

Quarz (und andere SiO₂-Modifikationen)

Name	Symmetry	Space Group	Specific Gravity	Refractive Index (mean)
Stishovite*	Tetragonal	$P4_2/mnm$	4.35	1.81
Coesite	Monoclinic	$C2/c$	3.01	1.59
Low (α) quartz	Trigonal	$P3_221$ (or $P3_121$)	2.65	1.55
High (β) quartz	Hexagonal	$P6_222$ (or $P6_322$)	2.53	1.54
Keatite (synth.)	Tetragonal	$P4_12_12$ (or $P4_32_12$)	2.50	1.52
Low (α) tridymite	Monoclinic or Orthorhombic	$C222_1$ (or Cc)	2.26	1.47
High (β) tridymite	Hexagonal	$P6_3/mmc$	2.22	1.47
Low (α) cristobalite	Tetragonal	$P4_12_12$ (or $P4_32_12$)	2.32	1.48
High (β) cristobalite	Isometric	$Fd3m$	2.20	1.48

*Only polymorph with Si in octahedral coordination with oxygen.

POLYMORPHS OF SiO₂

Die Phasenbeziehungen im System SiO₂

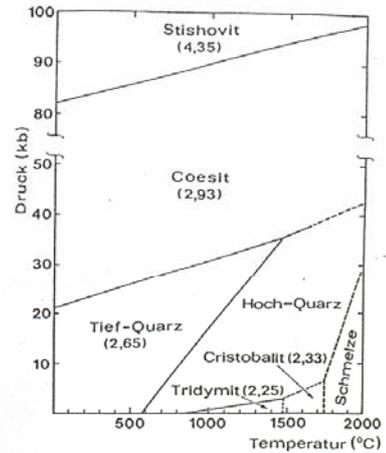


Abb. 31. Das System SiO₂, P,T-Diagramm der SiO₂-Modifikationen. In Klammern gesetzt sind die Dichten (g/cm³). (SCHREYER, Hochdruckforschung, Fig. 6)

Struktur von Quarz: trigonales oder hexagonales Netzwerk aus SiO₄-Tetraedern; $P3_221$ oder $P6_222$ (Tiefquarz, Hochquarz)

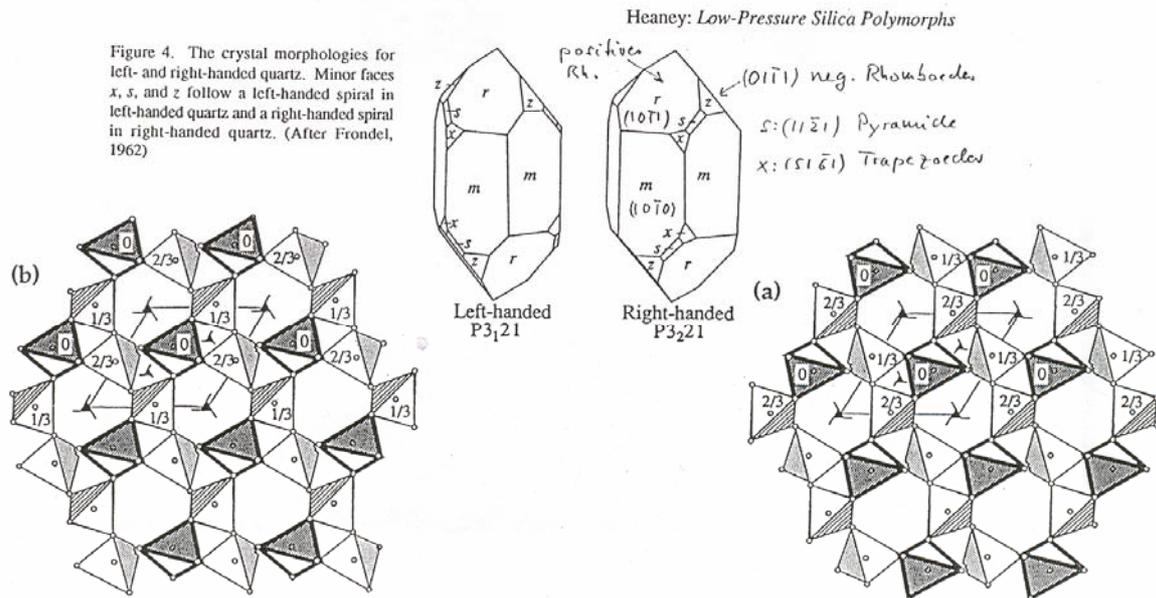


Figure 5. Projections of the structures of: (a) left-handed α -quartz with space group $P3_121$; and (b) right-handed α -quartz with space group $P3_221$. Both structures in obverse settings

Zusammensetzung: sehr rein; wichtige Spurenelemente H (als OH, H₂O) und Na

Vorkommen: Quarz ist nach den Feldspäten das häufigste Mineral der Erdkruste und ist (siehe Phasendiagramm) im gesamten Bereich der Kruste stabil. Die Komponente SiO₂ ist gleichzeitig die häufigste Komponente, und das Auftreten von Quarz hängt daher in erster Linie von der chemischen Zusammensetzung des Gesamtgesteins, d.h. dessen SiO₂-Gehalt ab. Anwesenheit von Quarz spricht immer für "SiO₂-übersättigte" Gesteine.

Magmatite: "saure" Gesteine (felsisch); Tridymit und Cristobalit in Ignimbriten und Rhyolithen.

i.A. nicht mit Olivin und Foiden. $\text{Olivin (MgSiO}_4) + \text{SiO}_2 = \text{Enstatit (Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6)$
 $\text{Nephelin (NaAlSi}_3\text{O}_8) + 2 \text{SiO}_2 = \text{Albit (NaAlSi}_3\text{O}_8)$

Metamorphite:

i.A. nicht mit Korund (SiO₂-untersättigt)

$\text{Korund (Al}_2\text{O}_3) + \text{SiO}_2 = \text{Al}_2\text{SiO}_5$ (Disthen, Sillimanit, Andalusit)

Mit Spinell (Mg₂AlO₄) erst ab T > 1000°C in der Ultrahochtemperaturmetamorphose
Coesit ist Leitmineral der Ultrahochdruckmetamorphose (oft nur als Pseudomorphose erhalten).

Stishovit (und Coesit) in Gesteinen der Schockwellenmetamorphose (Meteoritenimpakt)

Sedimente:

Hauptbestandteil klastischer Sedimente wegen der hohen mechanischen und chemischen Stabilität von Quarz und seiner Häufigkeit in den Ausgangsgesteinen.

Chert: Sammelname für feinkörnige SiO₂-gesteine aus mikrokristallinem SiO₂ mit geringen Anteilen von normalem Quarz ("Kieselschiefer", "Feuerstein"), bei der Diagenese oder niedriggradigen Metamorphose in Quarzit umgewandelt.

Optische Eigenschaften:

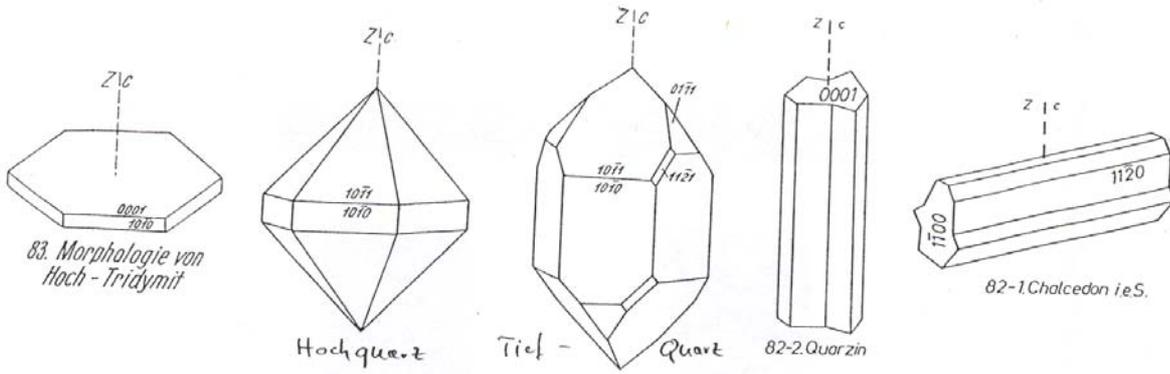
optisch einachsig positiv, aber oft auch anomal zweiachsig; Zwillingbildung makroskopisch häufig (Brasilianer-, Dauphinée-, Japaner-Zwillinge), im Schliff aber nicht zu erkennen; keine Spaltbarkeit, aber muschliger Bruch; idiomorph fast nur in Magmatiten (Rhyolithe,

Ignimbrite): hexagonale Querschnitte als Anzeichen für Hochquarz; bei Deformation undulöse Auslöschung und Subkornbildung.

$$n_o = 1.5442 \quad n_e = 1.5533$$

$$\Delta n = 0.0091$$

kaum Relief zum Einbettungsmittel und kein Chagrin



Feldspäte

Feldspäte sind Gerüstsilikate (Tektosilikate): Sie bestehen aus einem dreidimensionalen Gerüst von SiO_4 - und AlO_4 -Tetraedern, die über Ecken miteinander verknüpft sind. In den großen Lücken zwischen den Tetraedern befinden sich Kationen wie **Ca, Ba, Na, K**. Es gibt zwei unterschiedliche Tetraeder-Positionen: T_1 und T_2 . Die Al- und Si-Kationen können willkürlich zwischen diesen zwei Positionen verteilt sein (ungeordnete Al-Si-Verteilung) oder jeweils nur bestimmte Tetraeder-Positionen einnehmen (geordnete Al-Si-Verteilung)

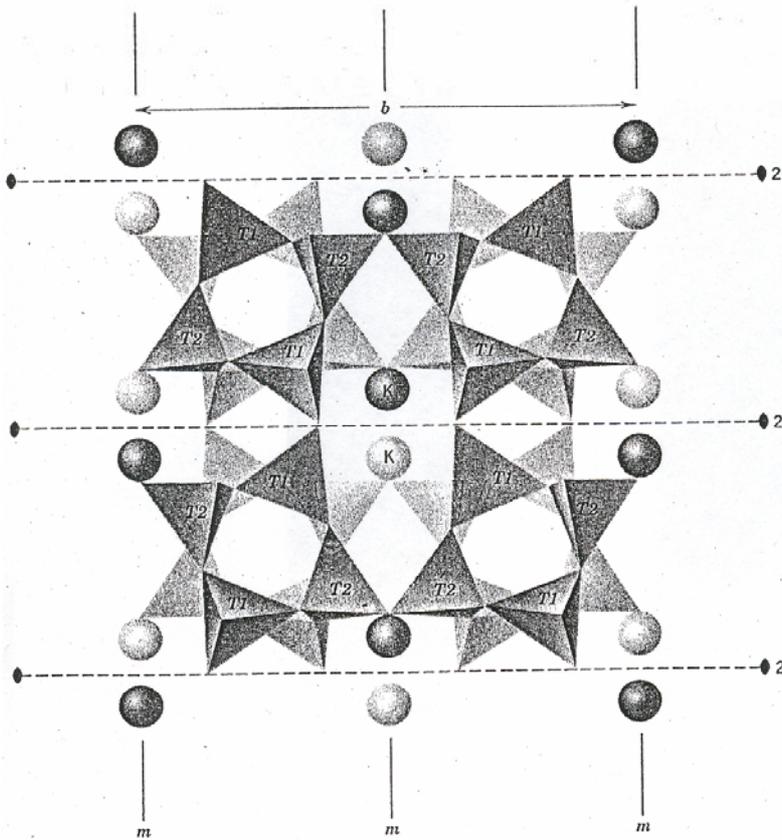
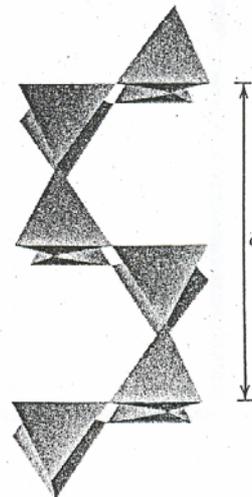
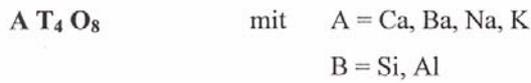


FIG. 11.93. The structure of high sanidine, KAISi_3O_8 , projected on (201). Mirror planes (m) and 2-fold rotation axes (2) are shown. Other symmetry elements such as glide planes and 2-fold screw axes are also present but their location is not shown here. (After J. J. Papike and M. Cameron, 1976, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, v. 14, p. 66.)

FIG. 11.94. The four-membered rings in Fig. 11.93 are linked to form chains that run parallel to the a axis. (After J. J. Papike and M. Cameron, 1976, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, v. 14, p. 67.)



Die allgemeine chemische Formel der Feldspäte lautet:



Die zwei Hauptgruppen der Feldspäte sind:

- die **Alkalifeldspäte**

- die **Plagioklase**

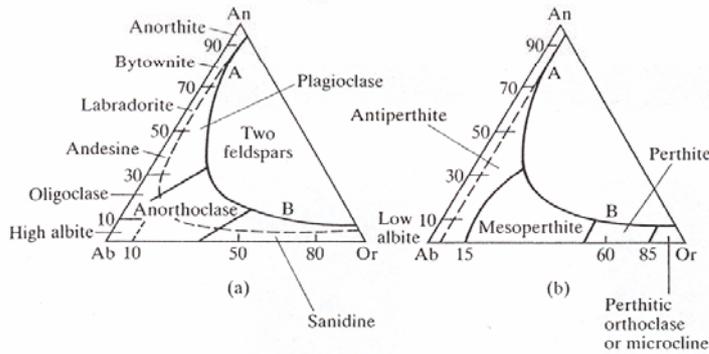


Fig. 125 Feldspar nomenclature: (a) for disordered ternary feldspars; (b) for ordered ternary feldspars in which phase separation is at or below the resolution of the optical microscope. Composition in mol per cent. Curve AB, limit of ternary solid solution.

Alkalifeldspäte

Chemismus und Struktur:

Die Alkalifeldspäte entsprechen im wesentlichen einer Mischkristallreihe zwischen dem Na-Endglied $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ und dem K-Endglied K. Wegen der unterschiedlichen Ionenradien von K und Na ist diese Mischkristallreihe nur bei hohen Temperaturen lückenlos. Bei niedrigen Temperaturen entstehen komplexe Entmischungen.

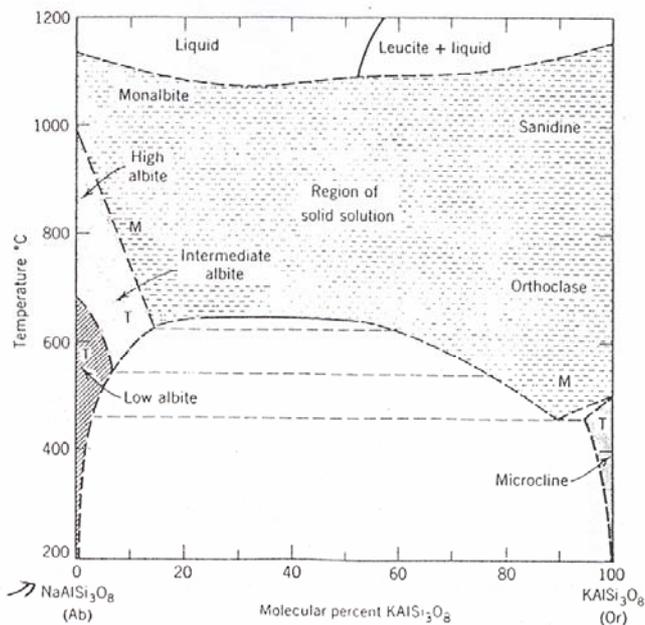


FIG. 11.95. Schematic phase diagram for the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8(\text{Ab})$ - $\text{KAlSi}_3\text{O}_8(\text{Or})$ showing a large miscibility gap at temperatures below approximately 600°C . M and T mean monoclinic and triclinic, respectively. (Modified after J. V. Smith, 1974.) Smith uses "low sanidine" for part of the region marked as orthoclase.

Je nach Chemismus und Entstehungsbedingungen sind die Alkalifeldspäte **triklin** oder **monoklin**. Mit abnehmender Temperatur nimmt die Ordnung der Al-Si-Verteilung zu und die Kristalle verhalten sich zunehmend triklin.

- In der monoklinen Hochtemperatur-Form Hoch-Sanidin ist die Si-Al-Verteilung vollkommen ungeordnet (entsprechend ebenso im Monalbit).
- In der triklinen Tieftemperatur-Form Mikroklin ist die Verteilung vollkommen geordnet.
- In monoklinem Orthoklas (intermediäre Temperaturen) ist der Ordnungszustand intermediär.
- Anorthoklas ist makroskopisch monokliner, röntgenographisch aber trikliner Al-reicher Alkalifeldspat (entsteht bei Abkühlung von Monalbit-reichen Mischkristallen).

Der Ca-Gehalt der Alkalifeldspäte ist meist sehr gering, vor allem bei den K-reichen Mischkristallen.

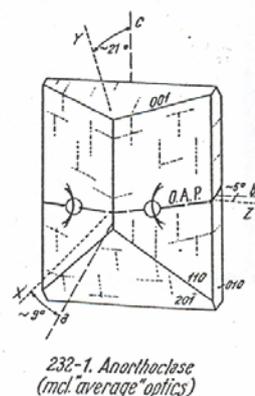
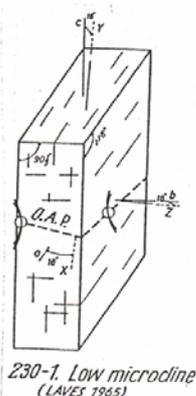
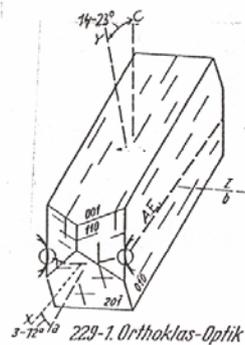
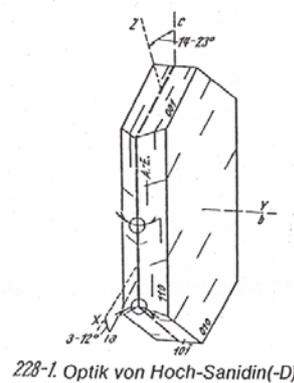
Wichtige Spurenelemente in Alkalifeldspäten sind Rb, Cs, Sr, Ba (Celsian), NH₄⁺ (Buddingtonit), Pb (Amazonit)

Optische Eigenschaften

Idiomorphe Querschnitte sind meist länglich, leistenförmig, manchmal rechteckig oder sechseckig. Charakteristisch sind die Spaltbarkeit, die niedrige Doppelbrechung (vgl. Quarz) und Lichtbrechung (<Quarz).

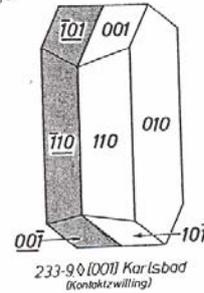
Licht- und Doppelbrechung:

	Sanidin	Orthoklas	Anorthoklas	Mikroklin
n_α	1,518 – 1,525	1,518 – 1,523	1,527 – 1,522	1,518 – 1,520
n_β	1,522 – 1,530	1,522 – 1,528	1,533 – 1,528	1,522 – 1,524
n_γ	1,523 – 1,532	1,523 – 1,530	1,535 – 1,529	1,524 – 1,526
$\Theta\Delta$	0,005 – 0,007	0,005 – 0,007	0,008 – 0,007	0,006 – 0,006



Beachte: Beim Übergang von Sanidin zu Orthoklas dreht sich die optische Achsenebene (AE) von $\parallel(010)$ zu $\perp(010)$.

Die häufigsten Zwillinge sind Karlsbader Zwillinge (außerdem gibt es Zwillinge nach dem Bavenoer-, Periklin- und Manebacher Gesetz)



Die Mikroklin-Gitterung ("cross hatching") ist auf submikroskopische bis mikroskopische Zwillingsdomänen nach dem Albit- und Periklin-Gesetz zurückzuführen.

Ähnlich ist die feinlamellare Zwillingsgitterung beim Anorthoklas. Unterscheidung möglich wegen der unterschiedlichen Orientierung der Zwillingslamellen.

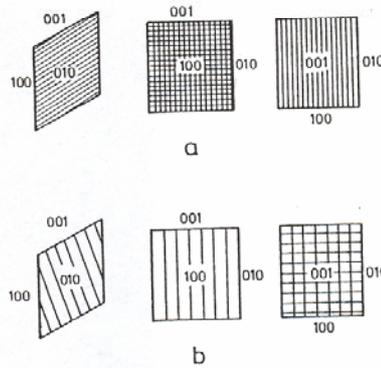


Abb. 185 Verzwilligung nach dem Albit- und Periklin-Gesetz in: a) Anorthoklas, b) Mikroklin.

Perthitische Verwachsungen sind orientierte Verwachsungen von Na-Feldspat und K-Feldspat innerhalb eines Feldspat-Korns. Man spricht von **Perthit**, wenn der K-Feldspat den räumlich zusammenhängenden Wirt bildet und der Na-Feldspat als Gast darin verteilt ist. Der umgekehrte Fall wird **Antiperthit** genannt. Je nach Größe der Einlagerungen unterscheidet man Makro- (makroskopisch sichtbar), Mikro- (mikroskopisch sichtbar), und Kryptoperthite (nur röntgenographisch sichtbar). Analog beim Antiperthit.

Unterscheidung Perthit / Antiperthit: Die Na-reichen Mischkristalle haben stets eine höhere Lichtbrechung als die K-reichen Mischkristalle. Unterscheidung mittels Becke-Linie.

Umwandlungen:

- Sericitisierung, d.h. Bildung von sehr kleinen Hellglimmer-Kristallen
- Kaolinisierung (durch hydrothermale Lösungen oder Verwitterung)

Vorkommen:

Alkalifeldspäte sind sehr weit verbreitet wg. ihres weiten Stabilitätsbereiches und ihrer gewöhnlichen Zusammensetzung. In Ultramafischen Gesteinen treten sie nicht auf (chemische Kontrolle).

Plagioklase:

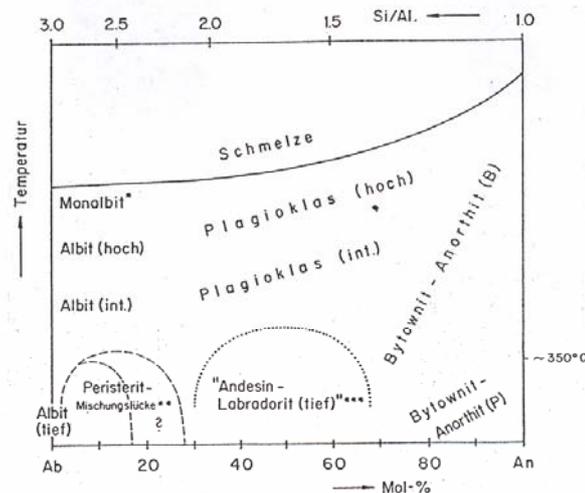
Chemismus: Mischkristallreihe $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Albit) – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (Anorthit)

Die intermediären Glieder heißen Oligoklas, Andesin, Labradorit und Bytownit, oft gibt man aber nur den Anorthit-Gehalt an (z.B. An80).

Meist geringe Mengen an K-Feldspat-Komponente. Spurenelemente wie Alkalifeldspäte.

Plagioklase zeigen häufig einen Zonarbau, wobei in Magmatiten der Kern normalerweise Anreicherter als der Rand ist (Bildung aus der Schmelze bei abnehmender Temperatur). Inverser Zonarbau wird aber auch beobachtet (z.B. in Metamorphiten).

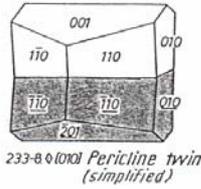
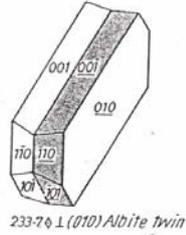
Struktur: Plagioklase sind meist **triklin**. Monokline Formen existieren nur bei hohen Temperaturen.



Optische Eigenschaften: Kristallformen wie bei den Alkalifeldspäten. Sehr oft verzwilligt.

Am häufigsten ist das **Albitgesetz** (polysynthetische Zwillinglamellen), dann das

Periklingesetz. Auch Karlsbader Zwillinge sind verbreitet. Die Zwillingbildungen treten gleichzeitig auf.



Die Brechungsindizes nehmen mit steigendem Anorthitgehalt zu:

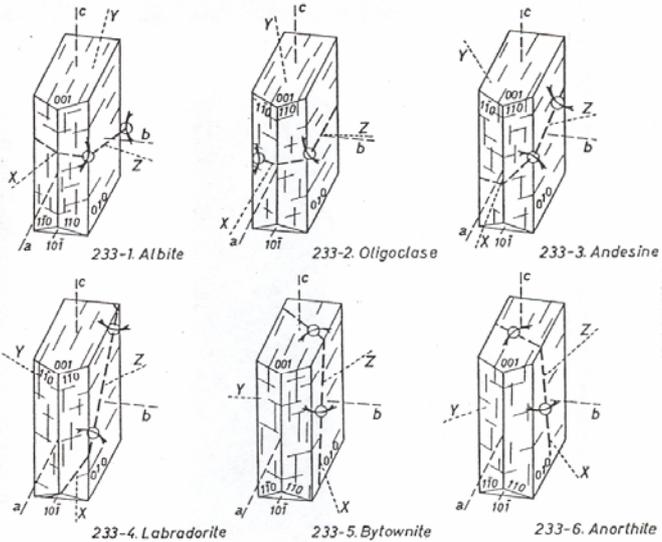
n_x : 1.529 - 1.575

n_y : 1.533 - 1.583

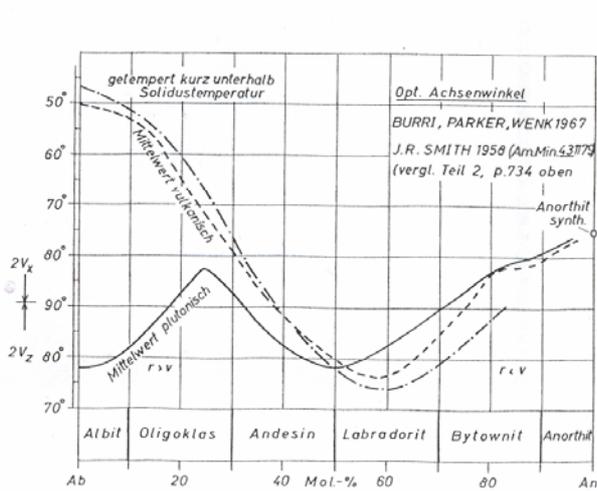
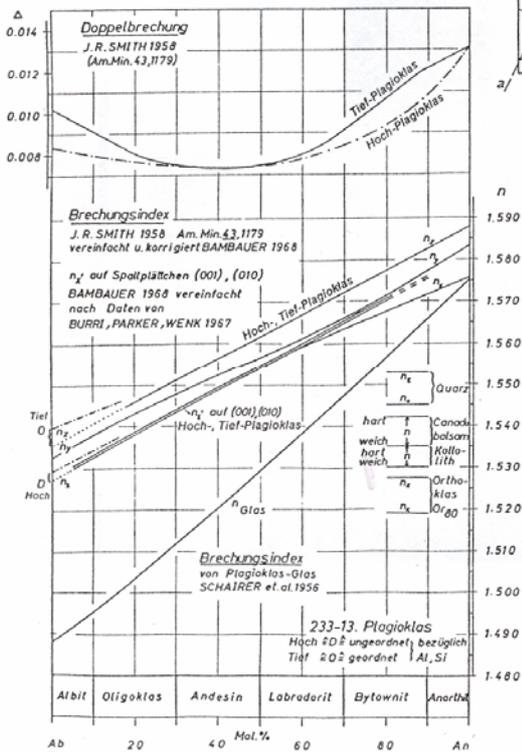
n_z : 1.539 - 1.588

Δ : 0.010 - 0.013

Spaltbarkeit: # (001) } 86°
 # (010)



233. Optics of low plagioclases



Bestimmung des Anorthit-Gehalts von Plagioklasen über die Auslöschungsschiefe von Albit-Zwillingen (Methode nach Rittmann)

- Schnitte mit Zwillingslamellen suchen, die \perp zur ZwillingsEbene liegen (beim Defokussieren keine seitliche Abweichung)
 - N-S orientieren, die beiden Lamellenscharen müssen gleiche Interferenzfarbe aufweisen
 - Auslöschungsschiefe nach links und nach rechts messen; die Werte dürfen maximal um 5° differieren (der höhere gilt!)
 - mehrere Zwillinge vermessen; der höchste Meßwert ist der beste
- Für Auslöschungsschiefen $\leq 20^\circ$ gibt es zwei mögliche An-Gehalte (s. Diagramm); um zu einer eindeutigen Lösung zu kommen, muß man die beiden Spaltrichtungen (001) und (010) sehen können. Wenn X' (bzw. n_α') im stumpfen Winkel der # liegt, gilt die untere Hälfte des Diagramms; wenn X' im spitzen Winkel liegt, gilt die obere Hälfte.
- diejenige Auslöschungsstellung einstellen, in der der spitze Winkel nach N weist (damit steht entweder X' oder Z' in Richtung N-S)
 - um 45° im Uhrzeigersinn drehen (damit steht X' oder Z' in Diagonalstellung)
 - Hilfsobjekt Rot I einschieben:
 - wenn Additionsfarben entstehen, dann liegt Z' im spitzen Winkel und X' im stumpfen Winkel der # und die untere Hälfte des Diagramms gilt
 - wenn Subtraktionsfarben entstehen, dann liegt X' im spitzen Winkel der # und die obere Hälfte des Diagramms gilt.

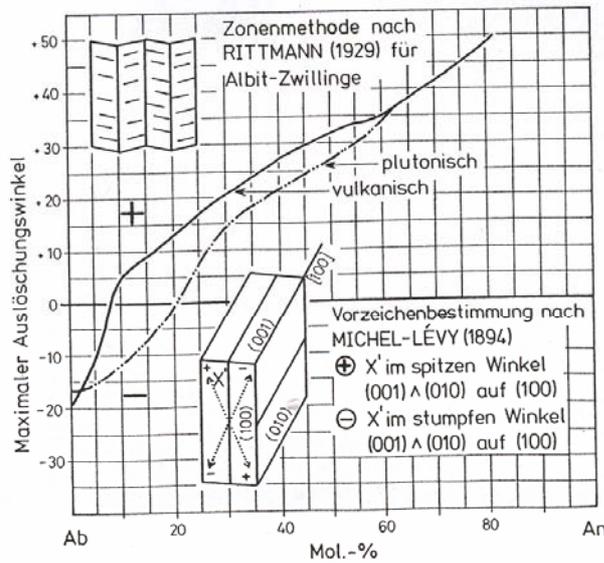
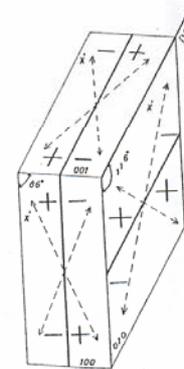


Abb. 197 Bestimmung des Anorthit-Gehaltes der Plagioklasse, vereinfacht nach der Zonenmethode von Rittmann (1929).



233-11. Vorzeichen von Auslöschungswinkeln bei Plagioklasen
 Auf (100): Regel von MICHEL-LÉVY, s. Teil 2.
 Auf (001) u. (010): Regel v. SCHUSTER, S. 765 oben!
 — = kristallogr. Bezugsrichtungen
 - - - = Auslöschungsrichtungen X'.

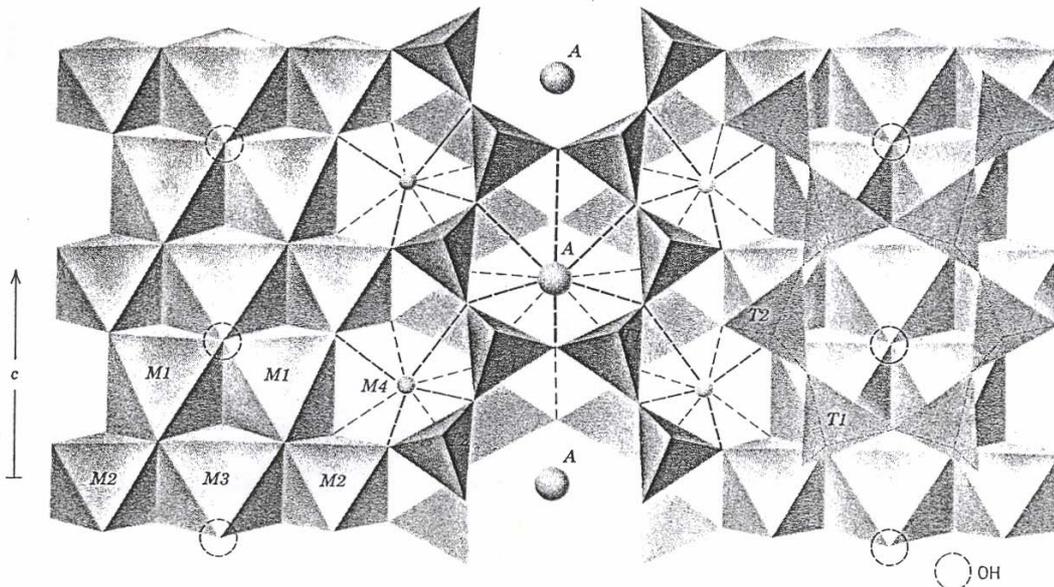
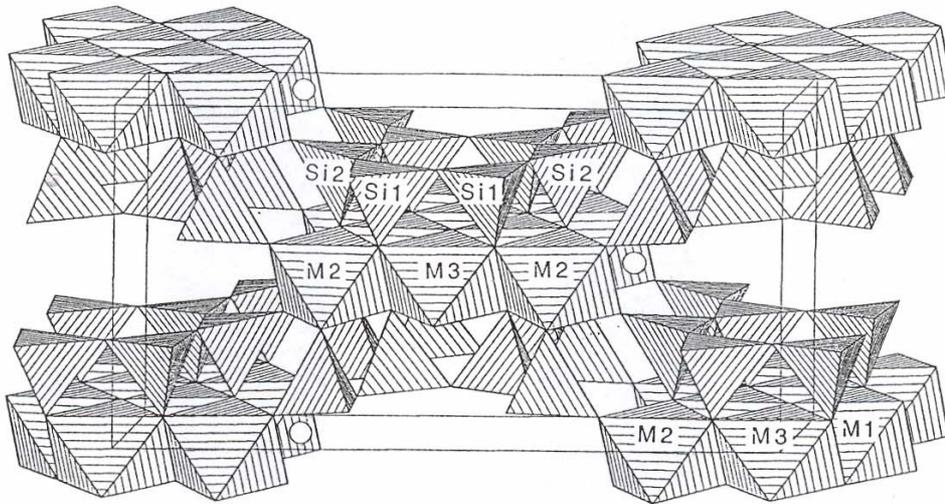
Vorkommen: Plagioklase sind mit ca. 42 Vol.-% die häufigsten Minerale der Erdkruste. Sie fehlen allerdings meist in ultramafischen Gesteinen und in Hochdruckmetamorphiten (z.B. Eklogite).

Albit ist ein typisches Mineral der Grünschiefer-Fazies. In basischen Gesteinen tritt unter diesen Bedingungen üblicherweise die Paragenese Albit-Epidot-Chlorit-Aktinolith auf. Mit steigender Metamorphosetemperatur werden die Plagioklase bei entsprechender Gesteinszusammensetzung An-reicher.

Umwandlung: Häufige Umwandlungsprodukte sind Sericit und Saussurit ("gefüllte Feldspäte"). Reiner Anorthit ist bei niedrigen Temperaturen in Anwesenheit einer wasserhaltigen fluiden Phase nicht stabil. Unter solchen Bedingungen treten an seiner Stelle die Paragenesen Disthen-Zoisit-Quarz (Hochdruck) oder Margarit-Zoisit-Quarz (bei niedrigen Drucken). Bei niedrigem P und T wird Anorthit durch Laumontit oder Wairakit ersetzt.

Amphibole

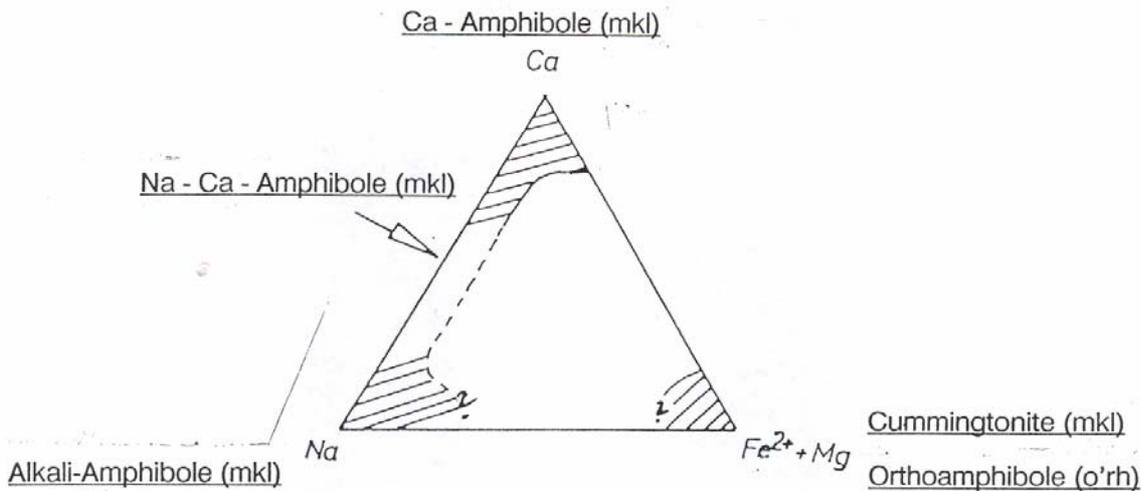
Struktur: Das Grundelement in der Struktur der Amphibol-Mineralen sind Zweier-Bänder aus SiO_4 -Tetraedern, die sich in c-Richtung mit einer Periodizität von ca. 5,3 Å wiederholen. Die Ketten werden lateral von oktaedrisch koordinierten Kationen verbunden. Die Oktaederecken werden von Spitzen der Tetraeder und OH-Gruppen eingenommen. Die Kationen besetzen fünf verschiedene Positionen, A (oder Leerstelle) und M1 bis M4.



Allg. Formel: $A^{[12]} B_2^{[8]} C_5^{[6]} T_8^{[4]} O_{22} (OH, F, Cl, O)_2$

wobei: A = Na, K oder Leerstelle
B = M4 = Ca, Na, Li, Mg, Fe^{2+} , Mn
C = M1, M2, M3 = Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn, Al, Ti, Cr, Zn
T = Si, Al

Systematische Gliederung nach der Besetzung der B- bzw. M4 – Position:

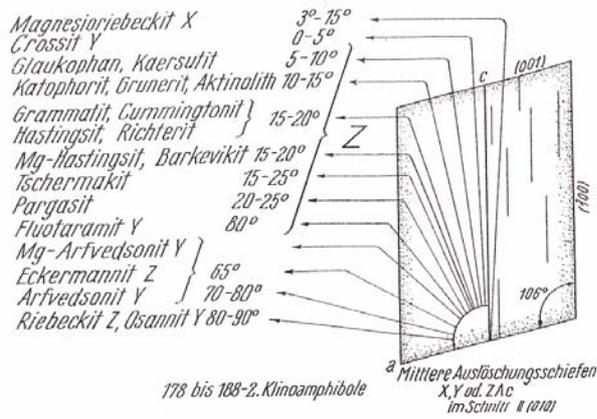


Allgemeine Bemerkung: Innerhalb der Amphibol-Mischkristallreihen gibt es mehrere Mischungslücken (d. h. koexistierende Amphibole in einem Gestein sind möglich). Wenn eine genaue Bestimmung mit optischen Methoden nicht möglich ist, verwendet man Näherungs-Bezeichnungen wie z.B. "tremolitischer Amphibol". "Hornblende" steht für Al-haltige Ca-Amphibole.

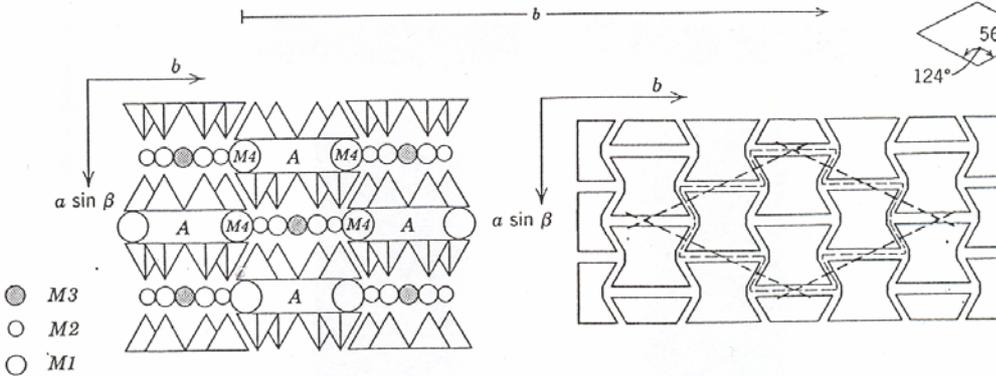
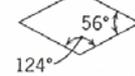
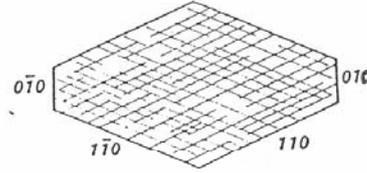
Einige veraltete Bezeichnungen (NICHT mehr verwenden!): Barkevikit, basaltische Hornblende, Grammatit, Strahlstein, Karinthin, Smaragdit, Osannit.

Allgemeine optische Kennzeichen:

- alle Amphibole zeigen deutliche Spaltbarkeit, charakteristisch sind die Spaltwinkel von 124° in Basisschnitten
- häufig 6-seitige Prismen und/oder stenglig, blättrig, faserig (Asbest)
- die monoklinen Amphibole sind ganz überwiegend optisch negativ (Ausnahmen nur in der Reihe Cummingtonit-Grunerit und beim Paragasit, bei denen die Mg-reichen Mischkristalle optisch positiv sind)
- Doppelbrechung Δ überwiegend 0.015 bis 0.030 entsprechend Interferenzfarben 1. bis 2. Ordnung (ggf. Überlagerung mit Eigenfarbe beachten).



- Die Auslöschungsschiefe $\wedge c$ ist für die häufigsten Amphibole kleiner als für die häufigsten Pyroxene (vgl. Diagramme)



Die Spaltbarkeit der Amphibole spiegelt die wichtigsten Strukturmerkmale wider. Die Spaltbarkeit längs der Prismenflächen verläuft parallel zu den Tetraeder-Doppelketten. Die Spaltflächen folgen den Ebenen der am schwächsten gebundenen A-Position.

Typische Vorkommen von Amphibolen in Magmatiten und Metamorphiten:

Anthophyllit – Gedrit: metamorphe Ultrabasite

Cummingtonit – Grunerit: metamorphe Eisenerze (z.B. BIF's)

Tremolit – Aktinolith: niedrig bis mittelgradige Metabasite, Kalksilikatgesteine

Tschermakitische, pargasitische, edenitische Amphibole ("Hornblende"): mittel- bis hochgradige Metamorphite, viele Magmatite (Granite, Tonalite, Gabbros), Ultrabasite, Alkali- und Kalkalkali-Basalte

Kaersutit: Fe-Ti-Gabbros, Alkalibasalte, Erdmantel

Arfvedsonit – Riebeckit: Alkaline Magmatite (Granite, Syenite, Phonolithe), hochgradige Metamorphite

Glaukophan – Crossit: Hochdruck-Metamorphite

Nomenklatur und optische Eigenschaften in den drei Amphibolhauptgruppen

1. Fe-Mg-Amphibole: $(\text{Fe}, \text{Mg})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

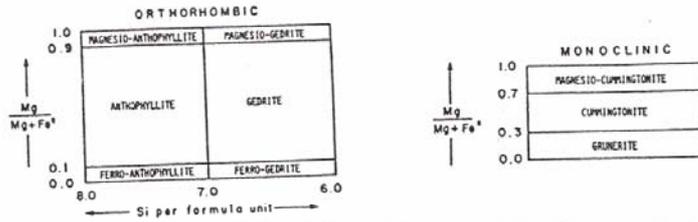
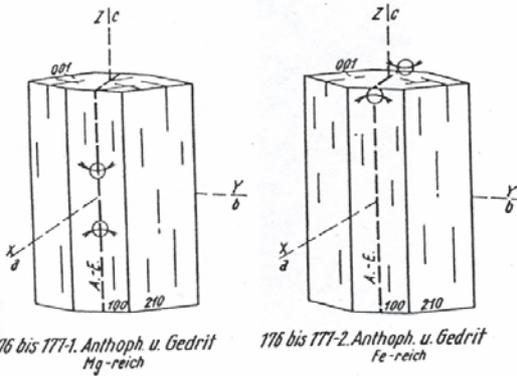


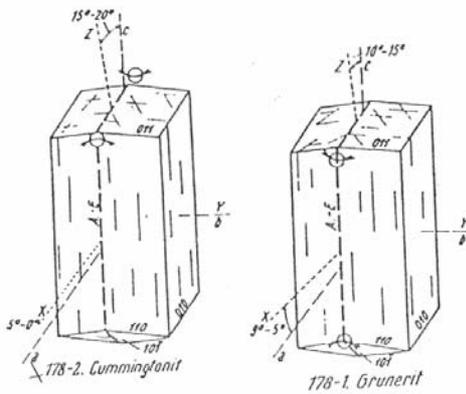
Figure 1. The nomenclature of the iron-magnesium-manganese amphiboles for which Li is < 1.0 atoms p.f.u. From Leake (1978).

1.1 Orthorhombische Fe-Mg-Amphibole



Anthophyllit (Mg-Fe) - Gedrit (Al)
 $n: 1,60 - 1,70;$
 Doppelbrechung: $0,016 - 0,025;$
 $2 V: 60 - 90^\circ$, 2-achsig positiv oder negativ
 farblos bis blaß grünlich-gelblich-bräunlich
 gerade Auslöschung parallel zu den Prismenflächen;

1.2 Monokline Fe-Mg-Amphibole



Cummingtonit (Mg) - Grunerit (Fe)
 $n: 1,64 - 1,73;$
 Doppelbrechung: $0,03 - 0,04$
 $2 V: \text{ca. } 90^\circ$; 2-achsig positiv oder negativ
 farblos bis grünlich-gelblich, bräunlich
 schiefe Auslöschung parallel zu den Prismen mit $15 - 20^\circ$;
 Zwillinge nach (100)

2. Ca-Amphibole (nur monoklin)

Table 3. The Calcic Amphiboles: End Member Names and End Member Formulae

End member	Formula
Tremolite	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ferro-actinolite	$\text{Ca}_2\text{Fe}_2^2\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Edenite	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_5\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
Ferro-edenite	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_2^2\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
Pargasite	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ferro-pargasite	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_2^2\text{AlSi}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Hastingsite	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^2\text{Fe}^3\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Magnesio-hastingsite	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Fe}^3\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Alumino-tschermakite	$\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ferro-alumino-tschermakite	$\text{Ca}_2\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ferri-tschermakite	$\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Fe}^3\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ferri-ferro-tschermakite	$\text{Ca}_2\text{Fe}_3^2\text{Fe}^3\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Alumino-magnesio-hornblende	$\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
Alumino-ferro-hornblende	$\text{Ca}_2\text{Fe}_4^2\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
Kaersucite	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{TlSi}_6\text{Al}_2(\text{O}+\text{OH})_{24}$
Ferro-kaersucite	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^2\text{TlSi}_6\text{Al}_2(\text{O}+\text{OH})_{24}$

Prefixes specific to calcic amphiboles

Alumino-	Al ^{VI} > 1.00
Sodian	Na > 1.00 (~3.5% Na ₂ O)
Subcalcic	Ca < 1.50 (~9.5% CaO)
Silicic	Si > 7.25 (Na+K) ^A > 0.50
Subsilicic	5.75 > Si > 5.50

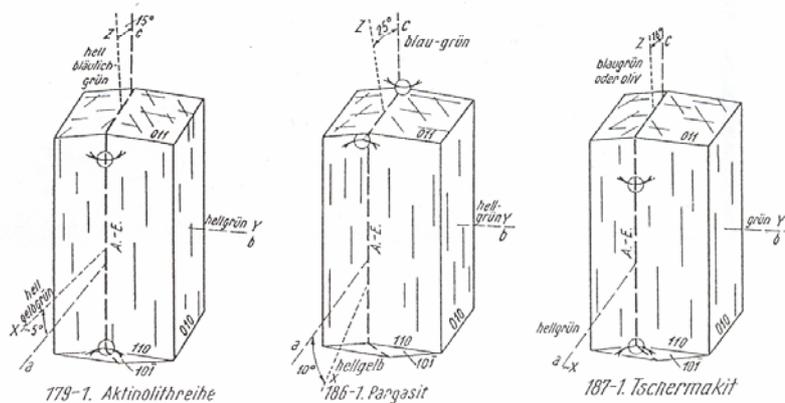
$n: 1,60 - 1,72$

Doppelbrechung: 0,016 - 0,03

2 V: 70 - 90°; meist 2-achsig negativ

meist deutlich gefärbt - pleochroitisch grün-braun mit allen Abstufungen und Übergängen nach Blau; reiner Tremolit farblos.

Zwillinge nach (100)



3. Alkali-Amphibole (nur monoklin)

Table 5. The Alkali Amphiboles: End Member Names and End Member Formulae

End member	Formula
Glaucophan	$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ferro-glaucophan	$\text{Na}_2\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Magneso-riebeckite	$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Fe}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Riebeckite	$\text{Na}_2\text{Fe}_3\text{Fe}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Eckermannite	$\text{NaNa}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ferro-eckermannite	$\text{NaNa}_2\text{Fe}_4\text{AlSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Magneso-arfvedsonite	$\text{NaNa}_2\text{Mg}_4\text{Fe}_3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Arfvedsonite	$\text{NaNa}_2\text{Fe}_4\text{Fe}_3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Kozulite	$\text{NaNa}_2\text{Mn}_4(\text{Fe}^3, \text{Al})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Prefixes specific to alkali amphiboles

Calcian	$\text{Ca} > 0.50$ (~3X CaO)
Lithian	$\text{Li} > 0.50$ (~1X Li_2O)

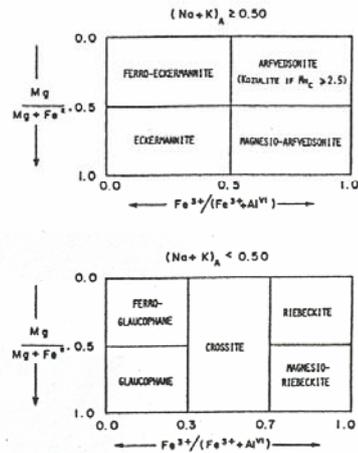


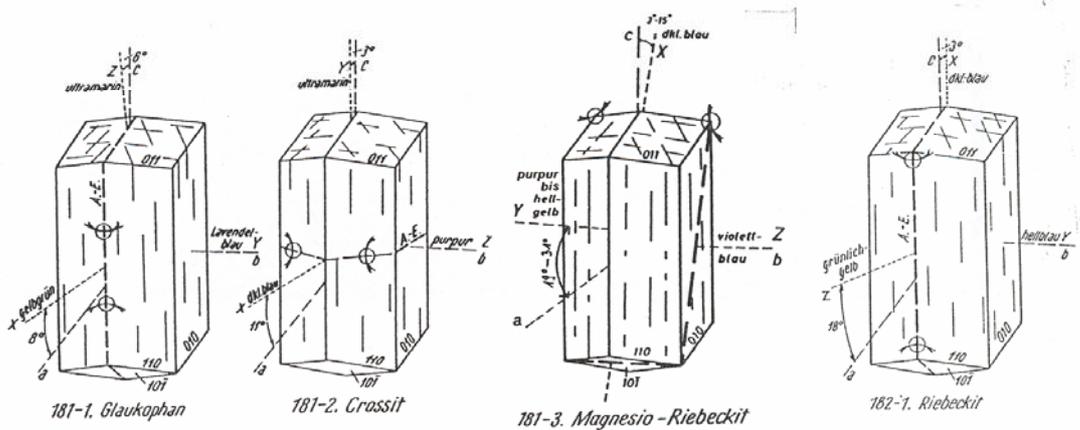
Figure 4. The nomenclature of the alkali amphiboles. Modified from Leake (1978).

n : 1,60 - 1,70

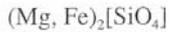
Doppelbrechung: 0,004 - 0,025

2 V: 0 - 90°; meist negativ

meist deutliche Blautöne, bei höheren Ti-Gehalten rotbraun bis opak, stark pleochroitisch, aber auch grün-gelbe Farben vorkommend, starke Dispersion der Auslöschung; reiner Glaukophan farblos.



Olivin



orthorhombisch

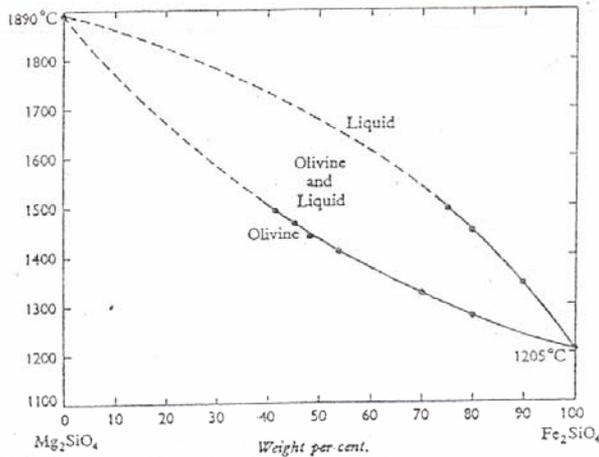
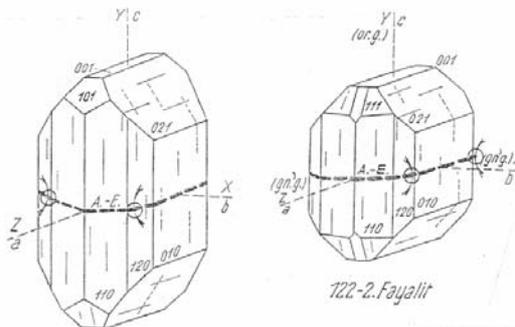


FIG. 3. Equilibrium diagram of the system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_2\text{SiO}_4$ (after Bowen and Schairer, 1935).

Inselsilikat, die isolierten SiO_4 -Tetraeder werden von 2-wertigen Kationen in oktaedrischer Koordination verbunden. Zwei Kationenpositionen, M1 und M2, die sich in ihrer Größe nur wenig unterscheiden. Sie werden in den Mischkristallen der Olivin-Reihe statistisch ungeordnet durch Mg^{2+} oder Fe^{2+} besetzt. Die Mischkristallreihe ist also kontinuierlich. Endglieder: Forsterit Mg_2SiO_4 - Fayalit Fe_2SiO_4 . Spurengehalte v.a. Ca (in Fe-reichen Olivinen), Ni und Cr (in Mg-reichen Olivinen).

Optische Kennzeichen:

	Fo	Fa
n_x	1,636	1,827
n_y	1,651	1,869
n_z	1,669	1,879
Δn	+0,033	-0,052



- im DS farblos
- in Vulkaniten oft idiomorph, u.U. mit Anzeichen von Resorption an den Rändern
- kräftige Interferenzfarben der 2. Ordnung
- Olivin aus Mantelxenolithen zeigt oft undulöse Auslöschung und Subkornbildung



Abb. 114 Idiomorphe Olivin-Kristalle mit Spinell-Einschlüssen in einem Tholeiitbasalt des Vogelsberges. Kennzeichnend ist die schlechte Spaltbarkeit des Olivins. Ungekr. Pol.

2V variiert mit der
Zusammensetzung.

Bei Fo88 ist $2V = 90^\circ$,

d.h. Fo < 88 2-achs. neg.

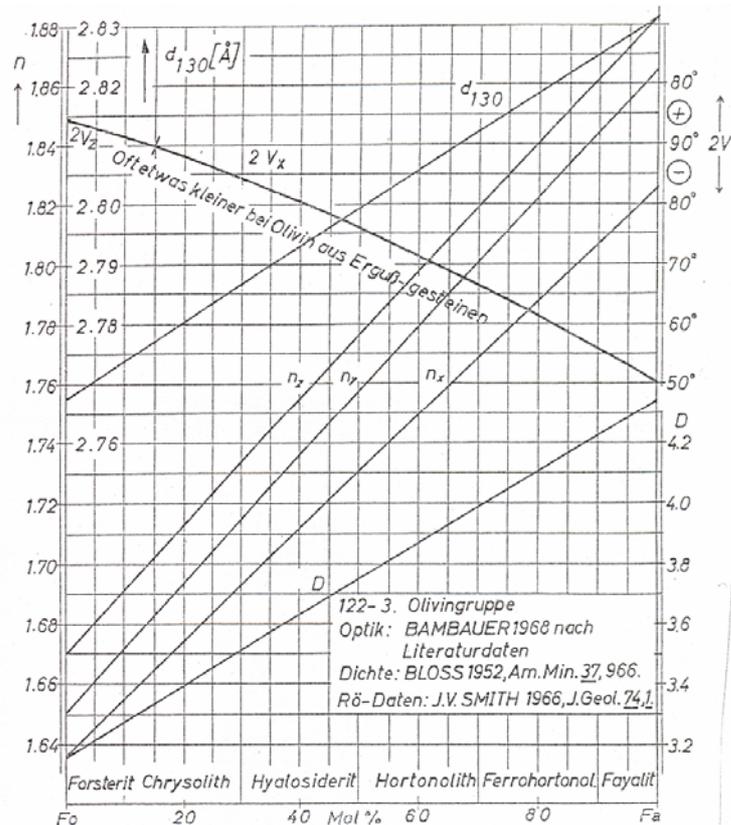
Fo > 88 2-achs. pos.

Fo = 88 optisch neutral

→ Abschätzung der chem.

Zusammensetzung aus dem

Achsenbild



Vorkommen:

- häufiger Bestandteil basischer und intermediärer Magmatite (typ. Fo80 bis Fo50)
- in Ultrabasiten (Dunit, Lherzolite, Harzburgit, Wehrlit, Foidite, Melilithite, typ. Fo93 bis Fo80); häufigstes Mineral in den Gesteinen des Oberen Erdmantels und demzufolge den Mantel-Xenolithen in vielen Vulkaniten ("Olivin-Knollen")
- Fayalit-reicher Olivin seltener in verschiedenen sauren Magmatiten
- metamorph in thermisch überprägten Serpentiniten
- Forsterit in kontakt- oder regionalmetamorphen kieseligen Karbonaten (ca. 550-650°C)

Umwandlungen:

- Serpentinisierung, führt oft zu Maschenstruktur (Ol-"Maschen" in einem Netz aus faserigen Serpentin-Adern), häufig in Ol-reichen Plutoniten
- "Iddingsitisierung" – Umwandlung in ein gelbbraunliches Gemisch aus Phyllosilikaten und Oxiden, oft nur randlich ("Iddingsit-Säume")
- Karbonatisierung (Karbonat-Pseudomorphosen nach Olivin) kommt in Vulkaniten auch öfter vor

Olivin und Quarz schliessen sich

weitgehend aus.

$Ol + Qz = En$

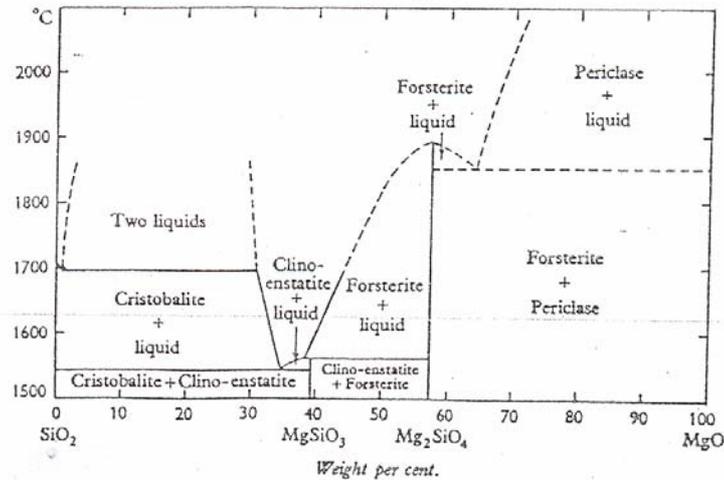


Fig. 5. Equilibrium diagram of the system MgO-SiO₂ (after Bowen and Schairer 1935).

ähnliche Minerale:

- im Dünnschliff farblose Pyroxene haben vollkommene Spaltbarkeit nach (110)
- Klinopyroxene zeigen außerdem eine schiefe Auslöschung in Bezug auf Prismenflächen und auf die Spaltrisse, sofern nur ein System paralleler Spuren von Spaltflächen zu sehen ist
- Epidot hat meist eine grünlichgelbe Eigenfarbe und übernormale Interferenzfarben
- Monicellit (Ca-Mg-Mineral mit Olivinstruktur; in kieseligen Dolomiten und Skarnen) hat geringere Doppelbrechung; zeigt im Gegensatz zu Forsterit optisch negativen Charakter
- Humit: ein seltenes Mineral aus metamorphen Karbonatgesteinen und Skarnen im Kontakt zu sauren Plutonit-Intrusionen; optisch ähnlich Olivin; bei Humit ist die optische Achsenebene parallel der deutlichen Spaltbarkeit parallel (001), bei Olivin senkrecht zur weniger deutlichen Spaltbarkeit parallel (010)

Pyroxene

Struktur: Das Grundgerüst bilden unendliche Tetraederketten mit 2-fach Periodizität entlang der c-Achse. Die Tetraeder sind über je zwei gemeinsame Sauerstoffe mit Nachbar-Tetraedern verbunden. Die Ketten werden lateral durch 6-8-fach koordinierte Kationen verbunden. Die Kationen-Polyeder bilden Schichten parallel zur c-Achse. Es gibt 2 Kationenpositionen, M1 und M2. Die M1-Position liegt oktaedrisch koordiniert zwischen Tetraeder-Spitzen. Die M2-Position liegt 6-8-fach koordiniert (je nach Ionengröße) zwischen Basisflächen der Tetraeder. Große Kationen gehen stets in die M2-Position. Symmetrie monoklin (Klinopyroxene) oder orthorhombisch (Orthopyroxene).

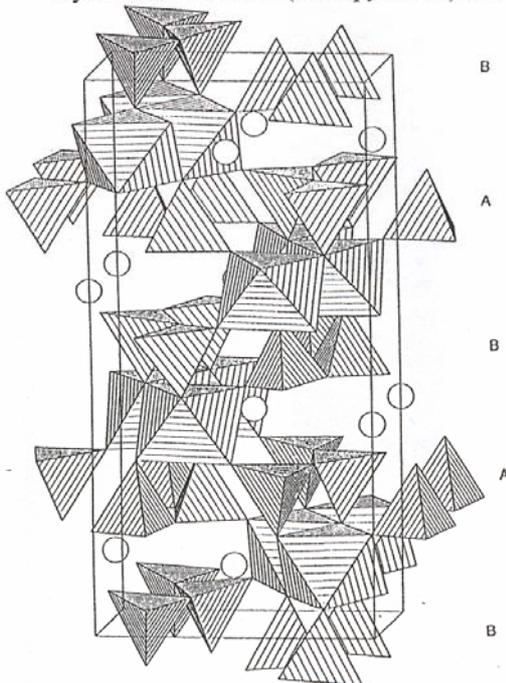


Figure 6.1. Orthoenstatite, $Mg_2Si_2O_6$, perspective c -axis projection, a vertical. Si tetrahedra share a bridging oxygen to form a single infinite chain parallel to c . There are two distinct types of silicate chains, A and B, so that each b - c layer of chains contains only one type of chain. There are two distinct Mg sites, M1 and M2. M1 is a fairly regular octahedron, whereas M2 (circle) is in distorted six-coordination. All cations are in the general position with point symmetry 1.

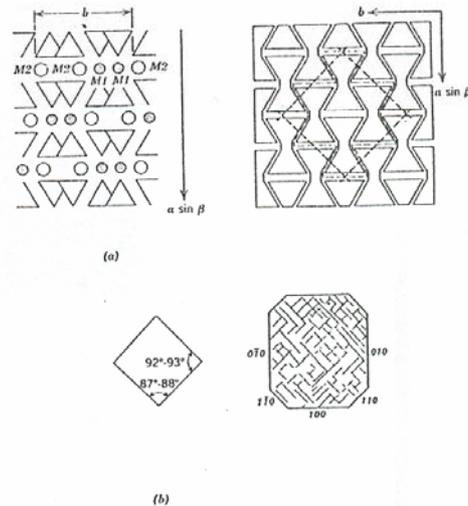


FIG. 11.42. (a) Schematic projection of the monoclinic pyroxene structure on a plane perpendicular to the c axis. (b) Control of cleavage angles by t - o - t strips (also referred to as "l beams") in the pyroxene structure, as compared with naturally occurring pyroxene cleavage.

Allgemeine Formel:



wobei $X = M1: Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Li, Ca, Na$

$Y = M2: Al, Fe^{3+}, Ti^{4+}, Cr, V, Ti^{3+}, Zr, Sc, Zn, Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}$

$T: Si (\geq 1.000), Al, Fe^{3+}$

Nomenklatur:

Mg – Fe – Pyroxene

Enstatit	$Mg_2Si_2O_6$	Mischkristalle; Grenze bei 50 : 50	} Pbc _a ; o'rh
Ferrosilit	$Fe_2Si_2O_6$		
Klinoenstatit	$Mg_2Si_2O_6$	Mischkristalle	} P21/c; mkl
Klinoferrosilit	$Fe_2Si_2O_6$		
Pigeonit	Mischkristalle mit Ca		

Ca-Pyroxene

Diopsid	$CaMgSi_2O_6$	} C2/c; mkl
Hedenbergit	$CaFeSi_2O_6$	
Augit	$(Ca, Na)(Mg, Fe, Al)(Si, Al)_2O_6$	

Ca – Na – Pyroxene

Omphacit	$(Na, Ca)(Al, Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+})Si_2O_6$	} C2/c, P2/n,
Ägirinaugit	$(Ca, Na)(R^{2+}, Fe^{3+})Si_2O_6$	

Na – Pyroxene

Jadeit	$NaAlSi_2O_6$	} C2/c; mkl
Ägirin	$NaFe^{3+}Si_2O_6$	

veraltete Namen (nicht mehr benutzen): Fassait, Salit, Bronzit, Hypersthen

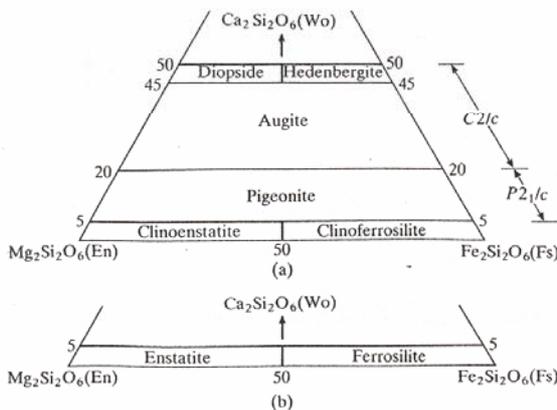


Fig. 50 Composition ranges and nomenclature of (a) the Ca–Mg–Fe clinopyroxenes, and (b) orthopyroxenes (after Morimoto, M., 1988, *Min. Mag.*, 52, 535–50).

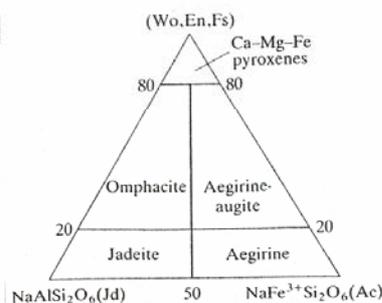


Fig. 51 Composition ranges and nomenclature of the common (Ca–Mg–Fe) and Na and Fe^{3+} pyroxenes (after Morimoto, M., 1988, *Min. Mag.*, 52, 535–50).

Optische Kennzeichen:

- farblos bis grün und braun; Cr-Diopsid und Ägirinaugit grasgrün
- Spaltbarkeit deutlich nach zwei Prismenflächen (110), (210); fast 90° zueinander
- Klinopyroxene ganz überwiegend 2-achs. pos.; Orthopyroxene pos, neg. oder neutr.
- einfache Abschätzung der chem. Zusammensetzung aus dem Achsenbild möglich
- Auslöschung der Opx gerade zu Prismenflächen und symmetrisch zu Spaltrissen;

Auslöschung der Klinopyroxene schief

- Opx meist Interferenzfarben 1. Ordnung; Cpx meist 2. Ordnung

- Opx mit Entmischungslamellen nach (100) und (001),

Pigeonit invertiert unter Beibehaltung von Entmischungslamellen nach (100) und Zwillingen in Opx

- Titanaugit: anomale blaue und braune Interferenzfarben;

Sanduhrstruktur

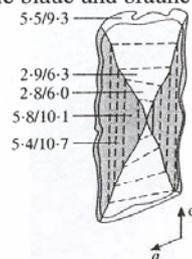


Fig. 74 Zoning in titanian augite. Shaded areas, more deeply coloured zones. Continuous lines, hour-glass sector boundaries. TiO₂ and Al₂O₃ contents of the zones are shown, e.g. zone 1 TiO₂ 5.40, Al₂O₃ 10.7 wt per cent (after Wass, S. Y., 1973, *Min. Mag.*, 39, 133-44).

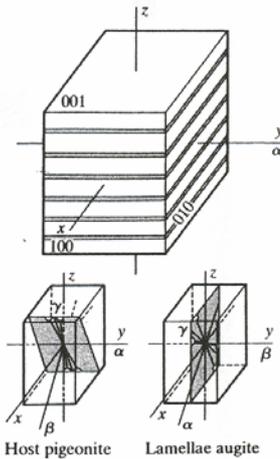


Fig. 64 Augite lamellae parallel to (001) in pigeonite (after Poldervaart, A. & Hess, H. H., 1951, *J. Geol.*, 59, 472-89).

* Plane of exsolution is only approximately (001); see augite section (p. 180).

Messung der Auslöschungsschiefe $n_\gamma \wedge c$ von Klinopyroxenen

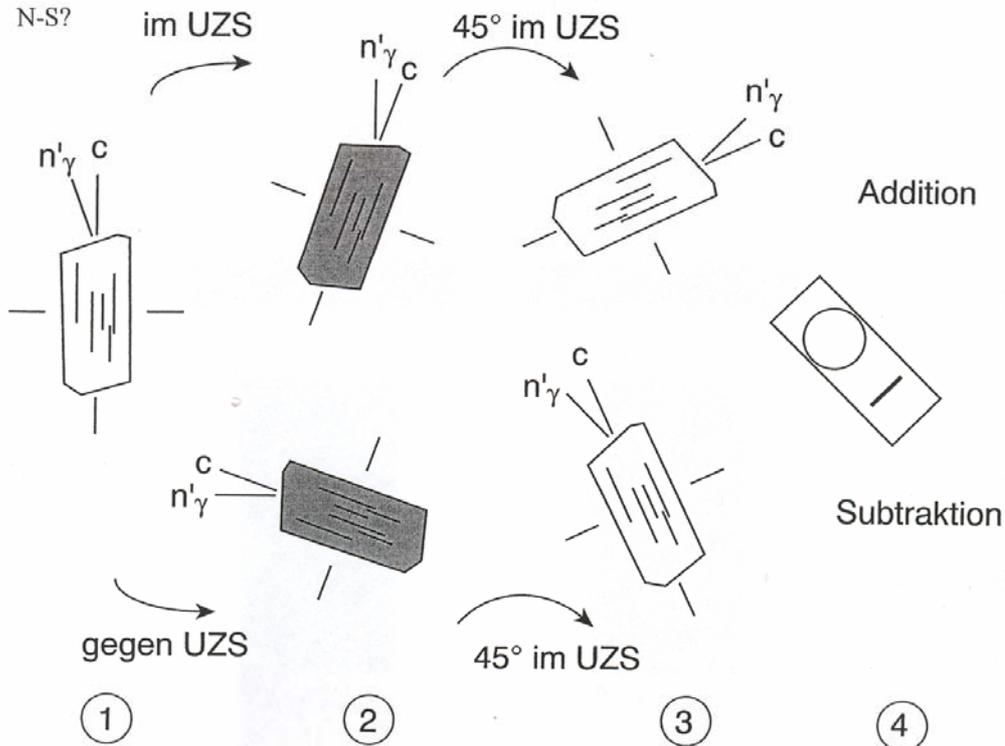
Die Winkel zwischen n_γ (bzw. Z) und der c-Achse (= Richtung der Spaltrisse in Schnittlagen mit nur einem System von Spaltrissen) ist für die verschiedenen Pyroxene mineraltypisch und kann zur genaueren Diagnose genutzt werden (analog funktioniert das auch bei den Amphibolen).

Messung des Auslöschungswinkels:

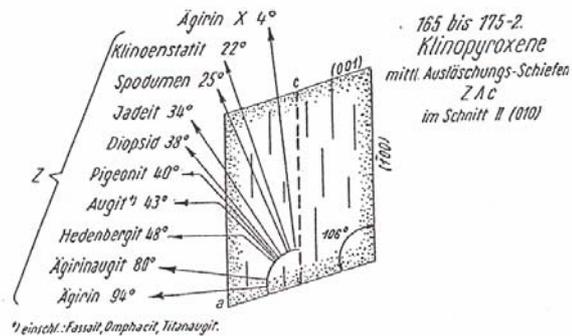
- Schnitt mit parallelen Spaltrissen und möglichst hoher Interferenzfarbe suchen
- Spaltrisse auf den N-S-Faden stellen, Winkelwert notieren (1 der Abbildung)
- Wir wollen den Winkel zwischen n_γ und der c-Achse messen, also müssen wir erst die Spaltrisse auf N-S stellen, Winkelwert notieren, dann n_γ auf N-S stellen, Winkelwert notieren.

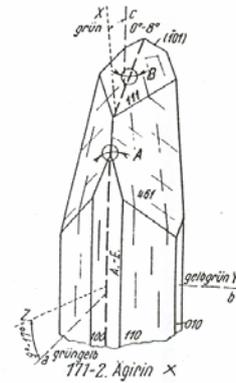
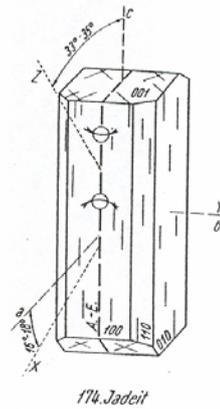
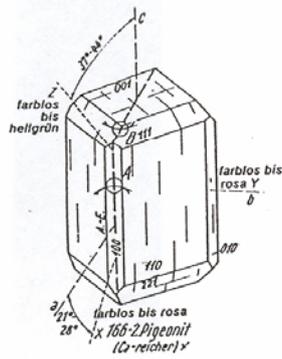
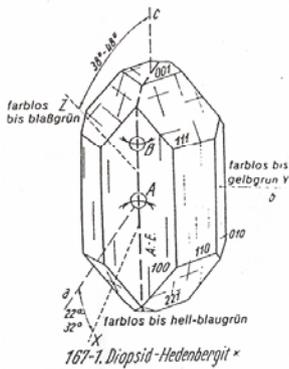
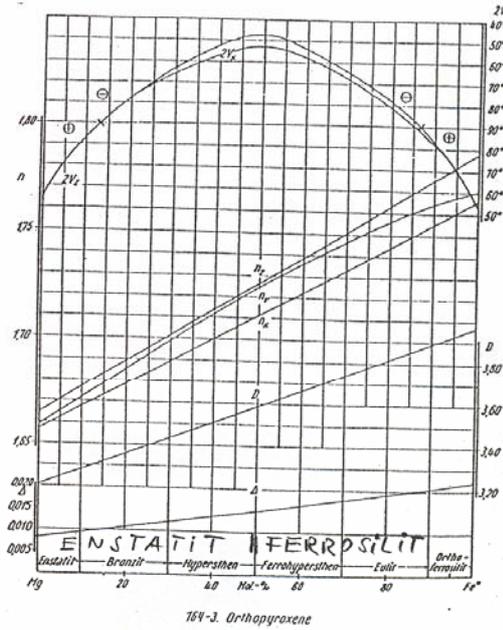
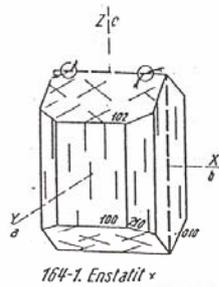
Die Differenz ergibt den Auslöschungswinkel.

Wir können nun sowohl nach rechts wie nach links in eine Dunkelstellung drehen (2 der Abbildung). Welche ist für uns die richtige? In welcher Dunkelstellung steht n_γ in Richtung N-S?



- So geht's: Eine der Auslöschungsstellungen einstellen. Jetzt schwingt n_γ entweder in N-S- oder in E-W-Richtung. Um 45° drehen im Uhrzeigersinn (→ Diagonalstellung) (3 der Abbildung). Hilfsobjekt Rot I einschieben (4 der Abbildung).
 Wenn Additionsfarben auftreten, stand n_γ in Richtung N-S (das ist, was wir messen wollen).
 Wenn Subtraktionsfarben auftreten, stand n_γ in Richtung E-W (und wir nutzen zur Messung des Auslöschungswinkels die andere Dunkelstellung).





Ähnliche Minerale:

- Opx vs. Cpx: Auslöschungsschiefe, Doppelbrechung
- Augit vs. Hornblende: Spaltwinkel, Auslöschungsschiefe, Optischer Charakter
- Augit vs. Olivin: Eigenfarbe, Spaltbarkeit
- Diopsid vs. Olivin: Spaltbarkeit, ggf. Auslöschungsschiefe

Umwandlungen:

- Serpentinisierung von Orthopyroxen in Peridotiten, Gabbros, basischen Vulkaniten
- in Plutoniten verbreitet (z.T. randliche) Umwandlung in Hornblende (= Uralitisierung)

Vorkommen:
 - in Magmatiten
 fast aller Art, v.a.
 Ultrabasite, basische
 Vulkanite und
 Plutonite

FIGURE 10-29 (a) Compositional range of common pyroxenes in terms of CaSiO_3 - MgSiO_3 - FeSiO_3 . Pyroxenes within "forbidden zone" are unstable with respect to calcium-rich clinopyroxene + fayalitic olivine + quartz. This zone shrinks with increasing pressure, disappearing above 1.15 GPa. (b) Simplified schematic pseudobinary representation of phase relations near the En-Di side of the pyroxene quadrilateral. A high-temperature polymorph of enstatite and a small field of incongruent melting involving olivine have been omitted. Exsolution lamellae involving pigeonite and augite approximately parallel (001), whereas those involving opx and augite approximately parallel (100). (c) Orientation of exsolution lamellae in pigeonite that slowly cools and inverts into opx to form inverted pigeonite. (d) Photomicrograph of inverted pigeonite. Norite, Lake St. John anorthosite massif, Quebec.

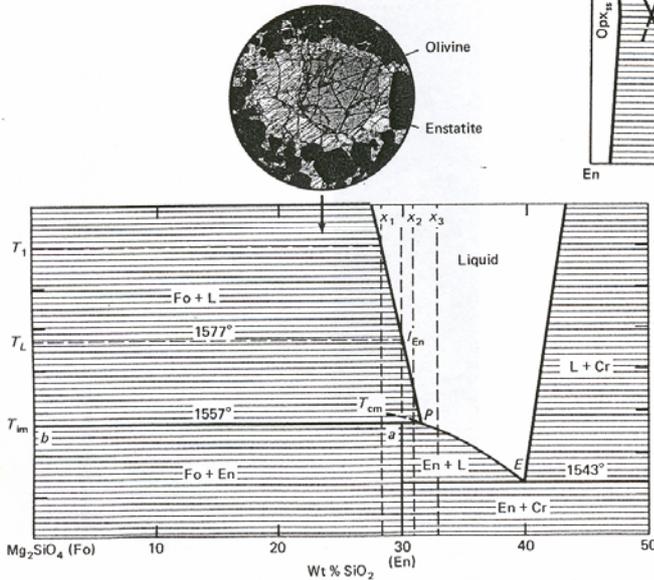
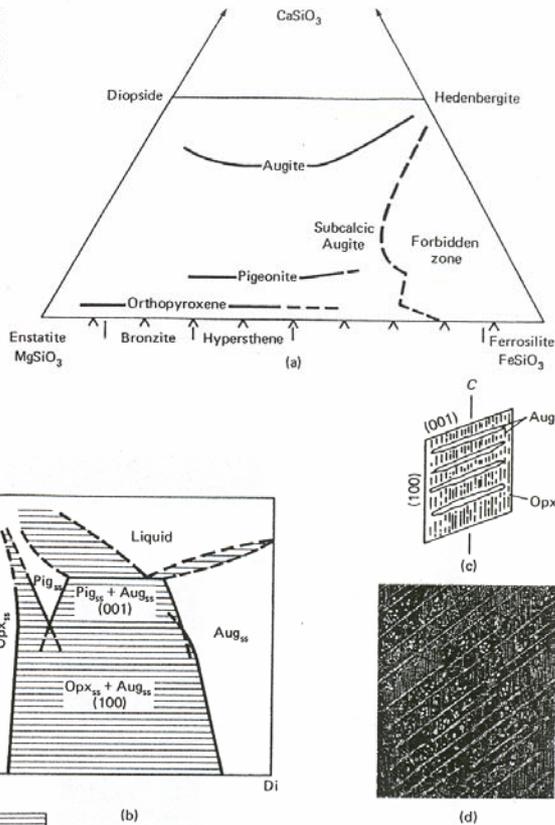


FIGURE 10-7 Part of the system Mg_2SiO_4 - SiO_2 at 1 atm pressure [after Bowen and Andersen (1914)]. Photomicrograph of orthopyroxene reaction rims around olivine. Grain boundaries in olivine prior to reaction are indicated by presence of chromite grains (opaque), which accumulated with olivine from the magma. Stillwater complex, Montana.

+ Compositions of pyroxene in equilibrium with liquid R
 X Compositions of pyroxene in equilibrium with liquid T

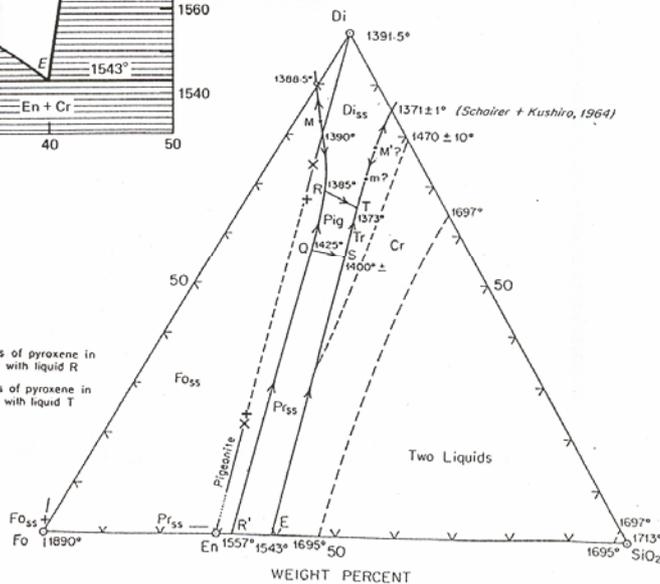


Figure 12.3. Phase equilibrium diagram of the system Fo-Di-SiO_2 , revised by Kushiro (1972) after Bowen (1914). Field of two liquids from Greig (1927). Points m and M' are added for reasons discussed toward the end of the chapter.

in Metamorphiten:

- in Hochtemperatur-Metamorphiten (Granulit-Fazies)
- in Hochdruck-Metamorphiten (Omphacit in Eklogit-Fazies)
- Diopsid in metamorphen kieseligen Dolomiten

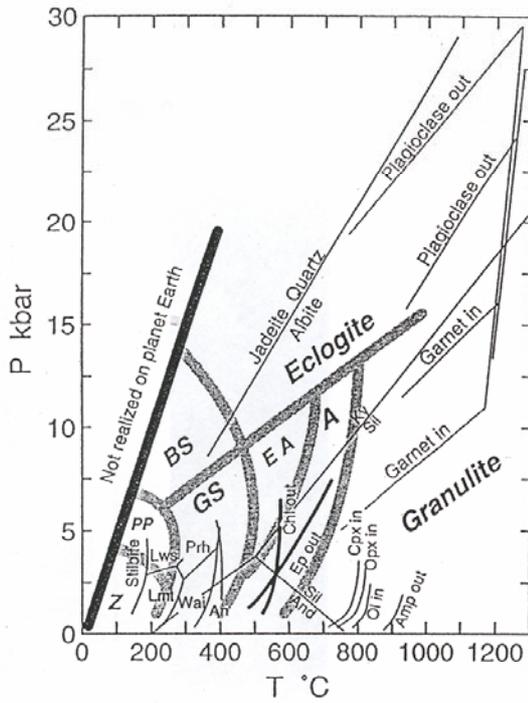
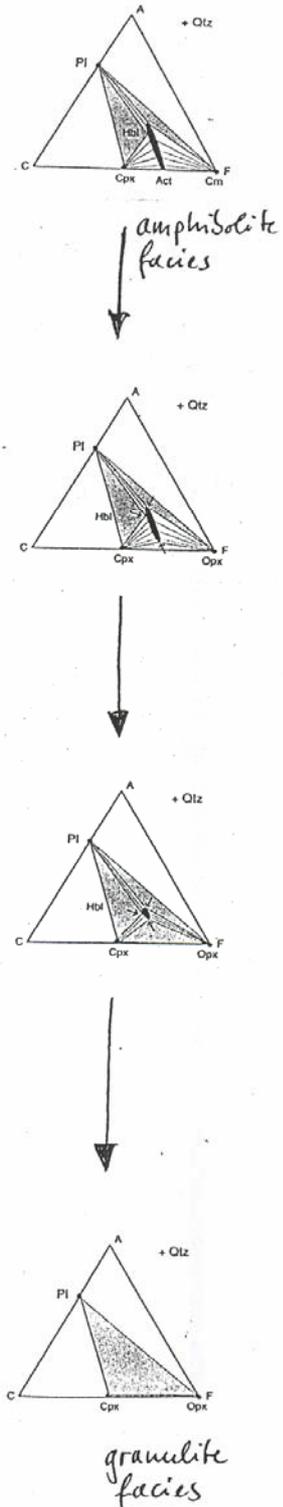


Figure 11-43. P-T diagram summarizing selected experimental data pertaining to the metamorphic facies boundaries. Note that the facies boundaries do not coincide exactly with the experimental data for reasons discussed in text.



Sodalith-Gruppe

kubisch

Sodalith Na_8 $[\text{Cl} \mid (\text{AlSiO}_4)_6]$

Nosean Na_8 $[\text{SO}_4 \mid (\text{AlSiO}_4)_6]$

Hauyn $(\text{Na,Ca})_{8-4} [(\text{SO}_4)_{2-1}(\text{AlSiO}_4)_6]$

Feldspatvertreter in Na-betonten Alkaligesteinen

Optische Eigenschaften:

	n	
Sodalith	1.483 - 1.490	farblos, selten leicht grau
Nosean	1.488 - 1.495	farblos bis graubraun
Hauyn	1.496 - 1.508	farblos, selten zartblau, lilablau

- fast immer idiomorph (Ausnahme: Sodalith in Plutoniten)
- vier-, sechs-, mehrzählige Umrisse
- Nosean und Hauyn fast immer mit dunklen Rändern (sog. "Trauerränder") und zonaren Einschlüssen, verursacht durch submikroskopische Sulfideinschlüsse
- spät-hydrothermal oft zu Zeolithen alteriert (faserig, büschelig, eisblumenartig)

Vorkommen:

- Spätkristallisate in unterkieselten Vulkaniten (Phonolithe, Tephrite, Foidite)
- nur Sodalith auch plutonisch (Sodalith-Syenite)

Unterscheidung:

- Kennzeichen: sehr niedrige Lichtbrechung, Kristallform, Ränder und Einschlüsse
- die einzelnen Mitglieder der Sodalith-Gruppe sind untereinander nicht immer sicher zu unterscheiden
- Leucit ist meist polysynthetisch verzwillingt
- Analcim ist selten idiomorph (meist als Blasenfüllung)
- Fluorit ist noch niedriger lichtbrechend und zeigt vollkommene Spaltbarkeit

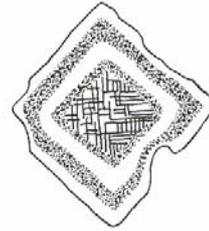


Abb. 53 Nosean oder Hauyn mit charakteristischer zonenartiger Punkthäufung (= entmischte Eisenerz-Partikel) und Korrosionserscheinungen.

Nephelin

$\text{Na}_3(\text{Na,K})\text{Si}_2\text{O}_6$ hexagonal

Wichtigster Feldspatvertreter; chemisch äquivalent zu Albit in unterkieselten

Gesteinen: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 = \text{NaAlSi}_2\text{O}_6$

Optische Eigenschaften:

n_o 1.532 - 1.547

n_e 1.529 - 1.542

Δ 0.003 - 0.005

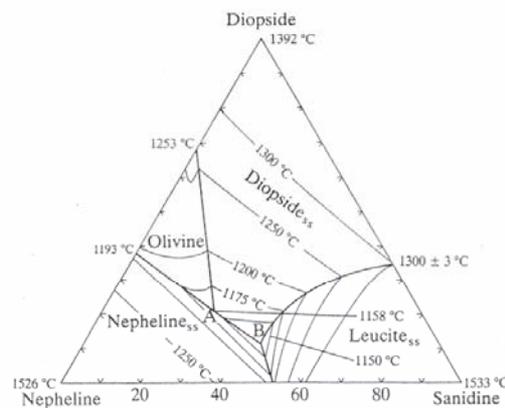
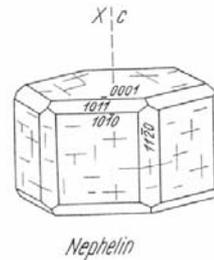
- optisch 1-achsig negativ
- niedrige Licht- und Doppelbrechung
- farblos
- # {10-10}, {0001} oft nicht sichtbar

Vorkommen:

- plutonisch und vulkanisch
- in Plutoniten und Subvulkaniten (z.B. Foid-Syenite u.ä.) z.T. idiomorph als Frühkristallit
- in Vulkaniten (z.B. Nephelinite, Melilithite) typisch xenomorphes Spätkristallit (vgl. Phasendiagramm)
- auch in Metasomatiten von Alkaligesteinskomplexen
- nie in Paragenese mit Quarz

Unterscheidung:

- Alkalifeldspäte haben eine höhere Lichtbrechung, deutlichere Spaltbarkeit und sind optisch zweiachsig
- Apatit und Melilith sind höher lichtbrechend
- Analcim und Sodalith sind isotrop
- Leucit ist meist komplex verzwillingt



Leucit

Struktur: Tektosilikat. K-Ionen eingelagert in dreidimensionales Gerüst aus (Si,Al)O₄-Tetraedern. Sehr "lockere" Struktur (Dichte nur 2.47). Hochform kubisch, wandelt sich bei 605°C in die tetragonale Tieftemperaturform um, dabei kommt es zu einer charakteristischen lamellaren Verzwilligung. Die häufigen Ikositetraeder von Leucit (deshalb sogar "Leucitoeder" genannt) sind also Paramorphosen von Tief-Leucit nach Hoch-Leucit.

Chem. Formel: KAlSi₃O₆

Für K kann bis zu 20% Na eingebaut werden.

Optische Eigenschaften:
 $n_o = 1.508$
 $n_e = 1.509$
 $\Delta n = 0.001$

1-achsig positiv, aber zumeist anomal zweiachsig mit kleinem 2V.

Charakteristische Merkmale:

- **sehr niedrige Lichtbrechung** (negatives Relief ggüb. Feldspat)
- **sehr niedrige Doppelbrechung**
- lamellare Verzwilligung = **paramorphe Felderteilung**
- **idiomorph** als Ikositetraeder, deshalb typisch 8-eckige Querschnitte, oft zonierte

Einschlüsse

- farblos



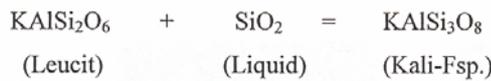
Abb. 50 Charakteristische Ausbildungsformen von Leucit. a) und b) Leucit mit sogenannten „Schlackenkränzchen“ (= orientierte Einschlüsse von Glas). c) Idiomorpher Deltoid-Ikositetraeder mit typischer lamellarer Verzwilligung.

Ähnliche Minerale: Leucit kann man eigentlich nicht verwechseln.

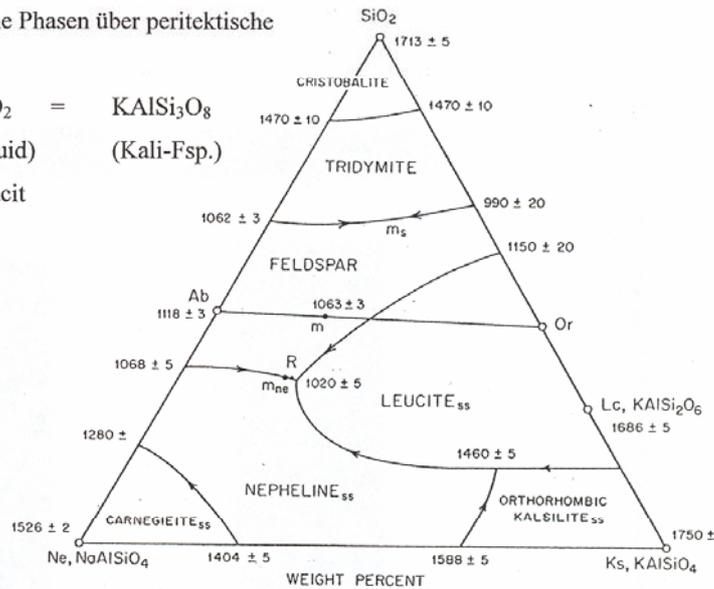
Vorkommen: Ausschließlich in magmatischen (vulkanischen bis subvulkanischen), kaliumreichen, stark SiO₂-untersättigten Gesteinen: Tephrite, Leucitite.

Niemals zusammen mit Quarz, **niemals** in Metamorphiten. Typisch als idiomorphe Phänokristalle in alkalinen Laven zusammen mit Olivin, Klinopyroxen, Sanidin, Titanit, Magnetit.

Petrologische Bedeutung: Indikatormineral für SiO₂-Untersättigung. Entsprechend ihrem SiO₂-Gehalt gibt es in Silikatschmelzen ein bestimmtes Verhältnis zwischen KAlO₄⁴⁻- und SiO₄⁴⁻-Komplexen, das darüber entscheidet, welche aus einer Serie von Phasen mit steigendem SiO₄-Gehalt kristallisieren können: KAlSiO₄ (Kalsilit), KAlSi₂O₆ (Leucit), KAlSi₃O₈ (Kalifeldspat), SiO₂ (Quarz). Bei steigendem SiO₂-Gehalt in der Schmelze reagieren frühgebildete SiO₂-arme Phasen über peritektische Reaktionen zu SiO₂-reicheren:



Wegen dieser Reaktion kann Leucit nicht mit Quarz koexistieren.



Indikatormineral für geringen Druck. Die obige Reaktion ist gleichzeitig eine inkongruente Schmelzreaktion für Kalifeldspat. Mit steigendem Druck wird jedoch die Bildung von Leucit (wg. seiner geringen Dichte) zunehmend weniger favorisiert, und ab ca. 20 kbar schmilzt K-Fsp kongruent. Diese Druckabhängigkeit wird durch die Anwesenheit von nur geringen Mengen Wasser dramatisch verstärkt: im H₂O-gesättigten System schmilzt Or schon bei ca. 2 kbar kongruent !! In mafischen, kalireichen Schmelzen bildet sich bei Gegenwart von Wasser Biotit statt Leucit; hier ist Leucit nur bei sehr geringen Drücken (< 500 kbar) stabil.

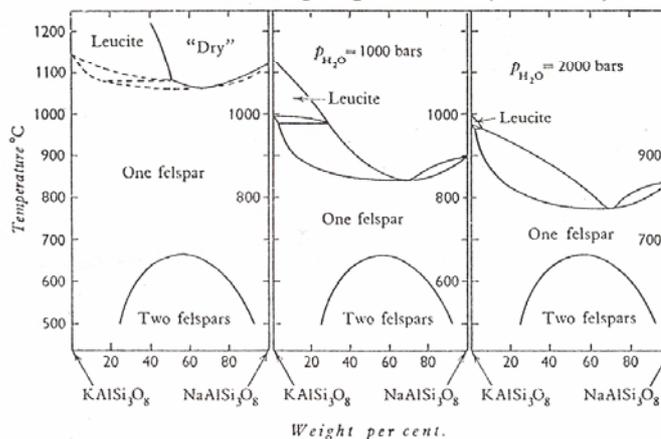


FIG. 20. Isobaric equilibrium diagrams for the alkali feldspars in dry melts and at 1000 bars and 2000 bars pressure of H₂O (after Bowen and Tuttle, 1950).

Chlorit-Gruppe

Struktur: Schichtsilikate, im Unterschied zu den Glimmern ohne Zwischenschichtionen.

Chlorite werden als Wechsellagerung aus Brucit – (3 Mg(OH)₂) (Oktaeder-Schichten) und Talkschieben (Mg₃Si₄O₁₀(OH)₂) aufgefaßt; die Talkschiebe entspricht einer T – O – T – Schicht. Brucit- und Talkschiebe ergeben zusammen eine Elementarperiode von 14 Å. Wie bei den Glimmern existieren jedoch verschiedene Stapelfolgen, C 1; C2/m; P 6mm vorkommen mit 1, 2 oder 3 Schichten pro Elementarzelle.

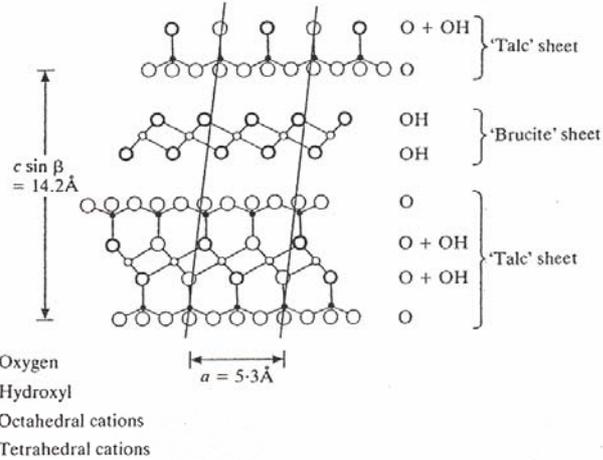


Fig. 114 Idealized chlorite structure; projection on (010) (after Brown, B. E. & Bailey, S. W., 1962, *Amer. Min.*, 47, 819–50).

Nomenklatur und Zusammensetzung:

In der Chlorit-Gruppe werden 4 Untergruppen unterschieden:

- **trioktaedrische** Chlorite sind sowohl in der Talk- wie auch der Brucitschicht trioktaedrisch aufgebaut (darunter fallen die meisten Chlorite)
- **dioktaedrische** Chlorite sind dioktaedrisch in beiden Schichttypen (sie sind sehr selten)
- **di-trioktaedrische** Chlorite besitzen dioktaedrische T-O-T- Schichten, aber trioktaedrische Brucitschichten (Beispiele dafür sind Cookeit (Al- und Li-reich) und Sudoit (Al-reich))

Die allgemeine Formel der trioktaedrischen Chlorite lautet



mit R²⁺: meist Fe²⁺, Mg; seltener Mn²⁺, Ni

mit R³⁺: Al, untergeordnet Fe^{3+(VI)}, Cr³⁺

Si kann etwa bis zur Hälfte von Al ersetzt werden (x bis 1,7). Dies geschieht durch die gekoppelte Substitution (Tschermaks-Substitution) Si^{IV} + Mg^{VI} = Al^{IV} + Al^{VI}

Bei Si-Gehalten von 2,5 – 2,7 pro Formeleinheit besteht vollständige Mischbarkeit zwischen den Fe- und Mg-Endgliedern. Der Name des Chlorits wird durch das dominierende zweiwertige Kation bestimmt.

Mg-reiche Chlorite heißen **Klinochlor** (Endglied (Mg₅Al)^{VI}(Si₃Al)^{IV}O₁₀(OH)₈)

Fe-reiche Chlorite heißen **Chamosit** (Endglied (Fe₅Al)^{VI}(Si₃Al)^{IV}O₁₀(OH)₈)

Optische Eigenschaften:

- tafelig-blättrig mit gut ausgebildeten (001)-Spaltrissen, sehr ähnlich den Glimmern; auch feinfilzig.

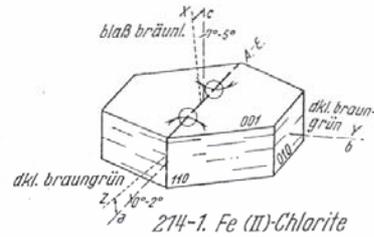
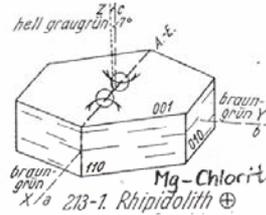
- farblos bis grün mit mäßigem Pleochroismus (nicht in Schnittlagen \perp c)

- geringe Doppelbrechung meist um 0.002 bis 0.012, oft anomale Interferenzfarben (braun-blau)

n_x 1,562 – 1,665

n_y 1,565 – 1,684

n_z 1,565 – 1,685



- optisch zweiachsig positiv oder negativ, oft scheinbar einachsig

- Charakter der Hauptzone: stets entgegengesetzt dem optischen Charakter

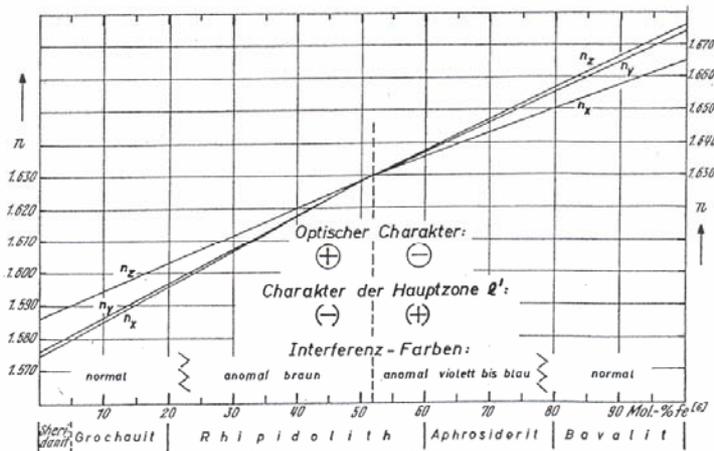
- Achsenwinkel 2V: sehr variabel, 0° – 40°

Ähnliche Minerale:

Glimmer sind durch ihre höhere Doppelbrechung leicht von Chlorit zu unterscheiden

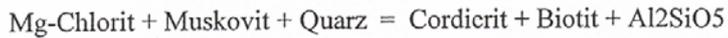
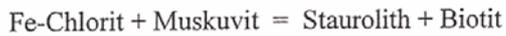
blättriger Serpentin ist von Chlorit z.T. nicht unterscheidbar (außer über die Paragenese)

Eine grobe Bestimmung der Fe-Mg-Zusammensetzung läßt sich anhand von optischem Charakter und Interferenzfarbe durchführen:

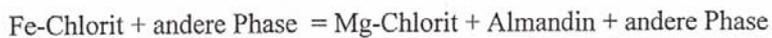


212-214-3 Chlorite im Bereich 60-75 Mol% al.^[4]
TROCHIM 1966 nach ALBEE 1962 (Am. Min. 47, 865)

Paragenesen: Chlorite sind typische metamorphe Minerale. Sie treten in Gesteinen unterschiedlichster Zusammensetzung (pelitisch, felsisch, mafisch, basisch, ultrabasisch) und in allen Bereichen der Metamorphose (Diagenese bis Granulitfazies, inkl. der Eklogit-Fazies) auf. Die Zusammensetzungen der Chlorite können Hinweise auf die Bildungsbedingungen der Gesteine geben, da Mg-Chlorite bei wesentlich höheren Temperaturen als Fe-Chlorite stabil bleiben. Die Abschätzung der Metamorphosebedingungen kann allerdings nur aus der gesamten Mineralparagenese erfolgen. Wichtig sind folgende Mineralreaktionen:



Sie markieren die Grenze zwischen niedrig- und mittelgradiger Metamorphose. Meist wird beim Abbau von Chlorit in komplexen Reaktionen Almandin gebildet. Häufig sind Reaktionen des Typs:



Retrograd oder hydrothermal wird häufig Biotit chloritisiert (Lösung des Kaliums).

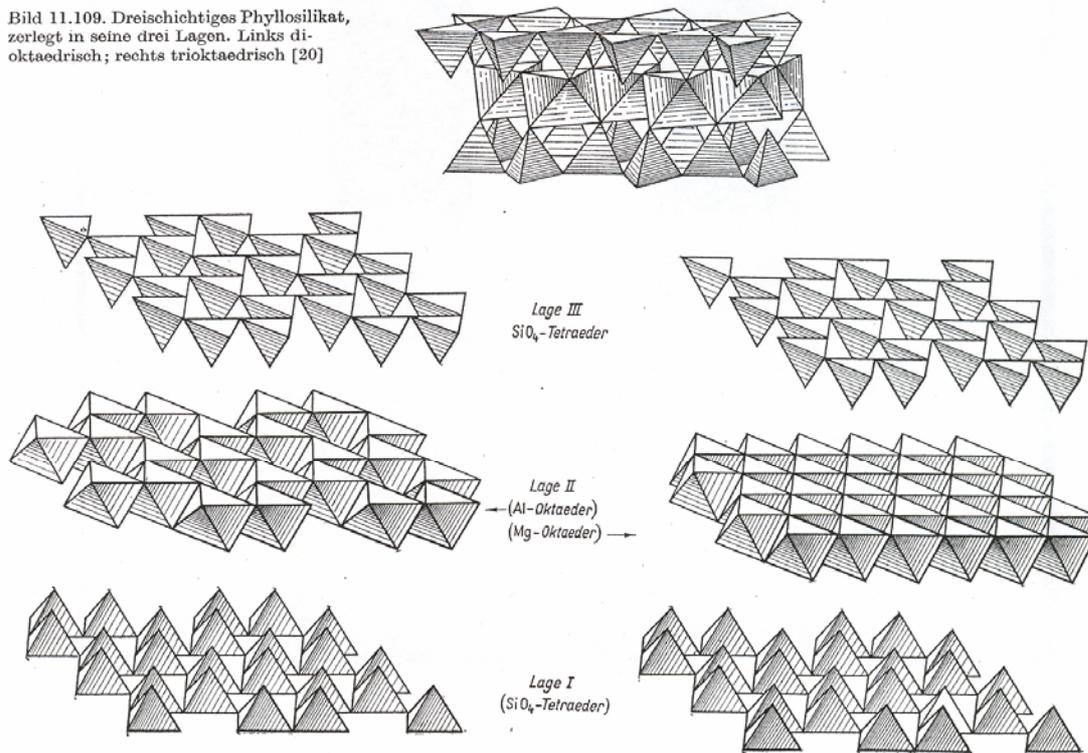
Glimmerminerale

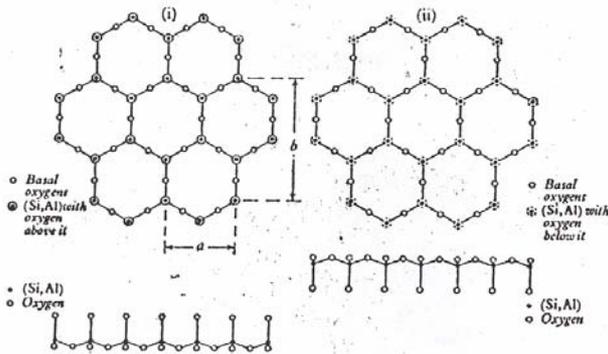
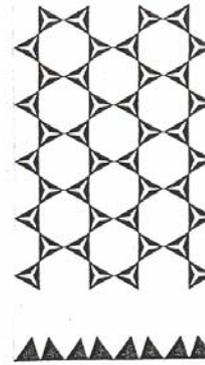
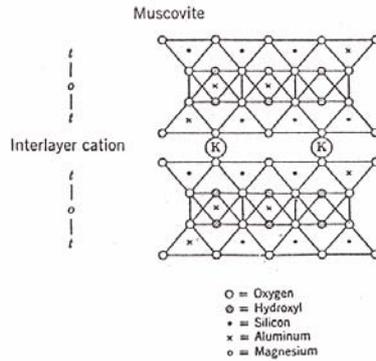
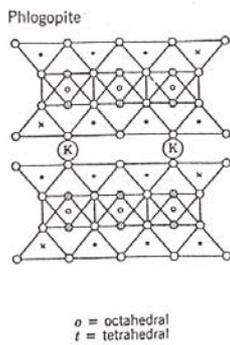
Kristallsystem: meist monoklin $C 2/c$, auch trigonal $P3_12$, selten hexagonal $P6_122$.

Struktur: Das Bauprinzip ist bei allen Glimmern einheitlich. Die Grundeinheit bildet ein **T-O-T-Schichtpaket**, das aus 2 Tetraeder- und einer dazwischen liegenden Oktaederschicht besteht. Diese Schichtpakete werden durch die Zwischenschichtionen (K^+ , Na^+ , Ca^{2+}) verbunden. Die Symmetrieklasse der Glimmerminerale wird durch die Stapelfolge der Schichten bestimmt (1 M, 2 M, 3 T, 6 H-Typen).

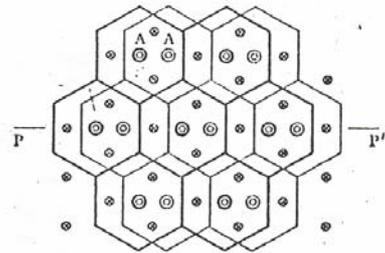
Die Tetraederschichten sind in der (001)-Ebene unendlich verknüpft. Jeder Tetraeder teilt drei seiner Sauerstoffe mit benachbarten Tetraedern in der selben Schicht. Der vierte Tetraedersauerstoff wird mit einem Oktaeder der benachbarten Oktaederschicht geteilt. Die freien Ecken der Oktaeder, die nicht mit Tetraedern geteilt werden, sind mit OH-Gruppen besetzt. Die Oktaederschicht kann entweder mit 2-wertigen Kationen (3 pro Formeleinheit = **trioctaedrische** Glimmer) oder mit 3-wertigen Kationen (2 pro Formeleinheit = **dioktaedrische** Glimmer) ausgefüllt werden.

Bild 11.109. Dreischichtiges Phyllosilikat, zerlegt in seine drei Lagen. Links dioktaedrisch; rechts trioctaedrisch [20]



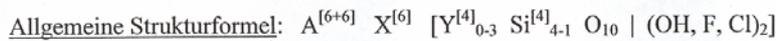


(i). Mica structure. Plan of tetrahedral layer (Si,Al)₄O₁₀ with tetrahedra pointing upwards, and end view of layer looking along y axis.
(ii). Mica structure. Plan and elevation of tetrahedral layer with tetrahedra pointing downwards.



○ Octahedrally coordinated cations; mainly MgAl or Fe
○ Additional hydroxyl ions
○ X ions below bottom layer (K, Na, Ca)
○ X ions above upper layer (K, Na, Ca)
Thick lines :- bottom (Si,Al)₂O₅ layer
Thin lines :- upper (Si,Al)₂O₅ layer

Mica structure. Plan of (i) and (ii) of Fig. 69 superimposed and linked by a layer of cations.



in A: K, Na, Ca (Sprödglimmer); untergeordnet Ba, Rb, Cs, Sr, NH₄

in B: Fe²⁺, Mg, Al; untergeordnet Li, Mn²⁺, Fe³⁺, Ti, Cr

Einige Englieder:

Hellglimmer (dioktaedrisch)

K	Al ₂	Al	Si ₃	Muskovit
Na	Al ₂	Al	Si ₃	Paragonit
Ca	Al ₂	Al ₂	Si ₂	Margarit (Sprödglimmer)
K	(Al, Fe ³⁺) ₂	(Fe ²⁺ , Mg)	Si ₄	Celadonit

Biotit-Gruppe (trioktaedrisch)

K	Mg ₃	Al	Si ₃	Phlogopit
K	Fe ²⁺ ₃	Al	Si ₃	Annit
Ca	(Fe, Mg) ₂ Al	Al ₃	Si ₄	Clintoit (Sprödglimmer)

Lithium-Glimmer

K	LiAl ₂	Al ₂	Si ₂	Ephesit
K	Li(Mg, Fe)Al	Al	Si ₃	Zinnwaldit
K	LiAl _{1,5}	Al _{0,5}	Si _{3,5}	Lepidolith

Phengit: Mischkristalle zwischen den Endgliedern Muskovit und Celadonit

(Phengit-Substitution: $\text{Si}^{[4]}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})^{[6]} \rightarrow \text{Al}^{[4]} \text{Al}^{[6]}$)

Sericit: feinkörniger Hellglimmer, oft Umwandlungsprodukt

Oxibiotite: hoher Gehalt an Fe^{3+} , weniger (OH)

Hellglimmer (v.a. Muskovit)

Optische Eigenschaften:

- meist blättchenförmig, im Dünnschliff als hypidomorphe Leisten mit gut ausgebildeten (001)-Spaltrissen

- farblos

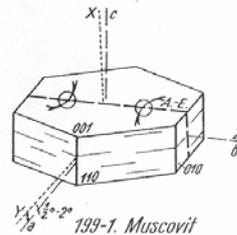
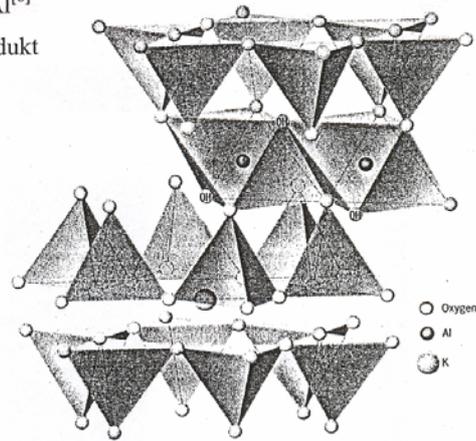
- Doppelbrechung meist um 0.03 bis 0.04. Margarit hat nur eine Doppelbrechung um 0.01.

- optisch negativ

- Charakter der Hauptzone: positiv

- Achsenwinkel $2V: 24^\circ - 50^\circ$

Die # || (001), das Chagrin und die hohe Doppelbrechung (meist um 0.03 bis 0.04) sind charakteristisch.



Ähnliche Minerale: von Talk (fast immer kleinerer Achsenwinkel $2V$) und Pyrophyllit (niedrigere Doppelbrechung in Basis-Schnitten) lichtoptisch nur schwer unterscheidbar (z.T. gar nicht, wenn keine größeren Kristalle vorliegen). Muskovit hat einen größeren $2V$ als Phlogopit.

Vorkommen: In allen Gesteinstypen. Margarit und Paragonit nicht in Magmatiten. Muskovit in Graniten nur bei einem Druck ≥ 3 kbar (abgesehen von Li-Muskovit in Pegmatiten).

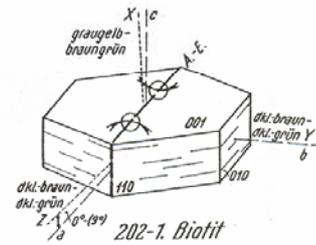
Zahlreiche Bildungs- und Abbaureaktionen. Muskovit entsteht meist aus Illit ("Illitkristallinität"). Paragonit aus Montmorillonit.

Di Si-Gehalte der Phengite steigen mit dem Druck an (\rightarrow Druckindikator in Paragenese mit K-Feldspat, Quarz und Biotit)

Biotit-Gruppe

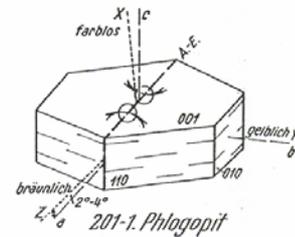
Optische Eigenschaften:

- meist blättchenförmig, im Dünnschliff als hypidiomorphe Leisten mit gut ausgebildeten (001)-Spaltrissen.
- braun mit deutlichem Pleochroismus (nicht in Schnittlagen \perp c), kräftigste Farbe, wenn die Längsrichtung der Blättchen mit der Schwingungsrichtung des Polarisators zusammenfällt; auch grün; Phlogopit farblos bis leicht bräunlich
- Doppelbrechung meist um 0.04 bis 0.08 (Oxibiotit bis 0.120).
- optisch negativ
- Charakter der Hauptzone: positiv
- Achsenwinkel $2V$: $0^\circ - 35^\circ$; Phlogopit meist $<10^\circ$



Ähnliche Minerale:

- Muskovit hat deutlich größeren $2V$ als Phlogopit (Schnitte \perp c)
- Chlorit hat viel niedrigere Doppelbrechung als grüner Biotit (und anomale Interferenzfarben)
- brauner Turmalin hat seine kräftigste Färbung, wenn die Längsrichtung (c-Achse) \perp zum Polarisator steht



Glimmerabbaureaktionen: für Fe-freie Glimmer; angegeben sind die maximalen Stabilitäten.

Wenn andere Phaen zugegen sind (z.B. Quarz) erniedrigen sich die Temperaturen.

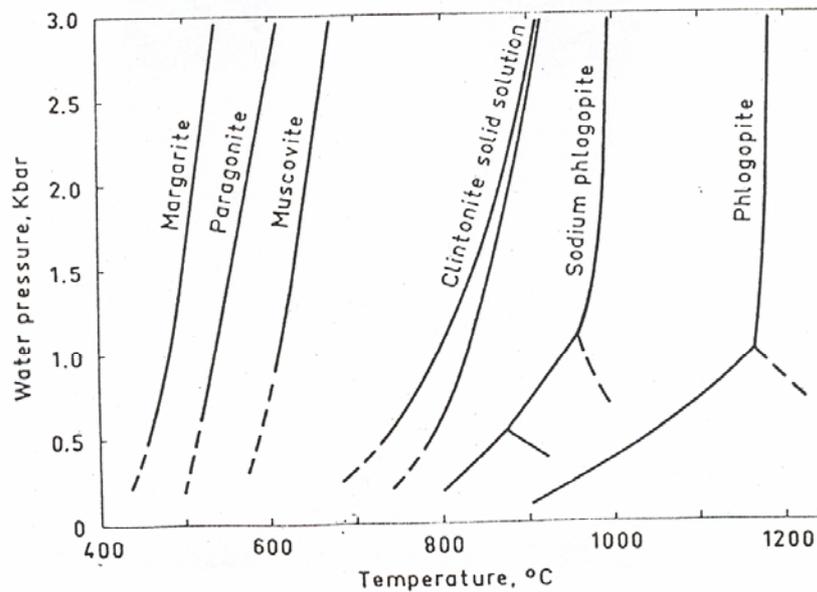


FIG. 10. Comparison of upper thermal stability limits of dioctahedral and trioctahedral Ca-, Na-, and K-micas: margarite \rightleftharpoons anorthite + corundum + H_2O (Chatterjee, 1974b); paragonite \rightleftharpoons albite + corundum + H_2O , (Chatterjee, 1970); muscovite \rightleftharpoons sanidine + corundum + H_2O , (Chatterjee & Johannes, 1974); clintonite solid solution \rightleftharpoons various breakdown assemblages (this paper); sodium phlogopite \rightleftharpoons forsterite + nepheline + albite + H_2O at $P_{H_2O} < 530$ bars, \rightleftharpoons forsterite + nepheline + liquid + H_2O at $530 \text{ bars} < P_{H_2O} < 1100$ bars, and \rightleftharpoons forsterite + liquid + H_2O at $P_{H_2O} > 1100$ bars (Carman, 1974); phlogopite \rightleftharpoons forsterite + orthokalsilite + leucite + H_2O at $P_{H_2O} < 1000$ bars (Wones, 1967) and \rightleftharpoons forsterite + leucite + H_2O at $P_{H_2O} > 1000$ bars (Yoder & Kushiro, 1969).

Granat-Gruppe

Allgemeine Formel: $X_3Y_2[ZO_4]_3$

X: Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Ca

Y: Al, Fe³⁺, Cr³⁺, (Ti⁴⁺)

Z: Si⁴⁺, Al³⁺

Pyrop Mg₃Al₂Si₃O₁₂

Almandin Fe₃Al₂Si₃O₁₂

Spessartin Mn₃Al₂Si₃O₁₂

Grossular Ca₃Al₂Si₃O₁₂

Andradit Ca₃Fe₂Si₃O₁₂

Uwarowit Ca₃Cr₂Si₃O₁₂

Hydrogrossular Ca₃Al₂Si₂O₈(SiO₄)_{1-m}(OH)_{4m},

d.h. heißt, bei m = 1: normaler Grossular; bei m = 0: jedes dritte Si-Atom ist durch 4 Protonen ersetzt.

Melanit ist ein Andradit mit 5-15% TiO₂

2 Mischkristallreihen: **Pyralspite (Pyrop-Almandin-Spessartin) – Ugrandite (Uwarowit-Grossular-Andradit)**

Uwarowit ist selten. Die zweite Mischkristallreihe wird oft nur als Grandit-Reihe mit den Endgliedern Grossular und Andradit betrachtet.

Struktur:

Granate kristallisieren im kubischen Kristallsystem. Die Granat-Struktur ist ein dreidimensionales Netz aus ZO₄-Tetraedern, die mit YO₆-Oktaedern über gemeinsame Ecken verknüpft sind.

Die Stabilität dieses Gittertyps hängt stark vom Größenverhältnis X:Y ab und kann über einen weiten Bereich von Ionenradien in den beiden Positionen realisiert werden.

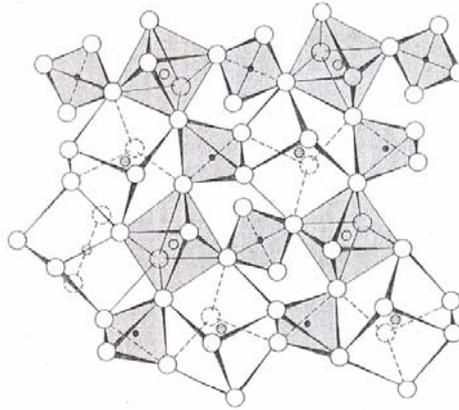
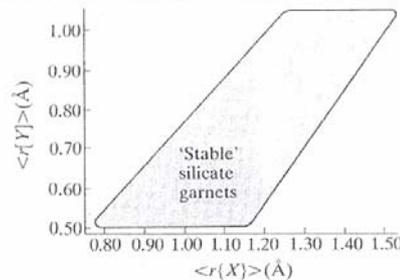


Fig. 11 Portion of the garnet structure projected down z showing the framework of alternating tetrahedra and octahedra (shaded) and the eight-fold triangular dodecahedra (drawn as distorted cubes) coordinating the X cations. Large open circles represent O, smaller open circles the Si ions, and the hatched ones the Y cations (after Novak, G. A. & Gibbs, G. V., 1971, *Amer. Min.*, 56, 791–825).



Optische Kennzeichen:

- hohe Lichtbrechung zwischen 1,71 (Pyrop) und 1,89 (Andradit) (Hydrogrossular 1,68-1,73).
- Granat wächst oft idiomorph;
- die häufigsten (fast ausschließlichen) Kristallformen sind {110} und {211}, Querschnitte im Dünnschliff ähneln deshalb oft gleichmäßigen Sechsecken;
- hohe Lichtbrechung ($n = 1,71$ bis $1,89$)
- farblos oder blasse Farbe; Alm-reiche Gt oft blaß rosa; Grandite auch gelblich, gelbbraun, gelbgrün. Stärker gefärbt: Uwarowit grün, Melanit braun.
- Pyralspit-Granate sind oft reich an Einschlüssen (poikiloblastisches Gefüge), überliefern z.T. ältere Gefüge in Metamorphiten, rotierte Granate bilden Bewegungen ab, etc.
- Grandite sind oft optisch anisotrop ($\Delta \approx 0,05$), z.T. als Viellinge mit Felderteilung, oder konzentrisch zonar. Als Ursache kommen Symmetrie-Verminderung durch Al-Fe³⁺-Ordnung, oder durch geordneten Einbau von OH⁻, oder Gitterverspannung durch abwechselnd Fe³⁺-reiche und Al-reiche submikroskopische Domänen in Frage.

ähnliche Minerale:

- transparente Minerale der Spinell-Gruppe sind ebenfalls optisch isotrop und fallen durch hohes Relief auf ($n = 1,718 - 2,05$); sie kommen in ähnlicher Farbe wie Granate vor, aber: sie kristallisieren vor allem als Oktaeder {111}. Die Kristallquerschnitte typischer Spinelle sehen deshalb anders aus als diejenigen typischer Granate (Spinelle \approx Viereck; Granate \approx Sechseck). Spinelle sind im Dünnschliff ganz überwiegend kräftiger gefärbt als Granate.
- Periklas (ebenfalls kubisch) kann in hochtemperierten Kontaktmetamorphiten mit Granat verwechselt werden, Periklas besitzt eine vollkommene Spaltbarkeit parallel (001)

Vorkommen:

Pyralspite v.a. in Glimmerschiefern, Eklogiten, Granat-Amphiboliten

Pyrop insbesondere in Granat-Peridotit, Kimberlit

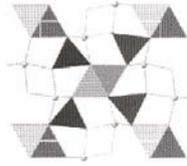
Grandite v.a. in Meta-Mergeln, Skarnen

Melanit in Alkali-Vulkaniten

Hydrogrossular in Meta-Mergeln, Metasomatiten

Al₂SiO₅-Gruppe (Andalusit, Disthen, Sillimanit)

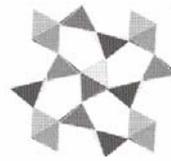
Die Aluminiumsilikate Andalusit, Disthen und Sillimanit bilden Ketten von AlO_x Polyedern in c-Richtung. Die SiO₄ Tetraeder sind isoliert (Inselsilikate).
Blick entlang der c-Achse:



Andalusit
- Ketten von alternierend AlO₆ und AlO₅ Polyedern, verbunden durch SiO₄ Tetraeder



Disthen
- Al komplett oktaedrisch koordiniert, dichte Struktur



Sillimanit
- AlO₆ Oktaederketten, verbunden durch AlO₄ und SiO₄ Tetraeder

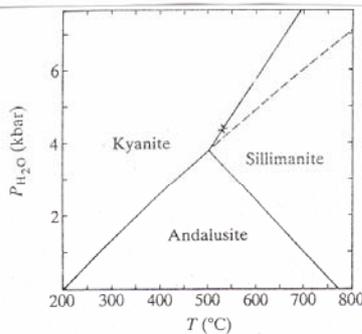


Table 7. Molar volumes of Al₂SiO₅ polymorphs

	V at 25 °C	
	Å ³ (cm ³ /mol)	
Andalusite	342	51.5
Sillimanite	331	49.9
Kyanite	293	44.1

Fig. 24 Phase diagram for kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibrium (after Holdaway, M. J., 1971, *Amer. J. Sci.*, 271, 97-131).
x indicates triple point according to Bohlen *et al.*, 1991.

Andalusit

orthorhombisch

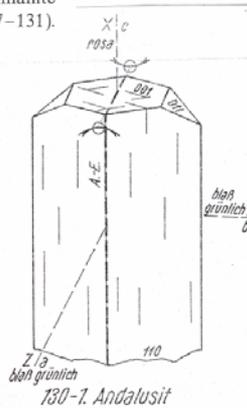
optische Kennzeichen:

$$n_x = 1,629 - 1,640$$

$$n_y = 1,633 - 1,644$$

$$n_z = 1,638 - 1,651$$

$$\Delta n = -0,009 - -0,011$$



- farblos oder pleochroitisch von rosa nach blassgrün/grau, oft fleckige Farbverteilung
- oft randliche Umwandlung in feinschuppigen Hellglimmer (gute Bestimmungshilfe)
- Varietät Chistolith mit orientiert eingelagertem Graphitpigment



zonare Färbung in Chistolith

Chemisch meist wenig variabel, typ. Fe_2O_3 -Gehalt < 2 wt-%; Varietät Viridin mit Fe_2O_3 und Mn_2O_3 (zusammen bis > 20 wt%) in Mn-reichen Glimmerschiefern/Quarziten

Vorkommen:

- kontaktmetamorph in Meta-Tonsteinen (Knotenschiefer), dort oft als Chiastolith
- regionalmetamorph in mittelgradigen Glimmerschiefern (oft mit Cordierit; auch Disthen und/oder Sillimanit); verbreitet in regionalmetamorph gebildeten Quarz-Andalusit-Gängen bzw. "Quarzknuern"

ähnliche Minerale:

- Sillimanit (2-achsig +; HZ+ (Andalusit zeigt einen optisch negativen Charakter der Elongation, wenn die Kristalle entlang c gestreckt sind))
- Disthen (schiefe Auslöschung bezügl. Spaltrissen und Kristallkanten)
- Skapolith (niedrigere Lichtbrechung; $n < 1,60$)

Sillimanit

orthorhombisch

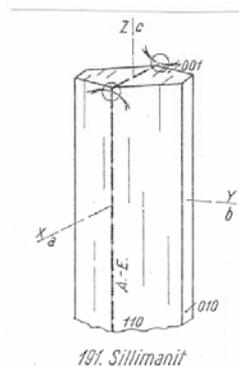
optische Kennzeichen:

$$n_x = 1,657 - 1,660$$

$$n_y = 1,658 - 1,661$$

$$n_z = 1,677 - 1,682$$

$$\Delta n = +0,020 - +0,022$$



- farblos
- vollkommene Spaltbarkeit parallel (010)
- Wachstumsformen:
 - prismatisch mit rhombischem Querschnitt (Kopfschnitte sehen oft genau so aus wie ein Blick auf (001) der Kristallskizze)
 - feinfaserig (sog. Fibrolith)

Chemisch wenig variabel.

Vorkommen:

- in hochgradigen Metapeliten (z.B. Sillimanit-Cordierit-Gneis)

Staurolith

monoklin (pseudo-rhombisch) vereinfacht: $\text{Al}_4\text{Fe}^{2+}[\text{O}|\text{OH}|\text{SiO}_4]_2$

Diadocher Ersatz vor allem von Mg und Zn für Fe^{2+} .

Die Struktur von Staurolith lässt sich interpretieren als eine Wechselfolge von Disthen-artigen Al_2SiO_5 -Lagen und Fe-Al-"Oxid"-Schichten; wegen der strukturellen Ähnlichkeit mitunter epitaktische Verwachsungen mit Disthen.

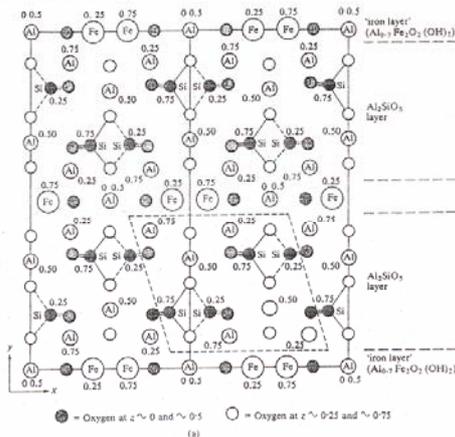


Fig. 28 (a) The structure of staurolite projected on (001) showing two unit cells; the Kyanite part of the structure is outlined by the broken lines (after Náray-Szabó, I. & Sasvari, K., 1958, *Acta Cryst.*, 11, 862-65).

Ausbildung: typisch porphyroblastisch mit vielen Einschlüssen (poikiloblastisch); oft idiomorph mit langprismatischem Habitus und sechseckigen Querschnitten, gelegentlich Durchkreuzungszwillinge. Deutliche Spaltbarkeit nach (001).

Optische Eigenschaften:

- **Pleochroismus** farblos – gelblich/orange

$$n_{\alpha}: 1.739 - 1.747$$

$$n_{\beta}: 1.749 - 1.753$$

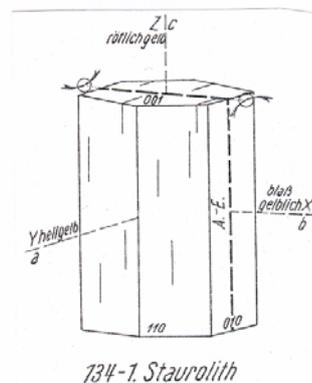
$$n_{\gamma}: 1.752 - 1.762$$

$$2 + \Delta n: 0.013 - 0.015$$

$$2 V_{\gamma} = 80 - 88^{\circ}$$

- **Hauptzone:** positiv

- **Auslöschung:** gerade in Längsschnitten, symmetrisch in Basisschnitten



Vorkommen: Al-reiche Metapelite (ganz überwiegend Glimmerschiefer, aber auch in Al-reichen Paragneisen und Meta-Bauxiten)

Wichtiges diagnostisches Mineral: Die "Staurolith-In"-Isograden markieren den Bereich der **mittelgradigen Metamorphose** (500-550°C) in Al-reichen Metapeliten.

Bildungsreaktionen:



Abbau-Reaktionen:



ähnliche Minerale (orangebräunliche Absorptionsfarben):

- Vesuvian (opt. 1-achsig; andere Paragenesen)
- Melanit (Granatgruppe) (opt. isotrop; andere Paragenesen)
- Fayalit (höhere Doppelbrechung; andere Paragenesen)
- Dravit (brauner Turmalin) (opt. 1-achsig)
- Epidot (höhere Doppelbrechung; Farbe mehr grünlich)

Epidot-Gruppe

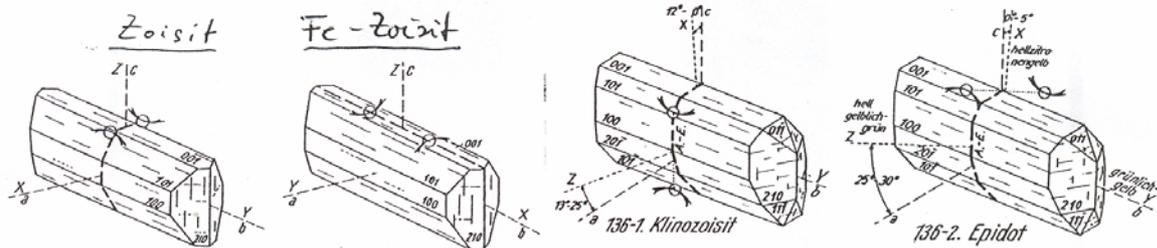
Struktur: Gruppensilikate. Wichtigste Baueinheiten sind Ketten von AlO_6 und $\text{Al}_4(\text{OH})_2$ parallel der y-Achse, verbunden durch SiO_4 -Tetraeder und Si_2O_7 -Gruppen. Die orthorhombische Zoisitstruktur kann als Verzwilligung zweier Elementarzellen des monoklinen Epidots aufgefaßt werden. Es gibt zwei optisch unterscheidbare (Ortho-)Zoisit-Varietäten, die auch chemisch unterschiedlich sind: Im Zoisit i.e.S. liegt die optische Achsenebene parallel (010), in Fe-haltigen Zoisiten ("ferrian zoisite") liegt sie parallel (100).

<u>Chem. Formeln:</u>	Zoisit (orthomb.)	$\text{Ca}_2 \text{Al}_3$	$[\text{SiO}_4]$	$[\text{Si}_2\text{O}_7]$	O (OH)
	Klinozoisit (mkl.)	$\text{Ca}_2 \text{Al}_3$			"
	Epidot (mkl.)	$\text{Ca}_2 (\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2 \text{Al}$			"
	Piemontit (mkl.)	$\text{Ca}_2 (\text{Mn}^{3+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3$			"
	Allanit (mkl.)	$(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Ce}, \text{La}, \text{Y}, \text{Th})_2 (\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}) (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2$			"

(Ortho-)Zoisit weicht nur wenig von der Idealformel ab, manchmal bis zu 10% Fe^{3+} auf der Al-Position, bis 0.5% Mn statt Ca (Varietät Thulit).

Bei den monoklinen Phasen lückenlose Mischbarkeit zwischen Epidot und Klinozoisit.

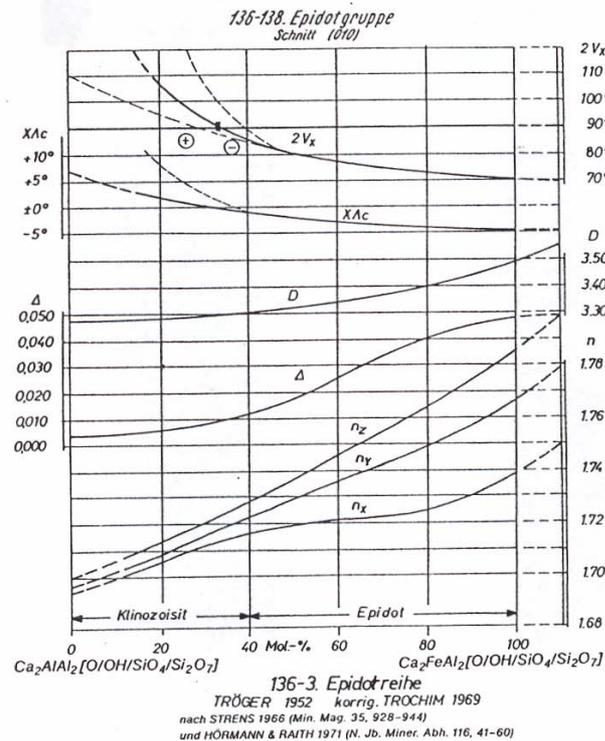
Alkalien werden nicht eingebaut. Si kommt dem theoretischen Wert sehr nahe.



<u>Optische Kennzeichen:</u>	Zoisit	Klinozoisit	Epidot
n_x	1.701	1.697	- 1.728
n_y	1.702	1.699	- 1.758
n_z	1.707	1.702	- 1.776
Δn	0.006	+ 0.005	- - 0.048

- Zoisit **farblos**; Klinozoisit **farblos**; Epidot **blaßgelb-grün**; Piemontit orange-lilarosa
- Zoisit meist stenglig bis tafelig; Epidot in Grünschiefern oft xenomorph und zoniert (an Interferenzfarben erkennbar)

- Spaltbarkeit nach (100), bei Zoisit besser ausgeprägt als bei Epidot
- Kennzeichnend für die Minerale der Epidot-Gruppe: **anomale Interferenzfarben** (übernormal, d.h. $(n_\gamma - n_\alpha)_{\text{violett}} > (n_\gamma - n_\alpha)_{\text{rot}}$)
- Zoisit: **blaß graublau** anstelle von grau I
- Klinozoisit: **lichtblau, z.T. in gelb übergehend** anstelle von grau I
- Epidot: **lebhaft leuchtende** Farben der II. Ordnung ("Papageienfarben")



Paragenesen: Die Minerale der Epidot-Gruppe entstehen vorwiegend **metamorph**, Epidot auch metasomatisch in Skarnen und Miarolen. Ausgedehnte Stabilitätsfelder.

Epidot wird in der niedriggradigen Metamorphose auf Kosten von Laumontit, Lawsonit, Prehnit, Kaolinit + Calcit, Pumpellyit u.a. gebildet. Abbau im Bereich der mittelgradigen Metamorphose zur Anorthitkomponente und/oder zu Hornblende.

Zoisit häufig in Kalksilikaten, bei hohem CO₂-Anteil in der fluiden Phase Abbau zu Anorthit + Calcit.

Retrograd Bildung von Epidot-Mikrolithen in Plagioklas (**Saussuritisierung**, "Vergrünung"), d.h. Umwandlung der An-Komponente in Epidot (Plutonite und Metamorphite).

Titanit

CaTi[(O)SiO₄] monoklin

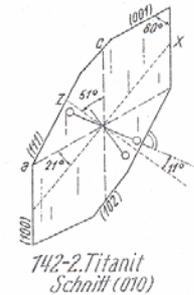
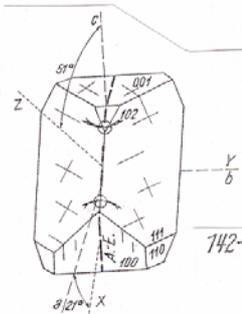
Chemische Zusammensetzung: wichtige Substitutionen sind

- 1) Na, SE, Mn, Sr, (Ba) für Ca
- 2) Al, Fe³⁺, Fe²⁺, Mg, Nb, V, (Ta), (Cr) für Ti
- 3) OH, F, (Cl) für O

Ausbildung: oft idiomorph, typisch rhombenförmig oder fast rechteckig, in Metamorphiten eher rundliche Körner ("Insekteneier", Leukoxen). Deutliche Spaltbarkeit nach (110), Einfach-Zwillinge nach (100).

Optische Eigenschaften: farblos bis blaßbräunlich (durch Fe-Gehalt), gefärbter Titanit ist leicht pleochroitisch mit fleckiger Farbverteilung

n_α:	1.843 – 1.950
n_β:	1.870 – 2.034
n_γ:	1.943 – 2.110
2 + Δn: 0.100 – 0.192	
2 V_γ =	20 – 56°



Vorkommen: in granitisch-dioritischen Plutoniten kommt Titanit häufig zusammen mit grüner Hornblende vor. In Alkalisyeniten mitunter viel Titanit. Auch in entsprechenden sauren oder Alkali-Vulkaniten. In basaltischen Magmen wird Ti an Ilmenit gebunden, deshalb kommt in gabbroiden und basaltoiden Gesteinen kein Titanit vor.

Metamorph niedrig- bis mittelgradig in Gneisen, Amphiboliten, Kalksilikatgesteinen und Skarnen. Die Stabilität von Titanit in metamorphen Gesteinen ist von der CO₂-Fugazität der fluiden Phase abhängig:



(→ Hinweis auf die Zusammensetzung der fluiden Phase)

Unterscheidung:

- von Karbonaten: Lichtbrechung
- von Rutil: Eigenfarbe, optisch zweiachsig, nicht so extrem hoch lichtbrechend
- von Zirkon: optisch zweiachsig, höhere Doppelbrechung
- von Epidot: höhere Licht- und Doppelbrechung

Apatit

Struktur: hexagonales Netzwerk aus PO_4 -Tetraedern: $\text{C6}_3/\text{m}$

Zusammensetzung: Mischkristalle von

$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$: Hydroxi-, Fluor-, Chlorapatit

$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{CO}_3, \text{OH})_3(\text{F}, \text{Cl})$ Karbonatapatit

vorherrschend meist F-reiche Apatite

wichtige Spurenelemente: Sr, SEE (bes. schwere SEE)

Optische Eigenschaften:

- optisch einachsig negativ (auch anomal zweiachsig ($2V < 20^\circ$))

- oft idiomorph, typisch lange Nadeln (negative Hauptzone) bis kurze Prismen, hexagonale Querschnitte können isotrop wirken (nicht mit Granat verwechseln!)

- gegenüber Quarz und Feldspäten hohes Relief, deutliches Chagrin

Apatit	F	OH	Cl
n	1.633	1.651	1.667
Δn	0.004	0.007	0.001

- im Dünnschliff farblos, häufig trüb durch kleine Fluid- oder Festkörper-Einschlüsse

Vorkommen: **häufigstes Phosphatmineral !**

Deshalb wichtiges akzessorisches Mineral (0.1 – 1 Vol%) in allen Magmatiten (basisch bis sauer), angereichert in den intermediären bis sauren Gesteinen (Pegmatite); extreme Anreicherung in Karbonatiten-Nepheliniten (Bsp.: Kola-Halbinsel) und mit (liquidmagmatischen Magnetit-Erzen (Bsp.: Kiruna).

In Metamorphiten häufig akzessorisch vom sedimentär-diagenetischen Bereich bis zur Anatexis; oft in Segregationen oder Klüften mobilisiert; metasomatische Anreicherung (Skarne). (Andere wichtige P-Mineralen in Metamorphiten sind Monazit und Xenotim (SEE-Phosphate), wenn die Gesteine Ca-arm sind.)

Sedimentär in Phosphoriten: Ablagerung von organischem Material (Knochen, Fischskelette, Koprolithe), das in schlecht kristallisierte P-Mineralen (Kollophan) und Apatit umgebildet sind. Außerdem wichtiges Schwermineral in klastischen Sedimenten.

Zirkon

Struktur: Tetragonal 4/m m m; Inselsilikat

Chem. Formel: Zr[SiO₄]

Zirkon enthält immer etwas Hf (bis zu 24%; üblich ist jedoch ein Verhältnis HfO₂/ZrO₂ = 0.01). Daneben Gehalte an SEE, U, Th, Sc. Der Gehalt an radioaktiven Elementen führt zur Isotropisierung von Zirkon (auch Metamiktisierung genannt).

Begrenzte Mischkristallbildung mit Xenotim (Y PO₄), Austauschvektor Si ↔ P.

Optische Eigenschaften: für relativ frische (nicht isotropisierte) Kristalle:

n_o	1.922 – 1.960	
n_e	1.961 – 2.015	
Δn	+ 0.042 – 0.053	(1-achsig positiv)

Mit zunehmender **Isotropisierung** werden diese Werte geringer, im Extremfall bis etwa n = 1.82 und Δn = 0.00 (!!).

Zirkon ist meist **farblos**. Er tritt auch in verschiedenen Farben auf, die aber immer nur schwach sind.

Charakteristische Merkmale: - **sehr hohes Relief**

- **hohe Doppelbrechung mit bunten Farben der II. - III.**

Ordnung

- **Auftreten in einzelnen (hyp-)idiomorphen Kristallen**

Zirkon erzeugt häufig **pleochroitische Höfe** in verschiedenen Silikaten (sehr auffällig z.B. öfters in Biotit).

Auftreten: Einziges gesteinsbildendes Zr-Mineral von größerer Verbreitung. Akzessorisch weit verbreitet in überwiegend sauren Magmatiten und Vulkaniten und v.a. Alkaligesteinen. Sehr weiter Stabilitätsbereich in Metamorphiten. Weitverbreitet in klastischen Sedimenten.

Unterscheidung von ähnlichen Mineralen:

- Titanit hat eine höhere Doppelbrechung (weiß der höheren Ordnungen, von Eigenfarbe überdeckt)
- Rutil und Cassiterit (Zinnstein) sind i.a. kräftig gefärbt (braun bis gelblich od. rötlich)
- Monazit ist opt. 2-achsig

Turmalin

Struktur: Ringsilikat mit BO_3 -Gruppen

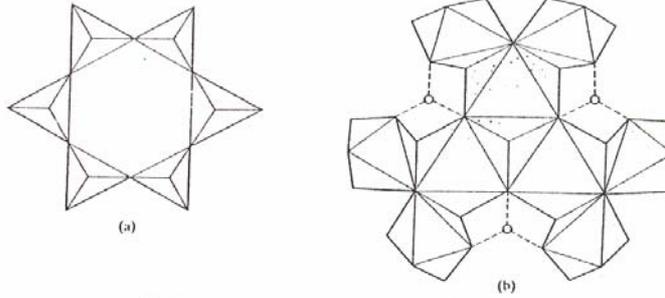


Fig. 258. The structure of a magnesian tourmaline (uvite-dravite), showing (a) the lower layer of the structure comprising a ring of six rather regular Si tetrahedra, (b) the upper layer of the structure, chiefly consisting of octahedra. The three central larger Y octahedra contain Mg; the six smaller peripheral Z octahedra contain Al. The small circles are B atoms bonded along the broken lines to the corners of octahedra (after Duerger *et al.*, 1962).

Allg. Formel: $\text{X Y}_3 \text{Z}_6 \text{Si}_6 \text{O}_{18} (\text{BO}_3)_3 (\text{OH})_4$

mit den wichtigsten Endgliedern	Dravit	$\text{NaMg}_3 \text{Al}_6 [-]$
	Uvit	$\text{CaMg}_3 \text{MgAl}_5 [-]$
	Schörl	$\text{Na}(\text{Fe}, \text{Mn})_3 \text{Al}_6 [-]$
	Elbait	$\text{Na}(\text{Li}, \text{Al}) \text{Al}_6 [-]$

Optische Daten: $n \approx 1.61$ bis 1.67
 $\Delta n \approx 0.018 - 0.035$
1-achsig negativ

Ausbildung: stenglig, nadelig, kurzsäulig, z.T. radialstrahlige

Aggregate; typ. **trigonale Querschnitte** $\perp c$. Keine Spaltbarkeit

(gelegentlich unregelmäßiger Querbruch \perp zur Längs-

erstreckung); **alle Farben!**, **pleochroitisch** (außer in Basisschnitten!).

Hauptzone negativ.

(Gelegentlich anomal zweiachsig mit $2V_\alpha \approx 5^\circ$)

Wichtig: **Absorption** in Richtung des **ordentlichen** Strahls viel stärker als in Richtung des **außerordentlichen**. Stärkste Absorption ist zu beobachten, wenn der Kristall mit seiner Längserstreckung senkrecht zur Schwingungsrichtung des Polarisators orientiert ist (In Biotit dagegen parallel zur Schwingungsrichtung des Polarisators!) (Auf diese Weise kann man nachprüfen, in welcher Orientierung der Polarisator ins Mikroskop eingebaut ist).

Vorkommen: Typisch in Graniten und Pegmatiten bzw. pneumatolytischen Gängen und Adern. Häufig in Metamorphiten. Stabil von der Diagenese bis in die hochgradige Metamorphose.

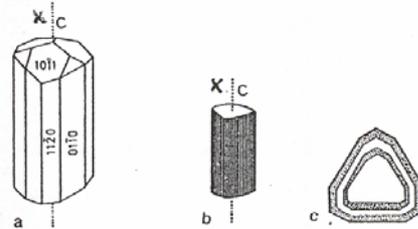


Abb. 99 a) Kristallform und Optik von Turmalin.

b) Turmalin mit charakteristischer Streifung parallel zur optischen Achse.

c) Schnitt durch einen Turmalin-Kristall senkrecht zur kristallographischen c-Achse mit typischem „Schiffs-kiel“-Umriss sowie Zonenaufbau.

Karbonate

Da die einzelnen Karbonatphasen mikroskopisch nur schlecht voneinander zu unterscheiden sind, werden sie zusammen behandelt.

Struktur: Es existieren unter den gesteinsbildenden Karbonatmineralen zwei Strukturtypen, der Calcit-Typ (3/m) und der Aragonit-Typ (P m c n) (daneben gibt es noch sehr selten den hexagonalen Vaterit).

Aufgrund des unterschiedlichen Ionenradius kristallisieren

im Calcit-Typ Ca[6]

Calcit CaCO_3

Magnesit MgCO_3

Rhodochrosit MnCO_3

Siderit FeCO_3

Smithsonit ZnCO_3

Dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$

Ankerit $\text{Ca}(\text{Mg, Fe, Mn})(\text{CO}_3)_2$

im Aragonit-Typ Ca[9]

Aragonit CaCO_3

Strontianit SrCO_3

Witherit BaCO_3

Cerussit PbCO_3

Die Umwandlung von Calcit in Aragonit unter hohem Druck erfolgt häufig topotaktisch, wobei $[001]\text{Aragonit} \rightarrow [111]\text{Calcit}$.

Das Spaltrhomboeder $\{10\cdot11\}$ des Calcits kann als deformierte (gestauchte) NaCl-Zelle aufgefaßt werden.

Chemische Zusammensetzung:

Die einzelnen Endglieder des Calcit- bzw.

Aragonittyps können untereinander, je nach chemischen Gegebenheiten und P-T-Bedingungen, komplexe Mischkristalle bilden. Gut untersucht ist das System $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$

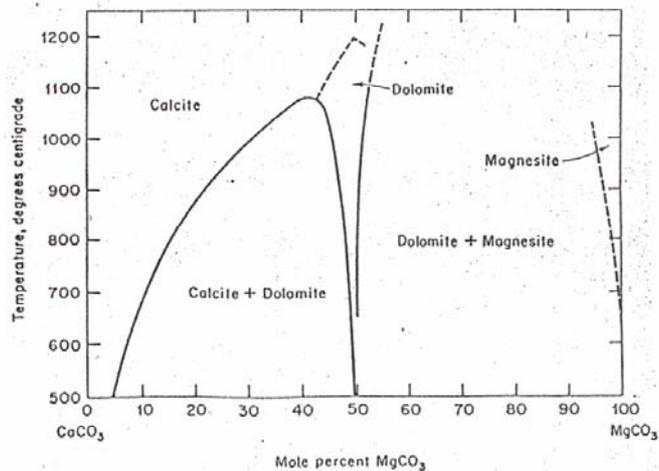


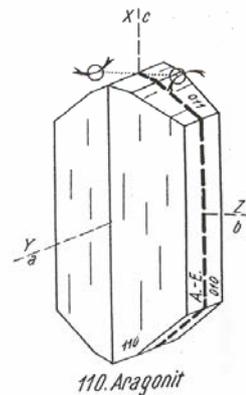
FIGURE 196
The system $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$. [After Goldsmith and Heard (1961).]

optische Kennzeichen:

Calcit-Typ: optisch 1-achsig negativ

	Calcit	Magnetit	Siderit	Rhodochrosit	Dolomit	Ankerit
n_o	1.658	1.700	1.875	1.816	1.679	1.698-1.750
n_e	1.486	1.509	1.633	1.597	1.502	1.513-1.548
Δ	0.172	0.191	0.242	0.219	0.177	0.185-0.202
Farbe	farblos	farblos	blaßgelbl. bis farblos	blaßrosa	farblos	gelblich
Spaltbarkeit	{10-11}	{10-11}	{10-11}	{10-11}	{10-11}	{10-11}
Zwillingslamellen	(01-12) häufig	(01-12) sehr selten	(01-12) sehr selten	(01-12) sehr selten	(02-21) mittelhäufig	(02-21) mittelhäufig
	$n_e < n_{Can}$	$n_e < n_{Can}$	$n_e \gg n_{Can}$	$n_e \gg n_{Can}$	$n_e < n_{Can}$	$n_e \leq n_{Can}$

Aragonit: $n_x = 1.530$ $2V_x = 18^\circ$
 $n_y = 1.682$ 2-achs. negativ
 $n_z = 1.686$
 $\Delta = 0.156$ farblos



Alle Karbonate des Calcit-Typs zeichnen sich durch eine **extrem hohe Doppelbrechung** aus (\rightarrow Reliefumkehr). Bei Aragonit ist die Doppelbrechung zwar niedriger, aber für eine optische Unterscheidung von Calcit in Routinebetrachtungen immer noch zu hoch.

Calcit ist vollkommen spaltbar nach dem Rhomboeder. Aragonit zeigt nur eine schlechte Spaltbarkeit nach (010).

Calcit und Dolomit können bei idiomorphen Kristallen an der Orientierung der **Translations-Zwillingslamellen** unterschieden werden.

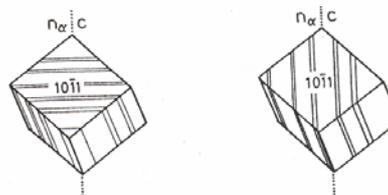


Abb. 90 Kristallform und Optik von Calcit (links) und Dolomit (rechts) mit unterschiedlich orientierter, typischer polysynthetischer Verzwilligung.

Calcit: parallel zu den Kanten und entlang der langen Diagonale des Rhomboeders

Dolomit: parallel zu den Kanten und entlang der kurzen Diagonale des Rhomboeders

Die **Druckverzwilligung** des Calcits tritt schon bei geringem Druck aus (Messer).

Serpentin-Gruppe

Struktur: Schichtsilikat mit Wechsellagerung von Tetraeder- ($\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})$) - Schichten und Brucit - ($3 \text{Mg}(\text{OH})_2$) - Schichten. Da diese beiden Schichten etwas unterschiedliche b-Dimensionen besitzen, passen sie nicht vollkommen aufeinander:

$$b_{\text{oct}} = 9.43 \text{ \AA}$$

$$b_{\text{tet}} = 9.1 \text{ \AA}$$

Dies führt zu einer Biegung der Schichten, die auf zwei Arten geschehen kann:

Beim **Chrysotil** sind die Schichten alle gleichseitig gebogen, so daß eine Röhre mit einem spannungsfreien Radius von durchschnittlich 180 Å (100 – 300 Å) entsteht. Beim **Antigorit** sind die Schichten wechselweise gebogen, so daß eine "Wellblechstruktur" entsteht mit einer Elementarperiode von 7 Å.

Durch die besondere Verknüpfung an den Mg-Brücken sind die Antigorite etwas ärmer an Mg und OH als die Chrysotile.

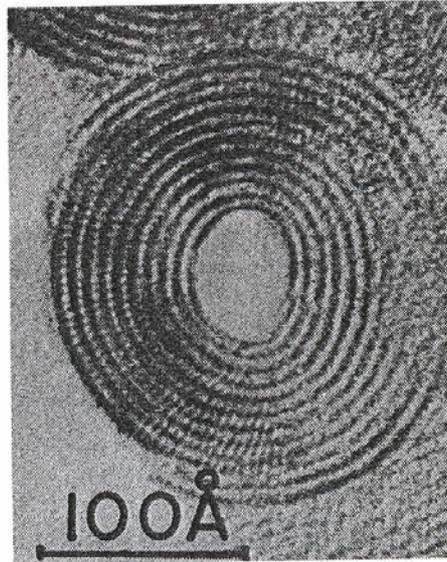
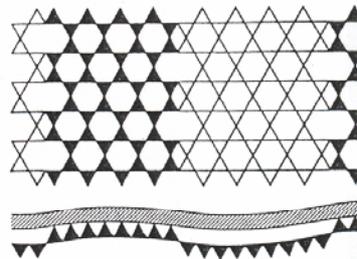
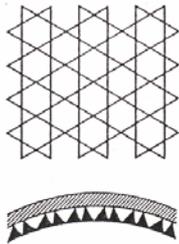
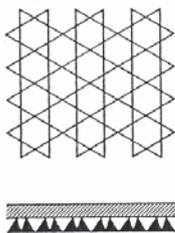
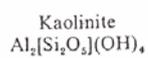


Plate 1(c) Transmission electron micrograph of cross-section of a fibril of chrysotile. The structural layers are seen to be arranged in concentric cylindrical fashion (Yada, K., 1971, *Acta Cryst.*, A27, 659-64)

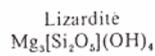


$$b_{\text{oct}} = b_{\text{tet}}$$

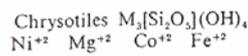
$$b_{\text{oct}} > b_{\text{tet}}$$



0.53
1.00



0.72
1.50

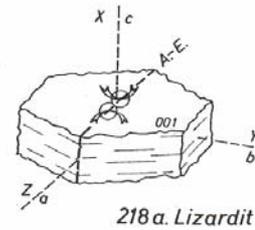
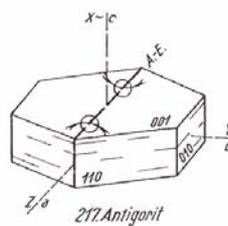
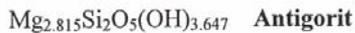


0.70 0.72 0.735 0.77
1.50



0.72
e.g. 1.41 *Jonasradius*
Verhältnis $\frac{[oct]}{[tet]}$

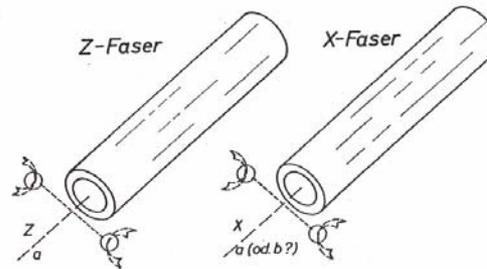
Typische Formeln für Serpentine sind:



Wenn Al in nennenswerten Mengen Si ersetzt, spricht man von Septochloriten (Mischkristalle zwischen Serpentin und Amesit $Mg_2AlAlSiO_5(OH)_4$). Sie sind lichtoptisch dem Chlorit sehr ähnlich.

Optische Eigenschaften:

- Antigorit: blättrig, leistenförmig, schuppig
- Chrysotil: faserig, büschelig
- meist farblos
- geringe Doppelbrechung von 0.006 bis 0.009, Chrysotil bis 0.013



n_x 1,53 – 1,60

n_y 1,55 - 1,67

n_z 1,55 - 1,67

- Antigorit optisch zweiachsig negativ; Chrysotil positiv oder negativ
- Charakter der Hauptzone: Antigorit positiv; Chrysotil positiv oder negativ

Ähnliche Minerale:

- Mg-Chlorite unterscheiden sich von Antigorit meist durch anomale Interferenzfarben oder den opt. positiven Charakter (bzw. HZ negativ)
- Faserige Amphibole unterscheiden sich von Chrysotil durch ihre höhere Doppelbrechung und oft schiefe Auslöschung

Paragenesen:

Serpentin ist auf ultramafische und ultrabasische Gesteine beschränkt. Die Serpentine entstehen durch Umwandlung unter H_2O -Aufnahme aus Olivin, Pyroxen, Melilith.

Bildungs- und Umbildungsreaktionen:

- Forsterit + H_2O = Antigorit + Brucit
- Forsterit + Talk + H_2O = Antigorit
- Antigorit + H_2O = Chrysotil + Talk
- Brucit + Antigorit + H_2O = Chrysotil

Gesteinsgläser

Gesteinsgläser gehören zu den amorphen Substanzen (es sind keine Minerale, sondern abgeschreckte Gesteinsschmelzen).

Optische Kennzeichen:

- isotrop, oft mit Spannungsdoppelbrechung um Einsprenglinge
- Lichtbrechung variabel zwischen etwa 1.48 (rhyolithische Zusammensetzung) und etwa 1.61 (basaltische Zusammensetzung)
- farblos bis braun (Färbung durch Kristallite von Fe-Ti-Oxiden)
- oft mit feinkörnigen Kristallisationsprodukten (dendritische Kristalle, Sphaerolithe)
- oft konzentrische Risse (Perlitstruktur; entsteht durch sekundäre Wasseraufnahme und Volumenexpansion)
- Fluidal-, Ignimbrit-, Bimsgefüge (schaumig)

Auftreten: Von zwickelfüllend (häufig in basischen Gläsern) bis zu vollständig glasig erstarrten Schmelzen (häufig bei SiO₂-reichen Gläsern).

Nomenklatur:

Obsidian: SiO₂-reiches Glas (meist rhyolithisch-trachytisch, aber auch phonolithisch)

Tachylit: SiO₂-armes Glas (basisch)

Pechstein: durch sekundäre Wasseraufnahme (bis 10 Gew%) veränderter, teilweise rekristallisierter Obsidian

Palagonit: durch sekundäre Wasseraufnahme veränderter, teilweise rekristallisierter Tachylit bzw. **Hyaloklastit** (= fragmentiertes glasiges Material)

Bims (engl.: **pumice**): schaumig erstarrtes (meist SiO₂-reiches) Glas

Suevit: durch Meteoriteneinschlag entstandenes Glas

Pseudotachylit: Ultramylonit, durch spontane tektonische Bewegungen auf Klufflächen aufgeschmolzenes und glasig erstarrtes Gestein

Umwandlung: Gläser sind chemisch wenig stabil. Durch hydrothermale Umwandlung Bildung von Tonmineralen und Zeolithen; Bentonite sind derart entstandene Böden.