

## 5. Über ein Tongestein aus Island.

Von

Tómas Tryggvason.

---

Im Sommer 1936 wurde von Herrn A. SIGURJÓNSSON, Reykjavík, ein Handstück eines weichen, fetten Tongesteins von Eyrarfjall am Öundur-fjörður in NW-Island zur Untersuchung eingereicht. Dieses Handstück stammt wahrscheinlich von dem Vorkommen, das EMILSSON (4) als ein kolloidales Verwitterungsprodukt bezeichnet.

Es schien lohnend, teils die derzeitige mineralogische Zusammensetzung des Gesteins, teils den Charakter des Ursprungsgesteins zu bestimmen, und den Versuch zu unternehmen, die geologischen Prozesse, die zur Bildung des Gesteins beigetragen haben, zu rekonstruieren.

Das Handstück zeigt eine bräunlich-graue Grundmasse, in der weisse Pisolithen, Leisten und rechtwinklige Platten eingestreut liegen (vgl. Fig. 1, a). Kleine Anhäufungen von Eisenoxyd treten hier und da als rötlichbraune Körnchen hervor, und Titanomagnetit liegt als punktförmige schwarze Anhäufungen in der Grundmasse eingestreut.

Unter dem Mikroskop zeigte ein Dünnschliff folgende Minerale:

Gibbsit, wasserhelle, elastische Blätter;  
Montmorillonit, feine Nadeln und Fäden;  
Kaolinmineral, kryptokristallin;  
Pyroxenfragmente, monoklin;  
Hämatit oder Eisenoxydhydrat;  
Magnetit (titanhältig) und  
Serizit (?).

Aus der Textur des Stückes kann man unmittelbar den Schluss ziehen, dass es nicht einem Sedimentgestein, sondern einem *in situ* umgewandeltem Gestein, oder möglicherweise seinem Tuffagglomerat angehört. Dies tritt auch aus der Tatsache hervor, dass die makroskopischen Bestandteile in keiner Weise nach ihrem spezifischem Gewicht verteilt sind, sondern vielmehr zuweilen an Einsprenglinge in einem Eruptivgestein erinnern.

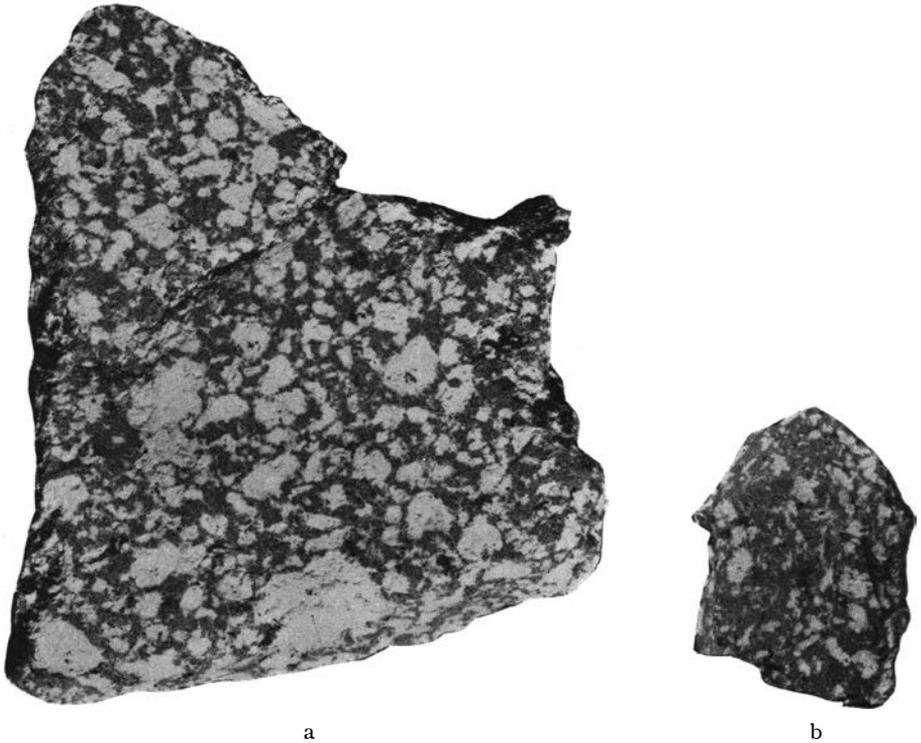


Fig. 1 a. Handstück Nr 1. b. Handstück Nr 2. Beide ungef. nat. Grösse.

In welchen Mengenverhältnissen die verschiedenen Minerale auftreten ist ziemlich schwer zu bestimmen. Die Konturen und Grenzen zwischen den Mineralen sind so unscharf, dass man den Integrationstisch erfolgreich nicht verwenden kann. Es bleibt nur übrig, den Mineralbestand ausgehend von den Analysen zu berechnen. Obschon dadurch exakte Resultate nicht zu erhalten sind, gewähren sie doch einen notwendigen Überblick.

Um eine Vorstellung von der chemischen Zusammensetzung der Grundmasse zu erhalten, wurde das Handstück makroskopisch nach der Methode Rosivals ausgemessen und das Volumenverhältnis zwischen der Grundmasse und den weissen Partien berechnet. Das spezifische Gewicht wurde pyknometrisch bestimmt und dann die Gewichtsprozente berechnet (Tab. II).

Auf Grund dieser Verteilung wurde die chemische Zusammensetzung der Grundmasse berechnet (Tab. I, Kol. 3).

An Hand der berechneten chemischen Zusammensetzung und der mikroskopischen Bestimmungen wurde der Mineralbestand der Grundmasse versuchsweise berechnet. Die unter dem Mikroskop nachweisbaren Pyroxenreste sind nur klein, ungefähr 2% der Grundmasse. Ein bisschen Gibbsite, 2—3%, kommt in der Grundmasse vor. Freie Kieselsäure ist dagegen

Tabelle I.

	I	2	3	4
H <sub>2</sub> O— . . . . .	10,11	9,10	10,90	10,89
H <sub>2</sub> O+ . . . . .	10,15	12,04	8,40	9,67
SiO <sub>2</sub> . . . . .	41,64	41,36	41,52	36,82
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,84	Spur	1,57	1,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	26,54	34,69	19,18	24,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	7,39	1,23	12,71	12,11
FeO . . . . .	0,44	n. best.	0,82?	0,22
MnO . . . . .	0,14	» »	0,26?	0,42
CaO . . . . .	1,58	0,94	2,12	2,30
MgO . . . . .	1,15	0,28	1,90	0,95
Na <sub>2</sub> O . . . . .	Spur	n. best.	—	0,14
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,34	» »	0,63?	0,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	Spur	» »	—	0,00
	100,32	99,64	100,01	100,06

1. Bauschanalyse (Handstück Nr. 1).
2. Teilanalyse (die weissen Partien dess.).
3. Die Grundmasse (dass., berechnet).
4. Bauschanalyse (Handstück Nr. 2).

Tabelle II.

	Vol. %	Sp. Gew.	Gew. %
Grundmasse . . . . .	52,33	2,41	53,13
Weisse Partien . . . . .	47,67	2,33	46,87

nicht nachweisbar, und die Lichtbrechung deutet an, dass sie nicht vorhanden ist. Der grösste Teil der Kieselsäure, der in den Pyroxenresten nicht gebunden ist, muss demnach hauptsächlich als Montmorillonit repräsentiert sein und der Rest als ein Kaolinmineral, beide verunreinigt durch kleine Eisenoxydmengen.

LAPPARENT (11, 12) hat mehrmals unterstrichen, dass der Montmorillonit ein Mg-Mineral ist. Der (CaO)MgO-Gehalt des Montmorillonits wechselt nach den in der Literatur vorliegenden Analysen beträchtlich. v. ENGELHARDTS (5) Sammlung aus 21 Montmorillonitanalysen zeigt, dass das Verhältnis Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : (CaO)MgO von 3,3 : 1 bis 0,7 : 1 schwankt (im Durchschnitt 1,17 : 1, abgesehen von einer Analyse, die als (CaO)MgO-frei angegeben wird). Nach v. ENGELHARDT ist die Formel des Montmorillonits n(Ca, Mg)O ·

$\cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O} \cdot m\text{H}_2\text{O}$ , wo  $m$  meistens zwischen 4 und 5 liegt, und  $n$  in der Nähe von 1. In diesem Zusammenhang kann darauf aufmerksam gemacht werden, dass NOLL (14) einen synthetischen Montmorillonit ohne  $(\text{CaO})\text{MgO}$ -Komponente in Anwesenheit von K- oder Na-Ionen hergestellt hat.

In der folgenden Berechnung des Mineralbestands der Grundmasse ist Pyroxen mit 2,00 % und Gibbsit mit 2,50 angesetzt worden. Nach v. ENGELHARDT ist  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$  mit 4 : 1 angesetzt worden. Dann wird  $\text{Al}_2\text{O}_3 : (\text{CaO})\text{MgO} = 2,28 : 1$ . Um das Wasser möglichst zu reduzieren ist  $m$  mit 5 angesetzt worden (vgl. Tab. III, 1).

Zur Berechnung des Mineralbestands der weissen Partien ist die Annahme dienlich, dass der Montmorillonit dieselbe chemische Zusammensetzung wie der der Grundmasse hat, wobei der Rest der Kieselsäure zum Kaolinmineral geschlagen wird (vgl. Tab. III, 2).

*Tabelle III.*

	1	2	3
Montmorillonit . . . . .	78,14 %	25,67 %	53,61 %
Kaolinmineral . . . . .	1,92 »	60,82 »	29,64 »
Gibbsit . . . . .	2,50 »	7,85 »	5,02 »
Pyroxen . . . . .	2,00 »	0,00 »	1,06 »
Eisenox., Titanom. u. s. w. .	15,04 »	1,23 »	8,56 »
Wasser . . . . .	0,35 »	4,05 »	2,10 »
	99,95 %	99,60 %	99,99 %

1. Grundmasse.
2. Weisse Partien.
3. Bauschale Zusammensetzung.

Die in der Literatur angegebenen Bestimmungen des spezifischen Gewichtes des Montmorillonits wechseln so stark, dass eine Kontrolle, auf dem spezifischen Gewicht der verschiedenen Tonminerale gegründet, sich nicht ausführen lässt.

Da das Kaolinmineral in kryptokristallinem Zustande vorliegt, lässt es sich unter dem Mikroskop nicht entscheiden, welche der allotropen Modifikationen des Kaolins repräsentiert ist. Darum wurde der neutrale Ausdruck »Kaolinmineral« verwendet.

Ein zweites Handstück aus demselben Vorkommen mit einer Analyse und einem Dünnschliff wurde von Phil. Cand. S. THORARINSSON, Stockholm, übergeben (Fig. 1, b). Es ist im Verhältnis zum Handstück Nr. 1 ausgezeichnet durch seinen grösseren Reichtum an Eisen und dadurch, dass

die Grundmasse bedeutend mehr dominiert, während die weissen Pisolithen klein sind.

Auch dies Stück wurde nach Rosivals Methode ausgemessen und das spezifische Gewicht mittelst eines Pyknometers bestimmt (vgl. Tab. IV).

*Tabelle IV.*

	Vol. %	Sp. Gew.	Gew. %
Grundmasse . . . .	70,24	2,62	73,41
Weisse Partien . . .	29,76	2,24	26,59

Da hier weder von der Grundmasse, noch von den weissen Pisolithen eine Teilanalyse vorliegt, lässt sich der Mineralbestand in ihnen je für sich nicht berechnen. Unter dem Mikroskop scheinen die weissen Partien zum grössten Teil aus Gibbsit und Montmorillonit zu bestehen. Das kryptokristalline Kaolinmineral scheint hier beinahe zu fehlen. Es ist zu bemerken, dass Pyroxenreste nicht mit Sicherheit nachzuweisen sind.

Folgender Versuch zur Berechnung des Mineralbestandes ist auf der Annahme gegründet, dass im Montmorillonit das Verhältnis  $Al_2O_3 : (CaO)MgO = 2,28 : 1$  ist, wie es im Stück Nr. 1 angesetzt war. Kalium und Natrium sind als an den Montmorillonit gebunden oder adsorbiert gedacht. Der Mineralbestand ist dann:

Montmorillonit . . . . .	69,87 %
Kaolinmineral . . . . .	3,07 »
Gibbsit . . . . .	12,53 »
Eisenox., Titanom. u. s. w. . .	14,55 »
	100,02 %

Die beiden Handstücke sind sehr porös und saugen Wasser unter Volumenzunahme auf. Ihr spezifische Gewicht wurde im Handstück mit der Walker La Touche-Waage bestimmt, wobei es mittelst einer Kollodiumhaut geschützt wurde; darauf pyknometrisch, mit Verdrängung der Luft aus den Poren. Auf Grunde dieser zwei Bestimmungen konnte das Porenvolumen berechnet werden (vgl. Tab. V).

*Tabelle V.*

	Spezif. Gewicht		Porenvol.
	W. La T.	Pyknom.	%
Handstück Nr. 1 . . .	1,82	2,37	23,21
Handstück Nr. 2 . . .	1,81	2,50	27,61

Dies bedeutet, dass die Poren in der Grundmasse reichlicher als in den weissen Partien repräsentiert sind.

LAPPARENT (12), ROSS und SHANNON (15) und mehrere andere Autoren haben nachgewiesen, dass der Montmorillonit in der Natur als Umwandlungsprodukt sowohl saurer als basischer Gesteine vorkommt. Trotz einer relativ grossen Dominanz an Basalt sind saure Gesteine ziemlich verbreitet im tertiären Grundgebirge Islands. Obgleich dieses Tongestein in der tertiären Basaltformation Islands als Lager auftritt, ist es deshalb doch nicht ganz ausgeschlossen, dass das Muttergestein etwa sauer sein könnte.

Nach LINDGREN (13) gilt das Prinzip, dass das umgewandelte Gestein das Volumen des Muttergesteins behält, und in diesem Falle geht dies aus der gut bewahrten Einsprenglings- und Tuffagglomerat-Struktur hervor.

Die Tabelle VI präsentiert einen Vergleich zwischen einem isländischen Basalt —A— (HOLMES, 8) und einem Liparit —B— (BÄCKSTRÖM, 3) auf der einen Seite, und dem fraglichen Tongestein (C, D) auf der anderen. Das Prinzip LINDGRENS wurde in derselben Weise wie bei MAC-GREGOR (6) angewandt, indem die Gesteine zu gr. pr. cm<sup>3</sup> umgerechnet (resp. a, b, c, d) und die Differenz angegeben wurde.

*Tabelle VI.*

	Analysen				Gr. pr. 100 cm <sup>3</sup>	
	A	B	C	D	a	b
H <sub>2</sub> O— . . . . .	0,09	n. best.	10,11	10,89	0,26	—
H <sub>2</sub> O+ . . . . .	0,33	» »	10,15	9,67	0,97	—
SiO <sub>2</sub> . . . . .	47,24	59,81	41,64	36,82	138,41	167,54
TiO <sub>2</sub> . . . . .	3,36	1,06	0,84	1,80	9,84	2,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,44	13,85	26,54	24,41	42,31	33,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,97	3,31	7,39	12,11	2,84	7,70
FeO . . . . .	10,15	n. best.	0,44	0,22	29,74	—
MnO . . . . .	0,19	» »	0,14	0,42	0,56	—
CaO . . . . .	11,73	1,36	1,58	2,30	34,37	3,31
MgO . . . . .	10,30	0,43	1,15	0,95	30,18	1,03
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,86	5,56	Spur	0,14	5,45	13,34
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,18	4,40	0,34	0,33	0,53	10,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,12	n. best.	Spur	0,00	0,35	—
	100,96	99,70	100,32	100,06	259,81	239,26
Sp. Gew. . . . .	2,93	2,40?	1,82	1,81		(Forts.)

Tabelle VI (Forts.).

	Gr. pr. 100 cm <sup>3</sup>		Veränderung in gr. pr 100 cm <sup>3</sup>			
	c	d	a—c	a—d	b—c	b—d
H <sub>2</sub> O— . . . . .	18,40	19,71	+ 18,31	+ 19,62	+ 18,40	+ 19,71
H <sub>2</sub> O+ . . . . .	18,47	17,50	+ 18,14	+ 17,17	+ 18,47	+ 17,50
SiO <sub>2</sub> . . . . .	75,76	66,64	— 62,63	— 71,77	— 91,76	— 100,90
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,53	3,26	— 8,31	— 6,58	— 1,01	+ 0,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	48,30	44,18	+ 5,99	+ 1,87	+ 15,06	+ 10,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,45	21,92	+ 10,61	+ 19,08	+ 5,75	+ 14,22
FeO . . . . .	0,80	0,40	— 28,94	— 29,37	+ 0,80	+ 0,40
MnO . . . . .	0,25	0,76	— 0,31	— 0,20	+ 0,25	+ 0,76
CaO . . . . .	2,88	4,16	— 31,49	— 30,21	— 0,43	+ 0,85
MgO . . . . .	2,09	1,72	— 28,09	— 28,46	+ 1,06	+ 0,69
Na <sub>2</sub> O . . . . .	Spur	0,25	— 5,45	— 5,20	— 13,34	— 13,09
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,62	0,60	+ 0,09	+ 0,07	— 9,94	— 9,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	Spur	0,00	— 0,35	— 0,35	—	—
	182,57	181,10	+ 53,14	+ 57,81	+ 59,79	+ 65,79
			— 165,57	— 172,11	— 116,48	— 123,95
Totale Veränderung . . . . .			218,71	229,92	176,27	189,74

- A. Isländischer Basalt (Grundarfjördur, Vestfirðir).
- B. Isländischer Liparit (Dómadalshraun, Landmannaafréttir).
- C. Handstück Nr. 1.
- D. Handstück Nr. 2.

Mit dem Basalt verglichen (a—c, a—d) ist ungefähr die Hälfte der Kieselsäure verschwunden und die meisten Basen bedeutend vermindert, auch TiO<sub>2</sub>. CaO und MgO sind beinahe, Na<sub>2</sub>O ganz verschwunden. Der grösste Teil des Eisens ist verschwunden und nahezu der ganze Rest von zwei- auf dreiwertiges Eisen oxydiert. Beinahe alles Wasser ist bei der Umwandlung hinzugekommen, auch Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ist erhöht.

Betreffend des Liparits (b—c, b—d) gilt der Verlust speziell die Kieselsäure, K<sub>2</sub>O und Na<sub>2</sub>O. Die übrigen Basen sind etwas angewachsen, besonders das Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. CaO und TiO<sub>2</sub> weisen gegensätzliches Verhalten in Handstück Nr. 1, mit Handstück Nr. 2 verglichen, auf. Diese Tabelle gibt eine Andeutung vom Charakter des Ursprungsgesteins. Es ist ziemlich unwahrscheinlich, dass beinahe alle Basen angestiegen wären, wie der Vergleich mit dem Liparit voraussetzt, und dass TiO<sub>2</sub> und CaO sich in den zwei Proben des Umwandlungsgesteins umgekehrt verhalten hätten. Dies gilt besonders für das Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, das sich wie die übrigen Basen verhalten

sollte. Die Tabelle gibt der Annahme, dass das Ursprungsgestein basaltisch gewesen ist, einen guten Rückhalt.

NOLL (loc. cit.) ist es gelungen, in hydrothormaler Weise Montmorillonit (+ Kaolin) herzustellen aus einer Mischung von Tonerdehydrat, Kieselsäure und Kalium-, Natrium-, Calcium-, oder Magnesium-Hydrat in bestimmten Mengenverhältnis, wobei  $R_2O(RO) : Al_2O_3 : SiO_2$  zwischen  $0,02 : 1 : 4$  und  $0,2 : 1 : 4$  lag. Wenn die Basenkomponente unter  $0,02 : 1 : 4$  sank, bildete sich nur Kaolin. Auch wenn die Basen in der Form von Salzen, z. B. Karbonaten, zugeführt wurden, bildete sich Montmorillonit. Aus seinen Experimenten hat NOLL den Schluss gezogen, dass für die Umwandlung eines Gesteins in Kaolin oder Montmorillonit sein Charakter (basisch, sauer) keine so grosse Rolle spielt wie die Beschaffenheit der im Gestein zirkulierenden Lösungen. Wenn Wasser reichlich vorhanden ist und im Gestein derart lebhaft zirkuliert, dass die aufgelösten Basen die für die Bildung des Montmorillonits erforderliche Konzentration nicht erreichen können, bildet sich Kaolin (Handstück Nr. 1). Falls dagegen die Zirkulation langsam vor sich geht, wird die notwendige Basenkonzentration erreicht und es bildet sich Montmorillonit (Handstück Nr. 2).

In diesem Zusammenhang hat es Interesse darauf hinzuweisen, dass der Montmorillonit reichlicher in der Grundmasse als in den weissen Partien vertreten zu sein scheint. Dies deutet darauf hin, dass jedes Mineral einigermassen bestimmend für sein eigenes Umwandlungsprodukt gewesen ist, (Calcium und) Magnesium, das ursprünglich als Olivin und Pyroxen in der Grundmasse reichlicher als in den weissen Partien repräsentiert war, ist für die Umwandlung dieser beiden in Montmorillonit bestimmend gewesen, während der Plagioklas grösstenteils in Kaolin umgewandelt wurde.

Die besten Indikatoren für die Beschaffenheit des Ursprungsgesteins sind die Pyroxenreste. Es zeigte sich, dass diese einem normalen basaltischen Augit mit  $2V_\gamma = 57^\circ$  ungefähr entsprechen. Auch die Struktur spricht hierfür. Die grösseren weissen Partien werden am besten als umgewandelte grosse Augitkristallisationen erklärt, die zahlreiche kleine Feldspatleisten, in einem Basalt mit ophitischen Strukturen, einschliessen.

BAUER (2) hat nachgewiesen, wie in Lateriten auf Madagaskar Gibbsit aus Al-hältigen Lösungen ausgefällt wird. Er nimmt an, dass dieser Al-Gehalt von laterisierten Gesteinen der Umgebung her stammt. Die Entstehung des Gibbsits kann mehrere Erklärungen finden. Er kann aus einer kolloiden Wasserlösung, als diese eine bestimmte Basizität erreichte, ausgefällt sein. Er kann auch durch die Einwirkung von  $CO_2$  aus aluminathältiger Lösung ausgefällt, oder wie ein sekundäres Kristallisationsprodukt durch  $SiO_2$ -Abbau des Kaolinminerals und des Montmorillonits gebildet sein.

Der Gibbsit gibt einen Leitfaden für die thermalen Bildungsbedingungen des Tongesteins. ACHENBACH (1) hat nachgewiesen, dass der Gibbsit bei

Erhitzung zu ca 200° bei 12 mm. Hg Wasserdampfdruck den grössten Teil seines Kristallwassers verliert und sich in Böhmit umwandelt. HÜTTIG und v. WITTGENSTEIN (9) wiesen nach, dass Gibbsit in Böhmit bei Erhitzung auf 370° bei 20 Atmosphären Wasserdampfdruck übergeht. Dies konnte möglicherweise bedeuten, dass wenn nicht die Umwandlung in grösseren Tiefen als 50—70 m. stattgefunden hätte, die Temperatur unter 370° gewesen ist, und unter 200°, wenn die Umwandlung unmittelbar unter der Erdoberfläche stattgefunden hätte. LAPPARENT (10) machte darauf aufmerksam, dass Gibbsit gerade in den Bauxiten auftritt, die während ihrer Bildungszeit an der Erdoberfläche exponiert waren. Die Porosität spricht dafür. Sie wäre kaum denkbar, wenn die Metasomatose unter grossem lastenden Gebirgsdruck stattgefunden hätte.

Etwas anderes als hydrothermale Umwandlung kommt kaum in Frage. Voraussetzungen für eine exogene, klimatische Verwitterung angedeuteter Richtung sind nicht auf Island während der Tertiärzeit zu finden gewesen. Nach VASEL (16) kann nur eine normale Verwitterung in humid tropischem Klima eine exogene Verwandlung dieser Art bedingen. Bei Humusverwitterung wird auch der TiO<sub>2</sub>-Gehalt des Ursprungsgesteins fixiert, verschwindet aber im hydrothermalen Stadium, wie es hier der Fall ist (vgl. Tab. VI).

GRÜNER (7) ist es gelungen nachzuweisen, dass Kohlensäurelösungen Eisen in ungefähr demselben Masse wie Humuslösungen auflösen. Die fragliche Metasomatose kann dann am besten durch die Einwirkung von hydrothermalen, kohlen säurehaltigen Wasser erklärt werden. Es liegt auch nahe, solche Vorkommen eben auf Island in dieser Weise zu erklären, da hydrothermale Indikatoren, z. B. diverse Zeolithen, ziemlich reichlich in den tertiären Gesteinen Islands auftreten.

Handstück Nr. 2 weist eine deutliche Veränderung in der Entwicklung der Metasomatose auf. Mit Nr. 1 verglichen, ist das dreiwertige Eisen mit mehreren anderen Basen auf Kosten des SiO<sub>2</sub> und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> angereichert. Dies muss auf lokale Veränderungen in der Beschaffenheit der zirkulierenden Lösungen beruhen. Der Säuregehalt und die Zirkulation sind etwas geringer gewesen, wodurch die Basen sich schwieriger lösten und weniger weggeführt wurden. Hier können auch thermale Verhältnisse eine Rolle gespielt haben. Steigende Temperatur fördert die Koagulation der kolloidalen Eisenhydrate und vermindert die Löslichkeit der Kohlensäure, wodurch die zirkulierenden Lösungen etwas von ihrer Fähigkeit, Basen in Lösung zu bringen, verlieren.

Zum Schluss ein Klassifikationsversuch.

EMILSSON (loc. cit.) hat angegeben, dass der SiO<sub>2</sub>-Gehalt des Vorkommens bis auf 5,12 % heruntergehen kann (obere Grenze = 49,4 %). Dies deutet auf eine bauxitische Entwicklung in ausgeprägter Dominanz über Montmorillonit und Kaolin hin. Die behandelten Gesteinsproben repräsen-

tieren zwei Entwicklungsstadien in der Metasomatose, und das  $\text{SiO}_2$ -Minimum ein drittes.

- I. *Bentonitton*, mit dem Montmorillonit dominierend. Die Zirkulation ist langsam, die Temperatur etwas höher als in den anderen Stadien gewesen (aller Pyroxen umgewandelt, Handstück Nr. 2).
- II. *Kaolinton*, tiefere Temperatur und lebhaftere Zirkulation als Stadium I repräsentierend (Handstück Nr. 1, bes. die weissen Partien).
- III. *Bauxitischer Ton*, wo die Wasserzirkulation am lebhaftesten gewesen ist; beinahe alles  $\text{SiO}_2$  ist weggeführt worden.

Um dieses Problem näher zu beleuchten wäre es wünschenswert, dieses Vorkommen im Feld zu studieren, sowie die Tone, die sich in der Gegenwart in den aktiven Thermalgebieten Islands, z. B. in Krisuvík und auf Reykjanes, bilden, chemisch und petrographisch-mineralogisch zu untersuchen.

Diese Untersuchung ist im Mineralogisch-geologischen Institut zu Uppsala ausgeführt worden. Ich will hier die Gelegenheit benutzen, meinem Lehrer, Professor Dr. H. G. BACKLUND, meinen Dank für all Entgegenkommen auszusprechen. Ferner danke ich Phil. Cand. S. THORARINSSON in Stockholm für Probe Nr. 2 mit zugehöriger Analyse und Dünnschliff; Dozent T. KROKSTRÖM und Phil. Lic. W. LARSSON in Uppsala für wertvolle Diskussionen über diverse Probleme dieser Arbeit; Präparator W. PLAN für Ausführung der Dünnschliffe. Die Analysen sind von Fräulein Dr. N. SAHLBOM in Stockholm ausgeführt worden.

### Literatur.

1. H. ACHENBACH: Ch. d. Erde *VI*, 1931, 307.
2. M. BAUER: Neues Jb. f. Min. u. s. w. *Festb.*, 1907, 33.
3. H. BÄCKSTRÖM: G. F. F. *XIII*, 1891, 637.
4. S. EMILSSON: Centralbl. f. Min. u. s. w. *B*, 1929, 1.
5. W. v. ENGELHARDT: Fortschr. d. Min. u. s. w. *21*, 1937, 276.
6. M. MACGREGOR: Geol. Magaz. *LXXV*, 1938, 481.
7. J. W. GRÜNER: Econ. Geol. *17*, 1922, 435 (nach VASEL).
8. A. HOLMES: Mineral. Magaz. *18*, 1916—19, 180.
9. G. F. HÜTTIG & E. v. WITTGENSTEIN: Z. f. an. u. allg. Ch. *171*, 1928, 322.
10. J. DE LAPPARENT: Summ. Prog. Geol. Surv. *II*, 1934, 1.
11. ——. C. R. *201*, 1935, 527.
12. ——. C. R. *203*, 1936, 553.
13. W. LINDGREN: Mineral Deposits, 4th Ed. London 1933, 92.
14. W. NOLL: Ch. d. Erde *X*, 1936, 129.
15. E. S. ROSS & E. W. SHANNON: J. Am. Cer. Soc. *9*, 1926, 77 (nach NOLL).
16. A. VASEL: Centralbl. f. Min. u. s. w. *A*, 1936, 290.

Gedruckt  $\frac{3}{5}$  1939.