

LEITFADEN
DER
MINERALOGISCHEN
BODENANALYSE

NEBST BESCHREIBUNG DER
WICHTIGSTEN PHYSIKALISCHEN
UNTERSUCHUNGSMETHODEN AM
GEWACHSENEN BODEN

VON

DR. FRITZ SEEMANN

PRIVATDOZENT AN DER DEUTSCHEN KGL. BÖHM. LANDWIRT-
SCHAFTLICHEN AKADEMIE TETSCHEN-LIEBWERD.

MIT 39 TEXTABBILDUNGEN, 3 TAFELN UND
7 MINERALBESTIMMUNGSTABELLEN



WIEN UND LEIPZIG
WILHELM BRAUMÜLLER
K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER

1914

Alle Rechte, insbesondere das Übersetzungsrecht, vorbehalten

K. u. k. Hofbuchdrucker Fr. Winiker & Schickardt, Brünn

Vorwort.

Seit drei Jahren hält der Verfasser an der deutschen landwirtschaftlichen Akademie in Tetschen-Liebwerd Vorlesungen über mineralogische Bodenanalyse, verbunden mit praktischen Übungen, und hatte daher reichlich Gelegenheit, den Mangel eines geeigneten Lehrbuches für die Benützung seitens der Hörer bei der Untersuchung der Böden zu fühlen.

Zwar hat schon im Jahre 1889 F. Steinriede eine „Anleitung zur mineralogischen Bodenanalyse“ geschrieben und schon damals eine große Anzahl sehr brauchbarer Untersuchungsmethoden für die Bestimmung der bodenbildenden Minerale vorgeschlagen. So verdient z. B. besonders die anscheinend sehr wenig bekannte Tatsache hervorgehoben zu werden, daß schon *er* die Färbemethoden, welche erst in neuerer Zeit wieder größere Beachtung gefunden haben, auf die Bodenminerale anwandte und namentlich zur Unterscheidung der von ihm „Argillite“ genannten Kolloide von anderen Mineralen verwendete.

Das Büchlein Steinriedes krankt aber daran, daß bei den Mineralen zu viel die Ausbildung im Gestein, zu wenig die Ausbildung im Boden berücksichtigt ist; daß in den nach Art der botanischen Bestimmungsbücher durchgeführten Bestimmungstabellen als Einteilungsgrund zu viel Rücksicht auf den Grad der Durchsichtigkeit und die Löslichkeit in Säuren, zu wenig auf die wichtigen optischen Eigenschaften, besonders die Lichtbrechung, genommen ist; daß weiters viele Minerale behandelt werden, die sich wohl im Gestein, nie aber im Boden finden, usw.

Diese und ähnliche Mängel, sowie der Umstand, daß in dem letzten Vierteljahrhundert unsere Kenntnisse über die für den Boden in Betracht kommenden Minerale und ihre Unter-

suchungsmethoden stark erweitert worden sind, bewogen den Verfasser zur Herausgabe des vorliegenden Leitfadens. Viel wird vielleicht auch an diesem noch verbesserungsfähig sein, und für Ratschläge und Anregungen von Seiten der Fachgenossen wäre der Verfasser daher sehr dankbar.

Außer der Darstellung der mineralogischen Bodenanalyse wird in dem Leitfaden noch die mechanische Bodenanalyse, welche die Grundlage der ersteren bildet, erörtert und außerdem wurde auch noch die Beschreibung der wichtigsten physikalischen Untersuchungsmethoden am gewachsenen Boden aufgenommen. Dies geschah deshalb, weil sie auch in den Vorlesungen des Verfassers stets im Anschluß an die Entnahme der Bodenprobe mitbehandelt wurden, und dann bewog ihn dazu auch der Umstand, daß die Kenntnis der physikalischen Untersuchungsmethoden am gewachsenen Boden viel weniger verbreitet ist, als sie es verdient. Von einer Aufnahme auch der chemischen Bodenuntersuchungsmethoden, die vielleicht nahegelegen wäre, wurde dagegen abgesehen, weil diese Methoden schon öfters gute Darstellungen erfahren haben.

Bei der Abfassung dieses Leitfadens wurde der Verfasser von Herrn Prof. Dr. J. E. Hibsich in Tetschen-Liebwerd durch mannigfache Ratschläge und Anregungen unterstützt, wofür hier herzlichst gedankt sei. Außerdem ist der Verfasser dem Herrn Geheimrat Prof. Dr. H. Rosenbusch und Herrn Prof. Dr. E. A. Wülfing in Heidelberg und Herrn Geh. Regierungsrat Prof. Dr. F. Rinne in Leipzig für die Überlassung von Klischees zum Danke verpflichtet.

Aussig, im Juli 1913.

Fritz Seemann.

Inhalt.

	Seite
Einleitung, Wesen, Zweck und Bedeutung der mineralogischen Bodenanalyse	1
Entnahme der Bodenprobe.	
I. Probeentnahme für die mechanische Schlämmanalyse und die mineralogische und chemische Bodenuntersuchung	3
Bestimmung des Steingehaltes	6
Sonstige Ermittlungen bei der Probeentnahme	7
II. Probeentnahme für die Bestimmung der wichtigsten physikalischen Eigenschaften des gewachsenen Bodens	9
Untersuchung der wichtigsten physikalischen Bodeneigenschaften.	
1. Bestimmung der absoluten Wasserkapazität	10
2. Bestimmung des Porenvolumens	11
3. Bestimmung der absoluten Luftkapazität	13
4. Bestimmung der relativen Durchlässigkeit	13
5. Bewertung der untersuchten physikalischen Eigenschaften	14
Zerlegung des Bodens mittels der mechanischen Schlämmanalyse.	
I. Vorbereitung des Bodens für den Schlämmprozess	16
II. Schlämmen mittels des Sedimentierverfahrens (Modifizierter Kühnscher Schlämmszylinder)	16
III. Schlämmen mittels des Spülverfahrens (Schlämmapparat nach Kopecky)	19
IV. Bedeutung der mechanischen Bodenanalyse	21
Einteilung der Ton-, Lehm- und Sandböden	22
Mineralogische Untersuchung der Bodenbestandteile.	
A. Untersuchungsmethoden.	
I. Untersuchung der Form- und Strukturverhältnisse	24
II. Optische Untersuchungsmethoden	26
Optische Charakteristik der einzelnen Kristallsysteme	26
1. Farbe und Durchsichtigkeit	28

	Seite
2. Stärke der Lichtbrechung. Tabelle der Brechungsexponenten der Bodenminerale	29
3. Pleochroismus	35
4. Einfach- und doppelbrechend	35
5. Art der Auslöschung	36
6. Stärke der Doppelbrechung	37
7. Optischer Charakter der Hauptzone	40
8. Optisch ein- oder zweiachsig	41
9. Charakter der Doppelbrechung	42
10. Größe des Achsenwinkels	44
11. Dispersion der optischen Achsen	44
12. Erkennung der Richtung senkrecht a , c und parallel der optischen Achsenebene	45
13. Dispersion der Mittellinien	45
14. Bestimmung der Lage der Achsenebene	46
III. Sonstige physikalische Methoden	46
15. Spezifisches Gewicht	46
16. Härte	47
17. Magnetismus	47
18. Glühen und Schmelzen	47
19. Färbbarkeit durch organische Farbstoffe	48
IV. Chemische Methoden	52
20. Löslichkeit	52
21. Makrochemische Reaktionen	53
22. Mikrochemische Reaktionen	54
V. Bestimmung der Menge einer vorhandenen Mineralart	57
VI. Winke für den Gang der mineralogischen Bodenuntersuchung	60
Darstellungsweise der Untersuchungsergebnisse	61
B. Charakteristik der bodenbildenden Minerale.	
I. Kristallisierte Minerale (Kristalloide)	63
a) Einfachbrechende Minerale	63
Magneteisen. Pyrit. Markasit. Melnikowit. Spinelle. Granate. Perowskit.	
b) Doppelbrechende einachsige Minerale	66
Rutil. Anatas. Zirkon. Turmalin. Apatit (Phosphorit). Quarz. Kalzit. Dolomit. Eisenoxyd. Titaneisen. Brucit.	
c) Doppelbrechende zweiachsige Minerale	73
Brookit. Goethit. Limonit. Titanit. Monazit. Staurolith. Disthen. Andalusit. Sillimanit. Vivianit. Chalcedon. Kordierit. Gips. Epidotgruppe. Pyroxengruppe. Hornblendegruppe. Glaukonit. Serpentin. Glimmergruppe. Orthochloritgruppe. Leptochlorite. Sprödglimmer. Talk. Hydrargillit. Diaspor. Kaolinit. Orthoklas und Sanidin. Mikroklin. Anorthoklas. Kalknatronfeldspäte.	

II. Kolloide	Seite 97
Wesen und Bedeutung für den Boden	97
Tonerdehydratgel. Kieselsäuregel. Tonerdekieselsäuregel. Eisen- oxyhydratgel. Eisenoxydulhaltige Silikatgele. Ferrophos- phatgel. Humusgele ohne Gewebestruktur. Humusstoffe mit Gewebestruktur.	
III. Anhang	104

C. Tabellen zur Bestimmung der Bodenminerale.

- Tabelle 1. Einfachbrechende Minerale.
 - Tabelle 2. Doppeltbrechende einachsige Minerale.
 - Tabelle 3—6. Doppeltbrechende zweiachsige Minerale.
 - Tabelle 7. Kolloide.
-

Einleitung.

Wesen, Zweck und Bedeutung der mineralogischen Bodenanalyse.

Die mineralogische Bodenanalyse hat die Aufgabe, zu untersuchen, aus welchen Gesteinsfragmenten und Mineralen das Bodenskelett und aus welchen Mineralen der Feinboden besteht. Durch diese Bestimmung bildet sie eine wertvolle Ergänzung der chemischen, mechanischen und physikalischen Bodenuntersuchungsmethoden und gibt dem Sachkundigen wichtige Grundlagen für die Wertbemessung des Bodens.

Nur selten unterwirft der Agrikulturchemiker den auf Ertragfähigkeit, Düngebedürfnis usw. zu beurteilenden Boden einer Gesamtanalyse; in der Regel wird nur der in verdünnten Säuren, beim Dämpfen oder durch Einwirkung des elektrischen Stromes in Lösung gehende Bodenanteil auf seine Nährstoffe untersucht, wobei man die Annahme macht, daß die auf diese Weise löslichen, zum größten Teil den Bodenkolloiden entstammenden Stoffe den für die Pflanzenwurzel unmittelbar in Betracht kommenden Nährstoffvorrat darstellen. Die mineralogische Bodenanalyse kann nun sehr rasch und bequem angeben, ob neben diesen leichtlöslichen Nährstoffen im Boden auch noch schwerer lösliche, der Pflanze zwar nicht sofort zur Verfügung stehende, aber durch weitergehende Verwitterung zugänglich werdende Nährstoffe im Boden vorhanden sind oder nicht; und sie kann uns nicht nur angeben, welche Nährstoffe durch die fortschreitende Verwitterung nachgeschafft werden können, sondern auch in ungefähr welcher Menge und ob leicht oder schwer. Auch kann die mineralogische Bodenanalyse ermitteln, ob durch die Zerstörung der größeren Bodenbestandteile eine Vermehrung der für den Boden so wichtigen Kolloide eintreten kann oder nicht. Auch die durch sie mögliche Feststellung,

in welcher Form die bei der chemischen Bodenuntersuchung ermittelten Stoffe im Boden gebunden sind, ist oft wertvoll. Manche chemischen Methoden verlangen sogar direkt eine Nachprüfung durch die mineralogische Analyse.

Großen Wert besitzt auch die mineralogische Bodenuntersuchung als Ergänzung der mechanischen Schlämmanalyse. Letztere sucht durch Zerlegung des Bodens in verschiedene Korngrößen und durch Bestimmung des Mengenverhältnisses der einzelnen Korngrößen, besonders des Verhältnisses der feinsten Teilchen ($< 0.01 \text{ mm}$) zu den übrigen, die Ertragfähigkeit eines Bodens zu beurteilen. Von großer Wichtigkeit für die Beurteilung der Bodengüte ist aber besonders die mineralogische Natur dieser feinsten Bodenteilchen. Es ist ein großer Unterschied, ob die oft fälschlich als „Ton“ bezeichneten abschlämmbaren Teile aus Kolloiden bestehen oder ob außer diesen große Mengen von Kristalloiden (besonders Quarzmehl findet sich sehr oft in großer Menge unter den feinsten Bodenteilchen) vorhanden sind. Die Kolloide sind die Hauptträger der für die Pflanze zugänglichen Nährstoffe (s. S. 99 ff.!), Quarzmehl dagegen ist für die Pflanze wertlos. Mit Hilfe der mineralogischen Bodenanalyse läßt sich in rascher und bequemer Weise feststellen, wie groß der Anteil der Kolloide und wie groß der der Kristalloide an der Gesamtmenge der abschlämmbaren Teilchen ist.

Von der Natur der Bodenteilchen, besonders von dem Gehalt an Kolloiden, hängen aber auch die meisten physikalischen Eigenschaften ab, so daß die mineralogische Bodenanalyse auch für die Beurteilung dieser oft wertvolle Winke bietet.

Wenn man die große Fülle von Methoden überschaut, welche zum Zwecke der Bestimmung der Bodenminerale in dem vorliegenden Büchlein beschrieben sind, und die große Menge der im Boden möglicherweise vorkommenden Minerale überblickt, so mag sich vielleicht das Gefühl aufdrängen, daß die mineralogische Bodenanalyse eine schwer zu erlernende Kunst sei. Dem ist aber nicht so. Eine große Anzahl der hier beschriebenen Minerale ist im Boden sehr selten und nie in großer Menge vorhanden und wurde nur der Vollständigkeit wegen in den Leitfaden aufgenommen; und vorwiegend nur zur Bestimmung dieser minder häufigen Bodenbestandteile mußte

wieder eine große Anzahl von Methoden erörtert werden, deren Anwendung nur sehr selten notwendig sein wird. Die allermeisten Böden enthalten nur eine sehr geringe Anzahl verschiedener Mineralarten und gerade die häufigsten und am weitestverbreiteten sind leicht zu bestimmen. Zur sicheren Bestimmung eines Minerals kommt man in der Regel mit einigen wenigen Methoden aus; manche Minerale haben so charakteristische Eigenschaften, daß man sie sozusagen „auf den ersten Blick“ erkennt. Hat man einmal einige mineralogische Bodenuntersuchungen gewissenhaft durchgeführt, so bekommt man sehr bald eine Übung, die ein sehr rasches Arbeiten ermöglicht. Es sollte daher niemand, der öfter in die Lage kommt, Bodenuntersuchungen ausführen zu müssen, versäumen, die übrigen Bodenuntersuchungsmethoden durch die mineralogische Bodenanalyse zu ergänzen.

Entnahme der Bodenprobe.

I. Probeentnahme für die mechanische Schlämmanalyse und die mineralogische und chemische Bodenuntersuchung.

Die Probeentnahme geschieht durch Ausheben einer *Probegrube* oder mittels eines *Erdbohrers*.

Das Ausheben einer *Probegrube* hat den Vorteil, daß man das Bodenprofil anschaulich vor Augen hat. Von der Grube, deren Ausmaß je nach der Tiefe natürlich verschieden groß sein wird, sticht man wenigstens eine Wand senkrecht mit dem Spaten ab, worauf man die oberste Pflanzenschicht entfernt und mit dem Spaten von dem übrigen Teil der Ackerkrume in ihrer ganzen Mächtigkeit ungefähr 1 bis 2 *kg* abschneidet; die Probe gibt man auf ein reines Laken oder ein Stück starkes Papier, mischt gut und klaubt die Wurzelstückchen und Steine aus.

Die Probeentnahme mittels eines *Erdbohrers*, z. B. eines amerikanischen Tellerbohrers (s. Fig. 3), hat gegenüber der Probeentnahme mittels einer *Probegrube* den Vorteil der rascheren Ausführbarkeit. Der Bohrer wird nach und nach je 15 bis 20 *cm*

in die Erde gedreht und dann herausgezogen und die Tiefe, aus der die Probe stammt, von einer am Gestänge des Bohrers angebrachten Zentimereinteilung abgelesen. Noch bequemer — weil

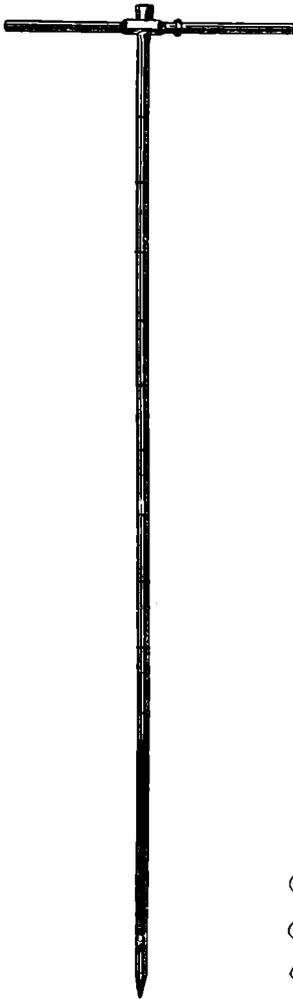


Fig. 1.
Bohrstock.



Fig. 2.
Tellerbohrer
ohne Spitze.

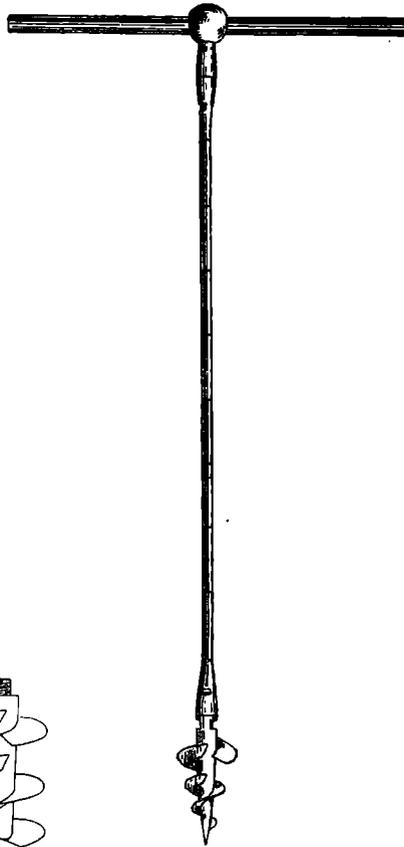


Fig. 3.
Amerikanischer
Tellerbohrer.

leichter zu handhaben — ist die Probeentnahme mittels eines etwa 1·5 m langen Bohrstockes (s. Fig. 1).

Natürlich kann man das Ausheben einer Grube und die

Anwendung des Bohrers auch kombinieren, z. B. die Grube nur bis zum flacheren Untergrunde ausführen und den tieferen Untergrund mit dem Bohrer untersuchen.

Tiefe und Anzahl der Bodenproben.

Handelt es sich nur um die Bestimmung der Ertragsfähigkeit der Ackerkrume, so genügen Proben von letzterer, eventuell kann man noch eine Probe vom flacheren Untergrunde (1 bis 3 *dm* unter der Ackerkrume) nehmen. Handelt es sich dagegen darum, die Eigenschaften eines Bodens für eine durchzuführende Drainage kennen zu lernen, so entnimmt man die Proben einer Tiefe von 0·7 bis 1·5 *m*.

Die Anzahl der zu entnehmenden Bodenproben kann sehr verschieden sein. Hat man sich, etwa mit der Fingerprobe, überzeugt, daß die Zusammensetzung der Krume der zu untersuchenden Bodenfläche eine ziemlich gleichmäßige ist, so wird eine geringe Anzahl von Proben genügen. Ist aber die Beschaffenheit der Ackerkrume an verschiedenen Punkten merklich verschieden, so müssen an einer größeren Anzahl gleichmäßig über die zu untersuchende Bodenfläche verteilter Stellen Proben entnommen werden. Je größer die Anzahl, desto richtiger das erhaltene Untersuchungsergebnis.

Man unterwerfe jede Einzelprobe für sich der Untersuchung und vermeide jede Mittelprobe, erhalten durch Zusammenmischen von mehreren, an verschiedenen Stellen eines Grundstückes entnommenen Einzelproben. Denn weist ein Grundstück an verschiedenen Stellen einen abweichenden Boden auf, so gibt eine Mischprobe ein ganz falsches Bild. Man nehme nur z. B. an, daß in dem einen Teil ein Sand-, in dem anderen ein Tonboden vorhanden sei, beide sehr ungünstige Bodenarten; die Mischprobe aber wird einen sehr günstigen Boden ergeben. Eine Mittelprobe gibt nur dann ein richtiges Bild, wenn die Beschaffenheit des Bodens an allen Stellen des Grundstückes ziemlich gleich ist; in diesem Falle genügt für seine Beurteilung aber auch eine, an einer beliebigen Stelle entnommene Einzelprobe.

Bestimmung des Steingehaltes.

Am verbreitetsten ist die Gepflogenheit, alle Bodenteile, die einen Durchmesser über 5 mm besitzen, als „Steine“, die von 5 bis 2 mm Größe als „Kies“ und den Rest als „Feinboden“ zu bezeichnen.

Um den Steingehalt eines Bodens zu ermitteln, wäre es am genauesten, eine größere Bodenmenge durch ein 5 mm-Sieb zu werfen und den Steingehalt in Gewichtsprozenten zu bestimmen. In den meisten Fällen genügt es aber auch, den Gehalt an Steinen schätzungsweise zu ermitteln. Um sich gegen grobe Schätzungsfehler zu schützen — man überschätzt sehr leicht —, ist es am zweckmäßigsten, zunächst die Fläche, welche die Steine von der ganzen Bodenfläche einnehmen, abzuschätzen und durch Ziehen der Quadratwurzel aus der gewonnenen Zahl und nachherigem Erheben zur dritten Potenz den Steingehalt dem Volumen nach zu berechnen. Nehmen z. B. die Steine ein Viertel der ganzen Bodenfläche ein, so beträgt ihr Volumen

$$\left(\sqrt{\frac{1}{4}}\right)^3 = \frac{1}{8} = 12.5\%.$$

Da die Ertragfähigkeit eines Bodens mit der Größe des Steingehaltes, besonders bei geringer Krumentiefe, sehr stark abnimmt, so ist die Bestimmung des letzteren nicht unwichtig.

Nach Mitscherlich läßt sich bei einem Boden, der bis zu zehn Volumprozent Steine enthält, im allgemeinen keine Abnahme der Erträge beobachten; bei größerem Steingehalt aber ergeben sich folgende Mindererträge:

Gehalt des Bodens an Steinen	Minderertrag
20 Volumprozent	13 ± 4.7%
30 „ 	21 ± 4.6%
40 „ 	32 ± 5.2%
50 „ 	40 ± 5.1%

Bezüglich der Beschaffenheit der Steine ist zu bemerken, daß gerundete Gerölle mit glatter Oberfläche ungünstiger sind als eckige Gesteinsbruchstücke mit rauhen Flächen, weil erstere unter sonst gleichen Verhältnissen viel schwerer verwittern. Von

Wichtigkeit ist auch die Ermittlung der petrographischen Beschaffenheit der Steine. Denn wir erfahren dadurch, ob durch weitergehende Verwitterung derselben dem Boden noch Pflanzennährstoffe zugeführt werden können oder nicht; weiters erhalten wir dadurch, besonders wenn es sich um einen Primitivboden handelt, Hinweise auf die im Feinboden zu erwartenden Minerale.

Aus der petrographischen Beschaffenheit der Steine kann auch auf die Herkunft des Bodens geschlossen werden. Bestehen die Steine nur aus einer Gebirgsart, so liegt ein Primitivboden vor; gehören sie verschiedenen Gebirgsarten an, so ist das Bodenmaterial aus der Ferne zugeführt: Schwemm-
boden.

Weitere Ermittlungen bei der Probeentnahme.

Gleich bei der Probeentnahme ermittle man außerdem:

1. die Mächtigkeit der Ackerkrume. Mit der Tiefe der Ackerkrume nimmt die Ertragsfähigkeit des Bodens merklich zu; besonders bei großem Steingehalte spielt die Mächtigkeit der Krume eine wichtige Rolle. Nach Wollny entsprechen z. B. folgenden Krumentiefen die nachstehenden Erträge:

Krumentiefe θ	Ertrag θ
10 <i>cm</i>	72·8 \pm 1·93
20 "	91·1 \pm 1·04
30 "	109·2 \pm 0·94
40 "	126·8 \pm 2·26

Um zuverlässige Daten über die Mächtigkeit der Krume zu erhalten, ist es zweckmäßig, an einer größeren Anzahl von Stellen des zu untersuchenden Grundstückes etwa mit einem Bohrstock die Tiefe der Ackerkrume zu untersuchen und das Mittel zu ziehen;

2. geologische Herkunft des Bodens und Beschaffenheit des Untergrundes. Man vergewissert sich, ob man es mit einem angeschwemmten oder primären Boden zu tun hat, und in letzterem Falle, aus welchem Gestein derselbe durch Verwitterung hervorgegangen ist. Letzteres zu er-

mitteln, ist durch Berücksichtigung der petrographischen Beschaffenheit der dem Boden beigemischten Steine, allenfalls auch durch Einsichtnahme in eine genaue geologische Karte möglich. Besonders wichtig ist die Konstatierung, ob der Untergrund nicht etwa wasserundurchlässig ist;

3. Grundwasserstand. Es ist darauf zu achten, daß auch nach reichlichen Niederschlägen der Grundwasserspiegel nicht zu knapp unter der Ackerkrume liegt. Wie tief unter der Ackerkrume der Grundwasserspiegel mindestens liegen soll, hängt von der Steighöhe des Wassers in der betreffenden Bodenart ab; sie beträgt für leichte Böden ungefähr $\frac{1}{3}$ bis $\frac{1}{2}$ m, für schwerere 1 bis $1\frac{1}{2}$ m. Ein Grundwasserspiegel in 1 bis 2 m Tiefe ist im allgemeinen als besonders günstig anzusehen, namentlich wenn es sich um fließendes und nicht um stehendes Grundwasser handelt;

4. klimatische Verhältnisse der Gegend und Lage des Bodens über dem Meeresspiegel. Unter den klimatischen Faktoren spielen besonders die Wärme-, Niederschlags- und Verdunstungsverhältnisse eine Rolle;

5. Neigung des Bodens, und zwar Neigungswinkel und Neigungsrichtung. Durch die Neigung des Bodens werden die Feuchtigkeits-, Wärme- und Belichtungsverhältnisse beeinflusst. Der Wassergehalt des Bodens nimmt mit der Größe des Neigungswinkels ab. Wenn eine starke Neigung vorhanden ist, werden die Niederschlagswässer vielfach gar nicht in den Boden einziehen, sondern oberflächlich abfließen; aber wenn auch alle Niederschläge einsickern, ist ein geneigter Boden doch wasserärmer als ein ebener, da sich bei ersterem die Niederschläge auf eine größere Fläche verteilen und auch die Verdunstung infolge der größeren Oberfläche eine größere ist. Die Neigungsrichtung spielt insofern eine Rolle, als nach Süden geneigte Bodenflächen stärker belichtet und erwärmt werden und aus letzterem Grunde auch trockener sind als nach Norden geneigte;

6. in den letzten Jahren vorgenommene Düngungen, Meliorationen, Fruchtfolge, Ernteerträge usw.

II. Probeentnahme für die Bestimmung der wichtigsten physikalischen Eigenschaften des gewachsenen Bodens.

Mit der Probeentnahme für die chemische und mineralogische Untersuchung und die mechanische Schlämmanalyse verbindet man zweckmäßig die Bestimmung der wichtigsten physikalischen Eigenschaften, der Wasserkapazität, Luftkapazität und Durchlässigkeit, und zwar am gewachsenen Boden. Ganz vorteilhaft verwendet man dazu den von J. Kopecky¹⁾ beschriebenen Apparat (s. Fig. 4).

„Dieser Apparat besteht aus einem 20 cm hohen Stahlrohr, welches unten mit einer Schneide versehen ist. Der lichte Durchmesser des Rohres bei seiner Schneide mißt 50·5 mm. In der Höhe von etwa 30 mm von unten gemessen ist das Stahlrohr auf einen inneren Durchmesser von 52·5 mm erweitert, um in dasselbe kleine Messingringe mit 50·5 mm lichtem Durchmesser leicht einschieben zu können.“

Statt des beschriebenen Apparates kann man natürlich auch ein Rohr mit einem anderen Durchmesser verwenden; nur einen kleineren Durchmesser als 50 mm darf man nicht wählen, weil in diesem Falle der in das Rohr eindringende Boden zu stark zusammengepreßt und dadurch seine Struktur zu sehr verändert würde; je größer der Durchmesser des Rohres ist, desto kleiner ist die Deformation der Bodenstruktur; der Durchmesser von 50 mm bildet nach J. Kopecky die untere Grenze, bei welcher man den durch Zusammendrückung des Bodens entstandenen Fehler vernachlässigen kann.

Die Anwendung des Kopeckyschen Apparates ist sehr einfach: „Man steckt den Stahlzylinder mit den eingeschobenen Messingringen in den Boden derart ein, daß beim Eintreiben die vertikale Richtung eingehalten bleibt. Durch die

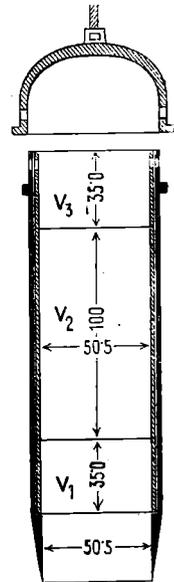


Fig. 4.
Probeentnahme-
apparat nach
J. Kopecky.

¹⁾ J. Kopecky, Die physikalischen Eigenschaften des Bodens. Prag 1904.

untere Schneide wird ein Bodenzylinder herausgeschnitten, welcher — infolge des ganz gleichen inneren Durchmessers des Instrumentes — ohne Hindernis in das Innere des Hohlbohrers eindringt, bis dieser fast vollständig mit Boden ausgefüllt ist. Hierauf rüttelt man am Apparat, lockert ihn im Boden und zieht ihn heraus. Durch Eindrücken eines hölzernen Kolbens von der Schneide aus werden die Messingringe samt ihrem Inhalte herausgeschoben. Bei Beachtung von etwas Vorsicht kann man mittels eines gespannten Drahtes oder mit einem scharfen Messer den Inhalt der einzelnen Ringe leicht voneinander trennen.“ Zum Schutze der in den Messingringen befindlichen Proben bringt man an beiden Enden Siebe aus feinem Messingdraht an, die auf den Ringen mittels Kautschukschleifen befestigt werden. v_1 (s. Fig. 4) benützt man zur Bestimmung der Wasserkapazität, des Porenvolumens und der Luftkapazität, v_2 zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit.

Will man eine Probe aus größerer Tiefe entnehmen, so bohrt man zunächst mit einem Tellerbohrer ohne Spitze (s. Fig. 2) ein Loch aus, befestigt dann den beschriebenen Stahlzylinder mit Hilfe des glockenförmigen Ansatzes an dem Bohrgestänge und treibt durch Drücken auf den Handhebel oder durch Schlagen mit einem Holzhammer den Apparat an der Sohle des vorgebohrten Loches in die Erde ein.

Ist der Boden sehr hart, so kann das Eintreiben des Stahlzylinders durch Eingießen von Wasser erleichtert werden.

Untersuchung der wichtigsten physikalischen Bodeneigenschaften.

1. Bestimmung der absoluten Wasserkapazität.

Unter absoluter Wasserkapazität im Sinne Kopeckys versteht man jene Wassermenge, welche ein Boden nach 24 Stunden in sich zurückzuhalten vermag, nachdem er vorher vollständig mit Wasser getränkt wurde. Bei einem Boden im Zustande der absoluten Wasserkapazität sind nur die kapillaren Hohlräume mit Wasser erfüllt. Wenn auch die nicht

kapillaren Hohlräume mit Wasser ausgefüllt sind, spricht man von voller (oder größter) Wasserkapazität. Im Zustande der vollen Wasserkapazität, welche natürlich gleich ist dem Hohlraumvolumen (Porenvolumen), befindet sich ein Boden nur in der Nähe des Grundwassers.

Wichtig für die Beurteilung der Ertragsfähigkeit eines Bodens mit wasserdurchlässigem Untergrund ist nur die Bestimmung der absoluten Wasserkapazität, welche in folgender Weise durchgeführt wird.

Die beiden Messingzylinder v_1 und v_3 des Probeentnahmeapparates (s. Fig. 4) werden nach Entfernung der Kautschuk-schleifen in eine Schale mit Wasser gestellt; außerdem läßt man von oben auf den Boden Wasser tröpfeln. Darauf stellt man die mit Wasser gehörig durchtränkte, auf die Wasserkapazität zu untersuchende Bodenprobe v_1 unter Belassung des unteren Messingsiebes auf dem Messingzylinder v_3 und beläßt ihn in dieser Stellung ungefähr zwei Stunden; der untere Zylinder ruht auf ungeleimtem Papier. Um den Einfluß des Verdunstens auszuschalten, empfiehlt es sich, die Bestimmung in einem kühleren Raume vorzunehmen und überdies mit einem Uhrglase oder einem größeren Becherglase zu überdecken. Nach zwei Stunden wird das untere Drahtnetz des Zylinders v_1 entfernt und v_1 direkt auf v_3 noch 22 Stunden belassen. Nach dieser Zeit wird die Probe gewogen, bei 100°C getrocknet und wieder gewogen. Die Differenz ist die Menge des im Boden vorhanden gewesenen Wassers. Daraus ergibt sich:

$$\frac{\text{Wassermenge} \times 100}{\text{Volumen der Probe (= 70)}} = \text{Wasserkapazität in Volumprozenten des Gesamtbodens,}$$

$$\frac{\text{Wassermenge} \times 100}{\text{Gewicht des trockenen Bodens}} = \text{Wasserkapazität in Gewichtsprozenten.}$$

2. Bestimmung des Porenvolumens (Hohlraumvolumen, Porosität).

Unter Porenvolumen (Hohlraumvolumen, Porosität) versteht man das Volumen sämtlicher Hohlräume des Bodens.

Theoretisch ließe sich diese Größe am einfachsten mit Hilfe der vollen Wasserkapazität bestimmen, welche, wie schon erwähnt, dann vorhanden ist, wenn alle Hohlräume des Bodens mit Wasser erfüllt sind. Da es aber zwecks Bestimmung der letzteren fast immer sehr schwer ist, alle Luft aus dem Boden zu entfernen, ohne die natürliche Struktur zu zerstören, ist es besser, das Porenvolumen aus dem scheinbaren und wirklichen spezifischen Gewichte des Bodens zu berechnen.

Zur Bestimmung des **scheinbaren spezifischen Gewichtes (Volumgewichtes)**, d. i. jenes Gewichtes, welches die Volumeneinheit Boden in natürlicher Lagerung in g wiegt, verwendet man zweckmäßig die im Messingring v_1 befindliche, 70 cm^3 große Bodenprobe, bestimmt ihr Gewicht nach Trocknung bei 100° C und Auskühlung im Exsikkator, was schon bei der Bestimmung der Wasserkapazität geschehen ist, und dividiert durch das Volumen.

Gewicht des trockenen Bodens
 $\frac{\text{Volumen des Messingzylinders (= 70)} = \text{scheinbares spezi-}}{\text{fisches Gewicht.}}$

Zur Ermittlung des **wirklichen spezifischen Gewichtes** wägt man von der bei 100° C getrockneten und dann pulverisierten Probe ungefähr 20 g ab, befreit sie dann durch Kochen mit destilliertem Wasser von der im Boden befindlichen Luft und läßt auskühlen. Unterdessen füllt man ein ungefähr 100 cm^3 fassendes Fläschchen (Pyknometer) mit destilliertem Wasser, setzt einen mit feiner Öffnung versehenen Glasstöpsel auf, so daß das Wasser zur Öffnung heraustritt, wischt das Gläschen dann gehörig ab und wägt. Dann entleert man das Gläschen, füllt die aufgekochte Bodenprobe hinein, gießt destilliertes Wasser nach, setzt wieder in derselben Weise den Stöpsel auf und wägt wieder.

Gewicht des trockenen Bodens
 $\frac{\text{(Gew. d. Fläschchens mit Wasser + Gew. d. Bodens) - Gew.}}{\text{d. mit Boden und Wasser gefüllten Fläschchens}} =$
 $= \text{wirkl. spez. Gewicht.}$

Aus dem wirklichen und scheinbaren spezifischen Gewichte erhält man das Porenvolumen nach der Formel:

$$\frac{(\text{winkl. spez. Gew.} - \text{scheinb. spez. Gew.}) \times 100}{\text{winkl. spez. Gew.}} = \text{Poren-}$$

volumen in %.

3. Bestimmung der (absoluten) Luftkapazität.

Die Ermittlung der (absoluten) Luftkapazität, d. i. jener Luftmenge, welche ein im Zustande der absoluten Wasserkapazität befindlicher Boden enthält, ist sehr einfach:

Porenvolumen — absolut. Wasserkapazität dem Volumen nach = Luftkapazität.

4. Bestimmung der relativen Durchlässigkeit.

Unter relativer Durchlässigkeit versteht man mit Kopecky jene Wassermenge in cm^3 , welche in 24 Stunden durch eine Querschnittsfläche von $10 cm^2$ einer Bodensäule von $10 cm$ Höhe durchsickert.

Zu ihrer Bestimmung verwendet man den Messingzylinder v_2 (s. Fig. 4). Man befestigt am unteren Ende ein feines Messingsieb, schraubt am oberen Ende einen Glaszylinder auf und stellt das Ganze auf einen Trichter. Man gießt nun von oben vorsichtig Wasser auf (unter Benützung eines Glasstabes), bis es unten austropft. Dann füllt man den Glaszylinder bis zu einer $50 mm$ über dem Bodenniveau liegenden Marke mit Wasser und beobachtet, um wie viel mm der Wasserstand nach 24 Stunden gesunken ist. Da in unserem Falle die Querschnittsfläche des Zylinders $20 cm^2$ ist, so gibt die Anzahl der Millimeter, um die das Wasser gefallen, die Durchlässigkeit in cm^3 an. Zur Kontrolle kann man auch die abgeflossene Wassermenge messen, aus der man mittels Division durch 2 auch die Durchlässigkeit erhält.

Bei genauen Messungen ist es auch gut, den Barometerstand zu berücksichtigen, da sich mit demselben die Größe der Durchlässigkeit ändert.

Man kann die Wasserdurchlässigkeit auch in der Weise untersuchen, daß man ein Stahlrohr direkt in den zu untersuchenden Boden in der Art eintreibt, daß noch ein Teil über

dem Boden heraussehaut und in diesen Teil durch längere Zeit Wasser einfüllt, bis sich der Boden mit Wasser gesättigt hat, was in der Regel nach ungefähr 24 Stunden der Fall ist. Dann gießt man bis zu einer bestimmten Marke Wasser auf und beobachtet, wie viel cm^3 nach 24 Stunden einen Querschnitt von $10\ cm^2$ passiert haben.

5. Bewertung der untersuchten physikalischen Eigenschaften.

Absolute Wasserkapazität, absolute Luftkapazität und Wasserdurchlässigkeit sind die für die Beurteilung der Bodengüte wichtigsten physikalischen Eigenschaften. Da sie vielfach von denselben Größen, wie Korngröße, Gehalt an Kolloiden, Größe und Gestalt des Porenvolumens usw. abhängen, stehen sie zueinander in einer gewissen Relation. So nimmt bei gleichem Hohlraumvolumen die Luftkapazität mit der Größe der Wasserkapazität ab und umgekehrt, mit größerer Durchlässigkeit ist meist eine geringere Wasserkapazität und eine größere Luftkapazität verbunden usw.

Genaue Untersuchungen über das Verhältnis der Größe der Wasserkapazität, Luftkapazität und Durchlässigkeit zur Ertragfähigkeit des Bodens sind leider noch nicht gemacht worden. Was wir darüber wissen, ist ungefähr folgendes:

Undurchlässigkeit oder nur ganz geringe Durchlässigkeit des Bodens oder auch nur des Untergrundes allein (die Luftkapazität ist in diesem Falle minimal, die Wasserkapazität sehr groß) sind für den Boden sehr ungünstig. Sehr große Durchlässigkeit ist auch nicht günstig, da in diesem Falle durch reichliche Niederschläge die dem Boden zugeführten Nährstoffe in den Untergrund gewaschen werden, ohne infolge der Kürze der Zeit von den Bodenkolloiden adsorbiert werden zu können.

Bezüglich der Größe der Luftkapazität ist nach J. Kopecky zum Wachsen der Süßgräser durchschnittlich 8%, für die Ackergründe zu einem günstigen Wachstum der Getreidearten durchschnittlich 14% Luftkapazität erforderlich; bei geringerer Luftkapazität ist Drainage notwendig. Am günstigsten scheint es also zu sein, wenn die Luftkapazität etwas, aber nicht

allzuviel mehr als 8%, beziehungsweise 14% beträgt und der Rest des Hohlraumvolumens von Wasser eingenommen wird; denn die Größe der Wasserkapazität ist im großen und ganzen der Bodengüte proportional. Böden mit großer Wasserkapazität überdauern Trockenperioden besser als solche mit geringer Wasserkapazität; letztere geben in trockenen Jahren oft Mißernten.

Zu beachten ist, daß man an einem und demselben gewachsenen Boden verschiedene Werte für die einzelnen physikalischen Eigenschaften erhält je nach der dichteren oder lockereren Lagerung des Bodens in den verschiedenen Jahreszeiten. Um mit anderen Böden vergleichbare Ergebnisse zu erlangen, ist es notwendig, immer bei ungefähr derselben Lagerung die Probe zu entnehmen, am besten vielleicht nach der Bearbeitung im Frühjahr etwa in gewalztem Boden oder im Herbst unmittelbar nach der Ernte oder noch besser zu beiden Zeitpunkten.

Zerlegung des Bodens mittels der mechanischen Schlämmanalyse.

Die Schlämmanalyse hat den Zweck, den durch das Sieb nicht weiter zerlegbaren Boden in noch feinere Körnungsprodukte zu zerlegen. Dies geschieht entweder durch Benützung der Schwerkraft, indem man die Bodenteilchen während einer bestimmten Zeit durch Wasser fallen läßt (Sedimentierverfahren; z. B. Kühn'scher und Knopp'scher Schlämmzylinder, Bennigsen'sche Schlämmflasche), oder durch Anwendung eines konstanten, von unten nach oben wirkenden Stoßes des Wassers (Spülverfahren; z. B. Schlämmaparat von Nöbel, Hilgard, Schöne, Appiani, Kopecky).

Die Spülapparate haben gegen die Sedimentierapparate den Vorzug, daß sie ein sehr bequemes und rasches Arbeiten ermöglichen, was besonders von dem Kopecky'schen Apparate gilt, bei dem der Schlämmprozeß in der Regel nur zwei bis drei Stunden dauert; dagegen haben sie gegen die Sedimentierapparate den Nachteil, daß man mit ihnen die Bodenteilchen unter 0.01 mm Korngröße nicht trennen kann.

I. Vorbereitung des Bodens für den Schlämmprozess.

Die Bodenprobe wird nach der Entnahme im Sommer an der Luft, im Winter im mäßig geheizten Zimmer langsam getrocknet, bis sie ein ziemlich gleichbleibendes Gewicht besitzt. In diesem Zustande bezeichnet man den Boden als lufttrocken.

Für die mechanische Schlämmanalyse wird der lufttrockene Boden in einer Reibschale durch vorsichtiges Drücken zerkleinert, dann durch ein 2 mm-Sieb gegeben ($1/2$ bis 1 kg); die auf dem Siebe bleibenden Körner (der Kies) werden mit destilliertem Wasser gereinigt, bei 100° C getrocknet und nach völligem Erkalten gewogen.

Vom Feinboden wägt man für den Schlämmapparat genau 50 g, für den Schlämmzylinder 25 g ab und gibt sie in eine Email- oder Porzellanschale von etwa 20 cm Durchmesser. Die Schale wird zu zwei Dritteln mit Wasser (Flußwasser genügt) gefüllt und ein bis zwei Stunden gekocht. Während des Kochens wird stets Wasser bis zum ursprünglichen Niveau nachgegossen, weil sich sonst die Bodenteilchen an den Wänden ansetzen, austrocknen, dadurch schuppig werden und diese neue Struktur oft hartnäckig beibehalten. Die gekochte Bodenprobe läßt man über Nacht stehen, damit die tonigen Teilchen gut aufgeweicht werden; je länger dies geschieht, desto besser ist es.

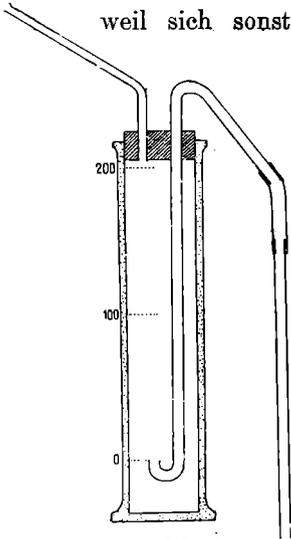


Fig. 5.
Von J. Kopecky
modifizierter Kühn-
scher Schlämm-
zylinder.

II. Schlämmen mittels des Sedi- mentierverfahrens.

Modifizierter Kühn'scher Schlämmzylinder.

Es empfiehlt sich, statt des gewöhnlichen, mit einem Tubus versehenen Kühn'schen Schlämmzylinders einen mit Heber-
vorrichtung versehenen zu benutzen, wie ihn
nebenstehende Figur zeigt.

Der abgebildete Schlämmzylinder besitzt
zwei Marken, die 200 mm voneinander ent-

fernt sind. Bis zur oberen Marke füllt man Wasser auf, bis zur unteren läßt man es nach 60 Minuten abfließen, nachdem man den in den Zylinder gegebenen Boden gehörig aufgerührt hat. Es werden auf diese Weise alle jene Bodenteilchen aus dem Zylinder entfernt, welche den Weg von 200 mm in 60 Minuten nicht zurückgelegt haben, also jene Teilchen, welche in der Sekunde weniger als 0.055 mm zurücklegen oder, wie man sich auch ausdrückt, deren Schlammgeschwindigkeit kleiner als 0.055 mm ist. Unter Schlammgeschwindigkeit versteht man nämlich den Weg, welchen ein Teilchen in der Sekunde zurücklegt. Läßt man das Wasser schon nach 3' 52" abfließen, so werden alle Teilchen entfernt, welche eine Schlammgeschwindigkeit unter 0.862 mm besitzen.

Bisher am verbreitetsten ist die Zerlegung des Bodens in folgende Korngrößen:

Korngröße	Schlammgeschwindigkeit	Die zur Trennung nötige Absatzzeit bei einem Wege von 200 mm (nach Atterberg)
unter 0.01 mm (= Korngr. I)	< 0.055 mm	60'
0.01—0.05 " (= Korngr. II)	0.055—0.862 "	3' 52"
0.05—0.1 " (= Korngr. III)	0.862—4 "	50"
0.1 —2.0 " (= Korngr. IV)	> 4 "	

Statt dieser Korngrößen sind von Atterberg in letzter Zeit folgende vorgeschlagen worden:

Korngröße	Schlammgeschwindigkeit	Die zur Trennung nötige Absatzzeit bei einem Wege von 100 mm
unter 0.002 mm	< 0.0034 mm	8 Stunden
0.002—0.02 "	0.0034—0.22 "	7' 30"
0.02 —0.2 "	> 0.22 "	} Trennung mittels Sieb
0.2 —2.0 "		

Die genaue Durchführung des Schlammprozesses geschieht auf folgende Weise. Von der aufgeweichten Bodenprobe wird das überstehende Wasser in den Zylinder gegossen, der Bodensatz mit Zeige- und Mittelfinger, die eventuell mit Kautschuk überzogen werden, an den Wänden der Schale gerieben, um

die tonigen Teilchen vom Sand zu trennen; dann wird wieder Wasser zugegeben und die durch die feinen Bodenteilchen getriebte Flüssigkeit wieder in den Zylinder abgegossen. Man wiederholt diesen Vorgang, bis ziemlich reiner Sand übrig bleibt, der dann auch in den Zylinder gespült wird. Nun rührt man den Zylinderinhalt mit einem breiten Holz- oder Glasstabe abwechselnd nach rechts und links um und zieht den Stab rasch heraus. Es ist wichtig, daß nach dem Umrühren die Bodenteilchen auch wirklich in lotrechter Richtung zu Boden sinken, weil man sonst ganz falsche Resultate erhält. Ersteres erreicht man besser als durch Umrühren, wenn man auf den Zylinder einen eingeriebenen Glasstopfen setzt, den Zylinder umdreht und dann wieder in die ursprüngliche Stellung bringt, und dafür Sorge trägt, daß die obere Marke, bis zu welcher der Zylinder mit Wasser gefüllt wird, knapp unter dem Glasstopfen zu liegen kommt.

60 Minuten nach dem Umrühren setzt man den Stopfen mit dem Heber auf und bringt durch Blasen in das eine Rohr das Wasser zum Abfließen. Von dem abfließenden Wasser fängt man zum Zwecke der späteren mineralogischen Untersuchung einen Teil auf, den Rest schüttet man weg.

Das Schlämmen setzt man solange fort, bis das Wasser im Zylinder nach Ablauf der 60' klar bleibt. Ist dies erreicht, dann wartet man statt der 60' nur 3' 52" und schließlich nur 50".

Die Trennung der Korngrößen III und IV gelingt bei Anwendung einer Fallhöhe von 200 *mm* nicht sehr genau, da sich die Zeit von 50" nicht genau einhalten läßt. Würde man statt der Fallhöhe von 200 *mm* z. B. eine solche von 400 *mm* nehmen, in welchem Falle die Fallzeit 100" betragen würde, so wären bessere Resultate zu erzielen. Übrigens ist die Trennung der Korngrößen III und IV voneinander bei weitem nicht so wichtig als die Trennung der anderen Korngrößen, so daß sie allenfalls auch ganz unterbleiben kann.

Die etwas lange Absatzzeit für die Abtrennung der Korngröße I kann durch eine geringere Fallhöhe, etwa 100 *mm* statt 200 *mm*, abgekürzt werden.

Die Korngrößen II, III und IV fängt man in großen Email- oder Porzellanschalen auf und läßt absetzen. Das über-

stehende Wasser gießt man ab, den Bodensatz spült man in Nickeltiegel, läßt wieder absetzen und hebert aus den Tiegeln das überstehende Wasser mit einem kleinen Heber ab. Die Tiegel werden dann ungefähr eine Stunde auf dem Sandbad und dann noch bei 100° C im Trockenschrank getrocknet und dann nach dem Auskühlen gewogen. Die Korngröße I bestimmt man aus der Differenz.

Das Absetzen der abgeschlämmten Korngröße I kann man, wenn nötig, durch Zufügen von Ammoniumkarbonat beschleunigen, das man aus dem abgesetzten Schlamme durch schwaches Kochen wieder entfernt.

III. Schlämmen mittels des Spülverfahrens.

Der Kopecky'sche Schlämmapparat.

Aus einem höher gelegenen Wasserbehälter wird unter einem bestimmten Drucke Wasser durch die drei Schlammzylinder getrieben (s. Abbildung Seite 20). Den Querschnitt der Zylinder und den Wasserdruck regelte Kopecky so, daß in II eine Schlammgeschwindigkeit von 0.2 mm, in III eine solche von 2 mm und in IV eine von 7 mm erreicht wird. Die Durchmesser der Schlammzylinder müssen in dem Verhältnis 30 : 56 : 178 stehen, was sich aus der Gleichung

$$\frac{\pi d_2^2}{4} \cdot v_2 = \frac{\pi d_3^2}{4} \cdot v_3 = \frac{\pi d_4^2}{4} \cdot v_4,$$

welche besagt, daß sich die Schlammgeschwindigkeiten (v) verkehrt proportional verhalten zur Querschnittsfläche der Zylinder, leicht ergibt. Wählt man nach dem Vorschlage Kopeckys für die drei Schlammzylinder die Durchmesser 30, 56 und 178 mm, so ist zur Erzielung der geforderten Schlammgeschwindigkeiten ein Wasserdruck notwendig, bei dem in 202" 1 l Wasser den Apparat passiert, was aus der Gleichung

$$\text{Wassermenge} = \text{Zylinderquerschnitt} \times \text{Schlammgeschwindigkeit} \times \text{Zeit}$$

hervorgeht. An dem Piezometer p des Apparates bezeichnet man sich ein für allemal die Marke, bis zu welcher bei diesem Drucke in demselben das Wasser steigt. Man hat bei der Durch-

führung des Schlammprozesses dann bloß darauf zu achten, daß das Wasser im Piezometer stets bei der Marke steht.

Die Schlammgeschwindigkeiten 7, 2 und 0·2 *mm* wurden von Kopecky gewählt, weil sie nach seiner Ansicht den auf Seite 17 angeführten Korngrößen I bis IV entsprechen. Nach Atterberg trifft dies nicht zu, sondern man erhält mit diesen Schlammgeschwindigkeiten die Korngrößen < 0·019, 0·019—0·06, 0·06—0·115 und 0·115—2 *mm*. Die Korngrößen I—IV erhalte

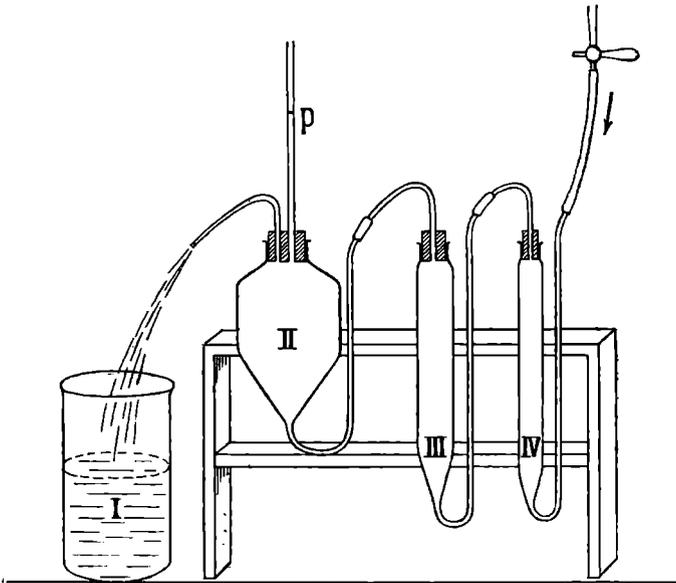


Fig. 6.
Schlammapparat nach J. Kopecky.

man, wenn z. B. die Durchmesser der Schlammzylinder 21, 45 und 178 *mm* betragen und der Wasserzufluß so geregelt würde, daß in 724" 1 *l* Wasser durch den Apparat liefe.

Die Schlammanalyse wird auf folgende Weise ausgeführt: Es wird zunächst mittels des Zuleitungsrohres aus dem Wasserbehälter in den Zylinder IV etwas Wasser geleitet, damit nicht nach dem Einfüllen der Bodenprobe in dem Verbindungsstück vom Zylinder IV zum Wasserbehälter Luft zurückbleibt. Von der tagsvorher gekochten und über Nacht aufgeweichten

Bodenprobe (50 g) wird die trübe Flüssigkeit in den Zylinder IV gegossen und nach mehrmaligem, gründlichem Verreiben des Bodensatzes (s. Seite 17) auch dieser in den genannten Zylinder gespült. Dann füllt man den Zylinder durch einen schwachen Wasserstrom ganz mit Wasser, setzt den Stopfen auf und läßt das Wasser in den Zylinder III, und wenn dieser voll ist, in den Zylinder II übertreten. Ist der ganze Apparat mit Wasser gefüllt, so erhöht man den Wasserdruck, bis das Wasser im Piezometer bei der bezeichneten Marke steht.

Der Schlammprozeß ist beendet, wenn vollkommen klares Wasser aus dem Apparat abfließt, was in der Regel nach zwei bis drei Stunden der Fall ist. Wenn sich in den Schlammzylindern die Bodenteilchen gesetzt haben, hebt man das überstehende Wasser ab und spült den Bodensatz in große Email- oder Porzellanschalen, was am besten in der Weise geschieht, daß man das dünne Verbindungsrohr des Schlammzylinders durch einen Schlauch mit dem Wasserleitungshahn verbindet, den Zylinder umdreht und nun Wasser durch denselben strömen läßt. Mit dem Inhalte der Schalen verfährt man dann so, wie es bereits auf Seite 18 und 19 beschrieben wurde.

IV. Bedeutung der mechanischen Bodenanalyse.

Die mechanische Bodenanalyse bildet zunächst die Grundlage der mineralogischen Bodenuntersuchung; allerdings würde für letztere schon eine Trennung der Korngröße I ($< 0.01 \text{ mm}$) von den übrigen genügen.

Die mechanische Bodenanalyse hat aber auch einen Selbstzweck. Die Ertragfähigkeit eines Bodens hängt sehr stark von der Korngröße ab; sie wächst unter sonst gleichen Bedingungen mit feinerem Korn und fällt mit größerem, solange nicht durch ein großes Überwiegen der abschlämmbaren Teilchen ungünstige physikalische Verhältnisse (ungenügende Wasserdurchlässigkeit, zu geringe Luftkapazität, zu große Bindigkeit usw.) eintreten, was in der Regel der Fall ist, wenn der Gehalt an Korngröße I mehr als etwa 50% beträgt.

Nach Wollny stehen z. B. die Ernteerträge (Mittel von acht Vegetationsversuchen) auf Quarzsand von verschiedener Korngröße zu dieser in ungefähr folgendem Verhältnisse:

Korngr.: 0.25—0.5 0.5—1.0 1.0—2.0 2.0—4.0 4.0—6.75 mm
 Ernteertr: 147 ± 6.5 122 ± 5.1 96 ± 2.1 75 ± 4.1 60 ± 4.4

Weil der Sand das für die Pflanzen ausnutzbare Bodenvolumen herabsetzt, vermindert er in ähnlicher Weise wie der Steingehalt die Ertragsfähigkeit. Letztere mag im allgemeinen am günstigsten sein, wenn der Gehalt an abschlämmbaren Teilchen etwa 30 bis 45% beträgt und letztere zum größten Teil aus Kolloiden (s. Seite 97 ff.) bestehen. Ist der Gehalt an der Korngröße I kleiner als 30%, so kann ein Boden noch sehr gut sein, wenn die Korngröße II in großer Menge vorhanden ist; wenn dagegen die Menge der abschlämmbaren Teilchen sehr bedeutend ist, dann ist es meist besser, wenn die Mengen die Korngrößen III und IV auf Kosten von II vorwiegen. Über das Verhältnis der groben zu den feinen Bodenteilchen gibt uns die mechanische Bodenanalyse trotz der ihr anhaftenden Mängel (die Trennung in die einzelnen Korngrößen findet nicht nur nach der Größe der Körner, sondern auch nach ihrem spezifischen Gewicht und ihrer Gestalt statt) recht gute Aufschlüsse. Sie leistet daher in Verbindung mit den anderen Bodenuntersuchungsmethoden nicht nur bei der Beurteilung der Ackerkrume gute Dienste, sondern ist auch für den Kulturtechniker z. B. bei der Bemessung der Entfernungen der Drains wertvoll, wenn er es nicht vorzieht, diese nach dem Gehalt des Bodens an Kolloiden zu bemessen (s. Seite 99).

Einteilung der Ton-, Lehm- und Sandböden
 nach Kopecky.

Bezeichnung der Bodenart	Korngröße		Anmerkung
	I	II	
	< 0.01 mm	0.01—0.05	
Tonböden			
Strenger Ton- od. Lettenb.	> 75 % ¹⁾		
Tonboden	60—75 %		Korngröße IV < 20 %
Tonboden mit Sand . .	60—75 %		„ IV > 20 %
Toniger Boden	50—60 %	< 20 %	
Lehmig-toniger Boden .	50—60 %	> 20 %	
Sandig-toniger Boden .	40—50 %	< 10 %	
Sandig-lehmig-toniger Bod.	40—50 %	10—20 %	

¹⁾ Gewichtsprocente des Feinbodens.

Bezeichnung der Bodenart	Korngröße		Anmerkung
	I < 0 01 mm	II 0·01—0·05	
Lehmböden			
Toniger Lehmboden . .	45—50%	> 20%	Summe von I + II > 45 % I + II > 45, IV > 20, III + IV > 30
Lehmboden	10—45%	> 20%	
Sandiger Lehmboden . .	10—45%	> 20%	
Sandböden			
Tonig-sandiger Boden .	25—40%	< 10%	I + II < 45 %
Lehmig-tonig-sandiger B.	25—40%	10—20%	
Lehmiger Sandboden . .	10—25%	10—35%	
Tonig-lehmiger Sand . .	10—25%	5—10%	
Toniger Sand	10—25%	< 5%	
Schwach lehmiger Sand	< 10%	> 10%	
Schwach verschlammter Sand	< 10%	< 10%	

Mineralogische Untersuchung der Bodenbestandteile.

Die mineralogische Bestimmung der Bodenteilchen erfolgt an den durch die mechanische Bodenanalyse erhaltenen verschiedenen Körnungsprodukten. Die Korngrößen II bis IV sind meist ähnlich mineralogisch zusammengesetzt, während I davon vollkommen verschieden ist. Für den Zweck der mineralogischen Bodenuntersuchung ist deshalb nur eine Trennung der Korngröße I von den übrigen nötig; doch ist die Trennung der anderen Korngrößen voneinander auch nicht ganz überflüssig, da bei der mikroskopischen Untersuchung annähernd gleichgroßer Körner das lästige häufige Wechseln der Objektive wegfällt.

A. Die Untersuchungsmethoden.

Unter den verschiedenen Untersuchungsmethoden sind die optischen die wichtigsten, weil mit ihnen die Bestimmung der Minerale in der Regel am sichersten und raschesten ausgeführt werden kann. Sie versagen meist nur bei den undurchsichtigen und den ganz kleinen Mineralen (Korngröße I); hier müssen dann andere physikalische, sowie auch chemische Untersuchungsmethoden aushelfen. Bei den größeren durchsichtigen Mineralen ist eine Ergänzung der optischen Bestimmungen durch andere physikalische und durch chemische Reaktionen nur selten notwendig.

I. Untersuchung der Form- und Strukturverhältnisse.

(Gewöhnliches Licht anwenden; in Luft oder Wasser beobachten und eventuell mit der Hand oder durch Zuziehen der Irisblende etwas abblenden, um die Mineralumrisse besonders deutlich hervortreten zu lassen. Bei Untersuchung des Punktes 5 ist auch polarisiertes Licht mit gekreuzten Nikols in Anwendung zu bringen.)

Man stelle Folgendes fest:

1. ob ein Gesteinsstückchen, ein Mineral, ein

Mineralaggregat oder etwa eine organische Substanz vorliegt;

2. ob die **Form** des zu prüfenden Minerals körnig, säulenförmig, blättrig, faserig oder splitterig ist. Es ist zu beachten, daß Mineralkörner, die in einem Medium eingebettet sind, das ungefähr denselben Brechungsexponenten hat wie das Mineral, plattig erscheinen, weshalb es notwendig ist, die Untersuchung in einem Medium vorzunehmen, dessen n bedeutend unter denen der Minerale liegt, also in Luft ($n = 1$) oder Wasser ($n = 1.336$). Zwischen gekreuzten Nikols zeigen plattige Minerale eine einheitliche Interferenzfarbe, Körner dagegen in der Mitte eine höhere Farbe als an den Rändern;

3. ob **Kristallumrisse** vorhanden sind. Die in den Gesteinen wohl kristallisiert vorkommenden und gegen Verwitterung sehr widerstandsfähigen Minerale zeigen oft auch im Boden noch sehr gute Kristallform, z. B. Rutil, Turmalin, Zirkon, Anatas. Solche Kristallumrisse sind für diese Minerale dann sehr charakteristisch, da sie über die Verwitterungsbeständigkeit und oft auch über die Zugehörigkeit des Minerals zu einem bestimmten Kristallsystem Aufschluß geben;

4. **Spaltbarkeit** und Grad derselben, ob vollkommen, deutlich oder undeutlich. Vollkommene Spaltbarkeit gibt sich in scharfen, geraden, das ganze Mineral durchsetzenden Strichen, deutliche in etwas weniger scharfen und geradlinigen, und undeutliche in unregelmäßigen Rissen zu erkennen. Es ist zu beachten, daß durch Spaltbarkeit ausgezeichnete Minerale nicht in allen Fällen unter dem Mikroskope Spaltrisse zeigen müssen; so wird man bei den ausgezeichnet spaltbaren Glimmern nie Spaltrisse sehen, weil die Glimmerblättchen eben immer auf den Spaltflächen liegen;

5. **Zwillingsbildung**. Zuweilen ist sie schon an den Kristallumrissen zu erkennen (z. B. knie- und herzförmige Zwillinge beim Rutil, s. S. 66), oft erkennt man sie aber erst zwischen gekreuzten Nikols, und zwar daran, daß die im gewöhnlichen Lichte scheinbar einheitlichen Minerale in durch verschiedene Polarisationsfarben ausgezeichnete und durch scharfe, geradlinige Grenzen getrennte Partien zerfallen, welche nicht gleichzeitig auslöschen. (Über „Auslöschung“ siehe Seite 36!)

Wenn eine sehr große Anzahl von Individuen zueinander in Zwillingstellung sich befindet, so spricht man von polysynthetischer Zwillingbildung (Zwillinglamellierung). Sehr charakteristisch ist besonders die Zwillinglamellierung der Feldspäte (s. Tafel III, Fig. 4);

6. **Einschlüsse.** Manche Minerale, z. B. Kordierit, sind oft durch regelmäßig angeordnete Einschlüsse ausgezeichnet.

II. Optische Untersuchungsmethoden.

Für die Durchführung der optischen Untersuchungsmethoden ist ein Polarisationsmikroskop nötig. Die Einrichtung und Handhabung desselben sowie die wichtigsten theoretischen Grundvorstellungen der Kristalloptik werden als bekannt vorausgesetzt oder können eventuell in einem Lehrbuche der Mineralogie nachgesehen werden; nur eine kurze Übersicht der allgemeinen optischen Eigenschaften der verschiedenen Kristallsysteme soll der Beschreibung der einzelnen Untersuchungsmethoden vorausgeschickt werden.

Optische Charakteristik der einzelnen Kristallsysteme.

A. **Amorphe und tesserale Minerale.** In einem und demselben Minerale Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Lichtes und daher auch Brechungsexponent (n) in jeder Richtung gleich; der eintretende Lichtstrahl wird daher nicht zerlegt (**einfachbrechend, isotrop**).

B. **Tetragonale, hexagonale, rhombische, monokline und triklone Kristalle.** Brechungsexponent in verschiedenen Richtungen verschieden; der eintretende Lichtstrahl wird daher im allgemeinen in zwei zerlegt (**doppeltbrechend, anisotrop**), die in zwei aufeinander senkrechten Ebenen schwingen. Nur in einer oder in zwei Richtungen (optischen Achsen) findet keine Doppelbrechung statt. Man unterscheidet darnach optisch ein- und zweiachsige Minerale.

a) **Tetragonale und hexagonale Kristalle.** Sie besitzen eine Richtung, in der keine Doppelbrechung stattfindet, und welche mit der kristallographischen Hauptachse c zusammenfällt (**optisch einachsig**).

Der von den beiden, bekanntlich senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung schwingenden Strahlen, welcher im Hauptschnitte schwingt, d. i. die Ebene, die durch den eintretenden Strahl und die Hauptachse c gelegt werden kann, heißt der außerordentliche Strahl (e); derjenige, der senkrecht darauf schwingt, der ordentliche (o). Die entsprechenden Brechungsexponenten bezeichnet man mit ω und ε_1 . ω ist bei ein- und demselben Mineral immer gleich, weil unabhängig von der Durchgangsrichtung des Strahles, ε_1 aber wechselt mit dem Winkel des einfallenden Strahles gegen die Hauptachse, und zwar ist der Unterschied gegen ω am größten, wenn der Strahl senkrecht zur Hauptachse einfällt. Dieses in seinem Werte von ω am meisten verschiedene ε_1 soll im folgenden stets mit ε bezeichnet werden; damit ist also immer der Brechungsexponent des zur Hauptachse senkrecht einfallenden Strahles gemeint.

Bei einem und demselben Mineral ist die Größe von ω und ε stets gleich, bei verschiedenen Mineralen dagegen verschieden und für sie meist sehr charakteristisch, ebenso die Größe $\varepsilon - \omega$, welche man die Höhe der Doppelbrechung nennt.

Es gibt nun unter den optisch einachsigen Mineralen zwei Gruppen. Bei der einen ist $\varepsilon > \omega$, daher $\varepsilon - \omega$ positiv, bei den andern $\varepsilon < \omega$ und $\varepsilon - \omega$ negativ; erstere nennt man daher positive, letztere negative Kristalle, oder solche mit + oder - optischen Charakter.

b) **Rhombische, monokline und triklin** Kristalle. Zwei optische Achsen (A und B), also zwei Richtungen, in denen keine Doppelbrechung stattfindet (**optisch zweiachsig**). (S. Fig. 7.) Die durch sie gelegte Ebene heißt Ebene der optischen Achsen, die von ihnen eingeschlossenen Winkel Achsenwinkel; unter Achsenwinkel im engeren Sinne ($2V$) versteht man den kleineren. Drei optische Hauptrichtungen (Elastizitätsachsen): a, b, c

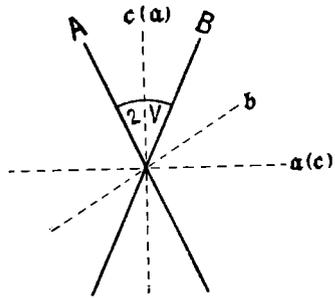


Fig. 7.

mit den dazu gehörigen Hauptbrechungsexponenten α , β , γ ; γ ist der größte, β der mittlere, α der kleinste. Ähnlich wie bei den einachsigen Kristallen bezeichnet man die Differenz $\gamma - \alpha$ als Höhe der Doppelbrechung. α und γ liegen in der Achsen-ebene, und zwar halbieren sie die Achsenwinkel, β steht senkrecht auf der Achsenebene. a und c nennt man auch Mittellinien, b die optische Normale. Die Mittellinie, welche den kleineren Achsenwinkel halbiert, heißt die erste Mittellinie, die andere die zweite. Ist c die erste Mittellinie, so hat das Mineral \dagger , ist a die erste, — optischen Charakter.

α) **Rhombische Minerale.** a , b und c fallen mit den kristallographischen Achsen a , b , c zusammen, daher stets gerade Auslöschung.

β) **Monokline Minerale.** Eine Elastizitätsachse ist senkrecht zur Symmetrieebene, fällt also mit der kristallographischen b -Achse zusammen; die anderen liegen willkürlich in der Symmetrieebene. In Schnitten senkrecht zur Symmetrieebene gerade Auslöschung, sonst schiefe.

γ) **Trikline Minerale.** Die Elastizitätsachsen haben keine bestimmte Lage gegenüber den kristallographischen Achsen. Schiefe Auslöschung.

1. Farbe und Durchsichtigkeit.

(Gewöhnliches Licht anwenden.)

Die Farbe ist im allgemeinen ein recht unsicheres Merkmal; manche Minerale allerdings, z. B. Chlorit (grün), Eisenoxyd (rotbraun), frischer Biotit (dunkelbraun), Vivianit (blau) u. a. haben eine charakteristische Farbe. Je dicker das Mineral, desto intensiver die Farbe.

Auch die Durchsichtigkeit ist nicht immer ein gutes Merkmal: In größeren Körnern undurchsichtige Minerale können bei kleinen Dimensionen durchsichtig werden und großer Reichtum an Einschlüssen kann die Durchsichtigkeit beeinträchtigen.

Bei undurchsichtigen Mineralen blende man das Unterlicht ganz ab und beobachte nur im auffallenden Lichte: man kann so die Erze mittels ihres metallischen Glanzes und ihrer Farbe oft ganz gut voneinander und von anderen undurchsichtigen Mineralen unterscheiden. Auch bei durchsichtigen empfiehlt sich

dies, wenn man die Beschaffenheit der Oberfläche studieren, bei dem Glühen ausgesetzten Mineralen feststellen will, ob eine Schmelzung stattgefunden hat oder nicht, usw.

2. Stärke der Lichtbrechung.

(Bei eingeschaltetem unteren Nikol durch Einschnüren der Irisblende oder durch Senken der Beleuchtungslinse abblenden!)

Ist ein Mineral in ein Medium eingebettet, das einen anderen Brechungsexponenten besitzt als das Mineral, so ist letzteres deutlich sichtbar und zeigt mehr oder minder deutlich die dunklen Ränder totaler Reflexion. Die Umrisse des Minerals sind um so deutlicher, die dunklen Ränder um so breiter, je größer der Unterschied zwischen dem Brechungsexponenten des Minerals und dem des einhüllenden Mediums ist. Sind die Brechungsexponenten gleich, so verschwinden die dunklen Ränder und die Umrisse und das Mineral wird, wenn es dieselbe Farbe wie die Einbettungsflüssigkeit hat, völlig unsichtbar.

Kennt man den Brechungsexponenten der Flüssigkeit, in dem die Umrisse des Minerals völlig verschwinden, so kennt man damit auch den des Minerals. Wir brauchen zur Bestimmung der Lichtbrechung also nur eine Reihe von Flüssigkeiten mit bekannten Brechungsexponenten, in die wir nacheinander das zu prüfende Mineral einbetten.

Für die Zwecke der mineralogischen Bodenanalyse empfehlen sich folgende Flüssigkeiten¹⁾:

N a m e	Brechungs- exponent bei etwa 15° C ²⁾	Anmerkung ²⁾
Wasser	1.336	Vorzüglich geeignet zum Reinigen der Mineralkörner von an- haftenden Flüssigkeiten.
Benzol	1.501	

¹⁾ Diese Flüssigkeiten, die zweckmäßig in kleinen Stöpselflaschen von 1 bis 2 g Inhalt aufbewahrt werden, bezieht man in genügender Reinheit am besten von Merck oder Schuchardt. Bei sehr genauen Arbeiten ist aber doch noch eine Kontrolle der Brechungsexponenten notwendig, und zwar mittels Mineralen von bekanntem Brechungsexponent oder mittels Refraktometer.

²⁾ Nach Schroeder van der Kolk, Tabellen zur mikroskopischen Bestimmung der Mineralien; Wiesbaden 1906, S. 12 u. 13.

N a m e	Brechungs- exponent bei etwa 15° C	Anmerkung
Monochlorbenzol	1'523	
Äthylenbromid	1'536	Sehr giftig.
Nelkenöl	1'544	Oxydierbar.
(Nitrotoluol)	1'546	
Nitrobenzol	1'552	Lichtempfindlich.
(Dimethylanilin)	1'558	Lichtempfindlich und gut zu ver- schließen.
Monobrombenzol	1'561	
Orthotoluidin	1'571	Lichtempfindlich und gut zu ver- schließen.
(Anilin)	1'583	Lichtempfindlich und oxydierbar.
Allyltribromid	1'585	
Bromoform	1'590	Lichtempfindlich. Wenn die Körner auf der Flüssigkeit schwimmen, so ist ein Deck- gläschen zu verwenden.
Zimmtöl	1'605	Oxydierbar.
Monojodbenzol	1'619	
Schwefelkohlenstoff . . .	1'627	Zuerst ein Deckgläschen auflegen und erst dann die Flüssigkeit hinzufügen.
α-Monochlornaphthalin .	1'635	
α-Monobromnaphthalin .	1'655	
1 Vol. Monobrom-		
naphthalin + 1 Vol.		
Methylenjodid	1'70	
Methylenjodid	1'740	
Schwefelin Methylenjodid	1'83	Wenn man nicht genug Schwefel auflöst, ist der Brechungs- exponent 1'774.

Steht ein Refraktometer zur Verfügung, so ist es am vorteilhaftesten, zwei Flüssigkeiten, z. B. Wasser und Kaliumquecksilberjodidlösung, so lange zu mischen, bis das zu untersuchende Mineral möglichst wenig sichtbar ist, und dann den Brechungsexponenten der Mischung mittels des Refraktometers zu bestimmen. Ist man wenigstens im Besitz einer Westphalschen Wage, so kann man auch mittels des spezifischen Gewichtes der Mischung den Brechungsexponenten derselben bestimmen. Er beträgt 1'73 für das spezifische Gewicht 3'2 und 1'42 für das spezifische Gewicht 1'5, woraus man in einfacher Weise die Zwischenwerte berechnen kann.

Bei dem Suchen nach der geeigneten Einbettungsflüssigkeit ist es wichtig zu wissen, ob bei verschiedener Lichtbrechung des Kornes und der Flüssigkeit ersteres oder letztere stärker lichtbrechend ist. Um dies zu bestimmen, kann man auf dreierlei Art verfahren:

1. Nach F. Becke: Man blendet durch eine Irisblende oder durch Senken der Beleuchtungslinse ab und verwendet ein nicht zu schwaches Objektiv; man stellt zunächst scharf auf die Grenzlinie des Minerals gegen das umhüllende Medium, die möglichst senkrecht zum Objektträger liegen soll, ein. Hebt man dann den Tubus mittels der Mikrometerschraube, so tritt eine helle Linie auf, welche in die stärkerlichtbrechende Substanz wandert; beim Senken des Tubus wandert sie in die schwächerlichtbrechende. Je größer der Unterschied zwischen der Lichtbrechung der beiden Medien ist, desto deutlicher ist die Beckesche Lichtlinie. Bei sehr dicken Mineralpartikeln tritt die Erscheinung weniger deutlich hervor als bei dünnen.

2. Nach A. Brun: Wenn, von der mittleren Einstellungs-lage des Tubus ausgehend, beim Heben des letzteren die Mitte des Mineralkornes heller wird, hat dasselbe einen höheren und, wenn sie dunkler wird, einen niedrigeren Brechungs-exponenten als die umgebende Flüssigkeit.

3. Nach Schroeder: Man senkt wie bei den beiden zuerst genannten Verfahren die Beleuchtungslinse oder schnürt die Irisblende ein, verwendet aber ein schwaches Objektiv; mit dem Finger oder einem schwarzen Karton, den man zwischen Spiegel und Beleuchtungslinse schiebt, blendet man die eine Seite der einfallenden Strahlen ab. Es erscheint dann der eine Rand des Kornes dunkel, der andere hell. Heller Rand auf derselben Seite wie die Abblendung: Korn stärker lichtbrechend; heller Rand auf der entgegengesetzten Seite: Korn schwächer lichtbrechend.

Ist der Unterschied in der Lichtbrechung des Minerals und der Einbettungsflüssigkeit nur sehr wenig verschieden, so zeigt der eine Rand eine rote, der andere eine blaue Farbe.

Bei den einfachbrechenden Mineralen ist die genaue Bestimmung der Lichtbrechung recht einfach, da sie nur einen Brechungsexponenten (n) besitzen, schwieriger dagegen bei den doppeltbrechenden.

Bei den einachsigen sind zwei Brechungsexponenten zu berücksichtigen (s. S. 27), einer (ω), der dem ordentlichen Strahl entspricht und immer konstant bleibt, und einer (ε_1), welcher dem außerordentlichen Strahl entspricht und dessen Wert vom Einfallswinkel des Lichtes gegen die optische Hauptachse abhängt. Nur wenn dieser Winkel 90° beträgt, liegt außer ω ε vor, sonst dagegen ε_1 , welcher einen zwischen ω und ε liegenden Wert besitzt.

Diese beiden Brechungsexponenten ω und ε , bzw. ω und ε_1 hat man an dem zu untersuchenden Mineral nacheinander zu bestimmen. Man bringt zu diesem Zwecke das Mineral zwischen gekreuzten Nikols in Dunkelstellung; die Richtungen von ω und ε_1 sind jetzt parallel mit den Armen des Fadenkreuzes. Schaltet man dann den oberen Nikol aus und läßt nur den unteren eingeschaltet, so kommt in dem zu untersuchenden Mineral nur der eine und bei Drehung des Tisches um 90° nur der andere zur Geltung. Um zu erfahren, welcher ω und welcher ε_1 ist, muß man mehrere Körner untersuchen; der, welcher immer konstant bleibt, ist ω ; der, welcher seinen Wert ändert, ε_1 . ε läßt sich nur in dem besonderen Falle bestimmen, wenn das Licht senkrecht zur Hauptachse durchtritt.

Noch schwieriger ist die Feststellung der Brechungsexponenten α , β und γ bei den zweiachsigen Mineralen. Dies ist nur möglich, wenn eine Mittellinie oder die optische Normale in dem zu untersuchenden Mineral senkrecht durchtritt; bei senkrechtem Durchtritt von b liegt γ und α , von a β und γ und von c α und β vor. In den meisten Fällen muß man sich mit der Bestimmung des relativ größten und kleinsten Brechungsexponenten γ_1 und α_1 begnügen, was in ähnlicher Weise geschieht wie die Bestimmung von ω und ε_1 bei den einachsigen. Der Wert von γ_1 liegt zwischen den Werten γ und β , α_1 zwischen β und α .

Am günstigsten für die Bestimmung des relativ größten und kleinsten Brechungsexponenten sowohl bei den zweiachsigen

wie bei den einachsigen sind unter einer größeren Anzahl von Körnern oder Blättchen eines und desselben Minerals diejenigen, welche bei gleicher Dicke zwischen gekreuzten Nikols die höchsten Interferenzfarben zeigen. Denn in diesen ist der Unterschied zwischen γ_1 und α_1 , bzw. ω und ε_1 am größten; die Werte γ_1 , α_1 und ε_1 nähern sich am meisten γ , α , bzw. ε .

Die genaue Ermittlung der Brechungsexponenten ist meist sehr zeitraubend; glücklicherweise ist sie aber für die Bestimmung der Bodenminerale in den allermeisten Fällen nicht notwendig. Man schwankt ja in der Regel nur zwischen einigen wenigen Mineralen und da genügt zur sicheren Bestimmung irgend eines Minerals meistens schon die Feststellung, zwischen welchen der auf Seite 30 angeführten Flüssigkeiten sein oder seine Brechungsexponenten liegen oder auch nur, ob sie größer oder kleiner sind als eine bestimmte Einbettungsflüssigkeit.

Tabelle der Brechungsexponenten der Bodenminerale.

Kalzit	1.486—1.658
Dolomit	1.503—1.700
Orthoklas und Sanidin	1.517—1.526
Mikroklin	1.518—1.530
Gips	1.520—1.530
Anorthoklas	1.522—1.531
Albit	1.528—1.542
Chalzedon	1.531—1.544
Kordierit	1.532—1.599
Oligoklasalbit	1.533—1.544
Hydrargillit	1.535—1.604
Oligoklas	1.536—1.552
Talk	1.539—1.589
Kaolinit	etwa 1.54
Chrysotil	etwa 1.54
Biotit und Lithionit	1.541—1.638
Quarz	1.544—1.553
Andesin	1.544—1.562
Labrador	1.544—1.571
Muskowit und Paragonit	1.557—1.612
Antigorit	1.560—1.571

Brucit	1·560—1·581
Bytownit	1·562—1·583
Phlogopit	1·562—1·606
Anorthit	1·571—1·589
Pennin	1·575—1·583
Klinochlor	1·585—1·596
Vivianit	etwa 1·592
Lepidolith	1·598—1·605
Tremolit	1·599—1·635
Aktinolith	1·600—1·639
Turmalin	1·612—1·685
Delessit	etwa 1·619
Glaukophan	1·621—1·639
Anthophyllit	1·629—1·657
Gem. Hornblende	1·630—1·656
Apatit	1·632—1·645
Andalusit	1·632—1·643
Sillimanit	1·656—1·682
Rhomb. Pyroxene	1·656—1·729
Diopsid und Magnesiumdiopsid	1·669—1·727
Diallag	1·679—1·703
Ägirinaugit	1·680—1·709
Orthit	etwa 1·682
Basalt. Hornblende	1·680—1·752
Riebeckit	etwa 1·687
Zoisit	1·696—1·706
Augit und Titanaugit	1·698—1·733
Diaspor	1·702—1·750
Arfvedsonit	etwa 1·707
Klinozoisit	1·712—1·734
Disthen	1·712—1·729
Spinelle	1·714—2·0
Pistazit	1·720—1·780
Staurolith	1·736—1·746
Sprödglimmer	etwa 1·74
Pyrop	1·741—1·750
Grossular	1·744—1·757
Ägirin	1·763—1·813

Gem. Granat	etwa 1·771
Monazit	1·786—1·845
Spessartin	1·799—1·811
Almandin	1·802—1·811
Uwarowit	1·838
Melanit	1·857
Titanit	1·887—2·054
Zirkon	1·924—2·015
Perowskit	2·38
Anatas	2·489—2·562
Goethit	etwa 2·5
Brookit	2·583—2·741
Rutil	2·616—2·903
Eisenglimmer	2·94 —3·22

3. Pleochroismus.

(Paralleles Licht mit eingeschaltetem unteren Nikol.)

Wie bei den doppeltbrechenden Kristallen die Lichtgeschwindigkeit je nach der Richtung verschieden ist, so auch die Lichtabsorption. Deshalb treten bei den doppeltbrechenden Mineralen häufig in der Richtung der verschiedenen Elastizitätsachsen Farbenunterschiede auf, welche sichtbar werden, wenn man bei eingeschaltetem unteren Nikol den Mikroskopisch dreht. Kennt man in dem zu prüfenden Mineral die Lage der Elastizitätsachsen und weiß man, in welcher Richtung der untere Nikol das Licht durchläßt,¹⁾ so kann man auch das „Absorptionschema“ feststellen; $c > b = a$ bedeutet z. B., daß die Intensität der Farbe in der Richtung c größer ist als in der von b und in letzterer gleich der von a .

4. Einfach- oder doppeltbrechend.

(Paralleles polarisiertes Licht, gekreuzte Nikols.)

Die einfachbrechenden (amorphen und tesseralen) Minerale bleiben bei Drehung des Mikroskopisches

¹⁾ Um dies festzustellen, hält man den Nikol ungefähr unter dem Polarisationswinkel gegen eine glänzende Holztischplatte, von der bekanntlich das Tageslicht als horizontal schwingendes polarisiertes Licht reflektiert wird, und beobachtet, in welcher Stellung der Nikol dieses Licht durchläßt.

immer dunkel; die doppelbrechenden (tetragonalen, hexagonalen, rhombischen, monoklinen und triklinen) werden, wenn sie nicht zufällig genau senkrecht zu einer optischen Achse getroffen sind, bei Drehung des Tisches abwechselnd hell und dunkel. Zum Nachweise sehr schwacher Doppelbrechung ist es zweckmäßig, ein Gipsblättchen einzuschalten, das zwischen gekreuzten Nikols das Rot erster Ordnung zeigt; das zu untersuchende schwach-doppelbrechende Mineral zeigt dann beim Drehen des Tisches deutliche Farbenunterschiede.

5. Art der Auslöschung.

(Paralleles polarisiertes Licht, gekreuzte Nikols.)

Hat ein doppelbrechendes Mineral gerade Kanten, so kann es zwischen gekreuzten Nikols dunkel werden (auslöschen),

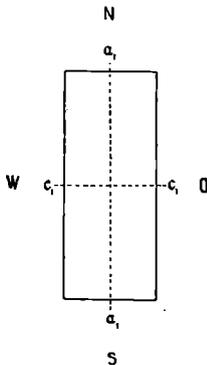


Fig. 8.

Gerade Auslöschung.

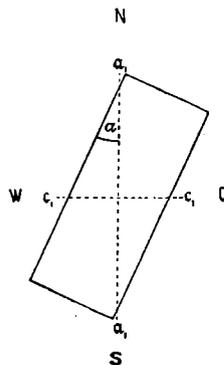


Fig. 9.

Schiefe Auslöschung.

wenn diese Kanten parallel mit einem Nikolhauptschnitt, also einem der Arme des Fadenkreuzes stehen (gerade Auslöschung) oder wenn sie einen Winkel damit bilden (schiefe Auslöschung). Dieser Winkel (α in Fig. 9), den man die „Auslöschungsschiefe“ nennt, kann gemessen werden, indem man zuerst die Kanten parallel einem der Fadenkreuze stellt, dann den Tisch bis zur Dunkelstellung des Minerals dreht und beide Tischstellungen abliest.

Tetragonale, hexagonale und rhombische Minerale zeigen stets gerade, monokline senkrecht zur Symmetrie-

ebene gerade, sonst schiefe Auslöschung, triklone durchwegs schiefe. Außerdem bildet das Maximum der Auslöschungsschiefe, sowie die Auslöschungsschiefe auf bestimmten Flächen ein gutes Erkennungs- und Unterscheidungsmerkmal der einzelnen schiefauslöschenden Minerale.

Bei den monoklinen Mineralen trifft man das Maximum der Auslöschungsschiefe in Partikeln parallel der Symmetrieebene. Die Werte der Auslöschungsschiefen sind in den im Anhang beigegebenen Tabellen aus der Rubrik „Optische Orientierung“ zu entnehmen. Es bedeutet z. B. beim Diopsid $c : c = 39^\circ$, daß die parallel c verlaufenden Säulenkanten mit der Auslöschungsrichtung von c den Winkel von 39° , mit der von a den Winkel von $90^\circ - 39^\circ$ einschließen. $c : c = 39^\circ$ ist das Maximum der Auslöschungsschiefe.

6. Stärke der Doppelbrechung.

(Paralleles polarisiertes Licht, gekreuzte Nikols.)

Die Stärke der Doppelbrechung, d. i. der Unterschied zwischen dem größten und kleinsten Brechungsexponenten ($\gamma - \alpha$, $\varepsilon - \omega$) läßt sich auf zweierlei Weise ermitteln:

1. durch Bestimmung von α und γ , bzw. ω und ε (s. Seite 32);

2. annähernd durch Beobachtung der Interferenzfarben, welche zwischen gekreuzten Nikols auftreten. Abgesehen von sehr intensiv gefärbten Mineralen oder solchen mit starker Dispersion der Doppelbrechung (d. h. die Doppelbrechung ist für verschiedene Lichtsorten sehr verschieden), bei denen abnormale Farben auftreten, ist es in der Regel leicht möglich, die zwischen gekreuzten Nikols auftretenden Interferenzfarben mit den Farben der Newton'schen Skala (s. am besten Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien, I, 1, Tafel III) zu identifizieren. Diese Farbe hängt nun ab a) von der Dicke des Minerals, b) von der Differenz der in dem zu untersuchenden Mineral in Betracht kommenden Brechungsexponenten α_1 und γ_1 (bzw. ε_1 und ω). Die Interferenzfarbe ist bei ein und demselben Mineral um so größer, je dicker es ist und je mehr die Werte α_1 und γ_1 sich denen von α und γ nähern.

Um die Höhe der Doppelbrechung zu schätzen, verfährt man auf folgende Weise. Man kann annehmen, daß die losen Körner der Bodenbestandteile auf ihrer flachen Seite zu liegen pflegen und daß also ihre Dicke höchstwahrscheinlich geringer ist als ihre Breite. Man kann die Dicke von Blättchen auch durch Einstellung auf einen Punkt (etwa ein Stäubchen) der Ober- und dann der Unterseite und Ablesung der Umdrehungen der Mikrometerschraube (bei den meisten Mikroskopen beträgt eine volle Umdrehung derselben 0.5 mm , 1 Intervall 0.001 mm) bestimmen.

Man erhält auf diese Weise aber eine scheinbare Dicke und erst durch Multiplikation mit dem mittleren Brechungs-

exponenten $\frac{2\omega + \varepsilon}{3}$, bzw. $\frac{\alpha + \beta + \gamma}{3}$ des zu untersuchenden

Minerals die wirkliche. Man sucht nun unter den Körnern desselben Minerals solche, welche bei gleicher Dicke die höchsten Interferenzfarben zeigen, da bei diesen α_1 und γ_1 den Werten α und γ am nächsten kommt; am günstigsten sind natürlich Partikel parallel der Achsenebene. Jeder Interferenzfarbe entspricht ein bestimmter Gangunterschied, der auf der Tabelle auf S. 39 oder der schon erwähnten Rosenbusch'schen Tafel links angeführt ist. Aus diesem und der Dicke erhält man die Höhe der Doppelbrechung nach der Formel:

$$\gamma - \alpha = \frac{\text{Gangunterschied}}{\text{Dicke}}.$$

Für Dicken bis 0.05 mm gestattet die Rosenbusch'sche Farbenscheibe auch direkt die Ablesung der Stärke der Doppelbrechung.

Die auf diese Weise gewonnenen Werte für die Stärke der Doppelbrechung sind natürlich nur Näherungswerte, da ja die Dickenbestimmung wenig genau ist und außerdem auch die Bedingung, daß das zu prüfende Mineral parallel der Achsenebene liegt, meist nicht zu erfüllen ist. Zur Unterscheidung von in der Stärke der Doppelbrechung wesentlich differierender Minerale wird man diese Methode aber immerhin ganz gut verwenden können.

Newton'sche Farbenskala.

Gangunter- schied in 0·00001 mm	Interferenzfarbe zwischen gekreuzten Nikols	Interferenzfarbe zwischen parallelen Nikols	
0	schwarz	lebhaft weiß	I. Ordnung
40	eisengrau	weiß	
97	lavendelgrau	gelblichweiß	
158	graublau	bräunlichweiß	
218	klarerer Grau	braungelb	
284	grünlichweiß	braun	
259	fast rein weiß	hellrot	
267	gelblichweiß	karminrot	
275	blaßstrohgelb	dunkelrotbraun	
281	strohgelb	tiefviolett	
306	hellgelb	indigo	
332	lebhaft gelb	blau	
430	braungelb	graublau	
505	rotorange	bläulichgrün	
586	rot	blaßgrün	
551	tiefrot	gelblichgrün	II. Ordnung
565	purpur	heller grün	
575	violett	grünlichgelb	
589	indigo	goldgelb	
664	himmelblau	orange	
728	grünlichblau	bräunlichorange	
747	grün	hellkarminrot	
826	heller grün	purpurrot	
843	gelblichgrün	violett purpur	
866	grünlichgelb	violett	
910	rein gelb	indigo	III. Ordnung
948	orange	dunkelblau	
998	lebhaft orangerot	grünlichblau	
1101	dunkelvioletrot	grün	
1128	hellbläulichviolett	gelblichgrün	
1151	indigo	unrein gelb	
1258	grünlichblau	fleischfarben	
1334	meergrün	braunrot	
1376	glänzend grün	violett	
1426	grünlichgelb	graublau	
1495	fleischfarben	meergrün	
1534	karminrot	grün	
1621	mattpurpur	mattmeergrün	

Gangunter- schied in 0.000001 mm	Interferenzfarbe zwischen gekreuzten Nikols	Interferenzfarbe zwischen parallelen Nikols
1652	violettgrau	gelblichgrün
1682	graublau	grünlichgelb
1711	mattmeergrün	gelblichgrau
1744	bläulichgrün	lila
1811	hellgrün	karmin
1927	hellgrünlichgrau	graurot
2007	weißlichgrau	blaugrau

IV. Ordnung

7. Optischer Charakter der Hauptzone.

(Paralleles polarisiertes Licht, gekreuzte Nikols.)

Unter dem optischen Charakter der Hauptzone versteht man die Art der Lage der relativ größten und kleinsten Lichtgeschwindigkeit (a_1 und c_1) auf den Hauptflächen eines Kristalls.

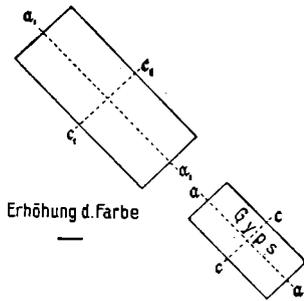


Fig. 10.

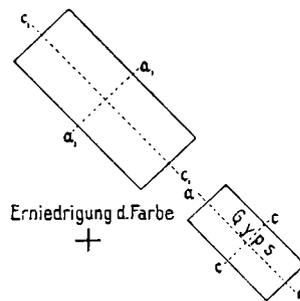


Fig. 11.

Man bestimmt zunächst in dem säulenförmigen Mineral — nur solche kommen für die Bestimmung des optischen Charakters der Hauptzone in Betracht — die Auslöschungsrichtungen durch Aufsuchung der Dunkelstellung zwischen gekreuzten Nikols; a_1 und c_1 (bzw. o und e_1) liegen jetzt N—S und O—W (N bedeutet hinten, S vorn, W links und O rechts im Gesichtsfelde). Dann dreht man den Mikroskopisch um 45° , so daß jetzt die Schwingungsrichtungen NW—SO und NO—SW liegen und das Säulchen die größte Helligkeit zeigt. Nun schiebt man

in den Schlitz oberhalb des Objektivs in nordwestlicher Richtung ein Gipsblättchen, welches das Rot erster Ordnung zeigt und in dem in der Längserstreckung a und in der Querrichtung c liegt. Findet in dem zu untersuchenden Mineral eine Erhöhung der Polarisationsfarbe (um eine Ordnung) statt, wenn seine Längsrichtung wie die des Gipses liegt — in dem Blättchen befindet sich dann a_1 NW—SO wie beim Gips, c_1 senkrecht darauf —, so hat das Mineral negativen Zonencharakter, findet dagegen ein Fallen der Farbe statt, so positiven. Bei Drehung um 90° ist die Erscheinung umgekehrt, was zur Kontrolle dienen kann.

Bei Mineralen, welche eine sehr hohe Interferenzfarbe zeigen, empfiehlt es sich, statt des Gipses vom Rot der ersten Ordnung einen Gips- oder Quarzkeil zu verwenden, der eine Erniedrigung der Interferenzfarbe um mehr als eine Ordnung gestattet.

8. Optisch ein- oder zweiachsig.

(Durch Einschalten der Kondensorlinse über dem unteren Nikol konvergent gemachtes, polarisiertes Licht; gekreuzte Nikols; starkes Objektiv; Abnehmen des Okular.)

Unter mehreren Partikeln desselben Minerals sind die günstigsten die, welche bei gleicher Dicke die niedrigsten Interferenzfarben zeigen.

Die einachsigen zeigen senkrecht zur optischen Achse ein dunkles Kreuz (s. Fig. 12), eventuell mit farbigen Ringen, das sich bei Drehung des Tisches nicht öffnet. Die Anzahl der Ringe ist um so größer, je dicker das Mineral und je stärker seine Doppelbrechung ist; bei sehr schwach doppeltbrechenden und sehr dünnen Blättchen ist das Kreuz sehr verwaschen. Schief zur optischen Achse sieht man nicht das ganze Kreuz, sondern oft nur einen Arm (s. Fig. 13 und 14). Bei Drehung des Mikroskoptisches wandern dann die Arme des Kreuzes, sie bleiben aber gerade¹⁾ und parallel mit den Armen des Fadenkreuzes.

Bei den zweiachsigen sieht man senkrecht zu einer opti-

¹⁾ Nur bei sehr schiefen Schnitten krümmt sich das eine Ende des Armes etwas; solche Schnitte sind dann nicht sicher von zweiachsigen zu unterscheiden.

sehen Achse einen bei Drehung des Tisches sich krümmenden und im Gesichtsfelde bleibenden schwarzen Balken (s. Fig. 15 und 16). Die Krümmung ist um so stärker, je kleiner der Achsenwinkel ist; bei einem Achsenwinkel von $2V = 90^\circ$ ist der Balken gerade. Senkrecht a und c sieht man ein beim Drehen des Tisches sich öffnendes, deutliches Kreuz. Bei einem schiefen Schnitte bemerkt man einen unter einem schiefen Winkel gegen die Nikolhauptschnitte (Fadenkreuzarme) durch das Gesichtsfeld gehenden Balken.

Isotrope Minerale zeigen in konvergenten Lichte gar kein Achsenbild.

9. Charakter der Doppelbrechung

(wie bei 8).

Der Charakter der Doppelbrechung läßt sich sehr leicht und rasch durch Farbenveränderungen bestimmen, welche ein Gipsblättchen vom Rot erster Ordnung an der Interferenzfigur hervorbringt, die man bei senkrechtem oder annähernd senkrechtem Durchtritt einer optischen Achse erhält.

a) Bei einachsigen:

Man stellt zunächst das Achsenbild ein und schiebt dann in den Schlitz über dem Objektiv in nordwestlicher Richtung

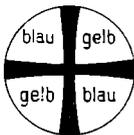


Fig. 12.



Fig. 13.

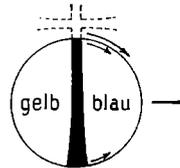


Fig. 14.

das Gipsblättchen. Es tritt dadurch in zwei von den vier Quadranten, in welche das Achsenkreuz das Gesichtsfeld zerlegt, ein Steigen der Interferenzfarbe ein (unmittelbar beim Schnittpunkte der Kreuzarme entsteht Blau), in den beiden andern ein Fallen (Auftreten von Gelb). Findet die Erhöhung der Farbe im nordwestlichen und südöstlichen Quadranten statt, wie es in Fig. 12 der Fall ist, so ist der Charakter der Doppelbrechung negativ, bei entgegengesetzter Verteilung positiv.

Zur Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung können auch Partikel verwendet werden, die nicht ganz senkrecht zur optischen Achse getroffen sind (Fig. 13), ja selbst solche, die bloß einen Balken zeigen (Fig. 14). In letzterem Falle ist es nur notwendig, sich zu vergewissern, auf welcher Seite der außerhalb des Gesichtsfeldes liegende Durchschnittspunkt der Kreuzarme sich befindet. Dies geschieht folgendermaßen. Der Achsenbalken wandert bei Drehung des Mikroskoptisches, wobei sich das eine Ende des Balkens in derselben Richtung bewegt wie der Tisch (gleichlaufendes Ende), das andere im entgegengesetzten Sinne. Der Durchschnittspunkt der Kreuzarme liegt auf der Seite des gleichlaufenden Endes.

b) Bei zweiachsigen:

Man bringt am besten den oder die (wenn beide im Gesichtsfeld sind) Achsenbalken in die Stellung, bei welcher die

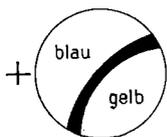


Fig. 15.

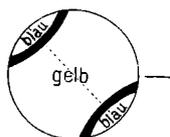


Fig. 16.

Achsenebene NW—SO liegt und die schwarzen Hyperbeläste die stärkste Krümmung zeigen (Fig. 15, 16). Es tritt dann bei Einschaltung des Gipsblättchens innerhalb der konkaven Seite der Hyperbel bei negativen Kristallen ein Steigen, bei positiven ein Fallen der Interferenzfarbe ein.

Man kann den Charakter der Doppelbrechung auch in Partikeln parallel der Achsenebene bestimmen, u. zw. in folgender Weise:

1. Bei einachsigen. Man bringt die Richtung der optischen Achse (s. S. 45) in die Richtung NW—SO und schiebt das Gipsblättchen ein:

bei positiven fällt die Interferenzfarbe,
 „ negativen steigt „ „

2. Bei zweiachsigen. Man bringt die Richtung der ersten Mittellinie in die Lage NW—SO und schaltet das Gipsblatt ein:

ist c erste Mittellinie, also bei +, fällt die Interferenzfarbe,
 „ a „ „ „ bei --, steigt „ „

10. Größe des Achsenwinkels.

(Wie bei 8; es müssen beide Achsen oder wenigstens eine Achse und eine Mittellinie im Gesichtsfelde sein.)

Am bequemsten ist die Messung des Achsenwinkels mit Hilfe eines Mikrometerokulars. Ist eine Mittellinie und eine Achse sichtbar, so mißt man die Entfernung zwischen den Durchtrittspunkten beider und erhält so den halben Achsenwinkel; die Mittellinie muß dabei möglichst im Mittelpunkte des Gesichtsfeldes liegen, sonst erhält man etwas zu hohe Werte. Sind beide Achsen im Gesichtsfelde, so dreht man in die 45°-Stellung (siehe Fig. 16) und erhält durch Messung des Abstandes der Hyperbel voneinander den vollen Achsenwinkel. Bei Betrachtung in Luft bekommt man nicht den wahren Achsenwinkel $2V$, sondern den scheinbaren $2E$. Ersterer läßt sich aus letzterem nach der Formel berechnen: $\sin V = \frac{\sin E}{\beta}$.

Besitzt man kein Mikrometerokular, so kann man den Achsenwinkel nach der Größe des Gesichtsfeldes (bestrichenen Winkelraumes) des verwendeten Objektivs — bei Objektiv 7 der Fuessschen Mikroskope z. B. ungefähr 120° — wenigstens schätzen. Auch das Maß der Krümmung des Achsenbalkens in der 45°-Stellung gibt einen Anhaltspunkt für die Größe des Achsenwinkels. Er ist um so kleiner, je stärker die Hyperbel gekrümmt ist; bei ganz geraden Balken ist $2V = 90^\circ$.

11. Dispersion der optischen Achsen.

(Wie bei 8.)

Der Winkel der optischen Achsen ist für verschiedene Lichtsorten verschieden (Dispersion der optischen Achsen). Bei manchen Mineralen ist er für rotes Licht kleiner als für blaues, bei anderen umgekehrt. Infolge der Dispersion der Achsen ist der schwarze Achsenbalken auf der einen Seite von einem roten, auf der anderen von einem blauen Saum umgeben.

Um die Art der Dispersion zu bestimmen, bringt man die Achse in die 45°-Stellung. Tritt der rote Saum auf der konvexen Seite der Hyperbel, der blaue auf der konkaven auf, so ist der Achsenwinkel für Rot größer als für Blau ($R > Bl$), im entgegengesetzten Falle $R < Bl$.

Nicht bei allen zweiachsigen Mineralen ist die Dispersion der Achsen deutlich zu sehen.

12. Erkennung der Richtung senkrecht a , c und parallel der optischen Achsenebene.

(Wie bei 8.)

Partikel mit senkrechtem Durchtritt von a oder c sind geeignet für die genaue Bestimmung der Brechungsexponenten β und γ , bzw. β und α ; Partikel parallel der Achsenebene -- sie zeigen unter den gleichdicken Partikeln desselben Minerals die höchsten Interferenzfarben -- eignen sich besonders zur Bestimmung von ω und ε , bzw. α und γ , dann der Höhe der Doppelbrechung und des Charakters der Doppelbrechung.

1. Senkrecht a oder c sieht man ein schwarzes Kreuz (und zwar bei der ersten Mittellinie deutlicher als bei der zweiten), das sich bei Drehung des Tisches öffnet. Die Entscheidung, ob a oder c vorliegt, gibt die Einschaltung eines Gipsblättchens. Tritt in dem NW- und SO-Quadranten ein Steigen der Farbe (Auftreten von Blau), in den zwei anderen ein Fallen (Auftreten von Gelb) ein, so liegt a vor, bei entgegengesetzter Farbenverteilung c .

2. Parallel der Achsenebene sieht man bei den ein- wie zweiachsigen Mineralen ein meist sehr verwaschenes Kreuz, das bei Drehung des Tisches sehr rasch verschwindet. Besonders bei den zweiachsigen mit großem Achsenwinkel ist es sehr undeutlich, bei $2V = 90^\circ$ sieht man überhaupt kein Kreuz; bei den einachsigen ist es etwas deutlicher und kann leicht mit der Interferenzfigur senkrecht zur zweiten Mittellinie verwechselt werden.

In der 45° -Stellung (größte Helligkeit!) zeigt die Mitte des Gesichtsfeldes eine bestimmte Interferenzfarbe, welche von der Mitte aus nach zwei Seiten fällt, nach den entgegengesetzten Seiten steigt¹⁾. Durch die beiden Sektoren mit den fallenden Interferenzfarben geht bei den einachsigen die Richtung der optischen Achse (des Brechungsexponenten ε), bei den zweiachsigen die Richtung der ersten Mittellinie²⁾.

13. Dispersion der Mittellinien.

(Wie bei 8.)

Bei monoklinen und triklinen Mineralen können die Mittellinien für verschiedene Lichtsorten eine verschiedene Lage haben. Die Folge davon ist, daß bei Verwendung gewöhnlichen weißen Lichtes das Interferenzbild der einen Achse lebhaft, das andere blaß gefärbt ist,

¹⁾ Bei zweiachsigen mit $2V = 90^\circ$ erscheint nur eine einheitliche Farbe.

²⁾ Zum Studium dieser Erscheinungen betrachte man das jedem Mikroskop beigegebene Gipsblättchen im konvergenten Lichte!

und daß Partikel parallel oder annähernd parallel der Achsenebene nicht vollständig auslöschen (Titanaugit, Ägirinaugit, Ägirin, basaltische Hornblende, Klinozoisit u. a.).

14. Bestimmung der Lage der Achsenebene.

(Wie bei 8.)

1. Senkrecht zu einer Mittellinie sieht man ein schwarzes Kreuz, wenn die Achsenebene mit einem Nikolhauptschnitt (Fadenkreuzarm) zusammenfällt. Löst sich dieses Kreuz beim Drehen des Tisches im Uhrzeigersinne in nach NW und SO verschwindende Hyperbeln auf, so lag in der ursprünglichen Stellung die Achsenebene O—W, verschwinden sie nach NO und SW, so lag sie N—S.

2. Senkrecht zu einer optischen Achse sieht man einen bei Drehung des Tisches sich krümmenden Balken. Nur wenn die Achsenebene mit einem Nikolhauptschnitt zusammenfällt, ist der Balken gerade und gibt die Lage der Achsenebene an.

III. Sonstige physikalische Methoden.

15. Spezifisches Gewicht (Dichte).

Das spezifische Gewicht ermittelt man am besten in folgender Weise. Man bringt das zu untersuchende Mineralkorn, das unzersetz und möglichst frei von fremden Einschlüssen sein muß, in eine schwere Flüssigkeit und verdünnt dann diese so lange mit einer leichten, bis die Dichte der Mischung gleich ist der des Mineralkornes, was erreicht ist, wenn letzteres in der gut umgerührten Flüssigkeit weder steigt noch sinkt, sondern dort, wohin man es stößt, schweben bleibt. Die Dichte der Flüssigkeit bestimmt man dann mittels einer Westphalschen Wage oder in Ermangelung einer solchen mit Hilfe von Mineralsplittern von bekanntem spezifischen Gewicht¹⁾ oder dadurch, daß man die Flüssigkeit in ein tariertes, kleines Meßgefäß von ungefähr 20 bis 30 cm³ Inhalt gibt und wägt; $\frac{\text{Gewicht}}{\text{Volumen}} = \text{Dichte}$.

Als schwere Flüssigkeiten benutzt man am besten: die Thouletsche Lösung (d = 3·2, giftig), die Kleinsche Lösung (d = 3·36, durch Karbonate zersetzbar, bei großer Dichte wenig beweglich), Jodmethylen (d = 3·324, lichtempfindlich, sehr leicht beweglich und daher auch bei feinerem Pulver noch anwendbar) und Bromoform (d = 2·84, etwas lichtempfindlich). Die beiden zuerst genannten Flüssigkeiten werden mit Wasser, die beiden letzteren mit Benzol verdünnt. Auf ihre ursprüngliche Dichte werden die verdünnten

¹⁾ Solche kann man z. B. von P. Stoß, Heidelberg, beziehen.

Flüssigkeiten gebracht, indem man bei den beiden ersteren das Wasser durch Erwärmen auf dem Wasserbade entfernt, bei Jodmethylen und Bromoform dadurch, daß man das Benzol in offenen Schalen verdunsten läßt oder es abdestilliert.

Bei Mineralkörnern, deren Dichte größer ist als die der schweren Flüssigkeiten, verbindet man das Korn mit einem Schwimmer. Man benutzt dazu z. B. ein Wachskügelchen, in das man das Mineral ein-knetet, oder noch besser feine, aus Glasfäden angefertigte Klammern und Spiralen. Das spezifische Gewicht des zu prüfenden Kornes ist dann:

$$\frac{\text{spezifisches Gewicht des verbundenen Systems}}{1. - \frac{\text{abs. Gew. d. Schwimmers}}{\text{abs. Gew. d. Minerals}} \cdot \left(\frac{\text{spez. Gew. d. verbund. Systems}}{\text{spez. Gew. d. Schwimmers}} - 1 \right)}$$

16. Härte.

Auf die Härte untersucht man bekanntlich durch Ritzversuche auf glatten Mineralflächen von bekannter Härte. Kann man die Härteprobe infolge der Kleinheit der Körner nicht mit der Hand ausführen, so bringt man das zu prüfende Partikelchen auf die glatte Mineralfläche, an der man die Härteprobe vornehmen will, und reibt es mit Hilfe eines am Ende eben geschliffenen Bleistäbchens ziemlich kräftig hin und her; mit der Lupe prüft man, ob Ritzen entstanden sind oder nicht.

Fensterglas hat etwa die Härte 5, ein gutes Messer 6.

17. Magnetismus.

Eine kleine Anzahl von Mineralen ist magnetisch, manche werden es durch Glühen. Man kann die magnetischen Bodenminerale von den unmagnetischen leicht trennen, wenn man das Pulver auf einem dünnen, glatten, gespannten Papier nicht zu dicht ausbreitet und mit einem stärkeren Magneten (Magnetstab, Hufeisenmagnet) mehrere Male in derselben Richtung darunter fährt. Unter dem Mikroskop oder der Lupe kann man sich über den Magnetismus eines bestimmten Kornes mittels einer magnetisch gemachten feinen Nadel vergewissern.

18. Glühen und Schmelzen.

Durch Glühen erleiden viele Bodenbestandteile charakteristische Veränderungen:

1. Die organischen Teilchen verbrennen schon bei geringer Hitze. Diese Eigenschaft der organischen Bestandteile kann zur annähernd quantitativen Bestimmung des Gehaltes eines Bodens

an diesen Teilchen benützt werden, wenn anorganische Kolloide und Karbonate in dem zu untersuchenden Boden fehlen. Man bestimmt den Gewichtsverlust, den der bei 100° bis 110° C getrocknete Boden durch das Glühen erleidet.

2. Manche unmagnetische Minerale werden durch starkes Glühen mit Kohlenpulver magnetisch, z. B. Hämatit, Goethit, Limonit, Ilmenit und eisenreiche Silikate.

3. Farblose oder schwach gefärbte eisenoxydulhaltige Minerale werden rotbraun; vorher nicht pleochroitische werden pleochroitisch oder ihr Pleochroismus wird verstärkt.

4. Wasserhaltige und kohlen säurehaltige Minerale werden trübe.

5. Spaltbarkeit wird durch Glühen deutlicher.

6. Die Löslichkeit in Säuren wird in der Regel größer.

7. Tonerdehaltige Minerale werden, mit sehr verdünnter Lösung von salpetersaurem Kobalt sehr stark auf dem Platinblech geglüht, dann mit verdünnter Salzsäure erwärmt und nochmals stark geglüht, blau, wenn sie unschmelzbar oder schwer schmelzbar und ziemlich frei von anderen Metalloxyden sind; magnesiahaltige werden rot gefärbt. Zuweilen tritt die Reaktion erst nach mehrmaligem Glühen ein. Blaufärbung durch Kobaltlösung entsteht auch beim Kalk und bei den neutralen Phosphaten der alkalischen Erden.

8. Durch organische Farbstoffe färbbare Minerale verlieren durch anhaltendes, starkes Glühen vielfach diese Eigenschaft, zumindestens wird sie abgeschwächt. Umgekehrt werden sonst nicht färbbare Minerale (Hydrargillit, Diaspor) durch Glühen färbbar.

19. Färbbarkeit durch organische Farbstoffe.

Eine Reihe von Bodenbestandteilen, vor allem die anorganischen und organischen Kolloide, dann aber auch manche kristallisierte Minerale, sind durch die Eigenschaft ausgezeichnet, aus Farbstofflösungen energisch den Farbstoff in sich aufzunehmen. Die verschiedenen färbbaren Substanzen verhalten sich dabei nicht ganz gleich. Manche lassen sich nur mit basischen Farbstoffen färben (sie heißen *basophile*), andere zeigen eine besondere Wahlverwandtschaft für saure (*acidophile* oder

oxyphile), wieder andere können beide Arten von Farbstoffen aufnehmen (amphophile).

Wenn z. B. einer zu färbenden Substanz in einer gemischten Lösung ein geeigneter saurer und basischer Farbstoff (etwa Säurefuchsin und Methylenblau)¹⁾ dargeboten wird, adsorbiert die oxyphile Substanz nur den sauren, die basophile nur den basischen Farbstoff, die amphophile beide. Bei Anwendung von Säurefuchsin und Methylenblau wird also der oxyphile Stoff rot, der basophile blau, der amphophile violett gefärbt.

Wenn aber z. B. eine an sich basophile Substanz schon mit Basen abgesättigt ist oder wenn man ihr einen sauren Farbstoff in Gegenwart eines sauren Agens, z. B. in verdünnter Essigsäure oder stark verdünnter Salzsäure, anbietet, so wird der saure Farbstoff adsorbiert, trotzdem die Substanz eigentlich basophil ist. Es kommen auf diese Weise Pseudofärbungen zustande. Das saure Agens braucht nur in sehr geringer Menge anwesend zu sein.

Die Pseudofärbungen, die oft intensiver sind als die echten (typischen), können von den letzteren oft dadurch unterschieden werden, daß sie nur in Gegenwart des Agens beständig sind, das die Pseudofärbung verursacht hat; sie können, wenn das Agens wasserlöslich ist, schon durch neutrales Wasser zum Verschwinden gebracht werden, was bei echten Färbungen nicht möglich ist.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß basische Farbstoffe nicht in einem sauren, oxyphile nicht in einem basischen Medium aufgenommen, basophile Färbungen durch basische Medien, oxyphile durch saure Medien begünstigt und pseudochromatisch verstärkt werden können und daß erstere durch verdünnte Säuren, letztere durch verdünnte basische Lösungen (z. B. Ammoniak) abgeschwächt oder zerstört werden. Amphophile Färbungen kann man vernichten, indem man zuerst eine saure und dann eine basische Lösung einwirken läßt oder umgekehrt.

Hat man die Pseudofärbung einer Substanz zerstört und das Agens, das dieselbe hervorgerufen hat, durch ein geeignetes

1) Für den Bezug dieser Farbstoffe und Farbstoffgemische ist die Firma Dr. Georg Grübler & Co., Leipzig, zu empfehlen.

Lösungsmittel entfernt und bietet man dann der Substanz eine neutrale Farbstofflösung dar, so erfolgt jetzt echte und nicht mehr Pseudofärbung.

Nicht nur durch ihre verschiedene Wahlverwandtschaft zu sauren und basischen Farbstoffen unterscheiden sich die färbaren Mineralsubstanzen, sondern auch durch Intensität der Färbung, Geschwindigkeit der Anfärbung und auch durch die Eigenschaft, daß manche auch den Farbstoff adsorbieren, wenn er ihnen nicht in wässriger, sondern z. B. in alkoholischer Lösung angeboten wird, andere dagegen nicht. Besonders dieses letztere Verhalten ist wichtig, weil es die Unterscheidung des in wässriger Farbstofflösung auch stark anfärbbaren, in alkoholischem Lösungsmittel aber nicht färbbaren Minerals Kaolinit von den Kolloiden gestattet.

Will man einen Boden auf färbbare Bestandteile prüfen, so übergießt man, etwa in einem Reagenzglase, eine kleine, nicht etwa vorher stark geblühte Probe mit einer nicht zu konzentrierten, immerhin aber intensiv gefärbten Farbstofflösung (am besten mit einem neutralen Gemisch von Säurefuchsin und Methylenblau) und läßt unter mehrmaligem Umschütteln etwa 15 bis 30 Minuten lang einwirken; mäßiges Erwärmen der Farbflüssigkeit fördert die Anfärbung. Dann gießt oder hebert man die überstehende Farblösung ab und wäscht mit destilliertem Wasser so lange aus, bis die Waschflüssigkeit farblos bleibt. Zum Zwecke der mikroskopischen Untersuchung bringt man etwas von dem gefärbten, feuchten Pulver unter Hinzugabe eines Tropfens Wasser auf einen Objektträger oder man entfernt durch mäßiges Erwärmen des letzteren die Feuchte und gibt dann einen Tropfen Öl (z. B. Nelkenöl) hinzu.

Man kann die Anfärbung auch in folgender Weise durchführen: Ein Objektträger wird mit einer dünnen Schicht von Kanadabalsam überzogen, indem man einen Tropfen des dickflüssigen Balsams etwa über einer Spirituslampe durch gelindes Erwärmen zerfließen läßt. Nach dem Erkalten verteilt man auf der Balsamschicht das zu untersuchende Pulver gut mit einem feinen Pinsel und erwärmt es dann etwas, damit die Teilchen an dem erweichenden Balsam festhaften, wobei aber darauf zu sehen ist, daß die Teilchen nicht ganz in den Balsam einsinken.

Hierauf wird die Färbefähigkeit auf das Präparat gebracht und dieses nach der vollzogenen Färbung kräftig ausgewaschen.

Bemerkt möge noch werden, daß man die Anfärbung der Bodenteilchen nicht auf einer Balsamschicht vornehmen darf, auf die man früher, etwa zum Zwecke chemischer Reaktionen, Säuren gebracht hat, für die Kanadabalsam nicht ganz unangreifbar ist; denn durch Säure angegriffener Balsam hält auch Farbstoffe fest. Weiters möge erwähnt werden, daß man den Kanadabalsam durch Verbrennen oder durch Benzol von den Objektträgern wieder entfernen kann.

Bei höherer Temperatur den Boden in Kanadabalsam einzubetten, wie dies zur Herstellung von Dünnschliffen nötig ist, empfiehlt sich aus dem Grunde nicht sehr, weil die Kolloide dabei viel Wasser verlieren und infolgedessen trübe und undurchsichtig werden.

Durch schwaches Glühen wird die Färbbarkeit färbbarer Minerale im allgemeinen nicht vernichtet, wohl aber bei manchen durch anhaltendes starkes Glühen; umgekehrt werden manche im gewöhnlichen Zustande nicht färbbare Kristalloide durch Glühen färbbar.

Sehr stark gefärbt werden alle Kolloide mit Ausnahme des vollständig reinen Tonerde- und Eisenhydroxydgels; doch sind letztere wenigstens starker Pseudofärbungen fähig. Unter den Kristalloiden ist der Kaolinit in wässriger Lösung stark färbbar. Schwache Färbung zeigen manche Aggregate und zuweilen auch Minerale von ausgezeichneter Spaltbarkeit (besonders die Glimmer und glimmerähnlichen), indem bei ersteren die Farbfähigkeit zwischen die einzelnen Kristallindividuen, bei letzteren in die Spaltrisse eintritt und auch durch sorgfältiges Auswaschen schwer beseitigt werden kann. Schwache Anfärbung trifft man natürlich auch bei Mineralpartikeln, die durch Verwitterung schon etwas gelitten haben, was nicht überraschen kann; denn bei der an der Oberfläche der Erdrinde sich abspielenden Verwitterung bilden sich ja zum größten Teil Gele.

Erst nach vorherigem Glühen werden gefärbt: Hydrargillit und Diaspor.

Von großer Wichtigkeit für die Beurteilung eines Bodens ist die Feststellung der Menge der färbbaren Bestand-

teile. Dies geschieht am besten durch die Quantitätsbestimmung auf geometrischem Wege (s. S. 58); denn diese Methode ist ausreichend genau, leicht auszuführen und erfordert verhältnismäßig wenig Zeit.

Da auch der im vorangehenden beschriebene Färbungsvorgang nur wenig Zeit in Anspruch nimmt, so ist es wohl am bequemsten, sich auf diese Weise über den Gehalt eines Bodens an färbbaren Substanzen (Kolloiden) zu orientieren.

IV. Chemische Methoden.

20. Löslichkeit.

Will man ein Mineral auf seine Löslichkeit prüfen, so ist es in der Regel zweckmäßig, dasselbe von dem übrigen Schlämpulver zu isolieren. Dies geschieht am besten, indem man es mittels eines Wachsfadens oder eines zugespitzten und befeuchteten Zündhölzchens auf einen neuen Objektträger überträgt. Um das Breitfließen der angewendeten Flüssigkeit hintanzuhalten, kann man den Objektträger etwas einfetten oder das Mineral mit einem Ringe von etwa in Chloroform oder Äther gelöstem Kanadabalsam umziehen. Löslichkeitsversuche in Flußsäure und Kieselflußsäure mache man tunlichst nicht auf dem Mikroskopisch und überzeuge sich von dem Erfolge des Versuches unter dem Mikroskop erst nach dem Verdunsten des Lösungsmittels; auf jeden Fall schütze man die Objektivlinse des Mikroskops durch ein mit Glyzerin oder Kanadabalsam aufgeklebtes Deckgläschen. Bei Anwendung von Flußsäure und Kieselflußsäure verwendet man zweckmäßig statt der gewöhnlichen Objektträger solche aus Zelluloid (Bezugsquelle: Dr. Muencke, Berlin) oder man überzieht die gewöhnlichen Glasobjektträger mit einer rißfreien Kanadabalsamschicht, da diese wohl von Schwefelsäure, dagegen fast nicht von Flußsäure und Kieselflußsäure angegriffen wird.

Bezüglich des Löslichkeitsgrades ist zu berücksichtigen, daß feines Pulver eines Minerals sich viel leichter löst als grobes und daß durch vorheriges Glühen die Löslichkeit vielfach erhöht wird. Außerdem wird natürlich das Maß der Löslichkeit durch die Menge und Temperatur der angewandten Säure beeinflusst.

21. Makrochemische Reaktionen.

Es gibt eine Reihe makrochemischer Reaktionen, die infolge ihrer großen Empfindlichkeit auf die Bodenbestandteile angewendet werden können, z. B.:

1. Nachweis von Eisen durch Blaufärbung mittels Ferrozynkaliums;

2. Nachweis von Mangan durch Grünfärbung der mit der zwei- bis dreifachen Menge von Soda auf einem Platinblech oder einem Porzellanscherben erzeugten Schmelze;

3. Nachweis von Schwefel mittels der Heparreaktion. Schwefelhaltige Minerale (z. B. Pyrit, Melnikowit) erzeugen, nach dem Schmelzen mit Soda, auf eine blankgeputzte Silbermünze unter Hinzufügen eines Tropfens Wasser gebracht, gelbliche oder bräunliche Flecken;

4. Nachweis von Karbonaten durch Aufbrausen beim Betupfen mit stärkeren Säuren. Um bei sehr geringen Mengen von Karbonaten die Kohlensäureentwicklung nicht zu übersehen, bedeckt man das zu prüfende Pulver unter Hinzufügen von etwas Wasser mit einem Deckgläschen und bringt einen Tropfen der Säure an den Rand des Deckglases, so daß langsame Diffusion mit dem Wasser stattfindet; schon bei schwacher Vergrößerung bemerkt man die Bildung von Kohlensäureblasen aus den vorhandenen Karbonaten;

5. Nachweis von Titan. Man schmilzt das Mineral am Platindraht mit Kaliumbisulfat und betupft die Schmelze nach dem Erkalten mit Wasserstoffsuperoxyd, wodurch eine orangefarbene Färbung auftritt.

Eine Reihe anderer chemischer Reaktionen ist bei den einzelnen Mineralen angeführt.

Zu den makrochemischen Reaktionen gehören auch die Flammenfärbungen. Man bringt nach Befeuchten mit etwas Salzsäure das Mineral am Ohr eines frisch ausgeglühten Platindrahtes in den Schmelzraum der Flamme; diese wird gefärbt durch

Natrium: gelb,
Kalium: violett,
Calcium: gelbbrot,

Strontium und Lithium: karminrot,

Baryum und Bor: grün.

Die grüne Flammenfärbung der borhaltigen Minerale tritt besonders hervor, wenn man sie vorher mit Alkohol und konzentrierter Schwefelsäure versetzt. Auch phosphorhaltige Minerale geben, mit Schwefelsäure befeuchtet, blaugrüne Flammenfärbung. Kaliumfärbung wird durch Natriumfärbung verdeckt, wird aber beim Betrachten der Flamme durch blaues Glas sichtbar.

22. Mikrochemische Reaktionen.

Die mikrochemischen Methoden beruhen darauf, daß man das zu untersuchende Mineral in einer Säure löst und die Lösung allein oder nach Zusatz eines Reagens verdunsten läßt, wobei sich für die einzelnen Metalle charakteristische Kristalle bilden.

Man stellt sich entweder (1.) eine kieselflußsaure oder (2.) eine schwefelsaure Lösung dar.

1. Auf ein Zelluloidblättchen oder einen mit einer Kanadabalsamschicht überzogenen, gläsernen Objektträger bringt man ein oder mehrere, ungefähr 1 mm^3 große Körnchen und bedeckt mit einem ungefähr erbsengroßen Tropfen von Kieselflußsäure (oder bei Silikaten auch von Flußsäure), die man aus dem Aufbewahrungsgefäß am besten mit Hilfe eines Platindrahthäkchens entnimmt. Die Säure muß vollständig rein sein, sie darf beim Verdunsten keinen Rückstand hinterlassen. In Kieselflußsäure schwer lösliche Minerale zersetzt man mit Flußsäure und fügt dann eventuell Kieselflußsäure zu, dampft ein und löst in Wasser.

2. Eine schwefelsaure Lösung stellt man sich dar, indem man in einem kleinen Platintiegelchen 0·5 bis 1 mg des feinen Pulvers mit reiner Flußsäure und etwas Schwefelsäure auf dem Wasserbad unter Umrühren mit einem Platindrahte zur Trockene eindampft und dann mit verdünnter Schwefelsäure bis zur Bildung von grauen Dämpfen abraucht und nach dem Erkalten in destilliertem, mit ganz wenig Schwefelsäure angesäuertem Wasser unter Erwärmen löst.

Leichtlösliche Minerale kann man natürlich auch in gewöhnlichen Säuren lösen.

Die erhaltenen Lösungen läßt man sofort oder nach vorhergegangenem Zusatz eines Reagens verdunsten. Soll die Einwirkung des letzteren nur langsam erfolgen, so bringt man einen Tropfen des Reagens neben den Tropfen der zu untersuchenden Lösung und verbindet beide durch einen Glasfaden. Die Verdunstung der Flüssigkeit, aus der man charakteristische Kristalle erhalten will, kann man im Exsikkator beschleunigen, oder indem man den Objektträger über (nicht auf) eine ganz wenig erwärmte Eisenplatte legt. Sind aus der Lösung infolge zu rascher Verdunstung nur unvollkommene Kristalle gebildet worden, so löst man in Wasser oder verdünnter Säure und läßt noch einmal verdunsten. Manche Minerale lösen sich in Säuren unter Hinterlassung einer Gallerte; diese kann nach dem Auswaschen mit Wasser durch Färbung mittels einer Farbstofflösung sichtbar gemacht werden.

Kalium. Aus kieselflußsaurer Lösung bilden sich beim Eintrocknen farblose, einfachbrechende, tesserale Kristalle von schwacher Lichtbrechung. Bei hohem Natriumgehalt und aus konzentrierten Lösungen erhält man scheinbar rhomboedrische, in Wirklichkeit aber monokline Kriställchen mit starker, positiver Doppelbrechung und kleinem Achsenwinkel; löst man diese in heißem Wasser und läßt wieder auskristallisieren, so entstehen dann in der Regel die normalen Gestalten (s. Taf. I, Fig. 1 u. 2). — Aus einer salzsaurer oder schwefelsaurer Lösung bilden sich mit Platinchlorid sehr stark lichtbrechende, gelbe, tesserale Kristalle (meist Oktaeder) von Kaliumplatinchlorid.

Natrium. Aus kieselflußsaurer Lösung entstehen hexagonale Kriställchen mit den Flächen $10\bar{1}0$ und 0001 oder $10\bar{1}0$ und $10\bar{1}1$. Die farblosen, durch schwache Licht- und Doppelbrechung und negativen optischen Charakter ausgezeichneten Kristalle pflegen um so länger zu werden, je kalkreicher die Lösung ist (s. Taf. I, Fig. 3 u. 4).

Ammoniak. Aus salzsaurer oder schwefelsaurer Lösung erhält man mit Platinchlorid dieselben gelben Oktaeder wie bei Kalium. Die Unterscheidung von letzterem ist auf folgende Weise möglich: einen Tropfen der zu prüfenden Lösung bringt man auf den Objektträger und daneben einen Tropfen von Platinchlorid; zu ersterem fügt man etwas Kalilauge und legt

dann sofort über beide Tropfen ein kleines, über den Objektträger nicht hinausragendes Uhrglas. War Ammoniak vorhanden, so entstehen in dem Platinchloridtropfen die gelben Oktaeder (von Ammoniumplatinchlorid); nicht dagegen, wenn nur Kalium vorhanden war.

Calcium. Aus kieselflußsaurer Lösung bilden sich in der Regel spießige oder spindelförmige Kristalle ohne geradlinige Kanten und verästelte Gruppen (s. Taf. I, Fig. 5, 6), seltener rhomboidale Täfelchen; durch verdünnte Schwefelsäure werden sie zersetzt und es entstehen beim Eintrocknen Gipskristalle. Die aus schwefelsaurer Lösung erhaltenen Gipskriställchen zeigen die Flächen 110 , 010 und $11\bar{1}$ und bilden oft Berührungs- und Durchkreuzungszwillinge und sternförmige Gruppen; $c:c = 53^{\circ}$, $\alpha = 1.520$, $\gamma = 1.530$, $\gamma - \alpha = 0.010$, Charakter der Doppelbrechung = $+$ (s. Taf. II, Fig. 1).

Magnesium. Aus kieselflußsaurer Lösung entstehen hexagonale Kristalle, und zwar meist Kombinationen von $11\bar{2}0$. $10\bar{1}1$, seltener von $10\bar{1}1$. $11\bar{2}0$ oder $10\bar{1}1$. 0001 . Sie sind farblos und besitzen mittlere Licht- und starke Doppelbrechung bei $-$ Charakter; sie zeigen meist die Interferenzfarben der zweiten Ordnung (s. Taf. II, Fig. 2). — Macht man eine magnesiumhaltige, verdünnte Lösung (aus einer konzentrierten erhält man anfangs unsicher erkennbare Wachstumsformen und erst zum Schlusse deutliche Kristalle) mit NH_3 deutlich alkalisch und bringt dann an den Rand der Lösung ein Körnchen Phosphorsalz oder setzt ein Tröpfchen Natriumphosphat zu, so scheiden sich sargdeckelähnliche rhombisch-hemimorphe Struvitkristalle (s. Taf. II, Fig. 3, 4) aus (mittlere Lichtbrechung, schwache, positive Doppelbrechung, $2E = \text{etwa } 40 - 60^{\circ}$).

Eisen und Mangan. Aus kieselflußsaurer Lösung bilden sich Kristalle von ähnlichen Formen und denselben optischen Eigenschaften, wie bei Magnesium. Zur Unterscheidung dient ein Befeuchten mit Schwefelammonium; das Magnesiumkieselfluorid bleibt farblos, das Mangansalz wird rötlich oder bräunlichweiß, das Eisenkieselfluorid schwarz. Außerdem wird letzteres mit Ferrozyankalium blau.

Aluminium. Aus kieselflußsaurer Lösung scheidet sich die Tonerde als Gallerte ab (s. Taf. I, Fig. 4). Aus schwefel-

saurer Lösung erhält man nach Zusatz einer auch nur sehr geringen Menge von Cäsiumchlorid oder Cäsiumsulfat große, stark lichtbrechende Oktaeder, Kombinationen von Oktaeder und Würfel, seltener letztere allein (s. Taf. II, Fig. 5). Bei stark konzentrierten Lösungen entstehen stark verzweigte Wachstumsformen; durch Auflösen derselben und abermaliges Eintrocknen erhält man dann die gewöhnlichen Formen.

Cerium. Aus verdünnten salzsauren oder schwefelsauren Lösungen fällt bei Zusatz von Oxalsäure oder Ammoniumoxalat ein flockiger Niederschlag aus, der aber bald kristallin wird, und zwar besteht er dann aus feinen, beiderseits zugespitzten oder auch gegabelten und gezähnten Prismen mit starker Doppelbrechung und schiefer Auslöschung; aus konzentrierten Lösungen entstehen gern radialstrahlige Gruppen.

Phosphor. Aus phosphorhaltigen Lösungen erhält man mit Salmiak und Magnesiumsulfat die sargdeckelähnlichen Struvitkristalle (s. unter Magnesium!).

Silicium. Man schmilzt das zu prüfende Körnchen mit Soda am Platindraht und löst auf dem Objektträger die Perle in reiner, verdünnter Flußsäure; es bilden sich beim Eintrocknen Na_2SiF_6 -Kristalle (s. unter Natrium!).

Zirkonium. Aus schwefelsaurer Lösung entstehen bei Zusatz von $\text{HK}_2\text{C}_2\text{O}_4$ farblose, wahrscheinlich tetragonale Pyramiden, welche sich leicht in HCl lösen. — Bei Zusatz von CsCl bilden sich farblose Oktaeder.

V. Bestimmung der Menge einer vorhandenen Mineralart.

Besonders bei den Mineralen, die Pflanzennährstoffe enthalten, ist es oft wünschenswert, ihre Menge wenigstens annähernd zu bestimmen.

Bei den gröbereren Bodenteilen wird man in der Regel in der Weise verfahren, daß man das zu untersuchende Mineral von den übrigen Bodenbestandteilen trennt und dann durch Wägen das Gewicht ermittelt. Die Trennung kann auf folgende Weise geschehen:

1. bei magnetischen mittels eines Magneten;
2. bei verschiedenem spezifischen Gewichte durch eine geeignete schwere Flüssigkeit (s. S. 46!);
3. durch Schmelzen, wenn die zu trennenden Minerale

stark verschiedene Schmelzbarkeit besitzen; man erhitzt zu diesem Zwecke das Pulver auf einem Platinbleche: die schmelzbaren Minerale haften fest, die ungeschmolzenen lassen sich mit einem feinen Pinsel entfernen;

4. durch Säuren, wenn das zu isolierende Mineral in seiner Löslichkeit von den anderen stark verschieden ist;

5. durch Auslesen mit der Hand unter dem Mikroskop oder der Lupe, unter Zuhilfenahme eines Wachsfadens oder etwa eines zugespitzten, etwas angefeuchteten Zündhölchens.

Ist die Trennung des auf seine Menge zu untersuchenden Minerals aus irgend einem Grunde nicht möglich (z. B. wenn es sich im spezifischen Gewichte, in Löslichkeit und Schmelzbarkeit zu wenig von den anderen Bodenbestandteilen unterscheidet), so erhält man auch durch eine Quantitätsbestimmung auf „geometrischem Wege“ (siehe weiter unten!) meist sehr gute Resultate.

Die Humusstoffe der gröberen Bodenbestandteile kann man auch meist durch den Glühverlust (s. S. 47 und 102!), Karbonate durch die beim Behandeln mit Säuren sich entwickelnde Kohlensäuremenge (s. S. 70!) quantitativ bestimmen.

Bei den feinsten Bodenteilen versagen in der Regel die bei den gröberen anwendbaren Trennungsmethoden, nur eine Trennung auf chemischem Wege ist manchmal möglich (siehe z. B. die quantitative Bestimmung der Humusstoffe ohne Gewebestruktur auf S. 103!); in den meisten Fällen wird man hier die Methode der **Quantitätsbestimmung auf geometrischem Wege** in Anwendung bringen, die in folgender Weise durchgeführt wird:

Wir ständen z. B. vor der Aufgabe, bei den feinsten Teilchen eines Bodens zu ermitteln, wie groß die Menge der Kolloide und wie groß die der Kristalloide ist. Ich lege zu diesem Zwecke über das zu untersuchende Präparat eine ganz willkürlich gezogene Linie und messe entlang derselben mit einer beliebigen Mafeinheit alle jene Strecken, welche über Kolloide, und dann alle jene, die über Kristalloide führen. Die Summe der ersteren betrage z. B. 834, die der letzteren 215 Mafeinheiten; dann enthält

das untersuchte Bodenpulver
$$\frac{834 \times 100}{834 + 215} = 79.4 \text{ Volumprozent}$$

Kolloide, 20.6 Volumprozent Kristalloide. Denn das Verhältnis dieser Streckensummen ist gleich dem Verhältnisse der von den

einzelnen Mineralarten eingenommenen Flächensummen und wenn die Dicken der Partikel der einzelnen Mineralarten annähernd gleich sind, auch gleich dem Verhältnis ihrer Volumina.

Ist die Summe aller gemessenen Strecken (in unserem Falle 1050) 100mal größer als die mittlere Korngröße, so ist das ermittelte Resultat auf 1 % genau. Die Gestalt der Linie, entlang welcher gemessen wird, ist, wie schon erwähnt wurde, vollständig gleichgültig; doch läßt sich die Messung wohl am bequemsten mit Hilfe eines Okular-Netzmikrometers (s. Fig. 17!) durchführen, indem man etwa längs der 20 horizontalen Linien des Netzes mißt.

Sind z. B. blättchenförmige Minerale, etwa Glimmer, vorhanden, die in ihrer Dicke erheblich von den anderen Mineralkörnern abweichen, so erhält man bei der geschilderten geometrischen Methode für erstere zu hohe Volumprozentwerte. Um diesen Fehler zu beheben, ermittelt man durch einige Messungen die durchschnittliche Dicke der vorhandenen

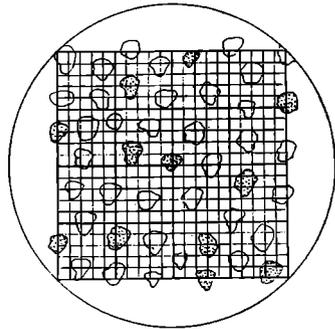


Fig. 17.

Glimmerblättchen (s. S. 38!) und multipliziert die für den Glimmer erhaltene Streckensumme mit $\frac{\delta}{\delta_1}$, wobei δ die Dicke des Glimmers, δ_1 die Dicke der anderen Minerale bedeutet.

Sind die spezifischen Gewichte der in Vergleich gezogenen Mineralarten und auch die Dichte des ganzen Mineralgemenges bekannt, so läßt sich statt des Volumverhältnisses auch das Gewichtsverhältnis ermitteln nach der Formel:

$$\frac{s_1 d_1}{S D} + \frac{s_2 d_2}{S D} + \frac{s_3 d_3}{S D} + \dots = 1,$$

wobei s_1, s_2, s_3 die Streckensummen und d_1, d_2, d_3 die Dichten der einzelnen Mineralarten, S die Summe von s_1, s_2, s_3 , D die Dichte des ganzen Mineralgemenges bedeutet.

Da für die Wertbemessung eines Bodens die Kenntnis der Volumprozent der einzelnen Bodenbestandteile viel wichtiger ist als die der Gewichtsprozent, so ist die Bestimmung der ersteren stets vorzuziehen.

VI. Winke für den Gang der mineralogischen Bodenuntersuchung.

Sehr vorteilhaft ist es, sich zunächst über die geologische Herkunft des Bodens zu orientieren (s. S. 7): denn kennt man das Gestein, aus dem der Boden durch Verwitterung hervorgegangen ist, so weiß man auch so ziemlich die Minerale, die man im Boden zu erwarten hat.

Für die meisten Böden, wenn auch nicht für alle, empfiehlt sich nun folgender Untersuchungsgang. Nach der Ermittlung des Steingehaltes untersuche man zunächst die Korngrößen II bis IV ($> 0.01 \text{ mm}$), welche in ihrem Mineralbestande fast immer sehr ähnlich sind. Schon makroskopisch wird man manche Minerale erkennen, z. B. die Glimmer; man überzeugt sich am Pulver noch rasch mit dem Magneten, ob magnetische Minerale, und mit einem Tropfen HCl , ob etwa reichlich Karbonate vorhanden sind.

Dann orientiert man sich unter dem Mikroskope im gewöhnlichen Lichte über die Anzahl der vorhandenen Mineralarten, was meist schon durch Berücksichtigung von Form, Farbe und Lichtbrechung möglich ist; ihre Zahl ist in der Regel nicht groß. Nun sucht man jede Mineralart zu bestimmen. Es werden zunächst in Luft oder Wasser als Medium die Form- und Strukturverhältnisse ermittelt, dann wird das Pulver in eine stärker brechende Flüssigkeit, etwa zunächst Nelkenöl, eingebettet und die einzelnen Minerale werden im gewöhnlichen und polarisierten Licht auf Farbe, Pleochroismus, Lichtbrechung, einfache oder doppelte Brechung, Ein- oder Zweiachsigkeit und optischen Charakter, säulenförmige auch auf Art der Auslöschung und Charakter der Hauptzone geprüft. Bezüglich der Lichtbrechung wird man auf eine genaue Bestimmung der Brechungsexponenten in der Regel verzichten und sich nur darauf beschränken, festzustellen, ob sie dem der Einbettungsflüssigkeit ähnlich oder kleiner oder größer sind und ob sie viel oder wenig abweichen. Da die Größe der Lichtbrechung eines der besten Hilfsmittel zur Bestimmung der Bodenminerale ist, so empfiehlt es sich immer, das Bodenpulver nicht bloß in eine, sondern nacheinander in verschiedene geeignete Flüssigkeiten (s. S. 29) einzubetten und dabei festzustellen, zwischen welchen Flüssigkeitsbrechungsexponenten die Brechungs-

exponenten der einzelnen Mineralarten liegen. Andere physikalische als die bisher angeführten, und die chemischen Methoden wird man meist nur anwenden, wenn die optischen nicht zum Ziele führen; nur solche, die rasch und bequem ausführbar sind, wird man allenfalls in Anwendung bringen, z. B. Prüfung auf Magnetismus, Sichtbarmachung der organischen Teilchen durch Anfärbung, Nachweis von Karbonaten mittels verdünnter Säure und ähnliche.

Die Pflanzennährstoffe oder Pflanzengifte enthaltenden Bodenbestandteile bestimme man nach Tunlichkeit quantitativ (s. S. 57), wobei man statt des Gewichtsverhältnisses immer besser das Volumverhältnis ermittelt.

Nach der Bestimmung der gröberen Bodenbestandteile untersucht man die Korngröße I ($< 0.01 \text{ mm}$). Eine kleine Probe wird mit einer wässrigen oder alkoholischen Farbstofflösung, etwa einem neutralen Gemisch von Säurefuchsin und Methylenblau behandelt; gefärbt werden alle Kolloide und in wässriger Lösung auch der Kaolinit, ungefärbt bleiben die übrigen Kristalloide. Hat man bereits die Minerale der gröberen Korngrößen bestimmt, so fällt es meist nicht schwer, auch die Kristalloide der feinsten Teilchen zu identifizieren, besonders mit Hilfe der Lichtbrechung und Höhe der Doppelbrechung. Auch manche Kolloide lassen sich ganz gut voneinander unterscheiden; doch ist die Einzelbestimmung derselben für die Beurteilung des Bodens nicht so notwendig, viel wichtiger ist die quantitative Bestimmung des Gesamtgehaltes der Kolloide, die mittels der geometrischen Methode (s. S. 58) durchgeführt wird. Allenfalls kann man außerdem noch die Menge der Humuskolloide bestimmen.

Darstellungsweise der Untersuchungsergebnisse. Die Ergebnisse der mineralogischen Bodenanalyse können in verschiedener Weise zusammengestellt werden; etwa in Gewichtsprozenten des Feinbodens, wobei das Bodengewicht gleich 100 gesetzt wird, wie es z. B. auch die chemische und mechanische Bodenanalyse tun, oder besser in Volumprozenten, wobei das Bodenvolumen gleich 100 gesetzt wird. Diese beiden Ausdrucksweisen sind auch in dem vorliegenden Leitfaden angewendet.

Viel übersichtlicher ist aber ohne Zweifel für die Veranschaulichung der Gesamtzusammensetzung eines Bodens etwa die folgende Darstellungsweise:

Wasser im Zustande der absoluten
 Wasserkap. **32.7** Vol.-%
Luft im Zustande der absoluten
 Wasserkap. **14.6** Vol.-%
Steine und Kies **3.0** Vol.-%

— Sand (Korngröße III und IV,
 2.0 bis 0.05 *mm*) 22.14 Gew.-%
 — Staub (Korngröße II, 0.05 bis
 0.01 *mm*) 38.07 Gew.-%
 — Schlamm (Korngröße I,
 < 0.01 *mm*) 39.79 Gew.-%

Feinboden **49.7** Vol.-%

Kristalloide 30.5 Vol.-%	Kalk 2.1 Vol.-% Orthoklas 3.5 Vol.-% Muskowit 0.4 Vol.-%	Quarz u. sonstige nähr- stofffreie Minerale 24.5 Vol.-%
Kolloide 19.2 Vol.-%	Sonstige Kolloide 17.1 Vol.-%	

B. Charakteristik der bodenbildenden Minerale.

I. Kristallisierte Minerale (Kristalloide).

Die Kristalloide bilden entweder einzelne Kristalle und Kristallkörner oder Aggregate. Letztere können blätterig, schuppig, stengelig, körnig, kugelig usw. sein und bald eine regellose, bald eine mehr gesetzmäßige Anordnung zeigen. Größeres Interesse erheischen besonders die, „Sphärokristalle“ genannten kugeligen Aggregate, die aus kristalliner Substanz in konzentrisch-schaliger oder radialstrahliger Anordnung bestehen.

Die regellosen Aggregate zeigen, wenn sie doppeltbrechend sind, zwischen gekreuzten Nikols nie eine einheitliche Interferenzfarbe, sondern, da die optische Orientierung in jedem Individuum eine andere ist, einen bunten Wechsel der verschiedensten Interferenzfarben, wie man auch den Objektisch drehen mag („Aggregatpolarisation“). Die Sphärokristalle, die aus radialen Aggregaten optisch einachsiger oder rhombischer Kristalle aufgebaut sind, zeigen im parallelen polarisierten Licht ein dunkles Kreuz, dessen Arme parallel zu den Nikolhauptschnitten liegen und das seine Stellung bei Drehung des Mikroskoptisches nicht ändert (s. Tafel III, Fig. 1); bei den aus monokliner oder trikliner Substanz bestehenden Sphärokristallen sieht man ein Kreuz, dessen Arme im allgemeinen nicht parallel mit den Nikolhauptschnitten sind. Mit Hilfe des Gipsblättchens läßt sich der optische Charakter der Sphärokristalle bestimmen in ähnlicher Weise wie der Charakter der Doppelbrechung bei einheitlichen Kristallen im konvergenten Lichte (s. Seite 42).

a) Einfachbrechende Minerale.

Magneteisen (Magnetit). (1)

Seine Undurchsichtigkeit — nur allerfeinstes Pulver ist bei sehr starker Vergrößerung rot bis rotbraun durchscheinend —, die eisenschwarze, bei stark reflektiertem Licht ins Bläulichschwarze gehende Farbe, der starke Magnetismus und die Löslichkeit in Salzsäure kennzeichnen ihn sehr gut.

Ähnliche Minerale. Zu verwechseln ist er allenfalls mit

Eisenglanz, Titaneisen, auch Kohlenstückchen, die mit gedüngter Asche in den Boden gelangen, und dunklen unverwitterten Gesteinsbröckchen (z. B. Basaltstückchen); durch seinen starken Magnetismus und die Löslichkeit in HCl ist der Magnetit aber leicht von diesen Bodenbestandteilen zu unterscheiden.

Vorkommen. Das Magneteisen ist ein sehr verbreiteter Gesteinsgemengteil, besonders in den Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefen, und da er gegen die Verwitterung recht widerstandsfähig ist, findet man ihn auch im Boden sehr häufig.

Pyrit, Markasit und Melnikowit. (1)

Pyrit, Markasit und Melnikowit haben miteinander die chemische Zusammensetzung gemeinsam; die beiden ersteren sind einander auch sonst sehr ähnlich und unterscheiden sich fast nur durch das Kristallsystem, während sich der aus Eisensulfidhydratgel entstandene Melnikowit auch durch Härte, Dichte, Farbe und Löslichkeit leicht von den ersteren unterscheiden läßt. Dadurch, daß das Eisenbisulfid an der Luft sich leicht oxydiert und dabei FeSO_4 und H_2SO_4 liefert, wirken alle drei Minerale als starke Pflanzengifte.

Vorkommen. Der Pyrit findet sich sehr häufig in kristallinen Schiefen, in verschiedenen Sedimenten, besonders den Tonen und Mergeln, in Mooren, zuweilen auch in zersetzten Eruptivgesteinen. Der Markasit hat eine ähnliche Verbreitung, ist aber weniger häufig. Der Melnikowit ist aus Tonen, Sanden und rezenten Schlammabsätzen bekannt geworden.

Spinellgruppe. (1)

Spezifisches Gewicht, Farbe und Brechungsvermögen der Spinelle wechseln stark mit der chemischen Zusammensetzung. Gegen Säuren und schmelzendes Alkali zeigen sie sich überaus widerstandsfähig, mit Kaliumbisulfat sind sie aufschließbar.

Ähnliche Minerale: Granate, Perowskit.

Vorkommen: Der Spinell findet sich zuweilen in körnigen Kalken und Dolomiten, in Kontakthöfen und in kristallinen Schiefen; der Pleonast kommt manchmal in saureren Eruptivgesteinen, im Gneis und als Kontaktmineral vor; den Hercynit trifft man ab und zu in Granuliten, den Picotit in

basischen Eruptivgesteinen; letzterer enthält 7 bis 8% Cr_2O_3 (ein geringer Chromgehalt des Bodens, etwa 0.0001 bis 0.05% Cr, ist günstig, weil er stimulierend auf die Nährstoffaufnahme der Pflanzen wirkt, ein größerer Gehalt aber übt eine schädliche Wirkung aus).

Granatgruppe. (1)

Die Minerale der Granatgruppe zeigen in ähnlicher Weise wie die Spinelle eine sehr wechselnde chemische Zusammensetzung, so daß man eine große Anzahl von Varietäten unterscheidet, die aber nicht scharf voneinander getrennt sind. Nicht selten besteht ein und derselbe Kristall aus verschiedenen zusammengesetzten Schalen, die meist auch durch die Farbe verschieden sind (Zonarstruktur). Dichte, Lichtbrechung, Löslichkeit und Schmelzbarkeit schwanken je nach der chemischen Zusammensetzung. Die Spaltbarkeit ist sehr undeutlich. Gegen Säuren sind sie mit Ausnahme der titanhaltigen unangreifbar, nach dem Schmelzen werden sie aber un schwer unter Abscheidung von Kieselgallerte gelöst. Wichtig ist, daß die Granaten zuweilen anomale Doppelbrechung besitzen.

Die wichtigsten gesteinsbildenden und daher auch im Boden öfter vorkommenden Granatarten sind:

Grossular. In körnigen Kalken, Gneisen, Kalksilikat-hornfelsen. Gehalt an $\text{CaO} = 25$ bis 37% .

Pyrop. In Serpentin und Peridotiten; immer einfachbrechend. Zuweilen ein aus Hornblende und Pyroxen bestehender „Kelephytrand“. 0 bis 7% CaO , 2 bis 5% Cr_2O_3 .

Spessartin. Gelegentlich in Graniten, in großen Mengen in den Wetzschiefen der Ardennen. Häufig optisch anomal.

Almandin. Verbreitet in Graniten, kristallinen Schiefen und auch Sedimentgesteinen. Optische Anomalien scheinen nicht vorzukommen. 0 bis 13% CaO .

Melanit. Zuweilen in alkalireichen Eruptivgesteinen (Eläolithsyenit, Phonolith, Leucitophyr, Nephelinit, Tephriten usw.). Meist titanhaltig. 20 bis 34% CaO .

Uwarowit. Beschränkt auf körnige Kalke, Dolomite und Serpentine. 28 bis 33% CaO ; bis 22% Cr_2O_3 .

Gemeiner Granat. In Graniten, kristallinen Schiefen und auch Sedimenten.

Ähnliche Minerale: Eine Verwechslung ist möglich mit Spinellen, außerdem kann der Melanit mit Perowskit und die doppelbrechenden Granaten mit Vesuvian und den schwach doppelbrechenden Gliedern der Epidotgruppe verwechselt werden.

Perowskit. (1)

Ausgezeichnet durch seine ungemein hohe Lichtbrechung. In der Regel sind nur die kleinen Kriställchen optisch normal, während die größeren anomale zweiachsige Doppelbrechung in Verbindung mit lamellarem Aufbau der Kristalle zeigen; dabei ist $2V$ etwa 90° und $\gamma - \alpha 0.017$. Zuweilen zonarer Wechsel der Farbe. In der Phosphorsalzperle leicht löslich und dieser in der Reduktionsflamme nach dem Erkalten eine blauviolette Färbung erteilend. Gehalt an CaO ungefähr 40% .

Ähnliche Minerale. Picotit, Melanit, Rutil, Anatas, Eisenglimmer und Titaneisenglimmer.

Vorkommen. In Melilithbasalten und verwandten Gesteinen.

Seltene einfachbrechende Minerale:

Periklas, Chromit.

b) Doppelbrechende einachsige Minerale.

Rutil. (2)

Für den Rutil ist sein Auftreten in schlanken tetragonalen Säulen und die knie- und herzförmigen Zwillinge (s. Fig. 19, 20), die er häufig bildet, sehr charakteristisch; infolge



Fig. 18.
Rutil.

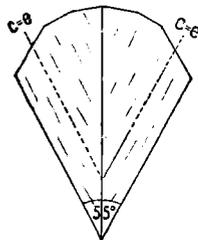


Fig. 19.

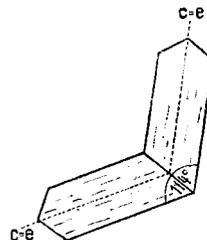


Fig. 20.

Rutilzwillinge.

seiner überaus großen Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung sind diese Säulchen auch im Boden meist noch gut erhalten. Aber wenn er auch nur in Körnerform sich findet, bieten die

hohe Lichtbrechung — in Medien mit niedrigem n zeigt er sehr breite dunkle Ränder totaler Reflexion — und die überaus starke, nur noch vom Eisenglimmer übertroffene Doppelbrechung gute Erkennungszeichen. Nötigenfalls können auch die chemischen Reaktionen zur Charakterisierung herangezogen werden.

Ähnliche Minerale: Zirkon, Anatas, Perowskit, Brookit, Titanit; sehr dunkel gefärbte Rutilkörner kann man auch mit Erzen verwechseln, von denen sie sich aber durch den diamantartigen Glanz im reflektierten Lichte unterscheiden.

Vorkommen. Der Rutil ist ein weitverbreiteter Gemengteil der kristallinen Schiefer und findet sich auch in Kontaktgesteinen und in den Trümmergesteinen; in den Eruptivgesteinen ist er selten.

Anatas. (2)

Der Anatas findet sich seltener als der eben beschriebene Rutil, mit dem er in seinen Eigenschaften ziemlich übereinstimmt. Zuweilen zeigt der Anatas optische Anomalien, die sich in Zweiachsigkeit und durch eine enge Lamellierung hervorgerufenes Nichtauslösen zwischen gekreuzten Nikols äußern.

Ähnliche Minerale: Rutil, Zirkon, Perowskit, Brookit, Titanit.

Vorkommen. In Graniten, Dioriten, kristallinen Schiefen und Sedimentgesteinen; er entsteht häufig bei Zersetzung titanhaltiger Minerale.

Zirkon. (2)

Seine große Härte, die recht hohe Licht- und Doppelbrechung, seine Unschmelzbarkeit vor dem Lötrohr und die Unlöslichkeit in Säuren kennzeichnen ihn ziemlich gut. Auch von der Phosphorsalzperle wird er nicht gelöst (s. Taf. III, Fig. 2).

Ähnliche Minerale: Rutil, Anatas, Titanit, Monazit, (Kassiterit, Xenotim, Hussakit).

Vorkommen. Der Zirkon ist ein weitverbreiteter, wenn auch nur in geringen Mengen vorkommender Übergemengteil der kieseläurereichen Tiefengesteine, dann der kristallinen Schiefer und Sedimentgesteine; am reichlichsten findet er sich in den durch die Zerstörung dieser Gesteine entstandenen Sanden.

Turmalin. (2)

Sehr charakteristisch für den Turmalin ist sein meist starker Pleochroismus. Die Stärke der Licht- und Doppelbrechung

und ebenso die Schmelzbarkeit schwanken mit der chemischen Zusammensetzung. Zuweilen zeigt der Turmalin anomale Zweiachsigkeit.

Ähnliche Minerale: Eine Verwechslung ist allenfalls mit gefärbtem Apatit möglich, von dem ihn aber seine Unangreifbarkeit gegen Säuren, die Art des Pleochroismus und auch die Höhe der Doppelbrechung und seine große Härte unterscheiden. Auch mit Hornblende und Biotit kann er verwechselt werden.

Vorkommen. Der Turmalin findet sich vornehmlich in den sauren Eruptivgesteinen, in den kristallinen Schiefen, den Sedimentgesteinen und ist infolge seiner schweren Verwitterbarkeit im Boden nicht selten.

Apatit. (2)

Der in den Eruptivgesteinen meist durch seine schlanke Säulenform ausgezeichnete Apatit findet sich im Boden fast immer nur in Form von Körnern. Seine niedrige Doppelbrechung bei nicht unbedeutender Lichtbrechung, die leichte Löslichkeit in Salzsäure und Salpetersäure und der Nachweis des Phosphorgehaltes kennzeichnen ihn sehr gut. Durch seinen hohen Gehalt an Phosphor (ungefähr 40% P_2O_5) und Kalk (ungefähr 50% CaO) wird er für die Böden sehr wertvoll.

Ähnliche Minerale: Turmalin, Vesuvian, Zoisit, Sillimanit.

Vorkommen. Der Apatit findet sich als Übergemengteil fast in allen Gesteinen. Trotzdem fehlt er in vielen Böden, weil er infolge seiner nicht allzu großen Verwitterungsbeständigkeit nicht unschwer der Zerstörung anheimfällt.

Anmerkung. Das mit Kalkkarbonat in wechselnden Mengen vermischte, meist auch durch Ton, Eisenhydroxyd und Quarz verunreinigte Kalkphosphat nennt man Phosphorit. P_2O_5 - und CaO-Gehalt schwanken daher in weiten Grenzen; „hochwertige“ Phosphorite enthalten etwa 25 bis 30% P_2O_5 und 40 bis 50% CaO. Dicht, erdig oder in radialfaserigen Aggregaten, zuweilen auch Sphärolithe; letztere optisch —; $\gamma - \alpha$ etwa 0.008; spez. Gewicht etwa 3; Härte etwa 4.5. Farbe grau. In Säuren löslich. Zuweilen in Sedimentgesteinen.

Quarz. (2)

Der Quarz ist das im Boden am häufigsten anzutreffende Mineral. Er tritt stets in der Form von Körnern auf und ist im durchfallenden Lichte in der Regel farblos; nur zuweilen bemerkt man eine schwach bläuliche Farbe. Seine niedrige, zwischen n des Nelkenöls und Nitrobenzols liegende Lichtbrechung, seine große Härte, die Einachsigkeit, der + optische Charakter und die ziemlich niedrige Doppelbrechung machen seine Erkennung recht leicht; die Körner der Korngröße I zeigen graue oder schwarze Interferenzfarben — ihre Doppelbrechung ist meist nur mit dem Gipsblättchen zu erkennen —, die Körner der Korngröße II zeigen als höchste Interferenzfarbe Weiß und Gelb der ersten Ordnung, die der Korngröße III Farben der zweiten Ordnung.

Ähnliche Minerale: Eine Verwechslung ist allenfalls möglich mit Feldspat, Kordierit und Muskowit. Der Feldspat läßt sich vom Quarz durch seine Zwillingsbildung, seine Zweiachsigkeit, geringere Härte und vielfach auch durch die Lichtbrechung unterscheiden, der Kordierit durch seine Zweiachsigkeit, der Muskowit durch diese und seine Blättchenform.

Vorkommen. In den kristallinen Schiefen und den Sedimentgesteinen das verbreitetste Mineral; außerdem findet er sich in den Graniten, Quarzporphyren, Quarztrachyten, Daciten und manchen Dioriten.

Kalzit. (2)

Die überaus hohe Doppelbrechung — selbst die Teilchen der Korngröße I zeigen noch sehr lebhaft Interferenzfarben — und außerdem die leichte Löslichkeit in Säuren unter Aufbrausen machen seine Erkennung sehr leicht. Er löst sich langsam schon in verdünnter Essigsäure und sehr rasch in kalter Salzsäure. Oberflächlich zersetzter Kalzit wird von Färbeflüssigkeiten etwas tingiert, unterscheidet sich von den anderen tinktionsfähigen Mineralen aber leicht durch seine hohe Doppelbrechung; frischer Kalzit wird nicht gefärbt. Gehalt an $\text{CaO} = 56\%$. Aber nicht nur als Nährstoffträger ist der Kalzit für den Boden wichtig, sondern auch dadurch, daß er z. B. die Bindigkeit der Tonböden vermindert und günstig auf die Krümelbildung wirkt, die

„Säuren“ des Bodens neutralisiert, die Zersetzung der organischen Abfallreste fördert usw.

Bei der Wichtigkeit des Kalzites für den Boden ist es notwendig, ihn nicht nur qualitativ, sondern auch quantitativ zu bestimmen. Dies kann entweder durch Quantitätsbestimmung auf geometrischem Wege oder, wenn keine anderen Karbonate vorhanden sind, auf folgende Weise geschehen. Man übergießt das Pulver mit Säure und mißt die Menge der freiwerdenden CO_2 (etwa mit Hilfe eines bei den Bodenkundlern üblichen Kohlensäurebestimmungsapparates). Sind außer dem Kalzit keine anderen leicht löslichen Minerale vorhanden, so kann man den Kalzitgehalt auch mit Hilfe des Gewichtsverlustes bestimmen, den der Boden durch Auflösung des Kalkes erleidet.

Für eine ganz rohe Orientierung sei erwähnt, daß Böden mit einem Kalzitgehalt von $< 1\%$ nicht, von 1 bis 3% schwach, von 3 bis 5% deutlich, aber nicht anhaltend, $> 5\%$ anhaltend aufbrausen.

Nach dem Kalzitgehalt kann man die Böden etwa in folgender Weise einteilen:

Kalkhaltige Böden	0.5 bis 5	Gewichtsprozent Kalzit	
Mergelböden	5	„ 20	„ „
Kalkböden	> 20	„	„

Ähnliche Minerale: Zu verwechseln ist der Kalzit nur mit Dolomit, von dem er sich vornehmlich durch seine Löslichkeit schon in 0.5 bis 1%iger Essigsäure und die geringere Lichtbrechung unterscheidet. Zur Unterscheidung von Kalzit und Dolomit kann man sich auch folgender Methoden bedienen. Man bringt einige Tropfen einer Farbstofflösung, die man sich aus vier Teilen trockenen Aluminiumchlorids, 60 Teilen Wasser und sechs Teilen Blauholz durch halbstündiges Kochen unter Umrühren und Ersatz des verdampfenden Wassers herstellt, auf das zu prüfende Pulver, läßt fünf bis zehn Minuten stehen und spült dann vorsichtig mit Wasser ab; der Kalzit erscheint violett gefärbt, der Dolomit unverändert. Oder man schüttelt das nicht zu feine Pulver etwa eine halbe Minute mit einigen cm^3 einer ein- bis zweiprozentigen Silbernitratlösung, spült dann sofort mit Wasser gut ab, fügt etwas Kaliumchromat- oder

-bichromatlösung hinzu und spült wieder mit Wasser ab; Dolomit wird nicht, Kalzit dagegen dunkelrot gefärbt. Endlich kann man die beiden Minerale auch durch die Prüfung auf Mg auf mikrochemischem Wege gut unterscheiden.

Vorkommen. In den Sedimenten und den kristallinen Schiefen, die aus solchen hervorgegangen sind, sehr verbreitet; in den Eruptivgesteinen findet er sich als Verwitterungsprodukt kalkhaltiger Minerale.

Dolomit. (2)

Dem Kalzit in seinen Eigenschaften sehr ähnlich, unterscheidet er sich von ihm hauptsächlich durch die etwas höhere Lichtbrechung, den Magnesiagehalt und die schwerere Löslichkeit. Dolomit löst sich in kalter Salzsäure nur sehr langsam und erst bei Erwärmung rasch (s. auch unter Kalzit). Gehalt an CaO ungefähr 30%. In ähnlicher Weise wie der Kalzit übt auch der Dolomit auf die Böden sehr günstige Wirkungen aus; er wirkt langsamer als der Kalzit, dafür aber nachhaltiger.

Vorkommen. In Sedimenten und kristallinen Schiefen.

Eisenoxyd (Hämatit). (2)

Das Eisenoxyd findet sich im Boden entweder in der Form des Eisenglanzes, des Eisenglimmers oder des Roteisens. In ersterem Falle tritt es in undurchsichtigen, metallglänzenden, eisenschwarzen Körnern auf, während der Eisenglimmer sechseckige oder rundliche, zuweilen auch gelappte und zackige Blättchen bildet, welche bei geringer Dicke (unter 0.1 mm) in roten oder gelben Farben durchsichtig werden und sehr hohe Licht- und Doppelbrechung zeigen; der Pleochroismus ist auf den Blättchen nicht sichtbar. Eisenoxyd in der Form des Roteisens bildet feinschuppige, faserige oder trübe, feinerdige Körneraggregate von roter Farbe. Sehr charakteristisch für das Eisenoxyd ist sein kirschroter Strich.

Ähnliche Minerale: Der Eisenglanz kann leicht mit Magnetit verwechselt werden, von dem er sich aber durch den fehlenden oder doch sehr geringen Magnetismus und die schwerere Löslichkeit in Salzsäure und den kirschroten Strich unterscheidet; der Eisenglimmer läßt eine Verwechslung mit Goethit, das Roteisen mit Limonit zu.

Vorkommen. Das Eisenoxyd ist sowohl in Eruptivgesteinen wie auch Sedimentgesteinen und kristallinen Schiefen sehr verbreitet; in äußerst feiner Verteilung ist es in den meisten Fällen die Ursache der Rotfärbung der Gesteine. Es kann aus Eisenoxydhydratgel durch vollständigen Verlust des Wassers sich bilden.

Titaneisen (Ilmenit). (2)

Das Titaneisen findet sich in zwei Abarten: in einer undurchsichtigen, eisenschwarzen, metallglänzenden Form (Körner und unregelmäßige Tafeln) und in glimmerartigen, mit nelkenbraunen bis krappbraunen Farben durchsichtigen, dünnen Blättchen (Titaneisenglimmer).

Ähnliche Minerale: Magnetit, Hämatit. Vom Magnetit unterscheidet ihn der fehlende oder doch nur sehr schwache Magnetismus und die schwere Angreifbarkeit durch Säuren; von titanhaltigem Magnetit ist er oft schwer zu unterscheiden. Der Eisenglimmer und Titaneisenglimmer sind durch die Farbe verschieden.

Vorkommen. Das Titaneisen ist vielfach als Begleiter des Magnetits in den Eruptivgesteinen verbreitet; auch in den kristallinen Schiefen und den Sedimentgesteinen findet er sich.

Brucit. (2)

Ausgezeichnet durch eine vollkommene, glimmerartige Spaltbarkeit nach der Basis. Die Spaltblättchen zeigen das Achsenbild einachsiger Kristalle mit + optischen Charakter; zuweilen findet man aber auch anomale Zweiachsigkeit. Mit Kobaltlösung geglüht, nimmt er eine blaßrote Farbe an; geglühter Brucit wird, mit Silbernitrat befeuchtet, zunächst braun, dann schwarz, ungeglühter aber nicht.

Ähnliche Minerale: Farbloser Glimmer, Talk, Kaolinit und Hydrargillit, von denen er sich durch seine Einachsigkeit, den + optischen Charakter, seine leichte Löslichkeit und die chemischen Reaktionen aber recht gut unterscheiden läßt.

Vorkommen. Er findet sich zuweilen in kristallinen Schiefen und entsteht bei Verwitterung magnesiareicher Gesteine.

Seltene einachsige Minerale:

Kassiterit, Xenotim, Hussakit, Vesuvian, Graphit, Korund, Magnesit.

c) Doppelbrechende zweiachsige Minerale.

Brookit. (3)

In der chemischen Zusammensetzung dem Rutil {und Anatas gleich, ist er ihnen auch in seinen optischen Eigenschaften sehr ähnlich. Sehr charakteristisch für ihn ist die gekreuzte Lage der Achsenebene für rotes und grünes Licht. Der vorhandene schwache Pleochroismus ist auf den Tafelflächen nicht zu sehen.

Ähnliche Minerale: Rutil, Anatas, Titanit.

Vorkommen. Der Brookit entsteht bei Verwitterung titanhaltiger Minerale, besonders gern aus titanhaltigem Biotit. Infolge seiner großen Verwitterungsbeständigkeit findet er sich dann gelegentlich in den Sedimentgesteinen.

Goethit. (3)

Gekreuzte Lage der Achsenebene für rotes und grünes Licht. In Salzsäure etwas schwer, in Salpetersäure leicht löslich.

Ähnliche Minerale: Hämatit, Titaneisenglimmer.

Vorkommen. Goethit kann sich durch Altern des kolloidalen Eisenoxydhydrats bilden.

Limonit. (3)

Bei der Verwitterung der eisenhaltigen Minerale bilden sich zunächst Eisenoxydhydratgele (s. S. 100) und daraus entsteht mit der Zeit durch Abspaltung von Wasser das Hydrat Limonit, das seinerseits durch weiteren Wasserverlust in Goethit und schließlich in Hämatit übergehen kann.

Vorkommen. In den Sedimenten und in allen verwitternden, eisenhaltige Minerale führenden Gesteinen verbreitet.

Titanit. (3)

Die hohe Licht- und Doppelbrechung, der meist kleine Achsenwinkel bei + optischen Charakter, die starke Achsen dispersion und die chemischen Reaktionen kennzeichnen ihn sehr gut. Er enthält ungefähr 20 bis 30% CaO.

Ähnliche Minerale: Brookit, Rutil, Anatas, Zirkon, Monazit.

Vorkommen. Der Titanit findet sich als Übergangsteil in Trachyten, Phonolithen, Andesiten, Trachydoleriten und den entsprechenden Tiefengesteinen; außerdem ist er in Gneisen, Glimmerschiefern und körnigen Kalken verbreitet und findet

sich auch in den Sedimenten nicht selten. Er entsteht auch bei der Verwitterung titanhaltiger Minerale.

Monazit. (3)

Der Monazit enthält 28 bis 29 0/0 Phosphorsäure.

Ähnliche Minerale: Zirkon und Titanit. Er läßt sich am sichersten auf chemischem Wege unterscheiden: mit konzentrierter Schwefelsäure hefeuchtet und geglüht, blaugrüne Flammenfärbung; in Salzsäure unter Hinterlassung eines weißen Rückstandes schwer löslich.

Vorkommen. Er findet sich zuweilen als seltener Übergemengteil granitischer und syenitischer Gesteine und infolge seiner schweren Verwitterbarkeit auch in den Sedimentgesteinen.

Staurolith. (3)

Der Staurolith enthält oft Einschlüsse von Quarz und von kohligen Partikeln, letztere zuweilen in gesetzmäßiger Anordnung.

Ähnliche Minerale: Braune Hornblende.

Vorkommen. In kristallinen Schiefeln und kontaktmetamorphen Tonschiefern, ab und zu auch in den Sedimentgesteinen.

Disthen (Cyanit). (3)

Der Disthen ist meist farblos oder blau; zuweilen ist er durch kohlige Einschlüsse getrübt. Bei den blauen, „Cyanit“ genannten Varietäten ist die Farbe oft nur fleckenweise vorhanden; sie verschwindet ebenso wie der Pleochroismus beim Glühen.

Ähnliche Minerale: Andalusit, Sillimanit, Topas, Zoisit, Epidot, blauer oder farbloser Amphibol, (Dumortierit).

Vorkommen. Er findet sich in den kristallinen Schiefeln, den Kontakthöfen der Eruptivgesteine und ab und zu auch in Sedimenten.

Andalusit. (3)

Wie beim Disthen ist auch beim gefärbten Andalusit die Farbe oft fleckig verteilt und auch er ist oft reich an Einschlüssen von Graphit oder kohligen Substanzen.

Ähnliche Minerale: Disthen, Sillimanit, Topas, Zoisit, manche Epidote, Diopsid, Anthophyllit, Tremolit, Diaspor.

Vorkommen. Er findet sich in kristallinen Schiefen, besonders aber in den kontaktmetamorphen Tonschiefern und Phylliten, zuweilen auch in den Sedimentgesteinen; Umwandlung in Muskowit.

Sillimanit. (3)

Ahnliche Minerale: Disthen, Andalusit, Zoisit, Apatit, Tremolit, Anthophyllit, Diaspor.

Vorkommen. In kristallinen Schiefen.

Vivianit. (3)

Für den Vivianit ist seine blaue Farbe in hohem Grade charakteristisch. Ursprünglich ist er ja farblos oder weiß, aber bei der Berührung mit Luft wird er sehr bald blau, indem ein Teil des Eisenoxyduls sich in Eisenoxyd umwandelt. In Säuren und Ammoniak leicht löslich, durch Kalilauge schwarz werdend. Reiner Vivianit enthält 28% P_2O_5 .

Vorkommen. Der Vivianit findet sich vornehmlich in Mooren und bildet sich beim Altern des entsprechenden Ferrophosphatgels.

Chalcedon. (3)

Der Chalcedon entsteht aus Kieselsäuregel durch Verlust des Gelwassers und ist meist noch durch etwas Gelsubstanz (Opal) verunreinigt und deshalb oft schwach anfärbbar. Vornehmlich in Sedimenten.

Seltener als der Chalcedon ist die Quarzin genannte Abart. In der Faserachse liegt nicht α , sondern ϵ , und die Sphärö-kristalle sind nicht negativ, sondern positiv.

Kordierit. (3)

Der Kordierit ist oft durch einen Reichtum an Einschlüssen ausgezeichnet. Er ist sehr leicht mit Quarz zu verwechseln; man unterscheidet ihn von letzterem durch seine Zweiachsigkeit oder durch den mikrochemischen Nachweis des Mg, eventuell auch durch seine Einschlüsse und eine beginnende Umwandlung in Glimmer oder Chlorit. Auch von den Plagioklasen ist er oft sehr schwer zu unterscheiden.

Vorkommen. Der Kordierit findet sich als seltener Über-

gemengteil in manchen Eruptivgesteinen, besonders den sauren; seine eigentliche Verbreitung hat er in den Gneisen und in den Kontakthöfen verschiedener Eruptivgesteine, z. B. in Hornfelsen, gefritteten Sandsteinen usw.

Gips. (3)

Der Gips ist besonders an seiner überaus niedrigen Lichtbrechung leicht zu erkennen. CaO-Gehalt 32·5%.

Vorkommen. Vornehmlich in Steppenböden und Mooren; zuweilen auch in Tonen, Mergeln, Sanden.

Epidotgruppe. (3)

Die Minerale der Epidotgruppe sind wasserhaltige Calciumaluminiumsilikate, bei denen öfter die Tonerde stark durch Eisen ersetzt ist. Die durch einen größeren Eisengehalt ausgezeichneten Epidote nennt man Pistazit (oder Epidot im engeren Sinne) und wenn sie ceriumhaltig sind, Orthit. Das eisenfreie oder eisenarme Kalktonerdesilikat, das von dem eisenreichen vornehmlich durch blässere Farben und niedrigere Doppelbrechung verschieden ist, kommt in einer rhombischen (Zoisit) und in einer monoklinen Form (Klinozoisit) vor.

Zoisit. (3)

Seine hohe Lichtbrechung bei niedriger Doppelbrechung, der meist kleine Achsenwinkel, die anomalen Interferenzfarben

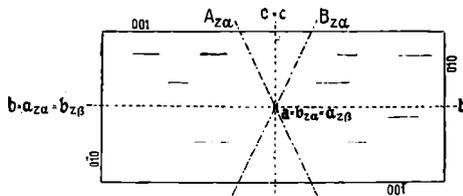


Fig. 21.

Zoisit α ($z\alpha$) und Zoisit β ($z\beta$). Fläche 100.

und die sehr starke Achsendispersion charakterisieren ihn recht gut. Hauptfläche meist 100. Vor dem Lötrohr schmilzt er unerschwer zu einer weißen, blasigen Masse, die mit Salzsäure gelatiniert. Er enthält 20 bis 25% CaO.

Ähnliche Minerale: Apatit (Vesuvian), Disthen, Andalusit, Sillimanit, Klinozoisit, Minerale der Pyroxengruppe.

Vorkommen. Er findet sich in Amphiboliten, Eklogiten und als Kontaktmineral.

Abarten. Eine manganhaltige Abart des Zoisit ist der seltene, meist rot oder gelb gefärbte, stark pleochroitische Thulit.

Klinozoisit. (3).

Der Klinozoisit hat mit dem Zoisit die chemische Zusammensetzung gemeinsam und ist ihm auch in seinen sonstigen Eigenschaften sehr ähnlich. Er unterscheidet sich von ihm hauptsächlich durch seinen großen Achsenwinkel und seinen monoklinen Charakter; doch ist letzterer wegen der geringen Aus-

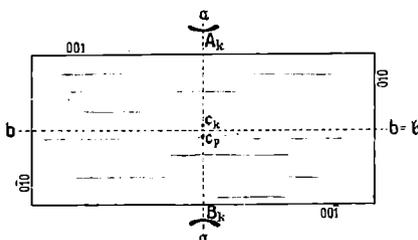


Fig. 22.

Klinozoisit (k) und Pistazit (p). Fläche 100.

löschungsschiefe (3°) schwer zu erkennen. Hauptflächen meist 100 und 001.

Ähnliche Minerale: Apatit, Disthen, Andalusit, Sillimanit, Zoisit, Pyroxen.

Vorkommen. Hauptsächlich in kristallinen Schiefen, namentlich Amphiboliten und Eklogiten, dann als Kontaktmineral; er kann sich auch bei der Verwitterung der Kalknatronfeldspäte, Pyroxene, Amphibole, Biotite und Granaten bilden.

Pistazit (Epidot). (3)

Die Intensität der Farbe, der Pleochroismus, die Höhe der Doppelbrechung und auch die Größe des Achsenwinkels steigt mit zunehmendem Eisengehalt. Die Höhe der Doppelbrechung ist oft an verschiedenen Stellen desselben Individuums

(trotz gleicher Dicke) verschieden, daher fleckige Interferenzfarben. Hauptflächen meist 100 und 001.

Gehalt an CaO ungefähr 20%.

Ähnliche Minerale: Pyroxen, Hornblende, Monazit, Disthen. Vom Pyroxen und der Hornblende unterscheidet er sich durch den Spaltungswinkel und die Lage der optischen Achsen ebene zu den Spaltrichtungen.

Vorkommen. Wie Klinozoisit; er ist aber häufiger als dieser.

Abarten: Eine manganhaltige Abart des Pistazit ist der zuweilen in kristallinen Schiefen vorhandene und in Eruptivgesteinen manchmal bei Verwitterung manganhaltiger Silikate entstehende Piemontit; durch rote oder gelbe Farbe und sehr lebhaften Pleochroismus ausgezeichnet.

Orthit (Cerepidot). (3).

Im großen und ganzen dem Pistazit ähnlich, unterscheidet er sich von ihm hauptsächlich durch seine große Auslöschungsschiefe und seine Farbe. Durch Verwitterung geht die ziemlich starke Doppelbrechung leicht ganz verloren. CaO-Gehalt stark wechselnd, durchschnittlich ungefähr 10%.

Ähnliche Minerale: Eine Verwechslung ist mit basaltischer Hornblende möglich, von der er sich durch größere Auslöschungsschiefe und die Lage der Achsenebene quer zur Hauptzone unterscheidet.

Pyroxengruppe.

Rhombische Pyroxene. (4)

Die rhombischen Pyroxene bilden eine aus Mischungen von $MgSiO_3$ und $FeSiO_3$ bestehende isomorphe Reihe. Eine scharfe Abgrenzung dieser Mischungen ist nicht möglich; in der Regel nennt man die mit 0% bis ungefähr 5% FeO Enstatit, die mit ungefähr 5 bis 15% Eisen Bronzit und die noch eisenreicheren Hypersthen.

Spezifisches Gewicht, Farbe, Pleochroismus, Lichtbrechung, Doppelbrechung, Achsenwinkel und Schmelzbarkeit wechseln stark mit dem Eisengehalt, und zwar erfahren die genannten Eigenschaften mit Ausnahme des Achsenwinkels bei zunehmendem Eisengehalt eine Verstärkung. Der Achsenwinkel nimmt

mit steigendem Eisengehalt zunächst zu; bei ungefähr 15% FeO ist 2V 90°. Bei einem Eisengehalt von mehr als 15% nimmt der Achsenwinkel mit steigendem Eisengehalt wieder ab.

Ähnliche Minerale: Die rhombischen Pyroxene können am leichtesten mit monoklinen verwechselt werden, von denen sie sich durch ihre gerade Auslöschung und die geringere Doppelbrechung unterscheiden.

Vorkommen. Sie finden sich in Form von Körnern im Gabbro, Norit, Peridotit, Pyroxenit, Serpentin, in Form von Kristallen vornehmlich in Porphyriten und Andesiten.

Monokline Pyroxene. (4)

Unter den monoklinen Pyroxenen lassen sich drei Gruppen unterscheiden: 1. die diopsidischen Pyroxene (Diopsid,

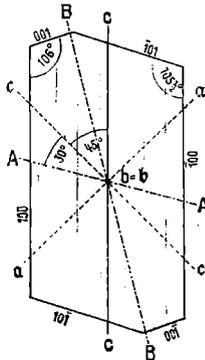


Fig. 23.

Diopsid u. Augit. Fläche 010.

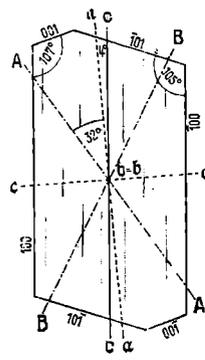


Fig. 24.

Ägirin. Fläche 010.

Diallag, Magnesiumdiopsid, Hedenbergit), wesentlich Mischungen von $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ und $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$, 2. die Augitgruppe (Augit, Titanaugit, Fassait), Mischungen derselben Silikate, aber mit beträchtlichem Gehalt an Al_2O_3 und Fe_2O_3 , 3. die Alkali-pyroxene, Ägirin und Akmit ($\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$) und Spodumen ($\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$). Eine scharfe Trennung zwischen diesen drei Gruppen und den Gliedern derselben besteht nicht.

Wie für die rhombischen, so ist auch für die monoklinen Pyroxene ihre deutliche Spaltbarkeit nach dem Prisma 110, wobei die Spalttrisse einen Winkel von 87° bilden, sehr be-

zeichnend. Dieser Spaltungswinkel ist ein gutes Unterscheidungsmerkmal gegenüber den ähnlichen Hornblenden, bei denen der entsprechende Spaltungswinkel 124° beträgt, und gegenüber den ebenfalls ähnlichen Epidoten, bei denen die Spaltrisse einen Winkel von 65° einschließen. Die vorherrschenden Flächen sind bei den diopsidischen Pyroxenen 010 und 100, bei den Augiten und Alkalipyroxenen 100. Die Ebene der optischen Achsen liegt in der Symmetrieebene, also in der Längsrichtung der Säulen. Sehr verbreitet ist, besonders beim Augit und Titanaugit, ein zonarer Aufbau der Kristalle. In der Stärke des Pleochroismus, der Größe der Auslöschungsschiefe, der Lichtbrechung, Doppelbrechung und des Achsenwinkels weichen die monoklinen Pyroxene ziemlich stark voneinander ab, was wahrscheinlich in erster Linie in dem verschiedenen Eisengehalt seine Ursache hat. Die titanhaltigen Augite und die Alkalipyroxene sind durch eine sehr starke Dispersion der Mittellinien ausgezeichnet; sie löschen daher im gewöhnlichen Tageslicht nur in Schnitten senkrecht zur Symmetrieebene vollständig aus, sonst tritt statt der Auslöschung ein Wechsel von bläulichen und bräunlichen Interferenzfarben ein.

Ähnliche Minerale: Die farblosen oder lichtgefärbten monoklinen Pyroxene können leicht mit Mineralen der Epidotgruppe verwechselt werden, von denen sie sich durch die Lage der Achsenebene, den Spaltungswinkel und eventuell die Größe der Auslöschungsschiefe unterscheiden lassen; von den rhombischen Pyroxenen sind sie durch den monoklinen Charakter und die größere Doppelbrechung verschieden; bei den dunkel gefärbten monoklinen Pyroxenen ist eine Verwechslung mit Hornblenden möglich, von denen sie aber durch den Spaltungswinkel, den schwächeren Pleochroismus und die größere Auslöschungsschiefe unterschieden werden können.

Vorkommen. Der Diopsid findet sich hauptsächlich in den saureren Eruptivgesteinen, dann als Kontaktmineral und in kristallinen Schiefen, besonders Gneisen und Amphiboliten. Umwandlung in Magnesiaeisensilikatgele und in Serpentinminerale. Gehalt an Ca O ungefähr 20 bis 25 %.

Den Diallag trifft man im Gabbro, Peridotit und Pyroxenit. Umwandlung wie Diopsid. Ca O - Gehalt = 20 bis 25 %.

Der Magnesiumdiopsid kommt in manchen Diabasen vor. Kalkgehalt 8 bis 9%.

Der Augit und Titanaugit finden sich in den basischeren Eruptivgesteinen und in Gneisen und Amphiboliten. Umwandlung in Magnesiaeisentonerdegele und in Chloritminerale. Kalkgehalt ungefähr 20% Ca O.

Den Ägirinaugit und Ägirin trifft man in den natronreicheren Eruptivgesteinen wie Alkaligranit, Alkalisyenit, Eläolithsyenit, Alkalitrachyt und Phonolith.

Seltenere Abarten:

Hedenbergit. $\text{Ca Fe Si}_2 \text{O}_6$. Auslöschungsschiefe $c : c = -47^\circ$, $\alpha = 1.732$, $\beta = 1.737$, $\gamma = 1.751$, $\gamma - \alpha = 0.019$; sonst dem Diopsid ähnlich; zuweilen in körnigen Kalken.

Fassait. Ein lauchgrüner Augit; in kontaktmetamorphen Kalken und Mergeln.

Omphacit nennt man die hellgrünen Augite der Eklogite und Amphibolite.

Akmit. Ein im auffallenden Lichte schwarzbraun, im durchfallenden braun bis gelblich gefärbter Ägirin.

Spodumen. $\text{Li Al Si}_2 \text{O}_6$. Grünlich, rosa, farblos. Auslöschungsschiefe $c : c = -23^\circ$ bis -26° . $\alpha = 1.660$, $\beta = 1.666$, $\gamma = 1.676$, $\gamma - \alpha = 0.016$. Zuweilen in Pegmatiten.

Hornblendegruppe.

Rhombische Hornblenden. (4)

Den rhombischen Hornblenden kommt keine große Bedeutung als Gesteins- und Bodenbestandteile zu. Ihr Hauptvertreter ist der Anthophyllit, der sich in kristallinen Schiefen vorfindet, aber nicht in großer Verbreitung. Umwandlung in Magnesiasilikatgele und in Talk. Ähnliche Minerale: Andalusit, Sillimanit, Diaspor.

Monokline Hornblenden. (4)

Man teilt sie ähnlich wie die monoklinen Pyroxene, denen sie (bis auf die stets vorhandene kleine Menge Hydroxyl) in chemischer Beziehung sehr ähnlich sind, in drei Gruppen: 1. $\text{Al}_2 \text{O}_3$ - und $\text{Fe}_2 \text{O}_3$ -freie oder doch daran sehr arme Hornblenden (Tremolit,

Aktinolith, Grünerit), 2. Al_2O_3 - und Fe_2O_3 -reiche Hornblenden (gemeine Hornblende, Pargasit, basaltische Hornblende), 3. Alkali-hornblenden (Glaukophan, Arfvedsonit, Riebeckit). Alle drei Gruppen sind durch Übergangsglieder miteinander verbunden.

Sehr bezeichnend für alle Hornblenden ist die Spaltung nach dem Prisma 110, wobei die Spaltrisse einen Winkel von 124° einschließen. Vorherrschende Flächen: 110 und 010. Farbe, Pleochroismus, Lichtbrechung, Doppelbrechung, Achsenwinkel, Auslöschungsschiefe und Schmelzbarkeit wechseln stark mit der chemischen Zusammensetzung; besonders die Größe des Eisengehaltes scheint dabei eine Rolle zu spielen. Der Pleochroismus

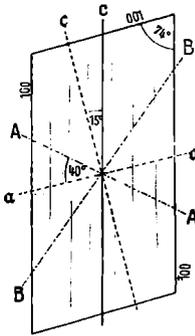


Fig. 25.
Aktinolith. Fläche 010.

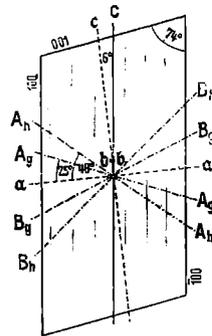


Fig. 26.
Basaltische Hornblende (h) und
Glaukophan (g). Fläche 010.

ist stärker, die Auslöschungsschiefe kleiner als bei den chemisch ihnen entsprechenden Pyroxenen. Die optische Achsenebene liegt in der Symmetrieebene, also auch in der Längsrichtung der Säulen.

Ähnliche Minerale: Von den Pyroxenen unterscheiden sich die Hornblenden durch den Spaltungswinkel, die geringeren Auslöschungsschiefen und den stärkeren Pleochroismus, von den Mineralen der Epidotgruppe durch die Lage der Achsenebene und den optischen Charakter der Hauptzone. Außerdem können der Tremolit mit Disthen, Andalusit, Sillimanit und Diaspor; die grünen Hornblenden mit Turmalin, Chlorit, Chloritoid; die braunen Hornblenden mit Turmalin, Staurolith, Biotit; die blauen mit Disthen verwechselt werden.

Vorkommen. Der Tremolit findet sich in Kalksilikat-hornfelsen, körnigen Kalken und Serpentin. Umwandlung in Magnesiumsilikatgele und in Talk. Ca O-Gehalt = 10 bis 17 %.

Der Aktinolith ist in kristallinen Schiefen verbreitet und findet sich auch in Diabasen und Gabbros als Umwandlungsprodukt von Pyroxenen. 10 bis 17 % Ca O.

Die gemeine Hornblende ist in Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefen, besonders in den Amphiboliten, häufig. Umwandlung in Magnesiaeisen-tonerdegel und Chloritminerale. Ca O-Gehalt 10 bis 19 %.

Die basaltische Hornblende findet sich in Alkalisyeniten, Eläolithsyeniten, Essexiten, Theralithen, Gabbros, Trachyten, Phonolithen, Andesiten, Tephriten und Basalten. Umwandlung wie bei der gemeinen Hornblende. 11 bis 14 % Ca O.

Der Glaukophan kommt in kristallinen Schiefen vor und enthält meist auch einige Prozent Ca O.

Den Arfvedsonit trifft man in manchen Eläolithsyeniten, Pantelleriten und Phonolithen. Er enthält 2 bis 4 % Ca O und 1 bis 3 % K₂ O.

Der Riebeckit findet sich in manchen sauren Alkaligesteinen. Seltenerer Abarten:

Grünerit. Ein kalkfreier und an Mg armer Aktinolith; bräunlich bis farblos; spezifisches Gewicht = 3·71, $\beta = 1·73$, $\gamma - \alpha = 0·030 - 0·056$; in manchen kristallinen Schiefen.

Pargasit. Eine grüne gemeine Hornblende mit + Charakter der Doppelbrechung. In körnigen Kalken und manchen Gneisen. Ca O-Gehalt = 10 bis 15 %.

Barkevikit. Mit diesem Namen bezeichnet man natronreichere basaltische Hornblenden, die sich von den gewöhnlichen durch etwas größere (ungefähr 14°) Auslöschungsschiefe unterscheiden. Vorkommen wie bei der basaltischen Hornblende.

Glaukonit. (5)

Wesentlich ein wasserhaltiges Silikat von Kali und Eisen-oxyd; außerdem ist immer auch etwas Al₂O₃, Fe O, Mg O und Ca O vorhanden. Der Kaligehalt beträgt 3 bis 13 %.

Ähnliche Minerale: Leptochlorite, Serpentin.

Vorkommen. Der Glaukonit entsteht aus Eisensilikatgelen

und findet sich in den Sedimenten aller geologischen Formationen vor, besonders in den sogenannten Grünsanden und Grünsandsteinen. Häufig erscheint er als Steinkern von Foraminiferen und anderen Kleintieren.

Dem Glaukonit in chemischer Beziehung sehr ähnlich, nur bezüglich des Vorkommens von ihm verschieden, ist der Seldonit (Grünerde z. T.). Er bildet sich bei der Verwitterung basischer Eruptivgesteine; Kaligehalt 3 bis 8%, Kalkgehalt 0 bis 8%.

Serpentin. (5)

Unter den Serpentinmineralen finden sich am häufigsten der Faserserpentin (Chrysotil) und der Blätterserpentin (Antigorit). Beide sind durch nicht unbedeutende Doppelbrechung ausgezeichnet, die aber durch Überlagerung verschiedener Individuen oft aufgehoben erscheint.

Ähnliche Minerale: Glaukonit, Leptochlorite.

Vorkommen. Der Serpentin bildet sich bei Verwitterung olivinreicher Gesteine.

Glimmergruppe.

Die Minerale der Glimmergruppe finden sich im Boden in Form meist unregelmäßiger Blättchen nach 001, mit ausgezeichneter Spaltbarkeit nach dieser Fläche. Da in dem Mineralpulver, das den Gegenstand der mineralogischen Bodenuntersuchung bildet, die Glimmer immer auf der Fläche 001 liegen, ist von Spaltrissen natürlich nichts zu sehen. Aus demselben Grunde kommt auch die ziemlich hohe Doppelbrechung der Glimmer und der starke Pleochroismus der gefärbten Arten nicht zur Geltung. Senkrecht oder beinahe senkrecht zu der Spaltfläche tritt nämlich α aus und die bei Betrachtung der Spaltblättchen in Betracht kommenden Brechungsexponenten γ und β unterscheiden sich nicht viel voneinander; die Spaltblättchen zeigen daher stets sehr niedrige Interferenzfarben, zuweilen erscheinen sie sogar isotrop. Ebenso ist auch die Lichtabsorption in der Richtung von γ und β nicht oder nicht sehr verschieden.

Infolge des zur Spalttrichtung senkrechten oder fast senkrechten Durchtrittes der ersten Mittellinie α liefert jedes Spalt-

blättchen im konvergenten Lichte eine deutliche Interferenzfigur. Die hellen Glimmer zeigen in der Regel das Interferenzbild eines zweiachsigen Kristalls mit ziemlich großem Achsenwinkel; bei den dunklen ist der Achsenwinkel meist sehr klein und oft sogar 0° ; in letzterem Falle sieht man daher das Interferenzbild eines einachsigen Krystalls.

Zwillinge nach dem Tschermakschen Gesetze sind nicht selten; sie machen sich in dickeren Spaltblättchen durch Störung der Achsenbilder bemerkbar. — Infolge der ausgezeichneten Spaltbarkeit sind die Glimmer manchmal mit Farblösungen etwas

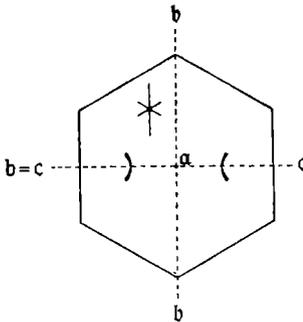


Fig. 27.
Muskowit. Spaltfläche (001)

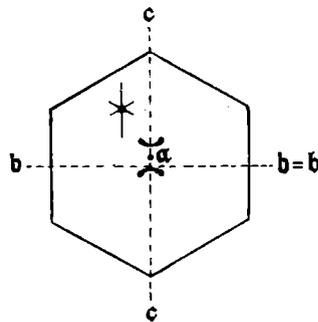


Fig. 28.
Biotit. Spaltfläche (001).

färbbar, indem die Farbflüssigkeit in die Spalttrisse eindringt und durch Auswaschen nicht immer vollständig entfernt werden kann.

Nach der Lage der optischen Achsenebene unterscheidet man unter den Glimmern zwei Gruppen. Beim Biotit, Phlogopit und Lithionit liegt die Ebene der optischen Achsen in der Symmetrieebene (parallel dem Leitstrahl der Schlagfigur), $b = b$; beim Muskowit, Paragonit, den meisten Lepidolithen und beim Anomit steht die Achsenebene senkrecht zur Symmetrieebene (senkrecht zum Leitstrahl der Schlagfigur), $b = c$. Letztere heißen Glimmer erster Art, erstere Glimmer zweiter Art.

Muskowit. (5)

Der Muskowit ist für den Boden wichtig durch seinen Kaligehalt, der in der Regel 7 bis 12% beträgt. Gegen Verwitterung

ist er zwar in außerordentlich hohem Maße beständig, dafür zeigt er aber in ziemlich weitgehender Weise die Fähigkeit des Basenaustausches, d. h. er vermag seinen Gehalt an Kali gegen andere Basen auszutauschen.

Ähnliche Minerale: Brucit, die anderen farblosen Glimmer, Talk, Hydrargillit, Kaolinit.

Vorkommen. Der Muskowit ist in den kristallinen Schiefen und den Sedimentgesteinen (namentlich in den Sanden und Sandsteinen) sehr verbreitet; in den Eruptivgesteinen findet er sich nur in den Muskowitgraniten. Er entsteht außerdem sekundär bei der säkularen Verwitterung von Feldspat, Nephelin, Leucit, Skapolith, Disthen, Andalusit, Topas, Kordierit, Turmalin, Zoisit, Granat usw.

Abarten. Sericit ist ein sehr feinblättriger, sich talk-ähnlich anführender Muskowit.

Fuchsit. Ein Cr-haltiger, grün durchsichtiger und pleochroitischer Muskowit, der sich vornehmlich in manchen Glimmerschiefern und Quarziten findet.

Paragonit. (5)

In seinen Eigenschaften dem Muskowit sehr ähnlich; er unterscheidet sich von ihm nur dadurch, daß das K ganz oder zum größten Teile durch Na ersetzt ist. Sein Kaligehalt beträgt höchstens 3%.

Ähnliche Minerale: wie bei Muskowit.

Vorkommen. Er findet sich, nicht gerade häufig, in kristallinen Schiefen.

Lepidolith. (5)

Vom Muskowit durch seinen 1 bis 6% betragenden Gehalt an Lithium verschieden, sonst ihm sehr ähnlich; Kaligehalt = 4 bis 14%.

Ähnliche Minerale: wie bei Muskowit.

Vorkommen. Man trifft ihn vornehmlich in Pegmatiten und Granitgängen.

Biotit. (5)

Infolge seines ziemlich bedeutenden Eisengehaltes besitzt der Biotit sehr dunkle Farben und ist auch durch lebhaften Pleochroismus ausgezeichnet, der aber auf den Spaltblättchen nicht oder nur in sehr geringem Maße zur Geltung kommt,

ebensowenig wie seine hohe Doppelbrechung. Der Achsenwinkel ist meistens sehr klein und öfters 0° .

Die Biotite verwittern verhältnismäßig leicht, so daß man sie im Boden nicht eben häufig findet. Die Oberflächenverwitterung geht entweder in der Weise vor sich, daß der Eisengehalt ausgelaugt wird, wobei die braune Farbe zunächst in eine grüne verwandelt und bei dem weiteren Fortschreiten vollständig ausgebleicht wird, oder es findet eine Umwandlung in chloritische Substanzen statt; bei der Tiefenverwitterung entsteht Chlorit oder ein Gemenge von Karbonaten, Limonit, Epidot und Quarz, zuweilen bildet sich aus dem Biotit auch Kaolinit.

Der Kaligehalt beträgt in der Regel 5 bis 11% . Die Fähigkeit des Basenaustausches ist beim Biotit noch größer als beim Muskowit.

Ähnliche Minerale: Lithionit, braune Hornblende, Orthit, Turmalin.

Vorkommen. Der Biotit ist in Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefen sehr verbreitet.

Abarten:

Rubellan. Ein rostbrauner, mehr oder minder mit Eisen-oxid durchsetzter Biotit.

Anomit. Vom Biotit nur durch die Lage der Achsenebene unterschieden. Glimmer erster Art.

Lepidomelan. Vom Biotit nur chemisch unterscheidbar; er besitzt sehr wenig MgO und sehr viel Fe_2O_3 und FeO .

Lithionit. (5)

In seinem optischen Verhalten dem Biotit sehr ähnlich, chemisch von ihm hauptsächlich durch den Lithiumgehalt (1 bis 9%) verschieden. Kaligehalt = 5 bis 13% .

Ähnliche Minerale: wie bei Muskowit und Biotit.

Vorkommen. Er findet sich in manchen Graniten und besonders im Greisen der Zinnerzlagertstätten.

Phlogopit. (5)

Ein durch fehlenden oder ganz geringen Eisengehalt ausgezeichnete Glimmer zweiter Art. Kaligehalt 8 bis 10% .

Ähnliche Minerale: wie bei Muskowit.

Vorkommen. In kristallinen Kalken, Dolomiten, Serpentin.

Orthochloritgruppe. (5)

Meist unregelmäßige, seltener hexagonal begrenzte Blättchen, mit sehr vollkommener Spaltbarkeit nach 001 und charakteristischer grüner Farbe. Pleochroismus vorhanden, auf den Spaltflächen aber nicht sichtbar.

Am häufigsten unter den Orthochloriten ist der Pennin und Klinochlor.

Der Pennin besitzt sehr geringe Doppelbrechung und häufig anomale (blaue) Interferenzfarben. Die Blättchen geben im konvergenten Lichte ein sehr verwaschenes Kreuz mit bald +, bald — optischen Charakter. Achsenwinkel ist gleich Null oder doch sehr klein.

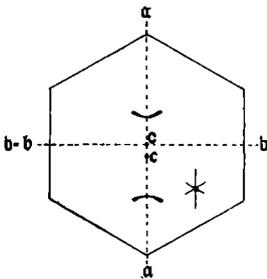


Fig. 29.

Klinochlor. Spaltfläche (001).

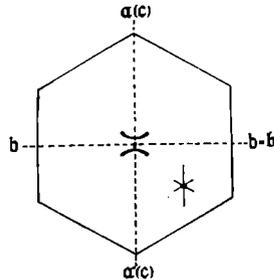


Fig. 30.

Pennin. Spaltfläche (001).

Der Klinochlor ist stärker doppelbrechend und gibt in der Regel ein deutliches, zweiachsiges Achsenbild mit stets + optischen Charakter und wechselndem, aber meist großem Achsenwinkel.

Ähnliche Minerale: Grüne Hornblende.

Vorkommen. Die Chlorite sind sehr verbreitet in den kristallinen Schiefen und finden sich auch in Eruptivgesteinen als Verwitterungsprodukt von Biotit, Phlogopit, Pyroxen, Hornblende usw.

Leptochlorite. (5)

Von den Leptochloriten finden sich am häufigsten der Delessit und Thuringit, ersterer namentlich als Verwitterungsprodukt von Augiten und Hornblenden, letzterer in kristallinen

Schiefern, besonders häufig in den silurischen Schiefern Thüringens.

Ähnliche Minerale: Glaukonit, Serpentin.

Sprödglimmergruppe. (5)

Die Sprödglimmer (Ottrelith, Chloritoid usw.) besitzen einen sehr charakteristischen Pleochroismus, und zwar zeigen im Gegensatz zu den anderen glimmerartigen Mineralen auch die Spaltblättchen einen lebhaften Pleochroismus zwischen Blau und Olivgrün. Im konvergenten Lichte zeigen die Blättchen ein, infolge von Zwillingbildung aber oft sehr gestörtes, zweiachsiges Interferenzbild mit meist großem Achsenwinkel.

Ähnliche Minerale: Grüne Hornblende.

Vorkommen. Zuweilen in Phylliten und Eklogiten.

Talk. (6)

Der Talk ist durch eine recht hohe Doppelbrechung ausgezeichnet, die Spaltblättchen verhalten sich infolge des fehlenden oder nur geringen Unterschiedes von β und γ im parallelen polarisierten Lichte vollständig oder fast vollständig isotrop. Im konvergenten Lichte zeigen sie ein, infolge von Biegungen und Knickungen der Blättchen oft gestörtes, zweiachsiges Interferenzbild mit kleinem Achsenwinkel. Frische Blättchen werden von Farblösungen nicht gefärbt, unfrische (aufgeblätterte) können infolge des Eintretens der Farbflüssigkeit in die Spalt- risse Färbbarkeit vortäuschen.

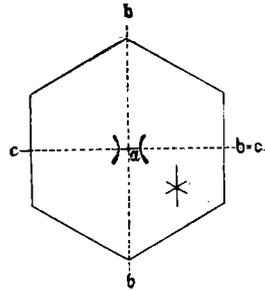


Fig. 31.
Talk. Spaltfläche (001).

Ähnliche Minerale: Brucit, farblose Glimmer, Hydrargillit, Kaolinit.

Vorkommen. Der Talk entsteht durch Verwitterung magnesiareicher und tonerdefreier oder tonerdearmer Silikate, wie Olivin, Bronzit, Tremolit. Häufiger findet er sich in kristallinen Schiefen, besonders den Talkschiefern.

Hydrargillit. (6)

Die Doppelbrechung ist bedeutend, die Spaltblättchen zeigen aber immer sehr niedrige Interferenzfarben. Im konver-

genten Lichte erhält man ein zweiachsiges, seltener einachsiges Interferenzbild mit ziemlich exzentrischem ($c:c = 21^\circ!$) Durchtritt von c . Infolge von Zwillingbildungen ist das Achsenbild oft gestört. — Mit Färbeflüssigkeiten nur nach vorherigem Glühen anfärbbar; in Kalilauge ziemlich leicht, in heißer Salzsäure und konzentrierter Schwefelsäure langsam, aber vollständig löslich.

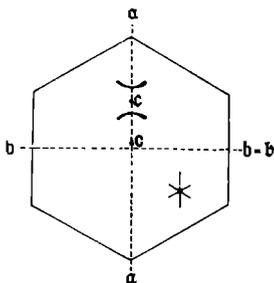


Fig. 32.
Hydrargillit. Spaltfl. (001).

Ähnliche Minerale: Brucit, farblose Glimmer, Talk, Kaolinit.

Vorkommen. Der Hydrargillit bildet sich durch Kristallisation aus kolloidalem Tonerdehydrat, das bei der Verwitterung tonerdehaltiger Minerale, z. B. der Feldspäte, entstehen kann. Der Hydrargillit ist besonders in den Lateritböden sehr verbreitet.

Diaspor. (6)

Vom Hydrargillit chemisch nur durch seinen geringeren Wassergehalt verschieden, zeigt er doch ganz andere optische Eigenschaften als dieser. Er ist nicht wie dieser und die anderen glimmerartigen Minerale nach 001, sondern nach 010 vollkommen spaltbar; außerdem besitzt er sehr hohe Lichtbrechung und die hohe Doppelbrechung kommt auch auf den Spaltblättchen ganz zur Geltung. Im konvergenten Lichte zeigen die Blättchen das Interferenzbild der optischen Normale b . Gegen Farblösungen verhält er sich wie der Hydrargillit, nur ist er nicht so intensiv färbbar.

Ähnliche Minerale: Stengelig ausgebildeter Diaspor kann mit Sillimanit, Andalusit, Anthophyllit und Tremolit verwechselt werden.

Vorkommen. Entstehung und Verbreitung wie bei Hydrargillit, doch ist er seltener.

Kaolinit. (6)

Der Kaolinit bildet hexagonale, rhombische, meist aber unregelmäßige Blättchen oder blätterige Aggregate. Zwillinge

nach dem Muskowitgesetz sind nicht selten; sie machen sich durch Zerfall der Blättchen in sechs Sektoren zwischen gekreuzten Nikols bemerkbar. Lichtbrechung ungefähr wie Nelkenöl. Im konvergenten Lichte zeigen die Blättchen ein zweiachsiges Interferenzbild mit sehr großem Achsenwinkel und negativem optischen Charakter; $2V$ ist beinahe 90° .

In Natronlauge und Sodalösung ohne Rückstand löslich. Auch in Flußsäure und Schwefelsäure vollständig löslich, von anderen Säuren aber wenig angegriffen. Gegen wässrige Farblösungen verhält er sich amphophil, wobei die Basophilie stärker ist als die Oxyphilie. Von alkoholischer Farblösung wird er nicht gefärbt (Unterscheidung von den Kolloiden).

Der Kaolinit besitzt unter den Kristalloiden des Bodens das größte Adsorptionsvermögen und die bedeutendste Basenaustauschfähigkeit; an die Adsorptionskraft und das Basenaustauschvermögen der Kolloide reichen sie aber nicht heran. Es wird K_2O , NH_3 und auch MgO und CaO adsorbiert.

Ähnliche Minerale: Brucit, farblose Glimmer, Talk, Hydrargillit.

Vorkommen. Der Kaolinit entsteht bei der Verwitterung von Feldspäten, Nephelin, Leucit, Skapolith, manchmal auch von Glimmer usw. und kann sich daher in allen Böden finden, deren Ursprungsmaterial diese Minerale führt.

Orthoklas und Sanidin. (6)

Der Orthoklas und Sanidin finden sich in den Gesteinen sehr oft in dicken oder dünnen Tafeln nach 010 oder in Säulchen nach a , im Boden aber meist nur in unregelmäßigen Körnern. Vorherrschende Flächen bei den Kristallen 010 und 001. Zwillinge sehr häufig, besonders nach dem Karlsbader Gesetze (Zwillingsenebene = 100). Vollkommene Spaltbarkeit nach 001 und mehr oder minder deutliche nach 010; beim Sanidin

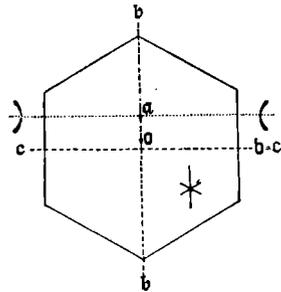


Fig. 33.
Kaolinit. Spaltfläche (001).

ist oft auch eine Querabsonderung vorhanden, die sich in nicht sehr geradlinigen Rissen äußert.

Orthoklas und Sanidin unterscheiden sich vornehmlich durch die Größe des Achsenwinkels und oft durch die Lage der optischen Achsenebene; beim Orthoklas liegt sie senkrecht zur Symmetrieebene, beim Sanidin zuweilen zwar auch senkrecht, oft aber auch in der Symmetrieebene.

Der Kalifeldspat bildet oft Verwachsungen mit Kalnatronfeldspäten. Infolge seines hohen Kaligehaltes [meist 10—15%¹⁾] und seiner weiten Verbreitung in den Gesteinen ist er für die Böden sehr wichtig. Unter den Bodenmineralen

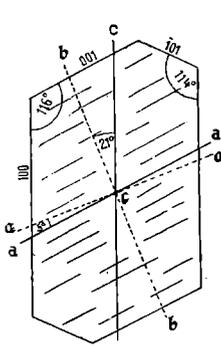


Fig. 34.
Orthoklas.
Fläche M (010).

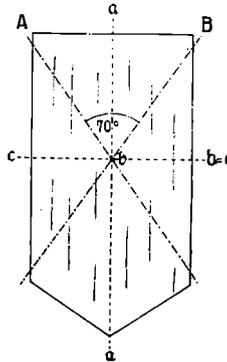


Fig. 35.
Orthoklas.
Fläche P (001).

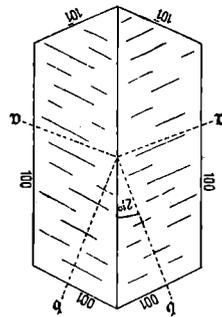


Fig. 36.
Orthoklas.
Karlsbader Zwilling.

findet man ihn aber doch nicht allzu häufig: er ist in vielen Böden oft schon vollständig zersetzt. Umwandlung in Tonerde-kieselsäuregele, Kaolinit, Muskowit, auch Hydrargillit.

Ähnliche Minerale: Quarz, Kordierit und die anderen Feldspäte. Vom Quarz unterscheidet sich der Kalifeldspat durch die niedrigere Lichtbrechung, die Zweiachsigkeit, die Spaltbarkeit und die Zwillingsbildungen; vom Kordierit durch die geringe Härte und Lichtbrechung, von den anderen Feldspäten durch

¹⁾ Der theoretische Kaligehalt beträgt 16·9%; in der Regel ist aber ein Teil des Kali durch Natron und oft auch durch ein klein wenig Ca O ersetzt.

das Fehlen der Zwillingslamellierung und von den Kalknatronfeldspäten auch durch die niedrigere Lichtbrechung.

Vorkommen. Der Sanidin bildet einen Hauptgemengteil der jüngeren sauren Ergußgesteine, namentlich der Quarztrachyte, Liparite, Trachyte, Phonolithe, und findet sich auch in manchen Tephriten, im Essexit, Theralith und manchen sauren Ganggesteinen. Der Orthoklas tritt als Hauptgemengteil vornehmlich im Granit, Syenit, Porphyry und Gneis auf; außerdem findet er sich im Eläolith- und Leucitsyenit, zuweilen im Diorit, Essexit, Theralith und ferner in manchen sauren Ganggesteinen. In den Sedimentgesteinen trifft man ihn meist selten, in größerer Menge nur in den Arkosen.

Mikroclin. (6)

Der Mikroclin ist dem Orthoklas sehr ähnlich und unterscheidet sich von ihm vornehmlich durch die in der Regel vorhandene gitterartige Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetze (Zwillingssebene = 010) und Periklingesetze (Zwillingsachse = b). (S. Tafel III, Fig. 3.)

Diese gitterartige Zwillingslamellierung, welche nur auf der Fläche 010 nicht zu sehen ist, unterscheidet den Mikroclin auch von den Kalknatronfeldspäten, von denen er aber auch in der Lichtbrechung verschieden ist. Die Unterscheidung gegen den Anorthoklas gibt die Größe des Achsenwinkels.

Der Mikroclin ist gegen die Verwitterung widerstandsfähiger als die anderen Feldspäte; er findet sich häufig noch in der Ackererde, wenn die anderen Feldspäte schon völlig zerstört sind. Umwandlung wie bei Orthoklas. Kaligehalt wie beim Orthoklas.

Vorkommen. In Graniten, Syeniten, Eläolithsyeniten, zuweilen auch in Dioriten, Trachyten und Porphyren; außerdem im Gneis.

Anorthoklas. (6)

Er ist ein Kalinatronfeldspat mit 3 bis 5% K_2O und zuweilen auch etwas CaO . Bei ihm findet sich eine ähnliche gitterartige Zwillingslamellierung wie beim Mikroclin; doch ist sie meist auch bei starker Vergrößerung nicht sichtbar, weil die Lamellen zu dünn sind.

Ähnliche Minerale: Quarz, Kordierit, die anderen Feldspäte. Vom Mikroklin unterscheidet ihn der Achsenwinkel, vom Orthoklas dieser und allenfalls die Gitterlamellierung, vom Sanidin nur letztere; von den Kalknatronfeldspäten der Achsenwinkel und die niedrigere Lichtbrechung.

Vorkommen. Er findet sich in den Alkaligraniten, Alkalisyeniten, Eläolithsyeniten und den entsprechenden Ergußgesteinen, seltener in den theralithischen Magmen.

Kalknatronfeldspäte (Plagioklase). (6)

Die Kalknatronfeldspäte sind isomorphe Mischungen von Natronfeldspat ($\text{Na Al Si}_3 \text{O}_8 = \text{Ab}$) und Kalkfeldspat ($\text{Ca Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_8 = \text{An}$) in allen möglichen Verhältnissen. Reiner Natronfeldspat heißt Albit, reiner Kalkfeldspat Anorthit, die Zwischenglieder werden mit Oligoklas, Andesin, Labrador und Bytownit bezeichnet.

Vorherrschende Flächen 010 und 001. Einfache Kristalle sind äußerst selten; selbst die kleinsten Kriställchen sind fast immer aus Zwillingen zusammengesetzt. Die weiteste Verbreitung — sie fehlt, wie gesagt, fast keinem Kristall — besitzt eine Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetze (Zwillings-ebene = 010) (s. Taf. III, Fig. 4!). Die Zwillingslamellen nach dem Albitgesetze sind oft auch noch nach dem Karlsbader Gesetze (Zwillings-ebene = 100) verzwillingt und zuweilen treten auch Zwillingslamellen nach dem Periklingesetz (Zwillings-achse = b) auf.

Sehr verbreitet ist bei den Plagioklasen ein zonarer Aufbau (s. Taf. III, Fig. 5); der Kern und die einzelnen Schalen sind stofflich verschieden, was sich natürlich in einer verschiedenen Lichtbrechung der einzelnen Zonen und zwischen gekreuzten Nikols in verschiedenen Interferenzfarben, verschiedener Auslöschungsschiefe usw. äußert. In der Regel ist der Kern reicher an Anorthitsubstanz als die Hülle. Auch Verwachsungen mit Kalifeldspat sind nicht gar selten.

Zur Unterscheidung der einzelnen Kalknatronfeldspäte in den Gesteinsdünnschliffen ist eine große Anzahl zum Teil sehr genauer Methoden ausgedacht worden, welche auf der Lage der Auslöchungsrichtungen auf bekannten Flächen

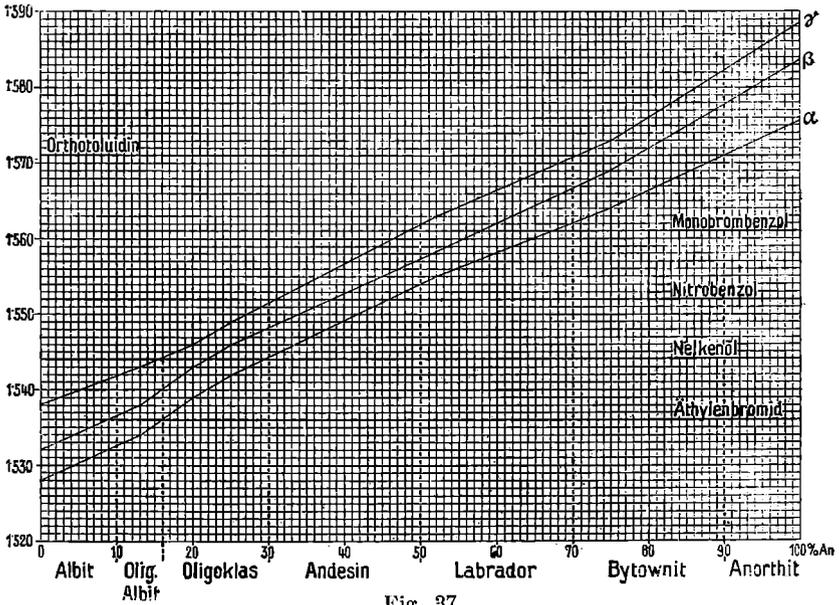


Diagramm der Brechungsexponenten der Kalknatronfeldspäte.

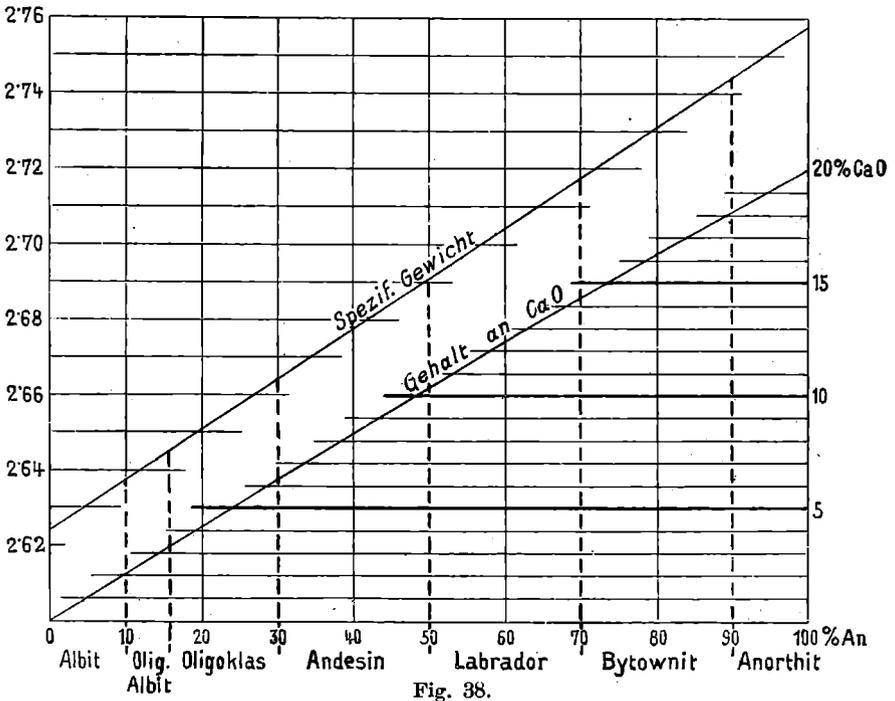


Diagramm der spez. Gewichte und des Kalkgehaltes der Kalknatronfeldspäte.

und in bekannten Zonen, auf der Lage dieser Auslöschungsrichtungen zueinander in den verschiedenen Zwillingssystemen, auf den Auslöschungsschiefen senkrecht zu den Elastizitäts- und optischen Achsen, auf den Interferenzbildern im konvergenten Lichte usw. beruhen. Bei den im Boden zuweilen vorkommenden Plagioklaskörnern können diese Methoden in der Regel nicht in Anwendung gebracht werden; dafür bietet die Bestimmung der Lichtbrechung und des spezifischen Gewichtes (s. Fig. 37 u. 38) einen sehr guten Ersatz.

Die Verwitterung der Plagioklase verläuft, je nach der chemischen Zusammensetzung, verschieden und tritt bei den kalkreichen rascher ein als bei den kalkfreien oder kalkarmen. Die Oberflächenverwitterung verläuft in der Regel in der Weise, daß sich Tonerdekieselsäuregele bilden; unter gewissen Bedingungen (Lateritböden) kann auch die Kieselsäure vollständig weggeführt werden, so daß nur Tonerdegel bei der Zerstörung der Plagioklase übrig bleibt, das meist leicht in Hydrargillit beim Altern übergeht. Bei der Tiefenverwitterung entstehen bei den kalkarmen neben spärlichem Quarz farbloser Glimmer oder Kaolinit, bei den kalkreichen außerdem noch Kalzit und Epidot und statt des Glimmers oder Kaolinit nicht selten Hydrargillit. Der Kalkgehalt der Plagioklase schwankt zwischen 0% (reiner Albit) und 20·1% (reiner Anorthit). Der Ca O-Gehalt der Zwischenglieder ist aus der Fig. 38 zu ersehen.

Ähnliche Minerale: Orthoklas, Sanidin, Mikroklin, Anorthoklas, Quarz, Kordierit. Die unterscheidenden Merkmale siehe bei diesen Mineralen.

Vorkommen. Die Kalknatronfeldspäte sind sehr weit verbreitete Minerale und es gibt nur wenige Gesteine, in denen sie vollständig fehlen. Im Boden findet man sie aber infolge ihrer nicht allzu großen Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung nicht allzu häufig, was besonders von den kalkreichen gilt.

Den Albit und Oligoklasalbit trifft man in untergeordneter Menge in den Alkaligraniten, Alkalisyeniten, den entsprechenden Ergußgesteinen, seltener auch in den Eläolithsyeniten und Theralithen; die weiteste Verbreitung hat er in den Gneisen und findet sich auch häufig in gewissen Phylliten,

dann in Grünschiefern und Amphiboliten, endlich in manchen Kalksteinen und Dolomiten.

Das Hauptverbreitungsgebiet des Oligoklas und Andesin sind die Diorite und ihre Effusivprodukte; sie finden sich außerdem in spärlicher Menge in den Alkalikalkgraniten und -syeniten und ihren Ergußformen, in den Essexiten, Theralithen, Tephriten, Feldspatbasalten, Melaphyren und Diabasen. Innerhalb der kristallinen Schieferformation sind sie aus Gneisen und Amphiboliten bekannt geworden.

Den Labrador trifft man vornehmlich im Diorit, Gabbro, Essexit, Theralith, Dacit, Andesit, Porphyrit, Basalt, Melaphyr, Diabas und Tephrit. Unter den kristallinen Schiefern führen ihn manche Amphibolite.

Die Verbreitung des Bytownit und Anorthit ist ähnlich der des Labradors, nur daß ihr Hauptverbreitungsgebiet nicht wie bei letzterem in die Diorite, sondern in die Gabbros fällt.

Seltene zweiachsige Minerale:

Pseudobrookit, Topas, Axinit, Dumortierit, (Astrophyllit), (Lazulith), Låvenit, Wollastonit, Nontronit.

II. Kolloide.

Die Kolloide unterscheiden sich bekanntlich von den Kristalloiden durch ihre große Oberflächenausdehnung und Oberflächenspannung und durch den Mangel der Fähigkeit, Kristalle zu bilden; weiters besitzen sie die Eigenschaft, Lösungen zu bilden oder sind aus solchen hervorgegangen, die infolge einer bedeutenderen Molekülgröße nicht wie die der Kristalloide leicht durch tierische Membranen diffundieren, den Schmelzpunkt nicht erniedrigen und den Siedepunkt nicht erhöhen.

In Lösung befindliche Kolloide nennt man Sole, aus einer Lösung (in Form von Gallerte) abgeschiedene: Gele. Im Boden sind Sole und Gele vorhanden, bei der mineralogischen Bodenanalyse haben wir es natürlich nur mit letzteren zu tun. Die Gele entstehen aus den Solen durch Einwirkung von Hitze,

Kälte, Gegenwart von Elektrolyten, Verminderung des Lösungsmittels usw. Es gibt Gele, die unter bestimmten Bedingungen wieder in den Solzustand übergehen können (reversible Gele), und solche, bei denen dies nicht möglich ist (irreversible Gele).

Die große relative Oberfläche der Gele ist die Ursache ihrer großen Adsorptionskraft für Basen, Säuren, auch für komplexe Salze und Gase. Die Gele der Ackererde adsorbieren besonders Basen, wie K_2O , NH_3 , MgO , CaO und Na_2O , und zwar wird K_2O meist stärker adsorbiert als MgO , dieses stärker als CaO und Na_2O . Durch Trocknen der Gele bei $100^{\circ}C$ wird die Adsorptionsfähigkeit meist beträchtlich vermindert, durch anhaltendes Glühen fast völlig zerstört; auch beim „Altern“ der Gele geht das Adsorptionsvermögen stark zurück.

Von Wichtigkeit ist es für den Boden, ob seine Gele mit adsorbierten Stoffen gesättigt sind oder nicht. Aus gesättigten Gelen können die Pflanzen leicht die notwendigen Nährstoffe entnehmen, ungesättigten vermögen nur wenige Pflanzen die Nährstoffe zu entreißen, und zwar nur diejenigen, bei denen die Adsorptionskraft der Kolloide ihrer Wurzeln sehr groß ist. Ein Boden mit ungesättigten Gelen reagiert sauer, weil er Basen energisch adsorbiert und dadurch Säuren frei macht, ein Boden mit gesättigten Gelen dagegen neutral oder alkalisch. Ein gesättigter Boden neigt zu Krümelbildung, ein ungesättigter nicht. Ein gesättigtes Gel kann natürlich keine weiteren Stoffe adsorbieren, aber es kann die aufgenommenen gegen andere austauschen.

Nicht alle Gele zeigen diese charakteristischen Kolloideigenschaften in gleich guter Weise; namentlich gilt dies von den reversiblen im Gegensatz zu den irreversiblen. Letztere sind selten frisch und unverändert, sondern meistens mehr oder minder gealtert und zeigen in diesem Zustande die Kolloideigenschaften nicht mehr so gut wie in frischem Zustande. An solchen gealterten irreversiblen Gelen ist der Boden in der Regel nicht arm. Die beim Altern erfolgende Wasserabgabe kann so weit gehen, daß sich aus dem Gel das entsprechende Kristalloid bildet.

In optischer Beziehung verhalten sich die Gele als amorphe Körper meist einfachbrechend; doch können sie, zumal im

gealterten Zustände, auch zuweilen Spannungsdoppelbrechung zeigen. Die Stärke der Lichtbrechung wechselt mit dem Wassergehalt, und zwar nimmt sie mit zunehmendem Wassergehalt ab.

Die **Bedeutung der Kolloide** der Ackerkrume liegt darin, daß sie die bei der Verwitterung der Gesteine entstehenden oder durch Düngung, den Laubfall usw. dem Boden zugeführten Nährstoffe adsorbieren und dadurch die Auswaschung derselben in den Untergrund ganz oder zum großen Teil hintanhaltend. Die Bindung geschieht dabei in einer Weise, daß die adsorbierten Stoffe unter normalen Umständen der Pflanzenwurzel zugänglich bleiben. Wichtig ist auch zuweilen die durch die Kolloide hervorgerufene Beeinflussung der Konzentration der Bodenflüssigkeit: bei wenig Bodenflüssigkeit verhindern sie durch erhöhte Adsorption eine zu starke, für die Pflanzen schädliche Konzentration, bei sehr reichlicher Bodenflüssigkeit durch erhöhte Abgabe von adsorbierten Stoffen eine zu starke Verdünnung. Die Kolloide sind weiters die Hauptursache der Plastizität der Tone und sie beeinflussen in überaus hohem Maße Wasserkapazität, Wasserdurchlässigkeit, Bindigkeit usw.

Aus dem letzteren Grunde ist die Kenntnis des Kolloidgehaltes eines Bodens auch für den Kulturtechniker von hoher Wichtigkeit, besonders bei der Bemessung der Entfernungen der Drains voneinander. Es entsprechen den verschiedenen Kolloidmengen bei ebenem Terrain und einer Draintiefe von 1:30 *m* ungefähr folgende Draintiefen:

Kolloidgehalt	Entfernung der Drains
70 bis 55 %	6 bis 8 <i>m</i>
55 „ 40 %	8 „ 10 <i>m</i>
40 „ 30 %	10 „ 12 <i>m</i>
30 „ 15 %	12 „ 16 <i>m</i>
15 „ 5 %	16 „ 20 <i>m</i>
5 „ 0 %	20 „ 24 <i>m</i>

Der **Bestimmung der Menge** der im Boden vorhandenen Kolloide, für die sich nach dem jetzigen Stande der Forschung wohl die Färbemethode (s. S. 48) am besten eignet und am bequemsten ist, kommt daher große Wichtigkeit zu. Alle die im folgenden beschriebenen Kolloide nebeneinander festzustellen,

wird infolge ihres vielfach sehr ähnlichen Verhaltens oft nicht möglich sein, ist aber auch für die Beurteilung eines Bodens nicht unumgänglich notwendig.

Tonerdehydratgel. (7)

Das Tonerdehydratgel (Bauxit, Kliachit, Sporogelit) ist ein irreversibles Gel mit sehr großer Adsorptionskraft für P_2O_5 , CO_2 , N und auch CaO und Alkalien.

In ganz reinem Zustande nicht anfärbbar, aber in Gegenwart schon sehr geringer Mengen von Säuren oder Basen, was in der Natur wohl immer der Fall ist, intensiver pseudooxyphiler oder pseudobasophiler Färbungen fähig. Geht leicht in das Kristalloid Hydrargillit über.

Am verbreitetsten in den Lateritböden, weniger in den Böden der kalten und gemäßigten Zonen; hier wird es durch die Tonerdekieselsäuregele ersetzt.

Kieselsäuregel. (7)

Irreversibel, starke Färbbarkeit, starkes Adsorptionsvermögen namentlich für CaO, MgO, K_2O , Na_2O und NH_3 .

In den Böden der kalten und gemäßigten Klimate verbreitet.

Tonerdekieselsäuregel. (7)

Das Verhältnis $Al_2O_3 : SiO_2$ schwankt. Oft herrscht ein ähnliches Verhältnis wie beim Kaolinit. Irreversibel. Großes Adsorptionsvermögen für Basen, besonders K_2O .

In den Böden unserer Breiten das verbreitetste Gel. Es entsteht bei der Verwitterung der Tonerdesilikate, so der Feldspäte, Feldspatvertreter, Augite, Hornblendens usw.

Was der Bodenkundler als „Ton“ bezeichnet, ist in den meisten Fällen ein Gemisch verschiedener Gele, das außerdem vielfach durch Kristalloide, besonders Quarzmehl, verunreinigt ist. Welche Gele in dem Gemisch vorwiegen, hängt von der petrographischen Beschaffenheit des Ursprungsmaterials und von dem Verlauf des Verwitterungsprozesses ab.

Eisenoxyhydratgel. (7)

Das wasserarme Eisenoxyhydratgel ist ziegelrot gefärbt, die wasserreichen dagegen besitzen braunrote, braune bis

gelbe Farben. Irreversibel; kann aber bei Anwesenheit ungesättigter Humuskolloide im Boden beweglich werden, indem letztere als Schutzkolloide wirken. Wichtig ist das Eisenhydratgel durch seine große Adsorptionskraft für P_2O_5 ; außerdem wird auch K_2O , CaO , CO_2 und N stark adsorbiert. Durch Erhitzen verliert es leicht die Adsorptionsfähigkeit.

In den meisten Böden vorhanden und der wichtigste färbende Bestandteil derselben. In mäßiger Menge ist es für den Boden günstig (Blattgrünbildung, Bindung des Phosphors); in großen Mengen und in ungesättigtem Zustande vorhanden, kann es namentlich bei gleichzeitiger Anwesenheit von viel Humuskolloiden sehr verderblich wirken, indem es zur Bildung von Ortstein führt.

Eisenoxydulhaltige Silikatgele. (7)

Die chemische Zusammensetzung der hiehergehörigen Gele ist sehr verschieden; sie sind Eisen-, Magnesiaeisen- oder Tonerdemagnesiaeisen-Silikate. Ihr gemeinsames Merkmal ist die durch Eisenoxydul bewirkte grüne Farbe. Das dem Glaukonit entsprechende Gel ist durch ein besonders großes Adsorptionsvermögen für K_2O ausgezeichnet.

Bei größerem Eisenoxydulgehalt wirken sie als Pflanzengifte. Eisenoxydulhaltige Silikatgele bilden sich in Meeressedimenten und bei Verwitterung basischer Eruptivgesteine.

Ferrophosphatgel. (7)

Das Ferrophosphatgel findet sich namentlich in Torfmooren. Es ist besonders dadurch gekennzeichnet, daß es an der Luft infolge Umwandlung eines kleinen Teiles Eisenoxydul in Eisenoxyd bald eine blaue Farbe annimmt, während es bei Luftabschluß farblos ist. Es geht ziemlich leicht in das Kristalloid Vivianit über.

In Torfmooren kommt manchmal auch Ferriphosphatgel vor, das durch braune Farbe ausgezeichnet ist, die sich an der Luft nicht verändert.

Humusstoffe.

Unter den Humusstoffen hat man besonders die folgenden zwei Gruppen zu unterscheiden:

1. Humusstoffe mit noch erhaltener Gewebestruktur (Pflanzenfasern, Zellmembranen usw.);

2. Humusstoffe ohne Gewebestruktur durch chemische Ausfällung ausgeschieden, mit ausgesprochen kolloidalem Charakter.

Beide Gruppen zusammen machen den Humusgehalt eines Bodens aus, der bei Abwesenheit von Karbonaten und anorganischen Gelen durch Ermittlung des Glühverlustes mit hinreichender Genauigkeit bestimmt werden kann (s. S. 47). Bei Anwesenheit von Karbonaten und von anorganischen Kolloiden bestimmt man am besten die Menge der Humusstoffe mit Gewebestruktur und der ohne Gewebestruktur getrennt für sich auf die im folgenden beschriebene Weise.

Nach ihrem Humusgehalt teilt man bekanntlich die Böden in humusarme, humose, humusreiche und humusüberreiche ein, und zwar nennt man nach Knop:

	Schwere Böden		Sandböden
humusarm . . .	bis 2 Gewichtsproz.	bis 1 Gewichtsproz.	
humushaltig . .	2— 5	"	1—2 "
humos	5—10	"	2—4 "
humusreich . .	10—15	"	4—8 "
humusüberreich	über 15	"	über 8 "

Humusstoffe ohne Gewebestruktur. (7)

Sie sind zum größten Teil reversible, zum geringeren Teil irreversible Gele mit sehr stark wechselnder chemischer Zusammensetzung. Sie adsorbieren namentlich gern CaO und K_2O ; wichtig sind sie für den Boden aber vor allem deswegen, daß sie auch Stickstoff und besonders stark Ammoniak adsorbieren.

In ungesättigtem Zustande gehen sie leicht in Sole über. Ungesättigte, „saure“ Humusgele sind in verdünnter Ammoniaklösung, Alkohol und auch schon in Wasser leicht löslich. Gesättigte werden dagegen selbst von verdünnter Ammoniaklösung nicht oder nur wenig gelöst; sie können aber löslich gemacht werden, indem man sie durch Zusatz von verdünnter Salzsäure bis zur sauren Reaktion in den ungesättigten Zustand überführt und dann mit Ammoniaklösung behandelt. Aus ihren Lösungen werden die Humussole durch HCl leicht gefällt.

Gut mit den anderen Bodenbestandteilen vermischt und im gesättigten Zustande, sind die hier beschriebenen Humuskolloide für den Boden sehr wertvoll; ungesättigte Humuskolloide, welche sich besonders bilden, wenn der Boden von einer dichten Rohhumusdecke bedeckt ist, wirken schädlich. Denn sie machen, wie überhaupt ungesättigte Gele, den Pflanzen die Aufnahme der Nährstoffe aus ihnen schwer oder sogar unmöglich; bei Anwesenheit reichlicher Bodenflüssigkeit gehen sie leicht in den Solzustand über, machen dann viele Pflanzennährstoffe, besonders P_2O_5 löslich und bringen durch Schutzkolloidwirkung auch Tonerde- und Eisenoxydhydratgel in Lösung; sie bewirken dadurch eine Verarmung des Bodens an Nährstoffen und führen, wenn sie in großer Menge vorhanden sind, auch leicht zur Bildung von Ortstein.

Von der An- und Abwesenheit ungesättigter Humuskolloide kann man sich leicht mittels der Schützeschen Probe überzeugen: adsorptiv gesättigte Humusstoffe lassen verdünnte Ammoniaklösung ungefärbt, ungesättigte geben eine braune bis schwarze Lösung.

Bei der großen Bedeutung der Humuskolloide für den Boden ist eine quantitative Bestimmung stets wünschenswert. Dies geschieht entweder durch Ermittlung des Glühverlustes (s. S. 47) oder man versetzt das Pulver bis zur sauren Reaktion mit verdünnter Salzsäure und zieht dann mit zweiprozentiger Ammoniaklösung aus, wobei nur die Humusstoffe ohne Gewebestruktur in Lösung gehen, die wenig veränderten Pflanzenreste aber ungelöst bleiben; die abfiltrierte Flüssigkeit wird eingedampft, der Rückstand bei $100^\circ C$ getrocknet, gewogen, dann geglüht und die zurückbleibende Asche in Abzug gebracht.

Humusstoffe mit noch erhaltener Gewebestruktur. (7)

Sie sind auch Kolloide, verhalten sich aber nur selten einfachbrechend; in der Regel zeigen sie sehr lebhaft anomale Spannungsdoppelbrechung, und zwar sind sie bald einachsig, bald zweiachsig, bald positiv, bald negativ; die Höhe ihrer Doppelbrechung ist oft recht bedeutend. Mit Farbstoffen färben sie sich sehr rasch und intensiv. Spezif. Gewicht 1.23 bis 1.51. Mit einer geeigneten Flüssigkeit, z. B. Monojodbenzol (Dichte =

= 1.83) oder etwa einem Gemisch von Bromoform und Benzol von der beiläufigen Dichte 2 lassen sie sich leicht von den anderen größeren Bodenteilchen trennen.

Mit den übrigen Bodenbestandteilen gut gemengt, sind sie für den Boden sehr günstig, wenn sie auch nicht die gleiche Bedeutung für ihn besitzen wie die Humuskolloide ohne Gewebestruktur. Ihre Bedeutung liegt in ihrem Gehalt an Pflanzennährstoffen und in ihrer günstigen Beeinflussung der physikalischen Eigenschaften des Bodens; sie erhöhen z. B. bei Sandböden Wasserkapazität und Bindigkeit und vermindern die Wasserdurchlässigkeit, während sie bei den Tonböden gerade umgekehrt wirken; sie vermindern die grellen Schwankungen in der Bodentemperatur, außerdem fördern sie durch die bei ihrer Verwesung entstehende Kohlensäure und das Ammoniak die Verwitterung der Bodenminerale, dienen als Nährsubstrat der Bodenbakterien usw.

Nicht mit den übrigen Bodenteilchen vermischt, sondern in Form einer dichten, zusammenhängenden Decke über der aus den anorganischen Stoffen bestehenden Bodenschicht vorhanden, wirken sie oft sehr ungünstig, weil sie, in diesem Falle mit Mineralstoffen meist nicht gesättigt, zur Bildung von Humusolen führen, die durch Auswaschung eine Verarmung der darunterliegenden Bodenschicht an Nährstoffen bewirken.

Die Humusstoffe mit Gewebestruktur finden sich nur in den Korngrößen > 0.01 . Sind diese kalkfrei (frei von anorganischen Kolloiden sind sie ja fast immer), so ermittelt man ihre Menge mittels des Glühverlustes (s. S. 47); ist Kalk vorhanden, so trennt man sie etwa durch eine schwere Flüssigkeit von den übrigen Bodenteilchen und wägt.

Seltenere Kolloide.

Tonerdephosphatgel, Magnesiumsilikatgel, Eisensulfidgel, Manganhydroxydgel.

III. Anhang.

Anhangsweise müssen noch einige Bodenbestandteile erwähnt werden, die weder unter den Kristalloiden noch den Kolloiden angeführt werden konnten.

Unverwitterte Gesteinsfragmente. Sie finden sich

natürlich vorzugsweise in den Primitivböden und sind als solche meist ohne Schwierigkeit zu erkennen.

Zufällige Bestandteile. In der Nähe menschlicher Ansiedlungen, besonders durch Verwendung des Mülls zu Düngezwecken, gelangen oft ganz zufällige Substanzen in den Boden, wie Kohlenstückchen, Kohlenschlacken, Ziegelbröckchen, Glassplitter usw. Sie sind in der Regel leicht als solche erkennbar, nur die Kohlenstückchen kann man allenfalls mit Erzen verwechseln, von denen sie sich aber durch den mangelnden Magnetismus oder wenigstens durch ihre Verbrennbarkeit beim Glühen auch leicht unterscheiden lassen.

C. Tabellen zur Bestimmung der Bodenminerale.

In den beiliegenden Bestimmungstabellen ist eine Reihe von Bezeichnungen angewendet, die einer näheren Erklärung bedürfen.

Die in der ersten Spalte angeführten Zahlen beziehen sich auf die Seite im Texte, auf der das betreffende Mineral beschrieben ist. Umgekehrt bedeuten die im Texte neben die Mineralnamen gesetzten Ziffern die Seitenzahl der Tabelle, in der sich das Mineral befindet.

Der Grad der Spaltbarkeit ist durch Unterstreichen und Einklammerung des Flächenzeichens, parallel welcher die Spaltbarkeit verläuft, ausgedrückt; $\underline{001}$ bedeutet z. B. eine sehr vollkommene, $\overline{001}$ eine deutliche, (001) eine undeutliche Spaltbarkeit nach der Basisfläche. Etwa beigesetzte Winkelgrade bedeuten den Winkel, den die Spaltarrisse miteinander einschließen.

Bezüglich des Pleochroismus hat z. B. das Schema $a > b = c$ die Bedeutung, daß die Farbe in der Richtung a intensiver ist als in der Richtung b , in dieser von gleicher Inten-

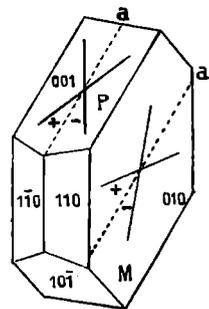


Fig. 39.

Erklärung des Charakters der Auslöschungsschiefe auf den Flächen P und M der Feldspäte.

sität wie in der Richtung c . Eine sehr bedeutend stärkere Absorption in der einen Richtung ist durch das Zeichen \gg bzw. \ll ausgedrückt.

In der Spalte „Optische Orientierung“ bedeutet z. B. $c : c = 10^0$ eine Abweichung der Mittellinie c von der kristallographischen Achse c nach hinten, $c : c = -10^0$ nach vorn um 10^0 . In der Feldspatgruppe ist unter A_p die Auslöschungsschiefe auf der Fläche P (001), unter A_m die auf der Fläche M (010) zu verstehen; über die Erklärung des Vorzeichens siehe Fig. 39.

Die Bedeutung von n , ω , ε , $\varepsilon - \omega$, α , β , γ , $\gamma - \alpha$ siehe S. 26 bis 28, die von $2E$ und $2V$ auf S. 27 und 44!

$R > Bl$ bedeutet, daß der Achsenwinkel für rotes Licht größer, $R \gg Bl$: bedeutend größer, $R \lesssim Bl$: bald größer, bald kleiner ist als für blaues Licht.

v. L. = vor dem Lötrohr; in dieser Spalte öfters angeführte Temperaturzahlen bedeuten den Schmelzpunkt des betreffenden Minerals.

Sachregister.

A.

Achsenebene, Bestimmung der Lage der 46.
Achsenwinkel 27.
Achsenwinkel, Größe des 44.
acidophil 48.
Adsorption 98.
Aggregatpolarisation 63.
Agirin 79, 81.
Agirinaugit 81.
Akmit 81.
Aktinolith 83.
Albit 96.
Almandin 65.
Altern der Gele 98.
Aluminium, Nachweis des 56.
Ammoniak, Nachweis des 55.
amphophil 49.
Anatas 67.
Andalusit 74.
Andesin 97.
anisotrop 26.
Anomit 87.
Anorthit 97.
Anorthoklas 93.
Anthophyllit 81.
Antigorit 84.
Apatit 68.
Arfvedsonit 83.
Astrophyllit 97.
Augit 79, 81.
Auslöschung 36.
Auslöschungsschiefe 36.
Austauschfähigkeit der Gele 98.
Axinit 97.

B.

Barkevikit 83.
basaltische Hornblende 83.
basophil 48.
Bauxit 100.
Bewertung der physikal. Bodeneigenschaften 14.

Biotit 86.
Bodenproben, Anzahl der 5.
Bodenproben, Tiefe der 5.
Bor, Nachweis von 54.
Brechungsexponenten der Bodenminerale, Tabelle der 33.
Brookit 73.
Brcuit 72.
Bytownit 97.

C.

Calcium, Nachweis von 53, 56.
Cerepidot 78.
Cerium, Nachweis von 57.
Chalcedon 75.
Chlorit 88.
Chloritoid 89.
Chromit 66.
Chrysotil 84.
Cyanit 74.

D.

Darstellungsweise der mineralog. Untersuchungsergebnisse 61.
Delessit 88.
Diallag 80.
Diaspor 90.
Dichte, Bestimmung der 46.
Dickenbestimmung 38.
Diopsid 79, 80.
Dispersion der Mittellinien 45.
Dispersion der optischen Achsen 44.
Disthen 74.
Dolomit 71.
doppeltbrechend 26, 35.
doppeltbrechende einachsige Minerale 66.
doppeltbrechende zweiachsige Minerale 73.
Doppelbrechung, Bestimmung der Stärke der 37.

Doppelbrechung, Bestimmung des Charakters der 42.

Dumortierit 97.

Durchlässigkeit, Bestimmung der 13.

Durchsichtigkeit 28.

E.

Ebene der optischen Achsen 27.

einfachbrechend 26, 35.

einfachbrechende Minerale 63.

Eisen, Nachweis von 53, 56.

Eisenglanz 71.

Eisenglimmer 71.

Eisenoxyd 71.

Eisenoxydhydratgel 100.

eisenoxydhaltige Silikatgele 101.

Eisensulfidgel 104.

Elastizitätsachsen 27.

Epidot 77.

Epidotgruppe 76.

Erdbohrer 3.

F.

Färbbarkeit durch organische Farbstoffe 48.

Farbe 28.

Fassait 81.

Feinboden 6.

Ferriphosphatgel 101.

Ferrophosphatgel 101.

Flammenfärbungen 53.

Form- und Strukturverhältnisse, Untersuchung der 24.

Fuchsit 86.

G.

Gang der mineralogischen Bodenuntersuchung 60.

gealterte Gele 98.

Gele 97.

gemeine Hornblende 83.

geologische Herkunft des Bodens 7.

gesättigte Gele 98.

Gips 76.

Glaukonit 83.

Glaukophan 83.

Glimmergruppe 84.

Glühen, Veränderung der Minerale durch 47.

Goethit 73.

Granat 65.

Graphit 72.

Grossular 65.

Grundwasserstand 8.

Grünerde 84.

Grünerit 83.

H.

Hämatit 71.

Härte, Bestimmung der 47.

Helenbergit 81.

Heparreaktion 53.

Hercynit 64.

Höhe der Doppelbrechung 27, 28.

Höhe der Doppelbrechung, Bestimmung der 37.

Hohlraumvolumen, Bestimmung des 11.

Hornblendegruppe 81.

Humusböden, Einteilung der 102.

Humusstoffe m. Gewebestruktur 103.

Humusstoffe ohne Gewebestrukt. 102.

Hussakit 72.

Hydrargillit 89.

I.

Ilmenit 72.

irreversible Gele 98.

isotrop 26.

K.

Kalium, Nachweis des 53, 55.

Kalkböden, Einteilung der 70.

Kalknatronfeldspäte 94.

Kalzit 69.

Kaolinit 90.

Karbonate, Nachweis der 53.

Kassiterit 72.

Kies 6.

Kieselsäuregel 100.

Kliachit 100.

Klinochlor 88.

Klinozoisit 77.

Kolloide 97.

Kolloide, Bedeutung der 99.

Kolloide, Mengenbestimmung der 99.

Koepckyscher Probeentnahmeapparat 9.

Koepckyscher Schlämmapparat 19.

Kordierit 75.

Korund 72.

Kristalloide 63.

Krumentiefe 7.

Kühnscher Schlämmylinder 16.

L.

Labrador 97.

Lävenit 97.

Lazulith 97.

Lehmböden, Einteilung der 22.

Lepidolith 86.
Lepidomelan 87.
Leptochlorite 88.
lichtbrechende Flüssigkeiten 29.
Lichtbrechung, Bestimmung der 29.
Limonit 73.
Lithionit 87.
Lithium, Nachweis des 54.
Löslichkeit, Untersuchung der 52.
Luftkapazität, Bestimmung der 13.

M.

Magnesiumsilikatgel 104.
Magnesit 72.
Magnesium, Nachweis des 56.
Magnesiumdiopsid 81.
Magneteseisen 63.
Magnetismus, Bestimmung des 47.
Magnetit 63.
makrochemische Reaktionen 53.
Mangan, Nachweis des 53, 56.
Manganhydroxydgel 104.
Markasit 64.
mechanische Schlämmanalyse 15.
mechanische Bodenanalyse, Bedeutung der 21.
Melanit 65.
Melnikowit 64.
Menge einer vorhandenen Mineralart, Bestimmung der 57.
mikrochemische Reaktionen 54.
Mikroclin 93.
mineralogische Bodenanalyse, Wesen und Bedeutung 1.
Mittellinien 28.
Monazit 74.
monokline Hornblenden 81.
monokline Pyroxene 79.
Muskowit 85.

N.

Natrium, Nachweis von 53, 55.
negative Kristalle 27.
Neigung des Bodens 8.
Newtonsche Farbenskala 39.
Nontronit 97.

O.

Oligoklas 97.
Oligoklasalbit 96.
Omphacit 81.
optische Achsen 26, 27.
optische Charakteristik der Kristallsysteme 26.

optisch einachsige 26, 41.
optische Normale 28.
optische Orientierung 106.
optischer Charakter der Doppelbrechung 27, 28, 42.
optischer Charakter der Hauptzone 40.
optisch zweiachsige 27, 41.
Orthit 78.
Orthochloritgruppe 88.
Orthoklas 91.
Ortstein 101, 103.
Ottrelith 89.
oxyphil 49.

P.

Paragonit 86.
Pargasit 83.
Pennin 88.
Periklas 66.
Perowskit 66.
Phlogopit 87.
Phosphor, Nachweis des 54, 57.
Phosphorit 68.
Picotit 64.
Piemontit 78.
Pistazit 77.
Plagioklase 94.
Pleochroismus, Bestimmung des 35, 105.
Pleonast 64.
Porenvolumen, Bestimmung des 11.
Porosität 11.
positive Kristalle 27.
Probeentnahme 3, 9.
Probegrube 3.
Pseudobrookit 97.
Pseudofärbungen 49.
Pyrit 64.
Pyrop 65.
Pyroxengruppe 78.

Q.

Quantitätsbestimmung auf geometrischem Wege 53.
Quarz 69.
Quarzin 75.

R.

reversible Gele 98.
rhombische Hornblenden 81.
rhombische Pyroxene 78.
Riebeckit 83.
Roteisen 71.
Rubellan 87.
Rutil 66.

S.

Sandböden, Einteilung der 22.
Sanidin 91.
scheinbares spezif. Gewicht, Bestimmung des 12.
Schlammanalyse 15.
Schlammgeschwindigkeit 17.
Schmelzen der Minerale 47.
Schützesche Probe 103.
Schwefel, Nachweis von 53.
schwere Flüssigkeiten 46.
Sedimentierverfahren 16.
Seladonit 84.
Sericit 86.
Serpentin 84.
Silicium, Nachweis von 57.
Sillimanit 75.
Sole 97.
Spaltbarkeit 25, 105.
Spessartin 65.
spezifisches Gewicht, Bestimmung des 12, 46.
Sphärokristalle 63.
Spinell 64.
Spodumen 81.
Sporogelit 100.
Sprödglimmergruppe 89.
Spülverfahren 19.
Staurolith 74.
Steine 6.
Steingehalt, Bestimmung des 6.

T.

Talk 89.
Thulit 77.
Thuringit 88.
Titan, Nachweis von 53.
Titanaugit 81.
Titaneisen 72.
Titaneisenglimmer 72.
Titanit 73.
Ton 100.

Tonböden, Einteilung der 22.
Tonerdehydratgel 100.
Tonerdekieselsäuregel 100.
Tonerdephosphatgel 104.
Topas 97.
Tremolit 83.
Trennungsmethoden 57.
Turmalin 67.

U.

ungesättigte Gele 98.
Untersuchungsergebnisse, Darstellung der mineralogischen 61.
Untersuchungsgang der mineralog. Bodenuntersuchung 60.
Uwarowit 65.

V.

Vesuvian 72.
Vivianit 75.
Volumgewicht, Bestimmung des 12.
Vorbereitung des Bodens für den Schlammprozeß 16.

W.

Wasserkapazität, Bestimmung d. 10.
wirkliches spezifisches Gewicht, Bestimmung des 12.
Wollastonit 97.

X.

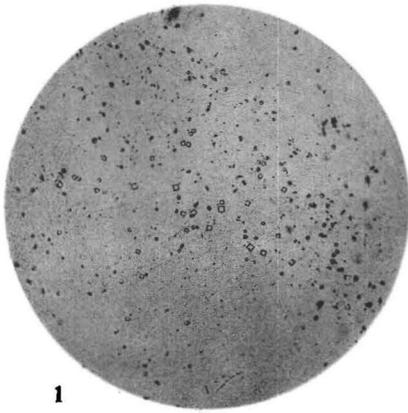
Xenotim 72.

Z.

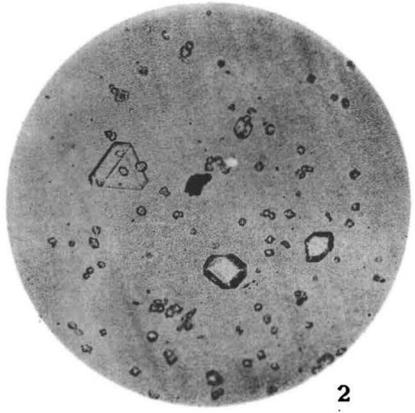
Zirconium, Nachweis von 57.
Zirkon 67.
Zoisit 76.
Zwillingsbildung, Erkennung der 25.
Zwillingslamellierung 26.

Erklärung der Tafel I.

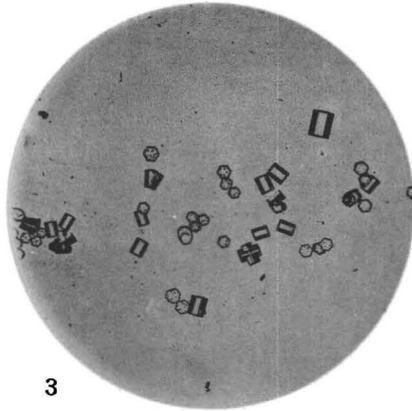
- Fig. 1. Kieselfluorkaliumkristalle aus Apophyllit. Fassatal. Vergr. 144. S. 55. Nach H. Rosenbusch und E. A. Wülfing.
- Fig. 2. Kieselfluorkaliumkristalle aus Sanidin. Wehr. Vergr. 153. S. 55. Nach H. Rosenbusch und E. A. Wülfing.
- Fig. 3. Kieselfluornatriumkristalle. Vergr. 77. S. 55. Nach H. Rosenbusch und E. A. Wülfing.
- Fig. 4. Kieselfluornatriumkristalle und Kieselfluoraluminium (amorph) aus Sodalith, Vesuv. Vergr. 29. S. 55 und 56. Nach H. Rosenbusch und E. A. Wülfing.
- Fig. 5. Kieselfluorcalciumkristalle. Vergr. 49. S. 56. Nach H. Rosenbusch und E. A. Wülfing.
- Fig. 6. Kieselfluorcalciumkristalle aus Apophyllit. Vergr. 45. S. 56. Nach H. Rosenbusch und E. A. Wülfing.



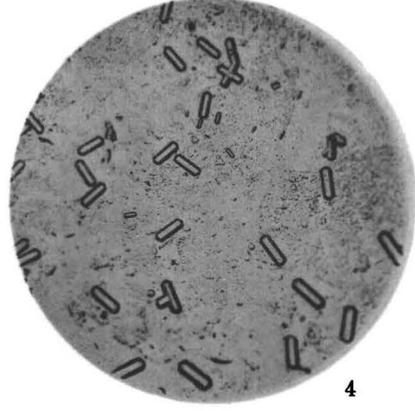
1



2



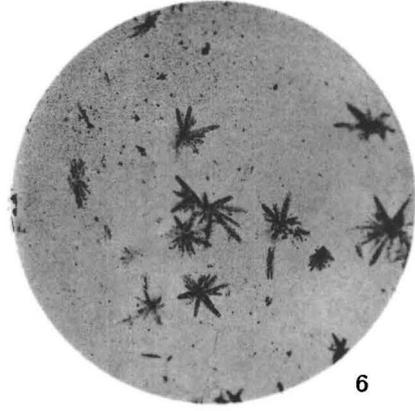
3



4



5



6

klärung der Tafel II.

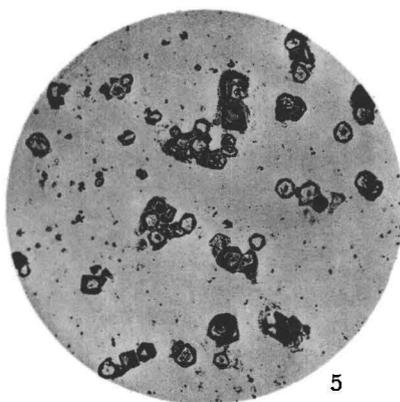
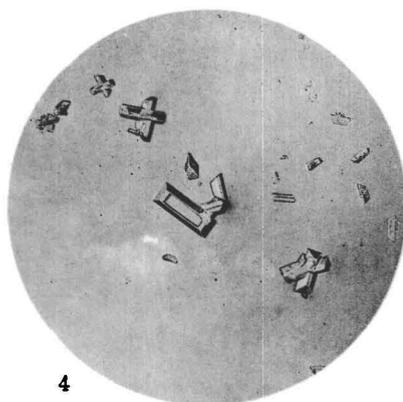
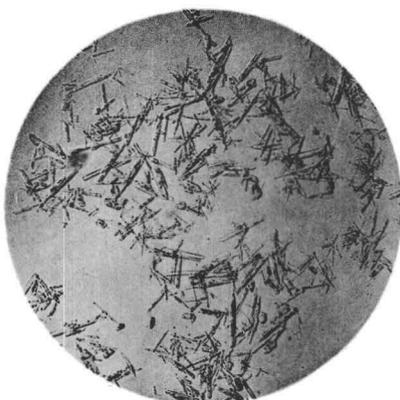
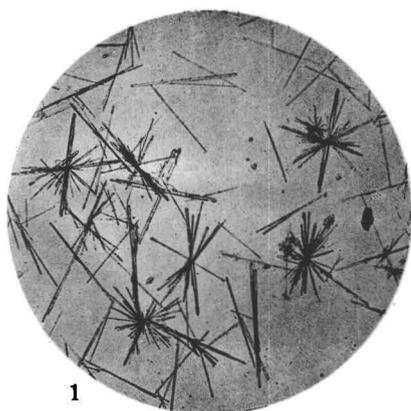
Vergr. 22. S. 56. Nach H. Rosenbusch und E. A.

Strontiumkristalle aus Biotit. Vergr. 32. S. 56. Nach
und E. A. Wülfing.

Ammoniummagnesiumphosphat (Struvit). Vergr. 11.
Rosenbusch und E. A. Wülfing.

aus sehr verdünnter Lösung. Vergr. 32. S. 56.
Rosenbusch und E. A. Wülfing.

Kristalle. Vergr. 22. S. 57. Nach H. Rosenbusch



Erklärung der Tafel III.

- Fig. 1. Kalzitoolithe zwischen gekreuzten Nikols. Vergr. 22. S. 63.
Nach H. Rosenbusch und E. A. Wülfing.
- Fig. 2. Zirkonkristalle. isoliert aus Granit von Strehlen i. Schl. Vergr. 171
und 153. S. 67. Nach H. Rosenbusch und E. A. Wülfing.
- Fig. 3. Mikroklin. Schnitt parallel P (001) zwischen gekreuzten Nikols.
S. 93. Nach F. Rinne.
- Fig. 4. Zwillingslamellierung nach Albit- und Periklingesetz am Labrador
des Olivengabbro von Le Prese im Veltlin bei gekreuzten Nikols.
Vergr. 15. S. 26 und 94. Nach H. Rosenbusch und E. A. Wülfing.
- Fig. 5. Schalenbau der Kalknatronfeldspäte bei gekreuzten Nikols.
Aus Vitrophyr von Cunardo bei Lugano. Vergr. 42. S. 94. Nach
H. Rosenbusch und E. A. Wülfing.

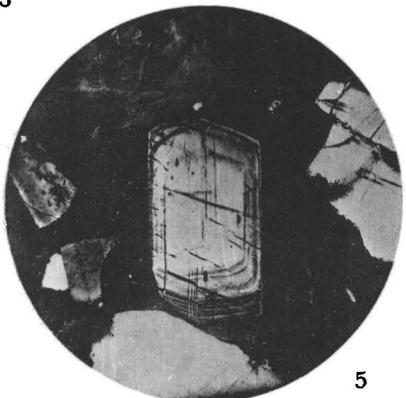
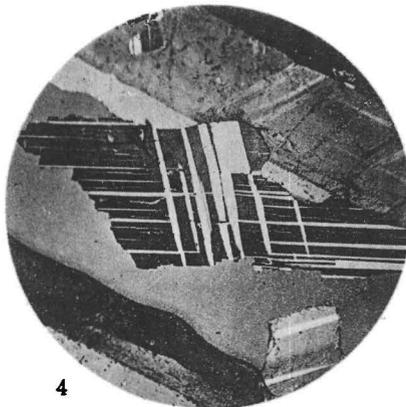
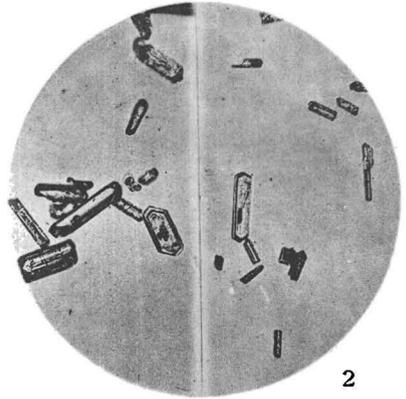
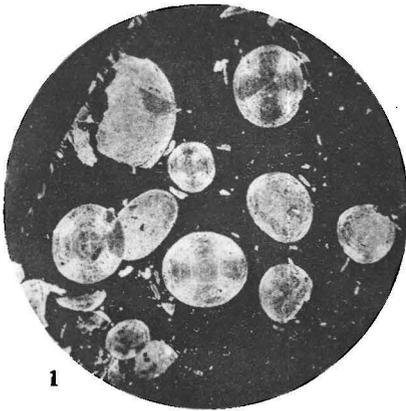


Tabelle 1.

Einfachbrechende Minerale.

Seite	Name des Minerals	Chemische Zusammensetzung	Kristallsystem	Spaltbarkeit	Ausbildung des Minerals im Boden	Spezif. Gewicht	Härte	F a r b e		n	Löslichkeit in Säuren	Schmelzbarkeit	Sonstige Bemerkungen
								im auffallenden Lichte	im durchfallenden Lichte bei ungefähr 0.01—0.05 mm Dicke				
63	Magneteisen (Magnetit) . . .	Fe ₃ O ₄	tess.	—	meist Körner, selten Oktaeder	4.9—5.2	5.5—6.5	eisenschwarz mit bläulichem Stich; metallglänzend	undurchsichtig		in HCl löslich	v. L. schwer schmelzbar (1210° bis 1260°)	stark magnetisch
64	Pyrit	FeS ₂	tess.	—	Würfel; derb; kugelige, nierenförmige, knollige Aggregate	4.9—5.2	6—6.5	meist speisgelb mit Metallglanz, seltener braun	undurchsichtig		nur in konz. HNO ₃ löslich unter Abscheidung von Schwefel	v. L. mit bläulicher Flamme brennend	
64	Markasit	FeS ₂	rhomb.	—	meist kugelige, nierenförmige oder knollige Aggregate mit faseriger Textur	4.65—4.88	6—6.5	graulich speisgelb, mehr oder minder metallglänzend	dtto.		dtto.	dtto.	
64	Melnikowit	FeS ₂	?	—	kristallinische Aggregate von kugeligem, feinträubiger oder nierenförmiger Gestalt	4.2—4.3	2—3	mattschwarz, zuw. stahlgrauer Metallglanz	dtto.		in verdünntem HCl langsam, beim Erwärmen schnell unter Abscheidung von Schwefel löslich	dtto.	schwach magnetisch, mit Farblosungen schwach anfärbbar
64	Spinellgruppe (Spinell Pleonast Hercynit Picotit)	MgAl ₂ O ₄	tess.	—	Körner, selten Oktaeder	3.5—4.1	7.5—8	farblos, rot, grün, blau, violett	farblos, rötlich, grünlich, bläulich, hellviolett	1.714—1.726	von Säuren und von schmelzendem Alkali sehr wenig, die eisenfreien gar nicht angreifbar	v. L. unschmelzbar	
64		(Mg, Fe) ₂ (Al, Fe) ₂ O ₄	tess.	—	dtto.	3.5—4.1	7.5—8	schwarz ohne Metallglanz, grün	grün	1.714—1.726	dtto.	dtto.	
64		FeAl ₂ O ₄	tess.	—	dtto.	3.91—3.95	7.5—8	dtto.	dtto.	1.749	dtto.	dtto.	etwas magnetisch
64		(Mg, Fe) ₂ (Al, Cr, Fe) ₂ O ₄	tess.	—	dtto.	4.8	8	schwarz ohne Metallglanz, braun	braun, gelb	etwa 2.0	dtto.	dtto.	
65		Grossular	Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	tess.	(110)	Körner	3.2—3.6	6.5—7	grünlichweiß, grün	farblos, hellgrünlich	1.744—1.757	selbst in HF unlöslich	v. L. zu farblosem bis grünlichem Glase schmelzbar (1150°—1250°)
65	Pyrop	Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	tess.	(110)	dtto.	3.7—3.8	7.5	dunkelblutrot	blutrot	1.741—1.750	dtto.	schwierig zu schwarzem, nicht magnetischem Glase schmelzbar	oft Kelephytrand
65	Spessartin	Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	tess.	(110)	dtto.	3.7—4.3	7—7.5	orange bis rot	farblos, rötlich, grünlich	1.799—1.811	dtto.	zu grünem bis schwärzlichem, wenig magnetischem Glase schmelzbar	
65	Almandin	Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	tess.	(110)	dtto.	3.7—4.3	7—7.5	blutrot, kirschrot	rot	1.802—1.811	dtto.	ziemlich leicht zu schwarzem, magnetischem Glase schmelzbar (1070° bis 1265°)	öfters Zonarstruktur
65	Melanit	Ca ₃ Fe ₂ Si ₃ O ₁₂	tess.	(110)	dtto.	3.3—4.1	7	schwarz	braun	1.857	von HCl unter Gelatination zersetzbar	leicht zu schwarzem, stark magnetischem Glase schmelzbar (925° bis 1190°)	dtto.
65	Uwarowit	Ca ₃ Cr ₂ Si ₃ O ₁₂	tess.	(110)	dtto.	3.4—3.5	7—8	dunkelmaragdgrün	grün	1.838	unlöslich	v. L. unschmelzbar (1270° bis 1300°)	zuweilen anomale Doppelbrechung
65	Gemeiner Granat	(Ca, Fe) ₃ (Al, Fe) ₂ Si ₃ O ₁₂	tess.	(110)	dtto.	3.3—3.8		schmutzgrün, bräunlich	rötlich bis farblos	etwa 1.771	dtto.	zu schwärzlichem, wenig magnetischem Glase schmelzbar	zuweilen anomale Doppelbrechung u. Zonarstruktur
66	Perowskit	CaTiO ₃	tess.?	—	Körner, selten Oktaeder	3.97—4.04	5—6	gelb, braun, rotbraun, grauschwarz	hellgrau, bräunlich, violettgrau, rotbraun	2.38	in konz. H ₂ SO ₄ beim Erwärmen löslich	v. L. unschmelzbar	bei größeren Kristallen anomale Doppelbrechung und Zwillinglamellierung

Tabelle 2.

Doppelbrechende einachsige Minerale.

Seite	Name des Minerals	Chemische Zusammensetzung	Kristallsystem	Spaltbarkeit	Ausbildung des Minerals im Boden	Spezif. Gewicht	Härte	Farbe		Pleochroismus	ω	$\epsilon - \omega$	Optischer Charakter der		Löslichkeit in Säuren	Schmelzbarkeit	Sonstige Bemerkungen	
								im auffallenden Lichte	im durchfallenden Lichte bei ungefähr 0.01—0.05 mm Dicke				Doppelbrechung	Hauptzone				
66	Rutil	TiO ₂	tetrag.	110 (100)	Säulchen nach c, Körner	4.2—4.3	6—6.5	rot, rötlichbraun bis gelblich, grau violett, schwarz	rötlich, gelblich, grau violett	$\epsilon > \omega$; selten deutlich	2.616	2.903	0.287	+	+	unlöslich	v. L. unschmelzbar	zuweilen knie- und herzförmige Zwillinge
67	Anatas	TiO ₂	tetrag.	111 (001)	pyramidale oder tafelförmige Kriställchen, Körner	3.82—3.97	5.5—6	gelb, braun, rot, blau bis schwarz	gelblich, bräunlich, bläulich, farblos	schwach; $\omega > \epsilon$	2.562	2.489	0.073	—	—	unlöslich	v. L. unschmelzbar	zuweilen optische Anomalien
67	Zirkon	ZrSiO ₄	tetrag.	110 (100)	Säulchen nach c, Körner	4.1—4.7	7.5	rot, braun, grau, gelb, grün, farblos	farblos, lichtgelblich, lichtrosa	schwach; $\omega > \epsilon$	1.924—1.960	1.968—2.015	0.044—0.062	+	+	unlöslich	v. L. unschmelzbar (etwa 2000°)	selten anomale Zweiachsigkeit
67	Turmalin	Borhaltiges Tonersilikat	hex.	—	Säulchen nach c, Körner	2.94—3.24	7—7.5	schwarz, braun, grün, rotbraun	braun, grün, blauviolett, gelblich, rötlich	$\omega > \epsilon$	1.632—1.685	1.612—1.652	0.017—0.034	—	—	unlöslich	v. L. schwer schmelzbar (1010° bis 1100°)	zuweilen anomale Zweiachsigkeit
68	Apatit	(Cl, F)Ca ₅ P ₃ O ₁₂	hex.	—	Körner, selten Säulchen nach c	3.10—3.22	5	farblos, weiß, grün, blau, rot, braun	farblos, bläulichgrau, grünlich, rötlich, bräunlich	$\epsilon > \omega$	1.634—1.645	1.632—1.641	0.002—0.005	—	—	in HCl und HNO ₃ löslich	v. L. schwer schmelzbar (1300° bis 1550°)	zuweilen optisch zweiachsig
69	Quarz	SiO ₂	hex.	—	Körner	2.65	7	farblos, weiß, grau, bläulich, rötlich, braun bis schwarz	farblos oder manchmal ganz schwach bläulich		1.544	1.553	0.009	+	—	nur in HF löslich	v. L. unschmelzbar (1450° bis 1780°)	
69	Kalzit	CaCO ₃	hex.	1011	Körner, stengelige u. kugelige, konzentrisch schalige Aggregate, Sphärokrystalle	2.6—2.8	3	farblos, weiß, grau, gelblich, bräunlich, bläulich, rötlich, braun bis schwarz	farblos, grau, gelblich, bräunlich	fehlend oder $\omega > \epsilon$	1.638	1.486	0.172	—	—	schon in verdünnter Essigsäure unter Aufbrausen löslich	v. L. unschmelzbar und zerfallend	zuweilen Zwillingslamellierung nach 0112
71	Dolomit	MgCaC ₂ O ₆	hex.	1010	Körner, körnige Aggregate	2.85—2.95	3.5—4	farblos, weiß, grau, gelblich, bräunlich, schwarz	dtto.	fehlend oder $\omega > \epsilon$	1.683—1.700	1.503—1.513	0.180—0.185	—	—	schon in kalter, nicht allzu stark verdünnter HCl langsam löslich	v. L. unschmelzbar und zerfallend	
71	Eisenoxyd (Hämatit)	Fe ₂ O ₃	hex.	—	Blättchen nach 0001, Körner, schuppige und körnige Aggregate	4.9—5.3	5.5—6.5	rot eisenschwarz	rot, gelblich, gelblichgrau	$\omega > \epsilon$	3.22	2.94	0.28	—	—	nur langsam löslich	v. L. unschmelzbar (1300° bis 1400°)	Magnetismus fehlend oder sehr schwach
72	Titaneisen (Ilmenit)	FeTiO ₃	hex.	—	Blättchen nach 0001, Körner	4.5—5.2	5—6	eisenschwarz bis schwarzbraun	melkenbraun bis krappbraun		hoch	hoch	hoch	—	—	schwer löslich	v. L. unschmelzbar	dtto.
72	Brunit	Mg(OH) ₂	hex.	0001	Blättchen nach 0001, schuppige Aggregate	2.38—2.4	2	farblos, weiß, grünlich	farblos bis grünlich		1.560	1.581	0.021	+	—	löslich	v. L. unschmelzbar	zuweilen anomale Zweiachsigkeit; nach schwachem Glühen oxyphil färbbar

Tabelle 3.

Doppelbrechende zweiachsige Minerale.

Seite	Name des Minerals	Chemische Zusammensetzung	Kristallsystem	Spaltbarkeit	Ausbildung des Minerals im Boden	Spezif. Gewicht	Härte	Farbe		Pleochroismus	Optische Orientierung	α	β	γ	$\gamma - \alpha$	Optischer Charakter der		2 E	2 V	Achsen- dispersion	Löslichkeit in Säuren	Schmelzbarkeit	Sonstige Bemerkungen
								im auffallenden Lichte	im durchfallenden Lichte bei ungefäh- r 0,01-0,05 mm Dicke							Doppel- brech.	Haupt- zone						
73	Brookit	TiO ₂	rhomb.	010	tafelig nach 100	4,03-4,17	5,5-6	rot, gelblich, bräunlich, schwarz	gelblich bis fast farblos, rötlich, bräunlich	schwach	a = c, b = a für Rot a, c, e = a für Grün	2,583	2,586	2,741	0,158	+	0°-63°	0-23°		unlöslich	v. L. unschmelzbar (1560°)		
73	Goethit	Fe O · O · H	rhomb.	010 (100)	Blättchen nach 010, Nadeln	4-4,4	5-5,5	gelbbraun bis braunrot	gelblich, rötlich, bräunlich	deutlich	b = a, c = c für Rot a, c, b = a für Grün		2,5		hoch	-	2 E rot = 58° 31' 2 E gelb = 67° 42'			in HCl etwas schwer, in HNO ₃ leichter löslich	v. L. nur an den Kanten schmelzbar		
73	Limonit	2 Fe ₂ O ₃ · 3 H ₂ O	rhomb.	(100)	erdig oder kugelige, traubige oder nierenförmige Aggregate mit faseriger Textur	3,3-4	etwa 5	schwarzlichbraun bis ockergelb	braun bis gelb	b > c > a	b = a, c = c				0,048	-	groß		R > Bl	in HCl langsam löslich	v. L. schwer schmelzbar		
73	Titanit	Ca Si Ti O ₅	mon.	110 (134°)	Körner	3,4-3,6	5-5,5	braun, gelb, seltener rötlich, grünlich	farblos, gelb, seltener bräunlichgelb, grünlichgelb, rötlichgelb	schwach c > b > a	b = b, c : c = + 39°	1,887-1,913	1,894-1,921	1,979-2,054	0,0826-0,1403	+	46°-88°		R > Bl	von H ₂ SO ₄ zersetzbar	v. L. schwer schmelzbar	zuweilen Zwillingsbildung	
74	Monazit	Ce PO ₄	mon.	100 010	dicke Tafeln nach 100, Körner	4,9-5,3	5,5	gelblich, rötlichbraun	farblos, gelblich	b > c = a	b = a, c : c = 2°-6°	1,786-1,798	1,788-1,800	1,837-1,845	0,045-0,051	+	22°-36°		R < Bl	in HCl schwer löslich unter Hinterlassung eines weißen Rückstandes	v. L. unschmelzbar	zuweilen Zwillinge nach 100	
74	Staurolith	H Fe Al ₅ Si ₃ O ₁₃	rhomb.	(010)	kurze Säulen nach c, Körner	3,4-3,8	7-7,5	gelbbraun rötlichbraun bis bräunlichschwarz	gelb bis rotbraun	c > b = a	b = a, c = c	1,736	1,741	1,746	0,010	+	> 180°	89°	R > Bl	unlöslich	v. L. unschmelzbar	zuweilen Durchkreuzungszwillinge	
74	Disthen (Cyanit)	Al ₂ Si O ₅	trikl.	100 010 (001)	Körner, Säulchen nach c	3,5-3,7	4-7	blau, weiß	farblos, hellblau	schwach	a fast ⊥ 100, c : c = + 30°	1,712-1,717	1,720-1,722	1,728-1,729	0,012-0,016	+	> 180°	82°	R > Bl	unlöslich	v. L. unschmelzbar (> 1430°)	Zwillinge häufig; mit Kobaltlösung gefärbt, Blaufärbung	
74	Andalusit	Al ₂ Si O ₅	rhomb.	110 (91°)	Körner, Säulchen nach c	3,1-3,2	7,5	weiß, grau, bräunlich, rötlich, grünlich	farblos, rötlich	schwach a > b > c	b = a, c = a	1,632	1,638	1,643	0,011	-	> 180°	84°-85°		unlöslich	v. L. schwer schmelzbar (etwa 1200°)	mit Kobaltlösung gefärbt, Blaufärbung	
75	Sillimanit	Al ₂ Si O ₅	rhomb.	100	Säulchen nach c	3,23-3,25	6-7	weiß, gelblich, bräunlich, grau	farblos		b = a, c = c	1,656-1,660	1,658-1,661	1,677-1,682	0,020-0,022	+	33°-53°	20°-31°	R > Bl	unlöslich	v. L. unschmelzbar	ditto.	
75	Vivianit	Fe ₃ (PO ₄) ₂ · 8 H ₂ O	mon.	010	gewöhnlich kugelige Aggregate mit radialstängiger Textur oder erdig, seltener einzelne Kristalle	2,6-2,7	1,5-2,2	in ganz frischem Zustande farblos oder weiß, an der Luft blau, blauschwarz, blaugrün	blau oder schwach bläulichweiß	pleochroitisch	b = a, c : c = 61°		1,592		stark	+	143°		R < Bl	in HCl und HNO ₃ leicht löslich	v. L. schmelzbar und die Flamme blaugrün färbend		
75	Chaledon	Si O ₂	rhomb.?		faserige Aggregate, zuweilen Sphärokristalle	2,57-2,64	6,5-7	farblos, weiß oder verschieden gefärbt	farblos oder verschieden gefärbt		c (Faserachse) = a	1,531-1,533	etwa 1,536	1,540-1,544	0,009-0,011	+	0-45°	0-30°		nur in HF löslich	v. L. unschmelzbar		
75	Kordierit	Mg ₂ Al ₄ Si ₃ O ₁₈	rhomb.	(010)	Körner, kurze Säulen nach c	2,59-2,66	7-7,5	grau, blau, gelb bis bräunlich	farblos, bläulich, gelblich, bräunlich	fehlend o. schwach b > c > a	b = c, c = a	1,532-1,532	1,536-1,537	1,539-1,539	0,006-0,010	-	63°-165°		R < Bl	schwer angreifbar	v. L. sehr schwer schmelzbar (1310°)	zuweilen Durchkreuzungszwillinge und polysynthetische Zwillinglamellen	
76	Gips	Ca SO ₄ · 2 H ₂ O	mon.	010 (100) 111	Tafeln, Säulchen, körnige und faserige Aggregate	2,32	2	farblos, weiß, seltener gefärbt durch fremde Beimengungen	farblos		b = b, c : c = - 53°	1,520	1,523	1,530	0,010	+	95°		R < Bl	in Säuren löslich, schwer löslich in Wasser	v. L. trübe werdend und zu weißem Email schmelzend	mit Soda auf Kohle	
76	Epitotgruppe	Zoisit	rhomb.	100 (001)	Körner, kurze Säulen nach b	3,25-3,37	6-6,5	weiß, grau grün, bräunlich	farblos oder schwach blaugrünlich	fehlend o. schwach	c = c, b = a (Zoisit α) od. c = c, b = b (Zoisit β)	1,696-1,700	1,696-1,702	1,702-1,706	0,005-0,009	+	0-116°	0-60°	R > Bl	unlöslich; nach dem Glühen aber durch HCl unter Gallertbildung zersetzbar	v. L. schmelzbar	abnorme Interferenzfarbe, zuweilen versteckte Zwillingslamellen	
77		Klinozoisit	mon.	001 (100)	65°	Körner, Säulchen nach b	3,3-3,5	6,5	ditto.	ditto.	fehlend o. schwach	b = b, c : a = = - 11° bis 0°	1,712-1,724	1,714-1,729	1,718-1,734	0,005-0,011	+	> 180°	75°-90°	R < Bl	ditto.	v. L. schmelzbar	abnorme Interferenzfarbe, starke Dispersion der Mittellinien u. zuweilen Zwillingsbildung
77		Pistazit (Epitot)	mon.	001 (100)	65°	ditto.	3,3-3,5	6,5	meist pistaziengrün, seltener bräunlich oder gelb	farblos, gelblich bis zeisiggrün	c > b > a	b = b, c : a = = 0° bis + 4°	1,720-1,734	1,724-1,762	1,734-1,780	0,014-0,061	-	168°-> 180°	69°-90°	R > Bl	ditto.	v. L. schmelzbar (1250°)	zuweilen Zwillingsbildung
78	Orthit	H (Ca, Fe) ₂ (Al, Fe, Ce), Si ₃ O ₁₃	mon.	001	ditto.	3,5-4,2	5,5-6	pechschwarz, mitroströter oder brauner Verwitterungsrinde	braun	c > b > a	b = b, c : a = + 36° ungefähr		1,682 u. höher		0,032-0	+	schwankend	schwankend		von HCl etwas angreifbar	v. L. zu magnetischem Glas schmelzbar	ditto.	

Tabelle 4.

Doppelbrechende zweiachsige Minerale.

Seite	Name des Minerals	Chemische Zusammensetzung	Kristallsystem	Spaltbarkeit	Ausbildung des Minerals im Boden	Spezif. Gewicht	Härte	Farbe		Pleochroismus	Optische Orientierung	α	β	γ	$\gamma - \alpha$	Optischer Charakter der		$2E$	$2V$	Achsen- dispersion	Löslichkeit in Säuren	Schmelzbarkeit	Sonstige Bemerkungen
								im auffallenden Lichte	im durchfallenden Lichte bei ungefähr 0.01—0.05 mm Dicke							Doppelbrech.	Hauptzone						
78	Enstatit . . .	$Mg_2Si_2O_6$	rhomb.	110 (88) (10)	Körner, gedrungene Säulchen nach c	3.1	5—6	grünlich, gelblich	farblos, schwach grünlich oder gelblich	fehlend oder sehr schwach	$b = a, c = c$	1.656	1.659	1.665	0.009	+	+	$145^\circ > 180^\circ$	70° bis	$R < BI$	schwer löslich	v. L. unschmelzbar (1380° bis 1400°)	
78	Bronzit . . .	$(Mg, Fe)_2Si_2O_6$	rhomb.	ditto.	ditto.	bis	5—6	grünlich, gelblich, bräunlich	gelblich, grünlich	schwach	$b = a, c = c$	bis	bis	bis	bis	+	+	$> 180^\circ$	90°	$R < BI$	ditto.	v. L. unschmelzbar (1300° bis 1400°)	
78	Hypersthen	$(Fe, Mg)_2Si_2O_6$	rhomb.	ditto.	ditto.	3.5	5—6	bräunlichgrün, dunkelbraun, schwarzgrün	grünlich, bräunlich	deutlich. $a =$ rötlich-gelb bis braungelb, $b =$ braun bis rötlichbraun, $c =$ grün	$b = a, c = c$	1.716	1.726	1.729	+0.013	—	+	$> 180^\circ - 93^\circ$	$90^\circ - 50^\circ$	$R > BI$	ditto.	v. L. schwer schmelzbar zu schwarzgrünem, magnetischen Glase (1180° bis 1210°)	
79	Diopsid . . .	$(Mg, Ca, Fe)_2Si_2O_6$	mon.	110 (87)	Körner, Säulchen nach c	3.2—3.6	5—6	farblos, grün bis grünlich-schwarz	farblos, hellgrün	schwach od. fehlend	$b = b, c : c = -38^\circ$ bis -45°	1.669—1.699	1.676—1.706	1.698—1.727	+0.025—+0.030	+	+	$109^\circ - 118^\circ$	$58^\circ - 60^\circ$	$R > BI$	nur in HF löslich	v. L. schwer schmelzbar (1250°—1340°)	zuweilen Zwillingbildung
79	Diallag . . .	$(Mg, Ca, Fe)_2Si_2O_6$	mon.	110 (87) (100)	Körner, kurze Säulen nach c	3.2—3.6	5—6	grün, braun	grün, braun, gelb	deutlich. $b =$ gelblich, $a, c =$ grünlich	$b = b, c : c = -38^\circ$ bis -45°	1.679	1.681	1.703	+0.024	+	+	$86^\circ - 114^\circ$	$48^\circ - 59^\circ$	$R > BI$	ditto.	v. L. schwer schmelzbar (1210°)	ditto.
79	Magnesiumdiopsid („Salt“) Augit	$(Mg, Ca, Fe)(Al, Fe)_2Si_2O_6$	mon.	110 (87)	Körner, Säulchen nach c	3.2—3.6	5—6	meist farblos	farblos		$b = b, c : c = -44^\circ$ etwa	ähnlich wie Diopsid			+	+	$32^\circ - 36^\circ$			ditto.	ditto.		
79	Titanaugit	Ti-haltiger Augit	mon.	110 (87)	Körner, kurze Säulchen nach c, Tafeln nach 100	3.2—3.6	5—6	schwarz, grünlichschwarz, bräunlichschwarz	grünlich, bräunlich	schwach	$b = b, c : c = -45^\circ$ bis -55°	1.698—1.712	1.704—1.717	1.723—1.733	+0.021—+0.025	+	+	um 120°	etwa 60°	$R > BI$	manchmal von heißem HCl etwas angegriffen	v. L. schwer schmelzbar (1135°—1260°)	zuweilen Zwillingbildung
79	Ägirinaugit	Na-haltiger Augit	mon.	110 (87)	ditto.	3.5—3.6	6—6.5	dunkelgrün, grünlich-schwarz	grünlich bis gelblich	stark, $a > b > c$	$b = b, c : c = -55^\circ$ bis -85° , $c : a = +35^\circ$ bis $+5^\circ$	1.680	1.687	1.709	+0.029	+	+	$< 120^\circ$	$< 60^\circ$	$R > BI$	nur in HF löslich	v. L. schmelzbar unter starker Gelbfärbung der Flamme	ditto.
79	Ägirin . . .	$NaFeSi_3O_8$	mon.	110 (87)	Körner, schlanke Säulchen nach c	3.5—3.6	6—6.5	ditto.	ditto.	stark, $a > b > c$	$b = b, c : c = -92^\circ$ bis -98° , $c : a = -2^\circ$ bis -6°	1.763	1.799	1.813	+0.050	—	—	$137^\circ - 157^\circ$	$62^\circ - 66^\circ$	$R > BI$	ditto.	v. L. schmelzbar unter starker Gelbfärbung d. Flamme (940°—1030°)	ditto.
81	Anthophyllit	$(Mg, Fe)_4Si_4O_{12}$	rhomb.	110 (124) (110) (010)	Körner, Blätter, Stengel nach c	2.98—3.24	5—6	grün, rötlich, braun	farblos, gelblich, lichtbräunlich	$a = b > c$	$a = a, c = c$	1.629—1.693	1.630—1.642	1.640—1.667	+0.012—+0.024	±	+	$> 180^\circ$	um 90° schwankend	$R \approx BI$	nicht merklich angreifbar	v. L. unschmelzbar (1325° bis 1340°)	
81	Tremolit . . .	$CaMg_3Si_4O_{12}$	mon.	ditto.	Körner, Stengel nach c	2.9 bis	5—6	weiß, grau, hellgrün	farblos		$b = b, c : c = -15^\circ$ bis -20°	1.599—1.609	1.613—1.623	1.624—1.635	+0.025—+0.027	—	+	$> 180^\circ$	$80^\circ - 88^\circ$	$R < BI$	ditto.	v. L. schwer schmelzbar (1090°—1270°)	zuweilen Zwillingbildung
82	Aktinolith (Strahlstein)	$Ca(Mg, Fe)_3Si_4O_{12}$	mon.	ditto.	ditto.	3.2	5—6	grün, seltener braun	grün, seltener bräunlich	$c > b \geq a$	$b = b, c : c = -15^\circ$ bis -18°	1.600—1.612	1.616—1.629	1.628—1.639	+0.025—+0.030	—	+	$> 180^\circ$	$76^\circ - 81^\circ$	$R < BI$	ditto.	v. L. schwer schmelzbar (1140°—1280°)	ditto.
82	Gemeine Hornblende	$Ca(Mg, Fe)_3Si_4O_{12} + Na_2Al_3Si_4O_{12} + (Mg, Fe)_2(Al, Fe)_4Si_4O_{12}$	mon.	ditto.	Körner, Säulchen nach c	3—3.47	5—6	schwarzgrün, seltener bräunlichschwarz	grün, seltener braun	$c \geq b > a$	$b = b, c : c = -12^\circ$ bis -20°	1.630—1.640	1.642—1.643	1.653—1.656	+0.016—+0.023	+	+	$96^\circ - > 180^\circ$	$54^\circ - 84^\circ$		ditto.	v. L. schwer schmelzbar (1070°—1220°)	ditto.
82	Basaltische Hornblende	ditto.	mon.	ditto.	ditto.	3—3.47	5—6	schwarz	braun	$c \geq b > a$	$b = b, c : c = 0^\circ$ bis -12°	1.680	1.725	1.752	+0.072	—	+	$> 180^\circ$	80°		ditto.	v. L. schwer schmelzbar (1060°—1155°)	zuweilen Zwillingbildung, schwache Dispersion der Mittellinien
82	Glaukophan	$Na_3(Al, Fe)_2Si_4O_{12} + Ca(Mg, Fe)_3Si_4O_{12}$	mon.	ditto.	ditto.	3.0—3.1	6—6.5	blau bis bläulichschwarz	blau, violett, gelblichgrün	$c =$ blau, $b =$ violett, $a =$ gelblichgrün bis farblos	$b = b, c : c = -4^\circ$ bis -6°	1.621	1.638	1.639	+0.018	—	+	$85^\circ 35'$		$R \ll BI$	ditto.	v. L. unter Gelbfärbung der Flamme zu olivgrünem Glase schmelzbar (1030°—1055°)	zuweilen Zwillinge
82	Arfvedsonit . . .	vornehmlich $Na_3Fe_2Si_4O_{12}$	mon.	ditto.	ditto.	3.44—3.46	5.5—6	schwarz	blaugrün, blau, graugrün	$a > b > c$	$b = b, c : c = -70^\circ$ bis -80°		1.707		sehr klein	—	—	groß	groß		ditto.	v. L. unter Gelbfärbung der Flamme zu schwarzem Glase leicht schmelzbar (330°—340°)	zuweilen Zwillinge, Dispersion der Mittellinien
82	Riebeckit . . .	vornehmlich $Na_2Fe_2Si_4O_{12}$	mon.	ditto.	ditto.	> 3.3		blauschwarz	blau, grün, gelblich	$a =$ tiefblau, $b =$ blau, $c =$ gelblichgrün	$b = b, c : c = -88^\circ$ bis -82°	< 1.687		> 1.687	+0.005	+	—			$R < BI$	ditto.	v. L. unter Gelbfärbung der Flamme leicht schmelzbar	ditto.

Tabelle 5.

Doppelbrechende zweiachsig Mineralie.

Seite	Name des Minerals	Chemische Zusammensetzung	Kristallsystem	Spaltbarkeit	Ausbildung des Minerals im Boden	Spezif. Gewicht	Härte	Farbe		Pleochroismus	Optische Orientierung	α	β	γ	γ - α	Optischer Charakter der		2 E	2 V	Aehsen- dispersion	Löslichkeit in Säuren	Schmelzbarkeit	Sonstige Bemerkungen
								im auffallenden Lichte	im durchfallenden Lichte bei ungefähr 0.01—0.05 mm Dicke							Doppelbrech.	Hauptzone						
83	Glaukonit . .	wesentlich ein wasserhaltiges Kalieisensilikat	mon. ?	—	feinkörnige oder feinschuppige Aggregate in Form von schiefelpulverartigen Körpern	2.2—2.3	2	dunkelolivgrün bis schwarz	gelbgrün, dunkelgrün, blaugrün	fehlend oder c = grün, a = blaßgelb					etwa 0.030	—	meist 30°—40°, zuweilen aber auch bis 0° sinkend				in kochendem HCl langsam löslich unter Abscheidung von Kieselsäure	v. L. schwer zu schwarzer, magnetischer Schlacke schmelzbar	
84	Chrysotil . .	H ₃ (Mg, Fe) ₃ Si ₂ O ₇	rhomb.	(110)	faserige Aggregate	2.5—2.7	3—4	meist grün in verschiedenen Abstufungen	grün, gelblichgrün, farblos		b = a, c = c	etwa 1.54			0.013	+	16°—50°				von HCl und leichter von H ₂ SO ₄ zersetzbar unter Abscheidung v. Kieselsäure	v. L. schwer schmelzbar	
84	Antigorit . .	H ₃ (Mg, Fe) ₃ Si ₂ O ₇	rhomb.	100	Blättchen nach 100, blättrige Aggregate	2.5—2.7	3—4	ditto.	ditto.		a = a, b = c	1.560 und niedriger	1.570 und niedriger	1.571 und niedriger	0.011 und höher	—	16°—98°		R > B		ditto.	ditto.	
85	Muskowit . .	K ₂ O	mon.	001	Blättchen nach 001	2.8—3.0	2—2.5	farblos, hellgrau, grünlich, gelblich	farblos		b = c, c : a = 0° bis + 2°	1.557—1.569	1.587—1.605	1.590—1.612	0.033—0.043	—	60°—76°		schwach R > B		in HF langsam löslich	v. L. schwer schmelzbar (1270°—1290°)	γ - β = 0.004—0.016; zuweilen Zwillinge
86	Paragonit . .	Na ₂ O	mon.	001	ditto.	2.8—2.9	2—3	ditto.	ditto.		b = c, c : a = 0° bis + 2°	ähnlich wie Muskowit			—	60°—76°		schwach R > B		in konz. H ₂ SO ₄ löslich	v. L. schwer schmelzbar	ditto.	
86	Lepidolith . .	Li ₂ O, K ₂ O	mon.	001	ditto.	2.8—2.9	2.5—4	farblos, rosensrot	farblos, hellrosa		wie Muskowit oder b = b, c : a = 0° bis + 2°	1.598	1.605			—	32°—84°		schwach R > B		schwer, nach vorherigem Glühen aber vollständig löslich	v. L. leicht unter Rotfärbung der Flamme schmelzbar (935°—940°)	γ - β = 0.007; zuweilen Zwillinge
86	Biotit	MgO, FeO, Fe ₂ O ₃ u. K ₂ O	mon.	001	ditto.	2.7—3.2	2.5—3	rotbraun bis schwarz, seltener grünlichschwarz	braun, gelb seltener grün	c > b > a	b = b, c : a = 0° bis + 7°	1.541—1.586	ungefähr 1.589	1.575—1.638	0.033—0.059	—	0°—72°		schwach R < B		in konz. H ₂ SO ₄ , die eisenreichen auch in HCl löslich	v. L. sehr schwer schmelzbar; die eisenreichen etwas leichter (1240° bis 1370°)	γ - β = 0—?; zuweilen Zwillinge
87	Lithionit . .	Li ₂ O, FeO, K ₂ O	mon.	001	ditto.	2.8—3.2	2—3	grau, dunkelbraun, schwarz	farblos, gelblich, braun	c > b > a	b = b, c : a = 0° bis + 7°	ähnlich wie Biotit			—	10°—60°		schwach R > B		schwer, nach vorherigem Glühen aber vollständig löslich	v. L. leicht unter Rotfärbung der Flamme schmelzbar (960°—965°)	zuweilen Zwillinge	
87	Phlogopit . .	MgO, K ₂ O, (Na ₂ O)	mon.	001	ditto.	2.8—3	2.5—3	gelb, braun, grünlich	farblos, gelblich, grünlich	schwach; c = b > a	b = b, c : a = 0° bis + 7°	1.562	1.606	1.605	0.044	—	klein bis 0°		schwach R < B		in konz. H ₂ SO ₄ löslich, nach dem Schmelzen auch in HCl	v. L. schwer schmelzbar (1270°—1275°)	γ - β = 0; zuweilen Zwillinge
88	Klinochlor . .	Mischungen von H ₃ (Mg, Fe) ₃ Al ₂ SiO ₇ u. H ₃ (Mg, Fe) ₃ Si ₂ O ₇	mon.	001	Blättchen nach 001, blättrige Aggregate	2.5—3	2—2.5	grün, schwärzlichgrün	grün, gelblichgrün	b und a = grün, c = gelblich	b = b, c : c = - 2° bis - 9°	1.585—1.586	1.586—1.588	1.595	0.010—0.011	+	32°—90°		R < B		in H ₂ SO ₄ und heißem HCl löslich unter Abscheidung von Gallerte	v. L. schwer schmelzbar	β - α = 0—0.003; zuweilen Zwillinge
88	Pennin	Fe ₃ Si ₂ O ₇	mon.	001	ditto.	2.5—3	2—2.5	ditto.	ditto.	b und a = grün, c = gelblich	b = b, c : c od. a = 0	1.575—1.582		1.576—1.583	0.001—0.003	±	klein bis 0°		R > B		ditto.	ditto.	β - α u. γ - β < 0.003; zuweilen Zwillinge; oft abnorme Interferenzfarbe
88	Delessit . . .	H ₁₀ (Mg, Fe) ₄ (Al, Fe) ₄ Si ₄ O ₂₃	—	—	schuppige und faserige Aggregate, Sphärokristalle	2.5—3	2—3	grün bis schwarzgrün	grün, gelbbraun	c = grün, a = grünlich, gelblich bis farblos	Faserachse = c	etwa 1.619			etwa 0.014	—	klein bis 0°		—		von HCl leicht unter Abscheidung von Kieselsäure zersetzbar	v. L. sehr schwer zu schwarzem, magnetischem Glas schmelzbar	ditto.
88	Thuringit . .	H ₁₈ Fe ₈ (Al, Fe) ₈ Si ₄ O ₄₁	—	—	schuppige o. feinkörnige Aggregate, Oolithe mit konzentrisch-schuppiger Textur	3.2	2—2.5	olivgrün, zeisiggrün, schwarzgrün	grünlich	Pleochroismus zwischen grün und gelb					—	klein bis 0°		—		ditto.	ditto.		
89	Sprödglimmer . .	H ₂ (Fe, Mg, Mn)Al ₂ SiO ₇	mon.	001	Blättchen nach 001	3.52—3.57	6—7	graugrün, schwärzlichgrau	grün bis farblos	a = olivgrün, b = indigoblau bis grünlichblau, c = gelblichgrün o. gelblich b > a > c	b = a, c : c = 0°—20°	ungefähr 1.74			0.007—0.016	±	meist groß		R > B		von HCl und H ₂ SO ₄ nur schwer angreifbar	v. L. schwer schmelzbar	zuweilen Zwillinge; starke Dispersion der Mittellinien

Tabelle 6.

Doppelbrechende zweiachsige Minerale.

Seite	Name des Minerals	Chemische Zusammensetzung	Kristallsystem	Spaltbarkeit	Ausbildung des Minerals im Boden	Spezif. Gewicht	Härte	Farbe		Pleochroismus	Optische Orientierung	α	β	γ	$\gamma - \alpha$	Optischer Charakter der		$2V$	$2V$	Aehsen- dis- persion	Löslichkeit in Säuren	Schmelzbarkeit	Sonstige Bemerkungen	
								im auffallenden Lichte	im durchfallenden Lichte bei ungefähr 0.01—0.05 mm Dicke							Doppelbrech.	Hauptzone							
89	Talk	$H_2Mg_3Si_4O_{12}$	mon.?	001	Blättchen nach 001, regellose u. verfilzte Aggregate	2.6—2.8	1	farblos, weiß, grau	farblos		$b = c, c = a$	1.589 ca.	1.589 ca.	1.589 ca.	0.038—0.050	—		$6^\circ - 20^\circ$		$R > BI$	selbst in HF schwer löslich	v. L. unsmelzbar, enthält die Härte 6	$\gamma - \beta = 0$; mit Kobaltlösung gegläht, fleischrot werdend	
89	Hydrargillit	$Al(OH)_3$	mon.	001	Blättchen nach 001, blättrige u. faserige Aggregate	2.34—2.42	2.5—3.5	weiß, grau, gelblich	dtto.		$b = b, c : c = + 21^\circ$	1.535	1.535	1.604	0.069	+		$0^\circ - 40^\circ$		$R \gg BI$	in konz. H_2SO_4 löslich	v. L. unsmelzbar	$\beta - \alpha = 0$; zuweilen Zwillingbildung; mit Kobaltlösung gegläht, Blaufärbung	
90	Diaspor	$AlO \cdot OH$	rhomb.	010	Tafelchen nach 010, seltener Stengel	3.3—3.5	6—7	weiß, grau, bräunlich, grünlich, farblos	farblos bis bräunlich		$a = c, c = a$	1.702	1.722	1.750	0.048	+	—	$> 180^\circ$	$84^\circ - 85^\circ$	$BI > R$	unlöslich	dtto.	mit Kobaltlösung gegläht, tiefblaue Färbung	
90	Kaolinit	$H_4Al_2Si_2O_9$	mon.	001	Blättchen nach 001, feinschichtige Aggregate	2.6—2.65	2—2.5	weiß, gelblich, bräunlich	farblos		$b = c, c : a = + 13^\circ$ etwa		1.54 ca.		0.008 ca.	—		$> 180^\circ$	etwa 90°		in H_2SO_4 langsam, in HF rasch löslich	dtto.	mit Kobaltlösung gegläht, Blaufärbung; mit wässriger Farblösung färbbar	
91	Orthoklas	$KAlSi_3O_8$	mon.	$\begin{matrix} 001 \\ 010 \end{matrix}$ ⁹⁰	Körner, dicke Tafeln nach 010, Säulen nach a	2.54—2.57	6	weiß, grau, fleischrot	farblos		$b = c, a : a = + 5^\circ$ etwa	1.517—1.520	1.521—1.523	1.524—1.526	0.005—0.009	—		$106^\circ - > 180^\circ$	$66^\circ - 84^\circ$	$R \gg BI$	nur von HF angreifbar	v. L. schwer bis unsmelzbar (1175°—1300°)	Zwillingbildung nach dem Karlsbader Gesetz sehr verbreitet	
91	Sanidin	$KAlSi_3O_8$	mon.	$\begin{matrix} 001 \\ 010 \end{matrix}$ ⁹⁰	dtto.	2.54—2.57	6	farblos, weißgrau	dtto.		wie Orthoklas oder $b = b, a : a = + 5^\circ$ etwa	1.520	1.524—1.525	1.524—1.526	0.005—0.006	—		$0^\circ - 41^\circ$	$0^\circ - 29^\circ$	$R \gg BI$	dtto.	v. L. schwer smelzbar (1140°—1175°)	dtto.	
93	Mikroklin	$KAlSi_3O_8$	trikl.	$\begin{matrix} 001 \\ 010 \end{matrix}$ ^{89, 90}	dtto.	2.54—2.57	6	weiß, grau, fleischrot	dtto.		$A_p = + 15^\circ$ bis $+ 17^\circ$ $A_m = + 5^\circ$ bis $+ 7^\circ$	1.518—1.522	1.522—1.526	1.525—1.530	0.006—0.008	—		$126^\circ - > 180^\circ$	$72^\circ - 84^\circ$	$R > BI$	dtto.	v. L. schwer smelzbar (1150°—1290°)	Gitterartige Zwillinglamellierung n. Albit- und Periklingesetz	
93	Anorthoklas	$(Na, K)AlSi_3O_8$	trikl.	$\begin{matrix} 001 \\ 010 \end{matrix}$ ^{89, 90}	dtto.	2.58—2.61	6	farblos, grau	dtto.		$A_p = + 1^\circ$ bis $+ 4^\circ$ $A_m = + 6^\circ$ bis $+ 10^\circ$	1.522—1.525	1.526—1.531	1.527—1.531	0.005—0.007	—		$69^\circ - 88^\circ$	$43^\circ - 54^\circ$	$R > BI$	dtto.	dtto.	dtto.	
94	Albit Oligoklasalbit Oligoklas Andesin Labrador Bytownit Anorthit	$Al_{100}Au_0 - Al_{90}Au_{10}$	trikl.	$\begin{matrix} 001 \\ 010 \end{matrix}$ ⁸⁶	dtto.	2.624—2.637	6—6.5	dtto.	dtto.		$A_p = + 4^\circ$ bis $+ 3^\circ$ $A_m = + 20^\circ$ bis $+ 15^\circ$	1.528—1.533	1.532—1.537	1.538—1.542	0.010—0.011	+		$145^\circ - > 180^\circ$	$77^\circ - 82^\circ$	$R < BI$	in HCl unlöslich	v. L. schwer bis unsmelzbar (1120°—1250°)	Fast jeder Kristall zeigt Zwillinglamellierung nach dem Albitgesetze, oft in Verbindung mit Zwillingen nach dem Karlsbader Gesetze; selten dagegen Zwillinge nach dem Periklingesetze.	
		$Ab_{90}Au_{10} - Ab_{84}Au_{16}$	trikl.	dtto.	dtto.	2.637—2.646	6—6.5	dtto.	dtto.		$A_p = + 9^\circ$ bis $+ 2^\circ$ $A_m = + 15^\circ$ bis $+ 10^\circ$	1.533—1.536	1.537—1.540	1.542—1.544	0.009—0.010	+		$> 180^\circ$	$82^\circ - 89^\circ$	$R < BI$	dtto.			
		$Ab_{84}Au_{16} - Ab_{70}Au_{30}$	trikl.	dtto.	dtto.	dtto.	2.646—2.664	6—6.5	dtto.	dtto.		$A_p = + 2^\circ$ bis 0° $A_m = + 10^\circ$ bis $- 1^\circ$	1.536—1.544	1.540—1.548	1.545—1.552	0.008—0.009	—		$> 180^\circ$	$81^\circ - 90^\circ$	$R > BI$	dtto.	dtto. (1130°—1260°)	
		$Ab_{70}Au_{30} - Ab_{50}Au_{50}$	trikl.	dtto.	dtto.	dtto.	2.664—2.691	6—6.5	dtto.	dtto.		$A_p = 0^\circ$ bis $- 5^\circ$ $A_m = - 1^\circ$ bis $- 16^\circ$	1.544—1.554	1.548—1.557	1.552—1.562	0.008	+		$143^\circ - > 180^\circ$	$75^\circ - 90^\circ$	$R < BI$	dtto.	dtto. (1185°—1280°)	
		$Ab_{50}Au_{50} - Ab_{30}Au_{70}$	trikl.	dtto.	dtto.	dtto.	2.691—2.718	6—6.5	dtto.	dtto.		$A_p = - 5^\circ$ bis $- 14^\circ$ $A_m = - 16^\circ$ bis $- 28^\circ$	1.554—1.562	1.558—1.567	1.562—1.571	0.008—0.009	+		$139^\circ - > 180^\circ$	$74^\circ - 90^\circ$	$R < BI$	von HCl etwas angreifbar	dtto. (1145°—1370°)	dtto.
94	Kalknatronfeldspäte	$Ab_{30}Au_{70} - Ab_{10}Au_{90}$	trikl.	dtto.	dtto.	2.718—2.745	6—6.5	dtto.	dtto.		$A_p = - 14^\circ$ bis $- 31^\circ$ $A_m = - 28^\circ$ bis $- 36^\circ$	1.562—1.571	1.567—1.578	1.571—1.583	0.009—0.012	—		$> 180^\circ$	$80^\circ - 90^\circ$	$R > BI$	von HCl unter Abscheidung von Kieselgallerte zersetzbar	dtto. (1250°—1520°)	dtto.	
$Ab_{10}Au_{90} - Ab_0Au_{100}$		trikl.	dtto.	dtto.	dtto.	2.745—2.758	6—6.5	dtto.	dtto.		$A_p = - 31^\circ$ bis $- 40^\circ$ $A_m = - 36^\circ$ bis $- 38^\circ$	1.571—1.576	1.578—1.584	1.583—1.589	0.012—0.013	—		$157^\circ - > 180^\circ$	$76^\circ - 80^\circ$	$R > BI$	dtto.	dtto. (1250°—1520°)	dtto.	

Verlag von Wilhelm Braumüller, Wien und Leipzig

**Beiträge zur Paläontologie
und Geologie Österreich-Ungarns
□□ und des Orients □□**

Mitteilungen des paläontologischen
Institutes der Universität Wien

**Herausgegeben mit Unterstützung des hohen
k. k. Ministeriums für Kultus und Unterricht**

von

CARL DIENER

o. Professor der Paläontologie

G. v. ARTHABER

a. o. Professor der Paläontologie

und

F. E. SUESS

o. Professor der Geologie

**Jeder Band 4 Hefte mit ca 25 Tafeln
= Abonnementspreis 60 K = 50 M. =**

Verlag von Wilhelm Braumüller, Wien und Leipzig

Zur Geologie der kleinen Karpathen

Eine stratigraphisch-tektonische Studie

von **Dr. Heinrich Beck** und **Dr. Hermann Vettors**

Mit 1 geolog. Karte, 2 Profiltafeln und 40 Textfiguren. 4^o. 106 S. 1904.
Broschiert K 12.— = M. 10.—.

Erzlagerstätten im Banat und in Serbien

Von **Dr. Bernhard v. Cotta**

Professor der Geognosie an der königl. Bergakademie in Freiberg

Mit 26 Holzschnitten und 1 chromo-lithographierten Karte. Gr.-8^o. XII. 108 S.
Broschiert K 4.— = M. 4.—.

Die wichtigeren Eisenerzvorkommen in der österreichischen Monarchie und ihr Metallgehalt

Von **Carl Ritter v. Hauer**

Gr.-8^o. VI. 187 S. Broschiert K 4.— = M. 4.—.

Wissenschaftliche Charakteristik und Terminologie der Bodengestalten der Erdoberfläche

Von **August Neuber**

k. u. k. Feldmarschall-Leutnant

Gr.-8^o. XII. 647 S. Broschiert K 12.— = M. 10.—.

TOPOGRAPHIE

Von **August Neuber**

I. Teil. Mit mehreren Textabbildungen und 2 Tafeln. Lex.-8^o. VIII. 792 S.
Broschiert K 24.— = M. 24.—.

Der Boden der Stadt Wien

Eine geologische Studie

von **Dr. Ed. Suess**

Professor der Mineralogie an der k. k. Universität in Wien

Mit 21 Holzschnitten und 1 Karte in Farbendruck. Gr.-8^o. VIII. 326 S.
Broschiert K 10.— = M. 10.—.

Tabelle 7.

Kolloide.

Seite	Name	Chemische Zusammensetzung	Ausbildung im Boden	Farbe	Löslichkeit	Verhalten gegen wässerige und alkoholische Flüssigkeiten	Sonstige Bemerkungen	Geht beim Altern über in
100	Tonerdehydratgel . .	$Al_2O_3 \cdot xH_2O$		farblos oder durch beigemischtes Eisenoxyhydratgel gelblich	in verdünnten Säuren und Alkalien löslich	in vollkommen reinem Zustande durch neutrale Farblösungen nicht färbbar, aber stark pseudooxy- und pseudobasophil	mit Kobaltlösung gegläht, Blaufärbung	Hydrargillit u. Diaspor
100	Kieselsäuregel	$SiO_2 \cdot xH_2O$	lockere Pulver	farblos, weiß oder durch beigemengtes Eisenoxyhydratgel gelblich	in HCl unlöslich, in heißer Kalilauge löslich	rein basophil, vermag keine oxyphile Färbung anzunehmen	Lichtbrechung < 1:50	Chalcedon und Quarzin
100	Tonerdekieselsäuregel	$xSiO_2 \cdot yAl_2O_3 \cdot zH_2O$	zähe, stark klebende Massen	dtto.	in H_2SO_4 , z.T. auch schon in HCl löslich	amphophil; Basophilie > Oxyphilie	mit Kobaltlösung gegläht, Blaufärbung	
100	Eisenoxyhydratgel .	$Fe_2O_3 \cdot xH_2O$	lockere Pulver	bei Wasserarmut ziegelrot, bei größerem Wassergehalt braunrot, braun bis braungelb	in verdünntem HCl und HNO_3 langsam löslich	wie Tonerdehydratgel	sehr hohe Lichtbrechung	Limonit, Goethit, Eisenoxyd
101	Eisenoxydulhaltige Silikatgele	wechselnd	pulverig	grün in verschiedenen Abstufungen	durch verdünnte Salzsäure und verdünnte Natronlauge kaum angreifbar	basophil	ziemlich hohe Lichtbrechung	Glaukonit, Selandonit, Chlorit- u. Serpentinminerale
101	Ferrophosphatgel . . .	$Fe_3(PO_4)_2 \cdot xH_2O$	staubförmig	ursprünglich farblos, an der Luft blau	in Säuren und Ammoniak sehr leicht löslich	stark basophil, in geringem Grad auch pseudo-oxyphil	dtto.	Vivianit
102	Humusgele ohne Gewebestruktur	sehr wechselnd	hornige Massen, lackartige Überzüge auf den Mineralkörnern	meist braun	im ungesättigten Zustand in verdünnt. Ammoniak, Alkohol u. Wasser löslich, im gesättigten Zustande nicht		verbrennbar; zuweilen starke anomale Doppelbrechung; meist sehr schwache Lichtbrechung	
103	Humusstoffe mit Gewebestruktur	sehr wechselnd	Pflanzenfasern, Zellmembranen, usw.	meist weiß, grau oder farblos		amphophil	verbrennbar; sehr oft starke anomale Doppelbrechung; meist sehr schwach lichtbrechend	