit: Synthetisch lässt sich die Bildung von Cristobalit nur bei sehr hohen Temperaturen, deutlich über 1000 °C, oder bei ca. 900 °C, aber dann bei deutlich erhöhten Drücken darstellen. Bereits Flörke (1955) und Smykatz & Kloss (1972) diskutierten aber auch Bildungen sogenannter Tieftemperatur-Cristobalite in Böden und Sedimenten als diagenetisches Umwandlungsprodukt von z. B. Opal. Merkmal solcher, bei tiefen Temperaturen gebildeter Cristobalite ist deren hoher Fehlordnungsgrad. Zu berücksichtigen ist dabei die katalytische Wirkung von anwesenden Alkalien, die durch den Einbau in die Cristobalitstruktur reaktionsbeschleunigend wirken. Ähnliches wurde beispielsweise auch durch die Anwesenheit von Aluminumionen beobachtet. Bildungs- bzw. Umwandlungstemperaturen von nur wenigen 100 °C werden beschrieben. Aufgrund der im weiteren Verlauf dargestellten Reaktionspfade ist eine Anwesenheit von K^+ aus dem Illit und Al^{3+} aus den Tonmineralen Kaolinit und Illit gegeben, was die aufgezeigte Bildung von Cristobalit auch bei tieferen Temperaturen durchaus als möglich erscheinen lässt.

Sillimanit: Andalusit und auch Sillimanit sind typische Minerale der Hornfelsfazies, die sich auszeichnet durch Normaldruck und gegenüber der Sanidinitfazies niedrigeren Bildungstemperaturen. Somit sollten diese Aluminium/Alumosilikate bei Erdbrandgesteinen recht häufig vorkommen. Dass es auch hier durchaus Möglichkeiten einer Reduzierung von Bildungstemperaturen gibt, wird ebenfalls in der Literatur diskutiert: So führten Winkler & von Platen (1958) experimentelle Studien zur Metamorphose NaCl-haltiger kalkfreier Tone durch. Unterhalb von

390 °C fand keine Reaktion statt; darüber bildeten sich aus Illit + Kaolinit + NaCl + H_2O → Muscovit + Chlorite + Albit-reiche Plagioklase + HCl + H_2O. Die nächste Reaktion folgte bei einer Temperatur von ca. 550 °C: Es bildete sich eine Mischung aus Cordierit, Biotit, Muscovit, Plagioklas und Quarz; Chlorit wurde nicht mehr nachgewiesen. Bei Temperaturen von 600–665 °C, in Abhängigkeit vom NaCl-Gehalt, wurde bereits die Pyroxen-Hornfels-Fazies erreicht, und es bildeten sich Alkalifeldspat, Cordierit, Biotit ± Sillimanit-Mullit, Plagioklas und Quarz; Muscovit war dann nicht mehr vorhanden.
Letzteres zeigt, dass Alkalisalze eine noch intensivere Wirkung hinsichtlich einer Beeinflussung der Bildungsbedingungen, z. B. Absenkung der Bildungstemperaturen sogar unter 1000 °C, von Silimanit und Mullit haben können.

Spinell: Hierfür ist ein magnesiumhaltiges Ausgangsmineral notwendig. Es wird sowohl die Anwesenheit von Serpentin im ursprünglichen Sedimentgestein, als auch unter Berücksichtigung der geologischen Situation die Anwesenheit von Montmorillonit diskutiert. Unter metamorphen Bedingungen bilden sich aus Serpentin Olivin (Forsterit) und Talk bei Temperaturen von ca. 450 °C (Matthes 1990: 341). Für die Bildung von Spinell wird zusätzlich Al_2O_3 gebraucht, hierfür wird die Anwesenheit von Tonerde (Laterit) vorausgesetzt. Untersuchungen von Hünger (2005) belegen z. B. das Vorhandensein von γ-Tonerde in präkambrischen Grauwacken, dem diagenetisch verfestigten unreifen Sedimentgestein der Lausitz. Hofmann et al. (1949) berichten über Untersuchungen bei der Umwandlung von Montmorillonit-Ton bei hohen Temperaturen. Mittels Röntgenbeugungsanalysen stellten sie fest, dass sich bei ca. 800 °C eine amorphe Phase bildet, ab 950 °C Cristobalit (!) nachweisbar ist und ab ca. 1100 °C neben Cristobalit Spinell auftritt. Die Bildung von Spinell ist somit an hohe Temperaturen geknüpft, die jedoch auch schon für die metamorphen Bildungen von Sillimanit und Mullit im Zuge eines Kohleflözbrandes postuliert worden sind.
Interessant ist in diesem Zusammenhang insbesondere auch der Reaktionspfad ausgehend vom Montmorillonit. Bradley & Grimm (1951) schlugen aus ihren Untersuchungen ein Schema möglicher Reaktionen und Effekte vor (enthalten in Brown 1961), das sowohl die Bildung von Mullit, als auch das Auftreten von Spinell und Cristobalit als Zwischenphasen erklärt (Abb. 7).
Danach bildet sich Spinell sogar als erste Neubildung nach der Zerstörung der Montmorillonitstruktur bei Temperaturen von ca. 850 °C, gekoppelt an die Anwesenheit von Hämatit, wovon bei den hier untersuchten Gesteinen auszugehen ist. Cristobalit entsteht durch Umwandlung von Quarz bereits bei ca. 950 °C und Mullitbildung setzt ab 1050 °C ein. Wichtig sind auch die dargestellten Stabilitätsbereiche von Spinell und Cristobalit. So kann dem Schema entnommen werden, dass Spinell ab ca. 1100 °C und wenig höher auch Cristobalit in der Glasphase wieder gelöst werden.
Somit erscheint es durchaus plausibel, dass die aufgeführten Reaktionspfade unter den diskutierten Temperaturen tatsächlich, wie dargestellt, hätten ablaufen können (Abb. 7).

Zusammenfassung

Erdbrandgesteine sind nicht nur aufgrund ihrer Farbenvielfalt interessante Gesteinsbildungen, die in der Natur zum Beispiel im Ergebnis von Kohleflözbränden entstanden. Als Teil der metamorphen Gesteine bilden sie sich bei höheren Temperaturen i. d. R. unter Normaldruck. Anhand konkreter Fundstücke aus dem ehemaligen Tagebau Klettwitz-Nord werden Umwandlungsmechanismen diskutiert. Dabei stehen die zwei zentralen Fragen zu metamorphen Gesteinen im Mittelpunkt: Was waren die Bildungsbedingungen, und was war das ursprüngliche Gestein? Zu beiden Fragen versucht der Beitrag Antworten zu geben.
Im vorliegenden Fall, Fundbereich Klettwitz-Nord, kann festgehalten werden, dass das Ausgangsgestein auf jeden Fall ein hochtonmineralhaltiges Sedimentgestein war, bestehend aus Quarz und den Tonmineralen Kaolinit, Illit und einem magnesiumhaltigen Montmorillonit, deren Anteile von Fundstück zu Fundstück variieren. Hieraus haben sich im Zuge der Wärmeeinwirkung durch ein Brandereignis für metamorphe Gesteine typische Minerale gebildet. Nachgewiesen werden Mullit, Sillimanit, Cristobalit und sogar Spinell neben einer von der Zusammensetzung her sehr charakteristischen Glasphase. Reaktionspfade und damit Bildungsmechanismen werden aufgezeigt.
Anhand der nachgewiesenen Mineralbildungen werden auch Temperaturbereiche angegeben, wofür manche der Minerale als Indikator dienen. Es kann gezeigt werden, dass sich die weiße bis helle Variante unter relativ niedrigen Temperaturen von ca. 650–700 °C aus einem Sedimentgestein, bestehend aus Kaolinit, Illit und Quarz,

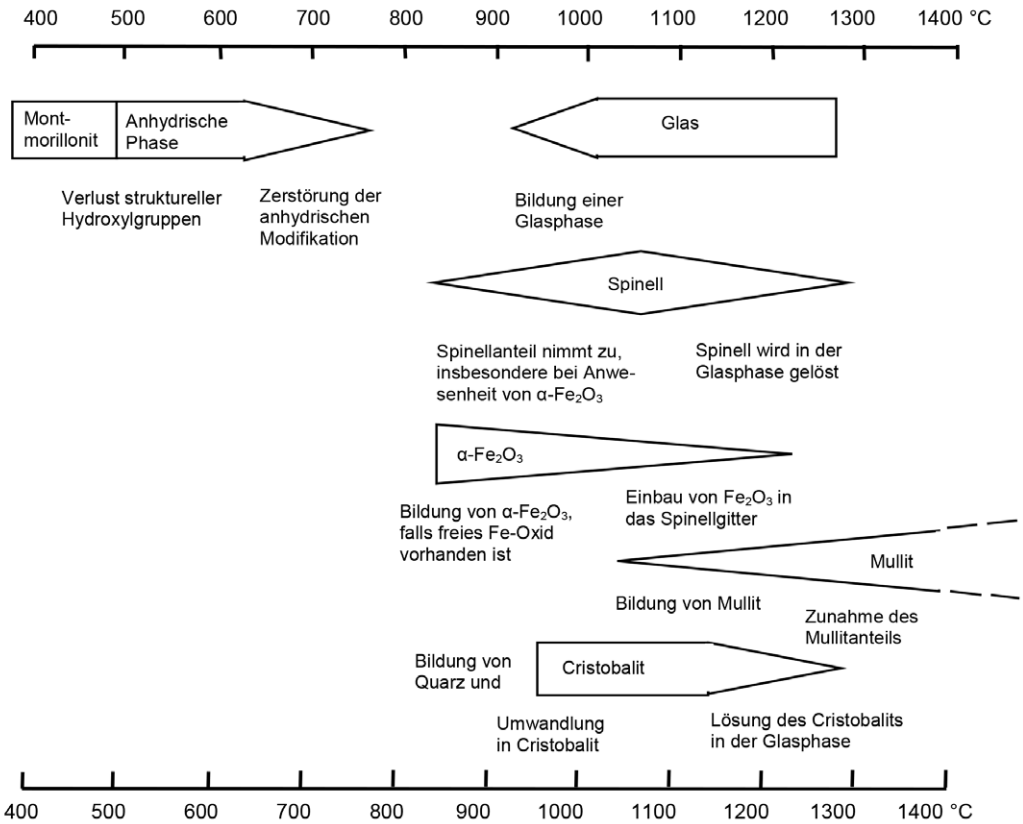

Abb. 7 | Zusammenstellung der beim Brennen von Montmorillonit beobachteten Effekte (aus Fieger 1988).

gebildet haben muss (Flaschenton). Die Glasphase, die hier den Hauptbestandteil ausmacht, kann als Metakaolin bezeichnet werden und stellt ein hochreaktives, natürlich entstandenes Puzzolan dar.
Wahrscheinlich näher am Brandherd oder unmittelbar im Kontakt gelegen, haben sich die beiden anderen Varianten gelb und rötlich gebildet. Das Ausgangsmaterial ist weitgehend identisch zum weißen Gestein, während die Anteile der einzelnen Phasen Tonminerale zum Quarz variieren; die Metamorphose hat hier jedoch zur Bildung von Mullit und Sillimanit geführt. Es werden auch hier Bildungsmechanismen abgeleitet und die notwendigen Temperaturen unter Berücksichtigung von Fremdionen diskutiert.

Dank

Den Diplomgeologen Rolf und Ursula Striegler, Cottbus, danken die Autoren für die Bereitstellung von Original-Bildmaterial zur Abbildung 5 und Herrn Markward Herbert Fischer, Dresden, für die Unterstützung bei der Erstellung der Abbildung 4.

Literatur

Bradley, W. F. & Grim, R. E. (1951): High-temperature thermal effects of clay and related materials. – Am. Mineral., **36**: 182–201.

Brindley, G. W. & Brown, G. (1961): The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. – Mineralogical Society (Clay Minerals Group), London, pp. 544.

Deinet, T. (2008): Untersuchungen zur Aktivierung der Bildungsbedingungen von Mullit unter Einbeziehung hydrothermaler Prozesse. – Dissertation, TU Bergakademie Freiberg, 115 S.

Dollase, W. A. (1965): Reinvestigation of the structure of low Cristobalite. – Zeitschrift für Kristallographie, Kristallgeometrie, Kristallphysik, Kristallchemie, **121**: 369–377.

Fieger, U. (1988): Elektronenmikroskopische Untersuchungen zur Phasen- und Gefügeentwicklung in einer aluminiumsilikatischen Keramik zur Fixierung transuranhaltiger Abfälle. – Dissertation, TU Darmstadt, S. 21.

Flörke, O. W. (1961): Die Kristallarten des SiO_2 und ihr Umwandlungsverhalten. – Ber. Deut. Keram. Ges., **38**: 89–97.

Gröschke, A. & Schwarz, D. (2005): Die Klettwitzer Tertiärhochfläche – Ein Beitrag zur Geologie und zu Fundmöglichkeiten von Fossilien, Mineralen und Gesteinen. – Förderverein Kulturlandschaft Niederlausitz e. V.: Geschiebkundliche Beiträge aus der Niederlausitz. Festschrift 10 Jahre Arbeitskreis „Zeugen der Eiszeit in der Lausitz", S. 35–45, Cottbus.

Grosser, G. (1935): Flözbrandgesteine im Bahneinschnitt bei Oberau, Sa. – Sitzungsberichte und Abhandlungen der Naturwissenschaftlichen Gesellschaft ISIS Dresden, **19**: 96–118.

Hünger, K.-J. (2005): Zum Reaktionsmechanismus präkambrischer Grauwacken aus der Lausitz bei ihrer Verwendung als Gesteinskörnung im Beton. – Habilitation BTU Cottbus-Senftenberg, 233 S.; Aachen (Shaker-Verlag).

Hünger, K.-J. & Schwarz, D. (2021): Zur Mineralogie von Erdbrandgesteinen aus Südbrandenburg, Ostsachsen und Nordböhmen und zur Herkunft der Elbgerölle. – Veröffentlichungen Museum für Naturkunde Chemnitz, **44**: 125–140.

Hofmann, F.; Geiger, Th. & Schwarzacher, W. (1949): Über ein Vorkommen von Montmorillonit in der ostschweizerischen Molasse. – Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, **29**: 43–49.

Köhler, E. K. & Routschka, G. (1965): Brennverhalten von Tonen in verschiedenen Atmosphären. – Forschungsberichte des Landes NRW Nr. 1537, 59 S.; Köln und Opladen (Westdeutscher Verlag).

Krönert, W. & Rehfeld, G. (1971): Untersuchungen im System Al_2O_3-SiO_2 – das Umwandlungs-verhalten von Kyanit, Andalusit und Sillimanit. – Forschungsberichte des Landes NRW, Nr. **2133**: 44 S.; Wiesbaden (Springer Fachmedien Wiesbaden GmbH).

Lausitzer und Mitteldeutsche Bergbau-Verwaltungsgesellschaft mbH (LMBV) (2018): Landschaften im Wandel – die neuen Seen der Lausitz, 10. Auflage.

Marks, M. & Warnecke, M. (2017): Gesteinskunde – Skript für die Übungen zur Dynamik der Erde. – Universität Tübingen, FB III, Geowissenschaften, 8. Auflage.

Matthes, S. (1990): Mineralogie – Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. 3. Auflage, S. 337–349; Berlin Heidelberg (Springer).

Matthes, S. & Okrusch, M. (2013): Mineralogie – Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. 9. Auflage, 661 S.; Heidelberg (Springer).

Schneider, H. & Somarneni, S. (2005): Mullite. 487 S.; Weinheim (WILEY-VCH).

Smykatz-Kloss, W. & Schultz, R. (1974): Zusammenhang zwischen Fehlordnungsgrad und Bildungstemperatur bei synthetischen Cristobaliten. – Contr. Mineral. and Petrol., **45**: 15–25.

Striegler, U. (2017): Die obermiozäne Flora des Blättertones von Wischgrund und anderer gleichartiger Fundstellen der Klettwitzer Hochfläche (Niederlausitz, Land Brandenburg, Deutschland). – Peckiana, **12**: 151 S.; Görlitz (Senckenberg Museum für Naturkunde).

Strunz, H. & Nickel E. H. (2001): Strunz Mineralogical Tables. 9. Auflage, 670 S.; Stuttgart (Schweizerbart).

Winkler, H. G. F. & Von Platen, H. (1958): Experimentelle Gesteinsmetamorphose–II: Bildung von anatektischen granitischen Schmelzen bei der Metamorphose von NaCl-führenden kalkfreien Tonen. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **15**: 91–112.

Wüstrich, D.; Fischer, H. & Hüttl, R.F. (2002): Regional-genetische und mineralogisch-chemische Betrachtungen zum miozänen Lausitzer Flaschenton im Bereich des Braunkohlentagebaus Nochten (Sachsen). – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, **9**: 97–103; Kleinmachnow.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Veröffentlichungen des Museums für Naturkunde Chemnitz

Jahr/Year: 2022

Band/Volume: 45

Autor(en)/Author(s): Hünger Klaus-Jürgen, Schwarz Dieter

Artikel/Article: Zu Bildungsmechanismen von Erdbrandgesteinen aus der Niederlausitz 91-104