

Die Strukturen von Thuringit, Bavalit und Chamosit und ihre Stellung in der Chloritgruppe¹⁾.

Von Wolf v. Engelhardt, Göttingen.

Die Untersuchung des Mineralbestandes einiger sedimentärer Eisenerze, über deren vorläufige Ergebnisse an anderer Stelle berichtet wurde (3), ergab das häufige Vorkommen verschiedener grüner Eisensilikate in diesen Erzen. Unter ihnen scheinen chloritähnliche Substanzen am häufigsten zu sein. Derartige Minerale wurden unter Namen wie Thuringit, Bavalit, Chamosit usw. beschrieben und in der Gruppe der Leptochlorite zusammengefaßt, über deren Beziehungen zu den Chloriten im engeren Sinne, den Orthochloriten, genaueres nicht bekannt war. Um über den Mineralbestand der sedimentären Eisenerze Klarheit zu gewinnen, erschien es daher erwünscht, einige solche »Leptochlorite«, die in den Eisenerzen eine größere Verbreitung haben, röntgenographisch zu untersuchen, um ihre systematische Stellung zu ermitteln. Die Ergebnisse dieser röntgenographischen Untersuchung werden in dieser Arbeit vorgelegt. Es sei dabei noch bemerkt, daß die behandelten Beispiele natürlich keineswegs alles das erschöpfen, was man »Leptochlorit« genannt hat. Unter diesem Sammelbegriff verbergen sich ohne Zweifel noch viele heterogene Minerale, die man nur deshalb dort vereinigte, weil weder die optische noch die chemische Untersuchung eine genauere Definierung ermöglichte. Hier kann nur durch röntgenographische Methoden Klarheit geschaffen werden.

Die Pulveraufnahmen der untersuchten Minerale ergaben zwei verschiedene Strukturtypen. Die Thuringite von Schmiedefeld und vom Zirmsee sowie der Bavalit aus der Bretagne haben die Struktur der Orthochlorite. Diese Minerale werden daher im folgenden Abschnitt unter dem Sammelbegriff Thuringit besprochen. Im darauffolgenden Abschnitt wird dann der Chamosit von Schmiedefeld beschrieben, dessen Struktur anders ist, und in einem letzten Abschnitt soll über die Beziehungen der genannten Minerale untereinander und zu den »Orthochloriten« einiges gesagt werden.

¹⁾ Formeln s. S. 147, 149.

1. Die Thuringite.

Folgende Minerale erwiesen sich durch Pulveraufnahmen als strukturell identisch:

Thuringit, Schmiedefeld (Thüringen) (vgl. 6, 8, 14). Das Mineral kommt in dem bis zu 14 m mächtigen oliv-schwärzlichgrünen Thuringitschiefer vor, der Quarziten und Tonschiefern des Untersilurs eingelagert ist. Dieser ist ein feinschuppiges geschiefertes Aggregat von Thuringitblättchen mit eingelagertem Quarz und Magnetit. Thuringitblättchen finden sich oft eingelagert im Quarz. Sehr selten kommen konzentrisch gebaute Thuringitooide von elliptischem Umriß vor. Oft sind die Blättchen zu gekrümmten Säulen übereinander gelagert. Optische Eigenschaften: $n_\gamma \sim n_\beta$ in der Blättchenebene, n_α etwa senkrecht zu ihr. Pleochroismus: $n_\gamma = n_\beta =$ dunkelolivgrün, $n_\alpha =$ blaßgelb bis farblos. $2V = 0^\circ$ oder sehr klein, negativ. Doppelbrechung schwach. Interferenzfarbe: lavendelblau. Durch Einbettung wurde im Na-Licht bestimmt: $n_\gamma = n_\beta = 1,662 \pm 0,001$.

Thuringit, Zirmsee (Kärnten) (vgl. 15). Zur Untersuchung kam eine Stufe aus dem Museum für Mineralogie und Geologie zu Dresden (Nr. 20065), für deren Überlassung ich Herrn Prof. Rimmann herzlich danke. Das Mineral kommt in Drusenräumen eines Feldspatganges im Zentralgneis am südwestlichen Ufer des Zirmsees als Pseudomorphose nach Kalkspat vor. Die Pseudomorphosen bestehen aus einem schwärzlichgrünen Aggregat von feinen sechseckig umgrenzten Blättchen. Begleitminerale sind jüngerer Anatas, jüngerer Muskowit und Quarz. Optische Eigenschaften: $n_\gamma \sim n_\beta$ in der Blättchenebene, n_α etwa senkrecht zu ihr. Pleochroismus: $n_\gamma = n_\beta =$ dunkelgrün, $n_\alpha =$ gelblich. $2V = 0^\circ$ oder sehr klein, negativ. Doppelbrechung schwach. Interferenzfarbe bläulich. Durch Einbettung wurde im Na-Licht bestimmt: $n_\gamma = n_\beta = 1,672 \pm 0,001$.

Bavalit, südl. Briec (Bretagne) (vgl. 2, 9, 11). Das untersuchte Handstück wurde dem Institut durch Herrn Prof. Tröger zur Verfügung gestellt, wofür ihm herzlich gedankt sei. Das Mineral kommt in einem devonischen (Gedinnien) Horizont im Raum zwischen den Granitmassiven von Quintin und Ploenc, südlich Briec vor und wurde von der Lokalität Bas Vallon als Bavalit beschrieben. Das schwärzlichgrüne, schieferige Gestein besteht aus sehr stark zerdrückten, kaum noch erkennbaren Silikatoiden mit sehr viel Magnetit und etwas Siderit. Einzelne Granatkristalle sind eingelagert. Der Bavalit ist grün und feinschuppig. Optische Eigenschaften: $n_\gamma \sim n_\beta$ in der Blättchenebene, n_α etwa senkrecht zu ihr. Pleochroismus: $n_\gamma = n_\beta =$ grün, $n_\alpha =$ gelblich. $2V = 0^\circ$ oder sehr klein, negativ. Interferenzfarbe bläulich. Nach der Einbettungsmethode wurde bestimmt: $n_\gamma = n_\beta = 1,681 \pm 0,001$.

In der Tabelle I sind die Ergebnisse der Pulveraufnahmen mit $FeK\alpha$ -Strahlung wiedergegeben. Verwendet wurden ca. 0,3 mm dicke Stäbchen, die aus einer Paste aus Syndetikon und dem Mineralpulver hergestellt wurden. Die Kamera hatte einen Durchmesser von 57,5 mm, das Primärstrahlbündel hatte einen kreisförmigen Querschnitt von 1,0 mm Durchmesser. Belichtet wurde 6 Stunden bei 12 mA und 35 kV (Scheitelwert der pulsierenden Gleichspannung). Die β -Strahlung wurde durch ein Mn-Filter entfernt. Als Aufnahmematerial diente Agfa-Sino-Film. Es wurden die Außenkanten

Tabelle I. Beobachtete und berechnete Netzebenenabstände (Å) von Thuringiten.

<i>hkl</i>	Sheridanit		Thuringit, Schmiedefeld			Thuringit, Zirmsee			Bavalit, Briec		
	d_{hkl}	Int.	Int.	beob.	d_{hkl} ber.	Int.	beob.	d_{hkl} ber.	Int.	beob.	d_{hkl} ber.
001	13,678	7	mst	13,6	13,98	nicht meßbar	13,95	m	13,7	13,98	
002	7,040	8	sst	6,89	6,99	sst	6,77	6,97	sst	6,92	6,99
003	4,680	9	st	4,62	4,66	ms	4,57	4,65	mst	4,63	4,66
020					4,65			4,66			4,67
004	3,509	10	sst	3,48	3,49	st	3,47	3,49	sst	3,48	3,49
005	2,828	7	m	2,796	2,796	s	2,789	2,789	ms	2,796	2,796
202	2,578	7	mst	2,602	2,559	ms	2,621	2,603	ss	2,619	2,613
131					2,600			—2,545			2,604
203	2,430	6	mst	2,451	2,448	ms	2,440	2,451	st	2,504 ¹⁾	2,460
132					2,449			2,452			2,461
202	2,370	3	mst	2,384	2,389	ms	2,367	2,392	s	2,393	2,399
133					2,388			2,390			2,399
204	2,247	4	mst	2,259	2,260	ms	2,246	2,260	s	2,264	2,269
133					2,261			2,262			2,269
204	1,998	6	st	1,995	1,999	m	1,995	1,999	mst	2,002	2,004
135	2,021	7			1,998			1,998			2,005
206	1,881	4	ms	1,875	1,874	s	1,872	1,874	s	1,886	1,880
135					1,875			1,875			1,880
205	1,825	4	s	1,809	1,816	—	—	—	—	—	—
136					1,816	—	—	—	—		
207	1,706	3	ss	1,713	1,704	—	—	—	—	—	—
136					1,705	—	—	—	—		
206	1,659	2	s	1,654	1,652	ss	1,654	1,652	ss	1,658	1,655
137					1,652			1,651			1,656
060	1,534	10	st	1,551	1,550	mst	1,552	1,552	mst	1,558	1,558
331					1,550			1,552			1,558
062	1,502	2	ms	1,513	1,513	s	1,514	1,515	s	1,517	1,521
331					1,513			1,515			1,521
333	—	—	—	—	1,513	—	—	1,515	—	—	1,521
209	—	—	—	—	1,422	—	—	—	—	—	—
138	—	—	ss	1,419	1,422	—	—	—	—	—	—
333	—	—	—	—	1,417	—	—	—	—	—	—
208	1,390	10	m	1,386	1,383	ms	1,381	1,381	ms	1,391	1,384
139					1,382			1,381			1,384
0.0.10	1,417	3	ss	1,405	1,398	—	—	—	—	—	—
400	1,319	4	s	1,332	1,331	s	1,331	1,333	—	—	—

Die Netzebenenabstände wurden mit folgenden Gitterkonstanten berechnet:

	a_0	b_0	c_0	β
Thuringit, Schmiedefeld	5,368	9,297	14,10	97° 20'
Thuringit, Zirmsee	5,376	9,312	14,06	97° 20'
Bavalit, südlich Briec	5,397	9,348	14,10	97° 25'

1) Die Interferenz koinzidiert mit einer Magnetitlinie.

der Linien gemessen. Vom erhaltenen Abstand wurde als Korrektur der Stäbchendurchmesser abgezogen.

In der zweiten Spalte der Tabelle I sind die von McMurchy (10) am eisenarmen Sheridanit von Miles City, Montana, erhaltenen d_{hkl} -Werte zum Vergleich angegeben. Man erkennt, daß abgesehen von einer Veränderung in der Größe der Gitterkonstanten dieselbe Struktur vorliegen muß. In der Tat gelingt auch eine monokline Indizierung der Aufnahmen (erste Spalte) der Minerale mit den Werten der Gitterkonstanten, wie sie in der Tabelle II angegeben sind. Die berechneten d_{hkl} -Werte sind in der Tabelle I jeweils neben die beobachteten gesetzt. Die Übereinstimmung ist, wenn man die oft unscharfen und schlecht vermeßbaren Interferenzen bedenkt, befriedigend.

Tabelle II. Gitterkonstanten der Thuringite.

Mineral	a_0	b_0	c_0	β	Dichte	
					berechn.	beob.
Thuringit, Schmiedefeld	5,37	9,30	14,10	97° 20'	3,31	3,19
Thuringit, Zirmsee	5,38	9,31	14,06	97° 20'	3,42	3,18
Bavalit, Briec	5,40	9,35	14,10	97° 25'	3,49	3,20

Die untersuchten Thuringite haben also Strukturen, die ganz der von Pauling (12) abgeleiteten und von McMurchy (10) experimentell bestätigten Struktur der Chlorite entsprechen. In Richtung der c -Achse finden sich in dieser Struktur zweierlei ebene Schichtpakete, die miteinander abwechseln, und zwischen denen kein valenzmäßiger Zusammenhalt besteht. Das eine Schichtpaket entspricht den Schichten im Pyrophyllit: Zwei ebene Tetraederverknüpfungen der Zusammensetzung $(Si, Al)_2O_5$ kehren ihre mit O -Ionen besetzten Tetraederspitzen zueinander. Zwischen diese O -Ionen sind OH -Ionen eingelagert, so daß zwischen zwei aus O - und OH -Ionen gebildeten Ebenen Al -, Fe - und Mg -Ionen oktaedrisch von je 4 O - und 2 OH -Ionen umgeben werden. Zwischen diese Pyrophyllitschichten sind Brucitschichten gelagert, in denen Al -, Fe - und Mg -Ionen oktaedrisch von (OH) -Ionen umgeben werden. Die Schichten liegen derart übereinander, daß die oktaedrisch umgebenen Ionen einer Pyrophyllitschicht nicht senkrecht über den entsprechenden Ionen der nächsten Pyrophyllitschicht liegen. Diese Ionen — und damit die gesamten Schichten — sind vielmehr um $\frac{1}{3}a_0$ in Richtung der a_0 -Achse gegeneinander verschoben. Dadurch kommt der β -Winkel von etwa 97° zustande. Die pseudotrigonale Symmetrie der einzelnen Schichten bewirkt, daß $b_0 = a_0 \cdot \sqrt{3}$, und daß jeweils

Strukturformel der Chlorite umzurechnen. In der Tabelle III sind die Analysen zusammengestellt. Es ergeben sich daraus folgende Formeln:

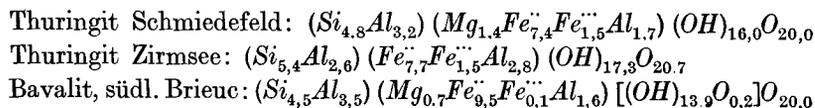


Tabelle III. Chemische Analysen von Thuringiten.

	I	II	III
SiO_2	20,82	22,65	21,71
Al_2O_3	17,64	18,92	21,35
Fe_2O_3	8,70	8,12	0,82
FeO	37,96	38,49	43,01
MgO	4,15	Spur	2,33
H_2O^{+105}	10,31	10,78	10,10

Die in Spuren vorhandenen Mengen an TiO_2 , MnO , CaO , Alkalien und H_2O^{-105} sind in der Tabelle fortgelassen.

- I: Thuringit Schmiedefeld nach Jung (6).
- II: Thuringit Zirmsee nach Gintl bei v. Zepharovich (15).
- III: Bavalit, Bas Vallon nach Orceel (11).

Die Analysen dieser Thuringite passen sich also wohl nicht weniger schlecht als die sogenannter Orthochlorite in die Strukturformel der Chlorite ein.

2. Der Chamosit von Schmiedefeld.

Chamosit Schmiedefeld (Thür.) (vgl. 7, 8, 14): Das untersuchte Material ist das Originalmaterial, an dem die von Jung (7) mitgeteilte Analyse ausgeführt wurde. Ich danke Herrn Prof. Jung herzlich für die Bereitstellung des Handstücks. Das Chamositlager von Schmiedefeld ist etwa 10—20 m mächtig und findet sich im Untersilur im Liegenden des Thuringitschiefers. Das dunkelgraue, dichte Gestein enthält im Mittel etwa 1 mm große Silikatoide von linsenförmiger oder ellipsoidischer Gestalt in einer Grundmasse von Siderit. Seltener liegen unregelmäßige Karbonatpartien in einer Grundmasse aus einem feinblättrigen Chamosit-aggregat. Als Begleitminerale kommen außer Siderit Magnetit und Quarz vor. Die Chamositooide sind feinschalig, konzentrisch aufgebaut. Im Zentrum der Ooide findet sich ein sehr inniges, dichtes Aggregat vieler parallel übereinandergeschichteter Blättchen. Optische Eigenschaften: $n_\gamma \sim n_\beta$ in der Blättchen-ebene (bzw. parallel den Ooidschalen). Pleochroismus: $n_\gamma = n_\beta =$ grünlich, $n_\alpha =$ gelblich. $2V = 0^\circ$ oder sehr klein, negativ. Interferenzfarbe: lavendelblau. Durch Einbettung wurde im Na -Licht bestimmt: $n_\gamma = n_\beta = 1,658 \pm 0,002$. Im Unterschied zum Thuringit sind die einzelnen Blättchen kleiner und dünner und zeigen zudem einen aggregatartigen Aufbau. Im Gegensatz zum Thuringit findet man den Chamosit niemals im Quarz eingeschlossen.

Wie schon Jung (7) berichtet, gibt das Pulverdiagramm des Chamosits von Schmiedefeld andere Interferenzen als das des Thuringits. Die Inter-

Tabelle IV. Beobachtete und berechnete Interferenzen und deren Intensität vom Chamosit, Schmiedefeld.

Die d -Werte wurden berechnet mit:

$$a_0 = 5,393 \text{ \AA}, b_0 = 9,341 \text{ \AA}, c_0 = 14,00 \text{ \AA}.$$

hkl	Intensität		d_{hkl} in \AA	
	beobachtet	berechnet	beobachtet	berechnet
001	ms	11	nicht meßbar	14,00
002	sst	62	6,93	7,00
003	m	26	4,63	4,67
020				
004	st	34	3,50	3,50
005	ms ¹⁾	4	2,779 ¹⁾	2,779
130	ss	10	2,689	2,696
200				
131	—	7	—	...
201	—	—	—	...
132	mst	50	2,507	2,516
202				
133	sss	11	2,330	2,335
203				
134	ms	36	2,134	2,136
204				
135	—	0,8	—	...
205	—	—	—	...
136	s	13	1,767	1,765
206				
060	m	37	1,556	1,557
330				
061	—	0,8	—	...
331	—	—	—	...
062	s	27	1,524	1,520
332				
063	—	2	—	...
333	—	—	—	...
137	—	2	—	...
207	—	—	—	...
138	ss	17	1,473	1,468
208				
064	ss	6	1,425	1,423
334				

1) Koinzidenz mit Sideritlinie.

ferenzen sind weniger zahlreich und scheinen auf eine höhere Symmetrie hinzuweisen. Es gelingt eine Indizierung der Aufnahmen mit folgenden Gitterkonstanten:

$$a_0 = 5,39 \text{ \AA}, \quad b_0 = 9,34 \text{ \AA}, \quad c_0 = 14,00 \text{ \AA}, \quad \beta = 90^\circ 00'.$$

In der Tabelle IV sind die gemessenen und berechneten Netzebenenabstände zusammengestellt. Über die Aufnahmetechnik gilt dasselbe, was über die Thuringitaufnahmen gesagt wurde.

Da der Winkel β beim Chamosit im Gegensatz zu den Chloriten genau 90° beträgt und $b_0 = a_0 \cdot \sqrt{3}$ ist, hat die Elementarzelle eine orthohexagonale Gestalt. Man kann daher die Interferenzen auch hexagonal indizieren. Die Formeln für die Transformation orthohexagonaler (rhomischer) Indizes hkl in die hexagonalen $h_1k_1l_1$ lauten:

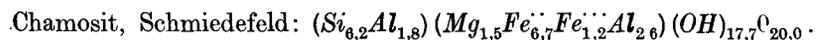
$$h_1 = h \quad k_1 = \frac{1}{2}(k - h) \quad i = -(h_1 + k_1) \quad l_1 = l.$$

Die Interferenzen $\{13l\}$ erhalten dann die hexagonalen Indizes $\{11\bar{2}l\}$ und die Interferenzen $\{20l\}$ die Indizes $\{2\bar{1}\bar{1}l\}$. Die Interferenzen $\{33l\}$ werden zu $\{30\bar{3}l\}$ und die $\{06l\}$ zu $\{303l\}$. Das Zusammenfallen der Interferenzen $\{13l\}$ und $\{20l\}$ sowie der Interferenzen $\{33l\}$ und $\{06l\}$ ist daher eine Folge der hexagonalen Gestalt der Elementarzelle.

Tabelle V. Chemische Zusammensetzung des Chamosits von Schmiedefeld nach A. Müller bei Jung (7).

SiO_2	26,65
Al_2O_3	16,14
Fe_2O_3	6,69
FeO	34,43
MgO	4,47
H_2O^{-105}	11,42
H_2O^{+105}	0,08

Wegen dieser Gestalt der Elementarzelle lag es nahe anzunehmen, daß die Verteilung der Atome in der Zelle einer trigonalen Symmetrie entspricht. Aus der Analyse des Chamosits (Tabelle V) erhält man in Anlehnung an die oben entwickelte allgemeine Chloritformel folgende Formel für die Zusammensetzung des Chamosits:



In der Elementarzelle mit den oben angeführten Dimensionen hat gerade eine solche Formeleinheit Platz. Die röntgenographische Dichte berechnet sich dann zu 3,28 gegenüber dem von Jung (7) gemessenen Wert 3,19. Entsprechend den bei allen übrigen blattspaltenden Silikaten fest-

gestellten Bauprinzipien müssen wir auch beim Chamosit einen Aufbau aus Si_2O_5 -Tetraederschichten und Brucitschichten annehmen. Sowohl die Si_2O_5 -Schicht, wie auch die Brucitschicht besitzt für sich trigonale Symmetrie. Eine trigonale Struktur würde man also erhalten können, wenn man die Si_2O_5 -Schichten und die Brucitschichten übereinanderschichtet, ohne daß eine valenzmäßige Bindung zwischen diesen Elementen besteht. Die freien Valenzen der Si_2O_5 -Schicht (die noch dadurch erhöht werden, daß *Al* *Si* isomorph vertritt) müßten dann durch *H*-Ionen abgesättigt werden. Eine einfache Überlegung zeigt, daß der analytisch gefundene H_2O^{+105} -Gehalt viel zu niedrig ist, um eine derartige Konfiguration zustande zu bringen. Die Si_2O_5 - und Brucitschichten müssen daher irgendwie valenzmäßig miteinander verbunden sein. Verbindet man eine Si_2O_5 -Schicht und eine Brucitschicht miteinander, so erhält man die Schichtpakete, die in den Mineralen der Koalinitgruppe und im Cronstedtit (4,5) vorkommen: Die *O*-Ionen an den Spitzen der *Si*-Tetraeder umgeben zusammen mit eingelagerten *OH*-Ionen zu je 4 *O* und 2 *OH* ein (*Fe*, *Mg*, *Al*)-Ion oktaedrisch. Jedes derartige Schichtpaket hat trigonale Symmetrie und die ganze Struktur kann trigonal sein, wenn die Übereinanderschichtung der Schichtpakete so erfolgt, daß 3-zählige Achsen parallel der *c*-Achse erhalten bleiben. Dies ist beim Cronstedtit der Fall. Beim Cronstedtit weisen die Brucitschichten der einzelnen Pakete alle in dieselbe Richtung der deshalb polaren *c*-Achse. Die chemische Zusammensetzung des Chamosit ließe sich in einem solchen Cronstedtitgitter ohne weiteres unterbringen. Die Betrachtung der Basisinterferenzen zeigt jedoch, daß diese Möglichkeit ausscheiden muß. Die beim Chamosit auftretenden (00*l*)-Interferenzen mit $d_{hkl} = 14,0 \text{ \AA}$, $4,67 \text{ \AA}$ und $2,80 \text{ \AA}$ müßten wie beim Cronstedtit und Kaolinit fehlen. Eine andere Möglichkeit wäre die, daß die einzelnen Schichtpakete ihre Brucitschichten einander zukehrten. Man bekäme dann eine Struktur mit der Symmetriebedingung C_{3h} . In diesem Fall würden die oben genannten Interferenzen auftreten. Die Berechnung der Intensität der Basisinterferenzen ergibt für diese Struktur folgende Reihe: (001) : 23; (002) : 34; (003) : 21; (004) : 23. Zur Intensität von (003) käme noch die der koinzidierenden Interferenz (020) hinzu. Ein Vergleich mit den beobachteten Intensitäten (Tabelle IV) zeigt, daß sie schlecht mit den berechneten übereinstimmen, so daß auch diese Möglichkeit ausgeschlossen ist. Alle beide Möglichkeiten der Übereinanderschichtung der aus je einer Si_2O_5 - und einer Brucitschicht bestehenden trigonalen Strukturen kommen also für den Chamosit nicht in Frage.

Damit sind überhaupt die Möglichkeiten einer Erzeugung trigonaler Strukturen aus den Baueinheiten Si_2O_5 -Schicht und Brucitschicht erschöpft. Geht man nämlich zu der nächstkomplexeren Kombination dieser

Schichten weiter, zu den in der Chloritstruktur vorliegenden Pyrophyllit-schichtpaketen (in denen zwei Si_2O_5 -Schichten eine Brucitschicht umgeben), so sieht man, daß diese Baueinheit nur noch monokline Symmetrie besitzt. Da auch der Aufbau einer rhombischen Struktur nicht möglich ist, da sowohl die Si_2O_5 -Schichten als auch die Brucitschichten keine 2-zähligen Achsen in der c -Richtung enthalten, kann die wahre Symmetrie des Cha-

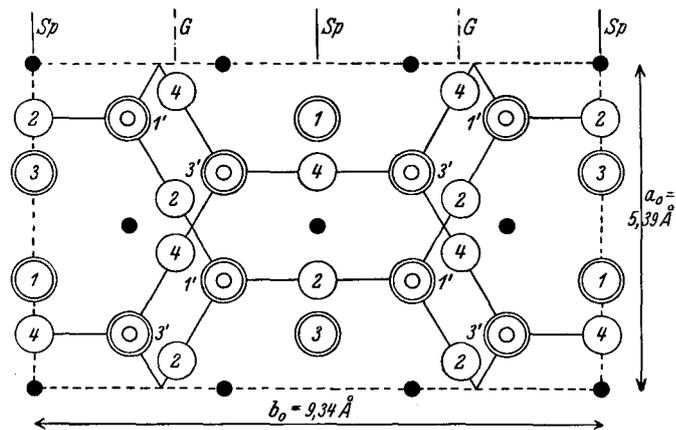


Fig. 2. Elementarzelle des Chamosits in Projektion auf (001). Sp = Spiegelebenen, G = Gleitspiegelebenen der Raumgruppe C_{2h}^3 senkrecht zur Zeichenebene.

- | | |
|------------------------------------|---|
| ⊙ = O, OH: | ○ = O: |
| 1: OH in den Höhen 1,0 und 6,0 Å. | 2: in der Höhe 3,2 Å. |
| 3: OH in den Höhen 8,0 und 13,0 Å. | 4: in der Höhe 10,8 Å. |
| 1': O in der Höhe 1,0 Å, | ○ = (Si, Al): |
| OH in der Höhe 6,0 Å. | 1': in der Höhe 2,6 Å. |
| 3': O in der Höhe 13,0 Å, | 3': in der Höhe 11,4 Å. |
| OH in der Höhe 8,0 Å. | ● = (Fe, Al, Mg) in den Höhen 0,0, 7,0, |
| | 14,0 Å. |

mosits aller Wahrscheinlichkeit nach nur monoklin sein. Es liegt hier also der Fall vor, daß zwar die Gestalt der Elementarzelle ortho-hexagonal ist, die Symmetrie der Struktur aber weder trigonal noch rhombisch, sondern monoklin ist, wobei β den Grenzwert 90° einnimmt.

Eine einigermaßen befriedigende Übereinstimmung zwischen den beobachteten und berechneten Intensitäten erhält man, wenn man annimmt, daß der Chamosit genau so gebaut ist wie die Chlorite mit der einzigen Abweichung, daß die Schichtpakete nicht wie beschrieben um $\frac{1}{3}a_0$ in Richtung der a -Achse gegeneinander verschoben sind, sondern senkrecht übereinander stehen. Die Interferenzen $\{hkl\}$ und $\{h\bar{k}l\}$ fallen dann zu-

sammen. In der Fig. 1 sind die Strukturen der Chlorite und des Chamosits von Schmiedefeld in Projektion auf die Symmetrieebene (010) zum Vergleich nebeneinandergestellt. In der Fig. 2 ist eine Projektion der Chamositstruktur auf (001) wiedergegeben.

Die Raumgruppe des Chamosits ist damit ebenso wie die der Chlorite C_{2h}^3 .

Die Intensitäten wurden auf Grund folgender Atomlagen berechnet:

(Fe, Al, Mg):

$$\begin{aligned} & (0\ 0\ 0), \left(0\ \frac{1}{3}\ 0\right), \left(0\ \frac{2}{3}\ 0\right), \left(\frac{1}{2}\ \frac{1}{6}\ 0\right), \left(\frac{1}{2}\ \frac{1}{2}\ 0\right), \left(\frac{1}{2}\ \frac{5}{6}\ 0\right) \\ & \left(0\ 0\ \frac{1}{2}\right), \left(0\ \frac{1}{3}\ \frac{1}{2}\right), \left(0\ \frac{2}{3}\ \frac{1}{2}\right), \left(\frac{1}{2}\ \frac{1}{6}\ \frac{1}{2}\right), \left(\frac{1}{2}\ \frac{1}{2}\ \frac{1}{2}\right), \left(\frac{1}{2}\ \frac{5}{6}\ \frac{1}{2}\right) \end{aligned}$$

(Si, Al):

$$\begin{aligned} & \left(\frac{1}{6}\ \frac{1}{6}\ \frac{1}{6}\right), \left(\frac{1}{6}\ \frac{5}{6}\ \frac{1}{6}\right), \left(\frac{2}{3}\ \frac{1}{3}\ \frac{1}{6}\right), \left(\frac{2}{3}\ \frac{2}{3}\ \frac{1}{6}\right) \\ & \left(\frac{1}{3}\ \frac{1}{3}\ \frac{1}{6}\right), \left(\frac{1}{3}\ \frac{2}{3}\ \frac{1}{6}\right), \left(\frac{5}{6}\ \frac{1}{6}\ \frac{1}{6}\right), \left(\frac{5}{6}\ \frac{5}{6}\ \frac{1}{6}\right) \end{aligned}$$

OH:

$$\begin{aligned} & \left(\frac{1}{6}\ \frac{1}{2}\ \frac{1}{13,85}\right), \left(\frac{2}{3}\ 0\ \frac{1}{13,85}\right), \left(\frac{1}{3}\ 0\ \frac{1}{1,08}\right), \left(\frac{5}{6}\ \frac{1}{2}\ \frac{1}{1,08}\right) \\ & \left(\frac{1}{6}\ \frac{1}{6}\ \frac{1}{2,32}\right), \left(\frac{1}{6}\ \frac{1}{6}\ \frac{1}{2,32}\right), \left(\frac{1}{6}\ \frac{5}{6}\ \frac{1}{2,32}\right), \left(\frac{2}{3}\ 0\ \frac{1}{2,32}\right), \left(\frac{2}{3}\ \frac{1}{3}\ \frac{1}{2,32}\right), \left(\frac{2}{3}\ \frac{2}{3}\ \frac{1}{2,32}\right) \\ & \left(\frac{1}{3}\ 0\ \frac{1}{1,76}\right), \left(\frac{1}{3}\ \frac{1}{3}\ \frac{1}{1,76}\right), \left(\frac{1}{3}\ \frac{2}{3}\ \frac{1}{1,76}\right), \left(\frac{5}{6}\ \frac{1}{6}\ \frac{1}{1,76}\right), \left(\frac{5}{6}\ \frac{1}{2}\ \frac{1}{1,76}\right), \left(\frac{5}{6}\ \frac{5}{6}\ \frac{1}{1,76}\right) \end{aligned}$$

O:

$$\begin{aligned} & \left(\frac{1}{6}\ \frac{1}{6}\ \frac{1}{4,34}\right), \left(\frac{5}{12}\ \frac{1}{4}\ \frac{1}{4,34}\right), \left(\frac{5}{12}\ \frac{3}{4}\ \frac{1}{4,34}\right), \left(\frac{2}{3}\ \frac{1}{2}\ \frac{1}{4,34}\right), \left(\frac{11}{12}\ \frac{1}{4}\ \frac{1}{4,34}\right), \left(\frac{11}{12}\ \frac{3}{4}\ \frac{1}{4,34}\right) \\ & \left(\frac{1}{12}\ \frac{1}{4}\ \frac{1}{1,30}\right), \left(\frac{1}{2}\ \frac{3}{4}\ \frac{1}{1,30}\right), \left(\frac{1}{3}\ \frac{1}{2}\ \frac{1}{1,30}\right), \left(\frac{7}{12}\ \frac{1}{4}\ \frac{1}{1,30}\right), \left(\frac{7}{12}\ \frac{3}{4}\ \frac{1}{1,30}\right), \left(\frac{5}{6}\ 0\ \frac{1}{1,30}\right) \\ & \left(\frac{1}{6}\ \frac{1}{6}\ \frac{1}{13,85}\right), \left(\frac{1}{6}\ \frac{5}{6}\ \frac{1}{13,85}\right), \left(\frac{2}{3}\ \frac{1}{3}\ \frac{1}{13,85}\right), \left(\frac{2}{3}\ \frac{2}{3}\ \frac{1}{13,85}\right) \\ & \left(\frac{1}{3}\ \frac{1}{3}\ \frac{1}{1,08}\right), \left(\frac{1}{3}\ \frac{2}{3}\ \frac{1}{1,08}\right), \left(\frac{5}{6}\ \frac{1}{6}\ \frac{1}{1,08}\right), \left(\frac{5}{6}\ \frac{5}{6}\ \frac{1}{1,08}\right). \end{aligned}$$

Die so festgelegten Atomlagen sind natürlich nur als Annäherungen zu verstehen, wie sie sich als plausibelste Annahmen durch den Vergleich mit verwandten Silikatstrukturen ergeben. Eine strenge Festlegung der Para-

meter ist nicht möglich, da vom Chamosit nur Pulveraufnahmen zur Verfügung stehen.

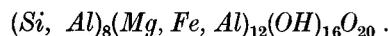
Aus den obigen Atomlagen wurden die Strukturfaktoren für die einzelnen Interferenzen berechnet. Es wurde dabei angenommen, daß die *Fe*-, *Mg*- und *Al*-Ionen sich gleichmäßig über alle »Oktaeder«-Positionen verteilen. Man erhält nämlich falsche Werte für die Intensitäten, wenn man annimmt, daß die *Fe*-Ionen in den Brucitschichten, die *Mg* und *Al*-Ionen nur in den Pyrophyllitschichtpaketen sitzen oder umgekehrt. Für die (*Si*, *Al*)- und (*Mg*, *Fe*, *Al*)-Positionen wurden mittlere *F*-Werte aus der Zusammensetzung berechnet. Die Strukturfaktoren wurden mit der Flächenhäufigkeitszahl, mit dem Faktor $\frac{1 + \cos^2 2\varphi}{\sin^2 \varphi \cos \varphi}$ und einem Absorptionsfaktor multipliziert. Um letzteren zu erhalten, wurde zunächst auf Grund der chemischen Zusammensetzung und der Dichte des Chamosits ein Absorptionskoeffizient für *FeK* α -Strahlung von 211 berechnet. Auf Grund der Stäbchendicke von 0,3 mm und der Tatsache, daß das Material durch Syndetikon auf etwa $\frac{1}{2}$ verdünnt worden war, ergeben sich aus den Internationalen Tabellen zur Bestimmung der Kristallstruktur die für die Intensitätsberechnung verwendeten Absorptionsfaktoren.

In der Tabelle IV sind die so berechneten Intensitäten den geschätzten gegenübergestellt. Die Schätzung erfolgte visuell in 8 Stufen. Die Basisinterferenzen $\{00l\}$ zeigen auf den Aufnahmen einen deutlichen Textur-effekt, da sich die blättchenförmigen Kristalle beim Formen der Stäbchen parallel zur Stäbchenachse stellten. Die Intensitäten der $\{00l\}$ -Interferenzen sind daher gegenüber denen anderer Interferenzen verstärkt. Man kann daher die Intensitäten der $\{00l\}$ und die der anderen Interferenzen nur für sich betrachten. Berücksichtigt man dies, so ist die Übereinstimmung zwischen berechneten und geschätzten Intensitäten so gut, daß die angenommene Struktur wohl als richtig angesehen werden kann.

Eisensilikate mit der Struktur des Chamosits von Schmiedefeld scheinen in sedimentären Eisenerzen häufig vorzukommen. So gehören z. B. die grünen Silikate der oolithischen Eisenerze von Nučič in Böhmen und von Planplatte, Oberhaslital, Kanton Bern (Schweiz) zu der Gruppe des Chamosits. Für die Überlassung eines Handstückes vom Oberhaslital (Nr. 14353 des Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden) danke ich Herrn Prof. Rimann herzlich. Ob freilich alle die oolithischen Silikate, die man bisher Chamosit benannte, strukturell zu dieser Gruppe gehören, müßte erst noch nachgewiesen werden. Jedenfalls scheinen die bisher sicheren Chamosite eher in oolithischer Ausbildung vorzukommen als die Thuringite.

3. Die Beziehungen der Thuringite und des Chamosits zur Chloritgruppe und zueinander.

Aus der Auswertung der Pulveraufnahmen ergab sich, daß die Thuringite von Schmiedefeld und vom Zirmsee sowie der Bavalit aus der Bretagne strukturell mit den eisenarmen Chloriten übereinstimmen. Es besteht daher kein Anlaß, die Thuringite als besondere Gruppe von den sogenannten Orthochloriten abzutrennen. Sie sind vielmehr als die eisenreichen Endglieder der Chloritgruppe anzusehen. Diese Tatsache wird durch die Tabelle VI verdeutlicht, in der die von McMurchy (10) untersuchten Chlorite (mit Ausnahme eines Chromchlorits) mit den Thuringiten in einer Reihe vereinigt sind. Die Zusammensetzung aller dieser Chlorite läßt sich recht gut wiedergeben durch die schon erwähnte aus der Struktur folgende allgemeine Chloritformel:



Die Tabelle VI zeigt, daß offenbar der Gehalt an zweiwertigem Eisen die Dimensionen der Elementarzelle bestimmt. In der Fig. 3 ist der Zu-

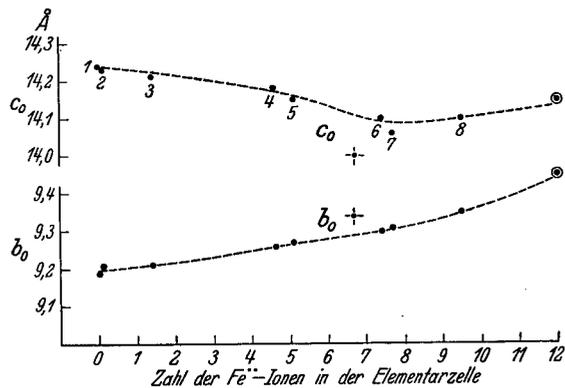


Fig. 3. Die Gitterkonstanten b_0 und c_0 der Chlorite in Abhängigkeit von ihrem Gehalt an zweiwertigem Eisen.

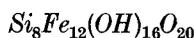
●: Chlorite. (Die Nummern entsprechen Tabelle V.)

⊕: Chamosit, Schmiedefeld.

⊙: Cronstedtit.

sammenhang zwischen c_0 und b_0 einerseits und der Zahl der Ferroionen in der Elementarzelle andererseits dargestellt. b_0 und damit natürlich auch $a_0 = b_0/\sqrt{3}$ scheint mit dem Ferrogehalt recht regelmäßig anzusteigen. Dagegen wird c_0 mit steigendem Ferrogehalt kleiner. Die Abhängigkeit von c_0 vom Ferrogehalt ist unregelmäßiger. Es scheint so, als ob bei

höheren Eisengehalten ein Grenzwert von c_0 erreicht wird. Zum Vergleich sind die entsprechenden Dimensionen des Cronstedtitgitters mit in die Figur aufgenommen worden. Der Cronstedtit läßt sich ja chemisch als ein reiner Eisenchlorit mit der Formel:



auffassen. Allerdings ist für dieses eisenreichste Endglied die Chloritstruktur nicht mehr stabil und es erfolgt, wie oben schon erwähnt, eine neue Aufteilung der »Oktaeder«- und »Tetraeder«-Schichten zu polaren Kaolinitischichtpaketen. Trotz dieser andersartigen Struktur ordnen sich aber die Abstände des Cronstedtitgitters zwanglos in die Reihe der Gitterkonstanten der Chlorite ein, wie die Fig. 3 zeigt.

Die betrachteten Chlorite unterscheiden sich voneinander durch ihren Gehalt an Mg-, Al- und Fe-Ionen. Da diese Ionen, abgesehen von dem Al, das Si isomorph ersetzt, in den Chloriten in demselben Bauzusammenhang vorkommen wie in den Hydroxyden $Al(OH)_3$, $Mg(OH)_2$ und $Fe(OH)_2$, nämlich oktaedrisch von O- oder (OH)-Ionen umgeben, liegt es nahe, die Änderung der Gitterkonstanten der Chlorite mit den Abständen in diesen Hydroxyden zu vergleichen. In der folgenden Zusammenstellung bedeutet c den kürzesten Abstand zwischen den Metallionen in Richtung der c -Achse (also senkrecht oder nahezu senk-

Tabelle VI. Zusammensetzung, Gitterkonstanten (in Å) und Lichtbrechung einiger Chlorite (Nr. 1—5 nach McMurphy).

Mineral	Formel	a_0	b_0	c_0	β	n_β	opt. Ch.
1. Leuchtenbergit, Philipsburg, Mont.	$(Si_{5,8}Al_{2,2})(Mg_{10,4}Al_{1,6})(OH)_{16,0}O_{19,6}(OH)_{0,2}$	5,30	9,19	14,25	97°09'	1,572	+
2. Sheridanit, Miles Co., Mont.	$(Si_{5,2}Al_{2,8})(Mg_{9,1}Fe_{0,1}Fe_{0,2}Al_{2,6})$ $(OH)_{18,0}O_{19,8}(OH)_{0,3}$	5,32	9,21	14,24	97°09'	1,581	+
3. Chlorit, Burra Burra, Tenn.	$(Si_{5,1}Al_{2,9})(Mg_{7,7}Fe_{1,4}Al_{2,9})(OH)_{15,0}O_{20,0}$	5,32	9,21	14,21	97°09'	—	+
4. Prochlorit, Longhill, Conn.	$(Si_{4,9}Al_{3,1})(Mg_{5,4}Fe_{4,6}Al_{2,0})(OH)_{10,5}O_{4,4}O_{20,0}$	5,35	9,26	14,18	97°09'	1,618	—
5. Chlorit, Bolivien	$(Si_{5,5}Al_{2,5})(Mg_{2,5}Fe_{5,1}Al_{4,4})(OH)_{10,6}O_{5,4}O_{18,3}$	5,35	9,27	14,15	97°09'	—	—
6. Thuringit, Schmiedefeld	$(Si_{4,8}Al_{3,2})(Mg_{1,4}Fe_{7,4}Fe_{1,5}Al_{1,7})(OH)_{16,0}O_{20,0}$	5,37	9,30	14,10	97°20'	1,662	—
7. Thuringit, Zirmsee	$(Si_{5,4}Al_{2,6})(Fe_{7,7}Fe_{1,5}Al_{2,8})(OH)_{17,3}O_{20,7}$	5,38	9,31	14,06	97°20'	1,672	—
8. Bavalit, südl. Brienc	$(Si_{4,5}Al_{3,5})(Mg_{0,7}Fe_{9,3}Fe_{0,1}Al_{1,6})(OH)_{13,9}O_{3,2}O_{20,0}$	5,40	9,35	14,10	97°25'	1,681	—

recht zu den parallel (001) verlaufenden Schichten) und a den kürzesten Abstand zwischen Metallionen in der Ebene (001).

	a	c
$Al(OH)_3$, Hydrargillit	2,87 Å	4,85 Å
$Mg(OH)_2$, Brucit	3,11 Å	4,74 Å
$Fe(OH)_2$	3,24 Å	4,47 Å

Man bemerkt einen Anstieg der Größe a und einen Abfall von c in der Reihe $Al(OH)_3—Mg(OH)_2—Fe(OH)_2$. Die Abnahme von c ist zwischen $Mg(OH)_2$ und $Fe(OH)_2$ besonders stark. Der Einfluß dieser Ionen auf die Abmessungen der Elementarzelle läßt sich nicht durch das Bild starrer kugelsymmetrischer Ionen erklären. Man spricht hier von der polarisierenden Wirkung der Kationen in diesen Schichtstrukturen, der sich dahin äußert, daß die Hydroxyionen besonders nah an die Kationen herangezogen werden. Die gleichgeladenen Kationen andererseits werden entsprechend weiter voneinander entfernt. In der betrachteten Reihe steigt also die polarisierende Wirkung der Kationen in der Reihenfolge $Al—Mg—Fe$. Vergleicht man die Abstände der Hydroxyde mit der Tabelle VI und der Fig. 3, so sieht man, daß die Abnahme von c_0 und die Zunahme von a_0 und b_0 mit steigendem Gehalt an Ferroionen qualitativ dem Übergang von $Al(OH)_3$ und $Mg(OH)_2$ zu $Fe(OH)_2$ entspricht. Auch quantitativ besteht Übereinstimmung, da dem Abstand a in den Hydroxydgittern die Größe $\frac{1}{3} b_0$ der Chlorite (= Abstand der Ionen Mg , Fe , Al in der Ebene (001)) entspricht. $\frac{1}{3} b_0$ steigt von 3,06 Å (Leuchtenbergit) bis 3,12 Å (Bavalit). Beim reinen Fe -Endglied, dem Cronstedtit beträgt $\frac{1}{3} b_0$ 3,15 Å. Der Ersatz des Mg durch Al scheint kaum einen Einfluß auf die Dimensionen der Elementarzelle zu haben. Man erkennt dies z. B. beim Vergleich der Chlorite 1 und 2. Der Sheridanit unterscheidet sich vom Leuchtenbergit viel stärker durch seinen höheren Al -Gehalt als durch den geringen Fe -Gehalt. Denkt man an die Hydroxyde, so müßten a_0 und b_0 kleiner und c_0 größer als beim Leuchtenbergit sein. Es ist aber gerade umgekehrt. Ähnlich liegt es bei den Thuringiten von Schmiedefeld und Zirmsee. Ein Grund für diesen geringen Einfluß des Al -Ions dürfte sein, daß ja die »Maschenweite« der Hydroxydschichten im Chloritgitter mit der »Maschenweite« der Si -Tetraederschichten übereinstimmen muß. Der Abstand benachbarter Fe -, Mg - oder Al -Ionen innerhalb (001) muß dem Abstand benachbarter Si -Ionen entsprechen. Aus der Quarzstruktur ergibt sich für den $Si-Si$ -Abstand einer idealisierten Si_2O_5 -Schicht 3,10 Å. Dieser Abstand liegt näher an den a -Werten des $Mg(OH)_2$ und $Fe(OH)_2$ als an dem des $Al(OH)_3$. Die Abstände der Si_2O_5 -Schicht werden sich daher eher den $Mg(OH)_2$ - und

den $Fe(OH)_2$ -Schichten anpassen können als der engmaschigeren Hydrargillitschicht.

Da die Gitterkonstante der Chlorite also offenbar im wesentlichen durch den Gehalt an Ferroionen bestimmt werden, ist es möglich, aus der Größe von a_0 oder b_0 den Eisengehalt in erster Annäherung abzuschätzen. c_0 eignet sich hierzu weniger gut, wie die Fig. 3 zeigt. Die Ermittlung von b_0 ist auf Pulveraufnahmen relativ einfach, da die intensive Interferenz (060) leicht aufzufinden und zu vermessen ist. Bei der Untersuchung von sedimentären Eisenerzen kann dies von Nutzen sein, da es so möglich ist, durch Pulveraufnahmen technisch nutzlose Chlorite von solchen zu unterscheiden, die als Eisenerze verhüttbar sind. Zum Zweck einer ersten Abschätzung könnte man so zeitraubende chemische Analysen ersparen.

Ebenfalls vorwiegend durch den Eisengehalt wird die Höhe der mittleren Lichtbrechung bestimmt, wie dies ja Winchell (13) in seinen systematischen Untersuchungen über die optischen Eigenschaften der Chlorite gezeigt hat. Die in der Tabelle VI angeführten Werte für die Lichtbrechung der Thuringite wurden nach der Einbettungsmethode in Mischungen aus Nitrobenzol, α -Monobromnaphthalin und Methylenjodid im Na -Licht gemessen. Interessant ist der Wechsel des optischen Charakters. Während die eisenarmen Chlorite positiv sind, sind die eisenreichen negativ.

Der Chamosit stellt trotz seines sehr ähnlichen Aufbaues eine von den Chloriten abweichende Mineralphase dar. Da die Zusammensetzung des Chamosits von Schmiedefeld der des Thuringits von Schmiedefeld sehr nahe entspricht, kann der Chemismus wohl kaum die Ursache der andersartigen Struktur sein. Es müssen also wohl die Bedingungen der Mineralbildung sein, die einmal zum Chlorittyp und das andere Mal zum Chamosittyp führen. Dabei ist es besonders bemerkenswert, daß im Vorkommen von Schmiedefeld beide Minerale zusammen vorkommen. Die Chamositpartien des Lagers geben noch deutlich die alte sedimentäre Textur des Gesteins wieder. Der Chamosit bildet sehr feinschalige Ooide, die zwar oft stark zerdrückt sind, sich aber noch deutlich von der Grundmasse aus Siderit abheben und sich nach vorsichtigem Zertrümmern aus dieser herauslesen lassen. Die Thuringitschichten zeigen hingegen meist nur noch Andeutungen der alten Oolithtextur. Das ganze Gestein ist ein Aggregat von relativ großen Chloritblättchen. Oft ziehen sich Quarzadern durch das ganze Gestein, der Quarz ist vielfach von Thuringit durchsetzt. So ist die bereits von Berz (1) auf Grund petrographischer Beobachtungen geäußerte Annahme, daß der Chamosit das ursprüngliche Silikat dieses silurischen Sediments gewesen ist, nicht unwahrscheinlich. Durch Umkristallisation ist nach der Absenkung der Schichten in Gebiete höherer Temperatur

und höheren Druckes aus dem Chamosit der Chlorit entstanden. In einzelnen Schichten blieb der ursprüngliche Chamosit noch erhalten. Für die Deutung des Thuringits als ein metamorphes Umbildungsprodukt des Chamosits spricht auch die Tatsache, daß die Elementarzelle des Chamosits nach dem röntgenographischen Befund bei praktisch gleichem Atominhalt voluminöser ist als die des Thuringits. Der Abstand identischer Schichten ($d_{001} = c_0 \cdot \sin \beta$) voneinander ist bei beiden Mineralen etwa gleich. a_0 und b_0 des Chamosits sind aber deutlich größer (vgl. Fig. 3). Der Inhalt der Elementarzellen beträgt:

Thuringit, Schmiedefeld	698 Å ³
Chamosit, Schmiedefeld	705 Å ³

Demnach wäre der Chamosit die niederem Druck und der Thuringit die höherem Druck angepaßte Phase. Leider sind die Unterschiede so gering, daß sie in den Dichtebestimmungen von Jung (6, 7) nicht zum Ausdruck kommen. Es wird wohl kaum möglich sein, das spezifische Gewicht dieses schwer zu reinigenden und sehr feinblättrigen Materials mit der erforderlichen Genauigkeit zu bestimmen.

Zusammenfassung.

Die Thuringite von Schmiedefeld und vom Zirmsee, sowie der Bavalit aus der Bretagne haben Chloritstruktur und sind als die eisenreichen Endglieder der Chloritreihe anzusehen. Die Gitterkonstanten der Chlorite werden durch den Ferrogehalt bestimmt, so daß es in erster Annäherung möglich ist, den Eisengehalt der als Eisenerze wichtigen Thuringite aus Pulveraufnahmen zu ermitteln.

Der Chamosit von Schmiedefeld hat eine Struktur, die der Chloritstruktur zwar sehr ähnlich ist, von ihr aber abweicht. Für die Annahme, daß der Thuringit von Schmiedefeld ein metamorphes Umbildungsprodukt des Chamosits ist, spricht die Tatsache, daß die Elementarzelle des Chamosits bei gleichem Atominhalt voluminöser ist.

Die Chamosite von Nučie in Böhmen und von Planplatte, Oberhaslital, Kanton Bern (Schweiz) haben die gleiche Struktur wie der Chamosit von Schmiedefeld.

Die Untersuchung erfolgte im Rahmen gemeinsamer Arbeiten mit Prof. Correns, die von der Helmholtzgesellschaft in dankenswerter Weise unterstützt wurden.

Schrifttum.

1. K. C. Berz, Jahresber. und Mitt. des Oberrhein. geol. Vereins. Neue Folge **12** (1923) 20.
2. L. Cayeux, Les Minerais de Fer oolithiques de France. Fasc. I. Minerais de Fer primaires. Paris 1909. S. 183ff.
3. C. W. Correns und W. v. Engelhardt, Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-physik. Kl. 1941.
4. B. Gossner, Zbl. Mineral., Geol., Paläont. A **1935**, 195.
5. St. B. Hendricks, Amer. Mineralogist **24** (1939) 529.
6. H. Jung und E. Köhler, Chem. d. Erde **5** (1930) 182.
7. H. Jung, Chem. d. Erde **6** (1931) 275.
8. H. Jung, Chem. d. Erde **7** (1932) 594.
9. A. Lacroix, Minéralogie de France. Tome I, 400.
10. R. C. McMurchy, Z. Kristallogr. **88** (1934) 420.
11. J. Orceel, C. R. Acad. Sci. Paris **177** (1923) 271.
12. L. Pauling, Proc. nat. Acad. Sci. **16** (1930) 578.
13. A. N. Winchell, Amer. Mineralogist **13** (1928) 161.
14. E. R. Zalinski, Neues Jb. Mineral., Geol., Paläont. **1904**, Beil. Bd. XIX, 40.
15. V. v. Zepharovich, Z. Kristallogr. **1** (1877) 371; **2** (1878) 195.

Sedimentpetrographisches Institut der Universität Göttingen.

Eingegangen am 23. September 1941.
