

Geochemische Vorgänge bei der Verwitterung von Silikatgesteinen

von

Heinrich Martin Köster*)

1. Einleitung	55
Die Aufgabenstellung der Geochemie.	
2. Der chemische und mineralogische Aufbau der Erdkruste	55
Häufigkeit der chemischen Elemente in der Erdkruste — Gesteinszusammensetzung der Kontinentalsockel — Mineralzusammensetzung von Granit und Basalt.	
3. Geochemische und mineralogische Vorgänge bei der Verwitterung von Silikatgesteinen	57
Widerstandsfähigkeit der häufigsten Silikatminerale gegen die Verwitterung — Verbleib der wichtigsten chemischen Elemente bei der Verwitterung der Silikatgesteine — Verwitterungsrückstand und Verwitterungsneubildungen.	
4. Methoden und Beispiele zur quantitativen Berechnung des chemischen Stoffumsatzes bei der Gesteinsverwitterung	59
Berechnung der Anreicherung bzw. Verminderung von chemischen Elementen bei der Verwitterung nach der „Indexmineral-Methode“ (Lateritprofil von Kot, Indien) und der „isovolumenometrischen Methode“ (Lateritprofil von Suapiti, Guinea) — Geochemische Bilanzrechnung über den Verbleib von chemischen Spurenelementen bei der Verwitterung: Blei und Kupfer im Kaolin von Hirschau-Schnaittenbach (Opf.) und die Bleierzlagerstätte von Freihung (Opf.).	
5. Zusammenfassung	64
6. Literaturverzeichnis	65

1. Einleitung

In Deutschland befaßt sich die Geochemie mit der Verteilung der chemischen Elemente in der Erdkruste und den Gesetzmäßigkeiten dieser Verteilung. In anderen Ländern, wie den USA oder Rußland, werden auch die Stoffumlagerungen bei der Gesteinsbildung von der Geochemie behandelt. Hier soll das Verhalten chemischer Elemente bei der Verwitterung gezeigt werden.

2. Der chemische und mineralogische Aufbau der Erdkruste

Betrachtet man die Häufigkeit der Elemente in der Erdkruste, so sind die acht Elemente O, Si, Al, Fe, Ca, K, Na und Mg zusammen mit 99,3 Gewichtsprozenten mengenmäßig weitaus vorherrschend (WEDEPOHL 1960). Bei Verwitterungsvorgängen wird

*) Hochschuldozent Dr. Heinrich Martin Köster. Institut für Mineralogie der Technischen Hochschule München. 8000 München 2, Arcisstraße 21.

man sich vorwiegend mit diesen Elementen zu befassen haben, weil diese Elemente auch die Hauptbestandteile der gesteinsbildend wichtigen Silikatminerale und damit der Silikatgesteine selber sein müssen (Tab. 1).

Tabelle 1. Die Häufigkeit der wichtigsten chemischen Elemente in den Gesteinen der oberen Erdkruste (bis ca. 35 km Tiefe)

Sauerstoff	O	47,7 Gew.-%	Calcium	Ca	2,9 Gew.-%
Silicium	Si	30,6 Gew.-%	Kalium	K	2,8 Gew.-%
Aluminium	Al	8,0 Gew.-%	Natrium	Na	2,4 Gew.-%
Eisen	Fe	3,5 Gew.-%	Magnesium	Mg	1,4 Gew.-%
					99,3 Gew.-%

Die Kontinentalsockel unserer Erde bestehen bis zu 16 km Tiefe etwa zu 95 % aus magmatischen Gesteinen. Nur 1 % sind Sedimentgesteine. Den Rest von 4 % bilden metamorphe Gesteine (CLARKE & WASHINGTON 1924). Bei der Betrachtung von Verwitterungsvorgängen kann man sich deshalb im wesentlichen auf die magmatischen Gesteine beschränken. Unter diesen herrschen wiederum mit 80 % Anteil granitische Gesteine und mit 15 % Anteil basaltische Gesteine weitaus vor (WEDEPOHL 1960)

Tabelle 2. Hauptbestandteile der oberen Erdkruste (bis ca. 16 km Tiefe)

Magmatische Gesteine		95 % Vol.-%
Tonschiefer	0,8 %	Sedimente
Sandsteine	0,12 %	
Kalke und Dolomite	0,08 %	
Metamorphe Gesteine		4 % Vol.-%

Tabelle 3. Die Volumenanteile der magmatischen Gesteine in der oberen Erdkruste (bis ca. 35 km Tiefe)

Granitische Gesteine	80 Vol.-%
Intermediäre Gesteine	5 Vol.-%
Basaltische Gesteine	15 Vol.-%
Ultrabasaltische Gesteine	0,5 Vol.-%

Betrachtet man die Areale der magmatischen Gesteine, z. B. für die Erdoberfläche des nordamerikanischen Subkontinents, so ergeben sich etwas andere Verhältnisse (Tab. 4, vereinfacht aus DALY 1933). Jedoch zeigt sich auch so die Vormacht granitischer Tiefengesteine und intermediärer bis basaltischer Ergußgesteine.

Tabelle 4. Areale der magmatischen Gesteine Nordamerikas

	Tiefengest.	Ganggest.	Ergußgest.	Summe
Granitische Gesteine	35,1 %	0,3 %	12,8 %	48,2 %
Intermediäre Gesteine	1,4 %	0,6 %	25,8 %	27,8 %
Basaltische Gesteine	2,5 %	1,6 %	19,4 %	23,5 %
Ultrabasaltische Gesteine	0,5 %	—	—	0,5 %
	39,5 %	2,5 %	58,0 %	100,0 %

Der Unterschied zwischen den Volumen- und den Oberflächenanteilen der magmatischen Gesteinstypen ist durch den Aufstieg und Deckenerguß basaltischer Magmen während des Tertiärs zu erklären. Außerdem wird der größte Oberflächenanteil der Kontinente von Sedimenten be-

deckt. Die heute der Beobachtung zugänglichen Areale der magmatischen Gesteine sind zufällig und können sich durch Abtragung der Sedimentdecke, erneuter Sedimentation an anderen Stellen und vor allem durch die Verwitterung und Abtragung der Basaltdecken erheblich ändern.

Die Mineralzusammensetzung von Granit und Basalt ist im Mittel folgende (Tab. 5): Ein Granit besteht aus etwa 30 % Quarz, 35 % Kalifeldspat (Orthoklas), 30 % natriumreichen Kalk-Natron-Feldspat (Plagioklas), und nur 5 % Anteil haben die dunklen Bestandteile, der Kalium-Magnesium-Eisen-Glimmer (Biotit) und die Hornblende.

Tabelle 5. Mineralzusammensetzung von Granit und Basalt

Granit		Basalt	
30 %	Quarz SiO_2		
35 %	Orthoklas $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$		
30 %	Plagioklas $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (Na-reicher Pl.)	45 %	Plagioklas $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ (Ca-reicher Pl.)
5 %	Biotit $\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3[(\text{OH})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$	50 %	Hornblende Augit $\text{Ca}(\text{Mg},\text{Fe})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
	Hornblende $\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe})_5[(\text{OH})_2\text{Si}_3\text{O}_{22}]$		
		5 %	Olivin $(\text{Mg},\text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$

Ein Basalt (Feldspatbasalt) besteht aus etwa 45 % calciumreichen Kalk-Natron-Feldspat (Plagioklas); mit etwa 50 % sind Augit oder Hornblende an seiner Zusammensetzung beteiligt und meistens sind einige Prozente Olivin vorhanden.

Mit diesen beiden Gesteinstypen sind auch alle gesteinsbildend wichtigen Minerale der übrigen magmatischen Gesteine aufgezeichnet, wenn man von den wenigen Gesteinen mit Feldspatvertretern einmal absieht. Die meisten übrigen magmatischen Gesteine nehmen mit ihrer Mineralzusammensetzung eine Mittelstellung zwischen Granit und Basalt ein oder haben eine ultrabasaltische Zusammensetzung und bestehen vorwiegend aus Olivin.

3. Geochemische und mineralogische Vorgänge bei der Verwitterung von Silikatgesteinen

Die Gesteine sind an der Erdoberfläche der Verwitterung ausgesetzt. Die physikalische Verwitterung, wie Temperatur-, Frost- und Salzsprengung, zerkleinert die Gesteine und liefert damit für den chemischen Angriff größere Oberflächen. Die wirksamen Agentien der chemischen Verwitterung sind vor allem das Wasser, die Kohlensäure der Luft, im geringeren Maße organische Stoffwechselprodukte und gelegentlich anorganische Säuren, wie Schwefelsäure oder Phosphorsäure.

Die genannten Silikatminerale der magmatischen Gesteine lassen sich nach ihrer relativen Widerstandsfähigkeit gegenüber der chemischen Verwitterung ordnen (Tab. 6 nach BEAR 1954). Es zeigt sich, daß die Mg-Fe-Silikate sehr leicht verwittern. Etwas beständiger sind die Mg-Fe-Al-Silikate, es folgen die Ca-Na-Al-Silikate. Ziemlich stabil sind die K-Al-Silikate. Sehr widerstandsfähig gegen die Verwitterung erweisen sich einige in den magmatischen Gesteinen untergeordnet vorkommende Silikate, wie der Turmalin, ein kompliziert gebautes borhaltiges Mineral, und der Zirkon, das Zirkonium-Orthosilikat. Das stabilste Mineral ist aber der Quarz.

Bei der Gesteinsverwitterung werden sich die stabileren Minerale als Verwitterungsreste anreichern. So bestehen die Sande und Sandsteine überwiegend aus Quarzkörnern

Tabelle 6. Relative Widerstandsfähigkeit der häufigeren Minerale magmatischer Gesteine gegen die Verwitterung

	Mineral:	Chemische Hauptbestandteile (Metalle):
leicht verwitternd	Olivin	Mg, Fe, Si
	Hornblende	Mg, Fe, Ca, Al, Si
	Augit	Ca, Mg, Fe, Al, Si
	Biotit	K, Mg, Fe, Al, Si
	Anorthit	Ca, Al, Si
mäßig stabil	Albit	Na, Al, Si
	Orthoklas	K, Al, Si
	Muskowit	K, Al, Si
	Turmalin	Ca, Mg, Fe, B, Al, Si
	Zirkon	Zr, Si
sehr stabil	Quarz	Si

mit geringen Beimengungen von Zirkon, Turmalin und ähnlich stabilen Mineralen. Viele Sande sind glimmerreich und enthalten Muskowitblättchen. Gelegentlich bleibt auch der Kalifeldspat bei der Verwitterung zum Teil erhalten und es bilden sich Quarz-Feldspat-Sande, die Arkosen.

Betrachtet man das Verhalten der wichtigsten Elemente während und nach der Verwitterung der Ausgangsgesteine, so ergibt sich folgender Überblick (aus MASON 1958):

Das Silizium bleibt zum Teil im ursprünglichen Quarz als Verwitterungsrückstand erhalten. Der Siliziumanteil der verwitterten Silikate und das Aluminium verbinden sich mit einem Teil des Kalium zu wasserhaltigen Aluminium- oder Kalium-Aluminium-Silikaten, den sogenannten Tonmineralen. Das Eisen, ursprünglich in den dunklen Mineralen der magmatischen Gesteine mit Magnesium und Aluminium vorkommend, wird bei der Verwitterung von diesen Elementen getrennt. Eisenhydroxide und Eisenoxide bilden sich neben den Tonmineralen neu. Die Tonminerale und Eisenoxide bleiben im wesentlichen auf dem Festland zurück. Weil sie sich meistens in der Nähe des Verwitterungsortes der Ausgangsgesteine bilden, spricht man von Verwitterungsneubildungen.

Die leicht löslichen Alkalien und Erdalkalien gelangen mit den Verwitterungslösungen ins Meer. Das Calcium wird als Calciumkarbonat aus dem Meerwasser größtenteils wieder abgeschieden. Mit den gebildeten Kalksteinen reagiert ein Teil des Magnesiums unter Bildung von Dolomit. Im Meerwasser selber reichert sich das Natrium an. Bei starker Verdunstung des Meerwassers aus flachen von der offenen See abgeschnittenen Meeresteilen kann es schließlich zu Salzabscheidungen kommen. (Tab. 7).

Die Verwitterungsvorgänge und die chemischen Stoffumsätze lassen sich an den Verwitterungsrückständen und den Verwitterungsneubildungen studieren. Die Art der Verwitterungsneubildungen ist stark vom Klima und von der Gesteinsart abhängig. In den gemäßigten Breiten entstehen vorwiegend glimmerartige, muskowitähnliche Tonminerale. Das Eisen wird an organische Substanz gebunden und ist im Boden feinst verteilt. Nur selten gelingt der Nachweis von oxidischen Eisenmineralen im Boden.

Zu anderen Neubildungen führt im allgemeinen die Verwitterung unter tropischen Klimabedingungen. Auf granitischen Gesteinen bilden sich Kaolinminerale, meistens kristallographisch gut geordneter Kaolinit. Das Eisen fällt als α -FeOOH (Goethit) oder α -Fe₂O₃ (Hämatit) aus und sammelt sich häufig in Form von Eisenoxidkonkretionen an.

Tabelle 7. Sedimentbildung

Si	Al, Si, (K)	Fe	Ca, (Mg)	(Ca), Na, (K), (Mg)
↓	↓	↓	↓	↓
Quarz	Tonminerale	Hydroxide Oxide	Karbonate	Salze
SiO ₂		FeOOH Fe ₂ O ₃	CaCO ₃ CaMg(CO ₃) ₂	NaCl KCl KCl·MgCl ₂ ·6H ₂ O CaSO ₄ ·2H ₂ O CaSO ₄
Verwitterungs- Rückstand (bleiben auf dem Festland zurück oder werden im Meer vorwiegend in Küstennähe sedimentiert.)		Verwitterungs- Neubildungen		(gelangen mit den Flußwässern gelöst ins Meer und werden dort chemisch und biologisch ausgefällt.)
				(im Meerwasser gelöst. Gelegentlich in Lagunen bei Verdunsten des Meerwassers ausgefällt.)

Auf basaltischen Gesteinen wird häufig die gesamte Kieselsäure fortgeführt. Zurück bleiben Aluminiumhydroxide wie γ -Al(OH)₃ (Gibbsit) und γ -AlOOH (Boehmit) gemeinsam mit α -FeOOH und α -Fe₂O₃. Die Eisenoxide bilden Krusten in bestimmten Horizonten des Verwitterungsprofils oder an der Oberfläche. Beim Auftreten von Eisenoxidkonkretionen oder Krusten in tropischen Verwitterungsprofilen spricht man von Lateritbildung. (Tab. 8).

Tabelle 8. Verwitterungsneubildungen

	Gemäßigte Klimate:	Tropische Klimate:	
	auf Granit und Basalt	auf Granit	auf Basalt
Al	glimmerartige Tonminerale K Al ₂ [(OH) ₂ AlSi ₃ O ₁₀] Al ₂ [(OH) ₂ Si ₄ O ₁₀] + Kaolin-Minerale Al ₂ [(OH) ₄ Si ₂ O ₅]	Kaolin-Minerale Al ₂ [(OH) ₄ Si ₂ O ₅]	Aluminiumhydroxide γ -Al(OH) ₃ γ -AlOOH
Fe	Eisen vorwiegend an organische Substanz gebunden und im Boden feinst verteilt.	Eisenoxidkonkretionen im Kaolin α -FeOOH α -Fe ₂ O ₃	Eisenoxidkrusten α -FeOOH α -Fe ₂ O ₃

4. Methoden und Beispiele zur quantitativen Berechnung des chemischen Stoffumsatzes bei der Gesteinsverwitterung

Bodenkundler und Mineralogen versuchen oft anhand chemischer Analysen einen Einblick in Verwitterungsvorgänge zu erhalten und quantitative Aussagen über die Zufuhr oder Wegfuhr von chemischen Elementen zu machen. Dafür gibt es verschiedene Möglichkeiten.

Dividiert man die gefundenen Gewichtsprozent a eines Elementes im Verwitterungsprodukt durch die Gewichtsprozent A des gleichen Elementes im frischen Ausgangsgestein, so zeigt der Quotient a/A die absolute Anreicherung bzw. Verminderung des Elementes im Verwitterungsprodukt an. Aber es läßt sich damit nichts über den Vorgang der Anreicherung selber aussagen. Die Anreicherung kann durch Zufuhr des Elementes erfolgt sein, oder sie kann relativ durch die stärkere Wegfuhr anderer Elemente aus dem Verwitterungsprodukt hervorgerufen sein.

Die Anreicherung oder Verminderung von Elementen durch Zufuhr oder Wegfuhr läßt sich aus den Analysen eines Verwitterungsprofils ableiten, wenn im Profil ein „absolutes“ Maßsystem vorhanden ist, das durch die Verwitterungsvorgänge selber nicht verändert wurde. Als absolutes Maßsystem können die gegenüber der Verwitterung sehr beständigen Minerale Turmalin, Zirkon und Quarz verwendet werden, wenn sich mikroskopisch nachweisen läßt, daß diese Minerale unversehrt geblieben sind. Solche Minerale wurden Indexminerale (MARSHALL 1940, MARSHALL & HASEMANN 1942) genannt. Die Berechnung des chemischen Stoffumsatzes in einem Verwitterungsprofil geschieht nach der Indexmineral-Methode wie folgt; man bildet den Quotienten:

$$x = \frac{a}{A} \cdot \frac{I_0}{I} \cdot 100$$

Dabei bedeuten: I_0 = Menge des Indexminerals im Ausgangsgestein und I = Menge des Indexminerals im Verwitterungsprodukt. Multipliziert man jetzt mit dem Faktor 100, dann geben x -Werte über 100 die Anreicherung des chemischen Elementes in Prozenten durch die direkte Zufuhr in den betreffenden Horizont des Profils an. x -Werte unter 100 zeigen die Verminderung des Elementes durch Wegfuhr an.

Für verschiedene Haupt- und Spurenelemente wurde vom Verfasser (KÖSTER 1961) die Indexmineral-Methode bei einem indischen Lateritprofil angewendet, wobei der Quarz als Indexmineral benutzt wurde. (Tab. 9).

Tabelle 9. Verteilung der chemischen Elemente im Lateritprofil von Kot, Indien

	Quarzgehalt in %	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	TiO ₂ %	Zr g/t	Pb g/t	B g/t	Cr g/t	P ₂ O ₅ %
Konkretion 104	25	41,1	15,3	30,1	2,1	485	19	46	265	0,20
Konkretion 103	44	54,6	11,2	24,8	1,4	375	—	35	165	0,14
Ton 103	53	67,6	15,4	3,4	1,8	355	30	—	166	0,08
Konkretion 102	23	41,5	16,8	28,9	3,0	709	—	55	—	0,19
Ton 102	50	68,9	17,3	2,1	2,7	508	13	47	128	0,09
Ton 101	64	77,3	13,1	0,8	0,6	262	13	8	4	0,08
Granit 105	26	69,2	12,9	3,7	0,4	380	14	7,5	2	0,125

Das *Lateritprofil von Kot* (Provinz Gujarat) ist durch Verwitterung eines grobkörnigen Granites entstanden (KÖSTER 1955). Es lassen sich durch die petrographische Untersuchung mehrere Entwicklungsphasen erkennen. Zunächst wurde der Granit an der Oberfläche kaolinisiert. Dabei wurde das Eisen zuerst gleichmäßig fein im Kaolin als Goethit und Hämatit verteilt. Dann hat sich das Eisen in den oberen Profiltteilen in Eisenoxidkonkretionen gesammelt. In einer dritten Phase wurde in den unteren Profiltteilen Kaolinit aufgelöst und im obersten Horizont kristallographisch schlecht geordnetes Kaolinmineral neu gebildet. Es hat also eine Wanderung der chemischen Substanz von

unten nach oben im Profil stattgefunden und in den oberen Profiltteilen dazu noch eine Konzentrierung bestimmter Elemente in Konkretionen. Diese Vorgänge lassen sich mit der Indexmineralmethode quantitativ erfassen. Es ergeben sich folgende Verhältnisse (Tab. 10):

Tabelle 10. Anreicherung der chemischen Elemente im Lateritprofil von Kot, berechnet nach der Indexmineral-Methode von MARSHALL mit Quarz als Indexmineral

		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Zr	Pb	B	Cr	P ₂ O ₅
Konkretion	104	63	125	871	572	135	143	634	14 010	170
Konkretion	103	47	52	406	215	59	—	279	4 930	68
Ton	103	48	59	46	223	46	128	—	4 095	31
Konkretion	102	69	150	915	886	216	—	847	—	177
Ton	102	52	69	30	363	70	48	326	3 330	37
Ton	101	45	41	9	62	28	38	43	896	41
Granit	105	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Aus allen Horizonten des Profils und auch aus den Konkretionen der oberen Horizonte ist etwa ein Drittel bis die Hälfte des ursprünglich vorhandenen SiO₂ bei der Verwitterung weggeführt worden. Das Aluminium wurde nur in den Konkretionen der Horizonte 102 und 104 schwach angereichert, dagegen in allen übrigen Proben wie die Kieselsäure stark vermindert. Das Eisen ist aus dem tiefsten Horizont 101 fast ganz entfernt und in den Eisenoxidkonkretionen der anderen Horizonte sehr stark angereichert. Die Konkretionen des Horizontes 103 fallen durch ihre geringere Eisenanreicherung auf und dafür ist noch relativ viel fein verteiltes Eisen im umgebenden Ton 103 vorhanden. Das Titan zeigt eine Verminderung im Horizont 101 und eine erhebliche bis starke Anreicherung in allen anderen Proben. Das Zirkonium läßt im Verhalten eine auffallende Parallelität zu den chemisch verwandten Elementen Aluminium und Titan erkennen. Das Blei ist in den oberen Profiltteilen angereichert, aus den unteren weggeführt. Das Bor geht mit dem Titan völlig parallel. Eine Ausnahme macht das Chrom. Es ist in allen Profiltteilen angereichert, das bedeutet zugeführt worden. Das Chrom muß deshalb von außerhalb in das Profil gelangt sein, oder das verwitterte Gestein hat einen sehr viel höheren Chromgehalt besessen als die Bezugsprobe, der Granit 105. Die Phosphorsäure zeigt wieder eine Anreicherung in den Konkretionen 102 und 104, in den anderen Proben eine Verminderung.

Die Minerale der basaltischen Gesteine werden bei der tropischen Verwitterung sämtlich zerstört. Die Indexmineral-Methode ist deshalb bei diesen zur Untersuchung geochemischer Vorgänge nicht anwendbar. In vielen Fällen ist aber die Textur des Ausgangsgesteins in Verwitterungsprofilen über Basalten erhalten. Das heißt, die Minerale des Basaltes wurden Stück um Stück durch die Verwitterungsneubildungen ersetzt, wobei die ursprünglichen Korngrenzen der Basaltminerale noch erkennbar geblieben sind und deshalb auch keine Volumenverminderung im Verwitterungsprodukt eingetreten ist. In diesem Falle ist es möglich über gleiche Volumina von Ausgangsgestein und Verwitterungsmaterial die Zufuhr chemischer Elemente oder ihre Wegfuhr für die einzelnen Profilhizonte zu berechnen. Man hat diese Methode die „isovolumenometrische Methode“ genannt (MILLOT & BONIFAS 1955). Die Berechnung der weggeführten oder zugeführten Mengen eines chemischen Elementes erfolgt nach der Formel:

$$y = \frac{a \cdot D_a - A \cdot D_A}{A \cdot D_A} \cdot 100$$

Dabei bedeuten: a = Gewichtsprozente eines chemischen Elementes im Verwitterungsprodukt, A = Gewichtsprozente des gleichen Elementes im unverwitterten Ausgangsgestein. D_a und D_A sind die zugehörigen spezifischen Gewichte (Dichten).

Das Beispiel eines grobkörnigen Basaltes (Dolerit von Suapiti, Guinea) zeigt, daß bei der Verwitterung die Eisen- und Titanmengen absolut erhalten geblieben sind. Die Aluminiummenge hat nur wenig abgenommen. Die Kieselsäure und die Erdalkalien wurden sehr stark verringert und die Alkalien quantitativ weggeführt (BONIFAS 1960)

Tabelle 11. Dolerit von Suapiti, Guinea

	Dolerit	zersetzter Dolerit	Verlust in %/o *)	vorhandene Menge **)
SiO ₂	49,30 %/o	17,85 %/o	-86	14
Al ₂ O ₃	13,80 %/o	30,60 %/o	-15	85
Fe ₂ O ₃ ***)	10,27 %/o	26,94 %/o	0	100
CaO	10,10 %/o	1,50 %/o	-94	6
MgO	13,40 %/o	4,40 %/o	-87	13
K ₂ O	0,63 %/o	—	-100	0
Na ₂ O	1,50 %/o	—	-100	0
TiO ₂	0,70 %/o	1,80 %/o	-1	99
H ₂ O	1,00 %/o	16,55 %/o	+535	635
Dichte g/cm ³	3,08	1,18		

*) Isovolumenometrische Methode
$$\gamma = \frac{a \cdot D_a - A \cdot D_A}{A \cdot D_A} \cdot 100$$

**) Quotient analog der Indexmineral-Methode

$$x' = \frac{a \cdot D_a}{A \cdot D_A} \cdot 100;$$

***) Gesamtisenmenge (FeO + Fe₂O₃) als Fe₂O₃ verrechnet.

Statt mit der oben genannten Formel für die isovolumenometrische Methode sollten die Berechnungen besser nach der Formel

$$x' = \frac{a \cdot D_a}{A \cdot D_A} \cdot 100 \text{ durchgeführt werden.}$$

(Werte der letzten Spalte in der Tabelle 11)

Diese Formel ist jener nach der Indexmineral-Methode analog. Anstelle von I und I_0 werden hier die Volumina V_a und V_A als Standardmaß benutzt.

Weil $D_{a_a} = \frac{g}{V_a}$ und $D_A = \frac{g}{V_A}$ gilt:

$$x' = \frac{a \cdot V_A}{A \cdot V_a} \cdot 100 = \frac{a \cdot D_a}{A \cdot D_A} \cdot 100$$

Den Verbleib von Spurenelementen in den Verwitterungsprodukten soll folgendes Beispiel aus der Oberpfalz zeigen (KÖSTER u. KÖSTER 1964):

Proben des Hirschau-Schnaittenbacher Kaolins zeigen überraschend hohe Bleigehalte um 0,1 % Pb und Kupfergehalte um 0,02 % Cu (Tab. 12). Der Kaolin wird aus kaolinisierten Quarz-Feldspat-Sanden gewonnen. Diese bestehen bei Hirschau im Durchschnitt aus 75—85 % Quarz, rund 5 % Feldspat und 10—15 % Kaolinit.

Tabelle 12. Blei- und Kupfergehalte von Hirschauer Kaolinproben

	% Pb		% Cu	
	A	B	A	B
Kaolin K 160	0,052	0,09	0,019	
Kaolin FP - 80	0,052	0,10	0,021	
Kaolin SF	0,094	0,12	0,019	
Schlammkaolinprobe (Prof. Wedepohl)	0,060	0,15	0,022	0,05
Probe 127 A (API Res. Proj. 49)	0,04 +	(0,5)		(0,03)

Anmerkungen: A = spektralphotometrisch bestimmt
 B = emissionsspektralanalytisch bestimmt
 + = Methode unbekannt
 () = halbquantitativ emissionsspektralanalytisch

Die Quarz-Feldspat-Sande entstanden unter aridem Klima durch Verwitterung der Gesteine des südlich bis östlich anstehenden Grundgebirges. Der Verwitterungsschutt wurde in der dem kristallinen Naabgebirge nördlich vorgelagerten Hirschau-Schnaittenbacher Senke abgelagert. Die Kaolinisierung der Kalifeldspäte dürfte im wesentlichen erst nach der Ablagerung der Quarz-Feldspat-Sande durch das Grundwasser erfolgt sein.

Die Blei- und Kupferanreicherung im Hirschauer Kaolin läßt sich durch die folgende geochemische Bilanzrechnung erklären:

Für die Ausgangsgesteine der Quarz-Feldspat-Sande — es sind die südlich und östlich anstehenden Granite und Gneise — läßt sich nach ihrer heutigen Oberflächenverbreitung ein mittlerer Quarzgehalt von 21 bis 26 % errechnen. Je Tonne Quarz-Feldspat-Sand — Quarzgehalt 75—85 % — sind demnach 2,9 bis 4,1 Tonnen Granit und Gneise verwittert. Granite und Gneise enthalten durchschnittlich 20 g/t Blei (WEDEPOHL 1956) und 10 g/t Kupfer (TUREKIAN & WEDEPOHL 1961). Mit je 1000 kg Quarz-Feldspat-Sand sind daher 58 bis 82 g Blei und 29 bis 41 g Kupfer in das Sedimentationsbecken gelangt. Blei und Kupfer können bei den ariden Bedingungen während der Ablagerung der Sande nicht weit fortgeführt sein. Sie können in beträchtlichen Mengen an den Oberflächen von Kaolinit adsorbiert werden (CORRENS 1924). Nach der Um-

wandlung der Kalifeldspäte der Sande sollten das Blei und Kupfer demnach im Kaolin wiederzufinden sein. Bei einem Kaolingehalt der Hirschauer Quarz-Feldspat-Sande von 10—15 % sollte der ausgeschlämte Kaolin 0,04—0,08 % Pb und 0,02—0,04 % Cu enthalten. Gefunden wurden 0,04—0,15 % Pb und 0,02—0,05 % Cu.

Die gute Übereinstimmung zwischen den errechneten möglichen Blei- und Kupfergehalten und den gefundenen Gehalten im Hirschauer Kaolin zeigt, daß die überraschend hohe Anreicherung dieser Elemente sich allein aus dem Verwitterungs- und Sedimentationszyklus der kaolinhaltigen Quarz-Feldspat-Sande herleiten läßt.

Nördlich von Hirschau bei Freihung enthalten die Quarz-Feldspat-Sande nur etwa 5 % Kaolinit und weniger. Die Kaolinmenge reicht dann nicht mehr aus, um alles durch die Verwitterung der Grundgebirgsgesteine frei gewordene Blei adsorptiv zu binden, zumal das Blei bei der Besetzung der Kaolinitoberflächen gegen Al, Fe, Mn, Ba, Ca-Ionen u. a. zu konkurrieren hat. Nach diesen Überlegungen sind in den Quarz-Feldspat-Sanden bei Freihung Bleimengen zu erwarten, die nicht adsorptiv an Kaolinit gebunden sind. Solches Blei wird sich an Stellen sammeln, wo eine Ausfällung durch die pH-Bedingungen und durch das Vorhandensein von CO_3^{2-} , SO_4^{2-} oder S^{2-} -Ionen möglich wird. Von den weitgehend gleichförmigen Quarz-Feldspat-Sanden hebt sich die Freihunger Stufe durch ihre fossilen Pflanzenreste ab. In diesen Schichten befindet sich die bekannte Freihunger Lagerstätte mit PbCO_3 (Weißbleierz) als Hauptmineral, begleitet von PbS (Bleiglanz).

Die Bleimenge in der Freihunger Stufe kann mengenmäßig leicht von den gesamten Quarz-Feldspat-Sanden hergeleitet werden. 1 km³ der Hirschauer Sande enthält rund 250 000 t Blei und 50 000 t Kupfer adsorptiv gebunden. Die Erzvorräte der Freihunger Lagerstätte werden auf 100 000 t wahrscheinliches und 200 000 t mögliches Blei geschätzt (TILLMANN 1958). Das Blei der Erzlagerstätte Freihung ist demnach nur eine örtliche Konzentration des Bleiinhautes der Quarz-Feldspat-Sande; und dieses Blei ist durch die Verwitterung der Ausgangsgesteine Granit und Gneis frei geworden und wird größtenteils vom Kaolinit in den Sanden adsorptiv festgehalten.

5. Zusammenfassung

Die Minerale der magmatischen Gesteine werden bei der chemischen Verwitterung verschieden stark zerstört. Widerstandsfähige Minerale, wie der Quarz, können sich als Verwitterungsreste (Sande) anreichern. Die Kieselsäure der zersetzten Silikate verbindet sich mit dem Aluminium am Orte der Verwitterung zu wasserhaltigen Aluminiumsilikaten (Tonminerale). Das Eisen, in den magmatischen Gesteinen gemeinsam mit dem Aluminium in den Silikaten gebunden, wird bei der Verwitterung vom Aluminium getrennt und bildet eigene Oxid- und Hydroxidminerale. Unter tropischem Klima reichern sich die Eisenoxide und Eisenhydroxide häufig in bestimmten Horizonten der Verwitterungsprofile in Form von Konkretionen oder Krusten an (Lateritbildung).

Geochemische Vorgänge bei der Verwitterung lassen sich mit der Indexmineral-Methode und der isovolumenometrischen Methode quantitativ beschreiben, wenn im Verwitterungsprofil ein widerstandsfähiges Mineral als innerer Standard (häufig bei granitischen Gesteinen) oder wenn durch das konservierte Gefüge das Volumen des ursprünglichen Gesteins (häufig bei basaltischen Gesteinen) erhalten geblieben ist.

Als Beispiel für die Anwendung der „Indexmineralmethode“ werden das Lateritprofil von Kot (Indien) und für die „isovolumenometrische Methode“ das Lateritprofil von Suapiti (Guinea) angeführt.

Unter bestimmten Voraussetzungen kann die Anreicherung von Spurenelementen in Sedimentgesteinen durch geochemische Bilanzrechnungen verfolgt werden. Die Anreicherung von Blei und Kupfer im Hirschau-Schnaittenbacher Kaolin läßt sich allein aus den Blei- und Kupfergehalten der verwitterten Grundgebirgsgesteine herleiten. In diesem Zusammenhang ist die Bleierzlagerstätte von Freihung als geringfügige örtliche Konzentration des Bleigehaltes der kaolinisierten Quarz-Feldspat-Sande zu deuten.

Herrn Robert Karl, Lehrer an der Hans-Hermann-Schule zu Regensburg, verdanke ich eine kritische Durchsicht des Manuskriptes und wertvolle Hinweise zur allgemein verständlichen Gestaltung des Textes.

LITERATURVERZEICHNIS

- Bear, F. E.*: Chemistry of the soil. — ACS Monograph No. 126, Reinhold Publishing Corporation 1955.
- Bonifas, M.*: Contribution a l'étude géochimique de l'altération latéritique. — Mémoires du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine. No. 17 (1959).
- Clarke, C. W.* and *H. S. Washington*: The composition of the earth's crust. — U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 127 (1924).
- Correns, C. W.*: Adsorptionsversuche mit sehr verdünnten Kupfer- und Bleilösungen und ihre Bedeutung für die Erzlagerstättenkunde. — Kolloid-Z. 34, 341—349 (1924).
- Daly, R. A.*: Igneous rocks and the depths of the earth. — McGraw-Hill Book Company, Inc. 1933.
- Köster, H. M.*: Beitrag zur Kenntnis indischer Laterite. — Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr., 5, 23—64 (1955).
- Vergleich einiger Methoden zur Untersuchung von geochemischen Vorgängen bei der Verwitterung. — Beitr. Mineral. u. Petrogr., 8, 69—83 (1961).
- Köster, H. M. und S. Köster*: Über den Bleigehalt des Kaolins von Hirschau-Schnaittenbach und die Bleierzlagerstätten von Freihung in der Oberpfalz. — Beitr. Mineral. u. Petrogr., 10, 27—31 (1964).
- Marshall, C. E.*: A petrographic method for the study of soil formation process. — Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 5, 100—103 (1940).
- Marshall, C. E.*, and *J. F. Hasemann*: The quantitative evaluation of soil formation and development by heavy mineral studies: A grundy silt loam profile. — Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 7, 448—453 (1942).
- Mason, B.*: Principles of Geochemistry. — John Wiley & Sons, Inc. New York 1958, 2. Ed.
- Millot, G.*, et *M. Bonifas*: Transformation isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et bauxitisation. — Extrait du Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine. Bd. 8, Heft 1 (1955).
- Tillmann, H.*: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000. Blatt Nr. 6337 Kaltenbrunn. — München 1958. Bayer. Geol. Landesamt.
- Turekian, K. K.*, and *K. H. Wedepohl*: Distribution of the elements in some major units in the earth's crust. — Bull. Geol. Soc. Am., 72, 175—192 (1961).
- Wedepohl, K. H.*: Untersuchungen zur Geochemie des Bleis. — Geochim. Cosmochim. Acta, 10, 69—148 (1956).
- Geochemie. S. 121 in: J. Bartels „Geophysik“. — Fischer Bücherei, Enzyklopädie des Wissens, Band 20, Frankfurt 1960.

