

Zeitschrift:	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band:	53 (1973)
Heft:	2
Artikel:	Chemismus und physikalische Parameter einiger Chlorite aus der Grünschieferfazies
Autor:	Wetzel, Roger
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-41386

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 27.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Chemismus und physikalische Parameter einiger Chlorite aus der Grünschieferfazies

Von *Roger Wetzel* (Basel)*

Mit chemischen Analysen von *W. B. Stern* (Basel)

Mit 18 Figuren und 6 Tabellen

Summary

Mg/Fe ratio of chlorites from the middle- to high-grade greenschist facies comprises nearly the whole range of variation; but while most Fe-rich chlorites are alteration products, the ones with high Mg-content generally are primary phases. Al^{IV} content is in all of them relatively constant; exceptions are Al-poor penninites and clinochlores from serpentinites. Most of the chlorites are therefore chemically near the boundary between the two series daphnite-ripidolite-grochauite and brunsvigite-pycnochlorite-clinochlore, with ripidolites as the most abundant. Both Al^{VI} and Fe³⁺ increase with increasing content of Fe_{tot}. Fe-Mg and Al depend strongly on the composition of the host rock.

The composition of chlorites from the greenschist facies can be estimated satisfactorily by means of optical and especially well by means of x-ray data. Interference colours, sign of elongation, birefringence and relief are enough to classify approximatively these chlorites.

Inhaltsverzeichnis

Einleitung	274
Gesteine und Metamorphosegrad	274
Chlorite	276
Mikroskopische Beobachtungen	277
Chemismus	280
Korrelation physikalische Parameter–Chemismus	285
a) Optik und Dichte–Chemismus	286
b) Röntgendiffraktometrische Daten–Chemismus	287
c) Differential-Thermo-Analysen (DTA)–Chemismus	290
Zusammenfassung	293
Methoden und Fehler	293
Literaturverzeichnis	297

*) Adresse des Autors: PD Dr. R. Wetzel, Mineralogisch-Petrographisches Institut, Bernoullianum, CH-4056 Basel.

EINLEITUNG

Obwohl die Chlorite in allen Gesteinen der Grünschieferfazies als Hauptgemengteile auftreten können, wurden sie bisher in den westlichen Zentralalpen nicht systematisch untersucht (Ostalpen s. HÖDL, 1942). Die heterogenen Gesteine der Furgg-Formation (FF) aus der Monte-Rosa-Decke (WETZEL, 1972) boten sich als ideales Material zum Studium der Chlorite an. Einerseits konnten auf optischem Weg sehr verschiedene Chlorittypen identifiziert werden, andererseits sind die Chlorite relativ grobkörnig und schön ausgebildet, so dass sich die Separation nicht allzu schwierig gestaltet.

Ein Hauptanliegen dieser Arbeit ist die Korrelation der physikalischen Parameter der Chlorite mit ihrem Chemismus. Die Bestimmung des Chemismus mit Hilfe von physikalischen Größen bietet viele Vorteile und führt in einzelnen Fällen allein zum Ziel. Die Interpretation unserer optischen Daten nach dem Diagramm von HEY (1954) zeigt, dass die daraus abgeleiteten chemischen Werte bald mit den Analysendaten übereinstimmen, bald aber beträchtlich von den tatsächlichen Werten abweichen. Die Fe-Mg-Bestimmungen sind häufig relativ genau, währenddem die Si-Al^{IV}-Werte zu wünschen übriglassen. Die Verwendung der Diagramme von SHIROZU (1958), ALBEE (1962) und TRÖGER (1969) führt im allgemeinen zu besseren Resultaten. Die Abweichungen liegen zum Teil an der Ungenauigkeit der optischen Daten, zum Teil aber auch daran, dass zur Aufstellung dieser Diagramme Chlorite verschiedener Provenienz und Genese verwendet wurden, und dass dadurch zuviele chemische Variable mitspielen.

Chlorite aus genetisch vergleichbaren Gesteinen nehmen im Diagramm von HEY (1954; s. auch TRÖGER, 1969) ein relativ eng begrenztes Variationsfeld ein, mit anderen Worten, die chemischen Variablen sind reduziert. So schien es sinnvoll, die optisch unterscheidbaren Chlorittypen aus verschiedenen Gesteinen eines definierten, metamorphen Bereichs chemisch, optisch, röntgenographisch und mittels DTA zu untersuchen, und für diese Chlorite die chemischen mit den physikalischen Parameter zu korrelieren.

GESTEINE UND METAMORPHOSEGRAD

Da sowohl Gesteine als auch Metamorphose an anderer Stelle ausführlich beschrieben sind (WETZEL, 1970), können wir uns hier mit einer kurzen, schematischen Darstellung begnügen. Die meisten untersuchten Chlorite stammen aus der FF. Um eine möglichst grosse Variationsbreite der Chlorite zu erfassen, wurden Chlorite aus Glimmerschiefern, Prasiniten, Rodingiten, Serpentiniten, Chlorit-Aktinolithschiefern, Karbonatgesteinen und aus Klüften vom westlichen Ende, aus der Mitte und aus dem östlichen Teil der FF separiert

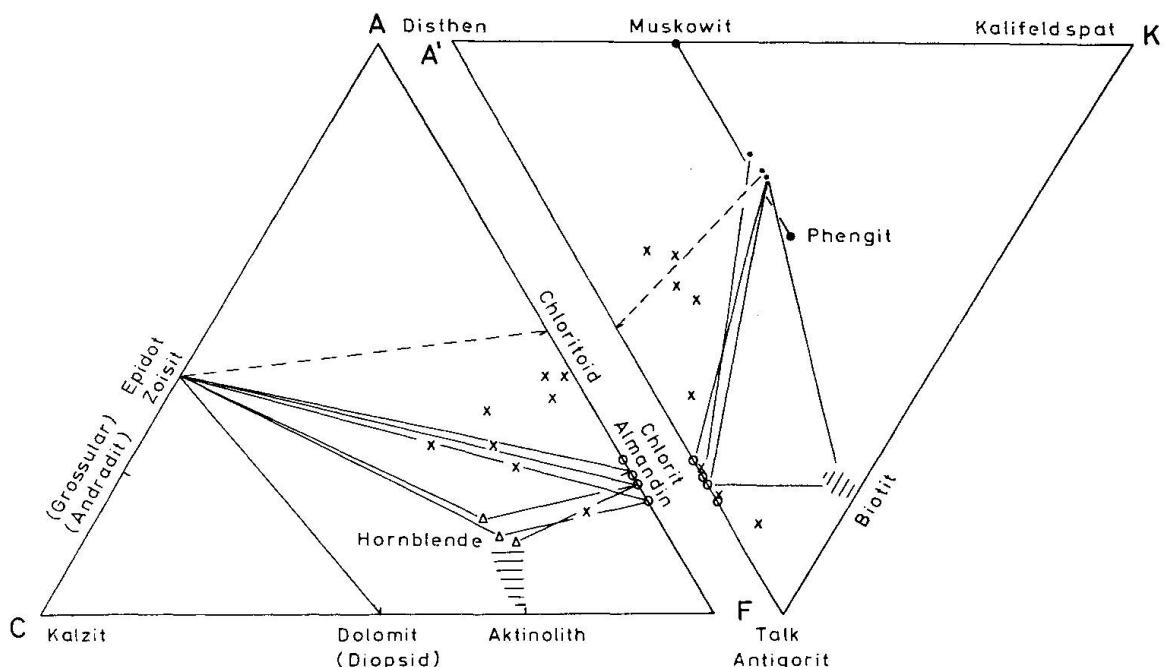


Fig. 1. ACF-A'KF diagramme mit den Gesteinsanalysen (Kreuze), ausgewählten Chloritanalysen (Ringe), Hornblendenanalysen (Dreiecke) und Hellglimmeranalysen (Punkte). In Klammern: Mineralien aus Rodingiten. Erklärung s. Text.

und analysiert. Modaler Mineralbestand und Fundort (Koordinaten der Schweiz. Landeskarte) dieser Gesteine sind auf Tab. 5 zusammengestellt.

Aus den ACF- und A'FK-Diagrammen (Fig. 1) kann man charakteristische Mineralien und Mineralparagenesen für Prasinit, Gneise und Glimmerschiefer ablesen. Nicht berücksichtigt sind Rodingite und Karbonatgesteine (s. Tab. 1); ebenfalls vernachlässigt ist der Karbonatgehalt (Dolomit und Kalzit) der Gesteine (Durchkreuzung von tie lines). Die ACF- und A'FK-Werte wurden nach den im jeweiligen Diagramm nicht dargestellten Mineralien korrigiert. Als zusätzliche Mineralien können auftreten: Quarz, Albit (bis Oligoklas) und Paragonit. Zu den ACF-A'KF-Diagrammen sind folgende Erläuterungen und Ergänzungen notwendig:

1. Almandinreicher Granat und Chlorit treten in Glimmerschiefern meist zusammen auf.
2. Chloritoid und Biotit schliessen sich nach dem A'FK-Diagramm (Al-Gehalt) gegenseitig aus (WINKLER, 1965); doch gibt es selten Glimmerschiefer, in denen Chloritoid und grünbraune Biotitschüppchen ohne unmittelbare Reaktionsbeziehung nebeneinander vorkommen (s. auch HALFERDAHL, 1961); auch Chloritoid und Fe-schlüssiger Dolomit treten manchmal im gleichen Gestein auf.
3. Obwohl die Glimmerschiefer F_{69} und F_{28} ins Feld Phengit-Disthen-Chloritoid fallen, führen sie keinen Disthen; das überschüssige Al in F_{69} steckt wahr-

scheinlich im Paragonit. Ausserdem tritt Chloritoid (als Einschluss in Granat) nur in zwei der fünf Gesteine auf, die nach dem Diagramm Chloritoid enthalten sollten. Daran dürfte die Gleichstellung von Mg und Fe für die Berechnung von F schuld sein¹⁾.

4. Kalifeldspat ist selten; die Hellglimmer sind Phengite, phengitische Muskowite oder Paragonite.

Tab. 1 zeigt häufige und charakteristische Mineralparagenesen der untersuchten Proben:

Tabelle 1

Glimmerschiefer:	Quarz – Phengit – Paragonit – Chlorit – Disthen (Leukophyllit) Quarz – Chlorit – Phengit – Paragonit Almandin \pm Chloritoid \pm Epidot \pm Karbonat \pm Albit Quarz – Chlorit – Phengit – Biotit \pm Albit \pm Epidot \pm Karbonat
Prasinit:	Chlorit – Epidot – Albit bis Oligoklas – aktinolithische bis gemeine Hornblende \pm Biotit
Rodingite:	Diopsid – Grossular – Andradit – Chlorit \pm Epidot \pm Hornblende \pm Kalzit
Serpentinite:	Antigorit – Forsterit – Brucit Antigorit – Diopsid – Forsterit (\pm Titanklinohumit) \pm Chlorit \pm Tremolit
Karbonatgesteine:	Dolomit – Kalzit – Chlorit – aktinolithische Hornblende \pm Epidot \pm Quarz \pm Biotit \pm Albit bis Oligoklas
Übergemengteile und Akzessorien:	Apatit, Erz, Titanit (Rutil), Turmalin, selten Zirkon

Nach WINKLER (1965) und TURNER (1968) sind diese Paragenesen kennzeichnend für die mittlere Grünschieferfazies bis zum Übergang Grünschieferfazies-Amphibolitfazies. Der Metamorphosegrad nimmt in der FF von W nach E in diesem Rahmen zu.

CHLORITE

Die Struktur der Chlorite lässt eine weitgehende, isomorphe Substitution verschiedener Ionen zu. In der verallgemeinerten Formel $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}^{\text{VI}})_{12}(\text{Al}^{\text{IV}}, \text{Si})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$, die auf MAUGUIN (1928, 1930) und PAULING (1930) zurückgeht, kann Si in Abhängigkeit des Fe-Gehalts beschränkt durch Al^{IV} ersetzt werden, andererseits sind Mg und Fe bei mittlerem bis hohem Al-Gehalt ($\text{Al}^{\text{IV}} \sim 2,0\text{--}3,0$) frei vertauschbar. Auf diesen beiden wichtigsten Substitu-

¹⁾ So kann man in Mg-Al-reichen, Fe-armen Gesteinen die Paragenese Phengit-Mg-Chlorit-Disthen (-Paragonit) antreffen.

tionsreihen beruhen die bisherigen Versuche, die Chlorite chemisch zu klassifizieren und zu benennen (besonders: WINCHELL, 1936; ORCEL et al., 1950; HÖDL, 1942; SERDYUCHENKO, 1953; HEY, 1954; FOSTER, 1962; TRÖGER, 1969). Da alle diese Systematiken sowohl den älteren Vorschlägen, d. h. der gebräuchlichen Nomenklatur, als auch den neu hinzugekommenen Erkenntnissen Rechnung tragen wollen, ergeben sich schon bei der Benennung nach dem Chemismus Mehrdeutigkeiten. Ist man gezwungen, die Chlorite nach optischen Daten zu benennen, so sind Vorbehalte angebracht.

Neben den Elementen, die in der verallgemeinerten Formel angeführt sind, können Chrom und Mangan (untergeordnet Nickel und Titan) im Chloritgitter eingebaut werden. Solche Chlorite sind teilweise mit Spezialnamen belegt, doch gibt es für sie bis anhin keine allgemein anerkannte Nomenklatur. Die Identifizierung von Mn- oder Cr-haltigen Chloriten ist nicht schwierig, da beide Elemente die physikalischen Eigenschaften der Chlorite stark beeinflussen: nach ALBEE (1962) zeigt ein Chlorit schon mit 0,69 Gew.-% Mn einen rosa Farbstich; allerdings ist anscheinend das Mn/Fe-Verhältnis entscheidender für die Farbänderung als der Mn-Gehalt. Auch geringe Cr-Gehalte verändern die optischen Eigenschaften der Chlorite deutlich (Tab. 2 und 6, F₄₁). Zudem sind Cr- und Mn-haltige Chlorite auf bestimmte Paragenesen beschränkt.

Wir bedienen uns im folgenden der Namen und der Systematik von HEY (1954) und TRÖGER (1969, S. 574); wir lassen jedoch mit FOSTER (1962) die Unterscheidung in Orthochlorite und Leptochlorite fallen. Dies deshalb, weil Ortho- und Leptochlorite aufgrund von physikalischen Größen nicht voneinander unterscheidbar sind, weil der Fe³⁺-Gehalt im allgemeinen mit steigendem Fe²⁺-Gehalt zunimmt und nicht zuletzt darum, weil die Genauigkeit der Fe₂O₃-Bestimmung oft zu wünschen übrig lässt. Überdies gebrauchen wir wo möglich die chemischen Chloritbezeichnungen.

Mikroskopische Beobachtungen

In Tab. 2 sind die mikroskopischen Beobachtungen an den Chloriten zusammengestellt. Die Gruppierung erfolgte anhand der Interferenzfarben, Doppelbrechung und Elongation. Die einzelnen Chloritgruppen sind durch Übergänge miteinander verbunden. Deshalb eignet sich die Tabelle lediglich zur ungefähren Bestimmung des Chloritnamens und -chemismus aufgrund des mikroskopischen Befundes.

Achsenwinkel und n_{β} der Gruppen VI und VII konnten infolge der geringen Grösse der Einzelkörner nicht oder nur angenähert bestimmt werden. Die Chlorite der Gruppe VII wurden noch nicht näher untersucht. Sie sind sehr selten und treten in kleinen Mengen auf. Als Alterationsprodukte von Epidot und Hornblende (z.T. aktinolithische Hornblende) sind sie sehr spät gebildet worden. Deshalb und wegen ihren optischen Eigenschaften besteht der Ver-

Tabelle 2. Beschreibung der Chloritgruppen

Name ¹⁾	Interferenz- farben ²⁾	$n_{\gamma} - n_{\alpha}$	Elong- ation	2V	n_{β}	Pleo- chroismus ²⁾ Absorbtion
I Brunsvigit Aphrosiderit bis Fe-Ripidolith	anomal violett- blau, hellblau bis bläulich- weiss	-0,002 bis -0,008	+	2V _x klein bis 0°	> ~ 1,636	intensiv grün- gelblich Z > X ≈ Y
II Fe-Ripidolith bis Ripidolith (z. T. Fe- Pyeno- chlorit)	anomal braun bis braunviolett und dunkelviolett, oft bläulich an Korn- grenzen und Spaltrissen	etwa -0,002 bis +0,004	+	2V _x ~ 5° bis 2V _z ~ 5° (-15)	~1,620 bis ~1,636	grün-gelblich X ≈ Y > Z
III Ripidolith (z. T. Pyeno- chlorit)	schwach anomal grünlich grau oder bräunlich- grau bis braungrau	etwa 0,004 bis 0,008 (bis 0,010?)	-	2V _z 0°-35°	~1,600 ~1,620	graugrün bis hellgrün X ≈ Y > Z
IV Grochauit Klinochlor (z. T. Mg- Pyeno- chlorit)	normal hellgrau bis weiss	0,008 bis 0,011	-	2V _z 0°-20°	~1,585 bis ~1,600	farblos bis grünlich farblos X ≈ Y > Z
Sheridanit	normal weiss bis gelblich, I. Ordnung	0,010 bis 0,012	-			farblos
V Klinochlor bis Pennin (schwach Cr-haltig)	anomal oliv bis dunkel- braun, oft violette bis bläuliche Ränder und Spaltrisse	0,002 bis 0,005	-	2V _z	bis ~1,585	bläulich-rosa (orange) X ≈ Y > Z
VI Cr-haltiger Pennin (Cr-Pennin?)	anomal braun- violett-purpur- blau, gelb	± 0,001	- bis +	?	?	schwach grünlich bis farblos-rosa
VII ?	anomal dunkel- blau, schwarzblau bis schwarzbraun	-0,001 (-0,006)	+	2V _x ~ 0° ?	≤ 1,600 ?	ganz schwach gelblichgrün- lich; kaum pleochroitisch

*¹⁾ als Orthochlorite nach HEY (1954)

*²⁾ durchschnittliche Dünnschliffdicke 27 μ

Korngrösse in mm, Ausbildung	Herkunft	Einschlüsse und Verwachsungen	Vorkommen
—0,2 (bis 1); manchmal feinschuppige, radialstrahlige Aggregate sehr selten deformiert	aus dunkelolivbraunem bis dunkelrotbraunem Biotit, dunkelblaugrüner Hornblende und Granat (mit Epidot); meist hysterogen	Einschlüsse von Kl.Zo, Gr, Ap, Karb, Hgl; häufig feinkörnige Tit-Ru-Häufchen; Übergänge in Chlorite II und VII; z. T. leuchtend gelbbraun gefärbt (oxydiert?)	Fe-reiche Amphibolite, Gneisse; in grobspäten Albittiten aus Zwickel- und Spaltenfüllung
0,1 (0,01–0,3); Schüppchen, selten deformiert, Pseudomorphosen nach Granat	aus Granat (+ Tit, Erz, Hgl, \pm Bi), aus dunkelolivem Biotit und aus leuchtend braunem Biotit in Amphiboliten; meist hysterogen	ausser Erz Einschlüsse selten; verwachsen mit Granat, Biotit, Hellglimmer; Übergänge in Chlorit I und III	Glimmerschiefer, Gneisse, Mylonite, seltener Granatamphibolite
sehr feinkörnig bis 1 mm und grösser; schuppig, blättrig bis faserig; Pseudomorphosen nach Granat, oder zusammen mit Hellglimmer nach Chloridoid; in Klüften radialstrahlig, selten deformiert	aus olivbraunem und braunem Biotit \pm Erz, aus Chloritoid, aus Granat zusammen mit Erz, Epidot, Hellglimmer, \pm Bi; aus pargasitischer und blaugrüner Hornblende (\pm Epidot, Erz, Hellglimmer, Karbonat); auch authigen	Einschlüsse: Erz, Karbonat, Apatit, Titanit, selten Turmalin; in Rodingiten Diopsid, Granat, Epidot; verwachsen mit Hellglimmer, Granat, Chloritoid, Biotit	alle Gesteine ausser Ultramafitite
0,2–0,5 (0,01-mehrere mm); oft sparrig-nadelig, z. T. radialstrahlig, häufig verbogen und zerschert	aus Zoisit zusammen mit Hellglimmer und Karbonat in Karbonatgesteinen von Saas- bis ins Lorancatal; ? aus hellbraunem Biotit in Prasiniten oder pargasitischer Hornblende; auch authigen	Einschlüsse selten: Erz, v.a. an Spaltissen, Titanit, Epidot, Hornblende; in Chlorit-Aktinolithschiefer vom Furggtal gegen Albit korrodierte Korngrenzen	Karbonatgesteine, Chlorit-(Aktinolith-)schiefer; Kalksilikatfelse (selten in Prasiniten oder Amphiboliten)
			Leukophyllit
0,1–0,3; z. T. rundliche Porphyroblasten bis über 1 cm; schuppig, radialstrahlig; auch garbenförmig z. T. deformiert	aus Talk, bzw. Antigorit? auch authigen	Einschlüsse von Erz (an Spaltissen), Tremolit, Diopsid; oft von Erzkörnchen umsäumt, verwachsen mit Antigorit	Serpentinite, Diopsidfelse, Talk-Chloritschiefer, Antigorit-Tremolit-Karbonat-Chloritschiefer
zusammen mit Magnetit sehr feinkörnige Aggregate als Linsen und Schmitzen \parallel S gelängt (Pseudomorphosen nach Cr-Spinell?)	zusammen mit Magnetit aus Chromspinell?	Chloritaggregate mit Erz bestäubt und häufig mit unregelmässig geformtem Erzkern	nur in Serpentiniten und Diopsidfelsen
sehr feinkörnige Aggregate; Linsen und Schmitzen \parallel S gelängt; Pseudomorphosen nach Hornblenden und Epidot	aus Hornblende und Epidot zusammen mit Karbonat, sehr wenig grünlichem oder bräunlichem Biotit; \pm Titanit, Ru	Übergänge in Chlorite I und III	selten; karbonatreiche Gneisse vom Saas- bis in Lorancatal; in Amphiboliten auf Zerrklüften \perp S

dacht, dass es sich um ein Mineral der Alumoserpentinfamilie (oder Sudoit?) handelt.

Nicht selten beobachtet man im gleichen Gestein verschiedene Chlorite nebeneinander; so in Granatglimmerschiefern, in denen der mit Granat vergesellschaftete und auf dessen Kosten gewachsene Chlorit ein Fe-Ripidolith bis Aphrosiderit ist (braunviolette bis violettblaue Interferenzfarben), während der mit dem Phengit verwachsene Chlorit ein Ripidolith mit leicht anomalen Interferenzfarben ist. In karbonatreichen Gneisen kann auch Chlorit der Gruppe VII zusammen mit Ripidolithen vorkommen.

Manchmal sind die Chlorite der Gruppen I bis III (sehr selten IV) stellenweise, besonders an Spaltrissen bräunlich bis braun gefärbt. Diese Kernpartien zeigen eine hohe Doppelbrechung (bis JF II Ordnung), starke Dispersion und undulöse Auslöschung. Es handelt sich dabei nicht um Partien, die durch Biotit ersetzt wurden, sondern das Fe^{II} ist an diesen Stellen des Chlorits oxydiert und teilweise als Eisenerz ausgeschieden worden (Oxychlorite, CHATTERJEE, 1966, S. 325). Die Oxydation ist vermutlich verwitterungsbedingt. Diese «Oxychlorite» sind wohl von den Leptochloriten (engl. «oxidized chlorites») zu unterscheiden.

Chemismus

In der Tab. 6 sind die Formelkoeffizienten auf die wasserfreie Basis von 28 O angeführt. Da die analytisch bestimmten H₂O-Gehalte gegenüber den theoretischen fast durchwegs zu hoch liegen, sind die Formelkoeffizienten auf die Basis 36 (O, OH) für Si, Al^{VI}, Fe und Mg niedriger als theoretisch erwartet. Die Unterschiede können für Si und Al so beträchtlich sein (Δ Si \leq 0,29; Δ Al^{VI} \leq 0,55), dass sich je nach Berechnungsmethode für denselben Chlorit verschiedene Namen ergeben. Die zu hohen Wassergehalte erklären sich nach den DTA-Aufnahmen durch einen Rest von Absorptivwasser, welches die Chlorite erst bei etwa 200°C freizusetzen beginnen (vgl. Fig. 17, S. 292). In der folgenden Diskussion werden die Formelkoeffizienten auf die Basis von 28 O verwendet.

Mit Ausnahme der Chlorite VII sind alle unterschiedenen Chloritgruppen zumindest durch Teilanalysen belegt. Die untersuchten Chlorite sind im Diagramm von HEY (1954) dargestellt (Fig. 2).

Die meisten Chlorite fallen in die Felder der Ripidolithe (Si-reiche Seite) und der Pyknochlorite. Seltener sind Sheridanite, Klinochlore und Pennine; letztere sind an spezielle Paragenesen gebunden (Tab. 2).

Der Si- bzw. Al^{IV}-Gehalt der Chlorite ist relativ konstant, während das Fe/Mg-Verhältnis nahezu die ganze mögliche Variationsbreite umspannt. Ausnahmen machen nur die sehr Mg-reichen, mit Magnetit und Chromit assoziierten Pennine bzw. Klinochlore der Serpentinite. Verbindungsglieder zwischen

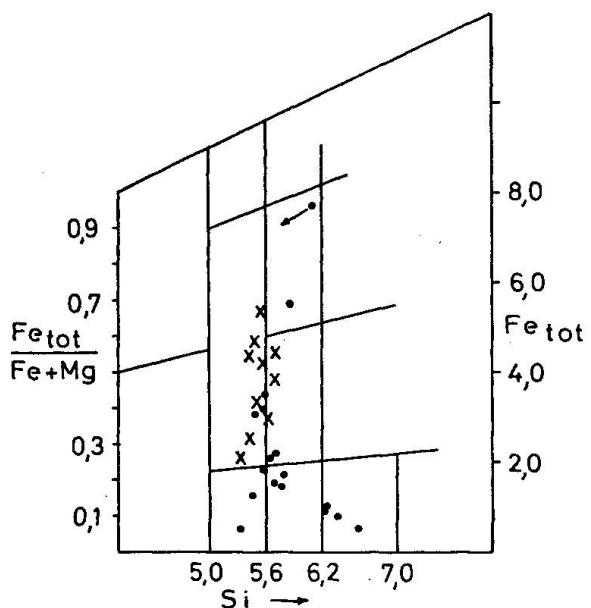


Fig. 2. Diagramm nach HEY (1954). Punkte: Chlorite mit < 4 Gew.-% Fe_2O_3 ; Kreuze: Chlorite mit > 4 Gew.-% Fe_2O_3 . F_{111} und F_{87} berücksichtigt (Tab. 6); Fe-reichster Chlorit F_{111} nach optischen Daten (zu niedriges Al^{IV} ?).

diesen Al^{IV} -armen Chloriten und den übrigen Chloriten scheinen zu fehlen. Aus der Anordnung der Chlorite im Diagramm von HEY wird die starke Abhängigkeit des Chloritchemismus vom Gesteinschemismus (bzw. des Minerals, auf dessen Kosten Chlorit entsteht) deutlich (Tab. 2; TRÖGER, 1969; ALBEE, 1962).

Al^{VI} variiert von $\sim 1,5$ bis $2,7$ Al pro Formeleinheit; mit $\sim 2,10$ – $2,60$ ²⁾ liegt das Al^{IV} in einer für Chlorite sehr häufigen Größenordnung. Nach BRADLEY (1959) stellt $\text{Al}^{IV} \sim 2,0$ – $3,6$ ein optimaler Bereich für trioktaëdrische Schichtsilikate dar.

Weitere Information über den Chloritchemismus enthält Fig. 3, in welche die Chlorite nebst den analysierten koexistierenden Hornblenden und Hellglimmer eingetragen sind (Hornblendeanalysen s. WETZEL, 1970; Hellglimmer in Vorbereitung).

Mg-reiche Chlorite enthalten relativ weniger Al^{VI} und Fe^{3+} . Mit einer Ausnahme (F_{102}) sind die Chlorite Fe-reicher als die koexistierenden Hornblenden. Die blaugrüne Hornblende des Prasinit F_{102} ist von aktinolithischer Hornblende ummantelt und ist damit wahrscheinlich älter als der Chlorit (WETZEL, 1973).

Die Fig. 4–7 beschreiben den Chemismus der Chlorite anhand der Formelkoeffizienten.

Fig. 4 zeigt eine positive Korrelation zwischen Fe_{tot} und Fe^{3+} , welche auch für Fe^{2+} – Fe^{3+} gilt. Dies hat TRÖGER (1969) dazu geführt, die Grenze Lepto-Orthochlorite mit Fe_{tot} zu verschieben. Unerwartet ist die Aussage der Fig. 5. Aufgrund von theoretischen Erwägungen nahmen wir an, dass der Fe-

²⁾ Ausgenommen die Chlorite der Serpentinite.

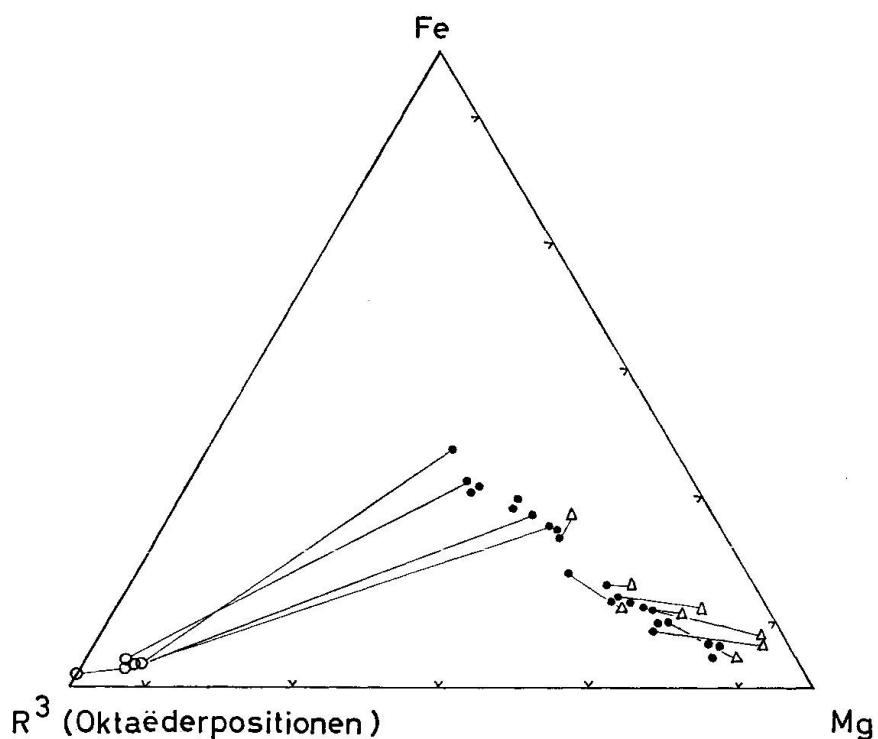


Fig. 3. Fe^{2+} – $(\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{VI})$ – Mg -Dreieck aufgrund der Formelkoeffizienten. ● Chlorite; ○ Hellglimmer; △ Hornblenden. Koexistierende Mineralpaare sind verbunden.

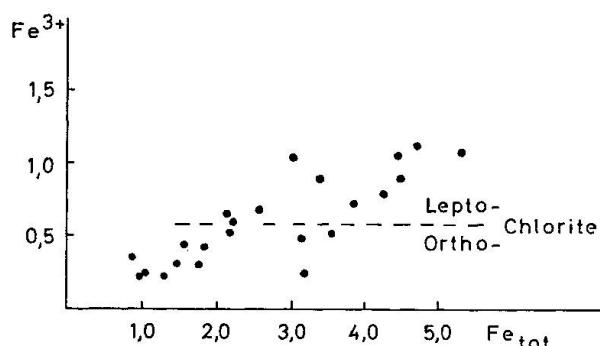


Fig. 4. Fe^{3+} – Fe_{tot} (Formelkoeffizienten); die gestrichelte Linie gibt die Grenze zwischen Ortho- und Leptochloriten nach HEY (1954) an.

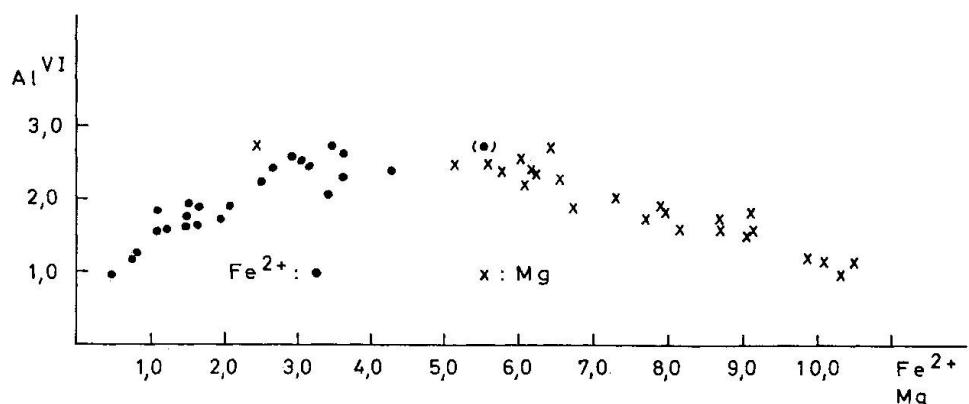


Fig. 5. Al^{VI} aufgetragen gegen Fe^{2+} bzw. Mg (Formelkoeff.). In Klammer Chlorit D₁ (Mikrosondenanalyse).

Gehalt der Chlorite mit dem Al^{IV} -Gehalt zusammenhängt, wie dies bei Hornblenden beobachtet wurde (RAMBERG, 1952; WETZEL, 1973). Fe verändert sich jedoch nicht oder nur schwach mit dem Al^{IV} ; dagegen nimmt bei unseren Chloriten Al^{VI} mit steigendem Fe^{+2} zu: Mg-arme, Fe-reiche Chlorite enthalten viel Al^{VI} ; dabei stellt $\text{Al}^{\text{VI}} \sim 3$ eine obere Grenze dar. Unsere Korrelationen $\text{Al}^{\text{VI}}\text{-Fe}$, Mg sind nach Vergleichen mit Literaturdaten (FOSTER, 1962; DEER, HOWIE and ZUSSMAN, 1962) nicht allgemein gültig. Die Chlorite der unteren Grünschieferfazies (MCNAMARA, 1965) passen ebenfalls in dieses Bild, wenn auch Al^{VI} bei hohen Fe^{+2} -Werten stärker streut. Demgegenüber konnte ALBEE (1962) für die gesamte Chloritfamilie keine Beziehung zwischen $\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$ und Al feststellen.

Wegen der verschiedenen Steigungen der Kurven $\text{Al}^{\text{VI}}\text{-Fe}^{+2}$ und $\text{Al}^{\text{VI}}\text{-Mg}$ ergibt sich bei grösseren Fe^{+2} -Werten formelmässig ein erhöhtes Defizit an Oktaëderpositionen (ideal $\sum \text{VI} = 12$). Diese Leerstellen sollten in unserem Fall durch Fe^{3+} aufgefüllt werden. Bei ausgeglichenener Ladungsbilanz ist $\text{Al}^{\text{IV}} \approx \text{Al}^{\text{VI}} \pm \text{Fe}^{3+}$; d. h., bei $\text{Al}^{\text{IV}} > \text{Al}^{\text{VI}}$ muss Fe^{3+} ins Gitter eingebaut werden, um ein Ladungsgleichgewicht zwischen Tetraëder- und Oktaëderschichten zu erreichen. Restliches Al^{VI} und Fe^{3+} kann ausserdem Mg oder Fe^{+2} im Verhältnis 2 : 3 ersetzen. In diesem Fall findet man $\frac{\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+}}{2}$ -Leerstellen in den Oktaëderpositionen (FOSTER, 1962; TRÖGER, 1969). Andrerseits hält ALBEE (1962) Leerstellen für wenig wahrscheinlich, da im Mittel $(\text{Al} + \text{Cr})^{\text{VI}}\text{-Al}^{\text{IV}}$ nahe bei Null liegt; Abweichungen hiervon erklärten sich eher durch zu hohe OH-Werte; zudem werde der Ladungssüberschuss durch Fe^{3+} im wesentlichen durch den Verlust an H^+ ausgeglichen.

Da die Wassergehalte mit einem grossen Fehler behaftet sind (H_2O^+ und H_2O^-), wollen wir uns im folgenden nicht auf sie stützen (S. 291).

In den Fig. 6 und 7 kommen Ladungsbilanz und Substitutionen bei den analysierten Chloriten zur Darstellung. Aus Fig. 6 kann man entnehmen, dass sehr wenige Chlorite eine ausgeglichene Ladungsbilanz aufweisen. In Übereinstimmung mit Chloritanalysen aus der Literatur ist bei der Mehrzahl der Chlorite $\text{Al}^{\text{IV}} > \text{Al}^{\text{VI}}$, so dass Fe^{3+} (vereinzelt Cr^{3+}) nötig ist, um die Tetraëderschicht zu neutralisieren. Häufig übersteigt aber der Fe^{3+} -Gehalt diese Nachfrage, so dass die Oktaëderpositionen ladungsmässig überfüllt sind. Al^{IV} und Al^{VI} gehen nicht parallel.

In der Fig. 7 ist auf der Abszisse $(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+}) - \text{Al}^{\text{IV}}$ gegen die Abweichung der Zahl der Oktaëderpositionen von der Idealsumme 12 (Ordinate) aufgetragen. Die Chlorite ordnen sich etwa entlang einer Geraden $y = -\frac{1}{2}x$. Ausnahme macht der Chlorit F_{35} (zuwenige Oktaëderpositionen und Ladungsdefizit), dessen Dichte zu niedrig ausgefallen ist und der auch punkto optische Daten aus der Reihe tanzt (Fig. 8, 9). Fig. 7 bestätigt einerseits die Beobachtung FOSTERS, dass R^{2+} durch R^{3+} im Verhältnis 3 : 2 ersetzt werden kann,

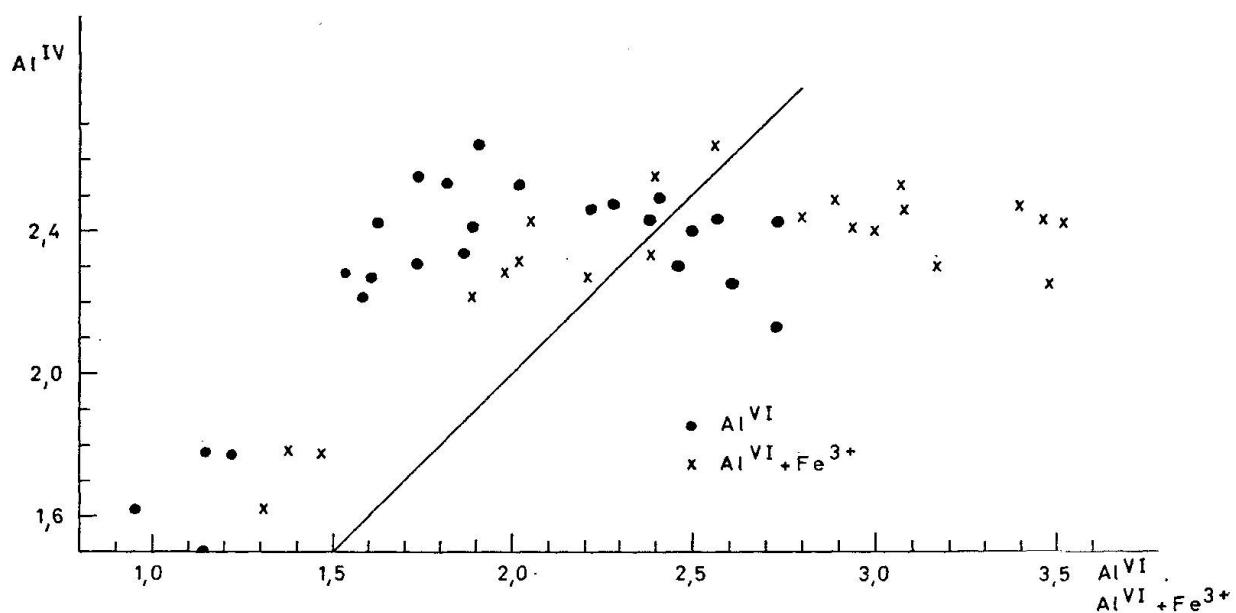


Fig. 6. Al^{IV} gegen Al^{VI} bzw. $\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+}$ (Formelkoeff.). Chlorite mit $\text{Al}^{\text{IV}} = \text{Al}^{\text{VI}}$ kommen auf die Linie zu liegen.

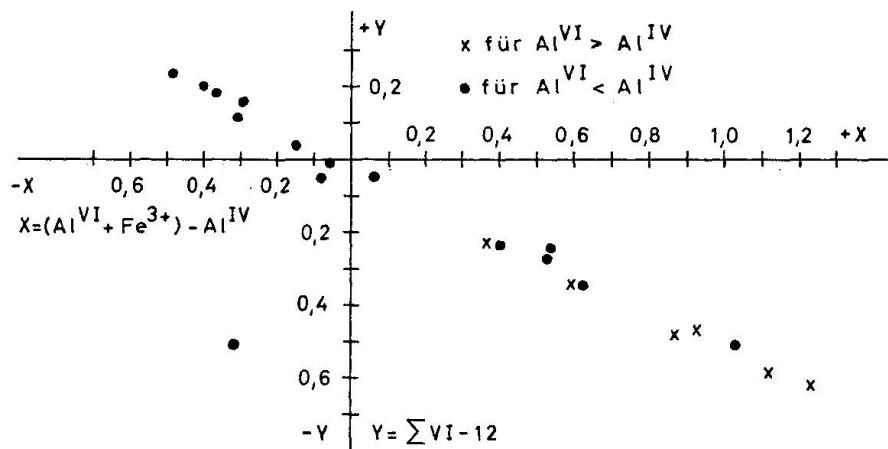


Fig. 7. Beziehung von Ladungsbilanz (X-Achse) zur Besetzung der Oktaederpositionen (Y-Achse).

und dass ein positives (oder negatives) Ladungsgleichgewicht $(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+}) - \text{Al}^{\text{IV}}$ durch $\frac{(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+}) - \text{Al}^{\text{IV}}}{2}$ Leerstellen in den Oktaëderpositionen ausgeglichen wird. Mit anderen Worten, die Chloritformel verändert sich bei unseren Chloriten in Abhängigkeit vom Chemismus. Bei Fe-reichen Chloriten beträgt $\sum \text{VI} < 12$, bei Mg-Chloriten $\sum \text{VI} > 12$, und nur für Chlorite mit $\text{mg} \sim 78$ (siehe Tab. 6) stimmt die Idealformel.

Da Si der Chlorite (abgesehen von jenen aus Serpentiniten) wenig variiert, ist die Ionensubstitution vorwiegend auf die Oktaëderschicht beschränkt. Dabei ist die wichtigste Substitution, der Ersatz von Mg durch Fe^{2+} , mit einer Zunahme des Al^{VI} verbunden. Im allgemeinen steigt mit dem Fe^{2+} auch der

Gehalt an Fe^{3+} an. Ladungsmässig wird der erhöhte Anteil an dreiwertigen Ionen durch Leerstellen ausgeglichen.

Korrelation physikalische Parameter—Chemismus

Die zuverlässigsten physikalischen Parameter für die Bestimmung des Chloritchemismus sind die röntgenographisch ermittelten Lagen der (00l) und (0k0) Reflexe. Weniger genau sind Dichtebestimmungen und optische Daten. Noch schlechtere Resultate ergeben die Intensitätsverhältnisse von Basisreflexen $\frac{J_{(002)} + J_{(004)}}{J_{(003)}}$ und schliesslich die Lage des exothermen Peaks von DTA-Aufnahmen. Für die Ermittlung des Chemismus ist die Kenntnis eines Brechungsindex, der Dichte, $d_{(005)}$, $d_{(060)}$ und $\frac{J_{(002)} + J_{(004)}}{J_{(003)}}$ vergleichs wegen vorteilhaft. Am besten bestimmt man den Chlorit zuerst u. d. M., um Cr- oder Mn-Chlorite auszuscheiden. Sofern nur $d_{(001)}$ - und $d_{(0k0)}$ -Werte zur Bestimmung herangezogen werden, sollte zuerst der Al-Gehalt an Hand von $d_{(005)}$ abgeschätzt werden,

Tabelle 3. Regressionsgleichungen ($y = mx + c$) für die Korrelation zwischen optischen, röntgenographischen und DTA-Daten und Chloritchemismus (eigene Werte)

		Korrelationskoeffizient	
<i>a) Optische Daten</i>			
FeO _{tot} (Gew.-%)	$-n_\alpha$	$n_\alpha = 1,572 + 0,00199 \cdot (\text{FeO}_{\text{tot}})$	$r = 0,979$
*FeO _{tot}	$-n_\gamma$	$n_\gamma = 1,580 + 0,00185 \cdot (\text{FeO}_{\text{tot}})$	$r = 0,957$
FeO _{tot}	$-n_\gamma - n_\alpha$	$n_\gamma - n_\alpha = 0,0131 - 0,000359 \cdot (\text{FeO}_{\text{tot}})$	$r = -0,844$
mg	$-n_\alpha$	$n_\alpha = 1,667 - 0,000882 \cdot (\text{mg})$	$r = -0,973$
mg	$-n_\gamma$	$n_\gamma = 1,668 - 0,000813 \cdot (\text{mg})$	$r = -0,943$
<i>b) Dichte</i>			
FeO _{tot} (Gew.-%)	$-D$	$D = 2,629 + 0,0117 \cdot (\text{FeO}_{\text{tot}})$	$r = 0,953$
mg	$-D$	$D = 3,207 - 0,00547 \cdot (\text{mg})$	$r = -0,955$
<i>c) Röntgenographische Daten</i>			
Al ^{IV}	$-d_{(001)} \text{ \AA}$	$d_{(001)} = 14,68 - 0,222 \cdot (\text{Al}^{\text{IV}})$	$r = -0,859$
Al ^{IV}	$-d_{(005)} \text{ \AA}$	$d_{(005)} = 2,929 - 0,0396 \cdot (\text{Al}^{\text{IV}})$	$r = -0,846$
Al _{tot}	$-d_{(005)} \text{ \AA}$	$d_{(005)} = 2,909 - 0,0166 \cdot (\text{Al}_{\text{tot}})$	$r = -0,952$
*Fe ²⁺	$-d_{(060)} \text{ \AA}$	$d_{(060)} = 1,535 + 0,0029 \cdot (\text{Fe}^{2+})$	$r = 0,979$
*Fe ²⁺	$-b_0 \text{ \AA}$	$b_0 = 9,208 + 0,0177 \cdot (\text{Fe}^{2+})$	$r = 0,976$
*Fe _{tot}	$-d_{(060)} \text{ \AA}$	$d_{(060)} = 1,534 + 0,0026 \cdot (\text{Fe}_{\text{tot}})$	$r = 0,938$
Fe _{tot}	$\frac{J_{(002)} + J_{(004)}}{J_{(003)}}$	$\bar{J} = 1,59 + 0,77 \cdot (\text{Fe}_{\text{tot}})$	$r = 0,942$
Fe _{tot}	$\frac{J_{(002)} + J_{(004)}}{J_{(003)}}$	$\bar{J}_{\text{korr.}} = 2,24 + 0,27 \cdot (\text{Fe}_{\text{tot}})$	$r = 0,696$
		korrigiert	
<i>d) DTA-Daten</i>			
mg	— Lage des exothermen Peaks (T)	$T^{\circ}\text{C} = 805 + 0,73 \cdot (\text{mg})$	$r = 0,883$

* Ohne Chlorite aus Serpentiniten.

da geringe Al-Werte die Basisabstände Mg-Chlorite anscheinend beeinflussen können.

In den nachfolgenden Figuren kommen die Beziehungen zwischen Chemismus und physikalischen Parametern der Chlorite zur Darstellung. Die Werte sind in der Tab. 6 zusammengetragen. Methoden und Fehler werden auf S. 293–296 diskutiert. Die graphisch ermittelten Korrelationen zwischen Chemismus und physikalischen Daten sind in der Tab. 3 auf der Basis von least square Regressionsgleichungen zusammengefasst.

a) Optik und Dichte–Chemismus:

Brechungsindizes, Doppelbrechung und Dichte sind vor allem durch den Fe/Mg-Gehalt, bzw. das Mg/Fe-Verhältnis der Chlorite bestimmt. Allerdings verändert fallender Al-Gehalt die Doppelbrechung (und die Interferenzfarben) in ähnlicher Weise wie steigender Fe-Gehalt. Schwierigkeiten bei der genaueren Bestimmung des Al^{IV} nach optischen Daten dürften u. a. durch diese beiden Tatsachen begründet sein.

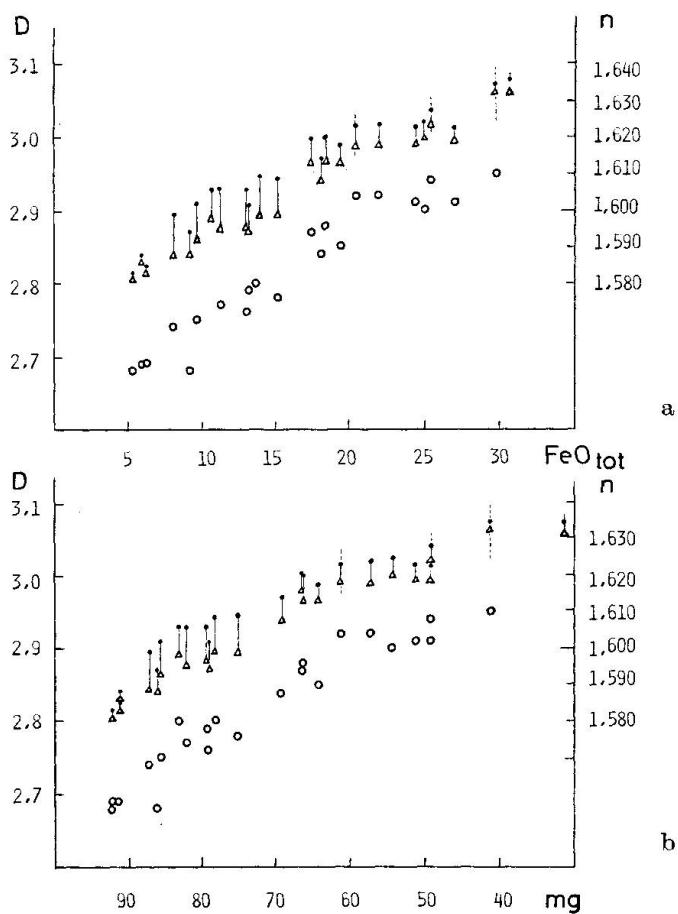


Fig. 8a, b. Korrelation Dichte (D) bzw. Brechungsindizes (n) zu FeO_{tot} (Fig. 8a) und mg (Fig. 8b). Der Chlorit F_{35} zeigt eine zu geringe Dichte und Doppelrechnung. \circ = Dichte zu FeO_{tot} bzw. mg.

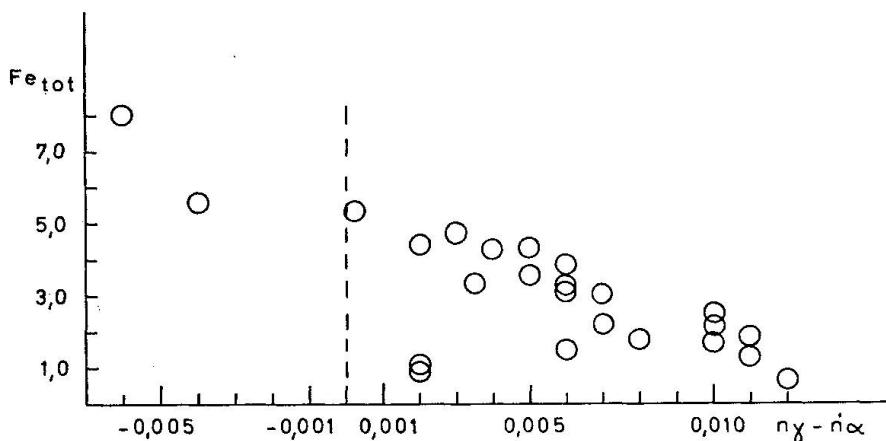


Fig. 9. Abhängigkeit F_{tot} (Formelkoeff.) von der Doppelbrechung. Gestrichelte Linie: $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0$. Auch die röntgenographisch bzw. optisch bestimmten Chlorite F_{87} und F_{111} sind in die Figur aufgenommen.

Da besonders in Glimmerschiefern Chlorite mit sehr unterschiedlichem Fe-Gehalt nebeneinander vorkommen können, ist die Bestimmung von diskreten Brechungsindizes und Doppelbrechung häufig unmöglich. Die Variationsbreite der Brechungsindizes wurde in diesen Fällen gestrichelt angegeben (Fig. 8). Der niedrige Al-Gehalt der Chlorite aus Serpentiniten wirkt sich nicht auf die Brechungsindizes, wohl aber auf die Doppelbrechung aus.

b) Röntgendifferenzdaten-Chemismus

Alle analysierten Chlorite sind trioktaëdrisch und gehören nach den Intensitätsverhältnissen der (20l)-Reflexe dem Polytyp IIb an (BROWN and BAILEY, 1962). Bei diesen Chloriten kann man nach zwei Bestimmungsmethoden vorgehen. Die eine Methode, welche von BRINDLEY and GILLERY (1956), SCHOEN (1962) und PETRUK (1964) entwickelt wurde, benutzt die Intensitäten von Basalreflexen oder deren Intensitätsverhältnis, um die Zahl und Verteilung der schweren Atome in den Oktaëderpositionen zu ermitteln. Diese Methode ist vom präoperativem Vorgang und von der Probe abhängig (GOTTARDI, 1967). Ausserdem muss nach PETRUK (1964) der Einfluss einer eventuell asymmetrischen Besetzung der Oktaëderschichten korrigiert werden (S. 293). Die $\frac{J_{(002)} + J_{(004)}}{J_{(003)}}$ Werte unserer Chlorite ergeben eine vernünftige Korrelation zum F_{tot} , unkorrigiert besser als korrigiert (Fig. 10). Beide Korrelationen differieren jedoch von der Kurve, die PETRUK (1964) theoretisch errechnet und anhand von 29 Beispielen belegt hat. Die entsprechenden, theoretischen Kurven von SCHOEN (1962) und BRINDLEY et al. (1956) stimmen übrigens weder mit unserer noch mit jener von PETRUK überein, besonders für Fe-reiche Chlorite.

Die Mehrzahl der Chlorite besitzt nach dem $\frac{J_{(003)}}{J_{(005)}}$ -Verhältnis eine asymmetrische Verteilung der schweren Atome auf die talkähnliche bzw. brucit-

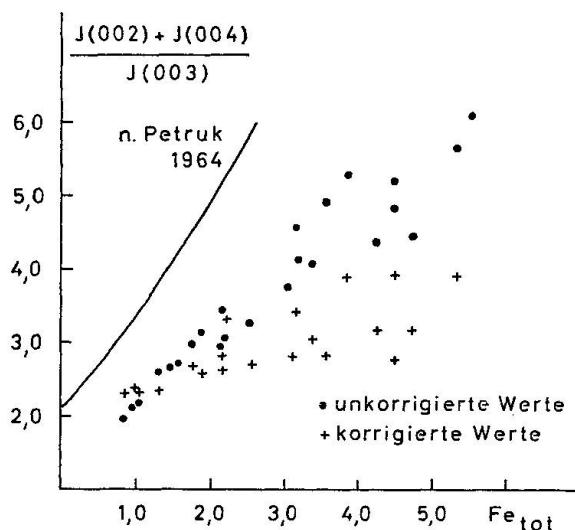


Fig. 10. Beziehung zwischen Intensitätsverhältnis von Basisreflexen $\frac{J_{(002)} + J_{(004)}}{J_{(003)}}$ und Fe_{tot} . ● gemessene Werte; + nach PETRUK (1964) korrigierte Werte (p. 287, 296).

ähnliche Oktaëderschicht (PETRUK, 1964). Bei $\frac{J_{(003)}}{J_{(005)}} \sim 3,3$ liegt eine symmetrische Verteilung vor (rel. Mg-reiche Chlorite). Je Fe-reicher ein Chlorit ist, desto mehr schwere Atome sind in der talkähnlichen Oktaëderschicht angereichert. Nur bei den Mg-reichsten Chloriten weist $\frac{J_{(003)}}{J_{(005)}}$ darauf hin, dass schwere Atome in der brucitähnlichen Schicht überwiegen.

Die Methode der Intensitätsmessung brauchen wir mit Vorteil zur Verifizierung der Resultate der zweiten Methode, welche auf der Lage geeigneter Peaks beruht. Der Baselaabstand $d_{(001)}$ wird mit steigendem Ersatz $Si-Al^{IV}$ kleiner, da dadurch die Bindungskräfte zwischen Tetraëder- und Oktaëderschichten zunehmen (GRUNER, 1944; BANISTER and WHITTARD, 1945;

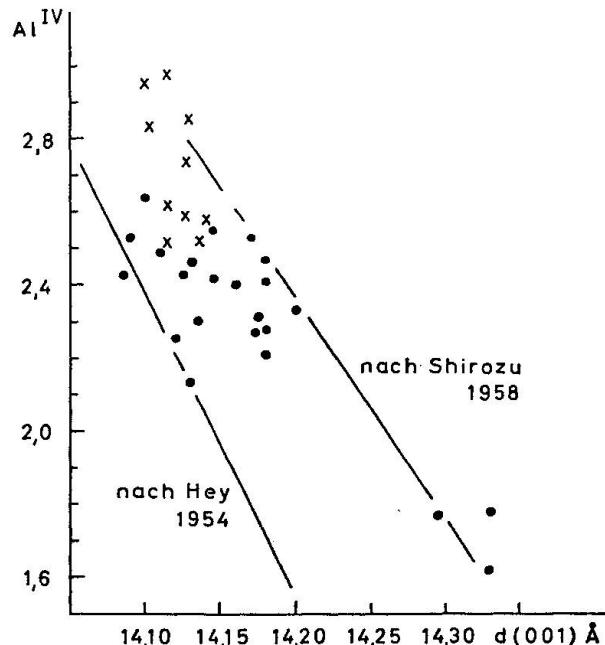


Fig. 11. Lage des Basisreflexes $d_{(001)}$ in Abhängigkeit vom Al^{IV} . ● eigene Werte, × McNAMARA (1965).

BRINDLEY and GILLERY, 1956). Die Korrelation $\text{Al}^{\text{IV}} - d_{(001)}$ (Fig. 11) ist unbefriedigend, passt aber in den Rahmen der beiden Kurven von HEY (1954) und SHIROZU (1958).

Die grosse Streuung erklärt sich z.T. durch die Ungenauigkeit der $d_{(001)}$ -Werte, andererseits durch den variierenden Anteil von Fe^{3+} und Al^{VI} in den Oktaëderpositionen. Fig. 12 zeigt, dass geringere Al^{VI} -Gehalte als $\text{Al}^{\text{VI}} \sim 2,2$ den Basalabstand stärker beeinflussen.

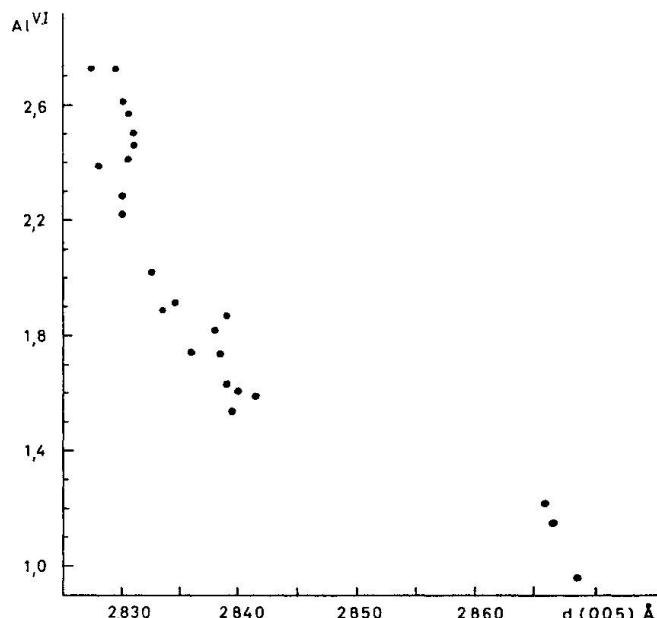


Fig. 12. Lage der (005) Linie in Abhängigkeit von Al^{VI} .

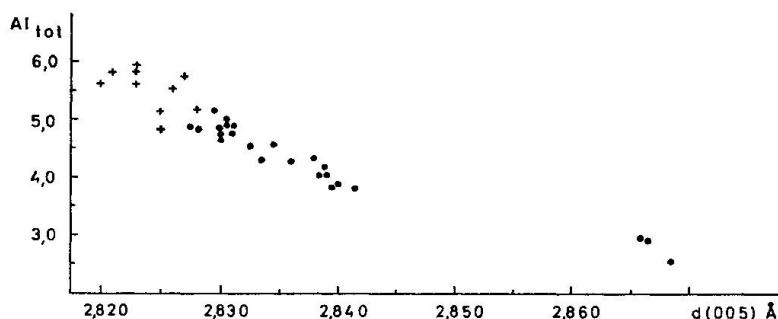


Fig. 13. Al_{tot} (Formelkoeff.) gegen $d_{(005)}$. ● eigene Werte; + McNAMARA (1965).

Eine bessere Korrelation ergibt sich zwischen Al_{tot} und dem in $\text{k}\alpha_1$ und $\text{k}\alpha_2$ aufgespaltenen $d_{(005)}$ -Reflex (Fig. 13). Diese Kurve entspricht etwa der Kurve $(\text{Al}_{\text{tot}} + \text{Cr}) - d_{(001)}$ von ALBEE (1962), stimmt aber nicht mit der experimentell ermittelten Korrelation an synthetischen Mg-Chloriten überein (Einfluss des Fe?; NELSON and ROY, 1958).

Der Gitterparameter b_0 bzw. $d_{(060)}$ hängt bei mittleren Al-Gehalten hauptsächlich vom $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ der Chlorite ab (HEY, 1954). Von den Ionen-

grössen aus ist verständlich, dass Al^{VI} -arme und Mg -reiche Chlorite relativ erhöhte $d_{(060)}$ -Werte aufweisen. Der Ionenradius von Fe^{3+} ist beinahe gleich gross wie jener von Mg^{2+} (0,64 bzw. 0,65 Å); daraus erklärt sich die leichte Verschiebung und Drehung der Kurve $\text{Fe}_{\text{tot}} - d_{(060)}$ gegenüber der Kurve $\text{Fe}^{2+} - d_{(060)}$ (Fig. 14 und 15).

Ein reiner Fe^{2+} -Chlorit ($\text{Fe}_{\text{tot}} = \text{Fe}^{2+}$) hat ein etwas grösseres $d_{(060)}$ als ein Fe^{3+} -haltiger Chlorit, wenn beide Chlorite gleichviel Fe_{tot} (und Al^{VI}) enthalten. $\text{Fe}^{2+} - d_{(060)}$ liegt nahe bei der entsprechenden Kurve von SHIROZU (1958). Von den übrigen Literaturdaten passen jene von BROWN (1967), ZEN (1960), KEUSEN (1972) und besonders jene von McNAMARA (1965) gut in die hier wiedergegebenen Korrelationen, während die Röntgendiffraktionsdaten von IWASAKI (1963), NICOLAS (1966) und DUNOYER DE SEGONZAC (1969) weit streuen.

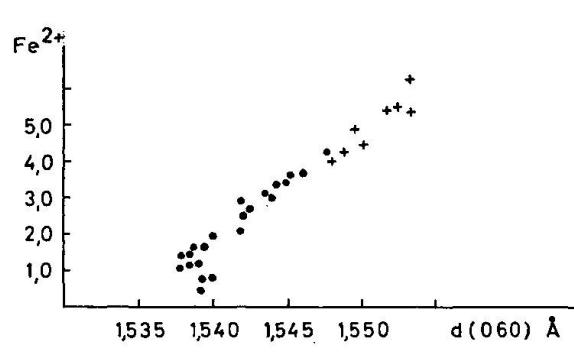


Fig. 14. Fe^{2+} gegen $d_{(060)}$. Die drei abweichenden Punkte sind Chlorite aus Serpentiniten.
● eigene Werte; + McNAMARA (1965).

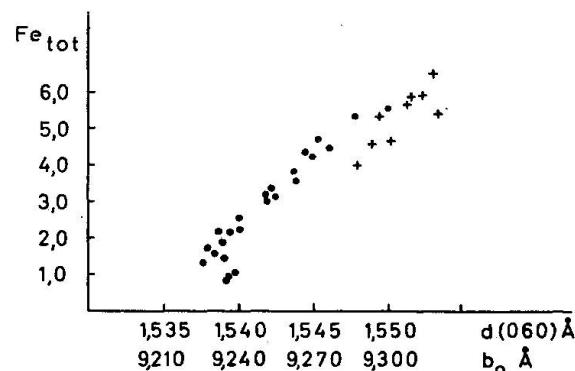


Fig. 15. Fe_{tot} (Formelkoeff.) abgetragen gegen $d_{(060)}$ bzw. b_0 . Vgl. Fig. 14. Die Chlorite von McNAMARA enthalten im allgemeinen bedeutend weniger Fe^{3+} als unsere Chlorite.

c) Differential-Thermo-Analysen (DTA)-Chemismus

Von allen total analysierten Chloriten wurden DTA-Aufnahmen gemacht (S. 291). Die DTA-Kurven sind auf Fig. 18, S. 292, dargestellt; Peaklagen und Peakintensitäten sind der Tab. 4 zu entnehmen.

Chlorite sind verschiedentlich mit Hilfe der DTA untersucht worden, sei es, um Rückschlüsse auf den Chloritchemismus zu ziehen oder um die Chlorite grob zu klassifizieren (CALLÈRE et HÉNIN, 1957; LAPHAM, 1958; PHILLIPS, 1963; TRÖGER, 1969). Obwohl diese Methode sehr von der Arbeitsmethodik, vom Apparaturen und von der Probenbeschaffenheit bestimmt wird, lassen sich die Thermoefekte der DTA-Diagramme heute verhältnismässig gut interpretieren, so dass ein Rückschluss auf den Chloritchemismus möglich erscheint.

Alle analysierten Chlorite zeigen einen starken, endothermen Peak (Tab. 4, Nr. 1) zwischen ~ 630 und 700°C und einen im allgemeinen schwächeren

Tabelle 4. *DTA-Aufnahmen der Chlorite (Maxima und Intensitäten J)*

Peaks	Endotherm			Exo- therm	Endo- therm					
	1	2	3	4	5	J ₁	J ₂	J ₃	J ₄	J ₅
Hb ₃	640°	—	—	850°	—	460	—	—	110	—
F ₅₆	655	(815)	840	860	—	285	65	75	210	—
F ₈₂	637	—	832	850	—	330	—	30	310	—
F ₁₀₂	635	—	830	850	—	470	—	50	230	—
F ₄₅	650°	800	850	865°	—	320	85	90	290	—
F ₃₂	640	780	840	860	—	190	80	30	190	—
F ₆₉	635	—	—	845	—	400	—	—	130	—
F ₈₉	645°	—	—	835	—	290	—	—	160	—
F ₈₈	645	—	—	850	—	500	—	—	250	—
F ₂₈	645°	—	—	840	—	360	—	—	100	—
F ₇₁	650	800	855	870	—	385	40	95	395	—
F ₉₄	665°	—	840	870	885	270	—	70	80	?
F ₃₆	665	—	~860	875°	890°	320	—	80	50	10
F ₅₅	640	810	855	870	?	180	110	70	200	?
F ₉₆	660°	—	840–845	865°	—	355	—	90	170	—
F ₅₂	655	?	850	865	—	290	?	115	200	—
S ₁₇	695	—	820	860	875	400	—	20	70	30
S ₁₈	695°	—	830	860	—	440	—	40	80	—
F ₂₂	705°	—	870	885?	—	530	—	40	80	—
F ₆₆	645	760	—	845	—	405	60	—	430	—
F ₈₄	650	—	—	840	—	450	—	—	340	—
F ₄₀	650	—	—	845	—	435	—	—	170	—

exothermen Peak zwischen $\sim 830^\circ$ und 880°C (Nr. 4). Dem ersten Peak entspricht nach BRINDLEY and ALI (1950) der Zerfall der Brucitschicht (teilweise Entwässerung unter Erhaltung der Struktur); der exotherme Effekt ist auf die Kristallisation neuer Phasen zurückzuführen. Bei sehr Fe- oder Mg-reichen Chloriten ist dieser Peak schwach ausgebildet. Zwischen diesen beiden grossen Peaks tritt ein weiterer endothermer Effekt auf (Nr. 2 und 3), währenddem das restliche H_2O abgegeben wird und das Chloritgitter zerfällt. Bei Fe-reichen Chloriten kann dieser Effekt verschwinden und bei mittleren (bis hohen) Mg-Gehalten verdoppelt sein (nicht bei Penninen). Zusätzliche, schwache, endotherme Effekte (Nr. 5) beobachtet man vereinzelt nach der exothermen Reaktion; fast alle Chlorite zeigen zwischen 100° und 500°C ein bis zwei schwache, endotherme Effekte, die durch die Abgabe von Adsorptivwasser erklärt werden. Die Abgabe dieses H_2O erfolgt bei den einzelnen Chloriten zu verschiedenen Temperaturen und in unterschiedlichen Temperaturintervallen. Die Intensität der Effekte lässt, abgesehen vom Gesagten, anscheinend keinen unmittelbaren Zusammenhang zum Chemismus erkennen; die Lagen des grössten endothermen und des exothermen Peaks hingegen stehen in direkter Beziehung zum Fe/Mg-Gehalt der Chlorite (Fig. 16, 17).

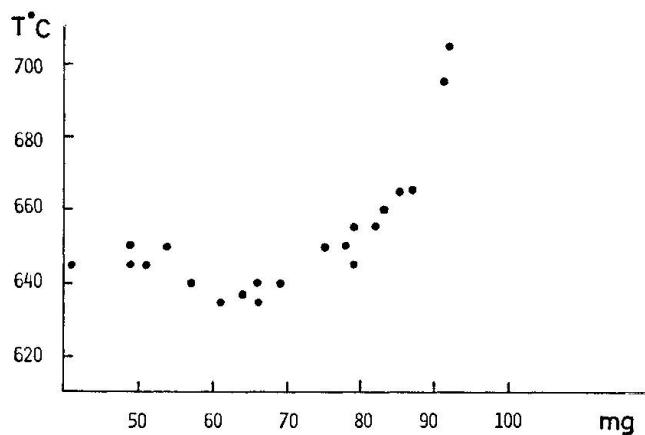


Fig. 16. Lage des stärksten, endothermen Effekts in Abhängigkeit von mg. Werte s. Tab. 4, p. 291.

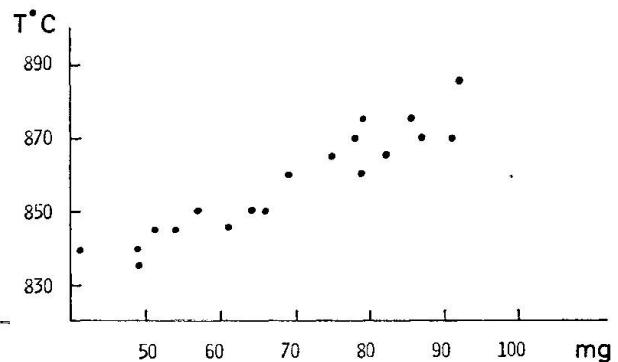
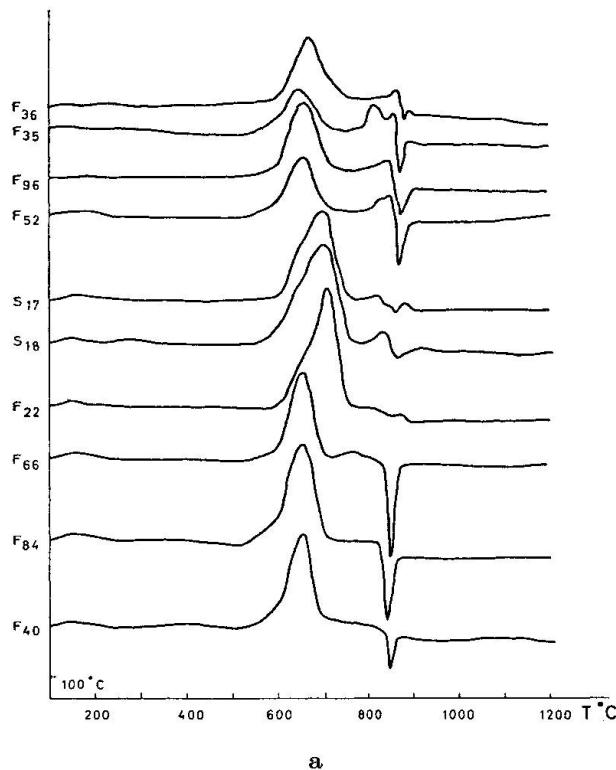
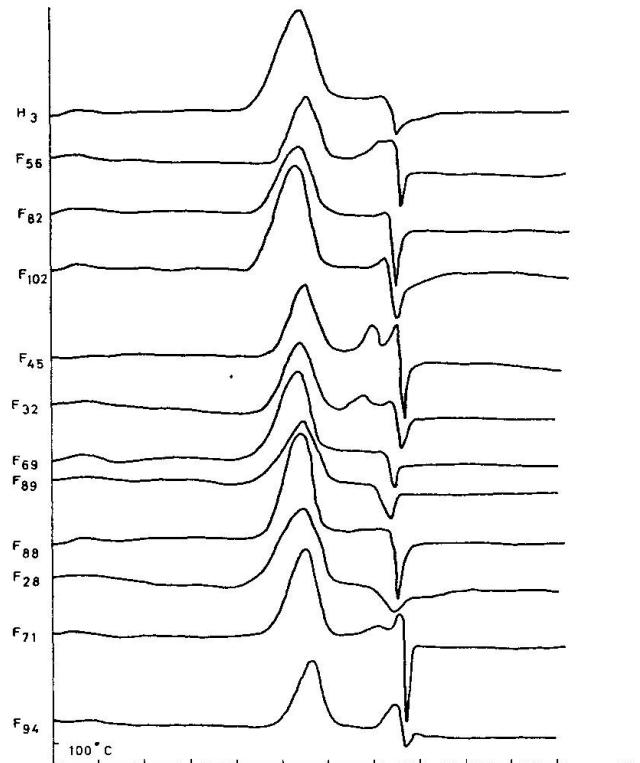


Fig. 17. Lage des exothermen Peaks im Verhältnis zu mg. Werte s. Tab. 4, p. 291.



a



b

Fig. 18a, b. DTA-Diagramme der Chlorite. Endotherme Peaks weisen nach oben, exotherme nach unten. Vgl. Text.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Chlorite aus dem Bereich der mittleren Grünschieferfazies bis zum Übergang zur Amphibolitfazies der Monte-Rosa-Decke haben mittlere Al^{IV} -Gehalte; sie entsprechen hierin etwa der Formel, die TURNER (1968) als Durchschnitt für Chlorite der Grünschieferfazies angibt. Sie sind jedoch nicht so Al-reich, wie man es nach WINKLER (1965) aufgrund der Reaktion 3 Muskowit + 5 Prochlorit \rightarrow 3 Biotit + 4 Al-reicherer Chlorit + 7 Quarz + 4 H_2O in der Biotitzone erwarten könnte. Ihr im allgemeinen relativ konstanter Al^{IV} -Gehalt ($\sim 2,1\text{--}2,6 \text{ Al}^{\text{IV}}$ pro Formeleinheit) stellt sie an die Grenze der Reihen Daphnit-Ripidolith-Grochauit und Brunsvigit-Pyknochlorit-Klinochlor. Das Mg/Fe-Verhältnis variiert innerhalb weiter Grenzen in Abhängigkeit vom Gesteinschemismus bzw. vom Chemismus des Minerals, aus welchem sich der Chlorit bildet. Der Al^{VI} -Gehalt nimmt mit steigendem Fe-Gehalt zu, ohne dass damit eine Abnahme von Si gekoppelt ist. Bei Ladungsungleichgewicht zwischen Tetraäder- und Oktaäderschicht wird der Ladungsausgleich durch Unter- oder Überbesetzung der Oktaäderschicht erreicht. Der niedrige Al-Gehalt der Pennine und Klinochlore aus den Serpentiniten zeigt, dass nicht nur Mg-Fe, sondern auch Al durch den Gesteinschemismus beeinflusst wird. Die Al-armen Chlorite sind nicht durch Zwischenglieder mit den Al-reicherden Chloriten verbunden.

Durch die Reduktion der chemischen Variablen in einem mineralogisch und genetisch definierten Gebiet ist es möglich, optische, röntgenographische und DTA-Daten der Chlorite zuverlässig mit dem Chemismus zu korrelieren, wobei die röntgenographischen Methoden den optischen überlegen sind. Doch kann selbst der mikroskopierende Mineraloge den Chloritchemismus anhand von Interferenzfarben, Doppelbrechung und Elongation (unter Umständen Relief) gut abschätzen.

Anknüpfend an diese Methoden und Daten ergeben sich nun die Fragen nach der Beziehung zwischen Gesteinschemismus und Chloritchemismus, nach dem Verhältnis der Chlorite zu den koexistierenden Mineralien, nach den Reaktionen, an denen Chlorite beteiligt sind und nach der Abhängigkeit des Chloritchemismus von den Metamorphosebedingungen. Eine Antwort auf diese Frage soll in einer Fortsetzung zu dieser Arbeit gesucht werden.

METHODEN UND FEHLER

Chemische Analysen

Die Totalanalysen wurden auf einer Phillips-Röntgenfluoreszenzapparatur ausgeführt. Die FeO -Bestimmung erfolgte tritrimetrisch, die H_2O -Bestimmung mittels Glühverlust. Der Fehler bei den Hauptelementen sollte $\leq 0,5 \text{ Gew.-\%}$

Tabelle 5. *Modalbestände*

	Gestein	Koordinaten	Quarz	Albit-Oligoklas	Hellglimmer	Chlorit
D1	Albitfels	639.702/99.825	10-15	80	1-3	5
Hb3	Albitfels	640.625/100.188	15	80	v	≤ 5
F ₅₆ *	Rodingit	631.075/92.137				30
F ₃₅ *	Rodingit	650.588/105.750			v	
F ₈₂ *	Ovardit	631.150/92.137	1-2	70	v	10-15
F ₁₀₂ *	Prasinit	643.300/101.600		5-40		15-25
F ₄₅	Prasinit	650.426/105.396		45		24
F ₃₂	Prasinit	650.200/105.532		25		37
F ₁₁₁	Granatamphibolit	646.625/103.240	20-30	5-20		v
F ₆₉	Glimmerschiefer	631.163/92.291	50	20	15	6
F ₈₉	Glimmerschiefer	640.625/99.975	40	10	35	10
F ₈₈	Schiefergneiss	640.652/100.050	15-20	20-30 (inkl. Kfsp.)	10-20	15-20
F ₂₈	Glimmerschiefer	650.000/105.400	35-40	3-5	40-45	5-10
F ₈₇	Leukophyllit	640.25/99.625	75-80		5	10-15
F ₇₁ *	Marmor	631.125/92.323				v
F ₉₄ *	Marmor	643.400/101.150				10
F ₃₆ *	Akt. Dolomitfels	650.850/105.532				0-10
F ₅₅ *	Chlorit-Akt.schiefer	630.125/92.038				30
F ₉₆ *	Chlor-Akt.schiefer	643.326/101.171				v
F ₅₂ *	Chlor-Akt.schiefer	651.700/105.00				20
S ₁₇ *	Di-Chloritfels	630.788/92.077				~ 50
S ₁₈ *	Trem-Chlor-Ant.schiefer	630.788/92.077				v
F ₂₂ *	Chlorit-Di-fels	651.600/105.125				0-10
F ₄₁	Serpentinit	650.525/105.750				1-3
F ₆₆	Kluftchlorit	631.200/92.075				~ 100
F ₈₄	Kluftchlorit	640.415/101.000				~ 100
F ₄₀	Kluftchlorit	650.015/105.400				~ 100

Modalbestände in Vol.-% geschätzt ($\pm 10\%$)

* Modalbestand sehr variabel

betrugen. Bei den Mikrosondenanalysen des Chlorits D₁ dürfte der FeO_{tot}-Gehalt, beim Chlorit F₄₁, der Cr-Gehalt im Vergleich mit Literaturdaten zu tief liegen.

Dichte

Die Dichte wurde mittels Pyknometer bei 22°C bestimmt. Max. Fehler: $\pm 0,01$ g/cm³.

Optische Daten

Die Brechungsindizes gelten für Na-Licht; Immersionsmethode nach STECK et al. (1968); n_{β} ist schwierig zu bestimmen. Max. Fehler für n_{γ} : $\pm 0,001$;

Biotit	Kar-bonat	Epidot	Granat	Diopsid	Horn-blende	Tur-malin	Erz	Übrige
1-2	v						v v	Tit, Ru, Ap Ru
	v	5-10 v	30 45	30 45	v		v	Tit viel Ap, Tit
5	2-5	1-3 15-30	v		15-36	v	2-5	Ap, Ru Tit, Ru
4		8			15		v	Tit, Ru, Ap
5		7			20		v	Tit, Ru, Ap
	5	v	20-40		20		5-8	Ap (bis 5), Ru, Rit
	2-5 1-2	1-2 v	5-10			v	1-2 v	Ap, Ru, Tit (Chloritoid) Ap, Ru
1-2	8	v				v	v	Ru, Ap
		v	5				v (v)	(Chloritoid), Ru, Ap Disthen (5-8); Ru, Ap
	v 80 30-40	v			10 50-60		v v	Tit, Ru Tit
v	v				70 v 80		v v v	Tit, Ru Ru Tit
				45-50 v 90-95 10-15	1-5 v		v 5 5-10	Antigorit Antigorit Antigorit (70), Olivin (5), Ti-Klinohumit
							v v v	

n_{α} : $\pm 0,002$. Doppelbrechung als Differenz $n_{\gamma} - n_{\alpha}$; max. Fehler $\pm 0,003$; $2V$ für weisses Licht mit Hilfe eines geeichten Messokulars; Fehler max. $\pm 5^\circ$.

Röntgendiffraktometrische Daten

Feingemahlenes ($d \sim 30 \mu$, max. 160μ) Pulverpräparat auf ausgehöhltem Glasträger ohne spezielle Vorbereitung. Phillipsdiffraktometer, auf Silizium geeicht; Cu-K α -Strahlung. Fe-reiche Chlorite ergeben mit Cu-Strahlung ein schlechtes Peak-Background-Verhältnis und breite Linien. Der Gitterparameter b_0 ist aus $d_{(060)}$ berechnet.

max. Fehler $d_{(001)}$: $d \pm 0,015$; $d_{(005)}$: $d \pm 0,0013$; $d_{(060)}$: $d \pm 0,0005$.

$J_{(001)}$: Peakhöhe minus Untergrund. Korrektur für asymmetrische Verteilung der schweren Atome auf talkähnliche und brucitähnliche Oktaëderschicht nach

$$\text{PETRUK (1964): } J_{\text{sym}}^{(003)} = J_{\text{gemessen}} \left(\frac{(55,5)^2}{\left(55,5 - \frac{J_{(003)}}{J_{(005)}} \times 12,3 \right)^2} \right).$$

Differential-Thermo Analyse

Von jeder Probe wurde etwa die gleiche Menge feingemahlenes Chloritpulver ($d \sim 30 \mu$, max. 160μ) auf einer DTA-Apparatur Typ Holderbank auf über 1100°C erhitzt. Aufheizungsgeschwindigkeit: $10^\circ/\text{Min.}$; Scaler $0,5\text{--}2 \text{ mV}$; Dämpfung 2.

Die zylinderförmigen Hohlräume für die Probensubstanz wurden lagenweise von unten nach oben mit etwa $\frac{1}{5} \text{ Al}_2\text{O}_3$ -Pulver, $\frac{2}{5}$ Probensubstanz und $\frac{2}{5} \text{ Al}_2\text{O}_3$ -Pulver gestopft; zusammen mit drei Messproben ein Leerlauf mit Al_2O_3 ; Temperaturmessung (T-Verlauf ab $\sim 100^\circ\text{C}$ linear) mit Al_2O_3 gefülltem Zylinderhohlraum. Der relativ grosse Verbrauch an Probensubstanz liess nur bei einem Chlorit (F_{66}) eine Doppelbestimmung zu. Die beiden Diagramme sind beinahe identisch (ΔT Peaklagen $\leq 5^\circ$; Δ Intensitäten $\leq 20^\circ$). PHILLIPS (1963) gibt an, dass mit seiner Ausrüstung Peaklagen innerhalb $\pm 10^\circ\text{C}$ reproduzierbar sind, während die Peakhöhe ziemlich weit variieren kann. Peaklagen und Peakintensitäten können sich bei Chloriten in Abhängigkeit der Korngrösse ausserordentlich verändern (SABATIER, 1950).

Verdankung

Für die Chloritanalysen, die teilweise anderswo publiziert sind (WETZEL, 1970), bin ich Herrn PD Dr. W. B. Stern zu grossem Dank verpflichtet. Vielen Dank schulde ich auch Herrn Prof. Dr. H. Schwander für die Mikrosondenanalysen. Frau R. Mähler verdanke ich die Bestimmung der FeO-Werte, Dichten und der Glühverluste. Für die Durchsicht des Manuskripts, für Diskussionen und liebenswürdige Unterstützung danke ich den Herren Prof. Dr. E. Wenk, Dr. H. Ulbrich und Prof. Dr. P. Bearth sehr herzlich. Nicht vergessen bleibt die Mühe von Frau S. Lüthi beim Schreiben des Manuskripts.

No.	Name ^{*)}	Hb3	F56	F35	F82	F102	F45	F32	F69	F89	F88	F38	F71	F94	F36	F55	F96	F32	S17	S18	F22	F41 ^{**)}	F65	F6	F9	F10 ^{**}	F11 ^{**}	F12 ^{**}					
	Fe-Pyro- chlorit	Ripidol- ithit	Fe-Pyro- chlorit	Klino- chlor	Ripidol- ithit	Ripidol- ithit	Ripidol- ithit	Ripidol- ithit	Ripidol- ithit	Fe-Ripidol- ithit	Fe-Ripidol- ithit	Ripidol- ithit	Gro- schauit	Klino- chlor	Fe-Ripidol- ithit																		
SiO ₂	27,3	27,3	29,0	29,8	27,2	26,6	27,0	27,6	27,0	27,2	26,2	29,7	27,2	28,8	29,7	28,3	29,4	32,1	32,2	33,9	32,8	26,0	26,4	25,8	25,8	25,8	25,8	25,8					
Al ₂ O ₃	19,2	19,3	16,6	15,5	20,1	18,0	19,6	19,6	19,6	20,7	19,2	19,5	19,5	19,4	18,0	17,7	17,4	12,2	13,1	11,6	11,3	11,3	11,3	11,3	11,3	11,3	11,3	11,3	11,3	11,3			
FeO ₃	30,7	30,7 (FeO _{tot})	13,0	9,7	7,4	14,6	15,3	11,4	17,6	17,1	23,9	9,7	6,8	4,4	1,5	3,0	1,6	1,7	2,5	1,6	5,0	5,0	7,1	6,6	6,6	6,6	6,6	6,6	6,6				
MnO	10,8	16,5	27,6	31,6	20,0	20,6	25,6	22,2	18,0	13,5	19,7	11,9	26,8	32,2	31,6	26,9	30,0	29,5	34,9	34,3	38,7	35,5	14,3	14,5	14,5	14,5	14,5	14,5	14,5				
MgO			0,2	0,1		0,1				0,2		0,1				0,1																	
CaO																																	
Na ₂ O																																	
K ₂ O			0,1																														
TiO ₂			0,2		0,2																												
H ₂ O			13,7	12,9	12,9	13,6	14,5	12,7	13,3	13,8	13,7	13,1	12,0	100,8	100,1	99,6	100,1	100,0	100,1	99,8	99,8	100,4	99,3	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7	99,7		
S			88,0	99,8	100,1	100,3	100,6	100,0	99,1	99,9	99,9	99,6	100,1																				
Formelkoeffizienten auf die Basis von 28 O; OH nach FORSTER (1962)																																	
Si	5,87	5,71	5,73	5,79	5,54	5,51	5,45	5,59	5,60	5,75	5,57	5,64	5,23	5,43	5,23	5,64	5,64	5,26	5,23	5,78	5,77	5,62	5,60	5,58	5,57	5,57	5,57	5,57	5,57	5,57	5,57	5,57	
Al ^{IV}	2,13	2,30	2,27	2,21	2,46	2,49	2,35	2,41	2,40	2,61	2,57	2,61	2,30	2,37	2,30	2,61	2,61	2,35	2,30	1,54	1,57	1,55	1,56	1,56	1,56	1,56	1,56	1,56	1,56	1,56			
Al ^{VI}	2,73	2,46	1,01	1,59	2,22	2,41	1,74	1,89	2,50	2,11	2,52	2,01	2,41	2,41	2,41	2,01	2,01	2,01	2,01	0,65	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62				
Fe ³⁺	0,71	0,69	0,30	0,86	0,48	0,66	1,05	0,50	0,50	0,53	0,57	0,53	0,35	0,35	0,35	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53			
Fe ²⁺	5,52	3,14	1,60	1,18	2,50	2,45	1,93	2,04	3,05	3,63	2,93	2,47	1,50	1,08	1,12	1,50	1,50	1,50	1,50	0,75	0,49	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55				
Mn	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04				
Mg	2,45	5,14	8,15	9,12	6,06	6,17	7,69	6,74	5,57	4,24	6,01	3,76	7,89	9,10	9,06	7,92	8,65	8,68	10,08	8,89	10,30	10,49	4,42	4,53	5,26	5,26	5,26	5,26	5,26	5,26	5,26		
Ca			(0,02)																														
Na			(0,03)																														
Ti			0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05		
(OH)			18,31	16,73	16,58	17,87	18,96	16,68	17,54	18,31	17,36	17,43	16,76	17,05	16,43	16,77	16,69	17,15	17,49	17,18	15,56	16,48	16,49	17,58	17,58	17,58	17,58	17,58	17,58	17,58	17,58	17,58	
VI	11,70	11,52	11,49	11,49	11,65	11,76	12,03	11,73	11,65	10,86	11,77	11,49	11,95	11,95	12,25	12,20	12,15	12,11	12,18	11,41	11,53	11,75	11,75	11,75	11,75	11,75	11,75	11,75	11,75	11,75			
Fe	23,3	27,8	18,7	15,3	26,6	24,7	20,1	25,2	26,0	30,8	24,1	30,8	20,7	20,7	20,7	16,2	16,6	16,8	11,3	12,1	9,4	31,1	29,3	29,3	29,3	29,3	29,3	29,3	29,3	29,3	29,3		
Fo	47,1	27,6	13,4	9,8	21,3	22,8	16,9	17,4	16,9	31,9	24,9	37,0	13,5	8,8	9,3	13,8	12,1	11,9	6,1	6,5	4,5	31,3	28,9	28,9	28,9	28,9	28,9	28,9	28,9	28,9	28,9		
Mg	29,5	44,6	67,9	74,9	52,0	52,4	63,9	72,4	74,8	37,3	51,0	74,5	66,2	71,3	71,2	82,6	81,4	83,0	85,0	86,1	38,7	39,3	44,9	44,9	44,9	44,9	44,9	44,9	44,9	44,9	44,9		
mg ⁺ Fe ₂₊ Fe ₃₊ Fe ₄₊ Fe ₅₊ Fe ₆₊ Fe ₇₊ Fe ₈₊ Fe ₉₊ Fe ₁₀₊ Fe ₁₁₊ Fe ₁₂₊ Fe ₁₃₊ Fe ₁₄₊ Fe ₁₅₊ Fe ₁₆₊ Fe ₁₇₊ Fe ₁₈₊ Fe ₁₉₊ Fe ₂₀₊ Fe ₂₁₊ Fe ₂₂₊ Fe ₂₃₊ Fe ₂₄₊ Fe ₂₅₊ Fe ₂₆₊ Fe ₂₇₊ Fe ₂₈₊ Fe ₂₉₊ Fe ₃₀₊ Fe ₃₁₊ Fe ₃₂₊ Fe ₃₃₊ Fe ₃₄₊ Fe ₃₅₊ Fe ₃₆₊ Fe ₃₇₊ Fe ₃₈₊ Fe ₃₉₊ Fe ₄₀₊ Fe ₄₁₊ Fe ₄₂₊ Fe ₄₃₊ Fe ₄₄₊ Fe ₄₅₊ Fe ₄₆₊ Fe ₄₇₊ Fe ₄₈₊ Fe ₄₉₊ Fe ₅₀₊ Fe ₅₁₊ Fe ₅₂₊ Fe ₅₃₊ Fe ₅₄₊ Fe ₅₅₊ Fe ₅₆₊ Fe ₅₇₊ Fe ₅₈₊ Fe ₅₉₊ Fe ₆₀₊ Fe ₆₁₊ Fe ₆₂₊ Fe ₆₃₊ Fe ₆₄₊ Fe ₆₅₊ Fe ₆₆₊ Fe ₆₇₊ Fe ₆₈₊ Fe ₆₉₊ Fe ₇₀₊ Fe ₇₁₊ Fe ₇₂₊ Fe ₇₃₊ Fe ₇₄₊ Fe ₇₅₊ Fe ₇₆₊ Fe ₇₇₊ Fe ₇₈₊ Fe ₇₉₊ Fe ₈₀₊ Fe ₈₁₊ Fe ₈₂₊ Fe ₈₃₊ Fe ₈₄₊ Fe ₈₅₊ Fe ₈₆₊ Fe ₈₇₊ Fe ₈₈₊ Fe ₈₉₊ Fe ₉₀₊ Fe ₉₁₊ Fe ₉₂₊ Fe ₉₃₊ Fe ₉₄₊ Fe ₉₅₊ Fe ₉₆₊ Fe ₉₇₊ Fe ₉₈₊ Fe ₉₉₊ Fe ₁₀₀₊ Fe ₁₀₁₊ Fe ₁₀₂₊ Fe ₁₀₃₊ Fe ₁₀₄₊ Fe ₁₀₅₊ Fe ₁₀₆₊ Fe ₁₀₇₊ Fe ₁₀₈₊ Fe ₁₀₉₊ Fe ₁₁₀₊ Fe ₁₁₁₊ Fe ₁₁₂₊ Fe ₁₁₃₊ Fe ₁₁₄₊ Fe ₁₁₅₊ Fe ₁₁₆₊ Fe ₁₁₇₊ Fe ₁₁₈₊ Fe ₁₁₉₊ Fe ₁₂₀₊ Fe ₁₂₁₊ Fe ₁₂₂₊ Fe ₁₂₃₊ Fe ₁₂₄₊ Fe ₁₂₅₊ Fe ₁₂₆₊ Fe ₁₂₇₊ Fe ₁₂₈₊ Fe ₁₂₉₊ Fe ₁₃₀₊ Fe ₁₃₁₊ Fe ₁₃₂₊ Fe ₁₃₃₊ Fe ₁₃₄₊ Fe ₁₃₅₊ Fe ₁₃₆₊ Fe ₁₃₇₊ Fe ₁₃₈₊ Fe ₁₃₉₊ Fe ₁₄₀₊ Fe ₁₄₁₊ Fe ₁₄₂₊ Fe ₁₄₃₊ Fe ₁₄₄₊ Fe ₁₄₅₊ Fe ₁₄₆₊ Fe ₁₄₇₊ Fe ₁₄₈₊ Fe ₁₄₉₊ Fe ₁₅₀₊ Fe ₁₅₁₊ Fe ₁₅₂₊ Fe ₁₅₃₊ Fe ₁₅₄₊ Fe ₁₅₅₊ Fe ₁₅₆₊ Fe ₁₅₇₊ Fe ₁₅₈₊ Fe ₁₅₉₊ Fe ₁₆₀₊ Fe ₁₆₁₊ Fe ₁₆₂₊ Fe ₁₆₃₊ Fe ₁₆₄₊ Fe ₁₆₅₊ Fe ₁₆₆₊ Fe ₁₆₇₊ Fe ₁₆₈₊ Fe ₁₆₉₊ Fe ₁₇₀₊ Fe ₁₇₁₊ Fe ₁₇₂₊ Fe ₁₇₃₊ Fe ₁₇₄₊ Fe ₁₇₅₊ Fe ₁₇₆₊ Fe ₁₇₇₊ Fe ₁₇₈₊ Fe ₁₇₉₊ Fe ₁₈₀₊ Fe ₁₈₁₊ Fe ₁₈₂₊ Fe ₁₈₃₊ Fe ₁₈₄₊ Fe ₁₈₅₊ Fe ₁₈₆₊ Fe ₁₈₇₊ Fe ₁₈₈₊ Fe ₁₈₉₊ Fe ₁₉₀₊ Fe ₁₉₁₊ Fe ₁₉₂₊ Fe ₁₉₃₊ Fe ₁₉₄₊ Fe ₁₉₅₊ Fe ₁₉₆₊ Fe ₁₉₇₊ Fe ₁₉₈₊ Fe ₁₉₉₊ Fe ₂₀₀₊ Fe ₂₀₁₊ Fe ₂₀₂₊ Fe ₂₀₃₊ Fe ₂₀₄₊ Fe ₂₀₅₊ Fe ₂₀₆₊ Fe ₂₀₇₊ Fe ₂₀₈₊ Fe ₂₀₉₊ Fe ₂₁₀₊ Fe ₂₁₁₊ Fe ₂₁₂₊ Fe ₂₁₃₊ Fe ₂₁₄₊ Fe ₂₁₅₊ Fe ₂₁₆₊ Fe ₂₁₇₊ Fe ₂₁₈₊ Fe ₂₁₉₊ Fe ₂₂₀₊ Fe ₂₂₁₊ Fe ₂₂₂₊ Fe ₂₂₃₊ Fe ₂₂₄₊ Fe ₂₂₅₊ Fe ₂₂₆₊ Fe ₂₂₇₊ Fe ₂₂₈₊ Fe ₂₂₉₊ Fe ₂₃₀₊ Fe ₂₃₁₊ Fe ₂₃₂₊ Fe ₂₃₃₊ Fe ₂₃₄₊ Fe ₂₃₅₊ Fe ₂₃₆₊ Fe ₂₃₇₊ Fe ₂₃₈₊ Fe ₂₃₉₊ Fe ₂₄₀₊ Fe ₂₄₁₊ Fe ₂₄₂₊ Fe ₂₄₃₊ Fe ₂₄₄₊ Fe ₂₄₅₊ Fe ₂₄₆₊ Fe ₂₄₇₊ Fe ₂₄₈₊ Fe ₂₄₉₊ Fe ₂₅₀₊ Fe ₂₅₁₊ Fe ₂₅₂₊ Fe ₂₅₃₊ Fe ₂₅₄₊ Fe ₂₅₅₊ Fe ₂₅₆₊ Fe ₂₅₇₊ Fe ₂₅₈₊ Fe ₂₅₉₊ Fe ₂₆₀₊ Fe ₂₆₁₊ Fe ₂₆₂₊ Fe ₂₆₃₊ Fe ₂₆₄₊ Fe ₂₆₅₊ Fe ₂₆₆₊ Fe ₂₆₇₊ Fe ₂₆₈₊ Fe ₂₆₉₊ Fe ₂₇₀₊ Fe ₂₇₁₊ Fe ₂₇₂₊ Fe ₂₇₃₊ Fe ₂₇₄₊ Fe ₂₇₅₊ Fe ₂₇₆₊ Fe ₂₇₇₊ Fe ₂₇₈₊ Fe ₂₇₉₊ Fe ₂₈₀₊ Fe ₂₈₁₊ Fe ₂₈₂₊ Fe ₂₈₃₊ Fe ₂₈₄₊ Fe ₂₈₅₊ Fe ₂₈₆₊ Fe ₂₈₇₊ Fe ₂₈₈₊ Fe ₂₈₉₊ Fe ₂₉₀₊ Fe ₂₉₁₊ Fe ₂₉₂₊ Fe ₂₉₃₊ Fe ₂₉₄₊ Fe ₂₉₅₊ Fe ₂₉₆₊ Fe ₂₉₇₊ Fe ₂₉₈₊ Fe ₂₉₉₊ Fe ₃₀₀₊ Fe ₃₀₁₊ Fe ₃₀₂₊ Fe ₃₀₃₊ Fe ₃₀₄₊ Fe ₃₀₅₊ Fe ₃₀₆₊ Fe ₃₀₇₊ Fe ₃₀₈₊ Fe ₃₀₉₊ Fe ₃₁₀₊ Fe ₃₁₁₊ Fe _{312+</}																																	

Leere Seite
Blank page
Page vide

LITERATURVERZEICHNIS

ALBEE, A. L. (1962): Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. *Amer. Min.* 47, p. 851.

BANNISTER, F. A. and WHITTARD, W. F. (1945): A magnesian chamosite from the Wenlock limestone of Wickwar, Gloucestershire. *Jap. Geol. Geogr.*, 29, p. 29.

BRADLEY, W. F. (1959): Current progress in silicate structures. *Proc. 6th Natl. Conf. Clays and Clay Minerals*, Pergamon Press, p. 18.

BRINDLEY, G. W. and GILLERY, F. H. (1956): X-ray identification of chlorite species. *Amer. Min.* 41, p. 169.

BROWN, B. E. and BAILEY, S. W. (1962): Chlorite polytypism: I Regular and semi-random one-layer structures. *Amer. Min.* 47, p. 819.

CHATTERJEE, N. D. (1966): On the widespread occurrence of oxidized chlorites in the pennine zone of the Western Italian Alps. *Contr. Min. Petr.* 12, p. 325.

CAILLÈRE, S. and HÉNIN, S. (1957): The chlorite and serpentine minerals; in: *The differential thermal investigation of clays*. Min. Soc. London.

DEER, W. A., HOWIE, R. A. and ZUSSMAN, J. (1962): *Rock-forming minerals*, vol. 3; Longmans.

FOSTER, M. D. (1962): Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 414-A.

GRUNER, J. W. (1944): The kaolinite structure of amesite, $(\text{OH})_8(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Al}_2)(\text{Si}_2\text{Al}_2)\text{O}_{10}$, and additional notes on chlorites. *Amer. Min.* 29, p. 422.

GOTTARDI, G. (1967): On a systematic error in the X-ray determination of the iron content of chlorites and biotites. *Amer. Min.* 52, p. 1573.

HALFERDAHL, L. B. (1961): Chloritoid: Its composition, X-ray and optical properties, stability, and occurrence. *J. Petrol.* 2, p. 49.

HOEDL, A. (1941): Über Chlorite der Ostalpen. *N. Jb. Min. BB.* 77, p. 1.

IWASAKI, M. (1963): Metamorphic Rocks of the Kôtu-Bizan Area, Eastern Sikoku. *J. Fac. Univ. Tokyo, Sec. II, Vol. XV*, p. 1.

LAPHAM, D. M. (1958): Structural and chemical variation in chromium chlorite. *Amer. Min.* 43, p. 921.

MAUGUIN, G. (1928): Etudes des chlorites au moyen des rayons X. *Comptes Rend. Acad. Sci., Paris*, 186, p. 1852.

— (1930): La maille cristalline des chlorites. *Bull. Soc. franç. Min.*, 53, p. 297.

MCNAMARA, M. (1965): The lower greenschist facies in the Scottish Highlands. *Geol. Fören. Stockholm Förhand.* 87, p. 347.

NELSON, B. W. and ROY, R. (1958): Synthesis of chlorites and their structural and chemical composition. *Amer. Min.* 43, p. 707.

ORCEL, J. and HÉNIN, S. (1950): Nouvel essai de classification des chlorites. *Min. Mag.* 29, p. 329.

PAULING, L. (1930): The structure of chlorites. *Proc. Nat. Acad. Sci. Wash.* 16, p. 578.

PETRUK, W. (1964): Determination of the heavy atom content in chlorite by means of the X-ray diffractometer. *Amer. Min.* 49, p. 61.

PHILLIPS, W. R. (1963): A differential thermal study of the chlorites. *Min. Mag.* 33, p. 404.

RAMBERG, H. (1952): Chemical bonds and distribution of cations in silicates. *J. Geol.* 60, p. 331.

SABATIER, G. (1950): Sur l'influence de la dimension des cristaux de chlorites sur leur courbes d'analyse thermique différentielle. *Bull. Soc. franç. Min. Crist.* 73, p. 43.

SCHÖN, R. (1962): Semi-quantitative analysis of chlorites by X-ray diffraction. *Amer. Min.* 47, p. 1384.

SERDYUCHENKO, D. P. (1953): Chlorite, its chemical constitution and classification. *Trans. Inst. Geol. Sci. Acad. USSR.*

SHIROZU, H. (1958): X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan, with a note on their interference colours. *Min. J. Japan* 2, p. 209.

STECK, A. und GLAUSER, E. (1968): Universaldrehtisch für optische Untersuchungen von Mineralkörnern. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 48/3, p. 815.

TRÖGER, W. E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2. Schweizerbart, Stuttgart.

TURNER, F. J. (1968): Metamorphic petrology. Mc-Graw-Hill, New York.

WETZEL, R. (1970): Zur Mineralogie und Petrographie der Furgg-Zone. Diss. Basel.

— (1973): Hornblenden aus der Albit- bis Albitoligoklaszone zwischen Zermatt und Domodossola. Demnächst im Druck.

WINCHELL, A. N. (1936): A third study of chlorite. *Amer. Min.* 21, p. 642.

WINKLER, H. G. F. (1965): Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.

Manuskript eingegangen am 6. Juni 1973.