Einige optische und chemische Eigenschaften Indischer Gibbsite

Von IDA VALETON, Hamburg

Herrn Univ.-Prof. Dr. Franz ANGEL zum 80. Geburtstag gewidmet

Zusammenfassung: An natürlichen Gibbsiten aus indischen Bauxitlagerstätten wurden Wachstumseigenschaften, Zwillingsgesetze sowie die Form der Einlagerung von Eisen und Alkalien untersucht.

Vorkommen und Genese

In indischen Bauxitlagerstätten können je nach ihrer Genese bis zu 500μ große klare Gibbsitkristalle auftreten. Bezüglich ihrer kristallographischen Eigenschaften stellten sich folgende Fragen:

1. Sind solche Gibbsite nur Pseudomorphosen nach Feldspatzwillingen?

2. Wenn nein, wie sind ihre Verwachsungs- und Verzwilligungsgesetze?

3. Kann Fe isomorph das Al in solchen Gibbsiten ersetzen?

4. Welche Rolle spielen die Alkalien in Gibbsitgesteinen?

Als Untersuchungsobjekt dienten Gibbsite aus Lateritbauxiten, die aus indischen Trappbasalten hervorgegangen sind. Das Material stammt aus vollständig mineralogisch und chemisch untersuchten Profilen (VALETON, 1966a, 1966b).

Die Lokalitäten sind:

- 1. Mewasa I und II/Gujerat; Eozän, durch marine Sedimentbedeckung vor weiterer Umwandlung geschützt,
- 2. Udagiri/Western Gates und Bagru Hill/Bihar; wahrscheinlich alttertiär, seither ständig an der Erdoberfläche und daher durch polygenetische Bodenbildungen verändert.

Nach der genetischen Situation muß man drei Typen von Gibbsit unterscheiden:

1. Direkte Gibbsitbildung aus Feldspäten und anderen Basaltmineralien. Diese Kristalle sind submikroskopisch feinkörnig.

2. Nachträgliche Umkristallisation dieser Gibbsite unter Kornvergröberung.

3. Gibbsitbildung auf Hohlräumen und auf Klüften.

1. Direkte Gibbsitbildung:

Mikroskopisch kann man zweierlei Bilder beobachten:

a) Im sogenannten "Lithomarge" (Übergangszone Basalt-Bauxit) treten Pseudomorphosen von Gibbsit nach Feldspat auf. Die alten Konturen sind zwar zu erkennen, aber oft wellig verquollen. Die Füllung ist ein submikroskopisch feiner Gibbsit ohne erkennbare Zwillingslamellen.

b) In den höheren Profilteilen sind zwar Makro-Reliktgefüge oft erstaunlich gut erhalten; Mikro-Relikte — wie Feldspatumrisse— dagegen sind auf kleine frühzeitig durch Umkristallisation abgekapselte Stellen beschränkt.

Die Masse des Aluminiums wurde hier über die Lösung als Al-Hydroxid gefällt, welches im Dünnschliff ausgesprochenes Gel-Gefüge zeigt. Die Gibbsitkristalle sind fast immer submikroskopisch feinkörnig und lassen weder Orientierung, Begrenzung noch Doppelbrechung erkennen. Sie besitzen aber eine sehr gute Röntgenkristallinität.



Abb. 1: Großer verzwillingter Gibbsitkristall, Mewasa 1/6.

2. Nachträgliche Umkristallisation:

In grau-gelben "high quality"-Bauxiten von Gujerat treten bis zu einigen Millimetern große rötliche Flecken auf, in denen anscheinend das Eisen nicht primär mit der gleichen Intensität wie aus dem übrigen Gestein weggeführt wurde. Es handelt sich offensichtlich um einen sehr frühzeitigen Trennungsprozeß Al/Fe, der mit einer Umkristallisation unter Ausbildung großer Gibbsite und Hämatite verbunden war (Abb. 1).

In den alttertiären, polygenetisch veränderten Hochplateau-Bauxiten von Udagiri/Western Gates und Bagru Hill/Bihar rekristallisierte der größte Teil der ursprünglich gel-förmigen Grundmasse zu einem grobkörnigen Aggregat. Die Gibbsitindividuen erreichen in hämatitreichen Partien maximal 0,01–0,05

114 (114)

Millimeter Durchmesser und in den hämatitarmen 0,1—0,5 mm ϕ . Der Hämatit ist in Form von hexagonalen Täfelchen in die Gibbsite nach (001) eingelagert. Die Gibbsitkristalle haben beim Wachstum einen Teil der eisenreichen Verunreinigungen vor sich hergeschoben und zeigen dann oft scharfe Begrenzung. In sehr eisenreichen Gesteinen löschen sie häufig undulös aus oder besitzen Pflockstruktur. Nur in seltenen Fällen sind ungestörte Kristalle mit Verwachsungen und Verzwilligungen klar ausgebildet, die sich auf dem U-Tisch vermessen ließen (Abb. 2—5).



Abb. 2: Grobkörnige Grundmasse aus großen verzwillingten Gibbsitkristallen, teils mit Pflockstruktur, Udagiri OE 1/9.



Abb. 3: Grobkörnige Grundmasse mit undulös auslöschenden Gibbsitkristallen, die Eisenverunreinigungen beim Wachstum vor sich herschoben, Bagru Hill V/11.

3. Gibbsitbildung auf Hohlräumen und auf Klüften:

Sekundäre Gibbsitbildungen auf Hohlräumen und auf Klüften sind in den Bauxiten von Mewasa/Gujerat selten, da infolge der Transgression karbonatische Minerale den Porenraum verschlossen. In den Laterit-Bauxiten der Hochplateaus dagegen war das ständig sich weiterentwickelnde Hohlraumund Kluftsystem der Spielplatz späterer Lösungs- und Fällungsvorgänge. Dort finden sich reichlich breite Säume von großen, klaren Gibbsitkristallen. Schon makroskopisch sind manche Handstücke so dicht mit großen Kristallen besetzt, daß sie im Sonnenlicht den Eindruck eines grobspätigen Gesteines vorspiegeln. Auch diese Gibbsite besitzen häufig gesetzmäßige Verwachsungen und Verzwilligungen.

Verwachsungen und Verzwilligungen

Nach SAALFELD (1960) gibt es eine monokline und eine trikline Form des Gibbsites, welche sich durch die Sauerstofflagenabfolge in der c-Richtung und durch folgende Parameter auszeichnen:

triklin:	monoklin:
$a_0 = 17,33 \text{ \AA} = 2 \text{ x } 8,66 \text{ \AA}$	a ₀ = 8,67Å
$b_0 = 10,08 \text{ Å} = 2 \text{ x} 5,04 \text{ Å}$	b ₀ = 5,07Å
c ₀ = 9,73 Å	$c_0 = 9,72 \text{ Å}$
$\alpha = 94^{0}10'$	$\alpha = 90000'$
$\beta = 92^{0}08'$	$\beta = 94^{\circ}34'$
$\gamma = 90^{0}00'$	$\gamma=\!90^{\rm o}00'$

Zwischen den Strukturen dieser beiden Formen bestehen keine Übergänge. Tröger (1952) gibt für den monoklinen Gibbsit folgende optische Daten:

meist:	X b,	AE L (010)	selten:	$X \wedge a =$	+ 300
	$Y \wedge a =$	+ 250		Y ∥ b,	AE (010)
	$Z \wedge c =$	— 21°, Bi		$Z \bigwedge c =$	— 25°, Bi

Zwillingsebene ist (001).

BETECHTIN (1964) erwähnt darüber hinaus (010) als mögliche Zwillingsebene. Für trikline Gibbsite konnte ich in der Literatur keine Angaben über die Lage der optischen Indikatrix finden.

Einige wenige gut ausgebildete Kristalle konnten auf dem U-Tisch vermessen werden. Zwei als typisch erscheinende Beispiele werden wiedergegeben. Gemessen wurden an kristallographischen Daten die Spaltbarkeit und die Hämatiteinlagerung nach (001), die Zwillingsebenen und an optischen Daten die Lagen von Z zu \land c, die Hauptschnitte XZ(AE) und YZ. 2 V konnte an den ausgewählten Schnittlagen nicht bestimmt werden.

116 (116)

Kristall	2V	⁰c∧Z	⁰c∧Y	⁰c∧X	\bigcirc (Pol)/Z	Schnitt 3 AE/X
1	n. b.	24	66	80	25	15
2	n. b.	24	66	85	25	10
3	n. b.	8	95	83	25	15

Udagiri OE 1/9a lieferte folgende Meßwerte (Abb. 4):

Kristalle 1 und 2 besitzen die gleiche Triklinität in bezug auf $Z \land c$ und sind nach (001) verzwillingt. Kristall 3 besitzt eine andere Triklinität und ist gegen die anderen Individuen nach (010) verzwillingt. Die Pole der Zwillingsebene und die aller Spaltrichtungen liegen auf einem Großkreis. Die Y aller Kristalle liegen auf einem zweiten dazu senkrecht stehenden Großkreis, so daß eine übergeordnete höhere Symmetrie entsteht.

Kristall	2V	⁰c∧Z	⁰c∧Y	⁰c∧X	\bigcirc (Pol)/Z	Schnitt 4 AE/X
1	n. b.	16	78	80		12
2	n. b.	22	68	83		0
3a	n. b.	20	78	75		16
3b	n. b.	18	78	78		16
4	n. b.	2	89	88		0

Udagiri OE 1/9b ergab nachstehende Meßwerte (Abb. 5):

Die vier Individuen besitzen verschiedene Triklinität. Die Kristalle 1/4 und 2/3 sind nach (001), die Individuen 1/3 nach (010) verzwillingt. Beide Zwillingspaare sind außerdem um den Schnittpunkt der Achsenebenen schraubenförmig versetzt.

Ergebnis: Die vermessenen Gibbsitkristalle besitzen optisch verschiedene Triklinität, sind nach (001) und (010) verzwillingt und häufig schraubenförmig um den Schnittpunkt der Achsenebenen versetzt.

Wahrscheinlich bleibt die Zwillingslamellierung oft im submikroskopischen Bereich, wodurch undulöses Auslöschen und Pflockstrukturen zustande kommen. Auch die optisch zu beobachtenden Unterschiede in der Triklinität der Gibbsite sind röntgenographisch nicht nachzuweisen, sondern beruhen wahrscheinlich auf einer submikroskopisch feinen Verzwilligung. Von Professor SAALFELD freundlicherweise durchgeführte Einkristallaufnahmen von verzwillingten Gibbsiten von Mewasa I/Gujerat ergaben um einen kleinen monoklinen Kernbereich eine breite äußere trikline Zone mit orientierter Verwachsung nach [001] und Verzwilligung nach (001).

Gibbsitpseudomorphosen nach Feldspatzwillingen treten niemals auf, da jede Gibbsitbildung über die ionare Lösung und den Gel-Zustand zu größeren Kristallen führt.



Abb. 4: Stereographische Projektion von 3 Gibbsitindividuen verschiedener Triklinität, verzwillingt nach (001), Hämatit orientiert nach (001) eingelagert, Udagiri OE 1/9.

118 (118)



Abb. 5: Stereographische Projektion von 4 Gibbsitindividuen, 2/3 und 1/4 verzwillingt nach (001), 1/3 verzwillingt nach (010), Udagiri OE 1/9.

Form der Eiseneinlagerung in Gibbsitkristallen

Da in der Literatur oft die Frage nach dem isomorphen Ersatz des Al durch das Fe in Al-Hydroxiden und -Oxidhydraten aufgeworfen worden ist, sollen einige Beobachtungsdaten an natürlichen Gibbsiten gegeben werden. Dazu wurden sowohl große rekristallisierte Kristalle wie auch die submikroskopisch feinkörnige Grundmasse untersucht.

1. Bei allen grobkörnigen Gibbsitkristallen ließen sich Einlagerungen von Eisen — meist als Hämatit — nach (001) in völlig klaren Mineralien beobachten. In eisenreicheren Gesteinen wurden die Verunreinigungen auch häufig vor den Kristallflächen hergeschoben, so daß die Kristalloberflächen mit Hämatithäutchen bedeckt sind.

In diesen Fällen war schon optisch die Trennung von Al und Fe und die Bindung von Al an den Gibbsit und von Fe an den Hämatit zu erkennen.

2. Frage war nun, ob eventuell in den noch nicht rekristallisierten submikroskopisch feinkörnigen Gibbsiten das Eisen isomorph eingelagert wurde. Um dies zu ermitteln, wurden Guinier- und IR-Aufnahmen von Fe-freien und Fe-haltigen Gibbsiten miteinander verglichen (Abb. 6 und 7).

a) Die aus den Guinieraufnahmen errechneten d-Werte lieferten keine Linienverschiebungen in Abhängigkeit vom Eisengehalt.



Abb. 6: Aus der übereinstimmenden Lage der IR-Banden von 4 submikroskopisch feinen Gibbsitproben verschiedener Eisengehalte (Mewasa I/4, I/6 < 1%) Fe2O3 II/6, II/8 ~ 21% Fe2O3) wird geschlossen, daß das Eisen nicht isomorph in das Gibbsitgitter eingebaut ist.



Abb. 7: Die Röntgen-Beugungs-Diagramme der Gibbsite zeigen stark gestörte hkl-Reflexe bei Anwesenheit größerer Fe-Mengen, die wahrscheinlich als Verunreinigungen den Gitterbau stören.

121 (121)

	Mewa	sa I			Mewas	a II			
	4	5	6	7	6	7	8	Brown	(1961)
Fe2O3	1,94	1,07	0,93	1,06	21,85	53,74	20,73	-	
(hkl)		0							Int
002	4 8399	4 8309	4 8534	4 8534	4 8399	4 8761	4.8852	4 85	100
110	4,3666	4,3666	4,3923	4,3849	4,3557	4,3739	4,3739	4.37	40
200	4,3198	4,3127	4,3305	4,3305	4,3021	_	_	4,31	20
112	3,3533	3,3470	3,3639	3,3639	3,3470	3,3682	3,3746	3,35	6
112	3,3116	3,3013	3,3157	3,3157	3,3054	3,3157	3,3219	3,31	10
112	3,1736	3,1736	3,1736	3,1744	3,1736	3,1869	3,1869	3,18	7
103	3,1000	3,1000	3,1090	3,1036	3,1036	3,1217	_	3,10	4
021	2,4492	2,4459	2,4492	2,4514	2,4568	2,4514	2,4568	2,451	15
004	2,4191	2,4138	2,4223	2,4244	2,4170	2,4223	2,4244	2,422	4
311	2,3826	2,3774	2,3856	2,3826	2,3754	2,3856	2,3826	2,382	25
312	2,2845	2,2845	2,2892	2,2882	2,2751	2,2920	2,2873	2,288	4
022 213	2,2413	2,2386	2,2458	2,2431	2,2386	2,2431	2,2431	2,244	e
312	2,1635	2,1602	2,1652	2,1635	2,1594	2,1635	2,1652	2,165	8
114		_	_	2,0814	2,0853	_	—	2,082	1
313	2,0404	2,0441	2,0477	2,0471	2,0463	2,0463	2,0471	2,042	15
	_	_	_				_	2,024	1
023	1,9893	1,9893	1,9927	1,9927	1,9893	1,9927	1,9927	1,991	8

Auffallend ist jedoch, daß die hkl-Intensitäten (Abb. 7) — besonders die von (111), (112) und (311) mit zunehmendem Fe-Gehalt stark abgeschwächt und verbreitert werden. Dies scheint darauf hinzuweisen, daß durch verunreinigende Eiseneinlagerungen das Gibbsitgitter in bestimmten Richtungen stark gestört wird. Offensichtlich besteht aber keine Gitteraufweitung durch isomorphen Eisen-Einbau.

b) Um diesen letzten Punkt noch genauer zu überprüfen, wurden IR-Aufnahmen der OH-Banden zwischen 2,6 und 3,0 μ von Fe-freien (Mewasa I/4,6) und von Fe-haltigen (Mewasa II/6,8) Proben verglichen (Abb. 6). Die Bandenlagen stimmen völlig überein, was gegen einen isomorphen Einbau spricht.

Ergebnis: Durch verunreinigende Eisenverbindungen wird das Kristallgitter des Gibbsits in bestimmten Richtungen stark gestört; es tritt aber kein isomorpher Ersatz Al-Fe ein.

Adsorptionsverhältnisse der Alkali-Ionen in natürlichen Gibbsiten

An Alkali-Ionen wurden K und Na sowohl im Basalt wie in Gibbsiten einer Reihe von Proben bestimmt. Teils ist der Gibbsit sicher direkt aus Feldspat, teils möglicherweise zweistufig über ein kaolinitisches Zwischenprodukt

122 (122)

gebildet worden. Bei experimentellen Versuchen wird bevorzugt Na in den Gibbsit aufgenommen. Bei den natürlichen Gibbsiten dagegen erfährt das im Ausgangsgestein vorhandene Mengenverhältnis Na./K.O keine Verschiebung.

Gestein	Gew	7.º/0 Na ₂ O	K ₂ O	Verhältnis Na ₂ O/K ₂ O
Basalt		2,80	0,22	12,72
Gibbsit der Pr.	$M_{T/3}$	0,17	0,01	17,00
(wahrscheinlich	$M_{T/4}$	0,36	0,03	12,00
direkt aus Feld-	$M_{1/5}^{1/4}$	0,24	0,09	2,66
spat gebildet)	M _{1/6}	1,03	<u> </u>	
	$M_{I/7}^{I/0}$	1,58	0,13	12,15

Schlußfolgerungen

In der ersten Umwandlungsphase entsteht submikroskopisch feinkörniger Gibbsit, welcher scharfe Röntgenreflexe besitzt. Im Lithomarge sind dabei die Konturen der Feldspäte besonders gut erhalten geblieben. Durch polygenetische Bodenbildungen rekristallisieren die Gibbsite unter Kornvergröberung, wobei meist trikline Modifikationen mit Zwillingen nach (001) und (010) entstehen.

Ein isomorpher Ersatz von Al durch Fe ist mit keiner der angewandten Methoden nachweisbar. Bei submikroskopisch feinkörnigen Gibbsiten sind bestimmte hkl-Reflexe geschwächt, was auf Störstellen im Gitter durch verunreinigende Eisenverbindungen zurückgeführt wird. In großen Kristallen sind Hämatittäfelchen nach (001) orientiert eingelagert.

Entgegen den Vermutungen infolge experimenteller Ergebnisse wird in natürlichen Gibbsiten Na nicht bevorzugt eingelagert.

Literaturverzeichnis

- BETECHTIN A. G. (1964): Lehrbuch der speziellen Mineralogie! 3. Auflage (herausgegeben von H. J. Rösler), Leipzig.
- BROWN G. (1961): The x-ray identification and cristal structures of clay minerals, London.
- SAALFELD H. (1960): Strukturen des Hydrargillits und der Zwischenstufen beim Entwässern. N. Jb. Miner. Abh., 95, 1–87.

TRÖGER W. E. (1962): Tabellen zur optischen Bestimmung gesteinsbildender Minerale. Stuttgart.

- VALETON I. (1966 a): Laterale Faziesdifferenzierung Laterit—Bauxit und deren Beziehung zum Paläorelief in Gujerat (Indien). Acad. Youg. d. Sci. d. Arts, Zagreb. Travaux internat. Bauxite No. 2, 50–82.
- (1966 b): Laterie auf den Hochplateaus der Western Gates. Sedimentary Geology 1966 (im Druck).

Anschrift der Verfasserin: Prof. Dr. Ida VALETON, Geologisches Staatsinstitut, Von-Melle-Park 11, D 2 Hamburg 13.

123 (123)

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen der Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum

Jahr/Year: 1967

Band/Volume: 1-2 1967

Autor(en)/Author(s): Valeton Ida

Artikel/Article: Einige optische und chemische Eigenschaften Indischer Gibbsite 113-123