

Vortrag im Rahmen des **GEOLOGISCHEN OBERSEMINARS**

zum Thema:

**Prozesse und Stoffbilanz der Kaolinisierung am Beispiel
der Verwitterungslagerstätte Caminau**

Bearbeiter: cand. geol. Kristin Lischke
Betreuer: Dr. A. Kühl

Gliederung

1. Zusammenfassung
2. Einleitung
3. Grundlagen der chemischen Verwitterung
4. Teilprozesse der Mineralverwitterung
5. Modell der Kaolinentstehung
6. Lagerstätte Caminau
 - 6.1 Geologie und Petrologie des Ausgangsgesteins
 - 6.2 Geochemische Bilanzierungsverfahren
7. Literaturverzeichnis

1. Zusammenfassung

- Kaoline sind Residualgesteine, dessen neugebildeter Tonmineralbestand vornehmlich aus Kaoliniten besteht.
- Die unterschiedlichen Mineralgehalte der Rohkaoline sind einerseits von der mineralogischen Zusammensetzung der Ausgangsgesteine und andererseits von der unterschiedlichen Verwitterungsintensität abhängig.
- Feldspäte verwittern kontinuierlich zu Kaolinit; Glimmer über die Zwischenphase Illit zu Kaolinit; Mixed- Layer- Minerale sind im Verwitterungsprodukt bei Biotit- und Amphibolführung des Ausgangsgesteins zu erwarten.
- Der Prozeß der Kaolinbildung hat unter konstant reduzierenden Bedingungen bei permanenter Wassersättigung und bei mäßig sauren bis neutralen pH- Verhältnissen stattgefunden.
- Die gut erhaltenen Ausgangsgesteinsgefüge in kaolinisierten Verwitterungsprodukten und die konstanten Stoffmengenkonzentrationen immobilier Elemente belegen einen Verwitterungsprozeß ohne wesentliche Volumenänderung des Gesteinskörpers.
- Die Teilprozesse der Mineralauflösung entsprechen dem Prinzip einer *incongruent dissolution* und erlauben eine pseudomorphe Tonmineralneubildung.

2. Einleitung

Eines der bekanntesten Kaolinbergbaureviere Europas liegt im nördlichen Vorland der böhmischen Masse im Freistaat Sachsen. Die in dieser Region weitverbreitet reliktsch erhaltene mesozoisch-tertiäre Verwitterungskruste birgt zahlreiche Kaolinvorkommen und -lagerstätten auf unterschiedlichen proterozoischen und paläozoischen Ausgangsgesteinen (Abb. 4 und 5, S. 8).

Trotz über einhundertjähriger Erforschungsgeschichte der sächsischen Lagerstätten, sind die Bildungsprozesse dieser Kaoline bisher noch nicht wirklich zufriedenstellend geklärt.

In dieser Ausarbeitung soll eine Einführung in die Bedingungen und Prozesse sowie die geologischen und geochemischen Zusammenhänge bei der Kaolinentstehung im Mittelpunkt stehen. Im Kernstück meiner Ausarbeitung beziehe ich mich auf die Aussagen der neuesten Monographie "Bedingungen, Prozesse und Stoffbilanz der Kaolinisierung - das Beispiel der Lagerstätten Sachsens" von Jens H. Krumb (1998).

3. Grundlagen der chemischen Verwitterung

Durch die Wechselwirkung der Gesteine der obersten kontinentalen Erdkruste mit der Hydrosphäre kommt es zur Ausbildung eines Verwitterungsmilieus, in welchem mit dem beginnenden Zerfall der Gesteine in Einzelminerale auch Lösungsprozesse einsetzen. Die chemische Verwitterung gerade silikatischer Minerale beruht auf dem Umstand, daß jede Kristallstruktur nur in dem Milieu und unter den Bedingungen ihrer Entstehung stabil bleibt. Die silikatischen Minerale der Ausgangsgesteine wurden in geschlossenen Systemen unter hohen Temperaturen und Drücken gebildet. Im Verwitterungsmilieu befinden sie sich dagegen in offenen Systemen mit reichlich Wasser und gegebenenfalls Sauerstoff als Reduktionsmedien (MILLOT 1970).

Die Intensität und der Ablauf der Verwitterung hängen von folgenden Parametern ab:

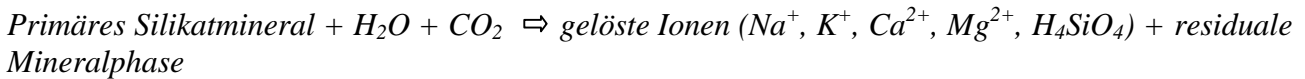
- tektonische Situation
- Klima mit Niederschlagsrate und Temperaturverlauf
- Zeit
- Drainageart und -intensität

Die spezifische innere Mineraloberfläche eines Gesteins spielt nach HEINS (1993) ebenfalls eine wichtige Rolle für die Verwitterungsintensität. Beim Lösungsprozess der Minerale bzw. bei der Tonmineralneubildung durch Ausfällung aus der Porenlösung stellt sich ein dynamisches Gleichgewicht ein, welches vorwiegend über die chemische Zusammensetzung des Porenwassers sowie die herrschenden Eh- und pH-Bedingungen gesteuert wird.

Da es sich um langandauernde Prozesse handelt, können nach JASMUND (1993) verschiedene Mineralassoziationen nebeneinander erhalten bleiben.

Der Lösungsprozess durch wäßrige Phasen am Mineral wird "Hydrolyse" genannt. Dieser ist u.a. vom Gehalt des gelösten CO_2 , der Verweildauer der Porenlösung, der Temperatur und Eh/pH-Bedingungen abhängig.

Der Prozeß der Hydrolyse silikatischer Minerale kann stark vereinfacht mit folgender Gleichung umschrieben werden:



Generell erfolgt der Hydrolyseprozeß zunächst über Anlagerung von H_2O -Dipolen an polarisierte Oberflächen der Minerale, was wiederum eine erhöhte Bildung von Hydroniumionen (H_3O^+) bewirkt. Im frühen Stadium der Verwitterung erfolgt eine Austauschreaktion zwischen den Oberflächenkationen der Ausgangsminerale und den ansetzenden H_3O^+ . Der Kationenaustausch bewirkt zunächst keine Zerstörung des Mineralgitters, jedoch eine Destabilisierung, welche zu einem späteren Stadium die Zerstörung der Al-O-Si-Tetraeder begünstigt.

Die Teilprozesse der Mineralauflösung entsprechen dem Prinzip einer *incongruent dissolution* im Sinne von NAHON (1991) und erlauben damit eine pseudomorphe Tonmineralneubildung unter Wahrung des Gesteinsgefüges.

FIELDES & SWINDALE (1954) erkannten den Einfluß der jeweils gebildeten Sekundärminerale auf den Verwitterungsverlauf und entwickelten ein Verwitterungsschema in Bezug zur jeweilig vorliegenden Silikatstruktur der Ausgangsminerale (Abb. 1).

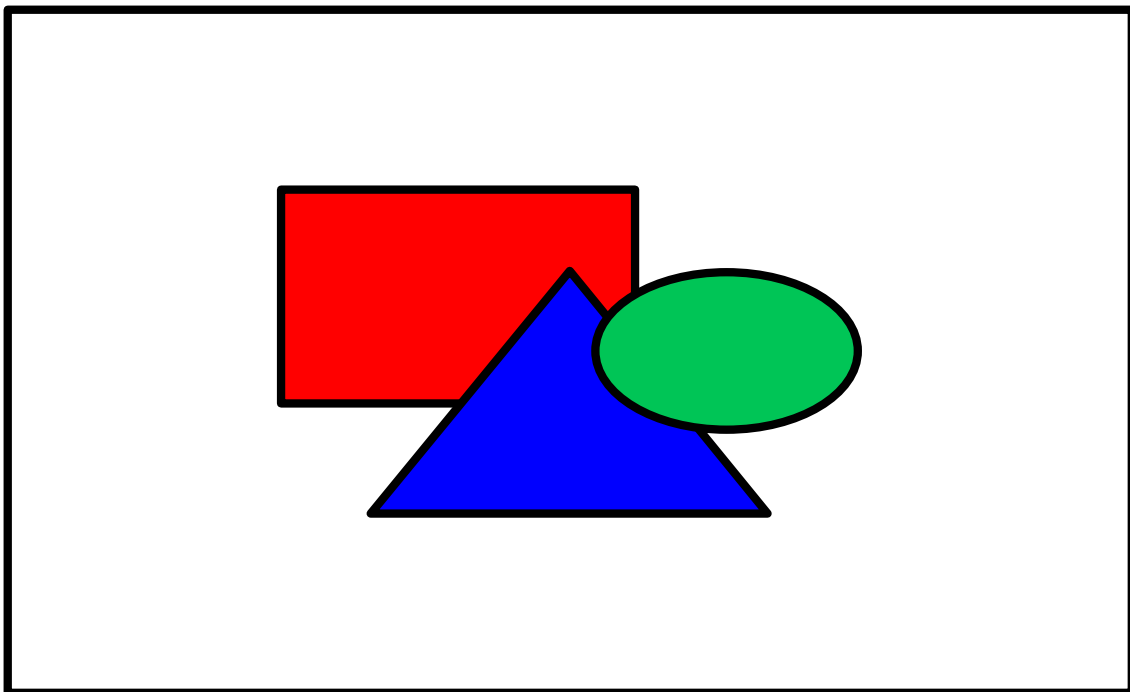


Abb. 1: Verwitterungsverhalten primärer gesteinsbildender Minerale. Nach Fieldes & Swindale 1954, aus Krumb 1998

4. Teilprozesse der Mineralverwitterung

Es bleibt die Frage offen, ob die Tonmineralneubildung im Sinne einer Lösungs-/Fällungs-Reaktion (*neoformation*) erfolgt oder ob die Tonminerale unter Verwendung ganzer "Bauteile" der Primärminerale (*transformation*) gebildet werden. Im folgenden soll nun der "Mechanismus" der Mineralumwandlung am Beispiel der Hauptstofflieferanten erläutert werden.

Nach JASMUND (1993) erfolgt die Umwandlung der Silikate in Tonminerale in einer Verwitterungszone unter reduzierenden Bedingungen generell bis zum Endprodukt Kaolinit hin. Jedoch bleiben bei solchen langdauernden Prozessen verschiedene Mineralassoziationen temporär nebeneinander erhalten. Dabei verwittern die verschiedenen Ketten-, Schicht- und Gerüstsilikate über unterschiedliche Zwischenphasen.

In Abb. 2 sind die Degradationsabfolgen der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale vereinfacht zusammengefaßt.

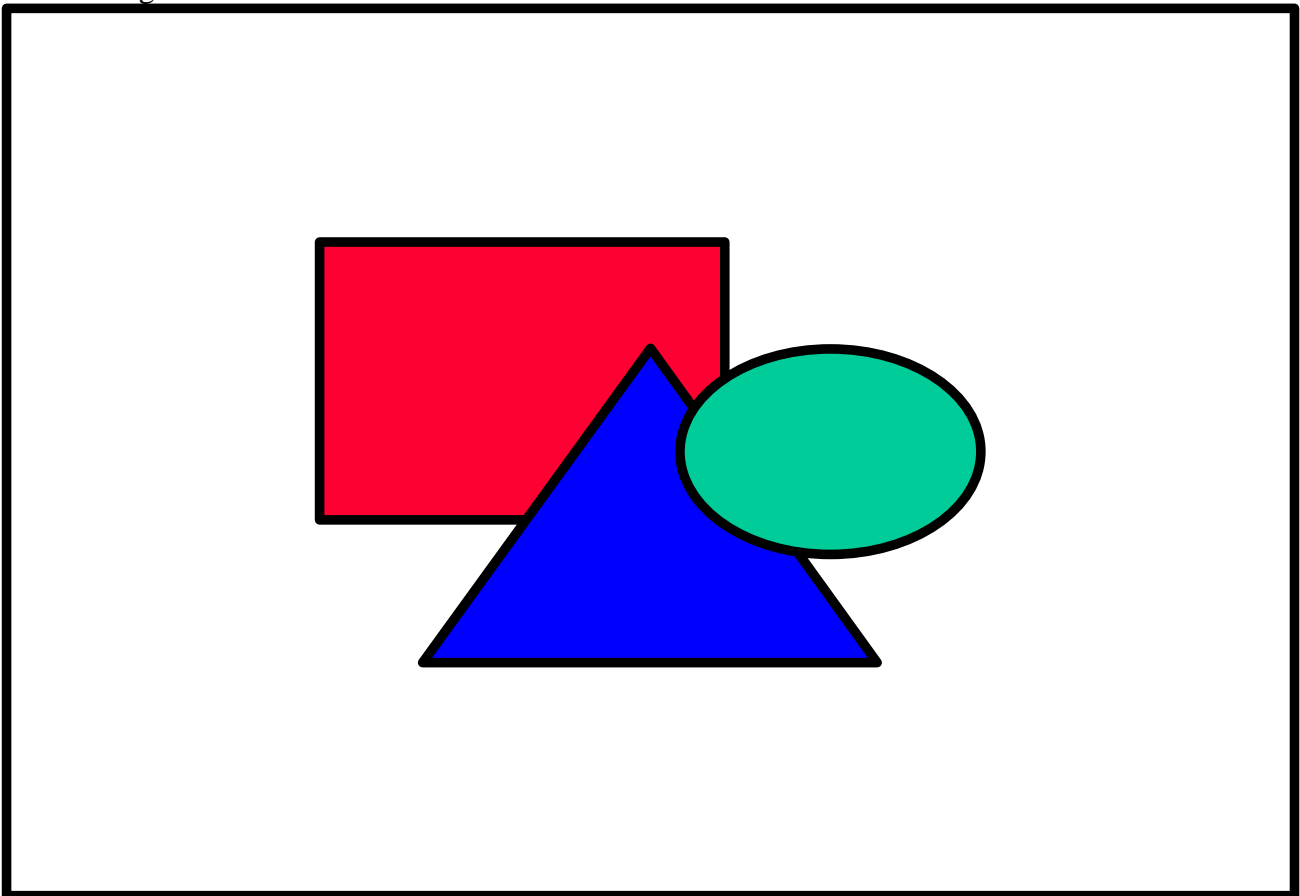


Abb. 2: Degradationsabfolgen gesteinsbildender Minerale saurer und intermediärer Gesteine bei der (kaolinitischen) Verwitterung unter reduzierenden Bedingungen. Aus Krumb, 1998

Plagioklas

Die Plagioklase sind die ersten Hauptgesteinsbildner, die durch den Verwitterungsprozess angegriffen werden.

Bei der Verwitterung von Plagioklas zu Kaolinit werden nach BLANKENBURG & RÖSLER (1978) 52 Gew.-% des im Plagioklas gebundenen SiO_2 freigesetzt. Desweiteren kommt es zu einer nahezu vollständigen Abfuhr des primär enthaltenen Natriums und zur Abreicherung von Calcium. Aufgrund der mit Fe^{2+} , Mg^{2+} und K^+ -Ionen angereicherten Wässer im natürlichen Verwitterungsmilieu kommt es zur Smektit- Bildung (Abb.2).

Mit fortschreitender Silikatverwitterung werden die frühen Smektitphasen unter Abgabe von Calcium zu Kaolinit umgewandelt.

Die Umwandlung des Gerüstsilikates Plagioklas in Schichtsilikate (Tonminerale) kann aufgrund der unterschiedlichen Gitterstrukturen nur auf Grundlage einer Lösungs-/Fällungs- Reaktion erfolgen. Nach NAHON (1991) wird deswegen für die Tonmineralbildung eine *neoformation* angenommen. Für die nachfolgende Smektitdegradation zu Kaolinit unter Abgabe von Kationen (Fe^{2+} , Mg^{2+}) erscheint jedoch der Prozeß einer *transformation* plausibel.

Kalifeldspat

Für die Kalifeldspäte wurde ein ähnlicher struktureller Verlauf der Verwitterung wie bei Plagioklasen beobachtet. Jedoch setzt die Mineralauflösung später ein und verläuft langsamer.

Bei der Verwitterung von Kalifeldspat zu Kaolinit werden nach BLANKENBURG & RÖSLER (1978) 67 Gew.-% des primär gebundenen SiO_2 abgegeben. Ebenso geht die gesamte Kaliummenge in Lösung. Unter leicht sauren Bedingungen im Reaktionsmedium gehen bevorzugt Al^{3+} -Kationen aus dem Feldspatgitter in Lösung. An den Mineraloberflächen und -spaltflächen kommt es zu einer Diffusion der Aluminium- und Kaliumionen, welche zur Ausbildung einer Siliziumdominierten Residualschicht führt. Die Kaolinitbildung entspricht damit einer *neoformation* im Sinne NAHONs (Abb.2).

Biotit

Die einsetzende Verwitterung der Biotite in Chlorit bzw. Vermiculit ist mineraloptisch am schrittweisen Verlust der Eigenfarbe und des Pleochroismus erkennbar. Unter Beibehaltung der primären schichtigen Silikatstruktur kommt es danach zur allmählichen Umwandlung der Chlorite bzw. Vermiculite in Hellglimmer.

Diese Sekundärglimmerbildung führt zu dem Phänomen, daß im Saprolith (bezeichnet im Sinne der Definition nach VALETON 1983 „den Bereich in Boden- und Verwitterungsprofilen, der gute Erhaltung der Reliktgefüge der Ausgangsgesteine bei gleichzeitiger Mineralneubildung zeigt“) teilweise neben sekundären Hellglimmern und Chloriten noch Reste von Biotit in einem Reliktkorn zu beobachten sind. In Übereinstimmung mit der Definition von HEIM (1990), werden die aus der Biotitdegradation ableitbaren Sekundärglimmer als Illite angesprochen. In der finalen Phase werden die Illite unter Abgabe ihrer Restgehalte an Kalium, Eisen und Magnesium in Kaolinit umgewandelt (Abb.2). Die Biotitdegradation ist dementsprechend nach NAHON (1991) als *transformation* zu verstehen.

Muskovit

Nach HEIM (1990) und JASMUND (1993) verwittert Muskovit zu Illit unter Abgabe von K^+ -Ionen und substituierendem Einbau in sehr viel geringeren Anteilen von Ca^{2+} , Na^+ und H_3O^+ .

Auch werden Eisen und Magnesium sukzessive aus den Oktaederpositionen des Kristallgitters freigesetzt.

Der Degradationsprozess Muskovit \Rightarrow Illit wird nach NAHON (1991) als typische *transformation* angesehen (Abb.2).

Amphibole

Allgemein ist zu sagen, daß der Verwitterungsprozess von Amphibolen schneller als jener von Schichtsilikaten und Feldspäten verläuft. Wie bei der Degradation der Plagioklase kommt es auch hier zur Bildung einer sekundären Smektit- Phase (Abb.2).

Ein besonderes Charakteristikum für die Verwitterungsprodukte von Amphibolen ist das Auftreten von sog. Montmorillonit- Illit- Mixed- Layer- Mineralen (ML).

Für die Bildung solcher ML- Phasen wird ein komplexer Transformationsprozess angenommen, bei dem die zur Bildung der Illit- Montmorillonit- ML- Minerale notwendigen Kalium- Kationen aus der Kalifeldspatauflösung hergeleitet werden.

Bislang konnte kein schlüssiges Modell zur ML- Genese erstellt werden. Fest steht jedoch, daß die Bildung von Illit- Montmorillonit- ML- Mineralen offenbar auf größere Mengenanteile an Amphibolen (und Glimmern) im primären Mineralbestand zurückgeführt werden kann.

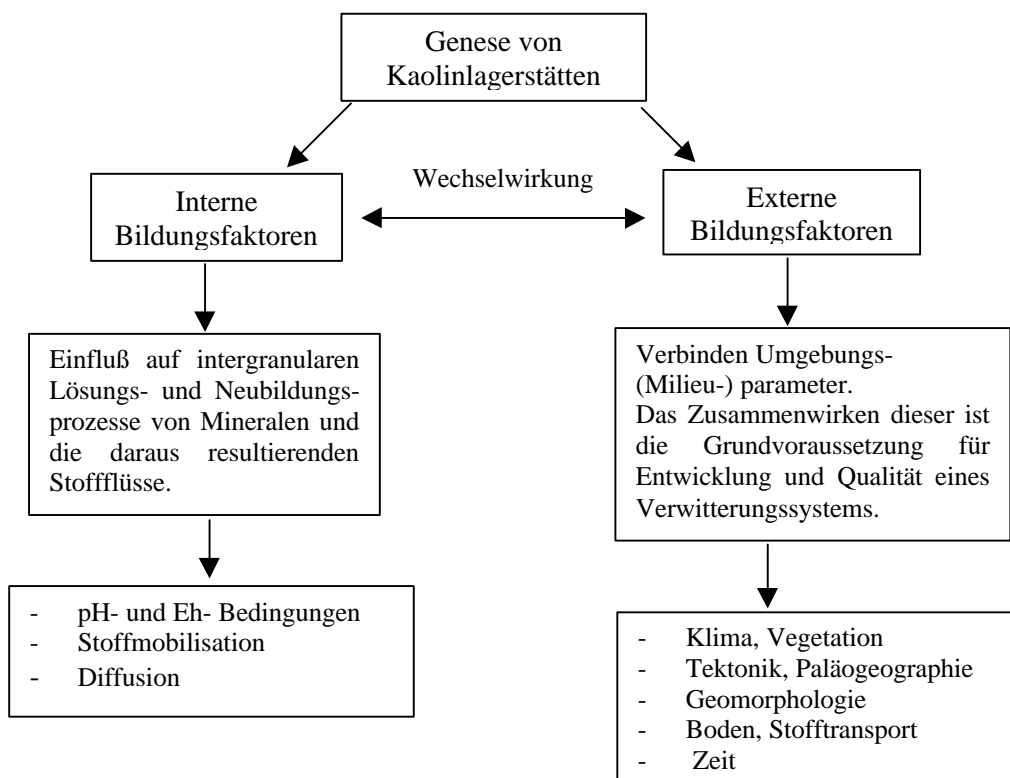
Pyroxene

Nach SIEVER & WOODFORD (1979) verläuft die Pyroxen- Degradation qualitativ ähnlich der Amphibol- Umwandlung, jedoch "schneller" im Vergleich zu Amphibolen und Schichtsilikaten.

BANFIELD et al. (1991) erkannte eine Transformation von Ortho- und Klinopyroxenen in verschiedenartige Smektit- Phasen. Mit zunehmender Verwitterungsintensität unter reduzierenden Bedingungen ist danach eine Umwandlung der früh gebildeten Smektite zu Kaolinit zu erwarten (Abb.2).

5. Modell der Kaolinentstehung

Der Prozeß der Kaolinbildung fand nach JASMUND (1993) unter konstant reduzierenden Bedingungen bei permanenter Wassersättigung und bei mäßig sauren bis neutralen pH-Verhältnissen statt.



Im folgenden ist das Zusammenwirken der Haupteinflüsse vereinfacht zusammengefaßt und in Abb.3 modellhaft dargestellt.

Das nördliche Vorland der Böhmisches Masse war im Tertiär eine Region weitgehender tektonischer Stabilität. Diese führt im Alttertiär zur Peneplainisierung der Landoberfläche. Es entwickelte sich ein flachwelliges Hügelland, welches gute morphologische Voraussetzungen für die Bildung mächtiger Verwitterungskrusten von sauren Magmatiten bot. Nach STÖRR et al. (1978) ist für die Entstehung mächtiger kaolinitischer Verwitterungskrusten ein warm- humides Klima mit einer mittleren Jahrestemperatur von 16- 18°C und einer jährlichen Niederschlagsrate >1000mm die bestmögliche Voraussetzung. Entsprechend den klimatischen Verhältnissen entwickelten sich zonal angeordnete Vegetationsgesellschaften (Abb.3). Je nach Standort und Vegetationsdecke kam es zur Bildung unterschiedlicher Böden.

Die bis in den tieferen Untergrund reichenden Sickerwässer zeichneten sich durch hohe Gehalte gelöster Fulvo- und Huminsäuren aus. Ferner erzeugte die bodeneigene biogene CO₂- Produktion pH- Werte im schwach sauren Bereich.

Der Prozeß der Mineraldegradation und -auflösung wurde durch migrierende Sickerwässer auf tektonisch angelegten Klufflächen vorrangig von Magmenkörpern eingeleitet. Durch Hydrolyse und Säurelösung wurden die gesteinsbildenden Silikate sukzessive degradiert und in Tonminerale umgewandelt (siehe Kapitel 4). Die Umwandlung der Feldspäte in Kaolinit erfolgte über eine Lösungs-/ Fällungsreaktion (*neoformation*), während die Ketten- und Schichtsilikate zunächst unter Wahrung ihrer silikatischen Struktur in Dreischichttonminerale transformiert wurden

(siehe Kapitel 4). Intensive Lösung und Stoffabfuhr erfuhren die Alkalien und Erdalkalien, sowie das Element Eisen. Die Bildung besonders mächtiger Verwitterungsprofile fand überwiegend in Bereichen mit guten Drainagebedingungen, idealer Vegetationsdecke und primär engmaschig angelegtem Trennflächengefüge statt. In solchen Bildungsräumen konnten die hangenden Saprolithe bis zu annähernd reinen Kaolinit/ Quarz- Mineralgemengen degradiert werden.

Als Zeitdauer für die Bildung eines 50m mächtigen kaolinitischen Verwitterungsprofiles wird eine Zeitspanne von 5- 10 Ma angenommen (in KRUMB 1998).

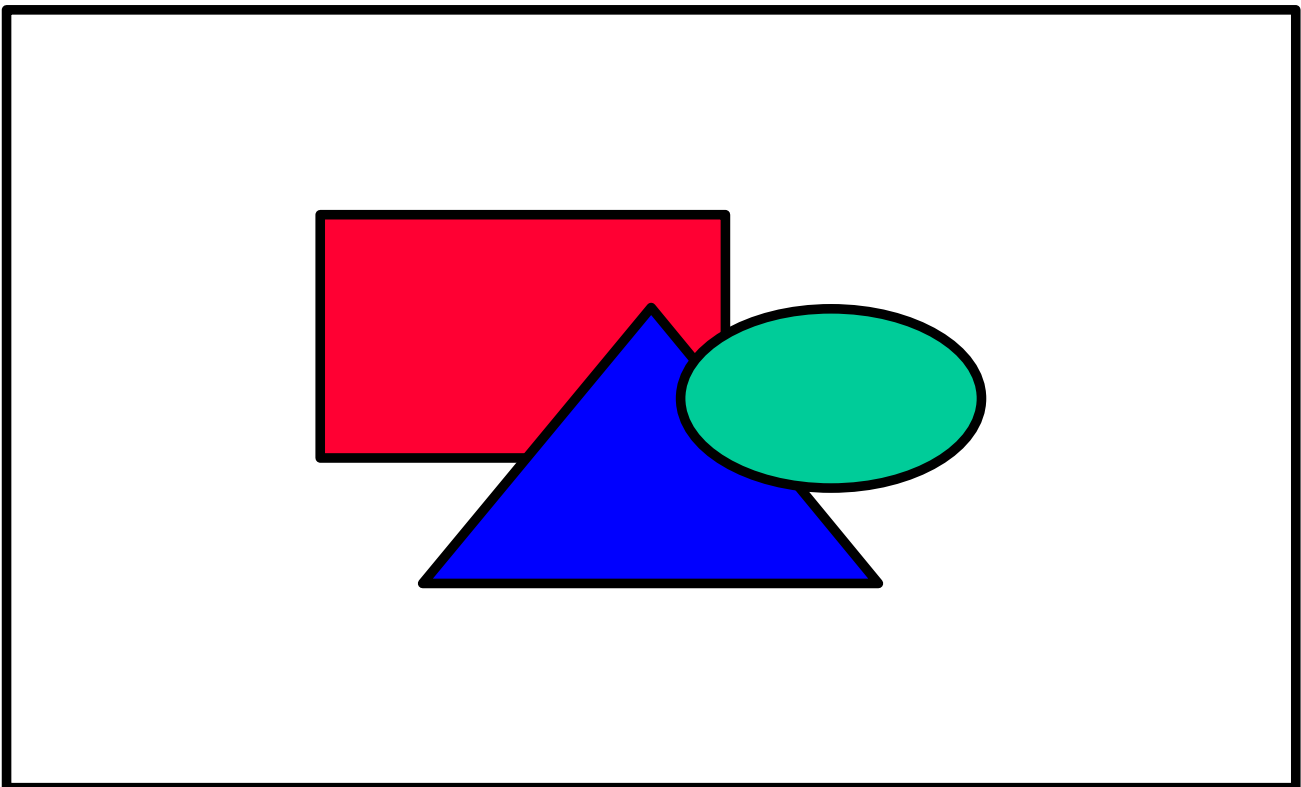


Abb. 3: Vereinfachtes zusammenfassendes Modell der Kaolinentstehung. Aus Krumb, 1998

6. Lagerstätte Caminau

Die Lagerstätte Caminau ist die größte zusammenhängende Kaolinlagerstätte Sachsens und befindet sich südlich der Innerlausitzer Hauptverwerfung (Abb.5). Sie ist zugleich das nördlichste oberflächennahe Granodiorit- Kaolinvorkommen des Lausitzer Massivs und an fossile oberkretazisch- tertiäre Landoberflächen gebunden, die heute aus kaolinitischen Verwitterungskrusten bestehen (Abb. 4).

Die derzeitige Rohkaolinproduktion der Lagerstätte Caminau liegt bei rund 400 000 t/a. Der aufbereitete Schlämmtön findet vornehmlich Verwendung als Papier- Streichkaolin und Füllstoffkaolin in der Papier-, Gummi-, und Kunststoffindustrie.



Abb. 4: Verbreitung mesozoisch- altertärer Verwitterungskruste unter tertiärer Sedimentüberdeckung in Umgebung der Lgst. Caminau. Nach Störr 1983, aus Krumb 1998.



Abb. 5: Regionalgeologische Situation der Lgst. Caminau und Umgebung. Nach Autoren- Kollektiv 1973, aus Krumb 1998.

6.1 Geologie und Petrologie des Ausgangsgesteins

Das Ausgangsgestein der Kaolinlagerstätte Caminau wird durch das Lausitzer Granit-Granodioritmassiv gebildet, welches aus jungpräkambrischen und paläozoischen Granodioriten und Graniten aufgebaut ist (Abb.5). In diesem nehmen biotitführende Varietäten, die typischen Westlausitzer Granodiorite, die weitaus größte Fläche ein. Nach radiometrischen Altersbestimmungen sind sie vor ungefähr 570 Mio a intrudiert (MÖBUS 1956, in KRUMB 1998). Der Westlausitzer Granodiorit zeichnet sich strukturell und mineralogisch durch Gleichkörnigkeit aus. Nach PIETZSCH (1963) bildet der Kalifeldspat oft größere xenomorphe Aggregate mit eingebetteten idiomorphen Gemengteilen.

Die Angaben über den Modalbestand des Westlausitzer Granodiorits in Caminau sind in Tab. 1 zusammengefaßt.

Tab. 1: Modalbestände des Westlausitzer Granodiorits. Nach Buchwald 1967, in Krumb 1998.

Granodiorit	Quarz	Kalifeldspat	Plagioklas	Biotit	Akzessorien
Westlausitzer Caminau	21%	15%	40%	24%	-

6.2 Geochemische Bilanzierungsverfahren

Geochemische Bilanzierungsverfahren dienen zur quantitativen Rekonstruktion geologischer und geochemischer Prozesse in Raum und Zeit. Ziel ist es, anhand der ermittelten Stoffflüsse Rückschlüsse auf die geologischen und mineralogischen Ursachen und Rahmenbedingungen der geochemischen Migrationsprozesse zu ziehen (KRUMB 1998).

Am Beispiel der Lagerstätte Caminau möchte ich die Referenzelement- und isovolumetrische Methode erläutern.

Weite Verbreitung hat die Referenzelement- Methode gefunden, die eine relativ einfache Berechnung chemischer Veränderungen relativ zu einem als "immobil" angenommenen Referenzelement darstellt (KRUMB 1998). Zur Ermittlung dieses immobil Elements entwarf GRANT (1986) ein Isoconen- Diagramm, auf dem die massebezogenen Gehalte (in Gew.-% bzw. ppm) des Ausgangsgesteins gegen die Gehalte des Verwitterungsproduktes aufgetragen werden (Abb. 6).

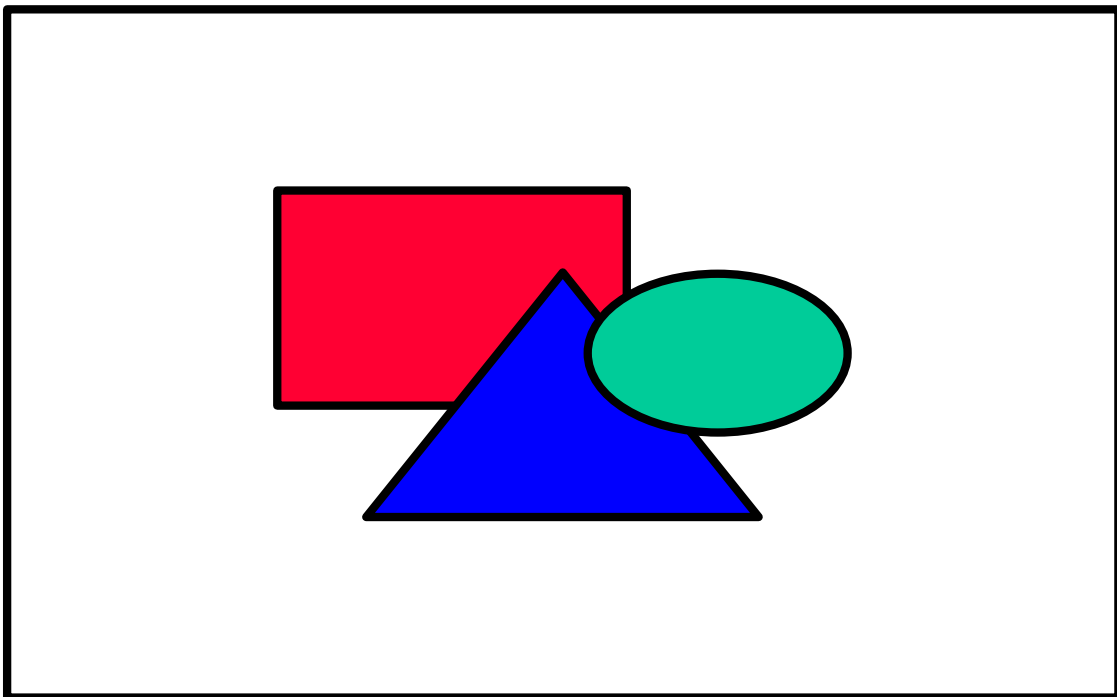


Abb. 6: Isoconendiagramm für Produkt und Edukt eines Kaolins über Granodiorit, Lagerstätte Caminau. Aus Krumb 1998.

Im Isoconendiagramm wird zunächst die theoretische Isocone für einen beliebigen Stoff konstruiert, der während des Verwitterungsprozesses als immobil angenommen wird. Multipliziert man die beliebig angenommene massebezogene Konzentration dieses Stoffes im Ausgangsgestein mit dem Quotienten von Rohdichte Ausgangsgestein zu Verwitterungsprodukt, so erhält man den theoretischen Gehalt dieses Stoffes für das Verwitterungsprodukt bei Verwitterungsprozessen ohne Volumenänderung des gesamten Gesteinskörpers. Zieht man nun eine Gerade zwischen dem Nullpunkt des Diagramms und dem gefundenen Wert, so erhält man die Isocone für die immobil Elemente im Verwitterungsprozeß bei konstantem Volumen (durchgezogene Linie).

Demgegenüber stellt die gestrichelte Linie die theoretische Isocone für immobile Elemente bei angenommener Volumenausdehnung während des Verwitterungsprozesses dar. In diesem Diagramm wurden nun die Wertepaare (Mittelwerte) der analysierten Elementkonzentrationen für Ausgangsgesteine ($\bar{\rho} = 2,4 \text{ kg/dm}^3$) und intensiv verwitterten Kaolin ($= 1,5 \text{ kg/dm}^3$) abgetragen.

Abb. 6 zeigt einen isovolumetrischen Verwitterungsprozeß für einen Granodiorit zu Kaolin mit einem annähernd immobilen Verhalten von Al_2O_3 .

Von den theoretisch immobilen Elementen Aluminium, Titan oder Zirkonium wäre in diesem Falle für eine Bilanzierung das Element Aluminium am besten als Referenzelement geeignet, da es nahezu auf der Isocone für konstantes Volumen fixiert ist.

Alle Elemente, die unterhalb der gestrichelten Linie markiert sind, haben eindeutig eine stoffliche Abreicherung während des Verwitterungsprozesses erfahren. Elemente, die sich oberhalb der Isocone für konstantes Volumen befinden, hätten eine absolute Stoffanreicherung erfahren (KRUMB 1998).

Daraus lassen sich folgende Schlußfolgerungen für die Lagerstätte ziehen:

- Der Verwitterungsprozess fand **ohne Volumenausdehnung** des Gesteinskörpers statt.
- Als **optimales Bezugs- und Referenzelement** kann das Element **Aluminium** herangezogen werden.
- Eine signifikante absolute Stoffanreicherung kann für **kein** Element festgestellt werden.

Die isovolumetrische Bilanzierungsmethode dient zur Bestimmung der absoluten Stoffan- oder -abreicherung im Verwitterungsprofil. Grundlage dafür ist die Annahme, daß während des Verwitterungsprozesses das texturale Gesteinsgefüge erhalten bleibt.

Obgleich im Tagebau Caminau Kaolinqualitäten in verschiedenen Verwitterungsstadien aufgeschlossen sind, lassen sich in den Übergangsbereichen keinerlei mechanische Gefügauflockerungen feststellen. Diese Beobachtung und die Ergebnisse der Isoconendarstellung unterstützen die Hypothese einer isovolumetrischen Verwitterung (KRUMB 1998).

Zur Interpretation isovolumetrisch gewonnener geochemischer Daten trägt man die volumenbezogene Konzentration der bestimmten Elemente gegen die Trockenrohddichte (ρ) auf. So erhält man ein empirisches Diagramm des Verwitterungsprozesses (GARDNER et al. 1978), welches das Abreicherungsverhalten in Raum und Zeit widerspiegelt (Abb. 7).

Als Referenzgröße wird für die geochemische Bilanzierung die Trockenrohddichte der zu untersuchenden Materialien verwendet. Multipliziert man gewichtsbezogene Analysedaten in Gew.-% mit der Trockenrohddichte der Probe ρ , so erhält man Gewichtseinheiten pro Volumeneinheit C_v in g/cm^3 oder in kg/dm^3 , bezogen auf 100% (MILLOT & BONIFAS 1955):

$$C_v = \frac{C_m \cdot \rho}{100}$$

Abb. 7 zeigt die auf normierte Gehalte berechneten Reaktionsfunktionen der mobilen Elemente für das Betrachtungsintervall ($\rho = 2,5 \Rightarrow 1,5 \text{ kg/dm}^3$) der Lagerstätte Caminau.

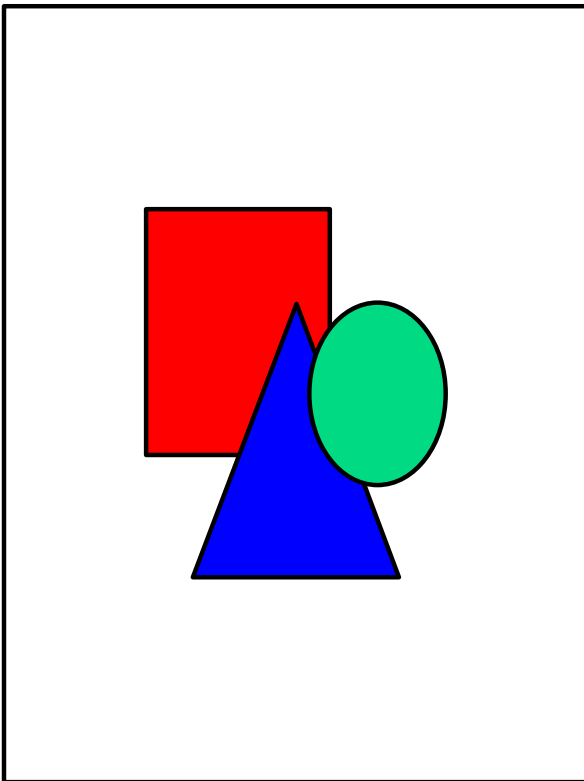


Abb. 7: Verwitterungsprozessdiagramm, Kaolinlagerstätte Caminau (n = 43). Aus Krumb 1998.

Quarz	Plagioklas	K- Feldspat	Biotit		Dichte
↓	⇒ Na, Ca	↓	Chlorit		2,4
↓	↓	⇒ K	⇒ Fe, Mg		↓
↓	Smektit	↓	Muskovit		2,2
⇒ SiO ₂	⇒ Ca	↓	⇒ Fe, Mg	↑	↓
↓	Kaolinit	Kaolinit	Illit	Siderit	1,7
↓	↓	↓	↓	↓	↓
Quarz	Kaolinit	Kaolinit	Illit		1,5

Abb. 8: Schematische Mineralabfolge der Kaolinlagerstätte Caminau mit zunehmender Verwitterungsintensität. Aus Krumb 1998.

Abb. 8 zeigt schematisch die gefundene Mineralabfolge mit zunehmender Verwitterungsintensität und abnehmender Rohdichte in der Lagerstätte Caminau. Die erkannte mineralogische Zonierung im Lagerstättenkörper Caminau zeigt eine gute Übereinstimmung mit der im Verwitterungsprozess-Diagramm (Abb. 7) erkennbaren Elementdynamik.

7. Literaturverzeichnis

- AUTOREN – KOLLEKTIV (1973): Erläuterung zur Geologischen Übersichtskarte der Bezirke Dresden, Karl – Marx - Stadt und Leipzig. – 78 S., Freiberg (VEB Geol. Erk. Und Forsch.).
- BANFIELD, J.F. & BARKER, W.W. (1994): Direct observation of reactant- product interfaces formed in natural weathering of exsolved, defective amphibole to smectite: Evidence for episodic, isovolumetric reactions involving structural inheritance. – *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 58: 1419 - 1429; Oxford.
- BLANKENBURG, H.-J. & RÖSLER, H.J. (1978): SiO₂- Mobilisation und Quarzbildung beim Kaolinisierungsprozeß. – *Z. angew. Geol.*, 24: 173 – 179; Berlin.
- BUCHWALD, J. (1967): Zur Geologie der Kaolinlagerstätte Caminau. – *Ber. dt. Ges. geol. Wiss.*, B, 12: 407 – 415; Berlin.
- FIELDES, M. & SWINDALE, L.D. (1954): Chemical weathering of silicates in soil formation. – *New Zealand J. Sci. Tech.*, 36: 140 – 154; Auckland.
- GRANT, J.A. (1986): The isocon diagram – A simple solution to Gresen's Equation for metasomatic alteration. – *Economic Geology*, 81: 1976 – 1982; New Haven.
- HEIM, D. (1990): Tone und Tonminerale. – 152 S.: Stuttgart (Enke).
- HEINS, W.A. (1993): Source- rock texture versus climate and topography as controls on the composition of modern plutoniclastic sands. – In: JOHNSSON, M.J. & BASU, A. (Hrsg.): Processes controlling the composition of clastic sediments: 135 – 146; Boulder (geol. Soc. of America).
- JASMUND, K. (1993): Bildung und Umbildung von Tonmineralen. – In: JASMUND, K. & LAGALY, G. (Hrsg): Tone und Tonminerale: 168 – 192; Darmstadt (Steinkopff).
- KRUMB, J.H. (1998): Bedingungen, Prozesse und Stoffbilanz der Kaolinisierung – das Beispiel der Lagerstätten Sachsens. – Diss., 207 S., Technische Universität Berlin
- MILLOT, F. (1970): *Geology of clays*. – 429 S.; Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo (Springer).
- MILLOT, F. & BONIFAS, M. (1955): Transformation isovolumetriques dans les phenomenes de laterisation et de bauxitisation. – *Bull. Serv. Carte Geol. Alsace- Lorraine*, 8: 3 –10; Strasbourg.
- MÖBUS, G. (1956): Einführung in die Geologische Geschichte der Oberlausitz. – 107 S., Berlin (VEB Dt. Verlag d. Wiss.).
- NAHON, D.B. (1991): *Introduction to the petrology of soils and chemical weathering*. – 313 S.; New York (Wiley):
- PIETZSCH, K. (1962): *Geologie von Sachsen*. – 870 S., Berlin (VEB Dt. Verlag d. Wiss.)
- SIEVER, R. & WOODFORD, N. (1979): Dissolution kinetics and the weathering of mafic minerals. – *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 43: 717 – 724; Oxford.
- STÖRR, M. (1983): Die Kaolinlagerstätten der Deutschen Demokratischen Republick. – *Schriftenr. geol.Wiss.*, 18: 226 S.; Berlin.
- STÖRR, M.; KUZVART, M. & NEUZIL, J. (1978): Age and Genesis of the weathering Crust in the Bohemian Massif. – *Schriftenr. geol. Wiss.*, 11: 265 – 281; Berlin.
- VALETON, I. (1983): Klimaperioden lateritischer Verwitterung und ihr Abbild in den synchronen Sedimentations- Räumen. – *Z. dt. geol. Ges.*, 143: 413- 452; Hannover.