Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 43 (1963)

Heft: 1: Festschrift Robert L. Parker : zu seinem 70. Geburtstag : 1. Mai 1963

Artikel: Chloritoid und Paragonit aus der Ophiolith-Zone von Zermatt-Saas Fee

Autor: Bearth, Peter

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-33452

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: 12.01.2026

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

Chloritoid und Paragonit aus der Ophiolith-Zone von Zermatt-Saas Fee

Von *Peter Bearth* (Basel)[1])

Mit 4 Textfiguren

Abstract

In the basic series of the Western Alps magnesium-chloritoid (sismondin) occurs rather often in smaragdite-saussurite-gabbros, in garnet-glaucophane-schists, and in parageneses containing talc and omphacite. Those rocks are Ca-, and also Mg-, and Na-rich.

The MgO-content of most of these chloritoids seems to be about 6 per cent by weight but may reach 10 per cent or more. Those richer in Fe are macroscopically black and in thin sections strongly pleochroic: $2\,V_\gamma$ 45 to 50°, n_γ 1,708 to 1,712°, Δ 0,010, while the Mg-rich chloritoids look grey to the naked eye and are colourless in thin section: $2V_\gamma$ 46°, n_γ 1,695, Δ 0,010.

Monoclinic and, very rarely, triclinic crystals have been observed. As a rule, the chloritoids of these basic rocks change into an aggregate of paragonite, chlorite, and magnetite. The cause of this change the author sees in an instability of the paragenesis chloritoid-glaucophane (or omphacite) coinciding with a falling temperature.

The presence of chloritoids does, however, not furnish the only explanation for the very frequent paragonite content of ophiolites; more often this fact must be understood as due to the formation of paragonite instead of albite during the decomposition of the original substance of the plagioclase.

The two phases of the formation of paragonite differ chronologically and genetically.

In den zentralen Walliser Alpen südlich der Rhone ist Chloritoid ein sehr verbreiteter Gesteinsgemengteil. Man kennt ihn hier aus Sericit- und Glaukophan-Phylliten, Paragonitschiefern, Quarziten, Glimmer-

---

[1]) Die angeführten Mineralanalysen sind von PD. Dr. H. Schwander im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel nach einem neuen quantitativen spektralanalytischen Verfahren ausgeführt worden. Hierüber wird Dr. Schwander an anderer Stelle berichten. Die Mittel stellte der Schweiz. Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung zur Verfügung.

schiefern und Albitgneisen, aus dem präpermischen Kristallin der Monte-Rosa- und der Bernhard-Decke, aus oberpaläozoischen und mesozoischen Serien. So viel wir bis heute wissen, ist er ein typisches Produkt der alpinen Metamorphose. Seine Verbreitung in Gesteinen, die chemisch und im Metamorphosegrad so verschieden sind, bestätigt die von TILLEY (1925) erwähnte Regel, dass das Mineral einen sehr breiten Stabilitätsbereich besitzt. Im Wallis — wie in den Westalpen überhaupt — tritt Chloritoid in der höheren Stilpnomelanzone schon auf; seine obere Stabilitätsgrenze deckt sich ungefähr mit derjenigen der Paragenese Albit-Epidot, deren Verschwinden mit dem Auftreten von Staurolith zusammenfällt (BEARTH, 1958, 1962 und E. NIGGLI, 1960).

Über Chloritoidparagenesen aus den Ophiolithen der Westalpen ist merkwürdigerweise nur wenig bekannt, obwohl das Mineral dort nicht selten ist und überdies meist grosse, durch Farbe und Glanz auffallende Porphyroblasten bildet. Tatsächlich sind Chloritoide aus den Ophiolithen des Aostatales (Val St. Marcel) schon vor über hundert Jahren analysiert worden (KOBELL, 1853), und weitere Analysen von Material aus derselben Gegend sowie von Zermatt sind von DAMOUR (1884) und später von MANASSE (1911) ausgeführt worden. Die grossen Kristalle müssen also schon sehr früh die Aufmerksamkeit der Mineralogen geweckt haben. Diese frühen Arbeiten sind aber offenbar in Vergessenheit geraten oder übersehen worden; nur so ist es nämlich verständlich, dass sich die Vorstellung, wonach Chloritoide Ca- und Mg-reiche Gesteine meiden, bis in die neueste Zeit hinein behaupten konnte.

In den Ophiolithen der Westalpen habe ich Chloritoid in Meta-Gabbros, vor allem aber in glaukophanführenden Paragenesen gefunden. Schon lange bekannt ist er aus dem Smaragdit-Saussurit-Gabbro des Allalin (Saastal). Ein ganz analoges, ebenfalls chloritoidführendes Gestein fand ich auch im obersten Po-Tal, am NE-Fusse des Mte. Viso. Die schönsten Kristalle, oft cm-grosse Porphyroblasten, aber finden sich eingesprengt in glaukophanführenden Gesteinen, vor allem in Granat-Glaukophanschiefern (Fig. 1). Diese Paragenesen führen: *Glaukophan* (häufig randlich in blaugrüne Hornblende umgewandelt), *Granat*, Chloritoid, Chlorit, Paragonit, Muskowit und Epidot, ferner (in kleinen Mengen) Apatit, Rutil, Titanit, Magnetit, Pyrit, Kupferkies, Ankerit und Quarz. Reliktischer Omphazit ist häufig — er ist randlich in ein auch bei Glaukophan beobachtetes mikrodiablastisches Gewebe von Hornblende und Albit umgewandelt. In den seltenen Fällen, wo weder Glaukophan noch Chloritoid randliche Umwandlung zeigen, scheinen die beiden Gemengteile im Gleichgewicht zu sein.

Talkreiche chloritoidführende Granat-Glaukophanschiefer kenne ich aus dem Val St. Marcel (Aosta) und aus dem Täschtal (Wallis), hier auch eine Paragenese, bestehend aus stengeligem Omphazit und rundlichen Kristallen von Chloritoid und Granat in einer grauen „Grundmasse" aus Talk. Omphazit ist zum Teil in Glaukophan umgewandelt und dieser wiederum in blaugrüne Hornblende. Epidot, Rutil, Apatit, Paragonit und Chlorit sind in kleinen Mengen vorhanden; die beiden zuletzt genannten sind aus Chloritoid entstanden.

Die schönsten Chloritoidkristalle (bis zu 6 cm Durchmesser) fand ich in Quarz-Adern der Ophiolithzone von Zermatt-Saas Fee. Diese Adern treten sporadisch in einem Eklogit-Glaukophanschieferzug zwischen dem Findelengletscher und dem Täschtal auf; sie führen gelegentlich

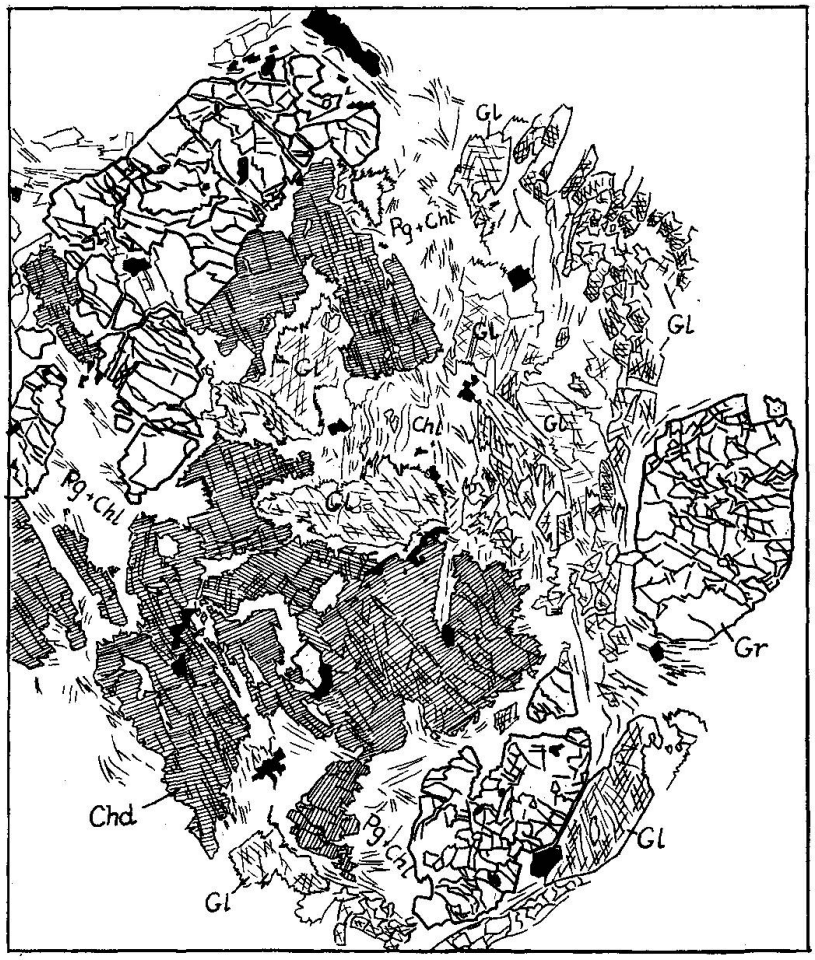

Fig. 1. Chloritoidführender Granat (Gr)-Glaukophanschiefer vom Mellichengletscher (Täschtal). Dünnschliff. 10 × vergr. Chloritoid (Chd) und Glaukophan (Gl) sind korrodiert und z. T. in Paragonit (Pg) + Chlorit (Chl) umgewandelt.

Disthen in bis 10 cm langen, schwachblau oder rosa gefärbten Stengeln[2]) oder auch blassgrünen, grobblättrigen Talk, neben Paragonit.

In allen Gesteinen zeigt der Chloritoid randliche Umwandlung in ein Gemenge von Paragonit, Chlorit und Magnetit.

Alle mir bekannten ophiolitogenen Chloritoidvorkommen der Westalpen liegen in einem ziemlich schmalen Gürtel (BEARTH, 1962) mit einheitlicher Metamorphose. Das Mineral ist beschränkt auf einen bestimmten Bereich dieser metamorphen Zone, der etwa der Almandin-Zone der Albit-Epidot-Amphibolit-Fazies entspricht. In dieser Zone aber erscheint das Mineral nur in bestimmten Metabasiten — nie in Prasiniten, in Epidot- und Granat-Amphiboliten, in Eklogiten und nur ausnahmsweise in Serpentiniten. Das deutet darauf hin, dass diese Chloritoide genetisch nicht nur an einen bestimmten Chemismus, sondern auch an relativ eng begrenzte physikalische Bedingungen gebunden sind. Es war deshalb zu erwarten, dass sie eine von den übrigen Chloritoiden abweichende Zusammensetzung haben würden. Die bisherigen Analysen weisen auf einen hohen Mg-Gehalt hin, also auf eine Gruppe, der HALFERDAHL in seiner schönen Arbeit über die Chloritoide (1961) nur ungenügend Beachtung geschenkt hatte.

Die chemische Zusammensetzung der Chloritoide

Aus den angegebenen Gründen schien es uns angezeigt, zwei Chloritoidproben aus den vorher erwähnten Gesteinen zu analysieren, respektive frühere, unbefriedigende Analysen zu wiederholen. Die Proben wurden nach verschiedenen vorbereitenden Operationen durch H. Hunziker und W. Stern mit dem Magnetic Separator und Clerici-Lösung gereinigt und von Dr. H. Schwander nach einem neuen Verfahren einer quantitativen Spektralanalyse unterworfen.

Die erste Probe (PB 1536) wurde aus Porphyroblasten gewonnen, die im vorhin erwähnten Eklogit-Glaukophanschieferzug südlich der Pfulwe, an der Route Fluhalp–Rimpfischhorn, auftreten. (Tab. S. 273).

Der Überschuss an $Al + Fe^{3+}$ gegenüber dem idealen Wert (4,0) ist wahrscheinlich mit dem Defizit bei der Summe von $Mg + Fe^{2+} + Mn$ gekoppelt. Das Verhältnis $\frac{Al + Fe^{3+}}{Mg + Fe^{2+} + Mn}$ ist auch bei vielen der von HALFERDAHL angeführten Analysen grösser als 2 und vielleicht dadurch

[2]) Dieses Disthenvorkommen ist von einem unserer Schüler, J. Arnoth, entdeckt worden.

bedingt, dass ein Teil des Fe in der Position des Mg nicht als Fe^{2+}, sondern als Fe^{3+} vorliegt.

PB 1536. *Chloritoid* von der Pfulwe (Fluhalp ob Zermatt)

	Gew.%
SiO_2	24,1 ± 0,2
TiO_2	0,1
Al_2O_3	37,3 ± 0,3
Fe_2O_3	7,6 ± 0,1
FeO	16,8 ± 0,2
MnO	0,14
MgO	5,9 ± 0,1
CaO	0,2
Na_2O	0,1
K_2O	0,3
H_2O	7,4
	99,9

Atomproportionen auf O = 10 berechnet

Analyse			theoretisch
Si	1,99		2
Al	3,64	4,11	4
Fe^{3+}	0,47		
Fe^{2+}	1,18	1,90	2
Mg^{2+}	0,72		
OH	4,08		4

(Bei der Berechnung wurden die sehr kleinen Mengen an Alkalien und CaO vernachlässigt.)

In der Zusammenstellung von HALFERDAHL (1961) finden sich nur vier Chloritoide, bei welchen der MgO-Gehalt 5 Gew.% überschreitet, nämlich die Nr. 4, 7, 32 und 44. Die aus Vanlup (Shetland) stammenden Proben 7 und 32 sind Quarzadern entnommen, die eine ähnliche Paragenese aufweisen wie gewisse Chloritoide von Zermatt. Nr. 4 und 44 (nur 4 wird als „reliable" betrachtet) aber kommen aus den Ophiolithen der Val d'Aosta, nämlich 4 vom Vallone di Champ de Praz und 44 aus dem Val St. Marcel, aus Paragenesen, die mit jenen von Zermatt übereinstimmen. Um zu zeigen, dass es sich um chemisch sehr ähnliche Mineralien handelt, habe ich in der folgenden Tabelle (S. 274) die Atomproportionen (berechnet auf O = 10) für diese Analysen zusammengestellt. Ich füge noch zwei von Dr. Schwander früher an nicht ganz reinem Material ausgeführte Analysen bei. Sie sind in Chemismus Schweiz. Gesteine, 2. Nachtrag (1956) im Abschnitt Silikate (S. 86) unter Nr. 385 und 386 publiziert worden.

Die zuletzt erwähnte Analyse (PB 1536) repräsentiert demnach einen für die ganze Ophiolithzone typischen Mg-reichen Chloritoid.

Sowohl die oben aufgeführten Analysen als auch Untersuchungen über die Optik von Chloritoiden aus der Ophiolithzone von Zermatt-Saas Fee liessen eine noch weitergehende Substitution von Fe^{2+} durch Mg vermuten. Ein höherer Mg-Gehalt war vor allem bei grau gefärbten,

im Dünnschliff farblosen Kristallen zu erwarten, wie sie in gabbroiden, metamorphen Gesteinen oder (gelegentlich) auf Adern in solchen Gesteinen auftreten.

Die Analyse (S. 275) wurde an Material ausgeführt, das aus einer

Analytiker	Herkunft	Mg	Mn	Fe^{2+}	Al	Fe^{3+}	Si	OH
DAMOUR 1884	Allalin (Saas Fee)	0,73	n. b.	1,26	3,97	n. b.	1,92	3,62
MANASSE 1911	V. di Champ de Praz (Aosta)	0,70	0,04	1,20	3,98	0,04	2,01	3,97
MANASSE 1911	V. St. Marcel (Aosta)	0,85	n. b.	0,93	3,88	0,24	2,02	3,40 *)
SCHWANDER 1953	Allalinhorn	0,99	(0,08 Ca)	0,75	3,96	0,23	1,92	3,90
SCHWANDER 1953	N Pfulwe Täschtal	0,99	(0,14 Na + Ca)	0,46	3,76	0,49	1,85	3,57 **)
SCHWANDER 1962	Pfulwe (Zermatt)	0,72	0,01	1,17	3,65	0,47	1,99	4,08

*) Analyse nicht vollständig. **) Nach Abzug von Apatit und Titanit.

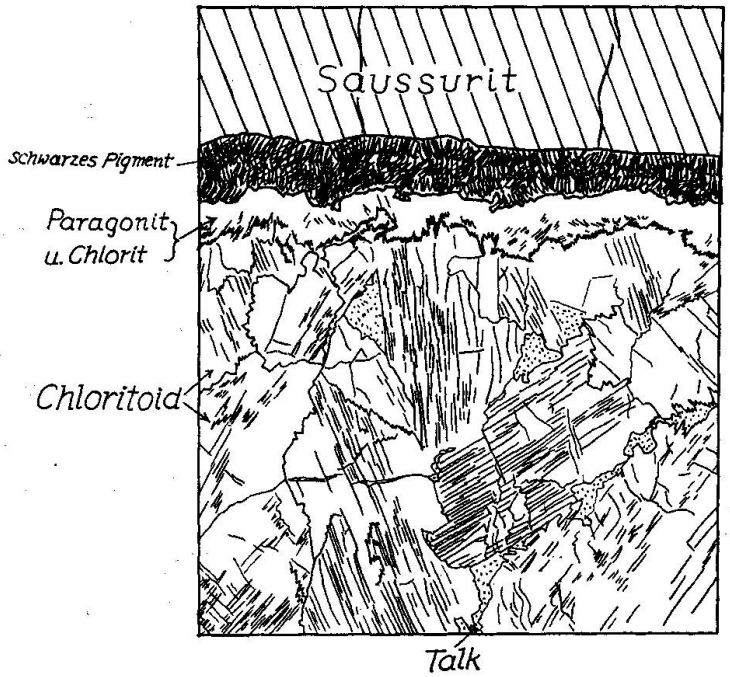

Fig. 2. Chloritoidgefüllte Ader im Smaragdit-Saussuritgabbro des Allalin (Saastal). Dünnschliff. 10 × vergr. Chloritoid wird z. T. durch Talk, am oberen Rand durch Chlorit und Paragonit verdrängt.

solchen Ader stammt. Die 3 cm dicke Ader ist beidseitig von Smaragdit-Saussuritgabbro umrahmt; sie besteht fast nur aus dunkelgrauem Chloritoid, mit wenig Paragonit und Chlorit am Rande und etwas Talk in den Zwickeln (Fig. 2). Eine frühere Analyse dieses Materials ergab 10,5 Gew.% Mg. Da wir aber befürchten mussten, dass der hohe Mg-Gehalt teilweise auf eine Beimischung von Talk zurückzuführen war, wurde das Material nochmals mit dem Magnetic Separator und mit Clerici-Lösung getrennt und ein zweites Mal analysiert. Das Ergebnis ist in der folgenden Tabelle enthalten:

Ad_1. *Chloritoid* aus einer Ader im Smaragdit-Saussuritgabbro des Allalin (Saastal)

	Gew.%
SiO_2	24,7 ± 0,2
Al_2O_3	43,8 ± 0,4
Fe_2O_3	3,0
FeO	8,9
MnO	0,1
MgO	10,8 ± 0,1
CaO	0,2
Na_2O	0,1
K_2O	0,3
H_2O	7,7
TiO_2	Sp.
	99,6

Atomproportionen, berechnet auf O = 10 *)

Si	1,93	1,93
Al	4,04	4,22
Fe^{3+}	0,18	
Fe^{2+}	0,59	1,85
Mg	1,26	
OH	4,01	

*) Ca, Na und K wurden vernachlässigt.

Auch bei dieser Analyse ist die Summe $Al + Fe^{3+}$ grösser als 4,0, diejenige von $Mg + Fe^{2+}$ kleiner als 2,0.

Wenn das gesamte Fe^{3+} als Fe^{2+} berechnet wird, so erhält man folgende Zahlen:

			theoretisch
Si	1,94		2
Al	4,06		4
Fe^{II}	0,76	2,02	2
Mg	1,26		
OH	4,04		4

Diese Werte stimmen mit den Koeffizienten der idealen Formel für Chloritoid $(Mg, Fe)_2Al_4Si_2O_{10}(OH)_4$ praktisch überein. Die obigen Differenzen sind somit sehr wahrscheinlich auf eine teilweise Oxydation des Eisens ($3\,Fe^{2+} \rightarrow 2\,Fe^{3+}$) zurückzuführen.

Im übrigen bestätigt die Analyse unsere Vermutung, dass in diesen schwach gefärbten Chloritoiden der grösste Teil des Fe^{2+} durch Mg er-

setzt ist. Das Verhältnis der Anzahl der Mg-Atome zur Gesamtzahl der Fe-Atome ist hier 1,65. Es stellt sich damit die Frage, ob Fe-freie Mg-Chloritoide existieren und ob zwischen diesen extrem Mg- und den Fe-reichen Gliedern kontinuierliche Mischbarkeit besteht oder nicht.

Die optischen Eigenschaften

Die in den Glaukophangesteinen auftretenden Chloritoide sind schwarz und glänzend, während diejenigen der Metagabbros zum Teil dunkelgraue Farben zeigen. Im Mikroskop sind diese farblos oder schwach pleochroitisch, jene aber zeigen kräftige Absorption:

n_α olivgrün
n_β blau $\qquad n_\alpha = n_\beta \gg n_\gamma$
n_γ blassgelb

Die Dispersion ist bei den gefärbten Kristallen oft sehr stark, bei den schwach gefärbten fast unmerklich ($\rho > \nu$).

Die von Dr. A. Glauser und Dr. O. Grütter gemessenen optischen Daten der Chloritoide sind in der folgenden Tabelle enthalten. Die Brechungsindizes wurden im Na-Licht bestimmt.

	n_α	$n\beta$	$n\gamma$	Δ	$2V_\gamma$ Extreme	$2V_\gamma$ Mittel	Absorption	Gestein
PB 1536	1,711	1,712	1,721	0,010		53°	sehr kräftig	Granat-Glaukophanschiefer
PB 1604 A	1,712	1,714	~1,724	0,012	42—51	46	sehr kräftig	Quarzader in Glaukophanschiefer
PB 494	1,701	1,704	1,712	0,011	47—53	50	kräftig	Omphazit- u. granatführender Glaukophanschiefer
PB 495	1,698	1,700	1,708	0,010	42—48	45	kräftig	Glaukophanschiefer
Ad_1	1,685	1,688	1,695	0,010	—	ber.	sehr schwach	Metagabbro, Allalin
	1,682	—	1,694	0,012	—	46		

Mit Ausnahme der in den ersten zwei Zeilen stehenden sind alle Brechungsindizes wesentlich niedriger, als die von HALFERDAHL u. a. angegebenen. Das stimmt mit der Beobachtung überein, wonach die Indizes mit wachsendem Mg-Gehalt sinken.

Der Winkel von n_γ mit dem Pol auf (001) variiert zwischen 0° und 15°, der Mittelwert von 36 Messungen ist 5°. n_α liegt in (001).

Weitaus die meisten Chloritoide sind monoklin, trikline sind selten. Die folgende röntgenographische Untersuchung bestätigt diesen Befund.

Röntgenographische Untersuchung des Chloritoids PB 1536

Diese Untersuchung wurde von P. Heres, cand. min., durchgeführt. Das sauber getrennt Analysenmaterial wurde in einer Debye-Scherrer-Kamera vom Durchmesser 114,6 mm nach der Straumanis-Methode einer Röntgen-Strukturanalyse unterworfen. Um genaue Θ-Werte zu erhalten, wurden dem Untersuchungsmaterial ca. 12% NaCl beigemischt und das Gemenge 12 Stunden der Fe-K-Strahlung ausgesetzt. Die Ergebnisse der Auswertung sind in den folgenden Tabellen aufgeführt. Zum Vergleich sind die jeweiligen Interferenzen der Aufnahmen HALFERDAHLS beigefügt.

Pulverdiagramm von Chloritoid PB 1536 *im Vergleich mit Werten von* L. B. HALFERDAHL

Int.	$2\,\theta_{PB\,1536}$	$2\,\theta_{Mon.}$	$2\,\theta_{Trkl.}$	Int.	$2\,\theta_{PB\,1536}$	$2\,\theta_{Mon.}$	$2\,\theta_{Trkl.}$
m	22.98	22.80		sw-m	46.36	46.42	
sw	24.52	24.87		sw	47.42	47.55	
sst	25.26	25.15		m	48.30	48.31	
ssw	31.34	31.18		m	49.20		49.31
ssw	31.98	31.95		st	49.60	49.68	
sw-m	32.98	32.90		sw	50.90	50.85	
m	34.62		34.71	m-st	52.14		52.10
st	36.32	36.66		ssw-sw	53.40	53.65	
m	38.10	38.16		m	54.28	54.41	
sw	40.94	40.89		sw	55.66	55.78	
sw	41.84	41.90		sw-m	56.66	56.63	
sw	43.08	43.06		m	61.74		61.46
sw	43.68	43.82		m	65.02	65.04	
sw-m	45.42	45.32					

ssw = sehr schwache Interferenz
sw = schwache Interferenz
m = mittlere Interferenz
st = starke Interferenz
sst = sehr starke Interferenz

Man erkennt deutlich, dass es sich beim Mineral PB 1536 um einen Chloritoid handelt, und zwar um einen monoklinen Chloritoid mit geringer Triklinität.

In der folgenden Tabelle sind die charakteristischen Interferenzen aufgeführt, mit deren Hilfe man monokline Chloritoide von triklinen unterscheidet. Die sieben Interferenzen HALFERDAHLS und die Interferenzen des Untersuchungsmaterials stimmen gut überein und deuten auf monoklinen Chloritoid. Von den fünf triklinen Interferenzen HALFERDAHLS treten beim untersuchten Mineral nur zwei auf.

Charakteristische Interferenzen zur Unterscheidung monokliner und trikliner Chloritoide

Monokline Chloritoide		Trikline Chloritoide	
$2\,\theta_{Lit.}$	$2\,\theta_{PB\,1536}$	$2\,\theta_{Lit.}$	$2\,\theta_{PB\,1536}$
31.95	31.98	34.71	34.62
36.66	36.32	42.69	—
43.06	43.08	49.94	—
43.82	43.68	52.10	52.14
45.81	45.42	55.07	—
49.68	49.60		
54.41	54.28		

Zur Bildung von Mg-Chloritoid (Sismondin)

Mg-Chloritoid erscheint als Porphyroblast eingesprengt in Glaukophanschiefern und in kleineren Kristallen in Smaragdit-Saussuritgabbros. Die grössten Exemplare treten, zum Teil zusammen mit Disthen, in Quarzadern auf.

In den Metagabbros ist Chloritoid an talkführende Paragenesen gebunden. Neben Talk sind Pyroxen (Omphazit z. T.), Zoisit und Epidot seine wichtigsten Begleiter.

In troktolithischen Meta-Gabbros bildet der Chloritoid häufig eine Reaktionenzone, die der Grenze der Talkpseudomorphosen nach Olivin und dem Saussurit folgt. Der an dieser Linie zuerst gebildete Granat wird durch den Sismondin wieder aufgezehrt. Überhaupt entwickelt sich das Mineral erst in einem fortgeschrittenen Stadium der Metamorphose. Dass in gabbroiden Gesteinen die Voraussetzungen für die Bildung von Chloritoid vorhanden sind, wird schon von P. NIGGLI (1912) erwähnt.

In den Glaukophanschiefern mag der Chloritoid auf analoge Weise

entstanden sein, das heisst durch Reaktion der Mafite mit basischem Plagioklas oder seinen Zerfallsprodukten (Zoisit). Auch diese Paragenesen führen vielfach Talk — neben Zoisit (oder Epidot), Granat und Omphazit aber hauptsächlich Glaukophan. Glaukophan und Chloritoid sind syngenetisch. Beide zeigen häufig Spuren nachkristalliner Deformation, besonders deutlich beim Chloritoid, dessen Lamellen oft verbogen oder geknickt sind.

Die Beziehung zwischen Disthen und Chloritoid konnte noch nicht abgeklärt werden. Es scheint, dass der Chloritoid sich aus Disthen entwickelt hat.

Fast in allen Fällen ist Mg-Chloritoid nachträglich in ein Gemenge von Paragonit und Chlorit ($\pm$ Magnetit) umgewandelt worden.

Das Auftreten von Chloritoid in den Quarzadern der Glaukophanschiefer und Eklogite und in undeformierten Saussuritgabbros zeigt eindeutig, dass Stress keineswegs eine notwendige Voraussetzung für die Bildung des Minerals darstellt (siehe HIETANEN, 1941, 1951).

Die Umwandlungsprodukte

Wie schon erwähnt, sind die Chloritoidkristalle in der Regel korrodiert und von einem mehr oder weniger breiten Saum von Paragonit, Chlorit (Klinochlor) und Magnetit umgeben. Die Umwandlung geht vom Rande und von Spaltrissen aus. Sie ist besonders schön in den Quarzadern entwickelt, wo die Chloritoidrelikte in einer grobschuppigen, 0,5—1 cm dicken Chlorit-Glimmerschale eingeschlossen sind. Der äusserste Saum dieser Pseudomorphosen wird zum Teil von Magnetitoktaedern und zum Teil von einem feinfaserigen, dunkel gefärbten und lebhaft pleochroitischen Glaukophan gebildet (Fig. 3).

Die Umwandlungszone zeigt immer die in Fig. 4 erkennbare Dreiteilung; an der Oberfläche von Chloritoid ein von feinstem Pigment durchsetzter Chlorit-Paragonitsaum, dann eine magnetitarme, grobschuppige Zone und schliesslich ein Band, in welchem idiomorpher Magnetit angehäuft ist. Wo die Umwandlung einer Spaltfläche folgt, zeichnet das Magnetitband ihren ursprünglichen Verlauf ab; die Magnetitoktaeder sind demnach durch Sammelkristallisation aus dem feindispersen Pigment entstanden.

Mit dem Magnetic Separator gelang die Gewinnung von reinem Paragonit aus der Umwandlungszone des Chloritoids PB 1536 verhältnismässig leicht.

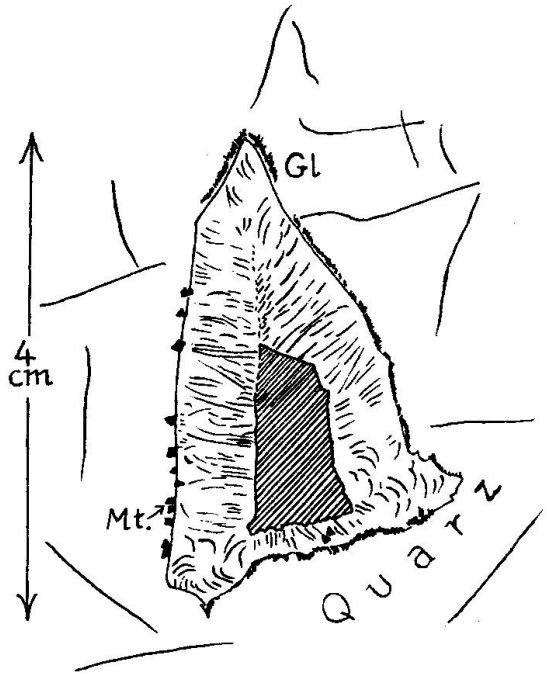

Fig. 3. Chloritoidrelikt (schraffiert), umhüllt von Chlorit und Paragonit. (Mt) Magnetit, (Gl) Glaukophan. Quarzader in Granat–Glaukophanschiefer von der Pfulwe (Täschtal).

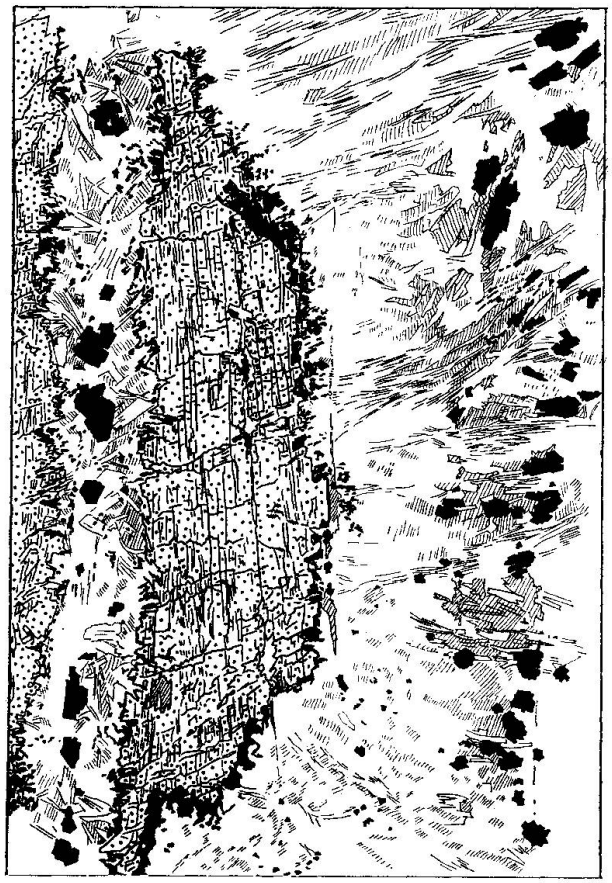

Fig. 4. Umwandlung von Chloritoid in Paragonit, Chlorit (schraffiert) und Magnetit (schwarz). Dünnschliff. $^{20}/_{3}\times$ vergr. (siehe Text).

Dieses Material wurde analysiert. Leider schlugen bisher alle Versuche, auch den Chlorit rein zu erhalten, fehl. Die Chloritfraktion war stets mit einem erheblichen Anteil an Paragonit belastet.

Die Ergebnisse der Analyse und der Berechnung lauten:

PB 1536 A. *Paragonit* aus Glaukophanschiefer (Umwandlungszone von Chloritoid). Pfulwe (Fluhalp ob Zermatt)

	Gew.%
SiO_2	44,4 ± 0,4
TiO_2	0,1
Al_2O_3	39,6 ± 0,4
Fe_2O_3	0,9
FeO	0,4
MgO	0,3
CaO	0,2
Na_2O	7,2 ± 0,1
K_2O	0,5
H_2O^+	5,7
H_2O^-	0,4
	99,7

F 0,11
Sr 300 ppm
Mn 50 ppm
Ba, Zr, Ni, Co, Cr, V > 100 ppm
Be > 10 ppm

Atomproportionen berechnet auf der Basis O + OH = 24 (F nicht berücksichtigt)

				theoretisch
Si	5,68	2,32	8,00	8
Al	5,98	3,66		
Fe^{3+}	0,08		3,84	4
Fe^{2+}	0,05			
Mg	0,05			
Ca	0,03		1,89	2
Na	1,78			
K	0,08			
OH	4,87		4,87	4

Die einzige grössere Abweichung von der Idealformel betrifft das Wasser, das um 20% zu hoch erscheint.

	n_α	n_β	n_γ		$2V_\alpha$ Extreme	$2V_\alpha$ Mittel	Wichtigste Begleitmineralien
PB 1536 A	—	1,603	1,611				Paragonit aus Chloritoid
PB 1604	—	1,607	1,611				Paragonit aus Chloritoid in Quarzader
PB 488	—	—	1,610		42—49	48	Glaukophan, Epidot, Granat
PB 028	—	—	1,611		48—50	48	Pyroxen, Glaukophan, Granat, Chloritoid
PB 688	ber. 1,564	1,601	1,609	0,045	51	51	Pyroxen, Hornblende, Glaukophan, Epidot, Granat, Albit

Die optischen Daten des analysierten Paragonits sind in vorstehender Tabelle aufgeführt. Zum Vergleich führen wir die Daten von Paragoniten an, die aus anderen Paragenesen der Zone von Zermatt-Saas Fee stammen und die nicht aus Chloritoid entstanden sind.

Der Paragonit PB 488 bildet zusammen mit Epidot rechteckig begrenzte, cm-grosse Flecken in einem Granat-Glaukophanschiefer, wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Plagioklas —, während PB 688 aus einem glimmerreichen, sogenannten Flasergabbro erhalten wurde und sehr wahrscheinlich ebenfalls durch Zerfall der Plagioklassubstanz entstanden ist. Diese beiden Paragonite stammen sicher nicht aus Chloritoidpseudomorphosen. Alle optisch untersuchten Paragonite sind übrigens röntgenographisch identifiziert worden.

Zur Entstehung der Paragonite

Die röntgenographische Prüfung hat gezeigt, dass Paragonit in den basischen Gesteinen der Zone von Zermatt-Saas Fee sehr verbreitet und hier wahrscheinlich sogar viel häufiger ist als Muskowit.

Nach den Untersuchungen von Harder und von uns sind in den Ophiolithen Paragonit wie Muskowit verbreitet, und zwar in gleichartigen Paragenesen, vorwiegend aber in Granat-Glaukophanschiefern, die sich entweder aus Eklogiten entwickeln oder doch mit ihnen assoziiert sind. Die Analyse eines Muskowites aus einem eklogitischen Glaukophanschiefer des Täschtales, das heisst ebenfalls aus der Zone von Zermatt-Saas Fee, wurde schon früher publiziert (Bearth, 1959). Eine im Mineralogischen Institut der Universität Bern (Prof. E. Niggli) durchgeführte röntgenographische Prüfung bestätigte, dass es sich um Muskowit handelt. Die chemische Analyse zeigt, dass dieser Muskowit ca. 20 Mol.% Paragonit enthält, was nach Eugster und Yoder (1955) nahe der oberen Mischbarkeitsgrenze liegt. Wir wissen allerdings nicht, ob sich Paragonit und Muskowit im Gleichgewicht befinden; es ist auch nicht bekannt, ob beide Glimmer nebeneinander im selben Gestein auftreten[3]).

Soviel wir bis jetzt wissen, entsteht Paragonit in unseren Gesteinen

---

[3]) Die Untersuchung einer Glimmerparagenese aus dem Täschtal durch E-an-Zen ergab die Koexistenz von zwei chemisch verschiedenen Paragoniten und von Muskowit. Diese Arbeit wird im Amer. Mineralogist erscheinen.

a) durch Umwandlung von Chloritoid (oder Disthen),
b) durch Zerfall der Plagioklassubstanz.

Die zweite Bildungsweise spielt bei gewissen „Flasergabbros" die Hauptrolle. Diese bestehen aus mehr oder weniger uralitisierten Relikten von Augit, aus Granat, Glaukophan, Zoisit und Epidot. Der Paragonit durchzieht in grobschuppigen Zügen das flaserige Gestein oder ist in Form einzelner Blätter darin eingestreut. Er ist syntektonisch; seine Bildung fällt mit der Hauptphase der Metamorphose zusammen. Die Bildung von Paragonit aus Chloritoid hingegen ist einer der jüngsten Vorgänge in diesen Gesteinen. Sie ist postdeformativ, ebenso wie die Umwandlung Disthen → Paragonit. Die Paragonit- und Chloritschuppen stehen quer zu s, also ganz analog dem, was VAN DER PLAS (1960) auf S. 497 beschrieben und abgebildet hat. (VAN DER PLAS spricht allerdings von Quermuskowit(?): "The rims of most of the Chloritoid Crystals consist of transverse muscowite".)

Das Mengenverhältnis der bei der Umwandlung entstehenden Produkte Paragonit, Chlorit und Magnetit, scheint mit der Zusammensetzung des Chloritoids zu variieren. Bei Mg-reichen Chloritoiden wird scheinbar alles Fe in Chlorit eingebaut, Magnetit fehlt hier. Bei Fe-reichen Chloritoiden tritt der Anteil an Paragonit gegenüber Chlorit und Magnetit stark zurück.

Die Umsetzung Chloritoid → Paragonit + Chlorit + Magnetit erfordert eine Zufuhr von Na, H_2O und SiO_2. Stammt diese Substanz aus dem Gestein selbst oder wandert sie von aussen ein?

Da gerade in diesem Teil der Zone von Zermatt-Saas Fee Albitisierungserscheinungen, die auf Zufuhr von Na von aussen zurückgeführt werden müssen, sehr verbreitet sind, so ist die Versuchung gross, auch die Bildung von Paragonit darauf zurückzuführen.

Eine nähere Prüfung der Gesteine zeigt aber, dass diese Annahme zum mindesten nicht notwendig ist. Eine konstante Komponente der chloritoidführenden Paragenesen ist nämlich Glaukophan ($\pm$ Omphazit). Dort, wo die Zersetzung von Chloritoid weit fortgeschritten ist, ist es auch diejenige von Glaukophan (oder Omphazit) und umgekehrt. Die zur Bildung von Paragonit notwendige Na- und SiO_2-Menge kann also aus dem Zerfall der Paragenese Chloritoid-Glaukophan selbst stammen, wobei die die beiden Gemengteile verbindende Porenlösung als Träger wirkt und zugleich das für die Hydratisierung erforderliche Wasser liefert.

Für den Fall extrem Mg-reicher Chloritoide, bei denen kein Magnetit gebildet wird, könnte man die Umsetzung etwa durch folgende Gleichung veranschaulichen:

$$\underset{\text{Glaukophan}}{Na_2O \cdot 3(Mg,Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 8SiO_2 \cdot H_2O} + \underset{\text{Chloritoid}}{3(Mg,Fe)O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 3H_2O} + \underset{\text{Wasser}}{2H_2O}$$

$$= \underset{\text{Paragonit}}{Na_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O} + \underset{\text{Chlorit}}{\left\{ \begin{array}{l} 3(Mg,Fe)O \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O \\ 2MgO \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot 2H_2O \end{array} \right\}} + \underset{\text{Quarz}}{2SiO_2}$$

Der Magnetit würde aus einem Überschuss an FeO und Fe_2O_3, der nach der Chloritbildung übrig bliebe, gebildet.

In der sehr anschaulichen und zweckmässigen Schreibweise der NIGGLIschen Äquivalentnorm würde die obige Gleichung folgendermassen lauten:

15 Glaukophan + 12 Chloritoid + (2W) =
15 Paragonit + 10 Chlorit*) + 2 Quarz

*) 10 Chlorit = 5 Antigorit + 5 Amesit.

Der geringe Überschuss an SiO_2 kann mit FeO zur Bildung von Antigorit oder zur Umwandlung von Rutil in Titanit verbraucht werden.

Jedenfalls ist es möglich, die Paragonitbildung auf eine Instabilität der Paragenese Chloritoid-Glaukophan, also auf eine interne Umsetzung, zurückzuführen.

Bei den in den Quarzadern auftretenden Pseudomorphosen nach Chloritoid müssen die Lösungen einen Überschuss an Na und SiO_2 enthalten haben. Diese Adern entsprechen aber in situ gebildeten Exsudaten; sie haben in einem bestimmten Moment der Gesteinsbildung die gleiche Zusammensetzung wie die Porenlösung. Es gelten also auch hier die gleichen Überlegungen. Da diese Adern keinerlei Störungen zeigen, so wird durch sie der posttektonische Charakter eines Teiles der Mineralbildung nochmals unterstrichen.

Die Paragonitbildung fällt somit in zwei deutlich getrennte Phasen der petrogenetischen Prozesse. Die ältere stimmt mit der Hauptphase der Metamorphose überein, die jüngere hingegen ist auf ein Instabilwerden der in der Hauptphase gebildeten Chloritoid-Glaukophanparagenesen zurückzuführen.

Zusammenfassung

Mg-Chloritoid (Sismondin) ist in den metamorphen basischen Serien der Westalpen nicht selten. Er tritt in Smaragdit-Saussurit-Gabbros, in Granat-Glaukophanschiefern und in Talk- und Omphazit-führenden Paragenesen auf. Diese Gesteine sind sowohl Ca- als Mg- und Na-reich.

Bei der Mehrzahl dieser Chloritoide scheint der MgO-Gehalt um 6 Gew.% herum zu liegen, doch kann er bis 10% erreichen. Die Fe-reicheren Glieder sind makroskopisch schwarz, im Dünnschliff stark pleochroitisch, $2V_\gamma = 45—50°$, $n_\gamma = 1{,}708—1{,}712$, $\Delta = 0{,}010$. Die Mg-reichen Chloritoide sind grau, im Dünnschliff farblos, $2V_\gamma = 46°$, $n_\gamma = 1{,}695$, $\Delta = 0{,}010$. Es wurden sowohl monokline als trikline Kristalle beobachtet — letztere nur sehr selten.

Die Chloritoide dieser basischen Gesteine zeigen in der Regel eine Umwandlung in ein Aggregat von Paragonit, Chlorit und Magnetit. Diese Umwandlung wird auf eine mit sinkender Temperatur eintretende Instabilität der Paragenese Chloritoid-Glaukophan (oder Omphazit) zurückgeführt.

Der in den Ophiolithen sehr häufige Paragonit entsteht aber nicht nur aus Chloritoid, sondern vorwiegend beim Zerfall der ursprünglichen Plagioklassubstanz an Stelle von Albit.

Diese zwei Phasen der Paragonitbildung sind zeitlich und genetisch voneinander getrennt.

Die optischen Daten verdanke ich z. T. Dr. A. Glauser und Dr. O. Grütter, die röntgenographischen P. Heres, cand. min. Die Trennung der Proben wurde von H. Hunziker und W. Stern durchgeführt. Ihnen allen danke ich herzlich, vor allem auch PD. Dr. H. Schwander für die quantitativen Spektralanalysen.

Literaturverzeichnis

Bearth, P. (1952): Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 96. Lfg.

— (1958): Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 38, 363—373.

— (1959): Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 39, 267—268.

— (1962): Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 42, 127—137.

Eugster, H. P. and Yoder, H. S. (1955): Muscovite-paragonite. Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab. 1954—1955, 124—128.

Halferdahl, L. B. (1961): Chloritoid: Its Composition, X-ray and Optical Properties, Stability, and Occurence. Journ. Petrology, Vol. 2, 1961, 49—135. (Hier ausführliches Literaturverzeichnis zu „Chloritoid".)

Harder, H. (1956): Untersuchungen an Paragoniten und an natriumhaltigen Muskowiten. Heidelberger Beitr. Min. 5, 227—271.

Hietanen, A. (1951): Chloritoid from Rawlinsville, Lancaster Country, Pennsylvania. Amer. Min. 36, 859—868.

HIETANEN, A. in CLOOS, E. und HIETANEN, A. (1941): Geology of the "Martic Overthrust" and the Glenarm series in Pennsylvania and Maryland. Spez. Pap. geol. Soc. Amer. 35, 207 pp.

NIGGLI, E. (1960): Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. Intern. Geolog. Congr. (Kopenhagen) 13, 132—138.

NIGGLI, P. (1912): Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrande des Gotthardmassivs. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 36. Lfg.

PLAS, L. VAN DER (1960): Petrology of the Northern Adula Region, Switzerland. Leidse Geol. Medlgn. 24, 2, 415—602.

SCHÄFER, R. W. (1896): Über die metamorphen Gabbrogesteine des Allalin-Gebietes im Wallis zwischen Zermatt- und Saastal. Min. petr. Mitt. N.F. 15, 91—134.

SCHAER, J. P. (1960): Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes. Arch. Se. Genève 12, A 59, 473—620.

TILLEY, C. E. (1925): Petrographical notes on some Chloritoid rocks. Geol. Mag. London 62, 309—319.

Manuskript eingegangen am 17. Dezember 1962.