

Die verschiedenen Arten der Verwitterung der Silikatgesteine in der Erdrinde.

Von

J. M. VAN BEMMELEN.

Mit 1 Figur im Text.

§ 1. Die gewöhnliche Verwitterung.

I. Die Art der Verwitterung.

Die gewöhnliche Verwitterung der Silikate in der Erdrinde findet an der Luft statt, falls mehr oder weniger Luft dabei ist. Die Agenzien sind mechanische und chemische. Eine mechanische Zerbröckelung des Gesteins geht meist vorher und geschieht durch das Gefrieren des eingedrungenen Wassers, dessen Ausdehnung Risse und Spalten verursacht. Die chemische Einwirkung ist erstens eine sehr langsame und höchst geringe Lösung der Silikate, und zweitens eine hydrolytische Wirkung auf dieselben wodurch sich Hydrosole bilden von Kieselsäure und von Alaunerde, und (wenn Eisenoxyd ein Bestandteil des Silikats ist) auch ein Hydrosol von Eisenoxyd. Wie langsam und klein diese Wirkungen auch sein mögen, für eine ganze Erdschicht von einigen Dezimetern sind sie doch bedeutend und bringen eine kleine Menge Kieselsäure und alkalischen Basen (von CaO , MgO , K_2O , Na_2O , NH_3) und Phosphorsäure in Lösung.¹

¹ Vor kurzem hat HASELHOFF quantitativ bestimmt, wieviel Bestandteile von verschiedenen Gesteinsarten (bunte Sandsteine, Grauwacke, Muschelkalk, Basalt) durch die Einwirkung der Atmosphären: Sonnenwärme, Kohlensäure, Wasserdampf, Ammoniak, Sauerstoff, Niederschläge aus der Luft usw. aufgelöst werden, und dieselben nicht unbedeutlich im Laufe eines Jahres gefunden, BIEDERMANN'S *Centrbl. f. Agric. Chem.* 1909, 505—518.

Das „Department of the interior United States Geological Survey“ hat im Jahre 1908 in einer ausführlichen Arbeit von 668 Seiten alle Daten der Geochemistry publiziert (bearbeitet von FR. WIGGLESWORTH CLARKE), worin die Zusammensetzung der Gewässer von Flüssen und geschlossenen Bassins, von Mineralquellen, Salzsichten, vulkanischen Gesteinen, Produkten der Verwitterung, metamorphischen Gesteinen, Metallerzen, organischen Resten (Torf, Braunkohlen, Steinkohlen usw.) angegeben sind.

Nebst dem Wasser bringt die Kohlensäure, das Ammoniak, die Salpetersäure, welche durch das Regenwasser angeführt werden oder aus der Atmosphäre absorbiert werden, eine lösende oder substituierende Wirkung hervor auf die alkalischen Basen in den Silikaten und auf die Carbonate der Erde. Das Erbleichen der rötlichen Silikatgesteine beruht auf einer Reduktion des Eisenoxyds im Silikat.

Der Sauerstoff der Luft kann das Eisenoxydul in den Silikaten zu Eisenoxyd oxydieren, wodurch das Silikat zersetzt wird. Dieses Eisenoxyd kann mehr oder weniger stark mit den übrigen Bestandteilen des Silikats verbunden bleiben.

Am stärksten lösend wirken die organischen Reste von Pflanzen und Tieren auf die Silikate ein, durch Faulungs- (Gärungs-) und Verwesungsprozesse. Diese Prozesse werden durch Bakterien (Aerobien und Anaerobien) eingeleitet. Dabei bilden sich Humusstoffe aus den organischen Stoffen. Die Humussäuren wirken besonders lösend und reduzierend ein.

Also sind Wasser, Kohlensäure, Ammoniak, Salpetersäure, Sauerstoff, Fermente, Bakterien miteinander die Agenzien der gewöhnlichen Verwitterung. Die Plagioklasen oder basischen Silikate werden eher und leichter angegriffen als die sauren Silikate, z. B. der Anorthit leichter als der Orthoklas. Auch der Bau der Silikate macht dafür einen Unterschied. Der Mikroklin z. B. verwittert schwerer als der Orthoklas; jedoch das können wir nicht erläutern, noch weniger erklären.

Bei der gewöhnlichen Verwitterung können auch Neubildungen entstehen, z. B. der Feldspat kann übergehen in Muskovit (Magnesiumglimmer), der Biotit (Kaliumglimmer) in Chlorit, der Olivin des Basalts in Talk, der rhombische Pyroxen in Bastit usw.

II. Die Produkte der gewöhnlichen Verwitterung.

Das Produkt der gewöhnlichen Verwitterung ist der Ton, von dem Kaolin als gewöhnlicher Ton zu unterscheiden. Sie ist noch nicht genügend näher untersucht.

Wenn er fein gerieben und dabei so viel als möglich fein verteilt ist, besteht er:

I. Aus einem noch unverwitterten Teil, also aus Quarzteilchen und krystallinischen oder krystallinisch umgebildeten Teilchen von Silikaten. Diese sind chemische Verbindungen von SiO_2 , Al_2O_3 und Basen, die chemischen Formeln entsprechen. Die Menge wäre zu

bestimmen durch die Summen von **A** und **B** (siehe Tabelle 1 u. 2, S. 325) von den Zahlen der Bauschanalyse zu subtrahieren.

II. Aus einem nicht allein mechanisch, sondern auch chemisch verwitterten Teil, welcher kolloidal (oder wenigstens amorph) ist, und also eine absorptive Verbindung von SiO_2 , Al_2O_3 und auch mehr oder weniger von alkalischen Basen ist. Diese Verbindung entspricht gar keiner chemischen Formel.

Die frühere Analyse des Tons war also eine bedeutungslose Bauschanalyse. Obschon von Anfang an die Tonalysen in die Bestandteile SiO_2 , Al_2O_3 und die Basen CaO , MgO , K_2O , Na_2O nebst Fe_2O_3 (FeO) und H_2O bestimmt sind, hat man sich in bezug auf ihre Zusammensetzung nicht weiter bekümmert und sich nicht gefragt, wie die Bestandteile miteinander verbunden waren. Man hat keine Versuche angestellt über die Lösungsmittel, Säuren und Alkalien, die verschiedenen Auszüge, die Konzentration oder die Verdünnung derselben, der Zeitdauer und die Aufeinanderfolge der Lösungsmittel.

Erst in der allerletzten Zeit hat man darauf etwas genauer acht gegeben und eine Trennung der verwitterten und unverwitterten Teile und der verwitterten Silikate versucht. Ich habe selbst einige Tone mit Salzsäure verschiedener Konzentration und mit heifser konzentrierter Schwefelsäure untersucht und die gelösten Basen bestimmt. Sie ergaben für **A**:

(S. Tabelle 1, S. 325.)

Die Menge Basen in **A** ist also nicht zu vernachlässigen. Werden sie der Alaunerde addiert, weil sie auch die Kieselsäure mehr oder weniger binden, so erniedrigen sie die Verhältniszahl nicht unbedeutend, z. B. im Ton der Zuiderzee und des Y (nach Abzug des Kalks der Carbonate, Sulfate und Silikate) von 1:4 auf 1:3 $\frac{1}{2}$. Der Wassergehalt in **A** und in **B** ist nicht bestimmbar. Der Gehalt an Basen und an Eisenoxyd ist Ursache, daß **A** durch Glühhitze schmelzbar ist. Denn die Schmelzbarkeit von **A** wird gröfser, je nachdem der Gehalt der Erde daran gröfser ist. In demselben Mafse nimmt die Fruchtbarkeit von **A** zu, je nachdem **A** reicher an Kali ist. Ferner in **B**:

(S. Tabelle 2, S. 325.)

Wenn die geringen Mengen alkalische Basen in **B** bei der Alaunerde in **B** addiert werden, dann ist der Einfluss auf die Ver-

Tabelle 1.

Schwere Tone		Leichte Tone				
Zuiderzee u. Y noch mit Brack- wasser getränkt	Dollard Polder und 3 Polder in Süd-Beverland	Ton, Java, Resi- denz Rembang bei der Kening	Flufston Surinam an der Küste	Vulkanischer Ton rote graue	Vulkan. Ton Java, Residenz Paseroean	Leichte Tone Zuiderzee, noch mit Brackwasser getränkt
CaO	Ein oder mehr % als Carbonat 0.5 % oder weniger als Sul- fat, u. als Silikat	10.2 % als Car- bonat 0.1 % als Sulfat 1.2 % als Silikat	Kein Carbonat 0.02 % als Sulfat 0.04 % als Silik.	Kein Carbonat 0.1 % als Sulfat 0.6 % als Silikat	Kein Carbonat 0.5—1.7 % als Silikat	6.8 % Carbonat 1.1 % als Sulfat 0.72 % als Silik.
MgO	0.8—1.3 %	0.67 %	1.17 %	0.4 %	0.6 %	0—0.1 %
K ₂ O	1.0—1.3 %	0.62 %	1.1 %	0.24 %	0.37 %	0.25—0.5 %
Na ₂ O	0.1—0.2 %	0.48 %	0.2 %	0.15 %	?	0.1—0.2 %
Fe ₂ O ₃	Das Eisenoxyd ist größtenteils frei anwesend. Es ist nicht zu bestimmen, wie viel an SiO ₂ gebunden ist.	4.82 %	4.5—5.3 %	6.9 %	8.65 %	1.97 %
	4.72 %	4.5—5.0 %		4.7 %		

Tabelle 2.

Fette Tone, Zuiderzee und Y mit Brack- wasser getränkt		Fetter Flufston, Java Residenz Rembang, bei der Kening		Fetter Flufston Surinam an der Küste		Vulkan. fetter Fluf- ston, Sumatra Deli rotfarbig		Zavel-Ton, Zuiderzee und Y mit Brackwasser getränkt	
CaO	0.04—0.05 %	0.04—0.1 %	0.01 %	0.05 %		0.04—0.05 %			
MgO	0.08—0.10 %	0.04—0.07 %	0.06—0.11 %	0.07 %		0.11—0.10 %			
K ₂ O	0.04—0.06 %	0.2 %	0.17—1.4 %	0.16 %		0.13—0.28 %			
Na ₂ O	0.05—0.15 %	0.08 %	0.02 %	0.05 %		0.04—0.05 %			
Fe ₂ O ₃	0.23 %	0.20 %	0.4 %	0.13 %		0.19 %			

hältniszahl der Mol SiO_2 auf 1 Mol ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Bases}$) verschwindend klein und wird also fast nicht erniedrigt.

Die Basen in *B* sind sehr stark gebunden, chemisch (oder teilweise auch absorptiv), sie sind für die Auflösungsmittel im Ackerboden unzugänglich, und darum ist dieser Teil des Bodens unfruchtbar, wie der echte Kaolin lehrt.

Die Untersuchung von neun Bodenarten mit konzentrierter kochender Salzsäure und mit erhitzter konzentrierter Schwefelsäure hat ergeben, daß der verwitterte Teil zweierlei Silikate enthält:

1. Ein Silikat *A*, löslich oder besser gesagt zersetzbar durch Salzsäure, die Verhältniszahl zwischen Al_2O_3 und SiO_2 beträgt bei fetten (schwerem) Ton:

Ein Mol. Al_2O_3 auf eine Anzahl Moleküle SiO_2 , welche kleiner ist als 6 Mol., aber nicht kleiner als ± 2.9 Mol.

Die Verhältniszahl zwischen Al_2O_3 und SiO_2 beträgt bei leichtem (Zavel) Ton 1: ± 5 bis 1: ± 3 .

Der Wassergehalt dieses Silikats ist noch nicht mit Sicherheit bekannt. Es ist schmelzbar, weil es dafür genug Eisenoxyd und Basen enthält.

2. Ein kaolinartiges Silikat *B*,¹ welches in Salzsäure unlöslich und nicht zersetzbar, aber durch konzentrierte Schwefelsäure bei Erhitzung wohl zersetzbar ist und worin die Verhältniszahl sich der Zahl 1:2 mehr oder weniger nähert. Das ergibt sich aus der folgenden Tabelle 3 (S. 327) mit Analysen von neun Bodenarten.

Diese von mir gemachten Analysen sind noch wenige. Sie umfassen eine noch viel zu kleine Zahl von Ackerbodenarten und von Lokalitäten, um daraus allgemein geltende Schlüsse abzuleiten.

Die Analysen von schwerem und leichtem Geschiebelehm (X und XI) sind von Dr. G. H. LEOPOLD ganz nach meiner Methode gemacht, wofür ich ihm meinen besten Dank ausspreche. Seine Verhältniszahlen stimmen mit den meinigen überein.

Wie die Tabelle angibt, schwankt die Verhältniszahl von *A* zwischen weiten Grenzen, abhängig von dem Grad der Verwitterung. Die Verhältniszahl von *B* schwankt zwischen den Grenzen 1:2.3 und 1:2.0.

¹ Dieses Silikat *B* nenne ich kaolinartig, 1. weil es dem Verwitterungsilicat der Porzellanerde, in seinen Eigenschaften und in seiner Zusammensetzung, und also mit dem echten Kaolin übereinstimmt; 2. weil es eine Verhältniszahl besitzt, die sich der Zahl 1:2.0 nähert und weil es im Porzellanofen nicht schmelzt.

Tabelle 3.

Bodenarten	Lokalität	A				B	
		% Al ₂ O ₃ gelöst in Salzsäure	Verhältniszahl der Mol. SiO ₂ auf 1 Mol. Al ₂ O ₃	% Al ₂ O ₃ gelöst in Schwefelsäure	Verhältniszahl d. Mol. SiO ₂ auf 1 Mol. Al ₂ O ₃		
I. Zavelton	Middellstum. Prov. Gron.	5.8	±5.0	5.9	2.2		
II. Zavelton (mit Meerwasser ge- tränkt)	Zuiderzee	2.6	±5.8	5.0	2.2		
III. Vulkanisch. Ton	Java, Residenz Paseroean	18.5	3.0	1.4	2.2		
		17.2	2.9	3.0	2.2		
		16.4	2.9				
IV. Löss	Prov. Limburg- Niederlande	4.0	3.7—3.4	1.7	2.0		
V. Fette(schwere) Ton mit Brack- wasser getränkt	Zuiderzee und Y	6.2	±4.0	5.0	2.6—2.7		
VI. Fette (schwere) Ton	Java (Resid. Rem- bang bei d. Kening)	6.9	3.0	4.2	2.05		
VII. Fette (schwere) Ton	Surinam (Meeres- küste) kurz in Kultur	12.0	2.8—2.7—2.1	8.8	2.0		
VIII. Fette (schwere) Ton (anderes Muster als VII)	Surinam „	11.6	2.8—2.7	7.9	2.0		
IX. Fette (schwere) Ton	Surinam (Meeres- küste) lang in Kultur	10.9	2.76	11.7	2.03		
X. Geschiebe Lehm (fett) ¹	Prov. Gelderland (Niederlande)	8.64	3.6	6.47	2.1		
		5.06	3.8	5.29	2.45		
XI. Geschiebe Lehm (zavelich) ¹	Prov. Drenthe (Niederlande)	3.06	3.4	1.87	2.8		

Der schwere Ton von den frischen Anschlämmungen des Meeres in dem Zuiderzee-Busen und in dem noch engeren Teil desselben, das Y, wurden darum noch einmal möglichst genau untersucht. Dadurch wurden wieder in der Tabelle 3 erhalten die Verhältniszahl 1 ± 4.1 für A und $1:2.6-2.7$ für B. Die Zahlen sind jedoch nur annähernd genau.²

¹ Diese Analysen sind von Dr. LEOPOLD gemacht.

² Sie kennen schwerlich sehr genau sein, weil die Bestimmungen der Kieselsäure und der Alaunerde auch nur annähernd genau sein können. Erstens kann man die Erde nur annähernd mit Salzsäure erschöpfen. Im obigen Ver-

Die Mengen jedoch von *A* und von *B*, die in verschiedenen Bodenarten gefunden worden sind, laufen weit auseinander, wie aus

sich wurden 3 g fein geriebene Erde mit 50 ccm konzentrierter Salzsäure (von 1.2 spez. Gew.) während $\frac{1}{4}$ Stunde ausgekocht. Um diese Ausziehung zu wiederholen, wurde die Säure soweit möglich klar abgegossen, wieder 50 ccm konzentrierte Salzsäure zugegossen, und wieder während $\frac{1}{4}$ Stunde ausgekocht. Für eine zweite Wiederholung wurde das klare Abgießen, zugiessen von 50 ccm konzentrierte Salzsäure und das auskochen während einer $\frac{1}{2}$ Stunde wiederholt. Nach der ersten, oder nach der zweiten Wiederholung, wurde die rückständige Säure, welche in der Erde verblieben war, mit Natronlauge genau abgestumpft, und die Erde während 5 Minuten mit 50 ccm Natronlauge von 1.04 spez. Gew. bei 50—60° digeriert, um die nicht gelöste (jedoch bei der Zersetzung durch Salzsäure abgeschiedene) Kieselsäure wieder in Lösung zu bringen. In den Salzsäuren und Natronlösungen wurde die Alaunerde und die Kieselsäure auf die gewöhnliche Weise bestimmt.

Als die Ausziehung von 3 g (Probe I) mit Salzsäure zweimal wiederholt war, wurde 39.55 % der Erde unzersetzt erhalten. Als die Ausziehung einer zweiten (Probe II) nur einmal stattgefunden hatte, wurden 48.34 % unzersetzt erhalten. Als die Ausziehung noch einmal wiederholt war, wurde 43.08 % unzersetzt erhalten.

Eine Probe von 3 g fetter (schwerer) Ton aus dem Y ergab nach zweimaliger Ausziehung mit 50 ccm konzentrierter Salzsäure bei Kochhitze 43.95 % unzersetzte Erde.

Nach der Ausziehung mit Salzsäure der 10—20 ccm konzentrierte Schwefelsäure, bei einer Erhitzung etwas unter dem Siedepunkte der Schwefelsäure, und lange genug um die Säure möglichst einzudampfen. Die rückständige Menge Säure in der Erde wurde genau abgestumpft mit Natronlauge, und die Erde wieder während 5 Minuten mit 50 ccm Natronlauge von 1.06 spez. Gew. bei 50—60° digeriert, um die durch die Schwefelsäure aus dem Silikat abgeschiedene Kieselsäure in Lösung zu bringen. Die gelösten Mengen Kieselsäure und Alaunerde wurden wieder wie gewöhnlich bestimmt.

Gefunden wurden die Verhältniszahlen:

	Zuiderzee-Ton.	<i>A</i>	<i>B</i>
Probe I		1 : 4.2	1 : 2.69
Probe II. Erster Auszug		1 : 3.9	
Zweiter Auszug		1 : 4.3	1 : 2.60
Y-Ton.		1 : 4.2	1 : 2.72

Es gibt noch zwei Ursachen mehr, warum die Bestimmung der Alaunerde und der Kieselsäure, welche aus den verwitterten Silikaten durch die Säuren abgeschieden wird, nicht genau sein kann. Die Erde muß für die Ausziehung fein verteilt werden und darum sehr fein gerieben sein. Das bringt den Nachteil mit, daß diese feinsten Teile, insofern sie noch unverwitterte Silikate enthalten, mehr oder weniger durch die Säuren angegriffen und zersetzt werden

der folgenden Tabelle 4 hervorgeht, welche das Verhältnis zwischen beiden Mengen angibt, wenn die Menge *b* sich auf die Einheit bezieht.

Tabelle 4.

	<i>b</i> : <i>a</i>
Löss	1:2.4
Schwere Tone, Java-Alluvium bei der Kening	1:1.6
Leichte Tone, Geschiebe Lehm aus der Provinz Drenthe	1:1.6
Schwere Tone, Surinam; kurz in Kultur	1:1.5
Schwere Tone, Surinam; anderes Muster	1:1.46
Schwere Tone, Geschiebe Lehm aus Gelderland	1:1.3
Schwere Tone aus dem Zuiderzee; Meeresalluv.	1:1.24
Leichte Tone, Middelstum. Zavelboden	1:0.98
Schwere Tone, Geschiebe Lehm aus Gelderland	1:0.95
Leichte Tone aus dem Zuiderzee; Zecalluv.	1:0.86
Schwere Tone, Surinam, an der Küste; lange in Kultur	1:0.85

Diese Verhältnisse beweisen, daß die Erden der Tabelle 3 in einem mehr oder weniger fortgeschrittenen Zustand der Verwitterung sich befinden.

Besonders der vulkanische Ton gibt sehr verschiedene Ergebnisse; der Ton von Pasoeroean enthält viel *A*, doch sehr wenig *B*. Der Ton aus dem Distrikt Deli auf Sumatra gibt: in sehr verdünnter Salzsäure löslich:

1.57 Al_2O_3 mit der Verhältniszahl 1:1 in *A*

In halber Salzsäure löslich (konzentr. auf Wasser):

5.87% Al_2O_3 mit der Verhältniszahl 1: \pm 2.2 in *A*.

In konzentrierter Salzsäure löslich:

19% Al_2O_3 mit der Verhältniszahl 1:2.2 in *A*.

In konzentrierter Schwefelsäure löslich:

1.20% Al_2O_3 in *B*.

und ihre Alaunerde gelöst, und ihre Kieselsäure abgeschieden wird und durch die Digestion mit Natronlauge auch gelöst wird. Die zweite Ursache der oben erwähnten Ungenauigkeit liegt auch darin, daß durch die zwei Digestionen mit der Natronlauge von 1.04 spez. Gew. (jedesmal während 5 Minuten) die Opalkieselsäure, welche in der Erde ist und nicht zu den verwitterten Silikaten der Erde gehört, mehr oder weniger in Lösung kommt und die Verhältniszahl von 1 Mol. Al_2O_3 auf die gefundenen Moleküle SiO_2 zu viel erhöht. Durch alle diese Ursachen sind die Verhältniszahlen ziemlich ungenau und nur als angenäherte zu betrachten.

Der vulkanische Ton von Gondang Legie (im Distrikt Malang), in der Nähe der Vulkane der Smeroe und der Kloet, ergab viel *A*.

In konzentrierter Salzsäure löslich:

7.25% Al_2O_3 mit der Verhältniszahl 1:2.2
und wenig *B*.

In konzentrierter Schwefelsäure löslich:

0.25% Al_2O_3 mit der Verhältniszahl 1:2.1.

Jedoch, wie oben schon gesagt, die Zahl der analysierten Böden von verschiedener Zusammensetzung und von verschiedenen Lokalitäten ist viel zu gering, um daraus allgemeine Schlüsse zu folgern.

Das einzig Sichere, das bis jetzt daraus hervorgeht, ist, daß erstens: bei der gewöhnlichen Verwitterung *A* und *B* in verschiedenen Verhältnissen gebildet werden; zweitens: daß die Verhältniszahl der Mol. SiO_2 auf 1 Mol. gelöste Al_2O_3 bei *A* herabkommt von 1:6 bis 1: ± 2.7:1; drittens: daß bei *B* die Verhältniszahl der Mol. SiO_2 auf 1 Mol. in Salzsäure unlösliche, jedoch in heißer konzentrierter Schwefelsäure lösliche Alaunerde herabkommt von 1:2.7 auf 1:2. Bei dem echten Kaolin geht das Silikat *B* mit der Verhältniszahl 1:2 über in kristallinen Kaolinit. Für die gewöhnliche Verwitterung ist dieser Übergang des Silikats *B* noch nicht beobachtet und also nicht bewiesen worden.

Es ist jetzt wichtig, daß B. FACH, R. LENZ und H. G. SCHERING vor kurzem (1908) die Zusammensetzung bestimmt haben von den Silikaten, welche sie mit Salzsäure und darnach mit heißer konzentrierter Schwefelsäure an einigen Bodenarten ausgezogen und analysiert hatten, also die Teile *A* und *B*.

FACH fand die Verhältniszahlen:

	<i>A</i>	<i>B</i>
Roterde von Volosca	1:2:1.2	1:2:1.5
„ „ Neu-Guinea	1:1:2.5	1:2:2.2
Bohnerz von Nimburg	1:1.2:3	1:2:1.5
„ „ Emmendingen	1:1.2:3	1:1.5:1.5
„ „ Delsberg		1:1.5:1.5
„ „ Münster		1:1.7:1.6

LENZ fand die Verhältniszahlen:

Laterit von Soeban Cladi	1:3.18	1:2.14:1.73
„ „ Bolivia	1:2	

Lateritsandstein enthält kein Hydragillit.

Laterit in Sandstein 1:2.2 (verdünnte Salzsäure).

SCHERING fand die Verhältniszahlen:

Löss von Wasenweiler	1:4.2	(verdünnte Salzsäure)	
„ „ Ringsheim	1:3.4	„ „	
„ „ Göttenheim	1:4.8		1:2.6 :1.6
„ „ „	1:3	(konz. Salzsäure)	
Gneislehm von Sternwald	1:1.6		1:1.86:1.

Diese Verhältniszahlen scheinen meine Ergebnisse für *B* zu bestätigen. Die von *A* stimmen mit den meinigen überein, insofern wenigstens die lateritischen Teile nach LENZ meine Verhältniszahl unter 1:2 aufweisen.

Dem Ton ist eine gröfsere und kleinere Knetbarkeit eigen. Man unterscheidet Tone, welche knetbar genug sind, um unmittelbar für die Töpferei verwandt werden zu können, von den Tönen, welche erst durch eine eigentümliche Behandlung dafür fähig gemacht werden müssen. Auf diese Plastizität komme ich später ausführlicher zurück.

Ein weites Feld für eine bessere und tiefer eingehende Untersuchung des Tones, welche ihre Zusammensetzung und ihre Natur aufklären kann, liegt noch nicht vor und müssen wir abwarten.

§ II. Die sekundäre Verwitterung.

Die gewöhnliche Verwitterung ist, wie oben auseinander gesetzt ist, eine Umänderung von krystallinischen Gesteinen in kolloidale Produkte, Hydrosols und Hydrogels, welche durch Salzsäure getrennt werden können in Lösungen von *A*, von *B* und ein noch unverwitterter Teil.

Jedoch es bestehen auch Änderungen, welche erst nach längerer Zeit stattfinden. Dadurch können die kolloidalen Produkte wieder krystallinisch werden. Dann bilden sich unter dem Einflusse vieler Jahre oder Jahrhunderte Wirkungen bei konstantem Druck, bei konstanter Temperatur, und bei konstanter Einwirkung von Lösungen, welche mehr oder weniger reich an Kieselsäure, an Al_2O_3 , an CaO, an MgO oder anderen Basen sind. Diese Wirkungen erzeugen Metamorphosen in den Silikaten oder Verbindungen, wodurch andere Verbindungen entstehen.

Die Verwitterungsprodukte von bestimmten Mineralen in den Gesteinen können dabei wieder andere Minerale bilden. So kann

der Kaolin, der ursprünglich ein amorphes Verwitterungsprodukt des Granits, des Syenits, Quarzporphyrs ist, zum krystallinischen Kaolinit werden. So machen verschiedene neugebildeten Minerale den Eindruck, als ob ein gewisses Mineral in dem verwitterten Gestein in dieses neugebildete Mineral verwandelt ist; z. B. der Feldspat in Muscovit,¹ der Biotit² in Chlorit, der Olivin in Talk, der rhombische Pyroxen in Bastit.³ Wenn mehrere Minerale entstanden sind bei der sekundären Änderung dann kann das neugebildete Gestein den Habitus eines bekannten Gesteins anzeigen, z. B. von Melaphyr, von Serpentin, von Grünstein, von Saussurit, von Sericit. Man kann also mit CORNU von Melaphyrbildung, von Grünsteinbildung, von Talkbildung, von Serpentinisierung, von Sericatisierung sprechen. CORNU hat zuerst im Jahre 1908 diese Umbildungen oder Verwitterungen unterschieden und deutlich ans Licht gestellt.

Bei den sekundären Wirkungen kann die Temperatur konstant höher und die Wirkung also thermal sein, sowie bei der Bildung von Grünstein, von Talk, Saussurit und Sericit. Auch ist in dieser Hinsicht eine Zeolithbildung merkwürdig. Es scheint, daß die Zeolithe meistens auf diese Weise gebildet sind, z. B. wenn römisches Mauerwerk in den Thermen von Plombières (in den Vogesen) während Jahrhunderten der Wirkung von Thermalwasser ausgesetzt sind. In diesem Mauerwerk sind gefunden die Zeolithe: Chabasit, Philippsit, Natrolith, Apophyllit.

Kunstmäßig sind diese Zeolithe nachgeahmt von WÖHLER im Jahre 1848, später durch DOELTER. Die natürlichen Zeolithe werden dafür erst fein pulverisiert, in Wasser bei 120—160° aufgelöst, darnach langsam abgekühlt, wobei sie auskrystallisieren. Auch aus den vorher abgewogenen Mengen Säuren und Basen hat man sie bei langsamer Abkühlung erhalten.

In diesen kunstmäßigen Zeolithen kommt natürlich keine Fluorverbindung vor, was dagegen bei der natürlichen Bildung für eine thermale Bildung spricht.

Alle diese Bildungsarten beweisen, daß der echte Kaolin kein Verwitterungsprodukt ist, sondern ein pneumatolithisch thermales Umsetzungsprodukt.

¹ Magnesiaglimmer.

² Kaliglimmer.

³ oder Letallerspat, ein krystallinisches Ferromagnesium-Silikat (mit etwas Cr_2O_3 , Al_2O_3 , CaO usw.

§ III. Die lateritische Verwitterung.

I. Die Entdeckung der freien Alaunerde im Ackerboden.

SCHLÖSING hat am Ende des vorigen Jahrhunderts das Vorkommen der freien Alaunerde im Ackerboden in Madagaskar beobachtet und beschrieben. H. und F. WÜRTH haben zuerst das Entstehen des Minerals Hydrargillit aus basaltischen Dieriten in Englisch-Indien beschrieben. Doch erst MAX BAUER hat im Jahre 1898¹ durch seine Untersuchungen über den Boden der Seychellen-Inseln den Übergang von Diorit und von Granit in krystallinischen Hydrargillit die Natur des Laterits festgestellt, und dessen Zusammenhang mit dem Beauzit beleuchtet. WÜRTH hat das später auf edelmütige Weise anerkannt, wie MAX BAUER das auf Seite 74 seiner Schrift mitteilt.²

Eine Bodenart unter dem Namen Laterit ist seit Anfang des vorigen Jahrhundert bekannt. BUCHENAN HAMILTON hat sie als einen roten Ton beschrieben, ohne ihre Zusammensetzung zu nennen. Sie ward erst irrtümlich für vulkanisch gehalten, und hat man irrtümlich gemeint, daß die rote Farbe, welche das Eisenoxyd ihr gibt, ein eigentümliches Merkmal des Laterits war. Obwohl die meisten Lateriten eine rote Farbe haben, kommen doch auch graufarbige Laterite vor.

Die Bodenart ist in den Tropen sehr allgemein verbreitet. TELLO schätzt das Lateritvorkommen auf ca. 45⁰/₀ der Erdoberfläche, in Afrika auf 49⁰/₀, in Asien auf 16⁰/₀, in Südamerika auf 45⁰/₀. Es wird in allen Formationen gefunden, alluvial und eluvial.

II. Bildung und Zusammensetzung des Laterits.

Die lateritische Verwitterung ist eine Fortsetzung der gewöhnlichen Verwitterung.

Bei der gewöhnlichen geht das Gestein in gewöhnlichen Ton über, welcher besteht: 1. aus einem in Salzsäure zersetzbarem Aluminiumsilikat *A*; 2. aus einem in Salzsäure unlöslichen, aber in konzentrierter Schwefelsäure zersetzbaren Aluminiumsilikat *B*. Das erste hat eine Verhältniszahl, deren Grenze ungefähr bei 1:3 liegt. Das zweite hat eine Verhältniszahl, welche zwischen 1:2.5 und 1:2 liegt.

¹ Beiträge zur Geologie der Seychellen-Inseln und besonders zur Kenntnis des Laterits. (Neues Jahrb. für Miner. usw. 1898, Bd. 2, S. 192.)

² Beitrag zur Kenntnis des Laterits, insbesondere dessen von Madagaskar. Neues Jahrbuch für Miner. usw. Festband (1907, S. 33—90).

Wenn dagegen die Verhältniszahl von dem Silikat *A* sinkt unter 1:3 und dessen Löslichkeit in Salzsäure zunimmt (insofern die Salzsäure verdünnter und weniger erwärmt sein darf, um das Silikat zu lösen), so geht die Verwitterung je nachdem in eine Lateritische über. Das Endprodukt der lateritischen Verwitterung ist SiO_2 -freie Al_2O_3 . Wenn diese krystallinisch geworden ist, so bildet sie das Mineral Hydrargillit in monoklinen Krystallen, feinkörnigen Aggregaten von blattförmigen Nadeln, welche schwerlöslich in konzentrierten Säuren sind. Ihre Formel ist $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

Die Lateritbildung findet an der Oberfläche der Erdkruste statt. Sie geht tiefer durch als die gewöhnliche Verwitterung, jedoch nicht tiefer als ungefähr 10 m, indem die Kaolinbildung bis 100 m und mehr geht.

Welche Agenzien und welche Umstände die lateritische, in Unterscheidung von der gewöhnlichen Verwitterung hervorbringen, ist noch nicht erklärt, ja selbst noch nicht mit Sicherheit beobachtet. Ebensowenig ist bekannt, wodurch die Bildung der gewöhnlichen Verwitterungsprodukte aufhören und in eine Laterisierung übergehen kann.

In der Natur treffen wir die Laterisierung in allerhand Stadien an, sowohl wenn die Verhältniszahl nur wenig unter 1:3 herabgekommen ist, als wenn sie 1:0 beträgt. Wir müssen das so verstehen, dafs das Laterit auf primärer Lagerstätte nicht aus einem Silikat besteht mit einer einzelnen Verhältniszahl, sondern aus einer Reihe von verwitterten Teilen, deren Verwitterung in verschiedenen Stadien fortgeschritten ist, und je nachdem mehr oder weniger in Salzsäure löslich ist. Man kann also durch Lösungsmittel (verdünnte und zunehmend stärkere Lauge oder Säure, schliesslich konzentrierte heifse Schwefelsäure) eine Trennung der Silikate im Laterit bekommen, und diese nacheinander in Lösung erhalten, z. B. mit Verhältniszahlen 1:0.7, 1.0, 1.6, 1.7, 2.0, 2.2 (siehe unten, die Laterite III—XII, S. 335—337).

Wenn die Erde aus einer sekundären Lagerstätte stammt, hat man mehr Aussicht, nur eine Verhältniszahl anzutreffen, weil die Erde durch Wasser fortgeführt ist, und mehr Teile das nämliche spezifische Gewicht besitzen, und also nur zu einem Silikat gehören.

Wenn die Verhältniszahl 1:2 gefunden ist, kann das Silikat nur dann echter Kaolin sein, wenn es in Salzsäure unlöslich und in heifser konzentrierter Schwefelsäure zersetzbar ist. Es kann auch zu *A* (siehe oben S. 324) gehören, oder zu *B*, jedoch dann mufs

es teilweise in Salzsäure löslich, teilweise in konzentrierter Schwefelsäure zersetzbar sein. In diesen drei Fällen ist jedoch die Verhältniszahl nur eine zufällige, nicht scharfe Zahl.

Man hat auf diese Trennung der Verwitterungssilikate früher keine Acht gegeben. Ich habe es zuerst bei den Analysen der Lateritböden und gewöhnlichen alluvialen Böden in den Niederlanden, in Java und Sumatra getan. Jetzt hat auch MEIGEN angefangen (und ist durch drei seiner Schüler nachgefolgt), absonderlich zu analysieren, was durch Salzsäure und was durch Schwefelsäure zersetzt und in Lösung gebracht wird.

III. Beispiele von analysierten Lateriten.

In dieser Zeitschrift (Band 42, 1904, S. 305—314) habe ich schon früher die Analysen von vielen Lateriten mitgeteilt. Sie sind die folgenden:

Die Erden I und II. Zwei Lateriten auf den Seychelleninseln von MAX BAUER,¹ und nachher mit übereinstimmenden Ergebnissen von mir analysiert.² Darin ist der Diorit und auch der Granit fast vollständig in krystallinisches Hydrargillit mit Hinterlassung des Quarzes (in dem Granit) übergegangen.

Beide enthalten noch eine kleine Menge eines Aluminiumsilicats, das wasserhaltig ist und in verdünnter Säure löslich, also kein Diaspor ist, wie BAUER erst meinte. Der Wassergehalt war für die Formel $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ nur wenig zu klein (nur 0.3% für Dioritlaterit, und nur 0.24% für Granitlaterit), wenn alle Al_2O_3 als Hydrargillit berechnet war. Diaspor ist sehr schwer löslich in heißen konzentrierten Säuren, und hält das Wasser sehr stark gebunden.

Die Erde III.³ Ein Lateritboden aus Surinam (Distrikt Nickerie), grösstenteils in Hydrargillit übergegangen, nämlich ein Dioritlaterit mit 33.1% Fe_2O_3 . Der Hydrargillit war hier mikroskopisch sichtbar. Das stark gebundene Wasser genügte für den Hydrargillit und Limonitgehalt.

Die große Mehrzahl jedoch der Laterite ist hier teilweise verwittert und enthält für eine grössere oder kleine Menge Silikate, die Verhältniszahlen besitzen > 3 , oder < 3 auf 1 Mol. Al_2O_3 . Dazu gehören:

¹ Neues Jahrb. für Miner. 1898, Bd. 2, S. 168.

² Z. anorg. Chem. 41 (1904), 273—81 u. 311; Tabelle 19 u. 20.

³ Am rechten Ufer der Fallawatra, in der Nähe des Cremerwasserfalls.

Die Erden IV,¹ V², VI:³ Drei Dioritlaterite aus Surinam, von einer sekundären Lagerstätte, reich an Eisenoxyd, deren Silikat eine Verhältniszahl besitzt 1:1.4—1.7, und deren Verwitterung schon ziemlich weit fortgeschritten ist.

Die Erde VII. Sie ist Granitlaterit aus Surinam, ein grauer Ton, der teilweise (für 8.6% der Alaunerde) ganz laterisiert zu Hydrargillit; teilweise (für 7% der Alaunerde) eine Verhältniszahl besitzend von 1:1.1, teilweise (für 20.9% der Alaunerde) zu plastischen Ton geworden.

Dieser Ton ist zersetzbar durch Salzsäure und durch Schwefelsäure und hat für beide Teile die Verhältniszahl 1:1.6. Der Ton macht den größten Teil der Erde aus.

Dieser Granitlaterit liegt auf primärer Lagerstätte und enthält nur 3.3% Fe₂O₃. Der Gehalt von 13.5% stark gebundenes Wasser und nur 3.25% schwach gebundenes Wasser beweist, daß die 8.6% in verdünnter Lauge lösliche Alaunerde fast ganz Hydrargillit gewesen ist. Weil der Eisenoxydgehalt gering ist, so ist auch die Farbe der Erde nicht rot, sondern grau. Es erhellt daraus wieder, daß der Laterit nicht immer eine rote Farbe besitzt.

C. G. DUBOIS hat in Surinam auch viele Lateritknollen gefunden, die noch viel durch die Verwitterung abgeschiedene Kieselsäure enthalten und imprägniert sind mit Chalcedon; auch Öolithbildungen, welche reich sind an sekundärer Kieselsäure.

MAX BAUER erwähnt auch, daß Hydrargillit sich bisweilen aus wässrigen Lösungen, wenn diese reich an Alaunerde sind, absetzen kann; zu gleicher Zeit mit der Verwitterung von Gesteinteilen zu Hydrargillit.

Die Erden VIII und IX. Auch in Sumatra, in der Landschaft Deli kommt aus Diorit entstandenes lateritisches Alluvium vor, als eine rote Erde.⁴ Alle Extrakte (mit Lauge oder verdünnter Säure) geben die Verhältniszahl 1:1; das Extrakt mit starker Salzsäure gibt die Zahl 1:1.8. Das Alluvium von grauer Erde⁵

	Durch Säuren zersetzt	Gehalt an Fe ₂ O ₃
¹ Die Erde IV lag in der Nähe des Avenovero Falles	71 %	17.7 %
² Die Erde V lag am Ufer eines Baches, an d. linken Ufer der Blanche Marie	90	11.8
³ Die Erde VI lag am Ufer eines Baches nördlich von der Blanche Marie	74	42.9

⁴ Siehe die Analyse; Ebend. S. 360, Tabelle 12.

⁵ Siehe die Analyse; Ebend. S. 368, Tabelle 13.

gibt für das Extrakt mit verdünnter Säure die Zahl 1:1.8 und mit starker Salzsäure die Zahl 1:2.7.

Die Erden X, XI, XII. Schliesslich liefern die Padaserden auf Java Beispiele von lateritischer Verwitterung. Diese Böden sind durch die Eruptionen von Vulkanen entstanden. Sie stimmen mit den sogenannten ortsteinartigen Böden des Diluviums in Holland (holländisch Oergronden) überein, denn sie enthalten ebenso wie diese eine Absetzung von Eisenoxyd und von basischen Verwitterungsilicaten. Diese Absetzungen machen den Boden so hart, daß sie für die Urbarmachung oft mit Spaten gebrochen werden müssen. Es gibt gelbe,¹ rote² und braune³ Padas. Der gelbe enthält schon Hydrargillit, der braune ist in der lateritischen Verwitterung am wenigsten fortgeschritten.

IV. Das allgemeine Vorkommen der Lateriten.

Die Lateritböden kommen in den Tropen allgemein vor, auch in den Subtropen. Sie werden gefunden in Amerika, Surinam und Brasil, auf den Bermudainseln im Atlantischen Ozean, an den Küsten von West- und von Ostafrika, auf Madagaskar, auf den Seychelleninseln, in Englisch-Indien, auf Sumatra, Java, Celebes, Australien, Neu-Guinea usw., wie sich aus der untenstehenden Liste ergibt.⁴

¹ Aus der Residenz Preanger, Distrikt Bandung, S. 307, Tabelle 9. Er enthält 4% Hydrargillit, 1.9% Al_2O_3 mit der Verhältniszahl 1:0.9 und 9% Al_2O_3 mit der Verhältniszahl 1:±2.5.

² Aus der Residenz Preanger, Distrikt Bandung bei Tjipanas. Ebend. S. 317, Tabelle 10. Er enthält 9.5% Al_2O_3 mit der Verhältniszahl 1:0.77 u. 7.2% mit der Verhältniszahl 1:1.8, und 7.4% Al_2O_3 mit der Verhältniszahl 1:2.3.

³ Er enthält ungefähr 0.5% freie Kieselsäure, was für eine schnelle Verwitterung beweist; 2.8% Al_2O_3 mit der Verhältniszahl 1.3 u. noch 8.7% Al_2O_3 mit der Verhältniszahl 1:3.0—3.8. Resid. Tegal bei Djati Basang. Ebend. S. 306, Tabelle 8.

⁴ Surinam. Die Lateritböden sind beschrieben oben S. 335—339.

Brasil. Hydrargillit-Krystallaggregate aus den Minen von Minas Geraes-Oro Pinto. Siehe über die Löslichkeit dieser Krystalle: v. BEMMELN, *Z. anorg. Chem.* 42 (1904), 276. Die Lateritböden in Brasil sind beschrieben und untersucht von A. ATTERBERG, *Zentrbl. f. Mineral* (1909), S. 361—366.

Bermudas-Inseln östlich von Nord-Amerika im Atl. Ozean. Die Lateritböden enthalten 70% Sand, 16% Fe_2O_3 als Limonit, und 15.5% Al_2O_3 als Hydrargillit. Die Menge Hydratwasser reicht aus für 1 Mol. in den Limonit, und für 3 Mol. in den Hydrargillit.

V. Die Laterite in gemäßigten Klimas.

SCHLÖSING hat auch in Frankreich Böden gefunden, die freie Alaunerde enthalten, also in einem gemäßigten Klima, als Beauzit.

West- und Ostafrika. Die Lateritkonkretionen im Lateritlehm sind entstanden aus verwitterten Gneifs. Sie sind beschrieben von KOERT und beobachtet in der Umgegend von Anani in Ost-Isambari (Publikation des biolog. landwirtsch. Institut zu Anani).

Die Bauschanalysen erlauben keine Berechnung des Hydrargillits. Die mikroskopischen Beobachtungen beweisen genügend, daß das Gestein und die Konkretion eine weit fortgeschrittene Laterisation erfahren haben. Das verwitterte Gestein enthält in kleinen Höhlen Hydrargillitkryställchen als Zwillinge, in Büschelchen oder Kugelhäuflein sichtbar. Die Quarzkügelchen dazwischen sind entweder primär oder sekundär gebildet. In den Konkretionen sind Limonitschichten neben weissen Streifen von Hydrargillit sichtbar. Auch ist dabei Opal in Drüsenräumen abgesetzt, als eine sekundäre Bildung der bei der Verwitterung abgeschiedene Kieselsäure. Diese Hydrargillitbildung aus Gneifs und Granulit ist analog an die lateritische Verwitterung von Granit und von Diorit auf den Seychellen.

LENZ und JOHN analysierten Laterit aus Gaboon, welcher genügend Hydratwasser (12.9 %) enthielt für die 12.4 % Al_2O_3 und die 5.8 % Fe_2O_3 , für eine Bildung von Limonit mit 1 Mol. und für eine Bildung von Hydrargillit mit 3 Mol. H_2O .

PASSARGE hat Lateritkonkr. aus West-Afrika beschrieben mit allen jetzt bekannten Formen. Desgleichen KLEMENT aus den Unteren Kongo.

Madagaskar. Der Laterit ist gebildet aus Diabas und Amphibolit. Die Analysen sind mitgeteilt von BAUER in seiner Schrift: Beitrag zur Kenntnis des Laterits, S. 44. 47. 50. 52 und (Lateritsandstein) 53. Sie enthalten viel Hydrargillit und Limonit. Die freie Alaunerde ist zuerst in Böden von Madagaskar durch SCHLÖSING entdeckt, und später hat er anerkannt, daß diese Bildung ganz mit der Bildung des Laterits auf den Seychellen überein kam.

Seychellen-Inseln. Der Laterit der Seychellen ist beschrieben S. 335 Auf der kleinen Fregatten-Insel neben den Seychellen kommt eine Laterit-Sandsteinbildung vor. Die Sandsteinkörner sind durch ein Bindungsmittel von Laterit zementiert. Dieser Laterit enthält nur wenig Fe_2O_3 , doch übrigens 54 % in verdünnter Salzsäure lösliche Al_2O_3 . Das Hydratwasser 16.4 % ist jedoch nicht genügend; es reicht noch nicht ganz für 2 Mol. H_2O aus, und doch ist kein Diaspor, wie BAUER meint, angewiesen (Festband 1907 des neuen Jahrb. für Miner. usw., S. 35).

Englisch-Ostindien. H. und F. J. WURTH haben vielfach Laterit gefunden in den Präsidentschaften Bombay, Madras, ein Gebiet der Dekkantraps, entstanden aus basaltischen Doleriten. Sie wiesen darin Hydrargillit nach und nannten darum diese Böden Bauxit-Laterite. Sie haben darin auch viel Kieselsäure als Chalcedon und Agat angezeigt. Das Hydratwasser fanden sie zu klein, um alle in Salzsäure lösliche Al_2O_3 als Hydrargillit zu berechnen, und darum nahmen sie ein Gehalt Diaspor an. Einen Beweis dafür (mikroskopisch oder chemisch) haben sie noch nicht mitgeteilt.

Denn dieser besteht grōßtenteils aus SiO_2 -freier Alaunerde und einem amorphen Aluminiumsilikat. Viele Beispiele sind bekannt vom Vorkommen des Beauzit auf verwitterten basaltischen Gesteinen, z. B. vom Vogelsberg bei Giefßen, wo die Struktur des Anamesits noch erkennbar ist. Der Anamesit ist ein Doleritbasalt, der besteht aus einem Plagioklas, Augit, Olivin und etwas Magneteisenstein. Der Feldspat ist übergangen in ein schuppenartiges, weißes Aggregat von Plättchen, Täfelchen, Leistchen. Der Olivin ist zu Eisenoxyd geworden; der Illmenit ist unverwittert. An vielen Orten in Europa ist der Beauzit gefunden.¹

Der Laterit vom Kodikanal im Palmgebirge (Präsidentenschaft Madras) ist ein fast reines Hydrargillitaggregat nur mit etwas Quarz gemischt. (Siehe die Analyse bei BAUER, S. 67.) Etwas weniger rein waren die Laterite aus dem Gebiete der Gneifsformation. (Siehe die vier Analysen S. 69.)

In dem Gebiete der Dekkantraps kommen mächtige Lateritlager vor, aus basaltischen Dolerit entstanden, die 10—60 % Fe_2O_3 enthalten. (Siehe die Analysen auf S. 70 und die zwei Analysen von verwitterten Doleriten aus Punah und Mahab in der Präsidentenschaft Bombay.) Zur Vergleichung der lateritischen Verwitterung mit der gewöhnlichen ist auf S. 70 beigefügt die Analyse eines verwitterten Dolerits aus Staffordshire in England.

Sumatra. Wie oben mitgeteilt, hat der vulkanische Ton in der Landschaft Deli eine laterische Zusammensetzung. (Siehe die Analysen in *Z. anorg. Chem.* 42 (1906), 368, Tabelle 12 u. 13.)

Java. Der vulkanische Ton bei den Vulkanen in Pasoeroean, und auch in der Preanger Residenz ist lateritisch. (Siehe die Analysen, *Z. anorg. Chem.* 42 (1909), 226. Auch der Padasboden ist lateritisch, *Ebend.* 42 (1904), 306 u. Tabellen 8, 9 u. 10.)

Celebes. Aus der Landschaft Minabassan haben BRUNNS und BEEKING Laterite beschrieben, welche gebildet sind durch die Verwitterung von Augit-Audesit-Gesteine. Sie enthalten krystallinisches Hydrargillit und dabei Chaledon. Die 9 % Fe_2O_3 , welche das Gestein enthält, sind bei dieser Verwitterung verschwunden.

Australien. Laterit ist massenhaft gefunden, aus Graniten gebildet, worin Beauzit und Limonit sich abwechseln. (Siehe die Analyse bei BAUER S. 83.)

Deutsch-Neu-Guinea. Beschrieben und analysiert durch L. FACH, Dissertation, Freiburg i/Br., S. 28—33.

Die Karolinen-Inseln. Sie enthalten Laterit aus strahlsteinreiche Amphibolit gebildet. ERICH KAISER nimmt darin Diaspor an, aber wieder ohne Beweise. (Siehe die Analyse bei BAUER S. 84.)

¹ Im Basalt des Braunberges bei Solling in Süd-Hannover hat ERICH KAISER Beauzit gefunden. In Beauzit von Kuckstein bei Oberkassel weisen einzelne feine Schüppchen auf Hydrargillit; in der Erde haben sich Fe_2O_3 und Al_2O_3 vermehrt. Im Beauzit des Braunberges ist wenig Fe_2O_3 , aber die Al_2O_3 ist zugenommen. Das amorphe Verwitterungsprodukt des Gesteins ist ein wasserhaltendes Aluminiumsilicat, das den Übergang des Gesteins zu Beauzit

Es bestehen genug Beispiele von dem Vorkommen von Beauzit im gemäßigten Klima von Europa. Dafs er in einer Zeit entstanden sollte sein, wenn die mittlere Temperatur eine tropische war, ist wohl als eine Hypothese vorgetragen, sondern unwahrscheinlich, noch unwahrscheinlicher als dafs er noch heute in Sommerzeit vorkommen kann, obwohl wir die Bedingungen dafür nicht kennen.

In Englisch-Ostindien hat F. HOLLAND beobachtet, dafs Laterite noch vorkommen auf einer Höhe von 6—7000 Fufs bei einer mittleren Temperatur von 60° , wo jedoch keine niedere Temperatur und keine Winterkälte vorkommt.

VI. Das Vorkommen der gewöhnlichen neben der lateritischen Verwitterung.

Das gleichzeitige und nebeneinander Vorkommen der Produkte dieser zwei Verwitterungen ist erst in der letzten Zeit beobachtet, nämlich gewöhnlicher Ton neben Laterit.

So ist Ton neben dem Beauzit des Vogelbergs beobachtet und beim Beauzit von Englisch-Ostindien. H. WÜRTH hat in den weifsen Verwitterungsknollen des Charnokits neben dem Hydrargillit ein zweites Mineral gefunden, ein homogenes Aggregat von feinen Körnchen, wovon ein Teil durch Salzsäure zersetzbar und löslich ist, das übrige in konzentrierter Schwefelsäure. Es enthält also gewöhnlichen Ton. KLEMENT analysierte einen roten Laterit vom Kongo, und fand ein Gemisch von plastischem Ton mit Laterit. Auch die Padaserden (Nr. XI, XII, XIII) enthalten Ton neben Laterit; die Delierde (Nr. VIII und IX) ebenso, jedoch nicht viel. Die Erde aus Surinam enthält neben Hydrargillit sehr viel Ton, welcher plastisch ist. Die efsbare Erde von Deutsch-Neuguinea besteht aus

bildet. Die Analysen sind wieder Bauschanalysen und erlauben nicht zu berechnen, wieviel Hydrargillit darin ist, und ob der Wassergehalt damit wohl oder nicht stimmt.

Weiter ist Beauzit gefunden bei Wochein in Kärnten (das Hydratwasser reicht für den Hydrargillit aus), zu Rudigheim bei Hanau (das Wasser reicht nicht aus für 55.4% Al_2O_3 und 24.8% Fe_2O_3 in der Erde), bei Marseille. Bei dem Laterit von Marseille erwähnt A. LACROIX Diaspor; jedoch es ist unsicher, ob er das beobachtet oder chemisch bewiesen hat. Die Diabasen im Harz und im Voigtland, die Melaphyre des Harzes enthalten Beauzit.

Gneifs und Granit im Département de la haute Loire enthalten nach A. LACROIX Beauzit. Devoninische Schalsteine des Rheinischen Schiefergebirges zeigen Verwitterungen, welche die freien Hydrate von Al_2O_3 und Fe_2O_3 enthalten, also eine lateritische Verwitterung.

71.8% kaolinartigen Ton, 11.6% Hydrargillit und 11.7% FeO₃. Durch welche Ursache jedoch bei einigen Böden die Bildung von gewöhnlichem Ton neben dem Laterit wohl stattfindet und bei anderen nicht, und warum die lateritische Verwitterung bei einigen wohl aufhört und bei anderen nicht aufhört, ist uns unbekannt.

ATTERBERG, der die Laterite von Brasil untersucht hat, ist der Meinung, daß Gesteine, welche SiO₂-reiche Silikate enthalten (wie z. B. der Gneifs) wenig Hydrargillit enthalten und viel kaolinartigen Ton, und dagegen daß die Gesteine mit basischen Silikaten (wie der Nephelin-Sienit von Itataya) viel Hydrargillit enthalten (21%). MAX BAUER teilt diese Meinung nicht, obschon er es jetzt für genug bewiesen erachtet, daß Ton zusammen mit Laterit vorkommt.

Aus den Bestimmungen von B. FACH und R. LENZ der Laterite und Roterden (welche auch eine lateritische Verwitterung anzeigen), ergibt es sich, daß die Menge Ton neben dem Laterit sehr bedeutend sein kann:

Tabelle 5.

Bodenart	Herkommen	Durch Salzs. zersetzbares Silikat	Eisen-oxyd	Durch Schwefels. zersetzbares kaolinartiges Silikat
Laterit	Sumatra Soedan Cladi	17 %	8 %	33.5 %
Laterit in Silny-sandstein	Südamerik. Bolivia	20	7	37.1
Roterde	Österreich Volosca	30	8	36.4
„	Deutsch-Neuguinea	25	20	50

Auch die Bohnerze enthalten ein lateritisches Verwitterungsprodukt, denn die Verhältniszahl für die Silikate *A* und *B* betragen 1 : 2 oder 1 : 2.5 bis 1 : 1.5.

VII. Über die Erklärung der lateritischen Verwitterung.

Verschiedene Untersuchungen haben versucht, eine Erklärung dieser Verwitterung zu geben.

E. WEINSCHENK neigt zu der Meinung, daß der Prozeß besonderen Ursachen zugeschrieben werden muß, und keine regionale sein kann, und darum nicht an die stärkere Verwitterung in den Tropen, infolge eines höheren Gehaltes der Atmosphäre an Salpeter-

säure durch die gewaltigen Gewitter, zuzuschreiben ist. Er meint also, daß besondere Ursachen, ebenso wie bei der Kaolinbildung, im Innern der Erde gesucht werden müssen. Jedoch dagegen bestehen große Beschwerden. Ursachen dafür im Innern der Erde fehlen ja in Surinam und auf den Seychelleninseln. Es bestehen allerhand Übergänge der gewöhnlichen in die lateritische Verwitterung, wie oben bei den Padasböden, bei den Böden in Surinam, in Deli auf Sumatra usw. mitgeteilt, und außerdem die gewöhnliche Verwitterung geht oft zu gleicher Zeit fast mit der lateritischen zusammen.

F. HOLLAND trägt eine andere Hypothese vor. Er nimmt die Mitwirkung einer Bakterie an, deren Wirkung analog ist der Wirkung einer Eisenbakterie und einer Schwefelbakterie. Diese sollte nach ihm nicht wirken, wenn die Temperatur sich der Winterkälte nähert. Dadurch sollte die Wirkung auch bei Höhen von 5000 Fuß in Englisch-Ostindien noch möglich sein und sollte bei 60° die Temperaturgrenze sein. Die Wirkung sollte also im Sommer auch in Europa noch möglich sein. Daß Bakterien eine hydrolytische Spaltung von Silikaten ausüben können, läßt sich a priori nicht leugnen. Jedoch eine Möglichkeit ist noch kein Beweis und F. HOLLAND hat keine Beobachtung einer solchen Bakterie und von deren Wirkung gemacht, und das wäre doch vor allem anderen notwendig.

L. G. DUBOIS schreibt den in den Lateriten von Surinam reichlich vorkommenden Lateriten eine überwiegende Rolle zu. Nach ihm greift die durch die Oxydation des Pyrits gebildete Schwefelsäure das Silikat des Gesteins an, und bildet auf primären Lagerstätten den eluvialen Laterit. Daraus wird durch Schwefelsäure Kieselsäure abgeschieden, so daß dieser reich wird an abgeschiedener Kieselsäure. Die gelöste Alaunerde und das gelöste Eisenoxyd werden fortgeführt und als Alluvial-Laterit abgesetzt. KOERT, KAISER, BRUHNS und BÜCKING stützen sich auf die Wirkung einer alkalischen Lösung bei der Verwitterung zur Erklärung, daß alle Kieselsäure und Alkalien und alkalische Basen verschwunden und fortgespült sind. Jedoch diese Beschwerde gilt ebenso für die gewöhnliche Verwitterung von Granit, von Gneiß, Quarz, Porphyr und von den Gesteinen mit viel Plagioklasen, also von Dioriten, Doleriten usw. Übrigens findet man viel Absetzungen von Opal und Chalcedon neben Hydrargillit. Die Erklärungen von KOERT, ERICH KAISER, BRUHNS und BÜCKING geben also kein Licht.

JULIUS MOHR in Buitenzorg (Java) ist jetzt mit einer Unter-

suchung beschäftigt über die Ursachen der Bildung von Laterit. Die Ergebnisse müssen wir abwarten.¹

Da nun:

1. Die lateritische Verwitterung nicht allein in den Tropen, sondern auch in den gemäßigten Klimata vorkommt.

2. Da sie nicht allein bei basischen Silikatgesteinen (wie Dioriten, Diabasen, Basalten, Doleriten), sondern auch bei sauren Silikatgesteinen (Granit, Gneifs usw.) stattfindet.

3. Da die gewöhnliche und die lateritische Verwitterung gleichzeitig stattfinden können, und die Produkte von beiden einander begleiten können.

4. Da in gewissen Gegenden und Klimata die gewöhnliche Verwitterung niemals in lateritische übergeht, und in anderen Fällen wohl übergeht, entweder teilweise oder gänzlich.

5. Da die Hypothesen von C. G. DUBOIS, WEINSCHENK, von KOERT, ERICH KAISER, BRUHNS und BÜCKING ganz ungenügend sind, und die Hypothese von F. HOLLAND noch ganz unbewiesen ist, so müssen wir mit MAX BAUER anerkennen, daß die Ursache der Lateritbildung, wodurch die Verhältniszahl von 1 Mol. Al_2O_3 auf die Mol. SiO_2 von 1:3 herabgeht auf 1:0, noch ganz unerklärt ist.

§ IV. Die pneumatolytische Kaolinverwitterung (Bildung).

I. Einleitung.

Der echte Kaolin kommt als Porzellanerde vor, wovon das Porzellangeschirr gemacht wird. Der echte Kaolin, als krystallinischer Kaolinit (s. S. 355) ist unlöslich in Salzsäure, zersetzbar in konzentrierter Schwefelsäure bei Erhitzung, unschmelzbar in dem Porzellanofen und hat die Formel $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Man muß es also unterscheiden von dem oben behandelten kaolinartigen Silikat der gewöhnlichen Verwitterung *B*, welches auch unlöslich in Salzsäure, zersetzbar durch konzentrierte Schwefelsäure und unschmelzbar ist, worin jedoch die Verhältniszahl in Molekülen Al_2O_3 , SiO_2 und H_2O nicht 1:2:2 ist, sondern sich nur dem Verhältnis 1:2 nähert und worin das Wasser unbestimmt ist.

Nach der am meisten ausgearbeiteten Hypothese ist der echte

¹ Siehe die vorläufige Notiz in den „Mitteilungen aus dem Geologischen und Agronomischen Laboratorium zu Buitenzorg (1908). Bulletin du Département de l'Agriculture.

Kaolin durch pneumatolytisch-thermale Prozesse hervorgebracht. Zu gleicher Zeit entstehen dabei andere chemische Verbindungen, von welchen einige als Erze ausgebeutet und verwertet werden.

II. Hypothesen über die Ursachen der Kaolinbildung.

Seit dem Anfange des 19. Jahrhunderts hat man Hypothesen vorgetragen zur Erklärung der Kaolinbildung, und selbst versucht, sie kunstmäßig nachzubilden. Viele dieser Hypothesen sind unrichtig befunden.¹ Jedoch, schon früh hat man die Meinung geäußert, daß die Bildung mit Ausströmungen von Fluorwasserstoff zusammenhing. L. VON BUCH vertrat diese Meinung im Jahre 1827. FORCHHAMMER sprach von überhitztem Wasserdampf als eine der Ursachen, DAUBRÉE (1858 — 1879 — 1887) von heißen Wasserdämpfen in Verbindung mit Säuren; COLLINS (1887) von Fluorsilicium- und Fluorborium-Einwirkung. DE LAUNAY hat im Jahre 1888 die Kaolinbildung von Les Colettes (Departement Allier) erklärt durch die Annahme von postvulkanischen Wirkungen, welche pneumatolytische Prozesse in den Graniteruptionen hervorgebracht haben durch Einströmungen von fluorhaltenden Gasen in Granitspalten.

Erst spät ist diese letzte Theorie durchgedrungen, und ist von WEINSCHENK, MAX BAUER und anderen anerkannt, daß die Kaolinbildung (oder Verwitterung) in ihren Ursachen und in ihrem Gang gänzlich von der gewöhnlichen Verwitterung verschieden ist, und der Vorstellung von COLLINS entspricht.

RÖSLER² hat im Jahr 1902 zuerst diese Theorie auf zahllosen

¹ FOURNET glaubte, daß die Neigung der Stoffe zu Dimorphie die Ursache der Kaolinbildung war. MITSCHERLICH im Jahre 1835 und HOCHSTETTER im Jahre 1865 glaubten, das sie hervorgebracht wird durch Schwefelsäure, die durch die Oxydation von Pyrit in Kohlenschichten entsteht. DELESSE (1858), ANDRÉ (1866), LAUBE (1876—84) glaubten noch an die gewöhnliche Verwitterung. BROGNIART (1891) und MALAGUTI, DAUBRÉE (1847—79) haben nicht ohne guten Ausschlag versucht Orthoklas zu kaolinisieren durch überhitzten Wasserdampf mit Säuren (aber nicht mit Kohlensäure). Sie haben es auch versucht mit einem elektrischen Strom. Obschon dieser vielleicht eine positive Auskunft gab, beweist das noch nicht, daß ein Kontakt des Granitgesteins mit eisen- oder erzeichen Gesteinen diesen elektrischen Strom hervorbringen können. KASAI hat vor wenigen Jahren die Meinung geäußert, daß heiße Wassermassen die Gase von vulkanischen Eruptionen gelöst und damit eine kaolinisierende Wirkung ausgeübt haben. Jedoch nach RÖSLER ist eine Bedeckung mit heißem Wasser in der Tertiärzeit nur für einzelne der vorkommende Kaolinlager annehmlich.

² Neues Jahrbuch für Miner. Geol. u. Palaeont. XV, Beilageband 1902.

Fundstellen in allen Weltteilen erprobt, und überall anwendbar gefunden. Er hat sie angewiesen, wo man nach seiner Meinung mit echter Kaolinbildung zu tun hat. Er hat sie dagegen abgewiesen, wo man die gewöhnliche Verwitterung beobachtet. Es läßt sich nach ihm beweisen, daß überall, wo echter Kaolin angetroffen wird, Spalten vorkommen, gefüllt mit diesem Kaolin und mit den besonderen Mineralien, die denselben begleiten und gleichzeitig entstanden sind.

Einige haben vor COLLINS die Bildung dieser begleitenden Mineralien wohl der Einwirkung von F_2H und von Dämpfen von Fluoruren zugeschrieben, aber den experimentellen Beweis noch nicht geliefert, daß das Fluorwasserstoffgas auch aus einem Feldspat den Kaolin bilden kann. Diesen Beweis hat erst COLLINS gegeben vor 20 Jahren, als er Orthoklas an die Dämpfe von F_2H ansetzte und ein Produkt erhielt, dessen Zusammensetzung mit Kaolin übereinkam.¹

Darauf ist wenig Obacht gegeben. Selbst RÖSLER hat den Versuch nicht besonders erwähnt und keine Erläuterung davon gegeben, so daß MAX BAUER noch vor 2 Jahren² daran erinnern mußte, daß zuerst COLLINS den experimentellen Beweis für diese Theorie der Kaolinbildung geliefert hat.

Jedoch in der allerletzten Zeit ist RÖSLERS Theorie, die auch von WEINSCHENK geteilt wird, und der sich MAX BAUER angeschlossen hat, wieder bestritten durch andere. MITSCHERLICH und HOCHSTETTER (siehe oben) hatten das Entstehen von Kaolin aus Mooren erklärt. Jetzt sind STREMMER,³ WÜST und SELLE zu der älteren Ansicht von

¹ Erläuterung:

Nach der Formel des Orthoklas $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot \text{K}_2\text{O}$ wird berechnet:

Kieselsäure	Alaunerde	Kali	Natron	Wasser
75.71 % SiO_2	12.62 % Al_2O_3	11.06 % K_2O	—	—

COLLINS fand im Orthoklas seines Versuches

63.71 % SiO_2	19.76 % Al_2O_3	13.61 % K_2O	2.26 % Na_2O	Spuren
------------------------	---------------------------------	------------------------------	------------------------------	--------

Nach der Formel des Kaolinitis $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ wird berechnet

46.4 % SiO_2	39.49 % Al_2O_3	—	—	13.95 % H_2O
-----------------------	---------------------------------	---	---	------------------------------

COLLINS fand bei seinem Versuch:

44—49 % SiO_2	35—40 % Al_2O_3	0.12—0.23 % K_2O	Spur Na_2O	14—15 % H_2O
------------------------	---------------------------------	----------------------------------	----------------------------	------------------------------

² Chem. Centrbl. Aug. 1908 I, 982.

³ STREMMER, Zeitschr. prakt. Geologie 16 (1908), 122—28. — RÖSLER, Ebend. 16 (1908), 251—54. — STREMMER, Ebend. 16 (1908), 443—45.

RAMANN zurückgekehrt, daß der Kaolin mit Braunkohlen genetisch verknüpft ist, indem die Kaolinisierung des Gesteins unter einer Bedeckung mit einem Moor (von eocenen oder miocenen Braunkohlen aus der Tertiärperiode) entsteht durch die Einwirkung von Humus-säuren und Kohlensäure. Es wäre nach ihrer Ansicht eine gewöhnliche normale Verwitterung von oben nach unten. Kohlensäure sollte dabei ein Hauptzersetzungsmittel sein, und der Feldspat sollte den Kaolin liefern als eine graue Erde; weshalb RÖSSLER diese Theorie die „Grauerde-Theorie“ nennt. STREMMER erwähnt, daß er diese Kaolinbildung beobachtet hat in Sachsen, bei Halle, Meißen, Bautzen; auch im Erzgebirge, in der Rhön, im Vogelsberg, im Harz. Er leugnet die pneumatolytische Bildung und die Bildung durch Thermen. Er gibt wohl zu, daß die Entstehung unter Mooren nicht alle Fälle der Kaolinbildung erklärt, jedoch er behauptet, daß in einem Moor (wie die Braunkohle) die am meisten geeigneten Faktoren vorhanden sind um Fe_2O_3 , MgO , CaO , Alkalien aus dem Gestein zu lösen und fortzuführen, bis zur Bildung von Kaolin.

Die weiße Verwitterung der Porphyre schreiben WÜST und SELLE einer Kaolinbildung zu. STREMMER achtet es selbst als eine längst festgelegte Tatsache, daß Kaolinlager nach der Tiefe in festes Gestein übergehen, also als eine von oben nach unten allmählich fortschreitende Verwitterung entstehen. In einer Tiefe von 14 m meint dann auch WÜST einen Übergang von Kaolin in ursprüngliches Gestein beobachtet zu haben. Jedoch, was STREMMER für eine längst festgelegte Tatsache hält, ist nach RÖSSLER gar nicht bewiesen.

Was die weiße Verwitterung der Porphyre anbetrifft, so ist; erstens nicht immer (wie BARNITZKE bemerkt) echter Kaolin im Sinne der Mineralogen gefunden, sondern ein Produkt eines allmählichen Auslaugungsprozesses. Oft ist Sericit für Kaolin angesehen. Als eine Beschwerde hebt BARNITZKE dagegen hervor, daß die von RÖSSLER angenommenen Begleitungsminerale schon alle im Ursprungsgestein vorkommen, besonders der Graphit. Selbst ist der Graphit in einer schmalen, scharf begrenzten (1—2 cm starken) Spalte beobachtet. Auch bemerkt er, daß die Lagerungsform der Porzellanerde in flachen Decken vorkommt, und daß sie allmählich in unterliegendes Gestein übergeht.

Die letzte Beobachtung scheint nach BARNITZKE wohl zu beweisen, daß dabei eine Kaolinisierung von oben nach unten stattfindet.

Die hängenden Kohlensämpfe der Braunkohlenflöze beweisen zweitens nach BARNITZKE nichts für die Bildung von Kaolinton unter

diesen Umständen, und zwar um so mehr weil sie ein jüngeres Alter haben. Ebenso wenig beweist drittens das Vorkommen eines mit Braunkohlen durchspickten Kaolintons im Hangenden eines Flözes in der Nähe des Kohlenreviers für diese Bildung, wie STREMMER das behauptet. Die Porzellanerde ist älter als die Kohle. Unter dem Braunkohlenhorizont liegen Kapseltöne, die das Vorhandensein primärer Kaolinlager schon vor der Braunkohlenzeit beweisen. Ihre Bildung spricht dafür, daß die Kaolinlagerstätte vor der Periode der Braunkohlenbildung eine Zeitlang fertig an der Oberfläche angestanden haben.

Ebenso wenig wie bei Halle kann viertens die Untersuchung des Meißner Vorkommens die Annahme einer Kaolinbildung durch aufgelagerte Moore stützen. Wohl hat BARNITZKE eine Infiltration von Humusstoffen in Kaolingruben bei Halle beobachtet, wo das Kohlenflöz über der Porzellanerde liegt, doch diese Infiltration ist hier deutlich erst nach der Kaolinisierung eingetreten und nachher zum Stillstand gekommen. Im allgemeinen sind Humusstoffe und Humate in höchst geringer Menge darin vorhanden. Die Braunkohlen liegen fünftens nicht immer in der Nachbarschaft der Kaolinlager.

Jedoch es hat sich herausgestellt, daß die verschiedenen Arten des Kaolinvorkommens noch nicht erschöpft sind, wie RÖSLER gemeint hat. E. GAGEL hat seit kurzem¹ mitgeteilt, daß er im Sommer 1908 zu Geifshubel bei Karlsbad an der Austrittsstelle des Geifshübler Sauerbrunnens (die Elisabethquelle) eine Stelle beobachtet hat (wo Aufräumungsarbeiten ringsum der Austrittsstelle der Quelle vorgenommen waren, um die Quelle in größerer Tiefe neu zu fassen), wo die Wände des Schachtes aus einem fast schneeweißen Kaolin bestanden. Das Gestein war Granit, vollständig in Kaolin übergegangen, aber hatte noch die Granitstruktur bis zu einer Tiefe von 50 m vollständig behalten. Tiefer war es nicht zu beobachten. Der Kaolin war schneeweiß, mürbe, nur rot geflammt durch Streifen von wasserarmen Eisenoxyd.² Das Wasser der Quelle hat eine Temperatur von 14.4° C und ist ein schwacher Sauerling, mit 9.411%. Kohlensäure in 100 ccm (= 27.55%) und mit 0.118% Salzen. Der Ton des Kaolins, nach Abzug von 11.32% unzersetzten Silikaten und Quarz, also der Kaolinit, enthielt:

120% SiO₂ — 102% Al₂O₃ — 37% H₂O, im roten Kaolin,³

120 „ SiO₂ — 102 „ Al₂O₃ — 38 „ H₂O, im weißen Kaolin.

¹ Centrbl. f. Miner. Geol. Palaeont. (1909), S. 429—47. — ² Die rote Farbe beweist nach den Untersuchungen von v. BEMMELN und von RUFF, daß es wasserarm ist. (GAGEL S. 475.) — ³ 2 Mol. H₂O erheischen 36% H₂O.

Also ein Verhältnis übereinstimmend mit der Formel von Kaolin:



Die Einwirkung von Torfmooren ist durch die Lage des Granits vollständig ausgeschlossen. Der Kaolin ist rein schneeweiss und nicht grau oder schmutzigbraun, wie es der Fall ist bei dessen Vorkommen unter Moor oder Torf.

Hier sollte also nach GAGEL die Kohlensäure zuerst als einziges und genügendes Agens der Kaolinisierung bei der gewöhnlichen Temperatur gefunden sein.¹

Jedoch es bleibt die Frage, ob die Quelle nicht aus einer späteren Zeit datiert als die Kaolinbildung. Es ist nicht bewiesen, daß der oberste Teil der Spalte, und was darüber lag, nicht abrodiert und verschwunden ist, und ob die Quelle nicht viel später entstanden ist und durch den jetzigen Schacht ihren Weg gefunden hat. Es bleibt wenigstens unwahrscheinlich, daß kaltes Wasser das Vermögen gehabt hat, eine Granitmasse vollständig in Kaolin zu verändern.

Am weitesten entfernt sich RICHARD LANG von RÖSLERS Theorie. Denn dieser nimmt an, daß der Kaolinit sich aus einer wässerigen Lösung als eine Neubildung absetzen kann, und also in diesem Fall nicht mehr als ein unmittelbares Verwitterungsprodukt eines Silikatgesteins betrachtet werden muß. Er hat diesen Fall beobachtet im Schwäbischen Stubensandstein, wenn der Kalk aus diesem Sandstein durch Sickerwasser ausgelaugt ist, indem indessen die Feldspäte des Gesteins zersetzt werden. Dadurch müssen Hohlräume entstanden sein, und in diesen Räumen muß das Zersetzungsprodukt nach dessen Lösung wieder abgesetzt sein als Kaolinit in Bündeln, wie die mikroskopische Beobachtung zeigt. LANG führt also, ebenso wie GAGEL, die Kaolinitbildung auf die Einwirkung von kaltem kohlensauren Wasser zurück.

Dadurch sollte erklärt sein, daß diese Bildung jetzt noch immer stattfinden kann, und durch LANG sowohl im Diluvium wie im Alluvium gefunden ist, als hervorgebracht durch Eindringung von Sickerwasser in die Tiefe.

Die Genesis des Kaolins nach GAGEL durch die Einwirkung von Kohlensäure auf Granit bei der gewöhnlichen Temperatur bleibt

¹ Eine nähere vergleichende Betrachtung über die Zusammensetzung des Kaolins und des Quellwassers gibt STREMMER in einer Fortsetzung (S. 469—75) seiner Abhandlung.

sehr fraglich, und kommt wahrscheinlich nicht vor. Noch unwahrscheinlicher kommt die Genesis des Kaolins nach der Vorstellung von LANG, wobei die Löslichkeit des Kaolinites und die Absetzung der Verwitterungsprodukte von Feldspaten in den Hohlräumen der Verwitterung angenommen wird.

Gegenüber STREMMER, WÜST, SELLE (auch GAGEL und LANG) bleibt BARNITZKE ein Anhänger von RÖSLERs Theorie, obschon er die schwachen Seiten davon anerkennt, wie oben mitgeteilt ist.

Er hat sich nicht zu lokalen Beobachtungen wie STREMMER und zu Bauschanalysen beschränkt, aber wieder Versuche gemacht über die Einwirkung von Fluorwasserstoff auf Gestein. Er hat ein älteres Porphyr und Pechstein in einem mit Platin ausgekleiteten Autoklav, der 200 Atm. Druck ertragen konnte, erhitzt bei einer Temperatur von 200—365° (die kritische Temperatur von Wasser) während $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$ Stunde. Das Gestein bei seinen Versuchen war feines Pulver, oder Spaltblättchen oder Glasschiffe. Die FHH-Lösung hatte eine Verdünnung von 1:10. Eine konzentrierte Lösung wurde nicht angewandt, weil sie das Gestein gelöst hätte. Bei der Einwirkung wurde die Doppelbrechung ganz aufgehoben. War CaO anwesend, so wurde CaF₂ leicht gebildet. Eine Bildung von Mineralien wurde nicht beobachtet, also keine Bildung der unten (auf Seite 352) erwähnten Begleitungsmineralien. Auch Kaolinit wurde nicht konstatiert. Zuweilen wurde amorphe Kieselsäure abgeschieden. Das Ergebnis war also nicht so schlagend, als es beim Versuch von COLLINS mit Orthoklas gewesen ist.

Jedoch, alles, was für das Vorkommen des Kaolins in Halle, Meissen, Bautzen gilt, darf nicht verallgemeinert werden. Der Kaolin tritt in ganz anderweitigen Lagerstätten auf, so daß eine pneumatolytische Bildung nach BARNITZKE vorläufig unbedingt zugegeben werden muß.

Wenn wir die die vorgetragenen Ansichten übersehen, dann müssen wir den Beobachtungen von STREMMER, GAGEL und anderen und deren Meinungen volle Aufmerksamkeit schenken, und uns noch immer fragen, ob das Entstehen von Kaolin aus Granit, Quarzporphyr usw. nicht durch gewöhnliche Verwitterung von oben nach unten stattfinden kann, wenn auch daneben eine pneumatolytische Bildung in Erdspalten als feststehend angenommen werden muß.

Jedoch es bleibt die Frage, ob in den oben erwähnten Fällen ein Zusammenhang mit der Genesis des Kaolins feststeht, oder noch auf andere Weise zu erklären ist.

Die Braunkohlen in Halle, Meissen, Bautzen usw. sind wahrscheinlich jünger und also später abgesetzt als der Kaolin, welcher einen anderen Ursprung hat. Der Kaolin in dem Schacht, worin die Elisabethquelle jetzt ausmündet, kann älter sein als die Zeit, in welcher die Quelle in demselben durchgebrochen ist, und die Schicht oder Schichten, welche sich über dem Schacht befunden haben, können abrodiert und verschwunden sein.

Noch bleibt es fraglich, ob bei dem Entstehen von Kaolin aus Granit, Quarzporphyr, Pechstein usw. die gewöhnliche Verwitterung von oben nach unten stattfinden kann, und ob das schichtenmäßige Vorkommen und der allmähliche Übergang vom ursprünglichen Gestein in Kaolin sich beim Entstehen durch pneumatolytische Prozesse sowohl wie bei gewöhnlicher Verwitterung zeigen kann. Man kann das nicht immer gleich bemerken.

Das schichtenmäßige Vorkommen und der allmähliche Übergang ist möglich: Erstens, wenn wirklich Kaolin angetroffen wird, der durch gewöhnliche Verwitterung entstanden wäre.

In diesem Fall müßte man keinen Lagergang finden, d. h. keine Spalte im Gestein mit Kaolin ausgefüllt, oder keine Überbleibsel eines solchen Lagerganges.

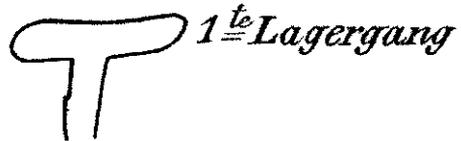
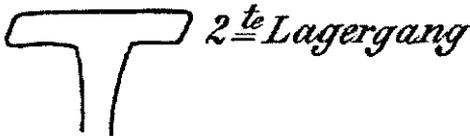
Zweitens: könnte man auf einen sekundären Lageplatz im Gestein gestofsen haben. Dann liegt der Kaolin nicht mehr in seiner ursprünglichen Lage. Ein plötzlicher Übergang von Kaolin in Gestein oder umgekehrt wäre dann möglich und schwerer zu beurteilen, welchen Fall der Verwitterung man vor sich hat.

Drittens, wenn man einen Lagergang entdeckt hat, dann ist eine pneumatolytische Bildung dieses Kaolins sehr wahrscheinlich. Wenn dieser noch nicht entdeckt ist, sondern man ist auf Überbleibsel davon gestofsen, oder auf Kaolinester an isolierten Stellen, so können diese zu verschiedenen irrigen Ansichten Veranlassung geben, jedoch auch eine Erklärung finden. So, wenn die fluorhaltigen Gase in eine Spalte des Gesteins eingedrungen sind, dann können sie das Gestein an dieser Stelle emporheben, und sich horizontal ausbreiten. Das durchbrochene Gestein kann dadurch eine flache zungenförmige Absetzung erhalten. Diese Bildung im Gestein kann sich auf verschiedenen Höhen wiederholen, wie die nebenstehende schematische Figur anweist.

Durch Abrodierung kann der Zusammenhang zwischen der Spalte und den horizontalen Ausbreitungen teilweise verschwunden sein; dadurch können Kaolinnester gefunden werden, die scheinbar

nicht pneumatolytisch entstanden sind. Diese können auf einen nicht unbedeutenden Abstand von der ursprünglichen Spalte gefunden werden, so daß sie isoliert zu liegen scheinen. Das isolierte Vorkommen von Kaolin kann auf diese Weise erklärt werden und doch pneumatolytisch sein.

Es kommen dann Bildungen im Boden vor, wie sie auf verschiedene vertikalen und horizontalen Abstände schematisch in der untenstehenden Figur gezeichnet sind.



Die Kaolinlager in diesen Spalten können von einem Mantel umgeben geworden sein, der einen Übergang bildet vom ursprünglichen Gestein in Kaolin. Das Gestein ist an solchen Stellen nur teilweise angegriffen, gerade so wie bei der gewöhnlichen Verwitterung. Der Fall eines Überganges, der den Schein der gewöhnlichen Verwitterung hat, würde auf diese Weise erklärt sein.

Alle diese Betrachtungen mögen dazu dienen, um zu erläutern, daß es nicht eine leichte Sache ist, zu entscheiden, ob ein Fall einer gewöhnlichen oder einer pneumatolytischen Verwitterung vorliegt und zu erklären, warum die Meinungen darüber so verschieden sind.

Welche Erklärung der Kaolinbildung man auch annimmt, jedenfalls muß noch die Ursache gefunden werden, warum bei der gewöhnlichen Verwitterung neben dem Silikat *A* noch ein kaolinartiges Silikat *B* entsteht, dessen Zusammensetzung schwankend ist und sich der Formel $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{HO}$ nur nähert, indem doch echter Kaolin, wie noch neuerdings GAGEL bestätigt hat, dieser Formel genau entspricht (siehe Seite 347).

III. Die neuen Minerale, die bei der Kaolinbildung nach Röslers Theorie entstehen.

Die pneumatolytisch-thermalen Prozesse bringen nach RÖSLER neben dem Kaolin als neue Minerale hervor:

Topas, Tournalin, Fluorcalcium, Kryolith, Nontronit, Kiesen, Blenden, Zinnstein, Quarz und Hornstein. Diese haben die folgende Genesis:

Der Topas und der Tournalin sind entstanden durch die Einwirkung von Fluorwasserstoffgas und Fluorborgas, wahrscheinlich auch von Fluorsilicium auf die Silikate des Gesteins. Für den Topas ist ein Teil des Sauerstoffes der Alaunerde durch Fluor ersetzt. Der Tourmalin enthält Silikate der Basen R_2O , RO , R_2O_3 und darin 10% B_2O_3 und 0.5—1.2% Fluor. Fluorcalcium hat sich gebildet aus FlH und dem Kalk der Silikate. Aus der Alaunerde und dem Natron der Silikate hat der FlH Fluoraluminium und Fluornatrium gebildet, welche sich zu Kryolith vereint haben ($AlFl_3 \cdot 3NaFl$). Der Nontronit ist ein Kaolinit, worin die Alaunerde durch Eisenoxyd ersetzt ist. Der Quarz ist aus dem Feldspat bei seiner Lösung abgeschieden und wieder krystallinisch abgesetzt.

Weiter haben Reduktionsprozesse stattgefunden, welche aus Dämpfen von Schwefelsäure und Schwefligsäure Schwefelwasserstoff gebildet haben. Aus dem Schwefelwasserstoff sind gebildet Sulfure, Pyrit und Markasit. Thermale Gewässer haben Bleisulfat gebildet und daraus weiter Bleiglanz und Enargit.¹ Aus dem Bleiglanz ist sekundär wieder entstanden Anglesiet ($PbSO_4$).

Kohlensäure, welche bei vulkanischen Eruptionen eine so große Rolle spielt, hat aus reduzierten Ferrisalzen Eisencarbonat gebildet und davon stammt der Eisenspat her, der in Passau z. B. vorkommt.

Kohlenwasserstoffe haben eingewirkt und mächtige Reduktionsprozesse haben daraus, nach RÖSLER, den Graphit hervorgebracht, welchen wir in der Kaolinformation (z. B. in Moravie) finden, ohne daß wir den Prozeß dieser Reduktion näher erläutern und noch weniger erklären können. Die Neubildung von Graphit ist allerdings am meisten bezweifelt.

Alle diese Prozesse können wir zu den thermalpneumatolytischen rechnen (einige sekundäre ausgenommen).

¹ $4CuS \cdot Cu_2S \cdot As_2S_3$.

Auch sekundäre Oxydationsprozesse haben dabei eine Rolle gespielt, denn wir finden in der Kaolinformation MnO_2 oder Mn_2O_3 als ein Oxydationsprodukt eines Mangosalzes aus Silikaten.

Die vulkanischen Eruptionen kommen nicht, wie man früher meinte, allein in den ältesten, sondern in allen Formationen vor. Die postvulkanischen Wirkungen sind früher unzweifelhaft viel heftiger als in der letzten Zeit gewesen.

In Kaolin sind noch viele Minerale in kleineren Mengen gefunden, wovon es noch unsicher ist, ob sie ursprünglich im Gestein anwesend waren oder erst bei der Kaolinisation sich gebildet haben. Vielleicht können sie dann eine Anweisung über die Herstammung und die Art des Gesteins, aber keine Sicherheit darüber geben, ob sie durch einen pneumatolytischen Prozess entstanden sind. Außerdem können die meisten dieser Minerale als Kontaktminerale auftreten.¹

Die begleitenden Minerale, welche als Erze betrachtet werden können, sind Zinnstein, Kupferkies, Zinkblende, Bismutglanz.

IV. Die kaolinische Verwitterung (Bildung) in Kaolinnestern.

Die Bildung des echten Kaolins geht nach RÖSLERS Theorie nicht wie die gewöhnliche und wie die lateritische Verwitterung von der Oberfläche aus und hat nicht an der Luft stattgefunden. Sie wird nicht vorhergegangen durch eine mechanische Zerstückelung und hat allmählich in verschiedenen darauffolgenden Stadien stattgefunden. Das feste Gestein erfährt dagegen in seinem Ganzen eine intensive chemische Änderung. Alle Teile werden in einem heißen Dampfbad oder in einem flüssigen Bade zugleich angegriffen und kaolinisiert. Die Kaolinisation geht dann auch sehr tief hinunter. Sie ist auf Ceylon bis 100 m und nach WEINSCHENK wohl bis 400

¹ Ich rechne dazu das Xenotim (Yttriumphosphat) und Monacit (Ceriumphosphat), worin das Cerium teilweise ersetzt ist; weiter Sillimanit und Disthen ($Al_2O_3 \cdot SiO_2$); Chysoberyll (Beryllium Aluminat); Granat $Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 3CaO$; Rutil und Anatas (TiO_2); Titanit (ein Quadrisilikat von Kieselsäure und titansaurem Kalk; Skapolith (ein Calcium Aluminiumsilikat, analog an Anorthit; Staurolith ($Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 3FeO \cdot H_2O$); schliesslich die Hornblende.

Im Granat ist das Ca mehr oder weniger ersetzt durch Mn, Mg, Fe.

Wie man weiß entstehen die Kontaktminerale durch den Kontakt der Stollungsgesteine oder Eruptivgesteine mit ein Sedimentärgestein. Das sedimentäre Gestein erhält krystallinische Abscheidungen. Das Stollungsgestein wird weniger beeinflusst und erhält also weniger Änderungen.

bis 500 m beobachtet. Sie geschieht in Erdspalten, worin die fluorhaltigen Gase eindringen. Der Kaolin liegt dann auch in linsenförmigen Nestern oder Stöcken, die sehr geräumig sein können.

Von dem Orthoklas und Albit werden (wie oben mitgeteilt) 4 Mol. SiO_2 und der Kali oder Natron fortgenommen. Von den Plagioklasen werden der Kalk und die Magnesia entzogen und so viel SiO_2 , daß nur 2 Mol. übrigbleiben. Bei allen Silikaten bleiben oder werden 2 Mol. H_2O aufgenommen. So entsteht der kaolinische oder keramische Ton, eine Erde, die feuerfest ist und kein assimilierbares Kali enthält, wodurch sie unfruchtbar ist.

Wir wissen noch nicht, welche Silikate am leichtesten oder welche zuerst durch die kaolinisierenden Agenzien angegriffen werden, z. B. ob Leucit oder Skapolith Kaolin bilden können. Wird Triklin angegriffen?

RÖSLER beobachtete neben ganz kaolinisiertem Orthoklas frischen Mikroklin, woraus er schloß, daß Mikroklin nicht kaolinisch verwittern kann, obgleich Mikroklin sich nur dadurch unterscheidet, daß es triklinen Bau hat. Wenn dieser Schluß richtig ist, so ist er noch ganz unerklärt.

Wenn die Einwirkung der kaolinisierenden Agenzien so weit gekommen ist, daß Kaolin gebildet ist, so kann erst eine weitere Einwirkung anfangen und kann auch die Alaunerde durch das Fluor angegriffen werden und dann können sich der Topas, Tournalin und die anderen Begleitminerale bilden. Hört die Eindringung von fluorhaltigen Gasen auf, dann werden keine begleitenden Minerale gebildet, wie das auch oft gefunden ist. Dann sind die Räume in den Spalten allein mit Kaolin ausgefüllt.

Die erwähnte weitere Einwirkung geschieht in den engeren Spalten, worin die Gase eindringen. Man sieht dann, daß im Granit, im Gneifs, im Quarzporphyr, im Schiefergestein (z. B. den Grauwacke-Schiefer) sich Gänge gebildet haben, welche gefüllt sind mit Klenzen oder Schnuren von Topas, Tourmalin, Quarz, Pyrit und Erze, wie Zinnstein, Kupferschiefer, Zinkblende, Bleiglanz, Bismutglanz. Mitunter geschieht es, daß die mit diesen Gängen ausgefüllten Spalte aufs neue offen gespalten werden und ein Teil der Gänge wieder aufgelöst wird. Es entstehen neue Gänge, die sich mit den neueingedrungenen Gasen füllen. Die Gänge in den Spalten können dann an beiden Seiten der Spalten nicht mehr symmetrisch gebildet sein.

Man findet unendlich mehr Kaolinnester und Stöcke als kaolin-

begleitende Minerale. Diese letzten betragen eine Schicht von einigen Zentimetern oder Millimetern, indem die Kaolinschicht einige Meter dick ist. Gegenüber dem Kaolin ist der Ertrag der Begleitminerale nur einzelne Prozente oder nur ein Bruchteil von 1%. Im Distrikt St. Austin von Cornwall¹ sind die Minen für den Zinnstein schon erschöpft, in dem der Ertrag des Kaolins noch ergiebig ist.

Die großen Kaolinlager in China, in Japan, in Deutschland (Sachsen, Passau, Halle), Frankreich (St. Yrieix) versehen noch immer die Porzellanindustrie mit dem Grundstoff für das echte Porzellan.

In Vergleich mit dem Ertrag der Kaolinlager ist der Ertrag der kaolinbegleitenden Erze (an Zinn, Kupfer usw.) verhältnismäßig nicht groß. Es ist jedoch noch sehr bedeutend, weil die Masse des Gesteins, woraus er gezogen wird, so ungeheuer groß ist.

Die thermalen Gewässer, welche noch etwas Fluorwasserstoff oder flüchtige Fluorure enthalten, können noch nachwirken. So haben die Gewässer in Karlsbad noch eine kaolinisierende Wirkung auf das Granit einer Breccie, jedoch eine schwache, ausgeübt.

Wenn die Füllung einer Spalte mit Kaolin durch das Wasser fortgespült wird, kann daraus eine Versetzung derselben in eine Alluvialschicht vorkommen.

Der Kaolin kann auch pseudomorphisch vorkommen, z. B. in der Form von Orthoklas, von Skapolith, Leucit, Beryll und Topas. Die Festigkeit dieses pseudomorphischen Kaolins wechselt zwischen der Festigkeit von Kreide und von hartem kohlen sauren Kalkstein.

V. Der Kaolinit.

Der Kaolin scheint bei seiner Bildung ursprünglich amorph zu sein, aber bei Zutritt von Wasser bald krystallinisch zu werden. Erst in den letzten Jahren, seit man den Kaolin schärfer beobachtet hat, hat man entdeckt, daß der Kaolin krystallinisch ist und dann 2 Mol. H₂O gebunden hält. Früher wurde er für anhydrisch gehalten. Selbst in NAUMANN'S Elemente der Mineralogie, ja selbst noch in der zehnten von ZIRKEL bearbeiteten Ausgabe von 1877 fehlt noch der Name Kaolinit und wird seine Form nicht an-

¹ In Cornwall ist der Ertrag der Zinnminen im Jahre 1903 1750 Tonnen gewesen; der Abfall ungefähr 100000 Tonnen, also ein Ertrag von 1.75% der verarbeiteten Masse Gestein.

gegeben. Erst in den letzten Jahren, gegen das Ende des 19. Jahrhunderts, wird der Name erwähnt, als ein in den *Minen von Colorado* neu auf Drüsen vorkommendes Mineral von der Zusammensetzung $2(\text{SiO}_2) \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$.¹ Unter dem Mikroskop hat man Mikrokristallinbefunde beobachtet bis zu einer Größe von $\frac{7}{100}$ — $\frac{1}{1400}$ mm.

In *Colorado* hat man eine Größe von $\frac{1}{10}$ mm beobachtet und außerdem bestimmt, daß die Krystalle monoklin sind.

Der Kaolin ist nicht plastisch. Jedoch wenn das Tagewasser in ein Kaolinnest eingedrungen ist, dann nimmt der Kaolin es auf und wird plastisch. Man kann es also in Formen kneten und dann im Porzellanofen backen.

VI. Das Unterscheiden von Kaolin von anderen Verwitterungsprodukten.

Früher sind die Produkte der kaolinischen und der gewöhnlichen Verwitterung oft miteinander verwirrt worden, weil sie neben und durcheinander lagen und man keine guten Unterscheidungsmerkmale kannte.

Auf eine Kaolinbildung kann später eine gewöhnliche Verwitterung folgen. Man muß also den Inhalt eines Kaolinnestes oder einer Kaolinschicht genau untersuchen, ob es wohl aus echtem Kaolin oder aus anderen Verwitterungsprodukten besteht. So sind z. B. die fruchtbaren Schichten bei Halle und Möglin kein Kaolin, sondern Löss, obgleich sie in der Nähe der Kaolinnester liegen.

Aus dem Vorkommen oder Fehlen von gewissen Mineralen kann man bisweilen ableiten, ob die Verwitterung eine kaolinische oder nicht gewesen ist. Der Nontronit, der oft anzutreffen ist, weist auf eine kaolinische Bildung. Das Fehlen von Apatit und von Muskovit ebenso auf eine kaolinische Verwitterung, denn diese Minerale sind nicht dauerhaft gegenüber den kaolinisierenden Agenzien und sehr dauerhaft gegenüber den gewöhnlichen Verwitterungsagenzien.

Es läßt sich denken, wie viele Irrungen aus dem neben- und durcheinander Vorkommen von Produkten der gewöhnlichen Verwitterung neben und mit Kaolin Anlaß gegeben haben und wie diese Irrungen RÖSLERS Theorie der Kaolinisation geschädigt haben. Das hat auch zu verschiedenen Auffassungen der Entstehung von Kaolin Anlaß gegeben, wie oben beschrieben ist.

¹ Entdeckt von JOHNSTON und BLAKE 1887.

Bei dem Streit der Meinungen unter den Geologen über 1. das Vorkommen, 2. das Alter der Schichten, 3. die verschiedenen Entstehungsweisen, 4. die primäre oder sekundäre Lage des Kaolins, können wir nur folgern, daß die Bildung des echten Kaolins noch sehr viele Unsicherheiten bietet und möglicherweise auf verschiedene Weisen stattgefunden hat. Eine pneumatolytische Bildung nach RÖSLER hat jedoch noch die größte Wahrscheinlichkeit für sich,¹ obschon die gewöhnliche Verwitterung bis jetzt noch nicht ausgeschlossen oder nicht widerlegt ist.

Am Schluß dieser Abhandlung ist es mir eine angenehme Pflicht, dem jungen Mineralogen und Geologen Dr. VAN DER VEEN, Konservator des Geologischen Museums der Universität zu Leiden meinen verbindlichsten Dank zu erstatten für die Hilfe und die Belehrung, die er mir geschenkt hat bei der Bewirkung des § IV über die Kaolinbildung. Ich verdanke ihm die meisten Ideen, die auf den Seiten 350 und 351 vorgetragen sind.

¹ Es ist allerdings merkwürdig, daß RÖSLER und STREMMER zu demselben Schluß gekommen sind (*Zeitschr. prakt. Geol.* 17, 254 und 445). RÖSLER schreibt: (S. 259) daß schließlicH STREMMER'S Theorie vor wie nach unbewiesen in der Luft schwebt, und STREMMER schreibt (S. 445), daß RÖSLER'S Theorie vor wie nach unbewiesen in der Luft schwebt, also mit denselben freundlichen Worten.

Leiden, 30. Januar 1910.

Bei der Redaktion eingegangen am 7. Februar 1910.