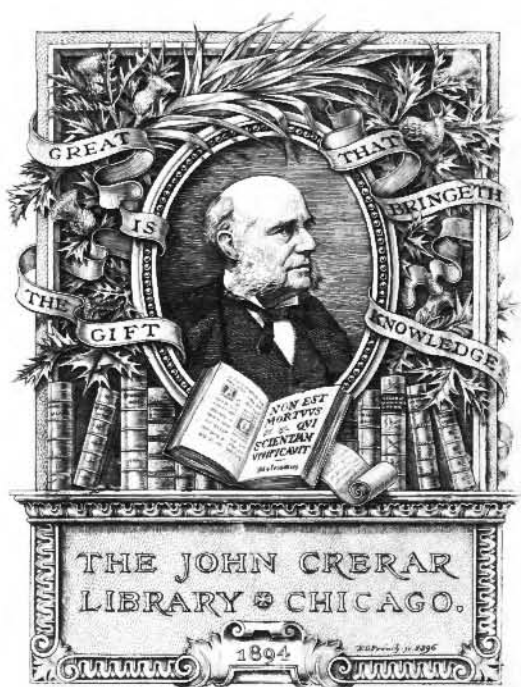


Dr. Beda Sandkühler  
Einführung  
in die mikroskopische  
Gesteinsuntersuchung

Handbücher f. d. prakt. naturw. Arbeit Bd. 16

Sandkühler'sche Verlagshandlung, Stuttgart.







Handbücher  
für die praktische naturwissenschaftliche Arbeit  
Band XVI:

**Einführung in die mikroskopische  
Gesteinsuntersuchung**



Handbücher für die praktische naturwissenschaftliche Arbeit  
Band XVI

**Einführung  
in die mikroskopische  
Gesteinsuntersuchung**

Von

**Dr. Beda Sandkühler**

Mit zahlreichen Abbildungen



**Franch'sche Verlagshandlung,  
Stuttgart**

Alle Rechte, besonders das Übersetzungsrecht, vorbehalten.

Gesetzliche Formel für die Vereinigten Staaten von Nordamerika:  
Copyright 1922 by Franck'sche Verlagshandlung, Stuttgart.



## I. Das petrographische Mikroskop und seine Handhabung.

Die Gesteinsuntersuchung bedient sich erst seit einem halben Jahrhundert des Mikroskops, und doch hat das mikroskopische Verfahren in der Petrographie (Gesteinskunde) heute bereits eine Höhe der Ausbildung erreicht, die jeder anderen Benutzungsmöglichkeit des Mikroskops völlig gleich steht. Früher bestimmte man die Gesteine nur nach dem äußeren Ansehen, dann auch nach den mit bloßem Auge erkennbaren und bestimmbar Mineralbestandteilen; später trat noch die chemische Analyse einzelner Bestandteile oder auch des Ganzen hinzu, doch offenbarten diese einfachen Untersuchungsmethoden nur wenige Gesetzmäßigkeiten, so daß man von einer systematischen Gesteinskunde oder von einer systematischen Untersuchung der Gesteine kaum sprechen konnte.

Dies änderte sich sofort, als man daran ging, das Auge bei der Untersuchung der einzelnen Gesteinsbestandteile zu bewaffnen und sie mit Hilfe einer Lupe oder sogar eines Mikroskops zu betrachten. Aber auch dieses immerhin schon wesentlich verfeinerte Verfahren hätte kaum viel Nutzbringendes geleistet und höchstens die dem bloßen Auge als dicht und homogen erscheinenden Gesteine wie den Basalt als zusammengesetzt erkennen lassen, wenn nicht die kristallinische Natur der einzelnen Mineralien, insbesondere aber die damit verbundene Eigenschaft der Doppelbrechung des Lichtes, eine geeignete Beihilfe zur rein mikroskopischen Untersuchungsweise geboten hätte. Die zur Gesteinsuntersuchung bestimmten Mikroskope wurden daher bald mit einem Apparat zur Erkennung und Messung sämtlicher optischer Eigenschaften der Kristalle ausgestattet, und so stellt heute das petrographische Mikroskop ein Doppelinstrument dar, bei dem die rein mikroskopische Betrachtungsweise häufig stark in den Hintergrund tritt.

Die Benutzung dieses Apparats zur Gesteinsuntersuchung setzt allerdings eine umfassende Kenntnis der optischen Eigenschaften der Kristalle voraus, deren theoretische Ableitung

nicht Ziel dieses Büchleins ist, da bereits mehrere treffliche Werke darüber vorliegen.<sup>1)</sup> Im folgenden sind nur die wesentlichen Grundlagen der Gesteinsmikroskopie noch einmal kurz zusammengestellt.

### 1. Doppelbrechung und Polarisationsmikroskop.

Zur Erkennung der einzelnen Gesteinsbestandteile mittelst des petrographischen Mikroskops dient hauptsächlich die fast allen Mineralien zukommende Eigenschaft der Doppelbrechung, d. h. die Eigenschaft, einen eindringenden Lichtstrahl in zwei getrennte Strahlen zu zerlegen. Klare Spaltungsstücke des *Kalkspat*s zeigen diese Doppelbrechung schon bei Betrachtung mit bloßem Auge (vgl. Abb. 1), daher die Bezeichnung „Doppelspat“. Bei anderen Mineralien ist sie sehr viel geringer und erfordert zu ihrer Erkennung feinere Methoden, die darauf beruhen, daß sich die beiden durch Doppelbrechung entstandenen Lichtstrahlen wesentlich vom gewöhnlichen Licht unterscheiden, daß sie, wie man sagt, polarisiert sind.

Im gewöhnlichen Licht beschreiben die Atherteilschen, die das Licht fortpflanzen, bestimmte Schwingungen um ihre Ruhelage, und zwar gewöhnlich Ellipsen, die aber ständig ihre Lage wechseln, etwa wie es Abb. 2, Bild 1, zeigt, an der man, von dem Pfeile links unten angefangen, den Lauf einer derartigen Schwingung verfolgen möge.<sup>2)</sup> Behält nun aber ein-

<sup>1</sup> Speziell für petrographische Zwecke geschrieben ist:

G. Weinschenk, Anleitung zum Gebrauch des Polarisationsmikroskops, Freiburg 1918.

Mehr allgemein gehalten:

G. Zeiß und Dr. H. Schneiderhöhn, Apparate und Arbeitsmethoden zur mikroskopischen Untersuchung kristallisierter Körper; Handbuch der mikroskopischen Technik, X., herausgegeben von der Redaktion des „Mikroskopos“, Stuttgart 1914.

<sup>2)</sup> In Abb. 2 Bild 1 ist eine sprungweise Änderung der Lage der Ellipsen gezeichnet, so daß diese keine eigentlichen Ellipsen mehr sind: in Wirklichkeit geht der Wechsel stetig vor sich, d. h. die Ellipsen ändern ihre Lage immer nur um ein verschwindend kleines Stück.

mal die elliptische Bahn, durch irgendwelche Anordnung veranlaßt, eine bestimmte Lage bei, so wird der Lichtstrahl einseitig, er wird polarisiert, hier speziell „elliptisch polarisiert“ (Bild 2). Die beschriebenen Ellipsen können nun auch schmaler sein, schließlich geradezu nur gerade Linien darstellen, dann geht



Abb. 1. Doppelbrechung im Kalkspat.

Bild 1 in Bild 3 über, der elliptisch polarisierte Strahl in den „geradlinig polarisierten“ (Bild 2 in Bild 4).

Es zeigt sich nun, daß die durch Doppelbrechung entstandenen beiden Lichtstrahlen stets polarisiert sind, und zwar geradlinig, der eine senkrecht auf den andern, wie dies für den Kalkspat Abb. 3 wiedergibt. Diese Tatsache dient nun zur Erkennung der Doppelbrechung selbst da noch, wo das geschärfte Auge oder die stärkste Vergrößerung allein eine solche nicht erkennen könnte. Deshalb stattet man das petrographische Mikroskop mit einer Einrichtung für polarisiertes Licht aus, dessen Verhalten zu den einzelnen doppelbrechenden Mineralien das Haupthilfsmittel der mikroskopischen Gesteinsuntersuchung bildet. Die Vorrichtung hierzu, „Nikol“ genannt, besteht aus Kalkspat, bei dem durch besondere Anordnung nach verschiedenen Systemen erreicht wird, daß nur einer der beiden polarisierten Lichtstrahlen in das Mikroskop eintritt, das dann von polarisiertem Licht einer ganz bestimmten Schwingungsrichtung durchzogen wird. Außer einer guten Optik ist diese Vorrichtung, der Polarifikator, der wichtigste Teil eines petrographischen oder eines Polarisations-Mikroskops. In Abb. 4 ist er mit „P“ bezeichnet und herausgeklappt. Als Gegenstück zum Polarifikator dient ein zweites durch Einschleifen einschaltbares Nikol über dem Objektiv, der

Analysator A, der das von dem Mineral auf den Objektisch kommende Licht zur näheren Untersuchung bringt, „analysiert“. Er ist meist so orientiert, daß seine Schwingungsrichtung gekreuzt zu der des Polarifikators steht.

Um nun die Mineralien in verschiedene Lage zu der feststehenden Schwingungsrichtung des Polarifikators bringen zu können, ist das Polarisationsmikroskop stets mit einem drehbaren Objektisch mit Randteilung (T) versehen und besitzt im Okular ein Fadenzug, d. h. zwei feine senkrecht zueinander angebrachte und mit dem Objekt gleichzeitig sichtbare Fäden, die genau parallel zu den Schwingungsrichtungen des Polarifikators und des Analysators verlaufen. Der Kreuzungspunkt der Fäden soll beim Drehen des Objektisches sich genau mit dem Drehungspunkt des Tisches decken, was beim Wechseln der Objektive stets wieder durch „Zentrierung“ des Objektivs mit den Zentrierschrauben Z erreichbar ist. Die Objektive selbst werden bei petrographischen Mikroskopen heute wohl meist durch eine Zange O am unteren Tubusende festgehalten. Als besonderes wichtig für viele Zwecke ist noch zu erwähnen, daß die oberste Linse des senkrechten Kondensorsystems auf bequeme Weise ausgeschaltet werden kann. Bei den Instrumenten von W. u. S. Seibert geschieht dies durch ein-

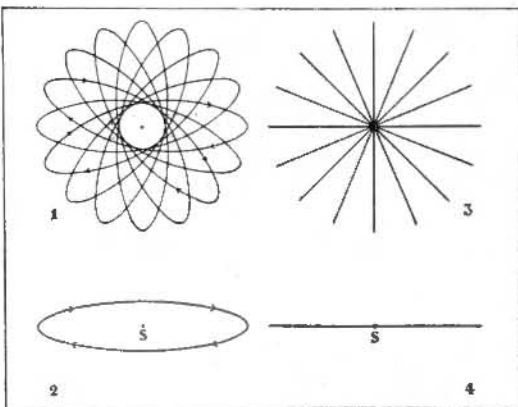


Abb. 2. Schwingungsformen des gewöhnlichen und des polarisierten Lichtes.

faßes Drehen des Hebels K, der die Linse umzulegen gestattet.

Die Vergrößerungen können im Gegenfall zur organischen Mikroskopie beim Polarisationsmikroskop niedrig gehalten werden. Normalerweise arbeitet man mit 100facher Vergrößerung und benutzt stärkere Systeme nur zu gewissen optischen Bestimmungen. Nichtsdesto-

weniger muß auf beste und lichtstärkste Optik der allergrößte Wert gelegt werden, außerdem ist hier noch besonders darauf zu achten, daß die verwendeten Linsen keinerlei, etwa durch Spannung hervorgerufene Doppelbrechung besitzen,

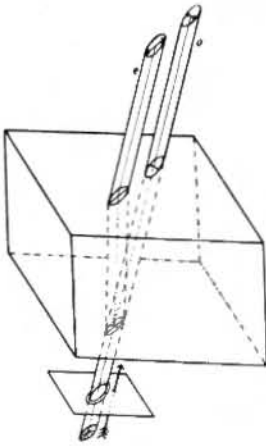


Abb. 3. Schwingungsrichtungen der durch Doppelbrechung entstandenen Strahlen.

da sie andernfalls die Erkennung einer solchen beim Objekt stark beeinflussen könnten.

Auch das Präparat, das zur mikroskopischen Untersuchung der Gesteine dient, unterscheidet sich recht erheblich von den zu andern Zwecken benutzten. Infolge der Härte der Gesteine kann es nur durch Schleifen hergestellt werden und führt daher die Bezeichnung „Dünnschliff“. Man verfertigt ihn, indem man einen flachen Gesteinsplättchen oder ein durch eine Schneidemaschine aus dem Gestein herausgeschnittenes Plättchen zunächst auf einer Seite glatt schleift, es mittelst harten, aber erhitzten Kanadabalsams auf einen Objektträger festkittet, um es dann so lange dünn zu schleifen, bis es durchsichtig geworden ist und nurmehr 0,03 bis 0,04 mm Dicke aufweist. Dann wird der Schliff wiederum mittelst erhitzten Balsams mit einem Deckgläschen versehen. Die Ausführung erfordert viel Geschicklichkeit und wird heute meist einer größeren Fabrik zur Ausführung übergeben, da man nur so die Gewähr hat, Schlässe von gleichmäßiger Beschaffenheit zu erhalten. Im fertigen Dünnschliff liegt das Gesteinsplättchen allseitig von Kanadabalsam umschlossen (Abb. 5: k) zwischen Objektträger und Deckgläschen. Die Vertiefungen der absichtlich nicht polierten Schliifoberfläche sind ebenfalls mit Kanadabalsam ausgefüllt. Dies hat besondere Bedeutung für die Bestimmung der Lichtbrechung im Präparat, für die man außerdem stets den Brechungskoeffizienten des Einbet-

tungsmittels kennen muß. Wurde, wie eben beschrieben, Kanadabalsam angewendet, so ist er 1,54; in neuerer Zeit werden auch noch



Abb. 4. Polarisationsmikroskop.

andere Materialien benutzt, z. B. Kollolith,<sup>3)</sup> dessen Brechungskoeffizient nur 1,535 beträgt.

## 2. Die Untersuchung der äußeren Eigenschaften der Mineralien.

Viele Eigenschaften der Mineralien und darunter auch solche, die für ihre Erkennung außerordentlich wichtig sind, kann man schon bei der rein mikroskopischen Betrachtungsweise, d. h. bei Benutzung von gewöhnlichem Licht im Dünnschliff feststellen. Die wichtigsten Beobachtungen in dieser Hinsicht beziehen sich auf die Form und Spaltbarkeit der Mineralien, auf ihre Einschlüsse und endlich auf ihre Farbe, sowie deren Veränderungen unter dem Einflusse des polarisierten Lichtes. Mit Rücksicht auf die Beobachtung der Farbveränderungen

<sup>3)</sup> Kollolith wird von der Firma Voigt & Hochgesang in Göttingen bei den von ihr hergestellten Dünnschliffen verwendet.

benützt man auch für alle vorher genannten Untersuchungen statt des gewöhnlichen Lichtes das polarisierte. Man erzielt dadurch den Vorteil, nicht immer den Polarisator ein- und ausschalten

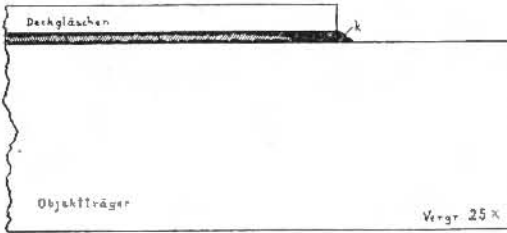


Abb. 6. Querschnitt durch einen Dünnschliff.

zu müssen, hat allerdings die dadurch hervorgerufene Lichtschwächung mit in Kauf zu nehmen.

Die Form der Mineralien im Dünnschliff ist häufig ein gut verwertbares Bestimmungsmerkmal. Meist sind allerdings die Mineral Körner nur rundlich oder eckig und grenzen mit unregelmäßigen Linien aneinander, doch zeigen manche Gesteinsbestandteile eine Verlängerung zu Nadel- und Leistenform, zu der auch wohl die Spaltbarkeit parallel läuft. Solche Durchschnitte haben, wie man sagt, eine „Hauptzone“. Diese Längserstreckung bil-

aufzutreten. Die Ausbildung, die sie dann zeigen, ist für manche Mineralien wiederum recht bemerkenswert und führt häufig schon zu ihrer Erkennung.

Von noch größerer Wichtigkeit für die Bestimmung eines Minerals ist die in mehr oder minder deutlicher Maße vorhandene oder ganz fehlende Spaltbarkeit. Man beobachtet sie am deutlichsten bei stark eingeeignetem Beleuchtungskegel, indem man den Beleuchtungsapparat senkt. Von vollkommener Spaltbarkeit spricht man, wenn die Spalttrifflie wie beim Glimmer scharf und absolut gradlinig sind, selbst wenn sie nur in geringer Zahl auftreten (Abb. 6). Deutlich ist die Spaltbarkeit, wenn die einzelnen Risse absehbend verlaufen, wie dies Abb. 7 für den Augit und die Hornblende zeigt, während beim Vorhandensein von mehr oder minder krummen, in der Hauptsache aber bestimmten Richtungen folgenden Sprüngen nur von undeutlicher Spaltbarkeit gesprochen werden kann (Abb. 8, Granat). Die in Abb. 7 gezeichneten Durchschnitte von Augit und Hornblende verweisen auch noch auf den oft charakteristischen Winkel der Spalttrifflie, der z. B. beim Augit (oberes Mineralkorn)  $90^\circ$ , bei der Hornblende  $124^\circ$  beträgt und zur Unterscheidung beider Mineralien dienen kann. Durch Heben und Senken

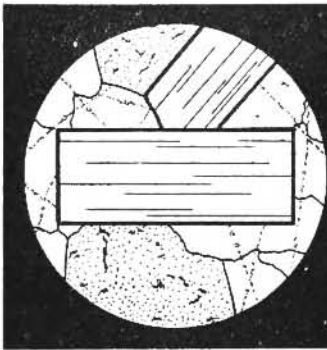


Abb. 6. Vollkommene Spaltbarkeit. (Glimmer).

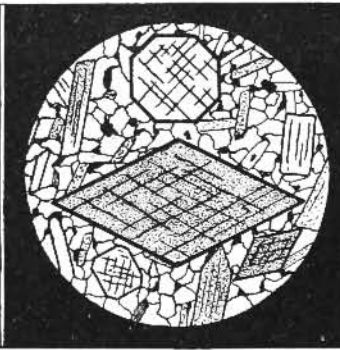


Abb. 7. Deutliche Spaltbarkeit (Augit und Hornblende), Spaltungswinkel von  $90^\circ$  und  $124^\circ$ .

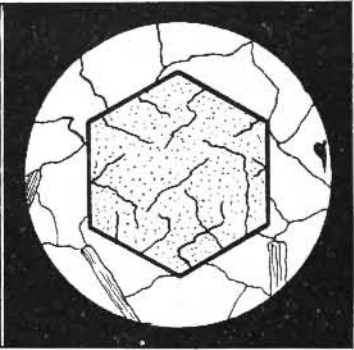


Abb. 8. Undeutliche Spaltbarkeit (Granat).

det für viele Mineralien ein recht charakteristisches Erkennungszeichen; so ist für Apatit die prismatische, durch längere Nadeln einerseits, durch rundliche Querschnitte andererseits gekennzeichnete, für Glimmer die tafelige, im Querschnitt leistenförmig erscheinende Ausbildung charakteristisch. In deutlicher Kristallform findet man die Mineralien besonders dann, wenn sie entweder in kleinsten akzessorischen Individuen oder in Form größerer Einsprenglinge

des Tubus überzeuge man sich bei der Messung dieses Winkels allerdings erst davon, daß die Spalttrifflie den Schliff möglichst senkrecht durchsetzen.

Die Beobachtung von Einschlüssen in den Mineralien gibt oft gute Anhaltspunkte zur Bestimmung der Mineralien selbst. Bei einigen, wie Granat und Staurolith, können die Einschlüsse an Masse den „Wirt“ übertreffen, bei anderen Gesteinsbestandteilen haben sie eine

gesetzmäßige, von der Natur des Wirtes abhängige Anordnung. So zeigt der Leuzit häufig Schlafeneinschlüsse, die sich sternförmig anordnen, wie Abb. 9 zeigt, und ist meist schon daran erkenntlich. Der Andalusit enthält im Innern oft staubförmige Kohlepartikelchen, die ihn in Form eines Kreuzes schwarz färben, woher das Mineral auch den Namen Chiasolith (Kreuzstein) führt. Abb. 10 zeigt verschieden orientierte Durchschnitte durch große und kleine Individuen dieses Minerals. Auch die Natur der Einschlüsse gibt viele Bestimmungsmerkmale.

oberes Individuum). Das obere Individuum zeigt also beim Drehen des Objektisches eine charakteristische Aenderung in seiner Farbe, eine Erscheinung, die man Pleochroismus nennt. In Abb. 11 würde der jetzt oben liegende Biotit beim Drehen des Tisches um  $90^\circ$  in eine parallele Lage zur Schwingungsebene des Polarizers kommen (P) und dann dunkler sein, während das jetzt dunkel gestellte untere Individuum hell gefärbt wäre. Das dritte gezeichnete Biotitblättchen zeigt eine Mittelfarbe.

Um gewisse Einschlüsse herum zeigen solche pleochroitischen Mineralien die genannte Erschei-



Abb. 9. Einschlüsse in Leuzit.

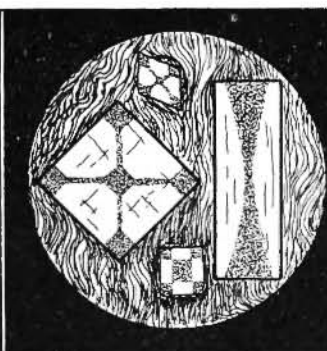


Abb. 10. Einschlüsse in Chiasolith.

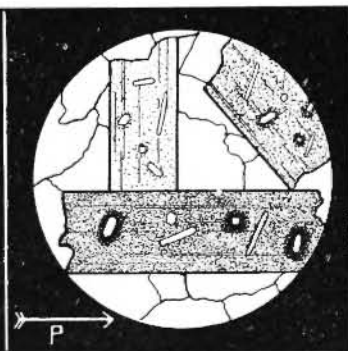


Abb. 11. Pleochroismus des Biotits und pleochroitische Höfe.

Eine der wichtigsten Beobachtungen im gewöhnlichen Licht oder mit nur einem Mikol ist aber die Beobachtung der Mineralfärbung. Die große Zahl von undurchsichtigen und im Handstück charakteristisch gefärbten Mineralien verliert allerdings im Dünnschliff seine Farbe und wird farblos durchsichtig. Zumeist zeigt aber noch eine Reihe von Mineralien recht charakteristische Färbungen, deren Tiefe aber um so mehr abnimmt, je dünner der Schliff ist. Die Färbung kann durch beigemengte Substanzen entstehen, und diese diffuse Färbung unterscheidet sich häufig wesentlich von der Eigenfarbe des Minerals, die durch Absorption einzelner Teile des Spektrums in der Substanz des Minerals selbst hervorgebracht wird. Doppelbrechende Mineralien zeigen nun eine verschiedene Absorption gegenüber polarisierten Lichtstrahlen, je nach der Richtung, in der die Schwingungen des Lichtes den Kristall durchsetzen. Ein Biotit (Abb. 11) zeigt beispielsweise eine stärkere Absorption, er ist also dunkler (braun) gefärbt, wenn seine Hauptzone parallel zur Schwingungsrichtung des Polarizers liegt. Er ist lichter (gelblich) gefärbt, wenn letztere quer zur Hauptzone erfolgt (Abb. 11,

ung in verstärktem Maße. Es entsteht um den Einschluss ein pleochroitischer Hof (Abb. 11). Dieser dient oft zur Erkennung nicht nur des Einschlusses, sondern auch des Wirtes. Es gibt auch einen Trichroismus, bei dem ein Mineral je nach der Lage des betreffenden Schnittes den Wechsel zwischen drei Farben zeigt, doch kommt er im Dünnschliff seltener zur Beobachtung.

### 3. Die Bestimmung der Lichtbrechung.

Beim Senken des Beleuchtungsapparats werden nicht nur, wie oben angegeben, die Spaltreize der einzelnen Mineralien besser sichtbar, sondern auch ihre Umrisse, sowie die Rauheiten der unpolierten Schliifoberfläche. Solange der Kondensator sich nahe am Objekt befindet, wird dieses durch eine Fülle der von allen Seiten kommenden konvergenten Lichtstrahlen überflutet, während bei genehstem Beleuchtungsapparat nur die mittleren Strahlen des Lichtkegels ins Objektiv gelangen, die nur wenig gegeneinander geneigt sind und als nahezu parallel angesehen werden können. Ist nun der Unterschied zwischen der Lichtbrechung des Minerals und der des Einbettungsmittels (Kanadabalsam) recht

groß, so wird an den einzelnen Flächenelementen der rauhen Oberfläche wegen ihrer stark verschiedenen Neigung gegen die von unten kommenden parallelen Strahlen das Licht verschieden gebrochen, an vielen derselben total reflektiert. Letztere erscheinen dunkel, andere verschieden hell und ihre Gesamtheit erzeugt im

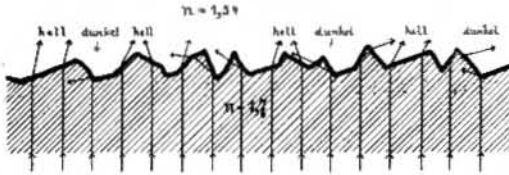


Abb. 12. Entstehung des Chagrins.

Bild den Eindruck der tatsächlich vorhandenen Rauheit (Abb. 12); man bezeichnet diese Erscheinung auch als „Chagrin“.

Je größer der Unterschied zwischen der Lichtbrechung des Minerals und der des Kanadabalsams ist, desto stärker wird diese Rauheit hervortreten, bzw. bei desto geringerer Senkung des Beleuchtungsapparates wird sie schon sichtbar werden. Zeigt der Schliff selbst bei stärkster Senkung, also bei stärkster Parallelität der von unten kommenden Strahlen, kein Chagrin, so tritt offenbar niemals Totalreflexion ein, was nur möglich ist, wenn das Mineral denselben Brechungskoeffizienten hat wie das Einbettungsmaterial (Kanadabalsam 1,54 oder Kollolith 1,535). Durch diese Erscheinung ist uns ein Mittel an die Hand gegeben, den Unterschied des Brechungskoeffizienten eines Minerals gegenüber dem des Kanadabalsams zu ermitteln. Ist die raue Oberfläche schon bei völlig gehobenem Beleuchtungsapparat sichtbar, so ist dieser Unterschied sehr groß und beträgt etwa 0,5 und darüber, das Mineral hat also eine Lichtbrechung  $n = 2$  und darüber. Der noch denkbare Fall, daß der Brechungskoeffizient um 0,5 kleiner ist, also etwa  $n = 1$  betrüge, scheidet hier aus, da die gesteinsbildenden Mineralien mindestens  $n = 1,43$  (Flußspat) aufweisen. Wird aber das Chagrin erst bei völlig gesenktem Beleuchtungsapparat sichtbar, dann gibt diese Methode allein keine Entscheidung darüber, ob der etwa 0,06 betragende Unterschied einem Mineral der Lichtbrechung 1,6 oder 1,48 angehört.

Um hier zu unterscheiden, ob der Brechungskoeffizient  $n$  größer oder kleiner ist als der des Balsams, betrachtet man das Verhalten des Lichtes an der Grenze des Minerals gegen das Einbettungsmittel. Nach den Gesetzen

der Totalreflexion wird das Licht beim Übergang von einem optisch dichteren Medium in ein dünneres von einem bestimmten Einfallswinkel ab in das dichtere Medium zurückgeworfen. Normalerweise muß also an einer solchen Grenze, wo Licht von allen möglichen Neigungswinkeln auftritt, das stärker lichtbrechende Medium durch die total reflektierten Strahlen heller beleuchtet sein als das dünnere (Abb. 13). Besonders deutlich wird die Erscheinung, wenn man durch Senken des Beleuchtungsapparats nur solche Lichtstrahlen aufstreifen läßt, deren Neigung nahezu dem Grenzwinkel der Totalreflexion entspricht, und dann den Tubus des Mikroskops ein wenig hebt. Dann sieht man in dem stärker lichtbrechenden Medium (Mineral oder Balsam) eine helle Lichtlinie längs der Grenze. Zusatzweise mag erwähnt werden, daß beim Senken des Tubus nach den Gesetzen der mikroskopischen Abbildungslehre die umgekehrte Erscheinung eintreten muß.

Durch geschickte Benutzung beider Methoden ist man nach einiger Übung in der Lage, die Lichtbrechung eines Minerals mit verhältnismäßig großer Sicherheit zu bestimmen. Einige Anhaltspunkte hierzu gewährt die folgende Tabelle:

Relief und raue Oberfläche wird sichtbar	Bei gehobenem Tubus Lichtlinie	
	im Mineral	im Balsam
schon bei völlig gehobenem Kondensförs	$n = \text{ca. } 2$ und darüber	—
bei Senkung des Kondensförs um 1—3 mm	$n = 1,8$ bis 2	—
erst bei stärkerer Senkung	$n = 1,6$ bis 1,7	$n =$ wesentlich kleiner als 1,54
erst bei völliger Senkung	$n = 1,55$ bis 1,6	$n$ kleiner als 1,54
selbst bei stärkster Senkung nicht	$n = 1,54$	

kennt man bereits die Lichtbrechung irgendeines Minerals im Dünnschliff, so ist diese Beckesche Lichtlinie auch geeignet, festzustellen, ob ein anderes danebenliegendes Mineral eine größere oder kleinere Brechung aufweist. Dies kann oft dazu dienen, auch noch außerordentlich geringe Unterschiede in der Lichtbrechung zu beobachten.

Durch die Linie, von der die Grenze der verschiedenen Gesteinsbestandteile stets auf der

Seite des stärker brechenden Minerals begleitet wird, erhält das Bild des ganzen Dünnschliffes eine gewisse Plastik, indem die stärker brechenden Teile über das Niveau des Kanada-

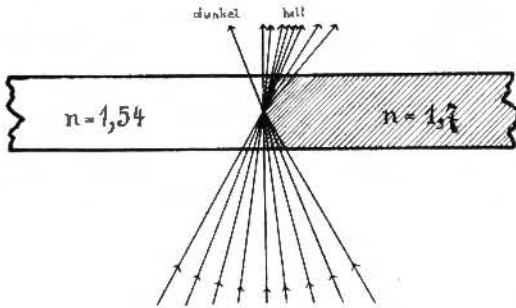


Abb. 13. Entstehung der Lichtlinse.

balsams gehoben erscheinen, während die schwächer brechenden scheinbar unter ihm liegen. Man bezeichnet diese Erscheinung als das Relief des Schliffes.

#### 4. Die Bestimmung der Doppelbrechung.

Schaltet man im Mikroskop außer dem Polarisator auch noch den Analysator ein, so erscheint das Gesichtsfeld zunächst dunkel, da der Analysator, dessen Schwingungsrichtung senkrecht auf der des unteren Nikols steht, die vom letzteren kommenden Schwingungen nicht durch sich hindurchtreten läßt. Dies ändert sich sofort, wenn man ein doppelbrechendes Mineral auf den Objektisch legt oder sonstwie zwischen die beiden Nikols bringt. Die Schwingungen des Lichtes, die vom Polarisator kommen (Abb. 14), werden vom Mineral vermöge seiner Doppelbrechung in zwei aufeinander senkrechte Komponenten *Or* und *Os* zerlegt, die sich dann beim Austreffen auf den Analysator wieder zu einer einzigen Schwingung parallel der Schwingungsrichtung des Analysators zusammensetzen. Letztere tritt durch den Analysator hindurch, wodurch das Gesichtsfeld, soweit es von dem Bild des betreffenden Minerals eingenommen wird, hell erscheint.

Dies ist aber nur dann der Fall, wenn die Schwingungsrichtungen, die das Mineral den beiden Komponenten erteilt, schief zu jener des Polarisators liegen. Sollte eine davon parallel zur Schwingungsrichtung des Polarisators sein, so würde das vom Polarisator kommende Licht ungehindert und ohne Doppelbrechung das Mineral durchsetzen, um dann beim Auftreffen auf den Analysator „ausgelöscht“ zu werden, so daß in dieser Stellung das be-

treffende Mineral dunkel erscheinen würde. Beim Drehen des Objektisches und damit des Minerals wird dieser Fall während einer vollen Umdrehung viermal eintreten, ein doppelbrechendes Mineral wird also bei einer vollen Umdrehung des Objektisches viermal hell und viermal dunkel erscheinen.

Bei der Dunkelstellung liegen die Schwingungsrichtungen des Minerals parallel zu denen der Nikols oder was dasselbe ist, parallel zum Fadentreuz. Da die Lage der Schwingungsrichtungen zu den kristallographischen Achsen des Minerals häufig ein recht unterscheidendes Kennzeichen bildet, so bestimmt man sie, indem man den Objektisch so lange dreht, bis der Kristall dunkel gestellt ist, „auslöscht“. Das Fadentreuz gibt dann die Lage

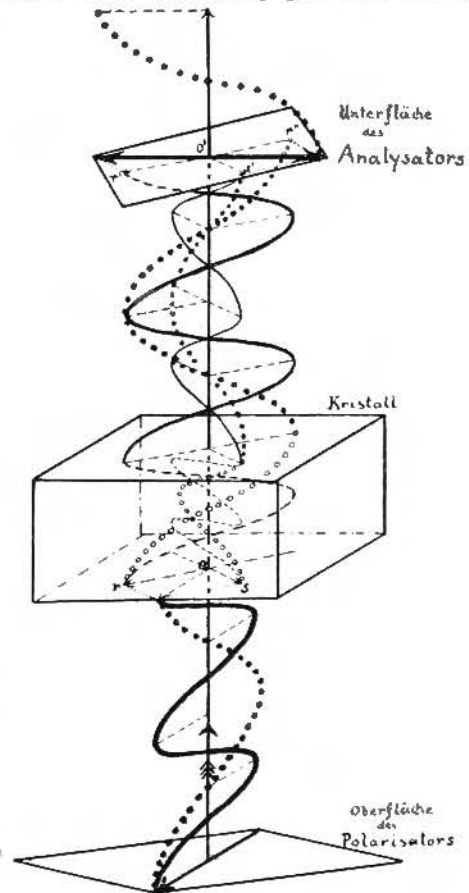


Abb. 14. Entstehung der Doppelbrechung.

der Schwingungsrichtungen an, während die kristallographische Orientierung des betreffenden Mineraldurchschnittes, wenn nicht durch

die äußere Umgrenzung, so doch häufig durch Spaltrisse festgestellt werden kann. Fallen nun die Schwingungsrichtungen mit den kristallographischen Hauptrichtungen des Kristalls zusammen, so spricht man von „gerader Auslöschung“, wie sie Abb. 15 für den Glimmer zeigt. Die Auslöschung ist symmetrisch, wenn der Winkel der Spaltrisse eines Minerals durch die Schwingungsrichtungen halbiert erscheint (Abb. 16, Hornblendequerschnitt). Das Mineral hat endlich eine schiefe Auslöschung, wenn, wie beim Augit (Abb. 17), die Schwingungsrichtung einen Winkel mit der kristallographischen Hauptachse bildet, mit anderen Worten, wenn der Kristall bei der Dunkelstellung schief zum Fadenzug steht. Dieser Fall, der nur bei monoklinen und triklinen Mineralien eintreten kann, bedarf stets einer

betreffenden Minerals ist. Die Verzögerungen sind bei der geringen Dicke des Dünnschliffs nicht groß, sie betragen meist nur wenige Vielfache der Wellenlängen des Lichtes. Werden nun die beiden Komponenten im Analysator auf ein und dieselbe Schwingungsrichtung zurückgeführt, so werden die gegeneinander verzögerten Lichtwellen einander stören, „interferieren“. Da im weißen Licht Wellen von jeder Länge zwischen 350 und 800 Millionstel Millimeter ( $\mu\mu$ ) enthalten sind, so werden bei einer bestimmten Verzögerung nur gewisse Wellen fehlen, andere sich aber verstärken und in ihrer Gesamtheit eine gewisse „Interferenzfarbe“ erzeugen. Bei gekreuzten Nikols werden alle jene Wellen des weißen Lichtes vernichtet, für welche die Verzögerung eine oder mehrere ganze Wellenlängen beträgt (siehe Abb. 14 aus-

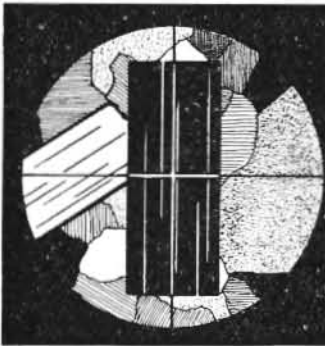


Abb. 15. Gerade Auslöschung (Glimmer).



Abb. 16. Symmetrische Auslöschung (Hornblende).



Abb. 17. Schiefe Auslöschung (Augit).

genauen Untersuchung über die kristallographische Orientierung des Mineraldurchschnitts. Nur wenn man diese kennt, hat die Messung des Auslöschungswinkels einen Wert. Bei monoklinen Mineralien ist diese Untersuchung nach einer später zu besprechenden Methode stets möglich, bei triklinen dagegen kaum.

Größeres Interesse beansprucht aber noch das Licht, das vermöge der Doppelbrechung eines Minerals in den Zwischenstellungen den oberen Nicol passiert. Die Doppelbrechung eines Kristalls rührt davon her, daß seine Brechungsponenten für polarisiertes Licht von verschiedener Schwingungsrichtung verschiedene sind. Die beiden durch Doppelbrechung entstandenen Komponenten müssen sich im Kristall also auch mit verschiedener Geschwindigkeit fortpflanzen und erleiden so bis zu ihrem Austritt aus dem Kristall eine Verzögerung gegeneinander, die um so größer wird, je stärker die Doppelbrechung und je dicker die Platte des

gezogene Welle), während die andern sich verstärken und in ihrer Gesamtheit das Mineral gefärbt erscheinen lassen (Abb. 14 punktierte Welle). Bei gleicher Dicke der Mineraldurchschnitte ist die Verzögerung und damit die Interferenzfarbe nur von der Stärke der Doppelbrechung abhängig; kennt man also die Interferenzfarbe, die ein Mineraldurchschnitt bei bestimmter Dicke gibt, so läßt sich die Stärke seiner Doppelbrechung ziemlich genau angeben.

Die bei den verschiedenen Verzögerungen entstehenden Interferenzfarben hat man zu ihrer Unterscheidung in mehrere Ordnungen eingeteilt, die je mit Rot endigen, wie die Abb. 18 zeigt. Dieses Rot wird ebenso wie die übrigen Farben um so blasser, in je höherer Ordnung es auftritt und ist bereits von der vierten Ordnung ab von Weiß, dem „Weiß höherer Ordnung“ kaum zu unterscheiden. Letzteres kommt dadurch zustande, daß starke Verzögerungen fast von jeder Farbe



mehrere Vielfache der Wellenlänge darstellen, daß also von jeder Farbe des Spektrums zwar ein Teil fehlt, aber von jeder Farbe ein ebenso großer Teil vorhanden ist, die in ihrer Gesamtheit den Eindruck von Weiß erzeugen. Auch in der ersten Ordnung kommt ein „Weiß“ vor, das aber das reine Spektralweiß darstellt und von dem sich das „Weiß höherer Ordnung“ durch einen perlmuttartigen Glanz unterscheidet.

Die Unterscheidung der verschiedenen Ordnungen ist Sache der Übung. Der erste Teil der ersten Ordnung ist im allgemeinen leicht kenntlich und auch der zweite Teil wird wegen der besonderen Kraft der Farben leicht von den ungemein leuchtenden Farben der zweiten Ordnung unterschieden. In der dritten Ordnung werden die Farben matter, um bereits von der vierten Ordnung ab den Eindruck von Weiß zu erzeugen.

Unter der Stärke der Doppelbrechung versteht man den größten Unterschied zwischen den Brechungskoeffizienten, welche die beiden durch Doppelbrechung entstandenen polarisierten Lichtstrahlen in einem Kristall vorfinden. Diese Brechungskoeffizienten und damit ihr Unterschied sind je nach der Richtung, in der das Licht den Kristall durchsetzt, verschieden groß, man wird also in verschiedenen Durchschnitten eines und desselben Minerals auch bei gleicher Dicke Interferenzfarben von verschiedener Höhe beobachten. Um die Stärke der Doppelbrechung zu messen, sucht man sich unter den im Dünnschliff meist in großer Zahl vorhandenen Durchschnitten des betreffenden Minerals denjenigen aus, der die höchste Interferenzfarbe aufweist und kann nun bei deren Feststellung bei bekannter Schliffdicke die zugehörige Doppelbrechung aus Abb. 18 sofort ablesen. Man suche zu diesem Zwecke die beobachtete höchste Interferenzfarbe in der Tabelle auf und gehe längs der zugehörigen Horizontallinie, bis zu der die Dicke des betreffenden Schliffes darstellenden Vertikalen (Normal bis zu 0,03 mm). Verbindet man den so gefundenen Punkt mit 0, so gibt dieser Strahl am Rande den Wert der Doppelbrechung an. Diese Methode gibt allerdings nur einen Annäherungswert, der aber für unsere Zwecke meistens genügt. Will man genauere Resultate, so muß man auf andere Weise im konvergenten Licht feststellen, ob der betreffende Mineraldurchschnitt die Schwingungsrichtungen des am stärksten und des am schwächsten ge-

brochenen Strahles enthält und somit den größten Wert der Doppelbrechung aufweist.

Für viele Mineralien, namentlich solche mit ausgeprägter Hauptzone, gewinnt man außerdem ein sehr brauchbares Kennzeichen durch die Feststellung, ob der parallel zur Hauptzone schwingende Strahl der stärker gebrochene ist im Verhältnis zu dem senkrecht dazu schwingenden oder umgekehrt. Im letzteren Falle würde

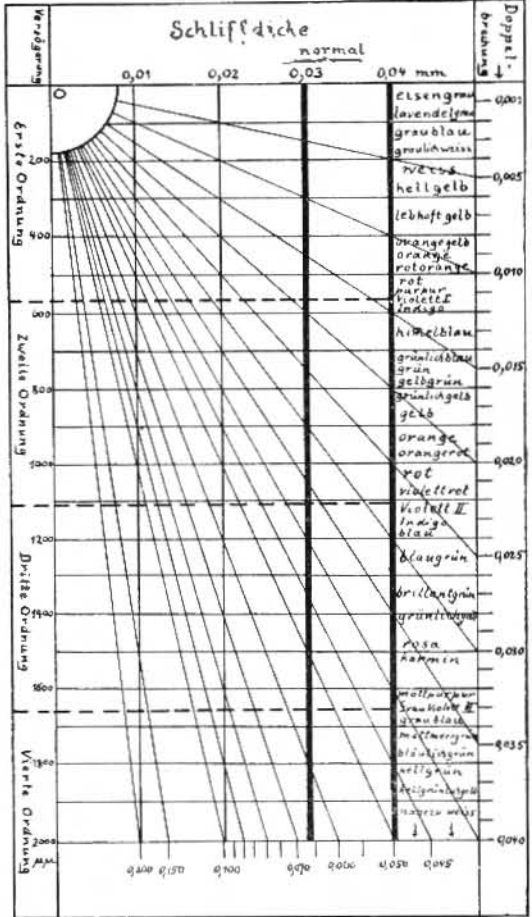


Abb. 18. Die Interferenzfarben und die Bestimmung der Doppelbrechung.

die Hauptzone der Richtung der kleineren Lichtgeschwindigkeit entsprechen, die man mit  $c$  bezeichner; die Hauptzone ist positiv; andernfalls enthielte sie die Richtung  $a$  der größeren Lichtgeschwindigkeit, die Hauptzone wäre negativ. Um diese relative Feststellung zu ermöglichen, benutzt man ein Kompensationsplättchen von bekannter Orientierung, das man in einen Schliß über dem

Objektiv einführt und so zwischen Präparat und Analysator bringt. Es wird meist aus Gips berast angefertigt, daß es für sich allein die emp-

150  $\mu\mu$  Verzögerung, so würde nach Einschieben des Rot I eine Verzögerung von 550—150 = 400  $\mu\mu$ , d. h. ein lebhaftes Gelb entstehen (Abb. 19 c).

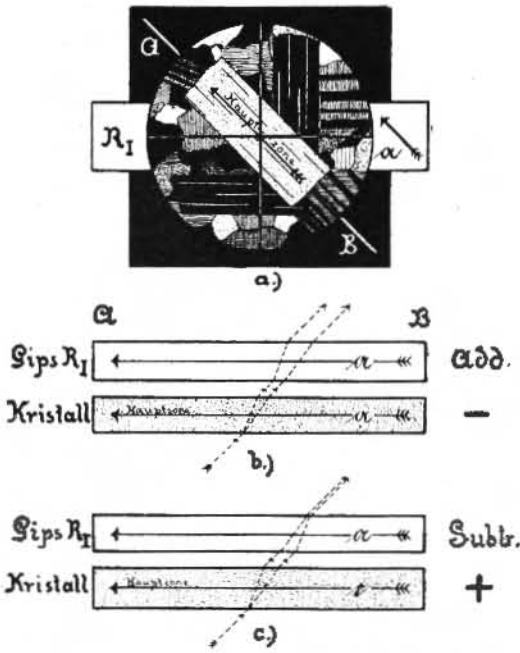


Abb. 19. Messung des Charakters der Hauptzone.

findliche Interferenzfarbe Rot der ersten Ordnung ergibt und daß in ihm die Richtung größter Lichtgeschwindigkeit  $\alpha$  mit der Hauptzone des hellgestellten Minerals (Stellung unter 45° zum Fadenkreuz) in Übereinstimmung gebracht werden kann (Abb. 19).

Hat die Hauptzone dieselbe relative Orientierung, so wirkt das Plättchen in gleicher Weise auf das Licht wie das Mineral. Die Verzögerungen des Minerals und des Gipsplättchens addieren sich, es entsteht eine Farbe höherer Ordnung als Rot I. Zeigt beispielsweise das Mineral mit Hauptzone das Gelb erster Ordnung mit 300  $\mu\mu$  Verzögerung, so wird nach dem Einschieben des Rot I mit 550  $\mu\mu$  Verzögerung bei gleicher Orientierung eine Interferenzfarbe entstehen, welche einer Verzögerung von 300 + 550 = 850  $\mu\mu$  entspricht, das ist Gelblichgrün der zweiten Ordnung. Das Mineral hat also eine negative Hauptzone (Abb. 19 b).

Bei positiver Hauptzone liegen entsprechende Richtungen gekreuzt, die beiden Verzögerungen subtrahieren sich, es entsteht eine Farbe niedriger Ordnung als Rot I. Zeigt beispielsweise der zu untersuchende Durchschnitt mit Hauptzone das Graublau erster Ordnung mit

Sin und wieder benutzt man zu dieser Bestimmung auch ein anderes Kompensationsplättchen aus Glimmer, das eine Verzögerung um 150  $\mu\mu$ , also 1/4 Wellenlänge des Natriumlichtes hervorbringt und daher Viertelundulationsglimmerplättchen genannt wird. Beide Kompensatoren werden jedem Mikroskop beigegeben. Manche Firmen orientieren diese nun so, daß die Richtung größter Lichtgeschwindigkeit mit der Längsrichtung der Plättchen zusammenfällt. Dann muß der Schlitze am Mikroskopende die Einführung unter 45° gestatten. Praktischer ist die von Weinichen angegebene Anordnung, bei der die Richtung  $\alpha$  unter 45° zur Längsrichtung des Plättchens verläuft. Dies hat verschiedene Vorteile, einerseits verläuft dann der Schlitze über dem Objektiv frontal und nicht schief, andererseits kann man durch einfache Umdrehung des Plättchens sofort die entgegengesetzte Erscheinung hervorrufen, was zur Kontrolle der Beobachtung häufig von großem Nutzen ist. In diesem Falle wird allerdings die Richtung

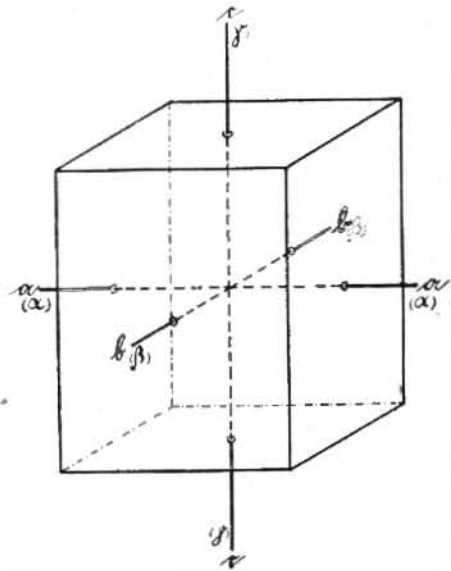


Abb. 20. Lage der optischen Hauptschwingungsrichtungen gegeneinander.

a vom Fabrikanten meist nicht auf dem Plättchen vermerkt; man muß sie nach einer später zu beschreibenden Methode selbst feststellen und markiert sie ein für allemal durch einen Pfeil.

### 5. Die Beobachtung im konvergenten Licht.

Lichtbrechung und Doppelbrechung eines kristallisierten Körpers sind nach dem Vorhergehenden von der Richtung abhängig, in welcher ein Lichtstrahl den Kristall durchsetzt. Jeder Kristall hat eine Richtung kleinster Lichtbrechung, nach welcher der Kristall für die Lichtschwingungen die größte Lichtgeschwindigkeit (Elastizität) aufweist. Wir bezeichnen sie mit  $a$ , den zugehörigen Brechungsponenten mit  $\alpha$ . Senkrecht zu dieser steht die Richtung stärkster Brechung  $\gamma$ , bzw. kleinster Lichtgeschwindigkeit  $c$  (Abb. 20). Die Normale auf die Ebene beider ist die Richtung einer mittleren Lichtgeschwindigkeit bzw. einer mittleren Brechung  $b$  bzw.  $\beta$ .

Die Schwingungen eines parallel der  $b$ -Achse durch den Kristall hindurchgehenden und doppelt gebrochenen Strahles erfolgen parallel  $a$  und  $c$ , der Strahl erhält also die Doppelbrechung  $\gamma - \alpha$ , d. h. die stärkste im Kristall mögliche, da  $\gamma$  und  $\alpha$  die extremsten Werte der Lichtbrechung im Kristall sind. Ein Strahl, der parallel  $a$  da gegen den Kristall durchzieht, schwingt nach der Doppelbrechung parallel  $b$  und  $c$ , der Unterschied beträgt hier nur  $\gamma - \beta$ , also viel weniger als vorher, die beiden durch die Doppelbrechung entstandenen Strahlen erhalten bei gleicher Dicke der Kristallplatte eine geringere Verzögerung als im ersten Falle. In jeder anderen Richtung hat die Verzögerung wieder andere Werte. Läßt man also parallele Lichtstrahlen auf eine beliebig orientierte Kristallplatte auf treffen, so wird diese eine der Orientierung und Dicke entsprechende Interferenzfarbe zeigen.

Läßt man dagegen nicht parallele Strahlen, sondern ein konvergentes Lichtbündel durch die Platte hindurchgehen, so wird jeder Strahl dieses Bündels je nach seiner Neigung einen verschieden großen Weg im Kristall zurücklegen, außerdem aber je nach seiner Neigung eine verschieden starke Doppelbrechung erleiden, jeder Strahl wird also eine andere Verzögerung seiner durch Doppelbrechung entstandenen Teilstrahlen erleiden. So werden wir bei der Betrachtung der Platte im konvergenten Licht all die Erscheinungen gleichzeitig sehen, welche uns sonst nur viele Platten von allmählich wechselnder Orientierung einzeln zeigen würden.

Um das konvergente Lichtbündel zu erzeugen, wird die obere Linse des Kondensorsystems möglichst nahe an das Präparat herangebracht, d. h. der Beleuchtungsapparat wird

völlig gehoben (Abb. 21). Der entstandene Lichtkegel wird nach dem Durchtritt durch den Kristall (D) vom stärksten Trockenobjektiv, das man am Tubusende anzubringen hat, aufgenommen. Die je in einer bestimmten Richtung den Kristall durchgehenden Strahlen vereinigen sich in der oberen Brennebene des Objektivs, wo sie sich zu einem reellen Bild zusammensetzen, das als „Achsenbild“ bezeichnet wird und uns die optischen Eigenschaften des betreffenden Minerals am besten zu ermitteln gestattet.

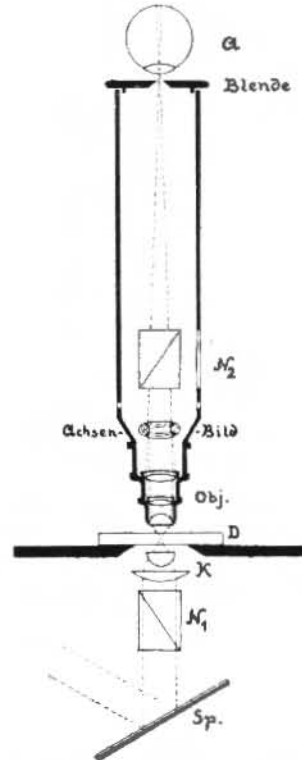


Abb. 21. Strahlengang im konvergenten Licht. Beobachtung des Achsenbildes mit bloßem Auge durch eine Blende. D Dünnschliff,  $N_1$  und  $N_2$  Mikrosk., K Kondensator.

Wegen seiner Lage ist dieses Bild mit dem gewöhnlichen Okular nicht sichtbar. Entweder schaltet man unter dem Okular eine Hilfslinse ein, die Bertrand-Amici'sche Linse und betrachtet mit Hilfe des so neu entstandenen aus dieser Linse und dem Okular bestehenden Hilfsmikroskops das Achsenbild vergrößert oder aber man nimmt das Okular weg und betrachtet das Bild unvergrößert mit freiem Auge, wobei zweckmäßig an Stelle des Okulars eine Blende auf das obere Tubusende aufgesetzt wird (Abb. 21). Im letzteren Falle ist das Bild zwar sehr klein, aber außerordentlich scharf. Für Ge-

feinsuntersuchungen kommt daher fast nur diese Methode in Betracht.

Unter all den Richtungen, in welchen die Doppelbrechung von dem maximalen Wert allmählich abnimmt, gibt es auch solche, wo sie gleich Null ist. Derartige Richtungen, in welchen dann keine Doppelbrechung stattfindet, nennt man „optische Achsen“ und unterscheidet nun nach der Zahl dieser Achsen noch optisch einachsige und optisch zweiachsige Kristalle.

Optisch einachsige Kristalle.

Schnitte senkrecht zu einer optischen Achse können im parallelen polarisierten Licht zwischen gekreuzten Nikols keine Doppelbrechung zeigen, sie bleiben also auch beim Drehen des Objektisches dunkel. Im konvergerten Licht wird die Mitte des Gesichtsfeldes ebenfalls dunkel sein, während von der Mitte nach allen Seiten hin der Gang-

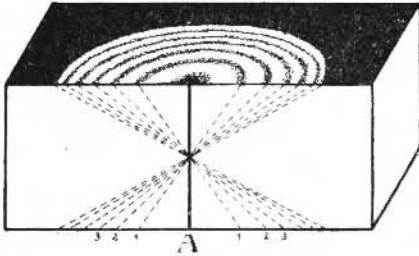


Abb. 22. Kurven gleichen Gangunterschiedes bei optisch einachsigen Körpern.

unterschied zunehmen muß, einerseits weil die Doppelbrechung zunimmt, andererseits aber auch, weil die Strahlen einen um so längeren Weg im Kristall zurückzulegen haben, je größer

daher auch die Interferenzfarbe von der Mitte des Bildes aus nach allen Seiten zunehmen. In gleichen Entfernungen von der Mitte des

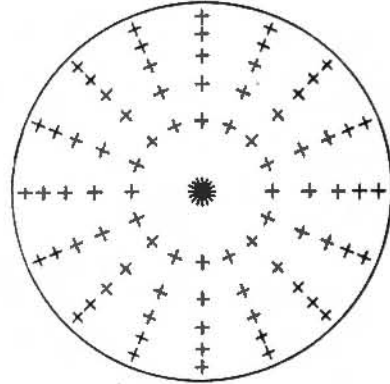


Abb. 23. Lage der Schwingungsrichtungen im Achsenbild eines optisch einachsigen Kristalls.

Bildes wird derselbe Gangunterschied herrschen, die Interferenzfarben ordnen sich also in Kreisen um den Austrittspunkt der optischen Achse an. Es entstehen farbige Ringe, welche von der Mitte des Bildes aus alle Farbenordnungen umfassen. In Abb. 23 ist das Rot am Schluß jeder Ordnung durch einen schwarzen Kreis angedeutet.

Die Schwingungsrichtungen in einem optisch einachsigen Kristall verlaufen nun immer so, daß einer der durch Doppelbrechung entstandenen Strahlen radial schwingt, der andere senkrecht dazu (Abb. 23). Wo diese Richtungen mit den Schwingungen des Polarisators bzw. Analysators übereinstimmen, herrscht ebenfalls Dunkelheit wie in der Mitte des Gesichtsfeldes. Ein Blick auf Abb. 23 zeigt, daß



Abb. 24–26. Achsenbilder optisch einachsiger Kristalle.  
 Stark doppelbrechend, senkrecht zur Achse (Kalkspat).      Schwächer doppelbrechend, schief zur Achse (Stapoltit).      Schwach doppelbrechend, senkrecht zur Achse (Quarz).

ihre Neigung gegen die optische Achse wird (Abb. 22). Nach der Vereinigung der Strahlen im Bilde und der Interferenz im Analysator wird

diese dunkeln Stellen das Bild in Form eines Kreuzes parallel zum Fadenzug durchziehen müssen und daß die Figur beim

Drehen um den Austrittspunkt der optischen Achse keine Änderung zeigen kann. Das Achsenbild eines optisch einachsigen Kristalls besteht also aus konzentrischen farbigen Ringen, die von zwei

eines Minerals ist der „optische Charakter der Doppelbrechung ( $Ch_m$ )“. Einachsige Mineralien heißen positiv, wenn die optische Achse gleichzeitig die Achse kleinerer Lichtgeschwindigkeit =  $c$  ist; der Kristall heißt

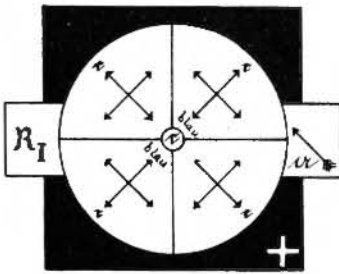


Abb. 27. Bestimmung des optischen Charakters eines einachsigen positiven Kristalls.

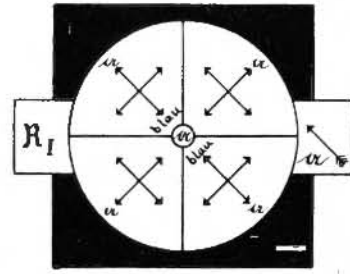


Abb. 28. Bestimmung des optischen Charakters eines einachsigen negativen Kristalls.

schwarzen Balken in Form eines Kreuzes durchzogen werden (Abb. 24). Beim Drehen des Präparates bleibt dieses Achsenbild unverändert.

Steht die optische Achse nicht genau senkrecht auf der Ebene der Kristallplatte, so tritt sie nicht in der Mitte des Bildes aus, sondern mehr seitlich. Beim Drehen beschreibt ihr Austrittspunkt einen Kreis um die Mitte des Bildes, während die Balken sich stets parallel zu den Fäden des Fadenkreuzes verschieben (Abb. 25).

Ist die Doppelbrechung des Minerals sehr groß, so wächst der Gangunterchied

negativ, wenn die optische Achse gleichzeitig die Richtung  $a$  darstellt. Die Bestimmung des optischen Charakters erfolgt mittels des bereits erwähnten Gipsplättchens  $R_I$ .

Im optisch einachsigen Kristall schwingt der eine der durch Doppelbrechung entstandenen Strahlen stets radial, wie Abb. 23 und auch Abb. 27 zeigt, der andere tangential. Der radial schwingende Strahl pflanzt sich mit der Geschwindigkeit fort, welche der Richtung der optischen Achse entspricht. Schiebt man nun das Gipsplättchen  $R_I$  so ein, daß seine Richtung  $a$  zwei Quadranten durchschneidet, so liegen bei

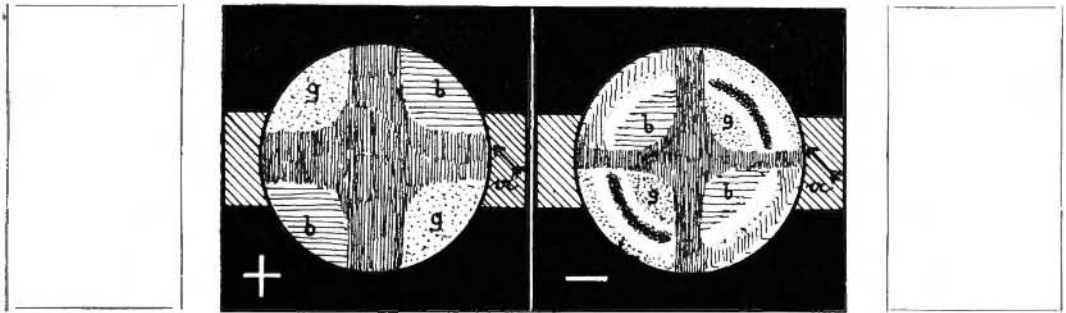


Abb. 29 und 30. Achsenbilder optisch einachsiger Kristalle mit dem Gipsplättchen  $R_{01}$ ,  $g$  gelb;  $b$  blau.

sehr rasch, es erscheinen viele enge Ringe, wie beim Kalkspat (Abb. 24). Je schwächer die Doppelbrechung, desto weiter werden die Ringe und desto weniger Ringe treten im Gesichtsfeld auf (Abb. 25). Ja, bei sehr schwacher Doppelbrechung erscheint überhaupt kein Ring mehr im Gesichtsfeld, dieses wird nur von einem schwarzen Kreuz mit breiten verwaschenen Balken eingenommen (Quarz, Abb. 26).

Von größter Wichtigkeit für die Bestimmung Sandföhler, Gesteinsuntersuchung.

einem optisch positiven Kristall (Abb. 27) in den zwei Quadranten, welche das  $a$  des Plättchens durchschneidet, die Richtungen  $a$  des Plättchens und des Kristalls gekreuzt, in diesen Quadranten subtrahieren sich also die Verzögerungen des Kristalls und des Plättchens, es entsteht die dem  $R_{01}$  benachbarte nächstniedere Interferenzfarbe Gelb. In den beiden anderen Quadranten liegen die entsprechenden Richtungen aber parallel, hier addieren

sich die Verzögerungen und es entsteht die dem Rot I zunächstliegende höhere Interferenzfarbe Blau (Quarz, Abb. 29).

Bei einem optisch negativen Körper muß gerade der umgekehrte Fall eintreten, wie Abb. 28 und 30 für einen einachsigen Glimmer zeigen. In letzterem Bilde wurde ein Achsenbild zur Darstellung gebracht, das etwa gerade noch den Ring von Rot I im Gesichtsfelde zeigt. Dieser muß in den gelben Quadranten durch die Subtraktion der gleichen Verzögerung des Plättchens je zu einem schwarzen Bogen werden, während in den blauen Quadranten sich die Ringe durch Addition erweitern.

Als einfachste Regel merke man sich für optisch einachsige Kristalle: Man denke sich die blauen Quadranten durch eine Linie verbunden; liegt diese gekreuzt zur Richtung  $a$  des Plättchens (+), bildet also ein Pluszeichen, so ist der Kristall positiv, bildet sie mit dem  $a$  des Plättchens ein Minuszeichen (-), so ist der Kristall negativ.

Optisch zweiachsige Kristalle.

Bei optisch zweiachsigen Kristallen bilden die Linien gleichen Gangunterschiedes auf dieselbe Weise wie bei einachsigen Körpern rings um die Austrittspunkte der optischen Achsen je ein Ringsystem, dessen einzelne

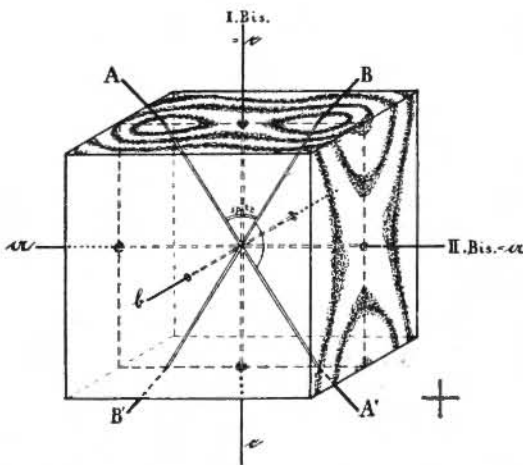


Abb. 31. Lage der optischen Achsen zu den Hauptausbreitungsrichtungen in optisch zweiachsigen Kristallen; Kurven gleichen Gangunterschiedes in Schnitten senkrecht zur I. Bisectrix und Schnitten senkrecht zur II. Bisectrix. AA' und BB' optische Achsen.

Ringe aber zum Teil miteinander zu Lemniskatenähnlichen Achterfiguren verschmelzen.

Diejenige Ebene, welche die optischen Achsen AA' und BB' enthält, nennt man die Achsenebene (Abb. 31). Sie enthält auch die Richtungen  $a$  bzw.  $c$  des Kristalls, und zwar halbieren dieselben die Winkel der beiden optischen Achsen. Diejenige Richtung, welche den spitzen

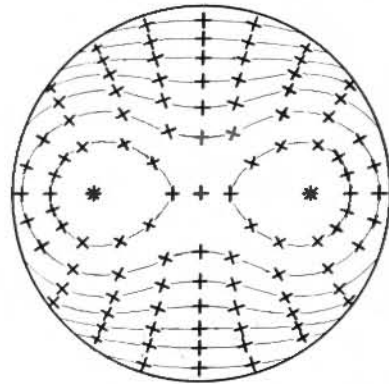


Abb. 32. Lage der Schwingungsrichtungen im Achsenbild senkrecht zur I. Bisectrix eines optisch zweiachsigen Kristalls.

Winkel der beiden Achsen halbirt, heißt die Spitze oder die I. Bisectrix; die Halbierende des stumpfen Achsenwinkels heißt entsprechend die stumpfe oder II. Bisectrix. Die Schwingungsrichtungen der einzelnen Strahlen des konvergenten Strahlenbündels verteilen sich im Achsenbild senkrecht zur spitzen Bisectrix nun so, wie Abb. 32 angibt. Ist die Achsenebene parallel zur Schwingungsrichtung eines Nikols, so entsteht ein schwarzes Kreuz, das die farbigen Lemniskatenfiguren so durchzieht, wie Abb. 33 angibt. Dreht man den Kristall um  $45^\circ$ , so zerteilt sich das schwarze Kreuz in zwei Hyperbeläste, deren Scheitel die Austrittspunkte der optischen Achsen darstellen (Abb. 34). Man kann sich diese Tatsache mit Hilfe der Abb. 32 gut klar machen. Dreht man diese um  $45^\circ$  um ihren Mittelpunkt, so bilden die dann horizontal und vertikal verlaufenden Schwingungsrichtungen zwei Hyperbeläste durch die Austrittspunkte der optischen Achsen.

Ist die Doppelbrechung des Kristalls groß, so erscheinen bei bestimmter Dicke des Präparates viele enge farbige Kurven (Abb. 33 u. 34), ist sie klein, so vereinigen sich vielleicht bereits die ersten Ringe um die Achsenaustrittspunkte zu einem Oval (Abb. 35).

Von Wichtigkeit ist auch der Winkel der optischen Achsen. Eigentlich bilden dieselben zwei Winkel miteinander, einen spitzen und einen stumpfen wie Abb. 31 zeigt. Spricht

man vom Achsenwinkel schlechtweg, so meint man stets den spitzen Achsenwinkel. Ist er klein, so erscheinen die Achsenaustrittspunkte nahe beieinander (Abb. 35), ist er sehr groß, so treten die optischen Achsen gar nicht mehr im Gesichtsfelde aus (Abb. 36). Ist der Achsenwinkel nahezu  $90^\circ$ , so ist die Entscheidung meist unmöglich, ob das Achsenbild den spitzen

der einzige Balken, der hier im Gegensatze zu einachsigen Körpern das Ringsystem um den Achsenaustrittspunkt durchzieht, eine Krümmung erhalten und eine Drehung beschreiben, deren Sinn allerdings der Drehung der Platte selbst entgegengesetzt ist.

Der Winkel, den die Strahlen bilden, die den Kristall in der Richtung der optischen

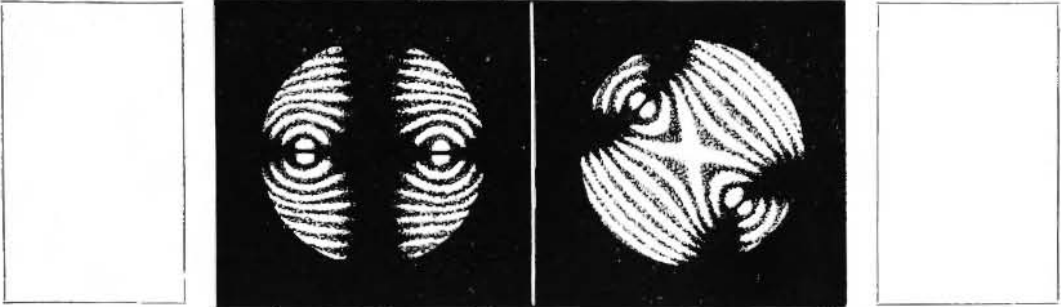


Abb. 33 und 34. Achsenbild eines optisch zweiachsigen, stark doppelbrechenden Kristalls senkrecht zur 1. Bisectrix.

Achsenebene in Parallelstellung      Achsenebene in Diagonallage  
zu den Schwingungsrichtungen der Nivols.

oder den stumpfen Achsenwinkel zum Ausdruck bringt, da in diesem Falle die Achsen auch in Schnitten senkrecht zur spitzen Bisectrix nicht mehr im Gesichtsfelde austreten. Bei einem derartigen Achsenwinkel zeigt auch die Hyperbel, die man etwa bei senkrecht zu einer der optischen Achsen geschnittenen Kristallplatten in der Mitte des Gesichtsfeldes austreten sieht, keine Krümmung mehr (Abb. 37), wäh-

Achsen durchgeht haben, ist wegen der Lichtbrechung beim Austritt aus der Kristallplatte als scheinbarer Achsenwinkel  $2E$  von dem wahren Achsenwinkel  $2V$  verschieden (Abb. 38). Bei vielen Kristallen ist der Achsenwinkel für die verschiedenen Farben des Spektrums verschieden, auch hat oft die Achsenebene für verschiedene Farben eine verschiedene Lage. Diese Erscheinung, welche „Dispersion der

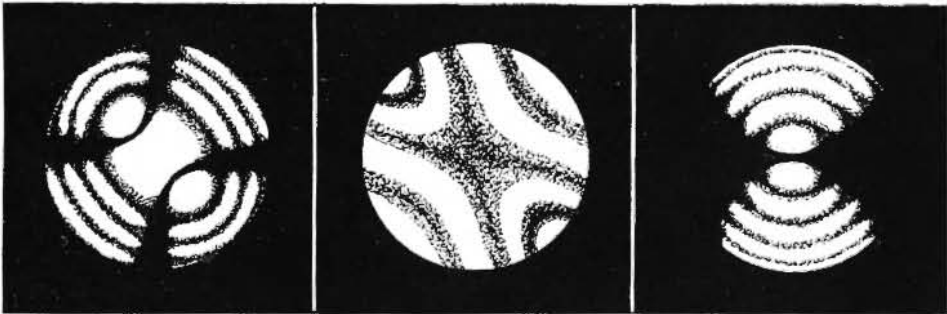


Abb. 35–37. Achsenbilder optisch zweiachsiger Kristalle.  
Senkrecht zur 1. Bisectrix bei kleinem Achsenwinkel.      Senkrecht zur 1. Bisectrix bei großem Achsenwinkel.      Senkrecht zu einer optischen Achse bei großem Achsenwinkel.

rend sonst immer die konvexe Außenseite der gekrümmten Hyperbel gegen die spitze Bisectrix zugewendet ist. Dies wird sofort klar, wenn man sich einen Ausschnitt aus Figur 33 und 34 rings um eine Achse denkt. Beim Drehen der senkrecht zu einer Achse geschnittenen Platte eines zweiachsigen Kristalls muß also

optischen Achsen“ genannt wird, dient ebenfalls zur Erkennung eines Minerals, doch muß auf eine nähere Erläuterung derselben hier verzichtet werden. In den bereits früher genannten Werken findet man ausführlichen Aufschluß über die Dispersion der optischen Achsen und ihre Verwertung zur Kristallbestimmung.

Schnitte parallel zur Achsenebene können kein eigentliches Achsenbild zeigen. Das Gesichtsfeld wird fast völlig von der Interferenzfarbe eingenommen, die der Durchschnitt auch im parallelen Lichte zeigt. Wegen die I. bzw. II. Bifektrix zu ändert sich allerdings vermöge der Konvergenz der Strahlen die Farbe etwas, und zwar tritt bei nicht zu großem

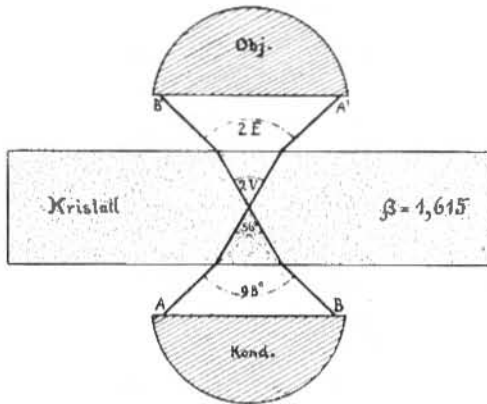


Abb. 38. Wahrer und scheinbarer Achsenwinkel  
 $2V$  = wahrer,  $2E$  = scheinbarer Achsenwinkel.

Achsenwinkel gegen die spitze Bifektrix zu Erniedrigung, gegen die stumpfe dagegen Erhöhung der Ordnung ein.

Dies kann man benutzen, um bei dem jedem Polarisationsmikroskop beigegebenen Gipsplättchen  $R_1$  die Richtung  $a$  festzustellen. Das Plättchen ist parallel zur Achsenebene geschnitten und zeigt im konvergenten Licht ein rotes Gesichtsfeld, das gegen die spitze Bifektrix in Gelb, gegen die stumpfe in Blau übergeht (Abb. 39 a). Da Gips positiv ist, so ist die stumpfe Bifektrix  $-a$ ; die Richtung größter Lichtgeschwindigkeit  $a$  des Plättchens ist also durch die Verbindungslinie der blauen Quadranten gegeben und wird dann auf dem Plättchen durch einen Pfeil markiert. Die Richtung größter Lichtgeschwindigkeit des Viertelundulationsglimmerplättchens ( $\lambda/4$ ) stellt man fest, indem man es so auf das Plättchen  $R_1$  legt, daß im parallelen polarisierten Licht Addition (Blau) auftritt. Dann liegt dieselbe parallel zum  $a$  des  $R_1$ . Im Viertelundulationsplättchen ist diese Richtung aber nicht absolut die Richtung größter Lichtgeschwindigkeit, sondern nur relativ, nämlich  $= b$ , sie steht also normal zur Achsenebene des negativen Glimmers, wie man im konvergenten Licht sofort feststellt (Abb. 39 b).

Zur Bestimmung des optischen Charak-

ters eines optisch zweiachsigen Kristalls benutzt man wiederum das Gipsplättchen  $R_1$ . Ein optisch zweiachsiger Kristall heißt positiv, wenn die Richtung kleinster Lichtgeschwindigkeit  $c$  gleichzeitig die Halbierende des spitzen Achsenwinkels, d. i. die I. Bifektrix ist (Abb. 31 u. Abb. 40). Der Kristall heißt negativ, wenn die Richtung  $a$  die I. Bifektrix ist (Abb. 41). Um den optischen Charakter eines zweiachsigen Achsenbildes bestimmen zu können, muß man sicher sein, den Austritt der ersten Bifektrix vor sich zu haben, d. h. man muß sicher sein, daß die beiden optischen Achsen, welche im Gesichtsfelde austreten, einen spitzen Winkel einschließen. Dies ist immer der Fall, wenn bei Anwendung des stärksten Mikroskopobjektivs ohne Immerjion beide Achsen im Gesichtsfelde austreten. Auch wenn man nur eine Achse im Gesichtsfeld austreten sieht, weiß man aus der Krümmung der dunklen Hyperbel, wo die spitze Bifektrix zu erwarten ist. Die konvexe Seite der Hyperbel weist immer zu dieser hin.

Man bringe das Achsenbild in die Diagonalaufstellung und führe das Plättchen  $R_1$  so in den Schütz über dem Objektiv ein, daß seine Richtung  $a$  mit der Richtung der Achsenebene übereinstimmt. Dann liegt in einem positiven Kristall  $a$  des Plättchens und  $a$

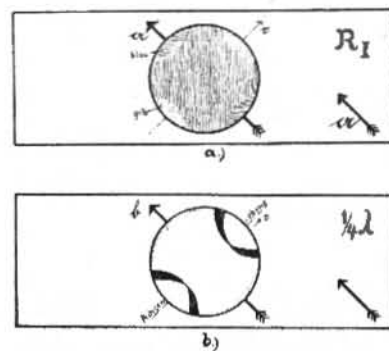


Abb. 39 Bestimmung der Richtung größter Lichtgeschwindigkeit im Gipsplättchen  $R_1$  (a) und im Viertelundulationsglimmerplättchen (b).

des Kristalls parallel (Abb. 40), es wird in der Mitte des Gesichtsfeldes Addition entstehen, die Ringe werden sich gleichzeitig erweitern (Abb. 40 und 42). War die Mitte des Gesichtsfeldes bei niedriger Doppelbrechung etwa Grau bis Weiß erster Ordnung, so entsteht die dem  $R_1$  benachbarte höhere Interferenzfarbe Blau<sup>1)</sup> (Abb. 43). Bei anderen stärker doppel-



brechenden Kristallen entsteht das Blau nur an der konvexen Seite der Hyperbeln (Abb. 42<sup>1)</sup>).

Bei optisch negativen Kristallen wird dagegen das a des Plättchens parallel der Richtung c des Kristalls liegen (Abb. 41). Es wird

spitze I. Bifektrix, die konkave gegen die II. Bifektrix gewendet ist. Man kennt also hier die Lage der Achsenenebene, schiebt parallel zu ihr das a des Plättchens ein und beobachtet die entstehenden Farbänderungen. Entsteht das Ad-

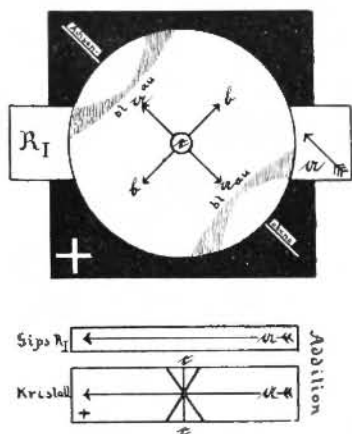


Abb. 40. Bestimmung des optischen Charakters eines zweiachsigen optisch positiven Kristalls.

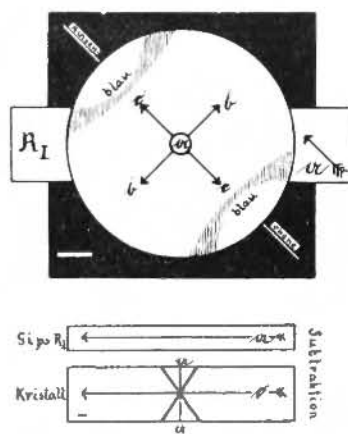


Abb. 41. Bestimmung des optischen Charakters eines zweiachsigen optisch negativen Kristalls.

also bei negativen Kristallen Subtraktion eintreten. Es tritt an der konvexen Seite der Hyperbeln die gelbe Farbe auf, dagegen Blau im konkaven Bogen (Abb. 44).<sup>1)</sup>

Häufig benützt man zur Bestimmung des optischen Charakters solche Durchschnitte, welche

ditions-Blau auf der konvexen Seite der I. Bifektrix, so ist der Kristall positiv, entsteht auf dieser Seite aber das Subtraktions-Gelb, so ist der Kristall negativ (Abb. 45 und 46. Diese Bilder stellen gewissermaßen nur vergrößerte Ausschnitte aus Bild 43 und 44 dar).

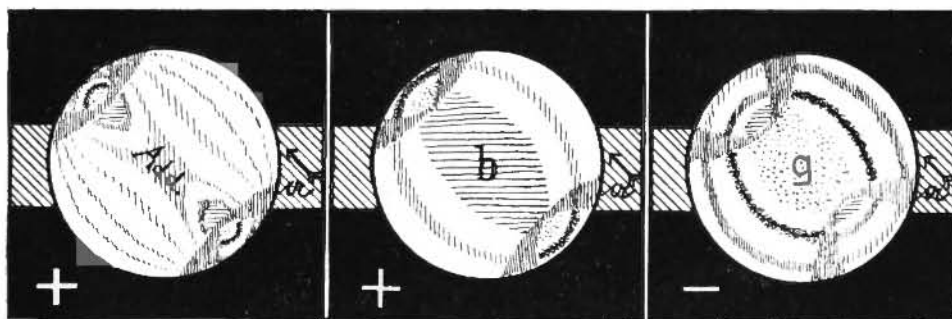


Abb. 42-44. Achsenbilder optisch zweiachsiger Körper, senkrecht zur I. Bifektrix mit dem Gipsplättchen Rot I. Add. = Addition, b = blau, g = gelb.

stark doppelbrechend optisch positiv.

schwach doppelbrechend optisch positiv.

schwach doppelbrechend optisch negativ.

nur den Austritt einer Achse zeigen. Ist der Achsenwinkel von 90° stark verschieden, so ist die schwarze Hyperbel immer derart gekrümmt, daß ihre konvexe Seite gegen die

<sup>1)</sup> Blau ist in den Abbildungen in heraldischer Farbe mit horizontaler Schraffierung, Gelb durch Punktierung gekennzeichnet. Die vorher schwarze Hyperbel zeigt die rote Interferenzfarbe des Gipsplättchens R<sub>1</sub> (senkrechte Schraffur).

### 6. Die Mineralbestimmung.

Hat man nach den im Vorhergehenden besprochenen Methoden Lichtbrechung, Doppelbrechung und optischen Charakter eines Minerals festgestellt, so wird es meist mit Hilfe der Tabelle 47, welche die häufigsten gesteinsbildenden Mineralien nach diesen Eigenschaften geordnet enthält, verhältnismäßig leicht sein, den Arztes der in Betracht

Kommenden Mineralien erheblich einzuschränken. Unter den in diesen Eigenschaften nahezu übereinstimmenden Mineralien geben dann noch speziellere Eigenschaften, wie Einschlüsse, Farbe, Pleochroismus, Spaltbarkeit, endlich die Auslöschungsschiefe

Im monoklinen System fällt nämlich eine der optischen Hauptrichtungen stets mit einer kristallographischen Achse zusammen, die Auslöschungsschiefe, deren Wert auf der kristallographischen Längsfläche in den Tabellen angegeben wird, kann daher in solchen

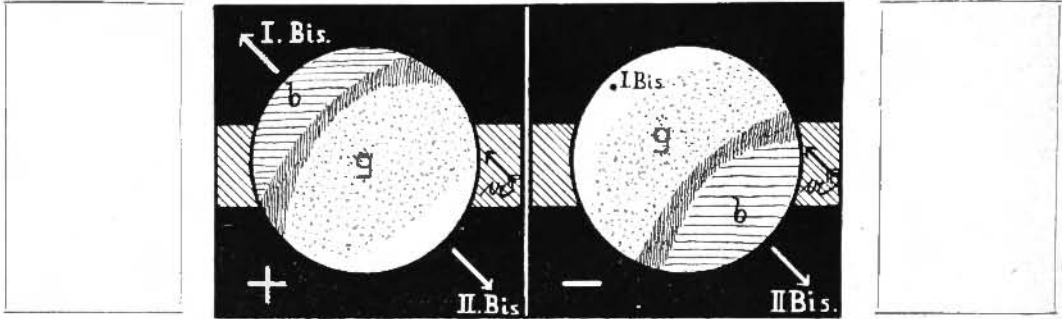


Abb. 45 und 46. Bestimmung des optischen Charakters zweiaxiger Mineralien, in Schnitten nahezu senkrecht zu einer optischen Achse. b = blau, g = gelb.

den Ausschlag, über welche man in größeren Tabellen wie jene, welche dem Werke von Weinschenk „Die gesteinsbildenden Mineralien“ beigegeben ist, näheren Aufschluß erhalten kann.

Von Wichtigkeit ist hierbei häufig die genauere Bestimmung des Kristallsystems. Diese geschieht nach folgenden Kennzeichen:

Hiernach ist die Beobachtung der Auslöschungsschiefe von größter Wichtigkeit.

Schnitten, welche den Austritt einer der drei Hauptschwingungsrichtungen in der Mitte des Achsenbildes zeigen, genau gemessen werden. Durchschnitte, welche die mit einer kristallographischen Achse zusammenfallende Hauptschwingungsrichtung enthalten, zeigen gerade Auslöschung. Ist nun der Kristall, wie etwa der Epidot, so prismatisch ausgebildet, daß seine Hauptzone die mit der kristallographischen zusammenfallende optische Hauptrichtung enthält, so kann das Mineral den Eindruck eines rhombischen Kristalls machen, da die in diesem Fall gerade auslöschenden Durchschnitte mit Hauptzone mehr auffallen, als die kleineren schief auslöschenden Querschnitte.

Bei schief auslöschenden Mineralien sollte man daher stets die Lage der Achsenebene, welche man im konvergenten Licht feststellt, mit der kristallographischen Umgrenzung, Spaltbarkeit oder sonstigen Kennzeichen äußerer Kristallform vergleichen und in eine kleine Skizze eintragen, damit man sich ein möglichst genaues Bild von der kristallographischen und optischen Orientierung des in Untersuchung stehenden Minerals machen kann.

Ohne Doppelbrechung optisch isotrop	ohne mit	Kristallform und Spaltbarkeit	amorph
			regulär
Doppelbrechend einachsig	Schnitte senkrecht zur optischen Achse zeigen Kantenswinkel und Spaltbarkeit von	120° ob. 60° 90° ob. 45°	hexagonal
			tetragonal
Doppelbrechend zweiaxig	Auslöschung	stets gerade oder symmetrisch teils gerade teils schief stets schief	rhombisch
			monoklin
			triklin

Bei triklinen Mineralien ist dieselbe nur in ganz speziellen Fällen angebbar, bei monoklinen Mineralien ist sie dagegen meist bestimmbar.

## II. Die optische Bestimmung eines Granits.

Betrachten wir irgendeinen Granit, wie er in jedem deutschen Mittelgebirge vorkommt, mit bloßem Auge, so lassen sich seine hauptsächlichsten Bestandteile bereits erkennen und schließlich auch bestimmen. Der

meist etwas grauliche, fettglänzende Quarz fällt mit seinem muscheligen Bruch besonders auf, daneben die häufig weißen, oft aber auch bläulich oder rötlich bis rot gefärbten und an ihrer Spaltbarkeit gut kenntlichen Körner des Feld-

Doppel- brechung		Höchste Interferenzfarbe im Normalschliff																	
		Graublau I		Hellgelb I		Orangegelb I		Rotviolett I		Blaugrün II		Gelb II		Grün gelb III		Perlmutter- weiß IV		Weiß höherer Ordnung	
Licht- brech.		< 0,005		0,005 0,010		0,010 0,015		0,015 0,020		0,020 0,025		0,025 0,030		0,030—0,050		0,050 0,075		> 0,075	
< 1,55	+	Zeolithe		Quarz I Gips II		Zeolithe													
	-	Nephelin I		Kordierit II				Kankrin I											
1,55 bis 1,60	+	Pennin I II		Zeolithe II Quarz I Klinochlor II Chrysothil II		Klinochlor II													
	-	Pennin I II		Antigorit II		Stapolith I Antigorit II		Stapolith I		Stapolith I		Stapolith I		Stapolith I Glimmer I-II		Talk II			
1,60 bis 1,65	+	Melilith I		Topas II		Topas II		Prehnit II		Prehnit II		Prehnit II		Prehnit II					
	-	Melilith I Apatit I				Andalusit II Wollastonit II		Turmalin I		Turmalin I Hornblende II		Tremolit II Strahlstein II		Glimmer I-II				Kalkspat I Dolomit I	
1,65 bis 1,70	+	Zoisit II Natron- amphibole II		Enstatit II						Eilimanit II		Diassag II Diopsid II		Olivin II					
	-	Natron- amphibole II						Glaukophan II				Turmalin I		Olivin II Turmalin I					
1,70 bis 1,80	+	Klinozoisit II Chloritoid II		Staurolith II Klinozoisit II Chloritoid II		Klinozoisit II Chloritoid II				Augit II		Negerin- augit II							
	-					Epidot II Disthen II Hypersthen II		Epidot II Disthen II		Epidot II Basaltische Hornblende II		Epidot II		Epidot II Negerin II		Epidot II			
> 1,80	+															Zirkon I		Rutil I Titanit II	
	-															Anatas II			

Abb. 47. Tabelle zur Mineralbestimmung aus Lichtbrechung, Doppelbrechung und optischem Charakter.

spates, die in etwa der doppelten Menge als die des Quarzes vorhanden sind. In einigen Graniten, besonders aber in den gefärbten, mag man unter den feldspatigen Körnern viel leicht auch noch den meist mehr rotlich gefärbten Orthoklas vom Plagioklas unterscheiden, dessen Farbe, selbst wenn sie weiß ist, stets einen grünlichen Unterton erkennen läßt.

Neben diesen weiß oder doch hell gefärbten Hauptgemengteilen lassen sich dann noch zahlreiche unregelmäßig verteilte Plättchen von Glimmer beobachten, die an ihrem Glanz und an ihrer vollkommenen Spaltbarkeit leicht erkennbar sind. Häufig kann man zwei verschiedene Arten dieses Minerals feststellen, den hellen, siberweißen Muskowit und den dunkelbraunen bis schwarzen Biotit. Damit ist aber die makroskopische (*μακρός* groß) Untersuchung des Granits allmählich am Ende angelangt, sie kann sich höchstens noch damit beschäftigen, die Größe der einzelnen Mineralkörner, aus denen das Gestein besteht, zu schätzen, d. h. zu entscheiden, ob das Gestein grob oder feinkörnig zu nennen ist, sie kann fernerhin noch darüber ein Urteil abgeben, ob einzelne der genannten Bestandteile sich durch Form und Größe von den übrigen hervorheben oder ob das „Korn“ ein gleichmäßiges ist.

Aber selbst die genannten Beobachtungen können in gewissen Graniten auf erhebliche Schwierigkeiten stoßen. So kann der Quarz, durch innerliche Risse zertrümmert, oft die weiße Farbe des Feldspates zeigen; Plagioklas und Orthoklas lassen sich nur selten schon makroskopisch unterscheiden und auch der Muskowit wird bei feinkörnigen Graniten oft außer ordentlich schwer erkennbar.

Wichtige systematische Merkmale eines Granits entgehen uns auf diese Weise manchmal, wir können oft nicht feststellen, ob wir es mit einem plagioklasreichen oder plagioklasarmen Granit zu tun haben, ob das vorliegende Handstück ein Zweiglimmergranit ist oder lediglich als Biotitgranit anzusprechen ist. Außerdem gibt uns die rein äußerliche Betrachtung des Gesteins selbst bei Zuhilfenahme einer Lupe nur wenig Aufschluß über die gegenseitigen Lagerungsverhältnisse oder die Auscheidungssreihenfolge der einzelnen Mineralkörner, sie gibt uns meist gar keinen Aufschluß über die innere Struktur und über den Erhaltungszustand der Gesteinsbestandteile, die doch oft für die technische Beurteilung von ausschlaggebender Bedeutung sind. Endlich aber bleiben uns bei der rein makroskopischen Be-

trachtungswerte alle jene Bestandteile unbekannt, die nur in geringen Mengen und nur in kleinsten Körnern beigemengt sind.

Der makroskopischen Betrachtung folgt daher noch eine Untersuchung mittels des Polarisationmikroskops. Man schlägt von dem vorliegenden Granitstück, etwa einem Granit vom Waldstein im Fichtelgebirge, einen flachen Splitter mit 2 bis 3 cm Länge und Breite ab und fertigt davon einen Dünnschliff oder besser, läßt sich davon einen Dünnschliff anfertigen. Ist der Granit nicht allzu grobkörnig, so enthält dieser Dünnschliff mit der größten Wahrscheinlichkeit von jedem in dem Gestein vorkommenden Mineral mehrere, oft sehr zahlreiche Durchschnitte, die nach dem im vorhergegangenen Abschnitt zusammengestellten Methoden optisch genau bestimmt werden können. So werden wir sämtliche, auch die kleinsten Bestandteile nach ihrer Art und nach ihrer Ausbildung und ihrem Erhaltungszustand kennen lernen, gewinnen außerdem ein deutliches Bild von der „Struktur“ des Gesteins, die für dessen Klassifikation von der größten Wichtigkeit ist.

Wir bestücken zunächst unser petrographisches Mikroskop mit einem schwachen Objektiv und mittelstarken Okular, letzteres wo möglich perisforisch (bei den Instrumenten von W. u. S. Seibert mit Objektiv O und perisforischem Okular P 2, so daß eine etwa 30- bis 40fache Vergrößerung entsteht. Die oberste Kondensorlinse bleibt hierbei ausgeschaltet, ebenso der Analysator. Bei der Einstellung des Spiegels unter dem Objektiv auf größte Helligkeit achten wir darauf, daß möglichst nur das von einer weißen Wolke reflektierte Licht vom Spiegel aufgefangen werde, da die blaue Himmelsfarbe nicht ohne Einfluß auf die Polarisationsfarben des Präparates bleibt. Dann reinigen wir Deckglas und Objektträger des Dünnschliffes gut mit einem Lederläppchen und legen den Schliff auf den Objektträger.

Nach erfolgter Feineinstellung wird man ein Übersichtsbild über den Dünnschliff erhalten, wie es etwa Abb. 48 zeigt. Man erkennt in ihm größere farblose und klar durchsichtige Massen zwischen getrübten oder farbigen Mineralkörnern, die dem Laienauge zunächst wirr durcheinander zu liegen scheinen. Der Beschauer mag schon vermuten, daß die gelblichen bis bräunlichen Durchschnitte von Leistenform dem Biotit zugehören, er mag auch die mehr oder minder getrübten oft recht großen Körner mit deutlich erkennbaren Spaltrissen

dem Feldspat zugehörig erachten und in den farblosen und klaren Körnermassen zwischen diesen Bestandteilen den Quarz erkennen. Eine Gewißheit für diese Vermutung wird uns aber erst eine genaue Untersuchung bei stärkerer Vergrößerung geben, sie wird uns vielleicht auch erkennen lassen, was die häufigen dunklen bis schwarzen Flecken in dem bräunlichen Biotit zu bedeuten haben und anderes mehr.



Abb. 48. Granit vom Waldktein im Fichtelgebirge.  
(Gewöhnl. Licht.)

Nachdem wir so zunächst eine Übersicht über den Dünnschliff unseres Granits erhalten haben, wechseln wir das Objektiv gegen ein stärkeres aus (etwa Seibert II), so daß eine etwa 100fache Vergrößerung entsteht. Gleichzeitig schalten wir die oberste Kondensorlinse ein. Nach der feinen Einstellung wird man von dem entstandenen Bild wohl nur wenig befriedigt sein und die Umrisse der einzelnen Körner der farblosen Mineralien kaum noch erkennen, da sie von der Fülle des vom Beleuchtungsapparat kommenden Lichtes überstrahlt werden. Dies ändert sich aber sofort, wenn wir den Beleuchtungsapparat senken. Es entsteht ein ausgeprägtes Bild der einzelnen Mineralkörner, die bei starker Senkung gleichzeitig wenigstens zum Teil eine mehr oder minder rauhe Oberfläche zu erhalten scheinen. Durch Verschieben des Dünnschliffes mit der Hand können wir der Reihe nach alle Stellen des Schliffes zur Beobachtung bringen.

Wir senken jetzt den Beleuchtungsapparat vollständig und können dann die Mineralien des Dünnschliffes in zwei Gruppen scheiden, die an der verschiedenen Rauheit ihrer Oberflächen stets kenntlich sind.jene, die gar nicht oder nur wenig rauh hervortreten, haben offenbar nur eine geringe Lichtbrechung, die sich von der des Einbettungsmittels (Kanadabalsam  $n = 1,54$ ) nur wenig unterscheidet.

Diese durchweg farblos erscheinenden Mineralien wollen wir zuerst untersuchen.

### 1. Die Bestimmung der Mineralien mit niedriger Lichtbrechung.

Quarz. — Bei gesenktem Beleuchtungsapparat kann man unter den Mineralien schwacher Lichtbrechung mit großer Leichtigkeit jene Durchschnitte herausfinden, deren Brechungsverhältnis herausfinden, deren Brechungsverhältnis fast genau mit dem des Kanadabalsams übereinstimmt, für die also  $n = 1,54$  ist. Sie zeichnen sich durch besondere Klarheit und Lichtstärke aus, während die übrigen Mineralkörner dieser schwachlichtbrechenden Gruppe meist eine Trübung aufweisen.

Am Rande des Dünnschliffes liegende Körner des fraglichen Minerals, die man durch Verschieben des Dünnschliffes ins Gesichtsfeld bringt, zeigen kaum eine gut erkennbare Kontur gegen den Balsam, selbst wenn der Beleuchtungsapparat vollständig gesenkt ist. Hebt man den Tubus ein klein wenig, so wird die Kontur nur durch eine ganz schwache Lichtlinie angedeutet, ein Zeichen, daß das Brechungsverhältnis dieses Minerals mit jenem des Balsams fast völlig übereinstimmt und höchstens um ein ganz Weniges von ihm abweicht. Ist der Schliff nicht in Balsam von  $n = 1,54$  eingebettet, sondern etwa in Kollolith, dessen Lichtbrechung  $n = 1,535$  beträgt, so erscheint die genannte Lichtlinie bei gehobenem Tubus zwar etwas stärker gegen das Mineral zu, aber immer noch so, daß man daraus auf eine nur wenig stärkere Lichtbrechung des Minerals, etwa auf  $n = 1,54$ , schließen kann.

Betrachtet man verschiedene Körner dieses Minerals genauer, wobei man sich stets durch Senken des Beleuchtungsapparates zu vergewissern hat, daß es sich tatsächlich um ein Korn des fraglichen Minerals mit der Lichtbrechung  $n = 1,54$  handelt, so läßt sich im gewöhnlichen Licht erkennen, daß es offenbar keinerlei Spaltbarkeit besitzt, denn etwa vorhandene Risse in einem Korn verlaufen durchaus regellos. Die Umrisse der einzelnen Durchschnitte lassen eine bestimmte Kristallform nicht erkennen. Oft sind sie rundlich in einem einzelnen größeren Korn eines anderen Minerals eingeschlossen, meist aber bilden sie unregelmäßig gestaltete Formen zwischen den übrigen Bestandteilen. Kein einziges der Körner dieses Minerals läßt dabei eine regelmäßige Erstreckung in die Länge erkennen, das Mineral besitzt keine Hauptzone.

Häufig sind die einzelnen Individuen des Minerals glasklar und für den Anfänger oft von Löchern im Präparat nicht zu unterscheiden; viele zeigen jedoch auch kleine rundliche Einschlüsse, die wie Bläschen aussehen und bei gefenktem Beleuchtungsapparat mit schwarzem Rand in Erscheinung treten. Hebt man den Tubus ein wenig, so werden diese kleinen Einschlüsse außerordentlich viel deutlicher, der Rand breiter, die kleinsten sogar zu ganz schwarzen Flecken, während alle von einer hellen im Wirte verlaufende Lichtlinie wie von einer Aureole umgeben werden. Sie sind also schwächer lichtbrechend als das Mineral ( $n < 1,54$ ). Senkt man den Tubus nach der Feineinstellung ein wenig, so tritt der umgekehrte Fall ein, der Lichtschein befindet sich dann in den schwächer lichtbrechenden Einschlüssen, so daß sie als glänzende helle Pünktchen erscheinen.

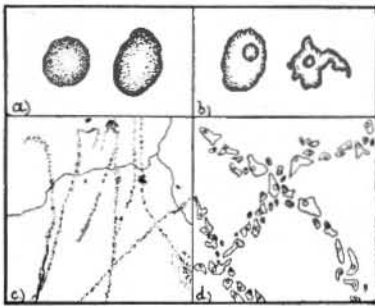


Abb. 49. Einschlüsse im Quarz.

a) Gas-einschlüsse; b) Flüssigkeitseinschlüsse; c) Netzen von Flüssigkeitseinschlüssen; d) dieselben, stark vergrößert.

Bei jenen, die einen sehr breiten dunklen Rand haben, ist der Unterschied der Lichtbrechung sehr groß, diese Bläschen sind mit Gas gefüllt (Abb. 49a). Jene, deren Rand schmaler ist, sind mit einer Flüssigkeit gefüllt. Solche Flüssigkeitseinschlüsse enthalten meist ein noch kleineres rundliches Gasbläschen, eine Libelle, die oft in beständig zitternder oder wirbelnder Bewegung ist (Abb. 49b und d). Allerdings erkennt man dies meist erst bei wesentlich stärkerer Vergrößerung. Von besonderem Interesse ist noch die Anordnung dieser Flüssigkeitseinschlüsse, die oft geradlinige Bänder und Linien bilden, die ohne Rücksicht auf die Grenzen der einzelnen Individuen geradlinig durch sie hindurchziehen (Abb. 49c).

Um weitere Aufschlüsse über die Natur dieses Minerals zu erhalten, schalten wir jetzt den Analysator ein, so daß sich der Schliß zwischen gekreuzten Nikols befindet. (Der Po-

larisator blieb von Anfang an eingeschaltet.) Vorher heben wir jedoch den Beleuchtungsapparat vollständig und schalten auch zweckmäßigerweise die oberste Kondensorlinse aus, um nicht zu stark konvergentes Licht zu haben. Die einzelnen Durchschnitte unseres Minerals erscheinen nun verschieden hell, das Mineral ist also doppelbrechend. Beim Drehen des Objektisches um  $360^\circ$  wird dabei jedes Korn viermal hell und viermal dunkel.

Beim Drehen des Objektisches sollte sich das ganze Gesichtsfeld um den Schnittpunkt des Fadenkreuzes drehen. Ist dies nicht der Fall, so suchen wir denjenigen Punkt des Gesichtsfeldes auf, der sich nicht vom Platze bewegt, d. h. den Mittelpunkt der Drehung, und bringen ihn nun mit Hilfe der Zentrierschrauben über dem Objektiv in den Drehschnittpunkt des Fadenkreuzes. Meist gelingt dies nicht auf das erstemal, da man sich über den Mittelpunkt der Drehung oft stark täuscht. Man dreht daher den Objektisch noch einmal, bestimmt wieder den Mittelpunkt der Drehung und bringt ihn mit Hilfe der Zentrierschrauben in den Kreuzungspunkt des Fadenkreuzes. Bei einer Kontrolle müssen jetzt alle Punkte des Gesichtsfeldes Kreise um den Schnittpunkt des Fadenkreuzes beschreiben (Zentrieren des Gesichtsfeldes).

Der Mineraldurchschnitt, der gerade betrachtet werden sollte und vor der Zentrierung im Mittelpunkt des Gesichtsfeldes stand, wird durch die Zentrierung aus ihm verschoben worden sein. Man bringt ihn wieder in den Mittelpunkt des Gesichtsfeldes, indem man den Dünnschliff auf dem Objektisch verschiebt.

Da das zu untersuchende Mineral keine Hauptzone besitzt und weder durch Spaltrisse noch durch seine Umgrenzung eine kristallographische Orientierung zuläßt, so läßt sich über die Auslöschungsschiefe kein Urteil abgeben.

Die Interferenzfarben, die verschiedene Durchschnitte dieses Minerals zwischen gekreuzten Nikols in der Hellstellung zeigen, gehören alle der ersten Ordnung an. Bei ihrer Beobachtung stelle man jeweils durch Herausziehen des Analysators und durch Senken des Beleuchtungsapparates (bei eingeschalteter Kondensorlinse) fest, daß das gerade betrachtete Mineralkorn tatsächlich zu dem fraglichen nicht spaltbaren Mineral mit der Lichtbrechung 1,54 gehört. Wir beobachten die Interferenzfarben Grau, Graublau, in anderen Durchschnitten Graulichweiß und Weiß, höchstens aber ein etwas gelbliches Weiß oder bei dickeren Schliffen ein ganz liches

**Strohgelb.** Letzteres ist also die höchste Interferenzfarbe, die unser Mineral in einem normalen Dünnschliff aufweist.

Sie gestattet uns die **Doppelbrechung** des Minerals annähernd zu bestimmen. Wir benutzen hierzu die Tafel Abb. 18, S. 13, indem wir uns auf ihr den Punkt suchen, wo sich die zwischen den Farbzeichnungen „Weiß“ und „Hellgelb“ hindurchgehende Horizontale mit der die Normaldicke 0,03 darstellenden Vertikalen schneidet. Verbinden wir diesen Punkt, etwa durch Anlegen eines Lineals mit 0, so trifft die Verbindungslinie den Rand der Tabelle kurz vor der Zahl 0,010; die Doppelbrechung unseres Minerals liegt also zwischen 0,005 und 0,010, sie ist ungefähr  $\gamma - \alpha = 0,009$ .

Beim Durchmustern der verschiedenen Durchschnitte unseres Minerals zur Bestimmung der Interferenzfarbe wird dem aufmerksamen Beobachter nicht entgangen sein, daß gar manches Mineralkorn, das in der Helligkeitsstellung mit einer einheitlichen Interferenzfarbe erschien, beim Übergang zur Dunkelstellung diese **Einheitlichkeit** verlor. Es zeigt sich vielmehr aus einer großen Anzahl von Teilen zusammengesetzt, zwischen denen Bruchlinien nicht sichtbar sind, die aber in der Einstellung auf größte Dunkelheit um ein Geringes voneinander abweichen. Das vorher so einheitliche Korn läßt sich nicht scharf dunkel stellen; wenn ein Teil davon gerade völlig dunkel ist, so ist der unmittelbar danebenliegende noch merklich heller und wird erst nach einer weyn auch ganz geringen Drehung des Objektisches ebenfalls dunkel. Das Mineral erscheint also trotz seiner äußeren Einheitlichkeit innerlich in viele kaum gegeneinander verschobene Stücke zerbrochen (Abb. 50). Diese Erscheinung nennen wir **Kataklase** (Zertrümmerung), das Mineral ist kataklatisch. Ist die Kataklase nur schwach, so gibt sie sich nur wenig durch eine ungleichmäßige Auslöschung, die beim Drehen des Objektisches wie eine dunkle Welle über das Korn hinweggeht, d. h. durch die sogen. undulöse Auslöschung zu erkennen. Ist die Kataklase stark, dann kann das Mineralkorn schließlich in ein wirres Aggregat durcheinanderliegender Bruchstücke zerfallen sein.

Zur Bestimmung weiterer optischer Eigenschaften des Minerals suchen wir uns einen Durchchnitt, der zwischen gekreuzten Nikols dunkel ist und beim Drehen dunkel bleibt. In einem solchen Durchchnitt des doppelbrechenden Minerals erleidet das Licht keine Doppelbrechung, ein solcher Durchchnitt muß

daher im konvergenten Licht den Austritt einer optischen Achse zeigen. Nach einiger Bemühung läßt sich wohl ein solches Korn verhältnismäßig leicht auffinden. Hin und wieder mag es wohl vorkommen, daß der ganze Dünnschliff zufälligerweise kein Korn von dieser Orientierung enthält, meist sind deren aber sogar mehrere vorhanden. Im Notfalle genügt zur Beobachtung auch ein solcher Durchchnitt, der den geringsten Unterschied zwischen der Hell- und Dunkelstellung aufweist, also ein Durchchnitt mit möglichst niedriger, dem Schwarz genäherter Interferenzfarbe,



Abb. 50. Kataklastischer Quarz. Granit vom Waldstein im Fichtelgebirge. (Gekreuzte Nikols.)

Nachdem man wieder im gewöhnlichen Licht festgestellt hat, daß das ausgewählte Korn auch tatsächlich dem fraglichen Mineral zugehört, bringt man es in die Mitte des Gesichtsfeldes, schaltet die oberste Kondensorlinse ein und stellt es mit einem stärkeren Objektiv (Seibert V) bei etwa 600facher Vergrößerung scharf ein. Meist hat sich durch den Objektivwechsel die Zentrierung des Gesichtsfeldes verändert, wir bringen also mit Hilfe der Zentrierschrauben wieder den Drehungspunkt des Gesichtsfeldes mit dem Schnittpunkt des Fadenkreuzes in Übereinstimmung. Durch Verschieben des Dünnschliffes bringen wir das fragliche Mineralkorn wieder in die Mitte des Gesichtsfeldes, so daß es bei der Drehung des Objektisches genau an seinem Platze bleibt. Hierauf wird das Okular entfernt und statt dessen eine **Blende** aufgesetzt, die in der Richtung der Mikroskopachse zu blicken gestattet und durch die wir das von unserem Mineral gelieferte Achsenbild erkennen. (Vgl. Abb. 21, Seite 15.)

War das Mineralkorn so beschaffen, daß es beim Drehen zwischen gekreuzten Nikols

dunkel bleibt, so zeigt das Achsenbild ein Kreuz mit breiten verwaschenen Balken, parallel zu den Fäden des Fadenkreuzes wie es Abb. 26 (Seite 16) wiedergibt. Beim Drehen des Objektisches und damit des Mineraldurchschnittes bleibt das Kreuz unverändert an seinem Plage. War der Durchschnitt jedoch nicht genau senkrecht zur optischen Achse getroffen, d. h. blieb er im polarisierten Licht beim Drehen nicht absolut dunkel, so erscheint zwar dasselbe Kreuz im Achsenbild, doch fällt der Schnittpunkt der Balken in diesem Falle nicht mit dem Mittelpunkt des Gesichtsfeldes zusammen, das Kreuz erscheint seitlich verschoben. Beim Drehen des Präparates beschreibt nun der Schnittpunkt der Kreuzbalken einen Kreis um den Mittelpunkt des Gesichtsfeldes, die Balken aber verschieben sich stets parallel zueinander. Die hellen Quadranten des Achsenbildes zeigen eine blaugraue bis hellbläuliche Färbung, ein farbiger Ring tritt nicht auf. Das Mineral ist daher optisch einachsig und besitzt eine schwache Doppelbrechung, die wir ja früher tatsächlich schon zu 0,009 festgestellt haben.

Zur Feststellung des optischen Charakters des Minerals ( $Ch_m$ ) führen wir das Gipsplättchen R1 in den Schütz über dem Objektiv ein und beobachten die entstehende Farbänderung der blaugrauen Quadranten im Achsenbild. Wir beobachten, daß zwei dieser Quadranten, die sich diametral gegenüber liegen, blau gefärbt werden, während die anderen beiden gelb, die Balken dagegen rot erscheinen. Denken wir uns die beiden blauen Quadranten durch eine Linie verbunden, so steht diese zur Richtung a des R1 gekreuzt, bildet mit ihr ein Pluszeichen. Das Mineral ist also optisch positiv.

Die bisher gewonnenen Resultate unserer Untersuchung genügen vollständig zur Bestimmung des Minerals. Es sind dies folgende:

1. Ausbildung:	körnig
2. Kristallform:	ohne Kristallform ohne Hauptzone
3. Spaltbarkeit:	ohne Spaltbarkeit
4. Farbe und Einschlüsse:	Farblos. Zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse
5. Lichtbrechung:	$n = 1,54$
6. Auslöschung:	Undulös (Kataklase)
7. Doppelbrechung:	$\gamma - \alpha = 0,009$
8. Optischer Charakter:	$Ch_m = I +$ (einachsig positiv)
9. Kristallsystem:	Nicht bestimmbar

Quarz.

Wir nehmen die Tabelle 47, Seite 23 zur Hand. In dem Feld, das der Lichtbrechung  $n < 1,55$  und der Doppelbrechung  $\gamma - \alpha = 0,005$  bis  $0,010$  entspricht, steht unter den positiven Mineralien als einziges einachsiges der Quarz. Durch Vergleich der an unserem Mineral gefundenen Ausbildeungsmerkmale mit den Angaben über den Quarz, die in ausführlicheren Werken wie „Weinschenk, Die gesteinsbildenden Mineralien“ enthalten sind, wirdargetan, daß auch diese Ausbildeungsmerkmale vollständig dem Quarze zukommen. Das untersuchte Mineral ist also Quarz.

Die Ausbildung des Quarzes, wie wir sie oben in unserem Dünnschliff des Granits vom Waldstein im Fichtelgebirge gefunden haben, ist in ganz der gleichen Weise in jedem Granit festzustellen. In Graniten zeigt der Quarz niemals ausgesprochene Kristallform und nur selten findet man in quarzreichen Granitarten rundliche Quarzkörner als Einschlüsse der übrigen Mineralien, die nach ihren Umrissen vielleicht als gerundete Quarzkristalle gedeutet werden können. Von besonderem Interesse sind dagegen die verschiedenen innigen Verwachsungen, die der Quarz mit anderen Mineralien, besonders mit Feldspäten eingehen kann. Diese als Mikropegmatit und Wurmquarz bezeichneten Verwachsungen erinnern oft an den „Christgranit“. Sie werden häufig in Graniten gefunden, sollen aber erst später bei den Feldspäten näher geschildert werden.

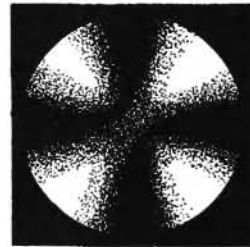


Abb. 51. Achsenbild des Quarzes senkrecht zur Hauptachse. Geringe Birefringenz.

Um bei der Bestimmung des Quarzes in anderen Gesteinen, die ihn nicht so leicht bestimmbar enthalten, keine Verwechslungen vorkommen zu lassen, sei hier noch auf einige Besonderheiten des Quarzes hingewiesen. Namentlich in solchen Graniten, die nach ihrer Entstehung starken Drucken ausgesetzt waren, was man an der mehr oder minder starken Zertrümmerung seiner Quarzkörner (Kataklase) erkennt, zeigt der sonst optisch einachsige Quarz im Achsenbild eine geringe



Öffnung des schwarzen Kreuzes zu zwei Hyperbelarmen, also zwei optische Achsen, die allerdings nur einen ganz kleinen Achsenwinkel miteinander bilden (Abb. 51 und 52b). Diese Zweiachsigkeit wird durch innere Spannungen hervorgebracht und ist als anomales Verhalten zu betrachten.

Ebenso könnte man den einachsigen Quarz gelegentlich einmal mit einem zweiachsigen Mineral verwechseln, wenn man unvorsichtigerweise ein solches Mineralorn im konvergenten Licht betrachtet, das die höchste Interferenzfarbe aufweist. In diesen Durchschnitten ist die Doppelbrechung am stärksten, sie sind also parallel zur optischen Achse geschnitten. Man betrachte einmal einen solchen Quarzdurchschnitt, der die Interferenzfarbe Weiß bis Gelblich zeigt, im konvergenten Licht. Hier erhält man ein ganz verwachsenes schwarzes Kreuz, das fast das ganze Gesichtsfeld einnimmt, beim Drehen des Präparates aber in Form von zwei Hyperbeln auseinandergeht, die nach einer Drehung von  $45^\circ$  völlig aus dem Gesichtsfeld verschwunden sind, so daß letzteres einheitlich weiß erscheint. Solche Schnitte könnten den Eindruck eines optisch zweiachsigen Minerals mit sehr großem Achsenwinkel erwecken, tatsächlich sind die optisch einachsigen Körper ja auch nur der Grenzfall der optisch zweiachsigen, in welchen der spitze Achsenwinkel auf  $0^\circ$  reduziert und daher verschwunden ist, während der stumpfe Achsenwinkel auf  $180^\circ$  gewachsen ist. Ein einachsiges Mineral wie der Quarz zeigt also in Schnitten parallel zur optischen Achse das Bild eines zweiachsigen Minerals mit dem Achsenwinkel  $180^\circ$  (Abb. 52c). Sogar der optische Charakter dieses Schnittes kann bestimmt werden, er muß entgegengesetzt dem tatsächlichen und beim Quarz daher negativ sein. Wer dies einmal nach der gegebenen Anweisung betrachtet hat, wird sich wohl kaum noch täuschen lassen.

Feldspäte. — Wir wenden uns nun der Bestimmung der übrigen schwach lichtbrechenden Mineralien unseres Dünnschliffes zu. Wir versehen das Mikroskop wieder mit dem mittelstarken Objektiv und stellen gewöhnliches Licht her, indem wir den Analysator aus dem Tubus herausziehen. Das Untersuchungsobjekt bildet jetzt die schwach lichtbrechenden meist mehr oder weniger durch allerlei staubförmige Einsprengungen getrübbten Mineral Körner, die zahlreich und in ziemlicher Größe im Schliffe des Granits vom Waldstein vorhanden sind.

Bei völlig gejenktem Beleuchtungsapparat

zeigen sie kaum eine Krümelung der Oberfläche, doch sind auch schon die wenig getrübbten Körner durch ihre geringe Klarheit vom Quarz zu unterscheiden. Beim Heben des Tubus wandert der Lichtschein stets in die Umgebung dieses Minerals, bei solchen Körnern, die am Rande des Schliffes liegen, daher stets in den Kanadabalsam, bei solchen, die an Quarz angrenzen, stets in den Quarz. Die Mineral Körner haben daher eine Lichtbrechung  $n < 1,54$ .

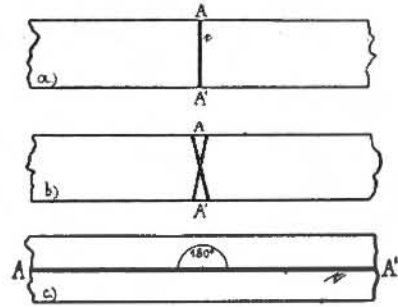


Abb. 52. Optische Orientierung im einachsigen und zweiachsigen Quarz. a) Durchschnitt senkrecht zur Hauptachse; b) derselbe bei geringer Zweiachsigkeit; c) scheinbare Zweiachsigkeit in Schnitten parallel zur Hauptachse. (Achsenwinkel  $180^\circ$ .)

Beim Durchmustern des Schliffes auf diese Mineral Körner kann dem aufmerksamen Beobachter nicht entgehen, daß die weniger getrübbten, stellenweise sogar klaren Individuen beim Heben des Tubus von einem schwächeren Lichtschein



Abb. 53. Die Feldspatarten des Granits. Orthoklas links unten, Mikrotin rechts von der Mitte, Perthit rechts oben, Plagioklas rechts unten und links oben.

umgeben werden, als die stärker getrübbten, ja daß sie sogar gegen das vielleicht bei der Schliffherstellung verwendete Kollolith eine etwas höhere Lichtbrechung aufweisen. Auch mag man innerhalb der ganz trüben schwach lichtbrechenden Körner bei jenem Beleuchtungsapparat

und gehobenem Tubus zahlreiche hellere und weniger getrübte Einlagerungen von feinerer Form erkennen, oft spindelförmig langgestreckt, oft zu einem Adernetz verzweigt, die, nach der an ihrem inneren Rande verlaufenden Lichtlinie zu urteilen, etwas stärker lichtbrechend sind als der Wirt. Es läßt sich die Vermutung nicht von der Hand weisen, daß wir es hier mit zwei verschiedenen, teilweise durcheinandergewachsenen Mineralien zu tun haben, die sich nur wenig voneinander unterscheiden und von denen das eine, stark getrübt eine Lichtbrechung von vielleicht  $n = 1,53$  oder noch kleiner, das andere vielleicht  $n = 1,538$  (d. h. nur ganz wenig kleiner als Quarz) besitzt.

Auch bei den jetzt betrachteten Mineralkörnern ist von einer eigentlichen Kristallform keine Rede, doch zeigen sie bemerkenswert oft eine geradlinige Umgrenzung gegen den Quarz, ja manchmal scheinen sie auch bestimmte Umrisse zu besitzen, an die sich die Quarzkörner angelegt haben (Abb. 48, S. 25). Eine Hauptzone besitzen sie jedoch nicht, wenn auch hin und wieder einmal ein Korn in die Länge gestreckt erscheint. Bei völlig geordnetem Beleuchtungsapparat treten dagegen in vielen hier hergehörigen Körnern scharfe und geradlinige Spalttrisse auf, so daß wir dem Mineral eine gute Spaltbarkeit zusprechen müssen. Oft lassen sich zwei Systeme von Spalttrissen unterscheiden, die namentlich bei den stark getrühten Mineralkörnern aufeinander senkrecht stehen.

Außer den bereits genannten, nur durch ihre Lichtbrechung unterscheidbaren Einlagerungen von Spindelform oder von netzförmiger Ausbildung findet man nur wenig eigentliche Einschlüsse. Hin und wieder umschließt eines der in Rede stehenden Mineralien ein Leistchen von braunem Biotit oder es enthält eine Insel von Quarz. Von größerem Interesse sind die Hauptwerke von feinen Krümeln, welche die Trübung des Minerals ausmachen. Unter ihnen befinden sich auch hier und da größere Körnchen. Das ganze macht weniger den Eindruck von ursprünglichen Einlagerungen, sondern mehr den von Zeretzungsprodukten, die sich insb. besonders im innersten Kern, manchmal auch in einer Zone parallel dem Rande angesiedelt haben.

Betrachten wir das Mineral im polarisierten Licht zwischen gekreuzten Nikols, so erhalten die verschiedenen Durchschnitte ebenfalls eine Färbung wie der Quarz, sie sind also doppelbrechend. Hier bestätigt sich aber sofort unsere bei der Messung der Lichtbrechung

aufgestellte Vermutung, daß es sich um mindestens zwei verschiedene Mineralien von ähnlicher Beschaffenheit handelt. Bei genauerem Zusehen können wir sogar drei verschiedene Mineralien erkennen (Abb. 53, nämlich:

1. Durchschnitte, die aus breiten oder ganz parallelen Bändern von verschiedener Helligkeit und scharfen geradlinigen Grenzen zusammengesetzt erscheinen (Majoglas).

2. Durchschnitte, die eine einheitliche Färbung über ihre ganze Ausdehnung besitzen oder höchstens aus zwei durch eine gerade Linie getrennten Hälften bestehen. Diese Durchschnitte enthalten häufig auch die spindelförmigen oder netzförmigen Einwachsungen des ersten Minerals (Orthoglas).

3. Durchschnitte, die mit einem feinen verwichenen Gitter überzogen erscheinen (Mikroclin).

1. Obwohl nicht in der Überzahl, fallen doch diejenigen Durchschnitte am meisten auf, die aus zahlreichen geradlinigen und scharfbegrenzten parallelen Bändern zusammengesetzt erscheinen, die in verschiedenen Stellungen gegen das Nadelkreuz auslöschen. Eine Kontrolle im gewöhnlichen Licht zeigt uns, daß diese Durchschnitte gerade diejenigen sind, denen die höhere Lichtbrechung zukommt, die wir aus verschiedenen Gründen auf  $n = 1,538$  geschätzt haben.

Die im polarisierten Licht zwischen gekreuzten Nikols erscheinenden Bänder weisen auf eine lamellare Zusammenfassung des Minerals hin und heißen daher Zwillinglamellen. Sie sind bald breit, bald ganz schmal und erscheinen dann oft zahlreich neben einander, so daß sie ein feines, absolut geradliniges Strichsystem bilden. Manche setzen durch das ganze Korn völlig hindurch, manche laufen spitz zu und teilen aus.

Die Auslöschung eines solchen lamellaren Systems erfolgt stets nur dann, wenn die geradlinigen Grenzen der Zwillinglamellen schief zum Nadelkreuz stehen, und zwar beträgt die in verschiedenen Körnern verschiedene Auslöschungsschiefe gegen die scharfen Zwillinglamellen etwa  $10-12^\circ$ . Wie man die genaue Feststellung dieser Auslöschungsschiefe zur exakten Bestimmung des Minerals verwenden kann, soll später gezeigt werden, hier genügt der Hinweis darauf, daß bei der stets

schiefen Auslöschung das Mineral offenbar triklin ist. Man überzeuge sich, daß die Auslöschung auch immer schief zu den Spalt-  
rissen verläuft.

Die Interferenzfarben, die wir bei verschiedenen dieser Zwillinglamellierten Körner feststellen, gehören der ersten Ordnung an; sie sind Lavendel, Graublau, Bläulichgrau, höchstens aber das Weiß der ersten Ordnung, das aber meist nicht rein ist, sondern mehr gegen Bläulichgrau hinneigt. Hiernach erreichen die Interferenzfarben dieses Minerals keineswegs die beim Quarz beobachtete Höhe, das Mineral ist schwächer doppelbrechend als der Quarz. Hatte dieser die Doppelbrechung  $\gamma - \alpha = 0,009$ , so kommt nach der Tabelle 18, S. 13, dem vorliegenden Mineral nur eine solche von  $\gamma - \alpha = 0,008$  zu.

Zur Unterjuchung des Minerals im konvergenten polarisierten Licht bemühen wir uns zu nächst um die Auffindung eines solchen Durchschnit-  
tes, der den Austritt einer optischen Achse zeigt, d. h. beim Drehen zwischen gekreuzten Nikols dunkel bleibt. Bei einigem Suchen läßt sich gewöhnlich ein solcher Durchschnitt auffinden, der, wenn auch nicht völlig dunkel, so doch nur ganz geringe Aufhellung während des Drehens erkennen läßt und meist die sonst so scharfen Zwillinglamellen nur ganz verwaschen zeigt. Wir stellen dann wieder durch Objektivwechsel und Einschalten der Kondensorklinse konvergentes Licht her und beobachten das entstandene Achsenbild durch die an Stelle des Okulars gebrachte Blende. Es erscheint ein einziger schwarzer Balken, der verwaschen quer durch das graulich erhellte Gesichtsfeld hindurchzieht (Abb. 54). Das Mineral ist also optisch zweiaxig.

Der Balken zeigt keine erkennbare Krümmung nach einer Seite, es läßt sich daher kaum feststellen, nach welcher Seite die Richtung der I. Bissektrix liegt, bzw. es läßt sich der Charakter des Minerals nicht sicher bestimmen. Der Achsenwinkel beträgt also nahezu  $90^\circ$ . Hiernach erscheint es zunächst zwecklos, einen solchen Durchschnitt aufzusuchen, der den senkrechten Austritt einer Bissektrix zeigt, wir würden doch nicht entscheiden können, ob es die spitze oder die stumpfe Bissektrix ist. Für die später zu besprechende exakte Methode der Messung der Auslöschungsschiefe werden wir jedoch auch ein solches Achsenbild benötigen. Einstweilen mögen die gewonnenen Resultate genügen, um das Mineral erkennen zu lassen. Es sind dies folgende:

1. Ausbildung:	körnig
2. Kristallform:	nicht ausgeprägt, ohne Hauptzone
3. Spaltbarkeit:	vollkommen
4. Einschlüsse:	Zerlegungsprodukte
5. Lichtbrechung:	$n = 1,538$
6. Auslöschung:	stets schief, Zwillinglamellen.
7. Doppelbrechung:	$\gamma - \alpha = 0,008$
8. Optischer Charakter:	Chm II $\mp$ zweiaxig
9. Kristallsystem:	triklin

#### Plagioklas.

Zu dem Feld der Tabelle 47, S. 23, welches der Lichtbrechung  $n < 1,55$  und der Doppelbrechung  $\gamma - \alpha$  zwischen  $0,005$  und  $0,010$  entspricht, sind als zweiaxige Mineralien aufgeführt: Kordierit, Zeolithe, Feldspäte. Die Zwillinglamellen unserer Minerals wieien mit Sicherheit auf einen Feldspat, und zwar auf Plagioklas hin. Die Lichtbrechung  $1,538$  weist auf Albit Oligoklas, eine Annahme, die durch die später zu besprechende Methode der Feldspatbestimmung mittels der Auslöschungsschiefe bestätigt wird und mit allen sonst noch an unserem Mineral gefundenen Merkmalen übereinstimmt. Das Mineral ist also ein Plagioklas, nämlich Albit Oligoklas.

2. Viel weiter verbreitet als der Plagioklas sind jene Durchschnitte, welche die niedrigere Lichtbrechung  $n = 1,53$  oder etwas kleiner aufweisen und keine Zwillinglamellen besitzen. Dieses Mineral ist stark getrübt und enthält bemerkenswert häufig Einlagerungen der bereits geschilderten Art, welche sich im polarisierten Licht durch ihre Interferenzfarbe außerordentlich deutlich hervorheben. Bei genauer Betrachtung zeigt diese Einlagerung häufig Zwillinglamellen und stimmt auch sonst mit dem Plagioklas überein. Das Muttermineral selbst zeigt aber trotz der großen Ähnlichkeit im gewöhnlichen Licht doch große Unterschiede gegenüber dem Plagioklas.

Der auffallendste Unterschied liegt im Verhalten der Zwillinglamellen. Bei genauerer Durchmusterung des Dünnschliffes wird man allerdings auch solche Körner finden, die durch eine scharfe Linie in zwei verschieden auslöschende Hälften zerfallen, also Zwillinge (Abb. 53 links unten).

Gegen diese Zwillingssnaht verläuft dann die Auslöschung des Minerals schiefe. Sucht man aber die Auslöschungsschiefe gegen die Spatrijse auf, was namentlich in den von Einwachungen freien, einheitlichen Individuen geschehen kann, dann wird man fast durchweg gerade Auslöschung finden. Nur in wenigen Körnern zeigt sich eine geringe schiefe Auslöschung. Das Mineral ist also monoklin.

Die höchste beobachtbare Interferenzfarbe ist ein Graulichweiß, nicht ganz so hoch wie beim Plagioklas. Die Doppelbrechung ist also noch niedriger als bei diesem Mineral, also etwa  $\gamma - \alpha = 0,007$ , was mit der Tab. 18, S. 13, gut übereinstimmt. Ein Durchschnitt, der beim Drehen zwischen gekreuzten Nikols dunkel oder nahezu dunkel bleibt, zeigt den Austritt einer

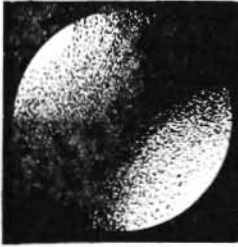


Abb. 54. Achsenbild von Plagioklas, senkrecht zu einer optischen Achse. Achsenwinkel fast  $90^\circ$ .

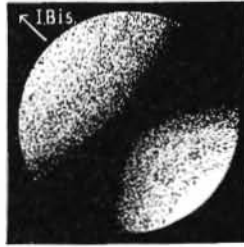


Abb. 55. Achsenbild von Orthoklas, senkrecht zu einer optischen Achse.

optischen Achse. Das Achsenbild ist ähnlich dem beim Plagioklas erhaltenen, es zeigt einen einzigen verwaschenen Balken quer durch ein bläulichgrau erhelltes Gesichtsfeld. Wenn der Balken unter  $45^\circ$  zum Fadenzentrum sieht, läßt er hier jedoch eine deutliche Krümmung erkennen (Abb. 55). Schiebt man nun das Gipsplättchen  $R_1$  so in in den Schlitze über dem Objektiv ein, daß seine Richtung  $a$  senkrecht zum Balken, also parallel zur optischen Achsebene steht, so erscheint die konkave Seite des Balkens blau gefärbt, die konvexe bzw. weniger konkave dagegen gelb, das Mineral ist also nach der Anweisung des ersten Teiles dieses Buches (Abb. 46, Seite 22) negativ.

Nun suche man sich auch einen Durchschnitt, der den senkrechten Austritt einer Bisektrix zeigt. In einem solchen Schnitt schwingen die durch Doppelbrechung entstandenen Strahlen parallel zu  $b$  und der II. Bisektrix. Die Doppelbrechung in diesem Durchschnitt ist also entweder  $\beta - \alpha$  oder  $\gamma - \beta$ , je nachdem das Mineral positiv oder negativ ist. In jedem

Falle aber ist dieser Wert nur höchstens die Hälfte der absoluten Doppelbrechung  $\gamma - \alpha$ , also können Schnitte senkrecht zu einer Bisektrix höchstens die halbe Höhe derjenigen Interferenzfarbe erreichen, die irgendein Durchschnitt des Minerals aufweist. Die höchste Interferenzfarbe, die ein Durchschnitt unseres Minerals erkennen ließ, war Graulichweiß der ersten Ordnung mit der Verzögerung  $200 \mu$ . Ein Schnitt senkrecht zu einer Bisektrix wird also höchstens eine Verzögerung von  $100 \mu$  erteilen, kann insofern dessen höchstens das Lavendelgrau zeigen.

Glauben wir einen solchen Durchschnitt mit lavendelgrauer Interferenzfarbe gefunden zu haben, so betrachten wir ihn im konvergenten Licht. Wenn wir Glück haben, zeigt das Achsenbild ganz oder doch wenigstens nahezu ein dunkles verwaschenes Kreuz, dessen Balken sich beim Drehen knieförmig auseinanderbewegen. Meist gelingt die Auffindung eines solchen Schnittes besonders dem Anfänger nicht auf das erste Mal, und wir dürfen es uns nicht verdrießen lassen, des öfteren die Objektivs zu wechseln, um die Betrachtung eines Kornes im konvergenten Licht vorzunehmen. Es kann auch einmal der Fall eintreten, daß wir kein solches Korn finden, daß nämlich im ganzen Schliß keines vorhanden ist.

Ist aber ein befriedigendes Achsenbild gefunden worden, so sehen wir, daß der Achsenwinkel sehr groß ist, beim Drehen des Tisches bewegen sich die Kreuzbalken knieförmig bis über das Gesichtsfeld hinaus, die Scheitel der dunklen Hyperbeln liegen außerhalb des Gesichtsfeldes. Bringen wir das Achsenbild in die Diagonalstellung, wobei das Gesichtsfeld nur gleichmäßig grau erhellt ist und schieben das  $R_1$  so ein, daß seine Richtung  $a$  parallel zur Achsebene liegt, so wird die Mitte des Gesichtsfeldes gelb. Daraus schließen wir, daß der Schnitt senkrecht  $a$  getroffen ist. Wir begnügen uns mit dieser Tatsache, da wir bei der Größe des Achsenwinkels auf diese Weise nicht feststellen können, ob die austretende Bisektrix die I. oder II. Bisektrix, d. h. ob das Mineral negativ oder positiv ist. In dem so gefundenen genau orientierten Durchschnitt können wir aber exakt die Auslöschungsschiefe bestimmen, nachdem wir wieder paralleles Licht hergestellt haben; wir finden sie gut  $0^\circ$ .

Für das Mineral ergeben sich also folgende Daten:

1.—4 :	wie bei Plagioklas
5. Lichtbrechung:	$n < 1,53$
6. Auslöschung:	teils gerade, teils schief, $\perp a 0^\circ$ ohne Zwillinglamellen
7. Doppelbrechung:	$\gamma - \alpha = \sim 0,007$
8. Optischer Charakter:	$Ch_m = 11$ — (zweiachsig negativ) Achsenwinkel sehr groß
9. Kristallform:	Monoklin

## Orthoklas.

Lichtbrechung und Doppelbrechung sowie der optische Charakter lassen nach Tabelle 47 die Wahl zwischen Kordierit, Zeolithen und Feldspäten. Die Zeolithe sind noch viel schwächer lichtbrechend, Kordierit ist dagegen stärker lichtbrechend, nahezu dem Quarz entsprechend, auch seine Doppelbrechung ist eine etwas höhere. Das Mineral kann nur ein monokliner Feldspat sein, Orthoklas. Hiermit stimmen alle gemachten Beobachtungen, besonders auch die gerade Auslöschung überein (vgl. Tabelle 69, Seite 46). Die beobachteten Zwillinge sind Karlsbader Zwillinge, selten solche nach dem Bavenoer Gesetz.

Die bereits erwähnten Verwachsungen des Plagioklases mit dem Orthoklas sind im Dünnschliff sehr häufig (Abb. 53 rechts oben). Man kann leicht feststellen, daß alle einem Orthoklasform eingewachsenen getrennten oder nebartig miteinander verbundenen Plagioklasfezen einem einheitlichen Individuum angehören, da sie alle gleichzeitig auslöschten. Man bezeichnet derartige Verwachsungen als Perthit. Sind sie recht fein, so heißen sie Mikroperthit.

3. Das dritte der feldspatigen Mineralien ist an seiner Struktur ohne weiteres kenntlich. Im gewöhnlichen Licht vom Orthoklas nicht zu unterscheiden und höchstens durch seine größere Klarheit von den getrübten Orthoklasförmern mit derselben Lichtbrechung getrennt, läßt es im polarisierten Licht eine eigenartige Gitterung durch ein verwachsenes System sich senkrecht durchkreuzender Lamellen erkennen. Man erkennt an dieser höchst merkwürdigen und schönen „Gitterstruktur“ ohne weiteres die spärlichen Körner des Mikroklin (Abb. 56). Auch dieses Mineral zeigt oft eine Durchwachsung mit Plagioklas: Mikroklinperthit.

Diese drei verschiedenen Feldspäte findet man in wechselnder Menge fast in jedem Gra-Sandlühler, Gesteinsuntersuchung.

nit. Mikroklin kann auch fehlen, ebenso kann der Plagioklas eine höhere Lichtbrechung aufweisen und sich dann zu Oligoklas bis Andesin bestimmen lassen. An Menge kann bald der Orthoklas, bald der Plagioklas überwiegen.

Im makroskopisch rot gefärbten Orthoklas kann man manchmal die Ursache der Färbung in staubförmig verteiltem Eisenoxyd erkennen. Im Innern der Plagioklase und besonders der Orthoklase findet man außer der trübenden Substanz noch feine Schüppchen, die farblos sind und höhere Doppelbrechung besitzen. Dies sind Zerlegungsprodukte, die als Serizit bezeichnet werden und dem Muskowit angehören. Die kleinen Schüppchen sind oft parallel den Spaltrissen angeordnet und löschen dann gemeinsam aus. Beim Plagioklas beobachten wir häufig zonaren

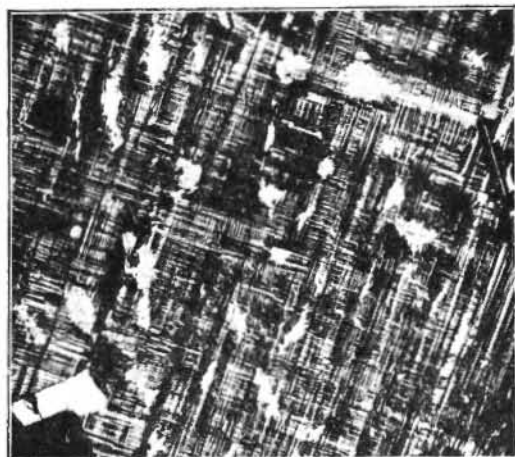


Abb. 56. Mikroklin, Gitterlamellenbildung. (Nach Hauswadt.)

Aufbau, indem die inneren Teile gewöhnlich eine andere Auslöschungsschiefe haben als die äußeren.

Besonders wichtig sind die Verwachsungen der Feldspäte mit Quarz, die fast in jedem granitischen Schliff auftreten. Mit Orthoklas entsteht so der Mikropegmatit, der an die Schriftgranite erinnert und zahlreiche, scharfgedigete Quarzkörner mit schriftzeichenähnlichen Umrissen in ein Orthoklasforn eingewachsen zeigt. Mit Plagioklas entsteht der Myrmekit oder Wurmquarz, in welchem der Quarz nicht eckig, sondern als gerundete, wurmförmige Gebilde in einem Plagioklasforn auftritt. In



Abb. 57. Mikropegmatit, Myrmeit und Perthit.  
(Gekreuzte Nikols.)

bestehendem Bilde (Abb. 57), das nach mehreren Schliessen zusammengestellt wurde, ist der Mikropegmatit so gezeichnet, daß der Quarz im polarisierten Licht größte Helligkeit zeigt, während im Myrmeit die Quarzeinlagerung dunkel gestellt ist. Zum Vergleiche ist auch ein Perthitorn daneben gezeichnet.

## 2. Die Bestimmung der stärker lichtbrechenden Gemengteile.

Bei jenem Beleuchtungsapparat zeigt der Dünnschliff im gewöhnlichen Licht (Vergrößerung etwa 100fach) zahlreiche Durchschnitte, welche die Rauheit ihrer Oberfläche deutlich erkennen lassen, welche also wesentlich stärker lichtbrechend sind als Kanadabalsam ( $n = 1,54$ ). Unter ihnen befinden sich sowohl farblose, als auch gelb bis braun gefärbte Individuen.

Beim Durchmustern der hierher gehörigen farblosen Mineralkörner lassen sich wiederum zwei verschiedene Mineralien unterscheiden, von denen das eine nur in wenigen gerundeten Körnern ohne Spaltbarkeit vorkommt, während das andere in zahlreicheren größeren Individuen eine vollkommene Spaltbarkeit zeigt. Das erstere Mineral kann wegen seiner geringen Häufigkeit nicht als Hauptgemengteil gelten, wir wenden uns daher zunächst der Bestimmung des letztgenannten sehr gut spaltbaren Minerals zu.

Muskowit. — Beim Senken des Beleuchtungsapparates tritt die Oberflächenrauheit dieses Minerals bereits vor der völligen Senkung hervor, wir können die Lichtbrechung des Minerals auf etwa 1,6 schätzen. Die einzelnen Individuen zeigen manchmal besser, manchmal schlechter eine rechteckige Leistenform, deren Längserstreckung als Hauptzone anzusprechen ist. Aber selbst da, wo diese Leisten-

form fehlt, gibt uns die vollkommene Spaltbarkeit die Richtung der Hauptzone an. Da die Spaltbarkeit in allen leistenförmigen Durchschnitten parallel zu der Längserstreckung der Leisten verläuft, so müssen wir annehmen, daß das Mineral tafelig ausgebildet ist und daß die Leisten nur Querschnitte der Tafeln darstellen. Tatsächlich werden wir bei eingehendem Durchmustern des Schliffes auch solche Durchschnitte des Minerals finden, welche keine Leistenform und keine Spaltbarkeit zeigen, da sie parallel der Tafelfläche getroffen sind. Ein Schliff besitzt das farblose Mineral nicht.

Stellen wir durch Einschieben des Analysators das Mineral zwischen zwei gekreuzte Nikols, so erweist es sich als doppelbrechend mit lebhaft leuchtenden Interferenzfarben der ersten und zweiten Ordnung. Diese Farben sind nicht ganz gleichmäßig, so zeigt ein lebhaft blau (zweiter Ordnung), gefärbter Durchschnitt vielfach rote Punkte, die wie Wunden aussehen und davon herkommen, daß das vollkommen spaltbare Mineral beim Schleifen gewissermaßen „Späne“ verloren hat und an solchen Stellen dünner ist. Damit hängt auch die namentlich kurz vor der Auslöschungstellung auftretende Fleckung zusammen, die dem Mineral eine Struktur gibt, wie wir sie an gehobeltem Buchenholz wahrnehmen. Die Auslöschung des Minerals ist in allen Durchschnitten eine gerade.

Um den Charakter der Hauptzone ( $Ch_2$ ) zu bestimmen, stellen wir einen leistenförmigen Durchschnitt mit seinen Spaltrissen unter  $45^\circ$  zum Fadenkreuz und schieben dann das Gipsplättchen  $R_1$  so ein, daß die Richtung  $a$  des Plättchens parallel zur Hauptzone liegt. Hatten wir etwa einen Durchschnitt genommen, der die Interferenzfarbe Grün der zweiten Ordnung zeigte, so wird das Mineral jetzt etwa Graulichweiß der ersten Ordnung zeigen. Die Verzögerungen haben sich subtrahiert (vgl. Abb. 18, Seite 13):

$$800 \mu\mu - 575 \mu\mu = 225 \mu\mu$$

$$\text{Grün II} - R_1 = \text{Graulichweiß I.}$$

Es liegen also gleichwertige Richtungen gekreuzt, die Hauptzone ist positiv (vgl. Abb. 19, Seite 14).

Die höchste Interferenzfarbe, welche die verschiedenen Durchschnitte dieses Minerals erkennen lassen, läßt sich zu Rot der zweiten Ordnung bestimmen. Wer im Zweifel ist, daß Rot I von Rot II zu unterscheiden, braucht nur die Bestimmung des  $Ch_2$  an dem betreffenden Durchschnitt zu machen. Durch die Subtraktion müßte

ein Rot I zu Schwarz werden, ein Rot II dagegen zu Rot I. Nach unserer Tabelle Abb. 18 Seite 13 läßt sich jetzt die Doppelbrechung des Minerals zu etwa 0,035 bis 0,045 bestimmen.

Ein Durchschnitt, welcher zwischen gekreuzten Nivols beim Drehen dunkel bleibt, läßt sich nur schwer auffinden, dagegen wird sich ein solcher Durchschnitt finden, der bei ganz niedriger, etwa grauer Interferenzfarbe kaum völlig dunkel wird. Solch ein Schnitt zeigt dann im konvergenten Licht den Austritt einer optischen Achse und läßt das Mineral als zweiachsig erkennen. Die Krümmung der Hyperbel gestattet das Mineral als optisch negativ zu bestimmen (vgl. Abb. 46, Seite 22):

Die I. Bissektrix dieses Minerals ist also  $= a$ . Da die Hauptzone positiv ist, so steht die I. Bissektrix  $a$  auf der Spaltbarkeit senkrecht. Ein Achsenbild senkrecht zur I. Bissektrix kann also nur in solchen Schnitten gefunden werden, welche keine Spaltbarkeit und keine Hauptzone erkennen lassen, außerdem höchstens die halbe Höhe der höchsten Interferenzfarbe also höchstens  $R_1$  aufweisen. Der Beobachter suche mit Hilfe dieser Angaben einen Durchschnitt, der das Achsenbild senkrecht zur I. Bissektrix zeigt. Er wird den scheinbaren Achsenwinkel auf 60 bis 70° schätzen und den negativen Charakter des Minerals bestätigen können.

Wir haben also die folgenden Anhaltspunkte zur Bestimmung:

1. Ausbildung:	leistenförmige Querschnitte mit Hauptzone
2. Kristallform:	tafelig
3. Spaltbarkeit:	vollkommen
4. Farbe u. Einschl.:	farblos, ohne Einschlüsse
5. Lichtbrechung:	$n = 1,60$
6. Auslöschung:	stets gerade
7. Doppelbrechung:	$\gamma - \alpha = 0,040$
8. Optischer Charakter:	Hauptzone $Ch_z +$ $Ch_m = II -$ (zweiachsig. neg.) Achsenwinkel = 60–70°
9. Kristallsystem:	nicht bestimmbar

#### Muskowit.

Nach der Lichtbrechung  $n = 1,6$  und Doppelbrechung zwischen 0,030 und 0,050 zu urteilen, kommt, wie Tabelle 47, Seite 23, zeigt, als zweiachsiges negatives Mineral nur Glimmer in Betracht. Das Mineral ist ein farbloser Glimmer, nämlich Muskowit, mit wel-

chem sämtliche von uns gemachten Beobachtungen übereinstimmen.

**Viotit.** — Wir stellen wieder gewöhnliches Licht bei etwa 100facher Vergrößerung her.

Das gelblich bis braun gefärbte Mineral zeigt dieselbe Lichtbrechung wie der Muskowit, dieselbe Ausbildung in Leistenform, also tafelige Kristallform, ferner dieselbe vollkommene Spaltbarkeit. Beim

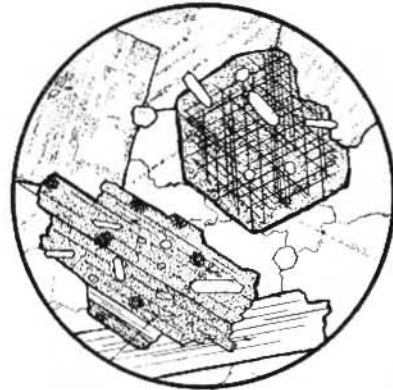


Abb. 58. Viotit mit Einschlüssen von Apatit, Zirkon und Sagenit (Rutil). (Gewöhnl. Licht, zusammengesetzt.)

Drehen des Objektisches über dem Polarisator allein ändern die Durchschnitte ihre Farbe. Steht die Hauptzone parallel der Schwingungsrichtung des Polarisators, so ist das Mineral dunkelbraun gefärbt, steht sie dagegen senkrecht zu dieser Schwingungsrichtung, so ist es gelblich gefärbt. Das Mineral ist also pleochroitisch mit stärkerer Absorption parallel zur Hauptzone (vgl. Abb. 11, Seite 9).

Besonderes Interesse erregen die dunkelbraunen bis schwarzen Flecken, die gewissermaßen Höfe um winzige Einschlüsse darstellen. Auch diese sind pleochroitisch. In der Stellung der Hauptzone senkrecht zur Schwingungsrichtung des Polarisators sind sie fast verschwunden, um 90° gedreht dagegen tiefdunkelbraun, fast schwarz. Die Kerne dieser pleochroitischen Höfe sind winzige farblose Mineralörnchen, die wir später bestimmen werden. Das Mineral enthält auch noch andere farblose Einschlüsse ohne pleochroitischen Hof, deren Lichtbrechung etwas höher als die des Wirtes selbst ist. In manchen Graniten, wenn auch selten und nicht gerade in dem vom Waldstein, findet man auch nadelförmige Einschlüsse, die sich in Winkeln von 60 und 120° durchkreuzen. Man heißt derartige durch Rutilnadeln hervorbrachte Einschlüsse Sagenit (Abb. 58).

Dem aufmerksamen Beobachter wird nicht entgangen sein, daß einige der braunen Plättchen keinen Pleochroismus zeigen. Dies sind solche Durchschnitte, die weder in ihrem Umriß eine Hauptzone, noch irgendeine Spaltbarkeit erkennen lassen, also parallel zur Tafelfläche geschnitten sind. Wo diese Tafeln an Quarz angrenzen, zeigen sie charakteristische Stauwinkeln von  $120^\circ$  (Abb. 55). Man wird nach Analogie des farblosen Muskowits in solchen tafelförmigen Durchschnitten den Austritt der I. Bisektrix erwarten.

Im polarisierten Licht zwischen gekreuzten Nikols zeigt dieses braune Mineral ein ähnliches Verhalten wie der Muskowit. Gerade Auslöschung und Interferenzfarben der ersten und zweiten Ordnung sind zu beobachten. Letztere sind durch die Eigenfarbe des Minerals etwas modifiziert und nicht so leuchtend wie beim Muskowit, sondern viel matter. Dagegen läßt sich hier die beim Muskowit erwähnte Buchenholzstruktur besonders deutlich beobachten. Man kann auch leicht den Charakter der Hauptzone zu +, die höchste Interferenzfarbe zu Grün III feststellen. (Zum Unterschied von Grün II wird es bei Subtraktion des  $R_1$  nicht zu Weiß I, sondern zu Grüngelb II. Die Doppelbrechung ist also etwas höher als die beim Muskowit, sie ist fast 0,05.

1. Ausbildung:	Blattförm. Querschnitte m. Hauptzone, selten 6seit. Taf.
2. Kristallform:	Tafelig
3. Spaltbarkeit:	Vollkommen
4. Farbe und Einschlüsse:	braun, Pleochroismus von gelb zu braun, farblose Einschlüsse mit und ohne pleochroitischen Höfen, Sagenit.
5. Lichtbrechung:	$n \quad 1,60$
6. Auslöschung:	Stets gerade zur Hauptzone
7. Doppelbrechung:	$\gamma \quad \alpha \quad 0,05$
8. Optischer Charakter:	$Ch_z = +$ $Ch_m \quad II \quad -, \text{ auch } I \quad -$
9. Achsenwinkel:	ca. $0 \quad 20'$
10. Kristallsystem:	Hexagonal

Biotit.

Betrachtet man einen ohne Analysator nicht pleochroitischen Durchschnitt im polarisierten Licht zwischen gekreuzten Nikols, so zeigt er eine sehr niedrige Interferenzfarbe, ja er ist fast dunkel und bleibt beim Drehen auch dunkel. Im konvergenten Lichte beob-

achtet man ein optisch einachsiges Achsenbild von negativem Charakter.

Die gewonnenen Daten genügen, das Mineral als einen Glimmer, und zwar als optisch einachsigen Biotit erkennen zu lassen. Biotit ist zwar gewöhnlich optisch zweiachsig, sein Achsenwinkel hat aber wechselnde Größe, er kann wie im vorliegenden Granit von Waldstein auch gleich  $0^\circ$  werden.

Bemerkenswert für den Biotit ist seine hin und wieder auftretende parallele Verwachsung mit Muskowit. Oft findet man ihn auch mit einem grünen Mineral von gleich guter Spaltbarkeit parallel verwachsen. Dieses zeigt ebenfalls einen Pleochroismus, aber von Gelb zu Grün, hat die Lichtbrechung 1,6, aber eine wesentlich niedrigere Doppelbrechung, so daß es oft kaum aufheilt. Es läßt sich zu Chlorit bestimmen und muß als Umwandlungsprodukt des Biotits angesehen werden.

### 3. Die Bestimmung der akzefforischen Gemengteile.

Unter akzefforischen Gemengteilen verstehen wir alle jene Bestandteile eines Gesteins, welche in demselben nur in geringer Menge und meist nur in kleinen Körnchen vorkommen, so daß ihre Anwesenheit nicht wesentlich für die Bestimmung des Gesteins ist. Hierher zählt vor allen Dingen dasjenige farblose Mineral, das uns bereits bei der Bestimmung des Muskowits mit seinen runden Körnern ohne Spaltbarkeit, dagegen mit einer Lichtbrechung  $n \quad 1,54$  aufgefallen ist.

Apatit. Senken wir im gewöhnlichen Licht (100fache Vergrößerung) den Beleuchtungsapparat stark, so treten allenthalben im Dünnschliff, besonders aber als Einschluß im Biotit runde farblose Körnchen hervor, welche die Rauheit ihrer Oberfläche gut erkennen lassen. Ein Vergleich mit der Lichtbrechung des Glimmers lehrt uns, daß diese runden Mineralkörner einen etwas höheren Quotienten haben, wir sehen dies besonders an jenen Individuen, welche in Biotit eingeschlossen sind, oder welche neben Muskowit liegen. Schätzungsweise beträgt also die Lichtbrechung des Minerals  $n \quad 1,65$ .

Die Gestalt der Körner ist runde, manchmal können wir aber auch solche entdecken, welche länglich ausgebildet sind mit abgerundeten Ecken (Abb. 58 und 59). Besonders jene Individuen, welche im Biotit eingeschlossen sind, zeigen diese Form häufig. Wir schließen hieraus auf eine prismatische oder nadelförmige Aus-



Bildung des Minerals und betrachten die runden Körner als Querschnitte (Abb. 59).

Im polarisierten Licht zwischen gekreuzten Nikols beobachten wir an den Körnern eine nur geringe Aufhellung beim Drehen des Objektives. Die runden Durchschnitte sind sogar ganz dunkel und werden beim Drehen kaum heller. In den prismatischen Ausbildungsformen ist die Auslöschung gerade, der Charakter der Zone negativ, da solche prismatische Körner beim Einschieben des  $R_1$  mit a parallel zur Hauptzone eine blaue Färbung annehmen, also Additon zeigen (vgl. Abb. 59).

Die höchste Interferenzfarbe des nur wenig aufhellenden Minerals ist das Blaugrau der ersten Ordnung. Die Doppelbrechung ist also außerordentlich schwach und höchstens  $\gamma - \alpha = 0,004$  wie Tabelle Abb. 18 Seite 13 zeigt.

Solche Durchschnitte, welche völlig dunkel sind und beim Drehen des Objektives dunkel bleiben, untersuchen wir im konvergenten Licht. Wir erhalten ein optisch einachsiges Achsenbild, ganz ähnlich dem beim Quarz beobachteten, jedoch mit breiteren Balken, so daß die hellen, hier blaugrauen Quadranten nur sehr klein sind. Führen wir wieder das Gipsplättchen  $R_1$  in den Schlitze über dem Objektiv ein, dann zeigen diese Quadranten wieder eine gelbe und blaue Färbung. Die Verbindungslinie der blauen Quadranten bildet hier aber mit dem a des Blättchens ein Minuszeichen, das Mineral ist also negativ.

Betrachten wir den Durchschnitt, der uns das Achsenbild lieferte, wieder im gewöhnlichen Licht bei 100facher Vergrößerung, so sehen wir, daß es ein runder Querschnitt ist, auf dem die optische Achse senkrecht austritt. Die Richtung der optischen Achse fällt hier also mit der Richtung der Hauptzone zusammen (Abb. 59 b), daher haben auch der Charakter

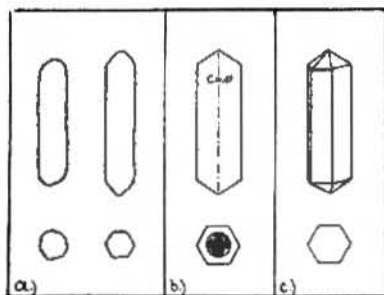


Abb. 59. Apatit: a) Ausbildung im Gestein, b) optische Orientierung, c) Kristallbild.

Bemerkung: Im Bild b) muß es c-a heißen.

1. Ausbildung:	Gerundete Querschnitte und Prismen
2. Kristallform:	Radlig
3. Spaltbarkeit:	ohne
4. Farbe und Einschlüsse:	Farblos ohne Einschlüsse
5. Lichtbrechung:	$n = 1,65$
6. Auslöschung:	Stets gerade
7. Doppelbrechung:	$\gamma - \alpha = 0,004$
8. Optischer Charakter:	$Ch_z = -$ $Ch_m = I -$
9. Kristallsystem:	Hexagonal

Apatit.

der Hauptzone und der des Minerals das selbe Vorzeichen.

Es sind meist viele solcher runden Querschnitte des Minerals vorhanden, welche ein Achsenbild zeigen würden. Bei manchen, namentlich den im Biotit eingeschlossenen läßt sich bei näherem Zusehen erkennen, daß sie eigentlich gerundete Sechsecke darstellen. Wir dürfen daher das Mineral für hexagonal halten und ihm eine Kristallform zuschreiben wie sie Abb. 59 c zeigt.

Nach Tab. 47, S. 23, kommt als negativ einachsiges Mineral mit  $n = 1,65$  und  $\gamma - \alpha = 0,004$  nur Apatit und Melilit in Betracht. Melilit kommt aber nur in basaltischen Gesteinen vor. Das Mineral ist daher Apatit.

Zirkon. — Es bleibt uns noch die nähere Untersuchung jener Einschlüsse im Biotit übrig, welche von den so charakteristischen pleochroitischen Höfen umgeben sind. Es sind dies winzige farblose Körner, welche schon bei ganz geringer Senkung des Beleuchtungsapparates die Oberflächenrauheit stark erkennen lassen. Sie haben also eine sehr hohe Lichtbrechung, jedenfalls größer als 1,8. Vielleicht finden wir bei genauer Durchmusterung des Schliffes noch mehrere größere Körner dieses Minerals, welche uns weitere Unterlagen zu seiner Bestimmung liefern. Die im Biotit liegenden und von einem pleochroitischen Hof umgebenen Körner lassen häufig eine ähnlich prismatische Gestalt erkennen wie der Apatit; Querschnitte zeigen dagegen quadratischen Umriß. Da wir zwischen gekreuzten Nikols gerade Auslöschung in den prismatischen Schnitten beobachten können, so ist das Mineral als tetragonal anzusehen.

Im polarisierten Licht zwischen gekreuzten Nikols zeigen sie Interferenzfarben, welche jedenfalls einer ziemlich hohen Ordnung angehören, da sie oft einen schönen Perlmutterglanz haben. Die Farben liegen also an der Grenze der noch von Weiß höherer Ordnung unterscheidbaren Farben der vierten Ordnung. Hiernach läge die Doppelbrechung dieses Minerals zwischen 0,050 und 0,075. Tab. 47, S. 23, weist als einziges Mineral, das hierher gehört, den Zirkon auf. Sind einigermaßen größere Individuen dieses Minerals im Dünnschliff vorhanden, so läßt sich gewöhnlich der optisch einachsige positive Charakter des Zirkons leicht bestätigen.

Nötig wird die Bestätigung zur Unterscheidung von dem stärker doppelbrechenden Titanit, der allerdings nur das Weiß höherer Ordnung zeigt und dessen Charakter zweiaxig negativ ist. Ein Achsenbild zeigen die quadratischen Querschnitte des Zirkon. Es mag bemerkt werden, daß bei so stark lichtbrechenden und doppelbrechenden Mineralien ein Durchschnitt senkrecht zur optischen Achse beim Drehen zwischen gekreuzten Nikols nicht dunkel wird, sondern ständig hell bleibt.

Als weitere akzessorische Gemengteile finden wir gelegentlich schwarze, undurchsichtige Erz Körner, in dem Granit vom Waldstein kann uns vielleicht auch ein Korn eines graulichgrünen Minerals mit Lichtbrechung 1,65 begegnen, das ein geübter Beobachter an seinem Pleochroismus mit stärkerer Absorption quer zur Hauptzone für Turmalin erkennen kann. Mit der Bestimmung dieser Mineralien wollen wir uns aber erst später beschäftigen, wenn wir ein Gestein betrachten, das zahlreichere Durchschnitte derselben enthält.

#### 4. Die Struktur des Granits.

Im Vorhergehenden haben wir als die Mineralien des Granits vom Waldstein im Fichtelgebirge bestimmen können: Quarz, Plagioklas, Orthoklas, Muskowit, Biotit, ferner die akzessorischen Gemengteile Apatit, Zirkon, Erz und seltenen Turmalin. Betrachtet man diese Mineralien in bezug auf ihre Kristallform und die Reihenfolge ihrer Entstehung bei der Verfestigung des Gesteins, so kommt man zu dem Ergebnis, daß zweifellos der Quarz als dasjenige Mineral, welches lediglich die freigelassenen Räume und Ecken zwischen den übrigen Mineralien ausfüllt und niemals auch nur eine Andeutung von Kristallform zeigt, als letztes verfestigt wurde (Abb. 60).

Die akzessorischen Gemengteile zeigen verhältnismäßig noch die beste kristallographische Ausbildung, wenn auch in stark gerundeten Formen. Sie kommen außerdem meist als Einschlüsse z. B. in Biotit vor. Hiernach müssen wir sie als die ersten Ausscheidungsprodukte des erstarrenden Granitmagma betrachten. Ebenso war auch der Glimmer eines der ersten Ausscheidungsprodukte, denn seine Tafelform konnte sich fast durchweg ungestört entwickeln, gegen den Quarz zeigt er sogar verhältnismäßig gute Kristallwinkel (Abb. 58). Wo er an Feldspat angrenzt, ragen seine Platten oft in die Feldspatkörner hinein (Abb. 60). Er kristallisierte also vor dem Feldspat aus, wenn auch vielleicht die Plagioklasbildung schon begann, bevor alle Glimmerindividuen fertig gebildet waren.

Betrachtet man endlich die beiden Feldspäte auf ihre Erstarrungsreihenfolge hin, so wird man erkennen, daß der Plagioklas bemerkenswert häufiger eine Kristallumgrenzung zeigt als der Orthoklas (Abb. 60). Seine Kristallisation begann also vor der des Orthoklases. Dadurch wurde das übrigbleibende Magma scheinbar ärmer an gelöstem Plagioklas bis ein Moment eintrat, wo gleichzeitig mit der weiteren Erstarrung des Plagioklases der Orthoklas zur Ausscheidung kam. Die nun erfolgende gleichzeitige Ausscheidung lieferte die so innig verwachsenen Perthite. Erst als letztere gebildet waren und der Plagioklasgehalt des Magmas erschöpft war, bildete sich der Rest des Orthoklases zu dem reinen Mineral aus.

Auch die Quarzbildung begann noch vor der völligen Verfestigung des Orthoklases, ja sogar in manchen Graniten vor dem Ende der Plagioklasbildung. In letzterem Falle entstand der nicht in allen Graniten zu beobachtende Myrmekit. Die gleichzeitige Ausscheidung des Quarzes mit dem Orthoklas lieferte den Mikropegmatit, der sich so lange bildete, als das noch vorhandene Magma den Orthoklas und den Quarz ungefähr im Verhältnis 3:1 enthielt. Zum Schluß kristallisierte der übrig gebliebene Quarz noch allein aus und erfüllte mit seinen richtungslosen Körnern die noch übrigen Hohlräume des Gesteins. Die übergreifende Reihenfolge bei der Entstehung eines Granits zeigt Abb. 61.

Die zuerst verfestigten Bestandteile sind wenigstens teilweise automorph, da sie eine eigene Kristallform aufweisen, der zuletzt erstarrte Quarz dagegen ist xenomorph. Im ganzen ist die Struktur unseres Gesteins, da keinerlei

Parallellagerung der Gemengteile zu beobachten ist, eine richtungsloskörnige, im besondern wird sie als „granitische Struktur“ bezeichnet, welche durch die genannte Kristalli-



Abb. 60. Granitische Struktur im Granit, Waldstein im Fichtelgebirge. (Gewöhnliches Licht.)

sationsreihenfolge, insbesondere die Ausbildung des Quarzes als letzte Ausfüllmasse charakterisiert ist.

Eine Schätzung der Mengenverhältnisse der einzelnen Mineralien läßt erkennen, daß das vorliegende Gestein Feldspäte und sonstige Mineralien ungefähr im Verhältnis 2:1 enthält. Auch unter den Feldspäten überwiegt der Orthoklas mit 2:1 über den Plagioklas, unter den übrigen Bestandteilen der Quarz über Glimmer im gleichen Verhältnis. Das übersichtsbild Abb. 60 gibt diese Verhältnisse nicht wieder, es stellt eine recht quarzreiche Stelle dar, welche aber die granitische Struktur deutlich zeigt.

Das Gestein befindet sich im Anfange einer Zersetzung, von der es jedoch erst nur in geringem Maße ergriffen ist. Lediglich die Feldspäte lassen im Innern einige Zersetzungsprodukte erkennen, hier und da auch der Biotit in Form der Chloritisierung. Im allgemeinen ist das Gestein jedoch als sehr frisch zu bezeichnen.

### III. Die mikroskopische Untersuchung eines Quarzporphyrs.

Quarzporphyre sind Gesteine, welche im Handstück ein recht charakteristisches Aussehen zeigen und daher meist leicht erkennbar sind. Vor allem ist es ihre porphyrische Struktur, von der sie ja auch ihren Namen bekommen haben, die sie gut kenntlich macht. In einer stets hell gefärbten roten bis

Gesteine, bei welchen sich die Entstehungsreihenfolge der einzelnen Bestandteile in so scharfer Weise fast in jedem Dünnschliff festlegen läßt, können nur Eruptivgesteine sein. Die soeben beschriebene Struktur wird nur bei einer besonderen Reihe von Eruptivgesteinen gefunden, welche als die Granito-dioritische Reihe bezeichnet wird und die Gesteine Granit, Sphenit, Quarzdiorit und Diorit umfaßt. Die Mineralkombination Quarz, Orthoklas, Plagioklas und Glimmer mit überwiegendem Feldspat- und zwar Orthoklasgehalt kommt dabei nur dem Granit zu. Außerdem enthält unser vorliegendes Gestein einen sehr sauren Plagioklas, nämlich Albit-oligoklas, womit ihm ohne weiteres der Platz an der Spitze der Eruptivgesteinsreihe mit abnehmend saurem Plagioklas zuzusprechen ist.

Die weitere Klassifikation der Granite erfolgt nach ihren dunklen Bestandteilen. Es gibt Granite, deren dunkler Bestandteil nur Biotit

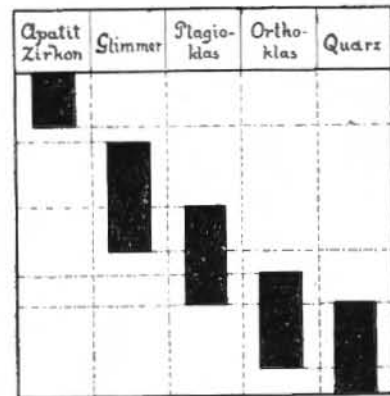


Abb. 61. Reihenfolge der Kristallisation beim Granit.

ist Biotitgranit oder Granitit. Andere führen Muskowit und Biotit: Zweiglimmergranite. In manchen anderen Graniten können wir Hornblende, sehr selten auch Augit feststellen: Hornblendegranite und Augitgranite. Das vorliegende Gestein ist ein typischer Zweiglimmergranit.

braunen oder auch grünlichen Gesteinsmasse von dichter Beschaffenheit liegen zahlreiche Mineralkörner eingebettet, Einsprenglinge, die sich durch ihre abweichende Farbe, ihren Bruch bzw. ihre Spaltbarkeit deutlich abheben.

Betrachten wir einen Quarzporphyr, z. B. jenen von Bozen in Südtirol, der

dort in großen Massen auftritt, genauer, so erkennen wir unter seinen Einsprenglingen in erster Linie zahlreiche grauliche und fettglänzende Körner, die keine Spaltbarkeit besitzen und muscheligen Bruch aufweisen. Wir bestimmen sie unschwer schon makroskopisch zu Quarz und beobachten an ihnen häufig die an den Ecken etwas abgerundete Form von hexagonalen Pyramiden, welche besonders an den natürlichen Absonderungsflächen des plattig brechenden Quarzporphyrs als runderliche Höcker hervortragen. Die große Menge dieser Quarzeinsprenglinge veranlassen uns auch, das porphyrische Gestein als Quarzporphyr anzusprechen.



Abb. 62. Quarzporphyr, Bozen in Südtirol.  
(Gewöhnliches Stchl.)

Neben dem Quarz fallen uns noch gut spaltbare, rötliche bis fleischrote Körner auf, die sich als Orthoklase erweisen. Erwähnen wir noch die nicht gerade zahlreichen grünlichen Flecken, die ebenfalls einsprenglingsartig in der rötlichbraunen, dichten Grundmasse zerstreut liegen, so ist damit im wesentlichen alles aufgezählt, was makroskopisch an dem Gestein festzustellen ist. Wenn wir bedenken, daß schon bei den genannten grünen Flecken die Grenze der Bestimmbarkeit überschritten sein dürfte, daß endlich über die Natur der dichten Grundmasse kaum ein sicherer Anhaltspunkt zu gewinnen ist, so werden wir erst inne, wie spärliche Resultate hier die makroskopische Untersuchung zeitigt.

Bei Quarzporphyren aus anderen Gegenden wird die Bestimmung teilweise sogar noch schwerer. In solchen Vorkommen erkennt man häufig zwar noch die Natur der Grundmasse als die eines Glastes, beobachtet an ihr dann wohl auch eine Fluidalstruktur, gleichsam als ob das Gestein noch während des Fließens erstarrt wäre, doch tritt ge-

rade in diesen Quarzporphyren die Menge der Einsprenglinge zurück, um im Obsidian und Pechstein fast ganz zu fehlen. Wo aber das Glas schon völlig zersetzt ist, wird es, wie bei dem Bozener Quarzporphyr, zu der unentwirrbaren dichten Masse, die wir Felsit nennen. Fehlen in solchen Gesteinen die Einsprenglinge ganz oder fast ganz, so ist ihre Natur makroskopisch wohl kaum bestimmbar.

Erst die Betrachtung eines Dünnschliffes unter dem Mikroskop kann uns hier das Gestein bestimmen und außer den Einsprenglingen auch Struktur und Zusammensetzung der Grundmasse erkennen lassen. Selbst Gesteine, die nach der makroskopischen Beobachtung kaum einen Einsprengling zu führen scheinen, erweisen sich dabei unter dem Mikroskop häufig als echte Porphyre.

### 1. Die porphyrische Struktur.

Um zunächst eine Übersicht über das Gestein zu gewinnen, betrachten wir den Dünnschliff eines Quarzporphyrs, etwa jenes von Bozen in Südtirol, bei schwacher, etwa 30facher Vergrößerung im gewöhnlichen Licht. Das entstehende Bild zeigt ganz bemerkenswerte Unterschiede gegenüber dem Dünnschliffbild eines Granites, wie das ja von vorneherein zu erwarten ist.

Bestand dort das Gestein aus lauter Körnern, die mehr oder minder unregelmäßig durcheinandergewachsen, doch lückenfrei aneinander anschließen, so löst sich hier das Gestein in eine große Anzahl eckiger oder auch gerundeter, zum Teil scheinbar regelmäßig begrenzter Körner verschiedener Beschaffenheit auf, die jedoch kaum aneinanderstoßen, sondern in einer trüben, rotbraun gefärbten und zunächst auch dicht erscheinenden Masse verstreut sind. Die größeren meist klaren Mineralkörner sind etwa so in ihr eingebettet, wie die Speckwürfel in der Grundmasse einer Blutwurst (Abb. 62).

Diese so überaus einfache und charakteristische Struktur nennt man die porphyrische Struktur. Sie ist ungemein weit verbreitet unter den Eruptivgesteinen und in allen Fällen dadurch hervorgebracht, daß einige Gesteinsbestandteile bereits auskristallisiert waren, als sich die äußeren Bedingungen für das ganze, in der Verfestigung begriffene Magma erheblich änderten und den noch flüssigen Rest des Magmas rascher erstarren ließen. Wir wissen aus der Geologie, daß diese porphyrischen Gesteine meist in Form von Decken nach Art großer Lavaströme auftreten, so daß wir annehmen müssen, ihre endgültige Verfestigung sei nach dem Erguß an die Erd-

oberfläche erfolgt. Dann sind die einsprenglingsartig hervortretenden Mineralien schon vor der Effusion entstanden, als sich das Magma noch unter dem Erdboden befand. Wäre das Magma an Ort und Stelle geblieben, so hätte es wahrscheinlich zur Entstehung eines körnigen Eruptivgesteins wie des Granits Anlaß gegeben. So aber ergoß sich das Magma mit samt seinen schon fertig ausgebildeten Mineralien der „intratellurischen Periode“ an die Erdoberfläche. In dieser „effusiven Periode“ erstarrte der Rest des Magmas zu einer glasigen, dichten oder doch wenigstens feinkörnigen Grundmasse, in der die älteren Ausscheidungen nach Art der oben beschriebenen porphyrischen Struktur eingebettet liegen.

Läßt das Mikroskop daher in irgendeinem Gestein eine mehr oder minder gut entwickelte porphyrische Struktur erkennen, so können wir umgekehrt daraus den sicheren Schluß ziehen, daß bald nach Beginn der Erstarrung des Gesteins seine äußeren Bedingungen geändert wurden, da offenbar in der stetigen Kristallbildung der verschiedenen Gesteinsbestandteile ein plötzlicher Stillstand und Umschmung eingetreten ist. Dieser Umschmung war um so beträchtlicher, je deutlicher sich die Einsprenglinge von einer dichten Grundmasse abheben, er war nur gering, wenn die Einsprenglinge, sowohl was Größe als auch Schärfe der Begrenzung betrifft, nur wenig aus der dann auch wohl körnig erscheinenden Grundmasse hervortreten.

So läßt uns das Mikroskop gewissermaßen spielend wichtige Schlüsse auf die Entstehungsgeschichte des Gesteins ziehen und dabei sind die Resultate der mikroskopischen Beobachtung in den allermeisten Fällen ebenso sicher, wenn nicht noch sicherer als die entsprechenden Ergebnisse langwieriger geologischer Untersuchungen, die unter Umständen nur außerordentlich schwer zu gewinnen sind.

Das Mikroskop läßt uns aber noch mehr aus der porphyrischen Struktur herauslesen. Oft sind die Einsprenglinge zerbrochen, die einzelnen Bruchstücke liegen nicht weit voneinander entfernt. Dies läßt auf gewaltige Kräfte bei der Effusion des Gesteinsmagmas schließen. Andererseits findet man oft scheinbar ganz scharf ausgebildete Kristalle mit Einsprenglingen versehen, in welche die Grundmasse hereinragt, sie sehen aus wie angesmolzen und sind auch oft von einem Hof umgeben, in dem die Grundmasse eine andere Zusammensetzung zu haben scheint als in

weiterer Entfernung. Wir schließen sowohl daraus als auch aus anderen Begleitumständen dieser Erscheinung, daß der ursprünglich in der intratellurischen Periode fertig gebildete Kristall nicht nur in seinem Weiterwachstum gehemmt, sondern zum Teil sogar wieder aufgelöst oder resorbiert wurde (vgl. Abb. 66, Seite 43).

Diese Erscheinung, für die später noch eine Reihe von Beispielen gegeben werden soll, gibt uns deutliche Fingerzeige für die Vorgänge bei der Effusion. Das Magma kam durch den Erguß an die Erdoberfläche zweifellos in eine kältere Umgebung, so daß der Magma-

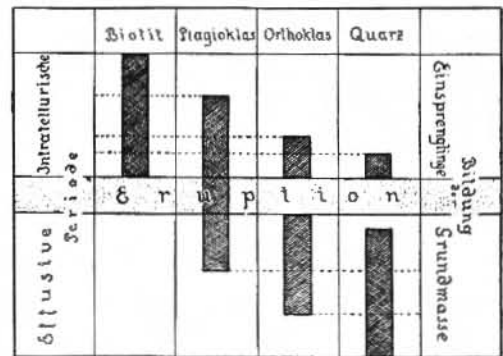


Abb. 63. Reihenfolge der Kristallisationen im Quarzporphyr.

rest rasch und teilweise glasig erstarrte; wenn daher solche Resorptionserscheinungen an den Einsprenglingen zu beobachten sind, so können sie nur auf die Wirkung gewaltiger Druckunterschiede zurückgeführt werden, da eine plötzliche Entlastung des vorher unter starkem Druck stehenden Magmas die Lösungsfähigkeit für die bereits gebildeten Mineralien bedeutend steigern mußte.

Die Bildung des Gesteins zerfällt also nach dem mikroskopischen Befund in drei Teile: 1. die intratellurische Periode, in der die Einsprenglinge gebildet wurden; 2. die effusive Periode, während der eine teilweise Resorption der bereits gebildeten Mineralien eintrat; 3. die Erstarrungsperiode der Grundmasse.

Während der 1. und 3. Periode folgte die Kristallisation der einzelnen Gesteinsbestandteile ähnlich aufeinander wie im Granit. Beistehen des Bild (Abb. 63) zeigt die Reihenfolge der Kristallisationen im Quarzporphyr.

Nach diesen allgemeinen Schlußfolgerungen, die wir aus dem mikroskopischen Strukturbild eines Porphyrgesteins herauslesen können, wenden wir uns der genaueren Untersuchung

des Gesteins selbst zu. Dabei sollen zunächst die stark auffallenden Einsprenglinge näher betrachtet und bestimmt werden und dann erst die Grundmasse. Bei der verschiedenen Ausbildungsform, die diese in den Quarzporphyren aufweisen kann, ist es kaum tunlich, sich lediglich an den einzelnen Schliß des Quarzporphyrs von Bozen zu halten, es werden

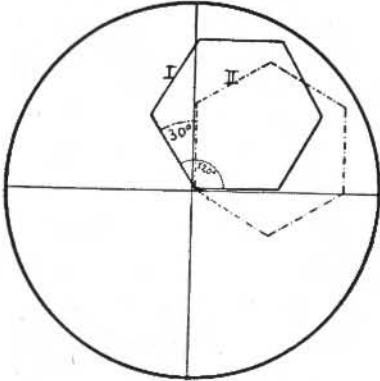


Abb. 64. Winkelmessung im Mikroskop.

daher verschiedene Dünnschliffe von Quarzporphyren zu Rate gezogen werden.

## 2. Die Bestimmung der Einsprenglinge.

Betrachten wir in dem Übersichtsbilde bei etwa 30- bis 40facher Vergrößerung die Einsprenglinge etwas genauer, so werden wir unter den einzelnen Individuen große Verschiedenheiten bemerken. Einerseits sind es glasklare Durchschnitte, die wir nach den bei der Untersuchung des Granits gewonnenen Erfahrungen für Quarz halten möchten, andererseits sind es zwar noch farblose, aber meist stark getrübte Mineralkörner neben intensiv braun oder grün gefärbten leistenähnlichen Einsprenglingen. Die Größe aller Einsprenglinge wechselt ganz beträchtlich. Von ganz großen und bis zu ganz kleinen Trümmern finden sich alle Übergänge. Viele scheinen eine regelmäßige, wenn auch gerundete Form erkennen zu lassen, viele sind unregelmäßig eckig, gleich als ob sie auseinandergeflogene Bruchstücke eines größeren zersprungenen Kristalls darstellen.

Quarz. — Zur genaueren Bestimmung desjenigen glasklaren Minerals, das wir für Quarz zu halten geneigt sind, betrachten wir uns verschiedene seiner Durchschnitte zunächst auf Kristallform und Spaltbarkeit hin. Letztere scheint in keinem der zahlreichen Körner vorhanden zu sein. Wir finden zwar des öfteren Risse in diesem Mineral, doch verlaufen

diese unregelmäßig, meist auch gekrümmt, so daß wir annehmen müssen, das Mineral besitze keine Spaltbarkeit. Die Form der einzelnen Individuen ist bemerkenswert oft ganz regellos und verleiht ihnen häufig den Anblick von zerbrochenen Scherben, die lediglich an den Ecken gerundet erscheinen. An anderen Körnern beobachten wir jedoch auch geradlinige Begrenzungen, die einer Gesetzmäßigkeit nicht zu entbehren scheinen.

Die regelmäßigsten dieser Formen, deren es in einem Dünnschliffe gewöhnlich nur ganz wenige gibt, zeigen zum Teil Sechsecke mit einem Kantenwinkel von  $120^\circ$ . Dieser kann aber nur dann genauer gemessen werden, wenn die seitlichen Begrenzungsflächen des dünnen Plättchens genau senkrecht zur Ebene des Dünnschliffes stehen. Ob dies auch tatsächlich der Fall ist, kontrollieren wir dadurch, daß wir zunächst auf die Oberfläche des Dünnschliffes, d. h. auf die obere Kante des sechsseitigen Durchschnittes, dessen Winkel wir messen wollen, scharf einstellen, dann den Tubus senken, bis die parallele untere Kante scharf sichtbar ist. Dabei darf keine seitliche Verschiebung der Kante eintreten, da sie genau übereinanderliegen sollen. Wir stellen nun nach genauester Zentrierung des Gesichtsfeldes das fragliche Mineral so in dessen Mitte, daß der Scheitel des zu messenden Winkels mit dem Mittelpunkt des Fadenkreuzes, der eine Schenkel mit einem Faden davon nahezu zusammenfällt und dicht neben ihm parallel dazu verläuft (Abb. 64, Stellung I). Es wird nun am Rande des Objektives dessen Stellung gegen den seitlich angebrachten Nonius abgelesen. Diese Ablesung ergebe z. B.  $79,5^\circ$ . Jetzt drehen wir den Objektisch so lange, bis der andere Schenkel des Winkels mit einem Faden des Fadenkreuzes zusammenfällt bzw. dicht parallel zu ihm steht. Dann lesen wir die neue Stellung des Objektives, etwa zu  $110^\circ$  ab (Abb. 64, Stellung II). Der Drehungswinkel ist nun gleich dem Unterschied der beiden Ablesungen, in diesem Falle gleich  $110^\circ - 79,5^\circ = 30,5^\circ$ . Der Kantenwinkel ergibt sich hieraus zu  $120,5^\circ$ , also unter Abrechnung der unvermeidlichen Beobachtungsfehler, die meist darin ihren Grund haben, daß die obere und untere Kante des Durchschnittes nicht genau senkrecht übereinander liegen, d. h., daß der Mineraldurchschnitt nicht absolut genau senkrecht zur Kristallographischen Hauptachse getroffen ist, rund  $120^\circ$ .

Anderer Durchschnitte zeigen gerundete vier- eckige Formen mit oft noch schwach zu er-

kennender Abstumpfung zweier einander gegenüberliegender Ecken. Wir werden später sehen, daß in den sechsseitigen Querschnitten das Achsenbild eines optisch einachsigen Kristalls zu beobachten ist (Abb. 65b), während die viereckigen Formen parallel zur optischen Achse geschnitten sind. Hiernach wäre also das Mineral hexagonal,<sup>1)</sup> seine Ausbildung etwa die der dihexagonalen Pyramiden mit einer nur geringen Andeutung der Prismenflächen, wie dies Abb. 65c wiedergibt.

Besonders bemerkenswert sind noch die schlauchförmigen Einbuchtungen, die das Mineral recht häufig zeigt und die mit der Grundmasse angefüllt sind (Abb. 65a). Wir haben sie bereits oben als Korrosions- bzw. Resorptionsformen gekennzeichnet und so ihre Entstehung auf die Wiederauflösung der bereits fertig gebildeten Kristalle bei der Effusion des Gesteins zurückgeführt. Diese Wiederauflösung macht sich nicht nur durch solche schlauchartigen Einbuchtungen, sondern weitaus häufiger nur durch die Abrundung der scharfen Kristallecken bemerkbar. Oft ist sie so groß gewesen, daß sie bei den davon betroffenen Kristallen zu den bizarrsten Formen Veranlassung gab (Abb. 66).

Bei stärkerer, etwa 100facher Vergrößerung beobachten wir in den sonst glasclaren Durchschnitten unseres Minerals zahlreiche Einschlüsse von Glas oder auch von Flüss-

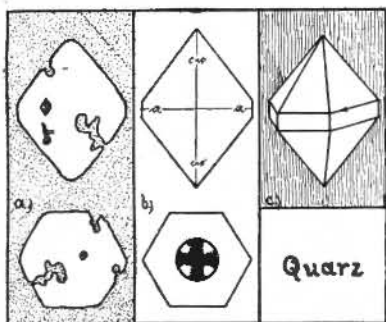


Abb. 65. Quarz, a) Ausbildung im Gestein, b) optische Orientierung, c) Kristallbild.

igkeit, wie sie Abb. 49 a u. b, S. 25, zeigen. Die größeren davon haben oft den scharfen Umriß der ursprünglichen Kristallform ihres Wirts (vgl. Abb. 65a). Neben diesen Einschlüssen begegnen uns hin und wieder auch noch größere rundliche Grundmassenpartien isoliert innerhalb der Durchschnitte. Sie sind je-

<sup>1)</sup> Vgl. die Tabelle auf S. 22.

doch wohl kaum als eigentliche Einschlüsse zu betrachten, sondern stellen quer durchgeschnittene schlauchartige Einbuchtungen dar.

Die Lichtbrechung des völlig farblosen Minerals bestimmen wir zu etwa  $n = 1,54$ , da es selbst bei stärkster Entung des Beleuchtungsapparats keinerlei Rauheit der Oberfläche zeigt. Im polarisierten Licht zwischen



Abb. 66. Korrodierte Quarzkristalle in Quarzporphyr, Elanza Colorado im Kamattagebirge, Argentinien. (Gewöhnl. Licht.)

gekrenzten Nikols erscheint es doppelbrechend mit Interferenzfarben der ersten Ordnung, die höchstens das Gelblichweiß oder Lichtstrohgelb erreichen. Hiernach bestimmt sich die Doppelbrechung des Minerals ungefähr zu  $\gamma - \alpha = 0,009$ . Die höchste Interferenzfarbe zeigt sich durchweg in den vierseitigen Schnitten, welche die Hauptachse des Minerals enthalten (Abb. 65b) und gleichzeitig eine symmetrische Auslöschung erkennen lassen.

Durchschnitte, die zwischen gekrenzten Nikols dunkel sind und beim Drehen des Objektives dunkel bleiben, finden sich wohl in jedem Dünnschliff von Quarzporphyr. Wo die Kristallformen nur einigermaßen feststellbar sind, zeigen gerade die sechsseitigen Querschnitte diese Erscheinung. Im konvergenten Licht erhalten wir in diesen Schnitten das Achsenbild eines schwach doppelbrechenden optisch einachsigen Minerals und bestimmen leicht dessen Charakter zu  $Ch_m = +$ .

Hiernach kann kein Zweifel mehr herrschen, daß wir es mit Quarz zu tun haben.

Orthoklas. — Fast häufiger als der Quarz sind die getrübten Einsprenglinge, deren Lichtbrechung zu  $n < 1,54$  festgestellt werden kann. Die recht gut spaltbaren Durchschnitte zeigen im polarisierten Licht zum größten Teil eine Doppelbrechung, die kleiner ist als die des Quarzes und erweisen

sich bei fast immer gerader Auslöschung als optisch zweiaxig negativ, so daß wir sie ohne weiteres als Orthoklas erkennen werden. Ihre Bestimmung erfolgt Schritt für Schritt genau so wie beim Granit beschrieben.

Die Herstellung eines räumlichen Kristallbildes aus den zahlreichen oft recht gut begrenzten Durchschnitten dürfte unmöglich sein, doch läßt die manchmal dick leistenförmige, manchmal isometrische Umgrenzung auf eine teil dicktaflige, teils prismatische Ausbildung schließen. Im allgemeinen stimmen die Umrisse mit den makroskopisch an größeren Kristallen zu beobachtenden Formen überein. Im polarisierten Licht erkennt man manche der In-



Abb. 67. Zonarer Plagioklas im Bechstein. Cuarabo del Eugano. Nach einer Photographie von E. Cohen.

dividuen als aus zwei Hälften zusammengesetzt, die verschieden auslöschten. Dies sind Zwillinge, fast durchweg nach dem Karlsbader Gesetz, wie sie makroskopisch am Orthoklas häufig sind. Zwillingbildungen nach anderen Gesetzen beobachteten wir in Quarzporphyren verhältnismäßig selten.

In glasreichen Quarzporphyren ist der Orthoklas häufig frisch und glasklar durchsichtig, so daß nur genauere Betrachtung der Lichtbrechung Spaltbarkeit oder auch der Kristallform seine einzelnen Individuen von jenen des Quarzes wegkennnen läßt. Meist aber, und zwar besonders auch in dem Quarzporphyr von Bozen ist er durch staubige Einlagerungen stark getrübt, was ihm makroskopisch eine kräftig rote Farbe verleiht. Auch unter dem Mikroskop zeigt sich diese Trübung so stark, daß das Mineral bei gesenktem Beleuchtungsapparat fast undurchsichtig dunkel auf dem helleren Grunde der Grundmasse erscheint. Neben den staubförmigen Einlagerungen, die durch die Spaltbarkeit des Minerals häufig

in kleine Quadrate zerlegt erscheint, treten auch farblose Einschlüsse in Form feiner, zu Aggregaten vereiniger Schüppchen hervor. Sie zeigen höhere Lichtbrechung und fallen besonders im polarisierten Licht durch ihre lebhaften Interferenzfarben stark auf. Wir können sie als Glimmer, d. i. Muskowit, bestimmen und halten sie ebenso wie in den Feldspäten des Granits auch hier für Zerlegungsprodukte.

Im polarisierten Licht erweisen sich viele Einsprenglinge des Orthoklases als Berthit, da sie massenhafte Durchwachsungen von Plagioklasfäden zeigen. Mikroklin wird dagegen im Quarzporphyr nicht beobachtet.

Plagioklas. — Neben diesen zahlreichen Orthoklaseinsprenglingen kann man auch solche von Plagioklas beobachten. Sie treten im gewöhnlichen Licht erheblich viel schlechter hervor als die übrigen Einsprenglinge, da der Grad ihrer Trübung sie der trüben Grundmasse fast gleich erscheinen läßt; zwischen gekreuzten Nikols sind sie aber an ihrer Interferenzfarbe bis zum Weiß erster Ordnung und an ihren Zwillinglamellen stets deutlich erkennbar.

Die Umrisse des Plagioklases sind insbesondere in den glasreichen Quarzporphyren meist recht scharf. Oft finden sich leistenförmige, oft aber auch isometrische Durchschnitte entsprechend den gewöhnlichen Ausbildungsformen der Feldspäte. Die Lichtbrechung läßt sich etwa zu  $n = 1,54$  eher noch etwas höher bestimmen, die gute Spaltbarkeit ist an den meisten Körnern deutlich festzustellen. Im polarisierten Licht zwischen gekreuzten Nikols beobachtet man neben der polhsyntetischen Streifung durch Zwillinglamellen häufig einen zonalen Aufbau, der besonders in den glasreichen, vor allen aber in den plagioklasreichen, bereits dem Quarzandesit und Andesit genäherten Quarzporphyren außerordentlich deutlich in Erscheinung tritt. Er wird dadurch sichtbar, daß die einzelnen Schalen oder Zonen, aus denen solch ein zonarer Kristall aufgebaut ist, eine verschieden große Auslöschungsschiefe haben (Abb. 67).

Die Auslöschungsschiefe des Plagioklases in bestimmten und leicht aufzufindenden Durchschnitten dient uns zur genauen Bestimmung seiner chemischen Zusammensetzung. Sie soll im folgenden eingehender betrachtet werden.

### 3. Die Bestimmung der Plagioklase.

Die meist leicht festzustellende Lichtbrechung eines Plagioklases kann uns nach Maß-



gabe der Tab. 69 bereits einige Anhaltspunkte für seine chemische Natur geben. Wie wir aus der Tabelle entnehmen, ist die Lichtbrechung der saureren Plagioklasse Albit bis Oligoklas kleiner als jene des Quarzes ( $n < 1,54$ ), die intermediären, Oligoklas bis Andesin, kommen dagegen dem Quarz in der Lichtbrechung ziemlich nahe, während die basischeren Plagioklasse eine erheblich höhere Lichtbrechung aufweisen.

Da wir die Lichtbrechung des Plagioklasses in dem Quarzporphyr von Bozen zu  $n = 1,54$  oder noch etwa höher gefunden haben, so kann nach der Tabelle nur noch Albit-Oligoklas, Oligoklas oder Oligoklas-Andesin in Frage kommen, unter denen wir nach anderen genaueren Methoden zu unterscheiden haben. Der Achsenwinkel des Minerals erweist sich als nahezu  $90^\circ$ , es läßt sich daher die Bestimmung des optischen Charakters nicht ausführen. Dagegen ist die Auslöschungsschiefe eines Plagioklasses in Schnitten senkrecht zu einer optischen Bisektrix ein recht charakteristischer Wert, der die Natur des Plagioklasses mit der größten Sicherheit zu bestimmen gestattet.

Solche Durchschnitte senkrecht zu einer Bisektrix lassen sich bei einiger Übung wohl in jedem Dünnschliff auffinden und auch der Anfänger wird, wenn auch nach zahlreichen Mißerfolgen, die ihn nicht entmutigen dürfen, bald solche Durchschnitte auffinden lernen. Sie erscheinen, wie schon früher hervorgehoben (bei der Bestimmung des Orthoklasses), mit mittlerer Interferenzfarbe, also im normalen Dünnschliff etwa mit dem Graublau erster Ordnung und zeichnen sich durch besonders scharfe Dunkelstellung aus. Bei der Größe des Achsenwinkels läßt sich nicht entscheiden, ob die austretende Bisektrix in dem gefundenen Durchchnitt die spitze oder die stumpfe Bisektrix ist, dies ist aber auch völlig gleichgültig, für die Bestimmung genügt es vollkommen, ihren Charakter als negative ( $= a$ ) oder positive Mitellinie ( $= c$ ) festzustellen.

Wir bringen zu diesem Zwecke das Achsenbild in Diagonallstellung, wobei wegen der Größe des Achsenwinkels die Hyperbeln aus dem Gesichtsfeld hinauswandern und letzteres nur gleichmäßig graublau erhellt erscheint. Während der Drehung merken wir leicht an der Bewegung der Hyperbeln, welche Lage die Achsenebene jetzt besitzt und schieben parallel zu ihr das Gipsblättchen  $R_1$  ein. Ist der Durchchnitt senkrecht zu  $c$  getroffen, so liegen

nach Maßgabe der Abb. 68a gleichwertige Richtungen parallel, die Interferenzfarben addieren sich: das Gesichtsfeld erscheint blau. Ist der Kristall senkrecht zu  $a$  getroffen, so liegen gleichwertige Richtungen gekreuzt, die Interferenzfarben subtrahieren sich, das Gesichtsfeld erscheint gelb (Abb. 68b).

In Schnitten senkrecht zu  $a$  messen wir nun die Auslöschungsschiefe zu den Zwillingslamellen, in Schnitten senkrecht zu  $c$  dagegen zu den hier meist deutlich hervortretenden Spaltlinien. Die Bestimmung des betreffenden Feldspats

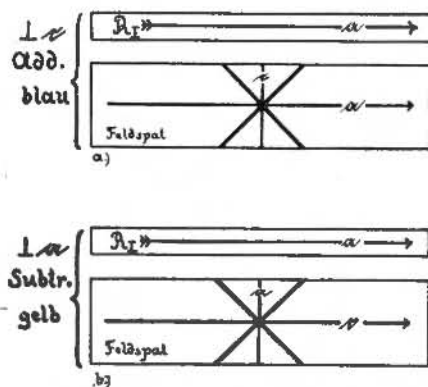


Abb. 68. Messung der optischen Orientierung eines Feldspats.

spats erfolgt dann nach folgender Tabelle (Abb. 69).

Nehmen wir an, wir hätten einen deutlich zwillingslamellierten Durchschnitt gefunden, der im konvergenten Licht ein deutliches Achsenbild senkrecht zu einer Bisektrix ergäbe. Beim Einführen des Gipsblättchens Rot I mit seiner Richtung  $a$  parallel zur Achsenebene erschien das Gesichtsfeld gelb, so daß wir den Schnitt als senkrecht  $a$  erkannt hätten. Wir stellen nun im parallel polarisierten Licht (bei etwa 100-facher Vergrößerung) das Korn so, daß die Grenzen der Zwillingslamellen parallel zu einem Faden des Fadenzweizes stehen, lesen die Stellung des Objektives am Nonius ab; sie sei  $214,5^\circ$ . Dann drehen wir den Objektisch bis das Mineralkorn dunkel steht und lesen die neuerliche Stellung des Objektives am Nonius (etwa  $140^\circ$ ) ab. Der Unterschied beträgt  $74,5^\circ$ . Zieht man die unvermeidlichen Beobachtungsfehler, meist dadurch hervorgerufen, daß der Schnitt nicht absolut genau senkrecht zur Bisektrix getroffen ist, oder dadurch, daß der Beobachter die Dunkelstellung nicht genau trifft, in Erwägung, so stimmt das Resultat mit dem bei Oligoklas-Andesin angegebenen Wert von  $75^\circ$  ziemlich genau überein.

Auch Albit hat in Schnitten senkrecht zu a eine Auslöschungsschiefe von 74°. Albit kommt aber wegen seiner viel niedrigeren Lichtbrechung nicht in Frage. Sollte man jedoch noch eine weitere Probe auf die Bestimmung des Feldspats als Oligoklas Andesin machen wollen, so suche man sich noch einen Schnitt, der senkrecht zu c getroffen ist. Diese Schnitte zeigen die Zwillinglamellen nur undeutlich und daher wird ihre Auslöschungsschiefe gegen die Spalt- risse gemessen. Man findet einen Winkel von 5° und beseitigt so jeden Zweifel an der Natur

unserem vorliegenden Falle wird er wiederum die Auslöschungsstellung kurz vor der wirklichen Lage für erreicht halten, demgemäß etwa 139,5° ablesen. Die wirkliche Auslöschungs- stellung liegt dann in der Mitte zwischen bei- den Beobachtungen bei 140°.

Die zweite Bemerkung betrifft die Richtung, nach der die Auslöschungswinkel zu be- stimmen sind. Es wird dem Anfänger häufig vorkommen, daß er den Komplementwinkel der wirklichen Auslöschungsschiefe, d. h. ihre Er- gänzung zu 90° mißt. Im vorliegenden Falle

Feldspat:	Chemische Zusammensetzung		Mittlerer Brechungs- exponent $\beta$	Doppel- brechung $\gamma$ $\alpha$	Auslöschungsschiefe		Bemerkungen		
					a (gelb <sup>1)</sup> )	c (blau <sup>1)</sup> )			
Orthoklas	(K,Na)AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	SiO <sub>2</sub> 65%	1,524	0,007	0°	5°	Dhne Lamellen Einf. Zwillinge		
Mikroclin			1,526		88°	10°	Gitterstruktur		
Anorthoklas	(Na,K)AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	1,529	88 <sup>1</sup> 2°		9°	Dhne Lamellen Einf. Zwillinge			
Plagioklas	Albit	NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> Ab	68% <sub>0</sub>	1,534	0,008	74°	19 <sup>1</sup> 2°	Zwilling- lamellierung	
	Albit- oligoklas	Ab <sub>6</sub> An <sub>1</sub>	65% <sub>0</sub>	1,538					
	Oligoklas	Ab <sub>4</sub> An <sub>1</sub>	64% <sub>0</sub>	1,541					
	Oligoklas- andesin	Ab <sub>2</sub> An <sub>1</sub>	60% <sub>0</sub>	1,548					
	Andesin	Ab <sub>3</sub> An <sub>2</sub>	58% <sub>0</sub>	1,553					
	Labrador	Ab <sub>1</sub> An <sub>1</sub>	55% <sub>0</sub>	1,558					
	Labrador- bytownit	Ab <sub>2</sub> An <sub>3</sub>	53% <sub>0</sub>	1,563					
	Bytownit	Ab <sub>1</sub> An <sub>4</sub>	48% <sub>0</sub>	1,569					0,010
	Anorthit	CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> =An	44% <sub>0</sub>	1,583					0,013

<sup>1)</sup> Diese Farben erscheinen bei normaler Dünnschliffdicke, wenn das a des Rot I = Plättchens parallel zur Achsenebene des Feldspats liegt.

Abb. 69. Tabelle zur Feldspatbestimmung.

des Plagioklases als Oligoklas=Andesin.

Zur möglichsten Ausschaltung etwaiger Beobachtungsfehler sind noch zwei Bemerkungen anzubringen. Die Ungenauigkeit der Auslöschungsstellung wird beseitigt, indem der Beobachter zwei Ableitungen vornimmt. Er drehe erst den Objektisch in einem Sinne bis zur vermeintlichen Dunkelstellung und lese ab — etwa 140,5°. Er drehe ihn sodann über die Dunkelstellung hinaus und wieder zurück und lese wieder ab. Meist ergibt sich nicht der zuerst beobachtete Wert, sondern der Beobachter wird denselben Fehler machen wie vorher, der aber wegen der entgegengesetzten Drehungsrichtung das entgegengesetzte Vorzeichen bekommt: in

würde die Auslöschungsschiefe also nicht zu 74,5°, sondern von 15,5° gemessen werden. Hält man sich diese Möglichkeit vor Augen, so kann ein Irrtum nicht eintreten, da alle Auslöschungsschiefen der Feldspäte in Schnitten senkrecht a zwischen 45° und 90° liegen.

Diese Methode der Feldspatbestimmung, nach ihrem Erfinder die Fouquésche Methode genannt, ist eine außerordentlich zuverlässige bei Vorliegen beider Werte der Auslöschungsschiefe senkrecht zu a und senkrecht zu c. Lediglich bei den basischsten Feldspäten verliert sie ihre Genauigkeit etwas, da von Labrador ab die Zwillinglamellen auch in Schnitten senkrecht zu a recht undeutlich werden.

Diese basischeren Plagioklase sind aber nicht so verbreitet, wie die sehr zuverlässig bestimmten sauren Feldspäte. Es gibt noch einige andere Methoden zur Bestimmung der Plagioklase, welche jedoch zumeist nicht so einfach und zuverlässig sind und daher hier übergangen werden.

Kehren wir zu den Plagioklaseinsprenglingen des Quarzporphyrs von Bozen zurück. Sie sind im Innern von ebensolchen Zeretzungsstückchen erfüllt wie der Orthoklas. In vielen Quarzporphyren sind sie sogar wesentlich stärker zeretzt als der Orthoklas. Was ihre Menge betrifft, so wird uns vielleicht auffallen, daß sie im Verhältnis weniger zahlreich sind als im Granit. Plagioklase sind nun ein guter Gradmesser für den chemischen Charakter des betreffenden Gesteins. Im vorliegenden Falle handelt es sich um wenig zahlreiche Einsprenglinge eines ziemlich sauren Plagioklases, das Gestein hat also wie alle Quarzporphyre einen stark sauren Charakter, nach der geringeren Menge des Plagioklases zu urteilen, ist es sogar saurer als der Granit.

In anderen Quarzporphyren trifft man auch basischere Plagioklase bis zu Labrador. Wächst dann gleichzeitig ihre Menge, so bilden solche Gesteine alle möglichen Übergänge zu rein plagioklassischen Gesteinen. Wir bezeichnen solche Übergänge als Quarzporphyrite und Dazite, sie führen allmählich zu den Andesiten hinüber.

#### 4. Sonstige Einsprenglinge.

An sonstigen einsprenglingsartig hervortretenden Mineralien ist der Quarzporphyr nicht reich. Näherer Bestimmung bedürfen jedoch noch die größeren Leisten eines grünen, ebenfalls stark getrübten und schmutzig aussehenden Minerals mit vollkommener Spaltbarkeit. Manche dieser grünen Durchschnitte sind parallel mit braunen Zonen verwachsen, die uns sofort an den braunen Biotit des Granits erinnern.

Die Lichtbrechung beider Teile, sowohl des grünen als auch des braunen bestimmen wir zu  $n = 1,55-1,60$  und beobachten außer dem einen starken Pleochroismus, da beide Mineralien gelb gefärbt sind, wenn ihre Hauptzone quer zur Schwingungsrichtung des Polarizers, dagegen dunkelgrün bzw. dunkelbraun, wenn sie parallel dazu steht. Beide Mineralien zeigen also die stärkere Absorption parallel zur Hauptzone.

Verschiedene Individuen des grünen, wie

des parallel mit ihm verwachsenen braunen Minerals zeigen pleochroitische Höfe um Einschlüsse, wenn auch im allgemeinen die zahlreichen winzigen Körnchen, die sich besonders an den Spaltrissen angesiedelt haben und eher wie Zeretzungsprodukte, denn als ursprüngliche Einschlüsse aussehen, von dieser Erscheinung frei sind.

Zwischen gekreuzten Mikroskopen beobachten wir in dem braunen Mineral bei gerader Auslöschung lebhaftere Interferenzfarben und eine Doppelbrechung von etwa 0,05 und finden so die Analogie mit dem Biotit, den wir im Granit kennen gelernt haben, wiederum bestätigt. Wir dürfen daher das Mineral für Biotit halten, selbst wenn es uns nicht gelingen sollte, unter den spärlichen Durchschnitten einen zu finden, der ein gutes Achsenbild mit negativem Charakter zeigt.

Bei dem grünen Mineral beobachten wir nur sehr schwache Doppelbrechung. Die Interferenzfarbe erreicht nie die Höhe des Weiß erster Ordnung, sondern zeigt höchstens das Blaugrau. Bemerkenswerterweise tritt aber bei diesem Mineral nicht die gewöhnliche blaugraue Färbung hervor, sondern sie hat oft einen kräftig preußischblauen Ton, der in der normalen Skala der Interferenzfarben unbekannt ist. Dieser Ton stellt eine anomale, dem Blaugrau I entsprechende Interferenzfarbe dar. Hiernach läßt sich die Doppelbrechung des Minerals als  $\gamma_a < 0,005$  erkennen. Im Verein mit der Lichtbrechung  $n = 1,55-1,60$  weist dies nach Tab. 47, S. 23, auf das Mineral Chlorit, speziell Pennin hin, auf das auch alle noch sonst möglichen Ergebnisse weiterer Untersuchung passen. Insbesondere würden wir in nicht pleochroitischen Schnitten den Austritt einer optischen Achse eines sehr schwach doppelbrechenden optisch einachsigen Minerals oder den Austritt der spitzen Bisektrix eines sehr kleinen Achsenwinkels feststellen können. Der optische Charakter wird als positiv bestimmt, doch mag bemerkt sein, daß der Pennin unter Umständen, wenn auch seltener, optisch negativ auftreten kann.

Dieses grüne Mineral ist also Chlorit, dasselbe Mineral, das wir im Granit hin und wieder in paralleler Verwachsung mit Biotit finden. Dort sagten wir, daß der Biotit sich stellenweise in Chlorit umgewandelt habe und dies trifft auch hier zu. Die Biotitfädelchen, die in vielen Quarzporphyren auftreten, sind nur in den glasreichen Gesteinen recht

freich. Meistens sind sie unter Abscheidung verschiedener Zersetzungserzeugnisse ausgebleicht und ganz oder teilweise chloritisiert.

Wir wollen nun noch kurz unser Augenmerk auf die Zersetzungserzeugnisse richten, die bei der Chloritisierung des Biotits entstanden sind und jetzt als Hauswerke winziger Körnchen im Chlorit eingeschlossen vorkommen. Beim Senken des Beleuchtungsapparates werden wir an der Lichtbrechung zwei verschiedene Mineralien unter ihnen erkennen können. Das eine bildet schmutzig erscheinende Hauswerke, die schon bei geringster Senkung des Beleuchtungsapparates ganz dunkel werden. Seine Lichtbrechung ist also sehr groß, jedenfalls  $n > 1,8$ . Das andere ist klarer, bildet auch größere Körnchen, deren Lichtbrechung etwa  $n = 1,6$  bis  $1,65$  beträgt. Im polarisierten Licht zeigen beide das Weichhöherer Ordnung, ihre Doppelbrechung ist also größer als 0,1; Tabelle 47 läßt das klarere Mineral ( $n = 1,65$ ) als Kalzspat erkennen, was uns eine Bestimmung des einachsig negativen optischen Charakters, wenn sie gerade möglich sein sollte, bestätigen würde. Das andere Mineral ist außerordentlich schwer bestimmbar. Unter den nach Tabelle 47, Seite 23, möglichen Mineralien kommt jedoch nach Analogie anderer besser bestimmbarer Vorkommen nur Titanit in Frage.

Die Chloritisierung des Biotits liefert als Nebenprodukte Kalzspat und Titanit, dann aber auch reichlich ein schwarzes Erz, das wir als Magnetkies bzw. Titankies anzusprechen haben. Hin und wieder mag man auch Quarzkörnchen bei diesen Zersetzungserzeugnissen beobachten.

Neben Biotit und seinem Zersetzungserzeugnis Chlorit findet man in manchen Quarzporphyren, wenn auch selten, braune Nadelchen von Hornblende, in plagioklasreichen auch Durchschnitte von grünem Augit, die an ihrer großen Auslöschungseigenschaft erkannt werden können.

Im übrigen wird der Beobachter stets einzelne gerundete Körnchen von Apatit, kenntlich an ihrer Lichtbrechung  $n = 1,65$  und ihrer schwachen Doppelbrechung, in den Quarzporphyren auffinden, endlich auch Zirkonkörner besonders als Kern der pleochroitischen Höfe in Biotit und Chlorit. Beide sind in Quarzporphyren allerdings weniger häufig als im Granit. Abgesehen von sehr seltenen und lokalen Einsprenglingen von Cordierit und Granat sind noch verschiedene Erze besonders

zu erwähnen. Magnetkies bildet ebenso wie im Granit kleine Körner, neben ihm finden sich kleine Täfelchen und Schüppchen von rot durchscheinendem Eisenglanz, der besonders als rotfärbendes Pigment weit verbreitet ist und auch zum größten Teil die Trübung der Feldspäte verursacht.

### 5. Die Grundmasse des Quarzporphyres.

Die Grundmasse des Quarzporphyres von Bozen erscheint bei Betrachtung mit dem Überlichtsystem vollständig dicht und rötlich bestäubt. Bei stärkerer, etwa 100facher Vergrößerung erkennt man im gewöhnlichen Licht im allgemeinen ebenfalls noch keine Einzelheiten. Es läßt sich lediglich feststellen, daß die rötliche Bestäubung an manchen Stellen unregelmäßig dicht ist, und daß sie hier und da in einzelnen Flecken stärker konzentriert erscheint, so daß diese sich wie rostige Stellen von der übrigen Grundmasse herausheben.

Zwischen gekreuzten Nikols zeigt die ganze scheinbar völlig dichte Grundmasse eine im allgemeinen grauliche Aufhellung und erscheint aus lauter kleinen Körnchen von schwacher Doppelbrechung, die teils die niedersten Interferenzfarben der ersten Ordnung zeigen, teils aber dunkel stehen, zusammengesetzt. Die Körnchen sind jedoch zu klein, als daß man ihre Natur ohne weiteres bestimmen könnte.

Um über diese Aufschluß zu erhalten, suchen wir uns eine Stelle im Dünnschliff, wo die Struktur der Grundmasse etwas gröber ist. Im gewöhnlichen Licht tritt hier bei stark geneigtem Beleuchtungsapparat der Unterschied der Lichtbrechung zwischen den einzelnen Körnchen deutlich hervor. Setzt man dabei den Tubus ein wenig, so erscheinen eine große Anzahl manchmal zusammenhängender Körnchen glasklar und scheinen durch die in ihrem Innern verlaufende Lichtlinie über den andern zu liegen. Wegen ihrer Klarheit trotz des geneigten Beleuchtungsapparates müssen wir ihnen die Lichtbrechung  $n = 1,54$  zuschreiben, wir können sie also zugleich wegen ihrer schwachen Doppelbrechung für Quarz halten.

Die mit ihnen vermengten Körnchen mit niedriger Lichtbrechung sind, wie sich ebenfalls leicht feststellen läßt, die Träger der roten Bestäubung. Es sind Feldspäte, vermutlich Orthoklas. Oft können wir zwischen diesen beiden Mineralien Quarz und Feldspat eine innige etwa spinnenförmige Verwachsung beobachten.

Diese Art von Grundmasse, die selbst bei stärkerer Vergrößerung dicht erscheint und

deren Bestandteile nur in gröberstruiereten, mehr schlierenförmig auftretenden Partien erkannt werden können, nennt man Felsit. Der Felsit kann so fein werden, daß man im polarisierten Licht die einzelnen Körnchen, aus denen er besteht, nicht mehr unterscheiden kann. Die ganze Masse bleibt dann zwischen gekreuzten



Abb. 70. Fluidalstruktur (Eutaxit) im Pechstein, Kastelruth in Südtirol, nach einer Photographie von E. Weinschenk.

Nikols, wenn auch nur schwach, einheitlich hell, sie zeigt Aggregatpolarisation: Mikrofelsit. In der Grundmasse der mikrofelsitischen Quarzporphyre oder Felsophyre sieht man hin und wieder eine klare Zwischenmasse von frischem Glas, so daß man hier eine primäre Entstehung des Felsits annehmen muß.

In den meisten Fällen ist der Felsit jedoch durch Zersetzung aus einer früher glasigen Grundmasse entstanden. Dies gilt insbesondere auch für den vorliegenden Quarzporphyr von Bozen, der oft noch die ursprüngliche fluidale Struktur des Glases, namentlich in diesen Schlifften deutlich erkennen läßt. In den entsprechenden frischen Glasporphyren (Vitrophyren) oder reinen Gläsern, besonders im Pechstein, zeigt sich die fluidale Ausbildung des während des Fließens erstarrten Glases ganz besonders schön (Abb. 70). Der Quarzporphyr oder Vitrophyr von Auer an der Etsch oder von Kastelruth in Südtirol läßt sowohl die Fluidalstruktur, auch Eutaxit genannt, erkennen, als auch den allmählichen Übergang des zeretzten Glases in den Felsit.

Das Glas wird an seiner amorphen und optisch isotropen Beschaffenheit neben einer Lichtbrechung von etwa 1,55 erkannt; in ihm, besonders aber im Obsidian, finden sich außerordentlich zahlreiche und bemerkenswerte Einschlüsse. Diese sind winzige Kügelchen

Sandkörnchen, Gesteinsunterfuchung.

und stäbchen- oder haarförmige Kristallite, die Anfänge einer durch die glasige Erstarrung unterbrochenen Auskristallisation des Magmas. Wo sie größer werden, geben sie oft zu farnkrautähnlichen Wachstumsformen Anlaß, endlich zu Skelettbildungen, deren wir später noch einige von Olivin oder Leuzit kennen lernen werden (Abb. 71). Risse im Glas verlaufen meist kreisförmig, entsprechend dem gerne kugeligen bzw. perlitischen Zerfall des Glases.

Die Zersetzung eines Glases, auch Entglasung genannt, führt häufig nicht ausschließlich zu dichten felsitischen Aggregaten, sondern ergreift manchmal auch zuerst die erwähnten Kugeln, die in dichtfaserige und radialstrahlige, wohl ebenfalls aus Quarz und Feldspat zusammengesetzte Massen übergehen. Diese sphärolithischen Gebilde hellen zwischen gekreuzten Nikols auf und zeigen da eine eigentümliche Erscheinung (Abb. 72). Diejenigen Fasern, die nämlich den Schwingungsrichtungen der beiden Nikols parallel stehen, zeigen Dunkelheit, während die schief dazu verlaufenden mit heller Interferenzfarbe erscheinen. So entsteht in den Sphärolithen je ein schwarzes Kreuz. Auch primär entstehen gerne solche Sphärolithe, besonders bei der Resorption von Quarzeinsprenglingen, die dann von ihnen wie von einem



Abb. 71. Kristallite und Kristallitefette im Pechstein. Zusammengestellt.

Hof umgeben werden. Abb. 73 zeigt diese Erscheinung im gewöhnlichen Licht.

In anderen Quarzporphyren ist die Verwachsung des Quarzes mit dem Feldspat keine faserige, sondern eine mehr spinnenartige, wie wir sie auch manchmal in der Grundmasse des Quarzporphyrs von Bozen beobachten können. Wo sie recht dicht ist, entstehen nur ganz unregelmäßig aufstellende Aggregate: die granophyrische Struktur.

In Abb. 73 habe ich versucht, diese feinstruierte Ausbildungsform der Grundmasse im Bilde wiederzugeben. Wo diese Verwachsung etwas

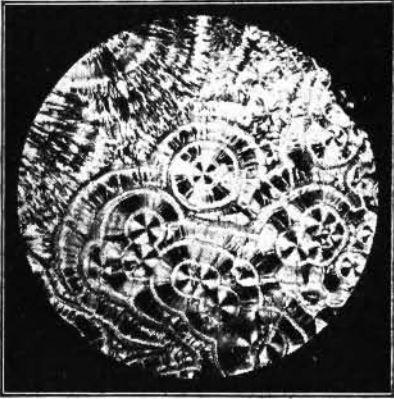


Abb. 72. Sphärolith (künstlich) nach Gaußwaldt.

größer wird, bilden sich allmählich Körner von Mikropegmatit heraus, die schließlich die ganze Grundmasse zusammensetzen oder doch in zahlloser Menge zwischen Quarz- und Feldspatkörnern liegen.

Die Mikropegmatitporphyre schließen sich eng an solche Gesteine an, deren Grundmasse deutlich körnig ist und schließlich sogar die Struktur und Zusammensetzung eines Granits aufweist: Mikrogranitische Quarzporphyre.

Fassen wir die Resultate des vorstehenden noch einmal kurz zusammen, so werden wir ein Gestein dann als Quarzporphyr anzu sprechen haben, wenn es folgende Merkmale aufweist:

1. Porphyrische Struktur.

2. Unter den Einsprenglingen hauptsächlich Orthoklas und Quarz; von Plagioklasen dagegen nur wenig Oligoklas bis Andesin.

3. Feinkörnige bis dichte oder glasige Grundmasse.

Nach der Ausbildung der letzteren können wir die verschiedenen Abarten der Quarzporphyre unterscheiden: Mikrogranitporphyre, Mikropegmatitporphyre, Sphärolithporphyre, Glasporphyre oder Vitrophyre, Felsitporphyre und Granophyre, endlich mikrofelsitische



Abb. 73. Sphärolithischer Rand um Einsprenglinge, Granophyrische Grundmasse im Quarzporphyr. Estanzia Colorado im Famatinagebirge, Argentinien.

Quarzporphyre oder Felsophyre. Das im vorhergehenden beschriebene Gestein von Bozen in Südtirol ist als Felsitporphyr oder felsitischer Quarzporphyr anzusprechen.

#### IV. Die mikroskopische Untersuchung der Alkalkalksteine.

Die Alkalkalkgesteine schließen sich in fortlaufender Reihenfolge an den Granit an. Ihre einzelnen Glieder hängen innig miteinander zusammen und sind jeweils von dem vorhergehenden nur durch geringe Veränderungen in Zusammensetzung und Struktur unterschieden. Je weiter man sich in der gesamten Reihenfolge vom Granit entfernt, desto geringer ist die Ähnlichkeit und der unmittelbare Zusammenhang mit dem Granit, aber trotzdem bleibt die Zusammenfassung aller hierhergehörigen Gesteine in eine Klasse keine willkürliche, denn sie ist nicht nur nach mineralischer Zusammensetzung und chemischem Bestand festgelegt, sondern wird durch das geologische Auftreten bestätigt, in-

dem diese Gesteine meist auch räumlich zusammen vorkommen und auf diese Weise ebenso wie die im Gegensatz stehenden „Natrongesteine“ geologische Einheiten — sogenannte „petrographische Provinzen“ bilden.

Legt man Handstücke der einzelnen Glieder der Alkalkalkgesteine in ihrer natürlichen Reihenfolge nebeneinander, so wird man bald schon äußerlich die Gesetzmäßigkeiten der vorhandenen Unterschiede erkennen. Von Granit angefangen nehmen nämlich die einzelnen Gesteine allmählich an Tiefe der Färbung und an Gewicht zu, so daß die Endglieder, der helle und leichte Granit einerseits und der schwarze und schwere Divingabro andererseits, die größten Gegen-

säße darstellen. In der Zusammensetzung spricht sich der Gegensatz dadurch aus, daß der Granit vorwiegend aus Quarz und Feldspat neben wenig dunklen Gemengeteilen besteht, während der Oligoklasbro vorwiegend aus dunklen schweren Mineralien neben wenig Plagioklas zusammengesetzt ist. Das gleiche, nur in verfeinertem Maße zeigt die mikroskopische Untersuchung, welche außerdem gestattet, die ganze Gesteinsklasse in zwei Gruppen zu trennen, die auch geneigt unterschieden werden können: Die dem Granit zunächst stehenden ersten Glieder

bilden nach ihrem vorherrschenden Plagioklas die Gruppe der Oligoklasgesteine, die dem Oligingabbro benachbarten letzten Glieder dagegen die der Labradorgesteine. Auch dem chemischen Bestand nach ist ein durchgreifender Unterschied vorhanden: Der Granit ist reich an Kieselsäure und Alkalien, dagegen arm an Eisen, Magnesia und Kalk, während dies beim Oligingabbro gerade umgekehrt ist. Wir nennen daher die Oligoklasgesteine wie den Granit saure Gesteine, die Labradorgesteine wie den Oligingabbro dagegen basische Gesteine.

Die Zusammenhänge zwischen den einzelnen Gliedern der Alkalikalkgesteinsklasse sind in Abb. 74 dargestellt. Aus diesem Schema ist auch die Art und das Mengenverhältnis der einzelnen Gesteine zusammensetzenden Mineralien zu ersehen. Die körnigen Glieder der Klasse sind stärker hervorgehoben, während unter jedem Namen das zugehörige porphyrische Ergußgestein angegeben ist.

Innerhalb jeder der beiden Gruppen der ganzen Klasse vollziehen sich die Übergänge von einem Glied zum andern jeweils durch zwei Schritte:

1. Nimmt die Menge des dunklen Bestandteiles zu (vertikal im Schema Abb. 74).

2. Der dunkle Bestandteil wird durch einen basischeren ersetzt (horizontal).

So geht aus dem Granit einerseits der benachbarte Syenit, andererseits der Quarz-

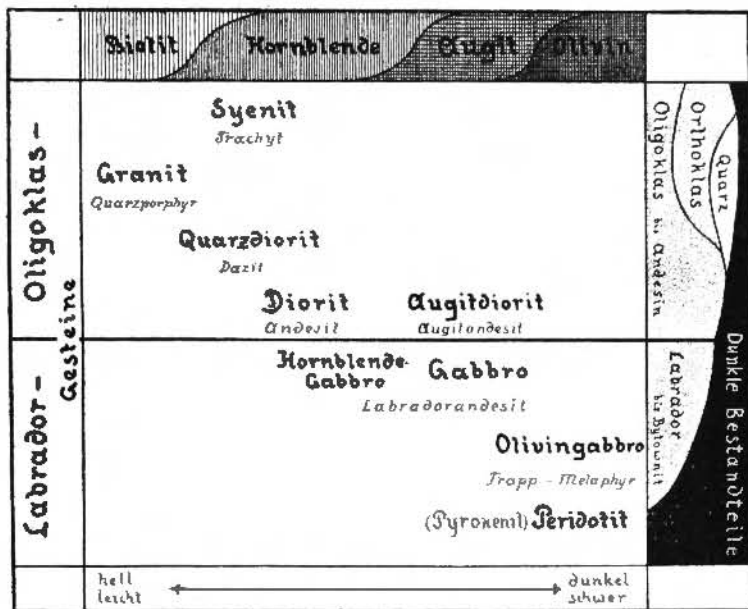


Abb. 74. Die Zusammensetzung der Oligoklas- und der Labradorgesteine.

diorit hervor, indem Quarz und Feldspäte zurücktreten (Schritt 1 vertikal) und der Biotit durch Hornblende ersetzt wird (Schritt 2 horizontal). Die Unterschiede zwischen den beiden neuen Gliedern bestehen nur noch im Mengenverhältnis von Orthoklas zu Plagioklas, Syenit besteht wesentlich aus Orthoklas und Hornblende, Quarzdiorit dagegen aus Plagioklas und Hornblende neben etwas Quarz. Vom Quarzdiorit zum Diorit führt fast nur Schritt 1, es verschwinden Quarz und Orthoklas völlig, während die Hornblende an Menge zunimmt. Tritt auch noch Augit an Stelle der Hornblende (Schritt 2), so entsteht der Augitdiorit.

Durch den Wechsel des Plagioklases, der in der ersten Gruppe dem Oligoklas bis Andesin angehört, zum basischen Labrador gelangt man in die zweite Gruppe, die der Labradorgesteine. In dieser Gruppe entspricht dem Diorit der Hornblendegabbro, aus dem durch den Wechsel von Hornblende in Augit (Schritt 2) der Gabbro hervorgeht, ein Gestein, das wesentlich aus Labrador (60%) und Augit (40%) zusammengesetzt ist. Beim Gabbro nimmt häufig der dunkle Bestandteil stark an Menge zu (Schritt 1), wobei gleichzeitig an Stelle des Augits, wenn auch nur zum Teil, Olivin tritt (Schritt 2): es entsteht der Oligingabbro. Beim Fortschreiten beider Veränderungen entsteht ein Gestein, das nur aus Olivin besteht, der Peridotit, zu dem auch ein äquivalentes,

ganz aus Augit (Pyroxen) bestehendes Gestein, der seltenere Pyroxenit vorhanden ist.

Diesen körnigen, in der Tiefe erstarrten Formen der Alkalifaltgesteinen entsprechen jeweils auch porphyrische Ergußformen, wie der Quarzporphyr dem Granit entsprach. So gehört zum Syenit der Trachyt, zum Quarzdiorit der Dazit, zum Diorit der Andesit und seine Umwandlungsform, der Porphyrit. Dem Gabbro entspricht der Labradorandesit, dem Olivinabbro dagegen der basaltähnliche Trapp und der Melaphyr.

Wo man die mineralogische Zusammenfassung eines dieser Gesteine feststellen kann, ist seine Bestimmung verhältnismäßig einfach. Leider aber werden besonders die basischen Glieder zum Teil außerordentlich feinkörnig, ja sogar dicht, so daß man rein äußerlich bei der Bestimmung oft nur auf ganz allgemeine Gesichtspunkte angewiesen ist. Da hilft uns nur das petrographische Mikroskop, das nicht nur die genaue mineralische Zusammensetzung, sondern auch ein weiteres Klassifikationselement, nämlich die sich ebenfalls allmählich ändernde Struktur des Gesteins kennen lehrt.

### 1. Die mikroskopische Bestimmung eines Quarzdiorits und eines Gabbros.

Betrachten wir einen Quarzdiorit, etwa den vom Stengerts bei Aschaffenburg, neben einem Granit, so erkennen wir schon makroskopisch sofort, daß das Gestein etwas dunkler und schwerer ist als dieser. Auch die Veränderungen in der mineralischen Zusammensetzung lassen sich mit bloßem Auge verhältnismäßig gut verfolgen. So finden wir den Orthoklas nur mehr in seltenen, meist einprägungsartig hervortretenden rötlichen Körnern, gegenüber denen der übrige Feldspat von gleichmäßiger Korngröße mehr grünlich aussieht, also wohl dem Plagioklas zuzuzählen ist. Auch Quarz ist nicht mehr so häufig wie im Granit, da gegen ist der Anteil des dunklen Minerals ganz beträchtlich gewachsen. Bei näherem Zusehen finden wir aber den Biotit nur mehr spärlich vertreten, das hauptsächlich dunkle, fast schwarze Mineral zeigt mattere Spaltungsflächen und zwar nach zwei verschiedenen Richtungen: Hornblende.

Der Dünnschliff läßt uns schon mehr erkennen: Zunächst bestimmen wir bereits im gewöhnlichen Licht den spärlichen glasklaren Quarz neben den Feldspäten, unter denen wir nur sehr wenige, dann aber immer nur große Körner von schwachlichtbrechendem Ortho-

klas finden. Auch der spärliche braune Biotit fällt uns sofort auf, während uns das in zahlreichen Individuen vertretene grüne Mineral mit ausgeprägtem Pleochroismus und guter Spaltbarkeit noch nicht vertraut erscheint.

**Hornblende.** Dieses Mineral zeigt keinerlei Kristallform, läßt jedoch prismatische Ausbildung erkennen, besonders wenn wir die Anrisse im Verhältnis zu seiner Spaltbarkeit betrachten. Es finden wir nämlich unregelmäßige Körner mit zwei Systemen von Spaltrissen, die sich unter einem Winkel von annähernd  $124^\circ$  durchkreuzen. Wir messen den Winkel nur an einem Korn, das von den Spaltrissen senkrecht durchsetzt wird, in welchem also die Spaltrisse möglichst scharf erscheinen.) Dagegen lassen andere Körner mit ausgesprochener Hauptzone nur ein Spaltrissensystem parallel der Hauptzone erkennen. Erstere Körner sprechen wir daher als Querschnitte von Prismen an, letztere als Längsschnitte (Abb. 75a). Die Individuen scheinen in der Prismenzone besser begrenzt zu sein, als in den Endigungen der Prismen, deren Form, auch wenn sie nicht durch Anlagerung gestört ist, hier nie kristallographisch festlegbar ist. Wären die Körner besser kristallographisch ausgebildet, so müßten sie ein Prisma mit dem Winkel von  $124^\circ$  zeigen (vgl. Abb. 75).

Wir stellen weiter fest, daß die Querschnitte beim Drehen über einem Mikol ihre Farbe nur wenig von Gelbgrün zu Gelblich ändern, während die prismatischen Schnitte einen Pleochroismus von Grasgrün zu Gelb aufweisen mit stärkerer Absorption (grün) parallel zur Hauptzone. Die Einheitlichkeit des Minerals wird oft gestört durch zahlreiche Einschlüsse von Erzen. Die Lichtbrechung bestimmt sich zu etwa 1,65.

Zwischen gekreuzten Mikols erkennen wir an den prismatischen Durchschnitten des Minerals eine schiefe Auslöschung. Da jedoch die Querschnitte symmetrisch zu den Spaltrissen auslöschen (Abb. 75), müssen wir das Mineral für monoklin erklären. Messen wir die Auslöschungsschiefe an verschiedenen prismatischen Schnitten, so erhalten wir verschiedene Werte von  $0^\circ$  bis etwa  $18'$ , wobei die höheren Werte entschieden vorwiegen.

Die Interferenzfarben, die das Mineral zeigt, sind durch die Eigenfarbe stark beeinflusst, wir erkennen meist rote und blaue Töne aus dem Anfange der zweiten Ordnung und bestimmen als höchste Interferenzfarbe ein Grünlichblau, das der Doppelbrechung  $\gamma - \alpha = 0,024$  entspricht. Schieben wir das Gipsplättchen R<sub>1</sub>



so ein, daß seine Richtung a parallel zur Hauptzone liegt, so entsteht eine fahle graue Farbe, die das durch die Eigenfarbe beeinflusste Grau erster Ordnung darstellt. Es entstand also Subtraktion der Interferenzfarben, folglich liegt parallel zum a des Blättchens das c des Kristalls. Die Hauptzone ist positiv ( $Ch_z = +$ ).

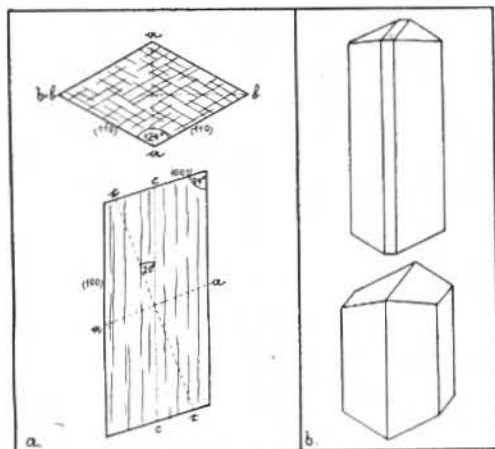


Abb. 75. Hornblende. a Querschnitt und Längsschnitt mit optischer Orientierung. b Kristallformen.

Wir suchen uns nun einen Durchschnitt, der ein Achsenbild liefern soll. Zu diesem Zweck untersuchen wir mehrere Durchschnitte im konvergenten Licht, welche eine Interferenzfarbe von etwa halber Höhe der höchsten beobachtbaren, also etwa das Gelb oder Weiß der ersten Ordnung zeigen. Wir können uns auch von folgender Überlegung leiten lassen: Das Mineral hat positive Hauptzone, folglich tritt die optische Richtung c in den Querschnitten aus, die Richtung a dagegen auf einer Prismenfläche (vgl. Abb. 75a). Man überzeugt sich bald, daß in Querschnitten kein Achsenbild zu erhalten ist, schließt also schon daraus auf den optisch negativen Charakter des Minerals. Nach einigem Suchen findet man wohl einen prismatischen Schnitt, der ein Achsenbild zeigt. Dieses ist optisch zweiaxig negativ.

Wir haben uns jetzt nur noch etwas eingehender mit der Auslöschungsschiefe des Minerals zu beschäftigen. Wir sahen oben, daß diese nur in den prismatischen Schnitten mit positiver Hauptzone vorhanden ist, daß es sich also nur um den Winkel zwischen kristallographischer Hauptachse c und optischer Richtung c handelt. In den Querschnitten ist die Auslöschung symmetrisch, folglich ist die Querschnittsachse b = b (vgl. Abb. 75a). Die Auslöschungsschiefe c : c läßt sich also nur in sol-

chen Durchschnitten messen, die senkrecht zur optischen Normale (b-Achse) getroffen sind oder, optisch gesprochen, die sowohl Richtung a als auch Richtung c enthalten, also parallel zur optischen Achsenebene liegen. Diese Durchschnitte zeigen natürlich den größten Pleochroismus von Hellgelb zu Dunkelgrün und die höchste Interferenzfarbe, aber kein Achsenbild. Ein solcher Durchschnitt läßt sich hienach wohl leicht auffinden. Man bestimmt in ihm die Auslöschungsschiefe exakt c : c = 18°. In folgender Tabelle seien die Ergebnisse der Untersuchung noch einmal zusammengestellt:

1. Ausbildung	prismatisch
2. Kristallform	ohne gute Kristallform
3. Spaltbarkeit	gut, nach einem Prisma von 124°
4. Farbe und Pleochroismus	// a gelblich // b gelblichgrün // c grasgrün
5. Lichtbrechung	n = 1,65
6. Auslöschung	teils schief: c : c = 18° teils symmetrisch: b = b
7. Doppelbrechung	$\gamma - \alpha = 0,024$
8. Optischer Charakter	Ch <sub>z</sub> = + Ch <sub>m</sub> = II - (zweiaxig negativ)
9. Kristallsystem	Monoklin

Hornblende.

Nach der Tab. 47, S. 23, kommt als zweiaxig negatives Mineral mit Lichtbrechung 1,65 und Doppelbrechung 0,024 Hornblende in Betracht. Auch die übrigen Angaben stimmen damit überein. Das untersuchte Mineral ist grüne Hornblende. Diese ist dem Geübten besonders an dem Spaltwinkel von 124°, dem Pleochroismus und der geringen Auslöschungsschiefe leicht erkennbar. Letztere wechselt übrigens ebenso wie die Farbe bei den verschiedenen Gliedern der Hornblendegruppe. In Abb. 75a ist sie mit 20° für den Strahlstein gezeichnet.

Zwischen gekreuzten Nikols läßt sich leicht feststellen, daß in unserem Quarzdiorit neben der Hornblende ein Plagioklas Hauptgemengteil des Gesteins ist. Letzterer hat eine dem Quarz nahestehende Lichtbrechung (n = 1,54) und ergibt in Durchschnitten  $\perp$  a eine Auslöschungsschiefe von 7 bzw. 83° (Komplementärwinkel!). Er ist folglich Dligoklas. (Vgl. Seite 46.)

Der Quarz füllt, wie im polarisierten Licht leicht zu sehen ist, stets nur die restigen Zwischenräume zwischen den übrigen Gemengteilen aus, wodurch das gleiche Strukturbild wie beim Granit entsteht, das Gestein hat also granitische Struktur.

Die akzessorischen Gemengteile sind wiederum Apatit und Zirkon, letzterer umgeben von pleochroitischen Höfen, wenn er in Biotit liegt, ferner undurchsichtige Körner von Erzen und endlich noch ein Mineral mit hoher Lichtbrechung.

**Titanit.** — Dieses Mineral kommt in größeren Körnern vor, ist meist unregelmäßig begrenzt, zeigt gelegentlich aber auch die Form flacher Rhomben (Abb. 76). Es hat im letzteren Falle eine deutliche Spaltbarkeit schief zur Umgrenzung. Die farblosen Körner zeigen ihre rauhe Oberfläche schon bei geringster Sentung des Beleuchtungsapparates, woraus ihre Lichtbrechung zu fast  $n = 2,0$  bestimmt werden

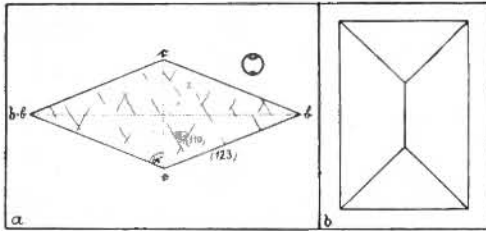


Abb. 76. Titanit. a Querschnitt mit optischer Orientierung. b Briefstrichfall.

muß. Zwischen gekreuzten Nikols weisen die Individuen einen perlmutterartigen Glanz auf, das Weiß höherer Ordnung, die Doppelbrechung ist also größer als 0,09. Notwendig zu seiner Bestimmung ist noch das Achsenbild, das nach einigem Suchen in einem Korn mit ausgesprochener Interferenzfarbe gefunden wird. Es ist zweiachsig mit kleinem Achsenwinkel und zeigt entsprechend der hohen Doppelbrechung sehr viele enge Farberinge. Es läßt sich als positiv bestimmen. Somit ist das Mineral nach Tabelle 47, S. 23, Titanit. Wir finden es jetzt auch in anderer Form, z. B. als Umrandung schwarzer Erzkörner oder auch in Form kleinster runder Körnchen, die in größerer Anzahl eng beieinander liegen und so wie ein Haufen Insekten Eier aussehen. Mikroskopisch tritt der Titanit in den granitodioritischen Gesteinen, besonders im Syenit in der charakteristischen Briefform auf (Abb. 76 b).

Der Dünnschliff zeigt uns also, daß das Gestein in der Hauptsache aus Oligoklas und Hornblende mit etwas Quarz, sowie wenig

Orthoklas und Biotit besteht. Seine Struktur ist noch granitisch, das Gestein ist ein Quarzdiorit. (Vgl. Abb. 74, Seite 51.)

**Syenit.** — Hätten wir im Gegensatz dazu ein Gestein vor uns, dessen wesentliche Hauptgemengteile Orthoklas und Hornblende mit wenig Plagioklas und Biotit sind, in dem aber ebenso, vielleicht noch etwas reichlicher, der Titanit auftritt, dann müßten wir von einem Syenit sprechen.

**Diorit.** — Fehlen in einem ähnlichen Gestein auch noch die letzten Anklänge an den Granit, so daß es bei ähnlicher Struktur nur noch aus Oligoklas oder Andesin und Hornblende nebst akzessorischem Apatit und Erz zusammengesetzt ist, dann haben wir einen ausgesprochenen Diorit vor uns.

**Gabbro.** — Vom Diorit unterscheidet sich der Hornblendegabbro durch wesentlich höheren Hornblendegehalt (bis 40 %) und durch die Natur des Plagioklases als Labrador. Er gehört daher schon zu den Labradorgesteinen, in denen auch die Struktur eine völlig andere ist. Außerlich unterscheidet sich ein Gabbro vom Diorit oft nur durch Farbe und Gewicht, weshalb man bei den hornblendeführenden Zwischengliedern auch gerne von „Gabbrodiorit“ spricht. Bei größerem Korn kann man aber oft bereits im Handstück erkennen, daß ein Gabbro meist ein anderes, der Hornblende ähnliches Mineral enthält.

Im Dünnschliff fällt uns sofort die veränderte Struktur ins Auge: Alle Mineralkörner sind ziemlich gleich groß und gleichmäßig eckig körnig. Sie scheinen fast alle gleichzeitig aus-



Abb. 77. Gabbrostruktur. Feinkörniger Gabbro vom Frankenstein im Odenwald.

kristallisiert zu sein und sich im Wachstum gegenseitig gehindert zu haben. So entsteht die Gabbrostruktur, die in Abb. 77 dar-

gestellt ist. In dem Dünnschliff des Gabbros vom Odenwald erkennen wir zunächst nur drei Mineralien, welche durch diese Struktur miteinander verbunden sind: Ein farbloses, nämlich Feldspat, ein schwachgefärbtes, das der Hornblende ähnlich sieht und Erz.

Der Feldspat hat eine Lichtbrechung von nahezu 1,56 und läßt sich hienach sowohl wie nach seiner Auslöschungsschiefe von 17 bis 22° in Schnitten  $\perp c$  als Labrador bestimmen.

Pyroxen. — Das zweite Mineral bildet nur rundliche Körner, doch haben viele eine durch gute Spalttrisse ausgeprägte Hauptzone. In dem vorliegenden Dünnschliff erscheint das Mineral sogar etwas faserig nach der Richtung der Spaltbarkeit, was man zum Unterschiede gegen die echte Spaltbarkeit als blätterige Absonderung bezeichnet. Einige Körner zeigen Spaltbarkeit nach zwei Richtungen, die nahezu aufeinander senkrecht stehen. Ähnlich wie bei der Hornblende schließen wir hieraus auf prismatische Spaltbarkeit mit einem Prismenwinkel von nahezu 90° (Abb. 78a). Dieser Winkel ist zunächst das wichtigste Unterscheidungs mittel gegen die Hornblende, denn das Mineral hat fast die gleiche Lichtbrechung, nämlich ungefähr 1,7. Seine Farbe ist allerdings sehr viel weniger kräftig, es ist schwach grünlich gefärbt mit einem Pleochroismus zu fast farblos gelblich, wobei die stärkere Absorption wieder parallel zur Hauptzone erfolgt (// c grünlich, // b gelblich). Zwischen gekreuzten Nikols zeigt das Mineral eine sehr große Auslöschungsschiefe von über 40°. Querschnitte löschen dagegen wieder symmetrisch gegen die Spalttrisse aus. Das Mineral ist also monoklin. Die Interferenzfarben erreichen im höch-

sten Fall das Grünlichgelb der zweiten Ordnung, die Doppelbrechung ist also etwas höher als die der Hornblende, nämlich  $\gamma - \alpha = 0,029$ .

Parallel zu der soeben erwähnten blätterigen Absonderung zeigen die Körner eine feine Zwillingslamellierung. Wegen der großen Auslöschungsschiefe ist die Messung des Charakters der Hauptzone hier unzulässig. Auch die Messung des optischen Charakters des Kristalls bereitet Schwierigkeiten, denn ein Achsenbild, das ähnlich wie bei der Hornblende gefunden wird, zeigt einen sehr großen Achsenwinkel. Wir suchen deshalb hier besser einen Durchschnit, der den Austritt nur einer optischen Achse zeigt und untersuchen ihn im konvergenten polarisierten Licht (wie dies Abb. 45, Seite 22, beschreibt). Das Mineral erweist sich dann als positiv. Die Ergebnisse der Untersuchung dieses Minerals sind also folgende:

1. Ausbildung	körnig, kurzprismatisch
2. Kristallform	ohne
3. Spaltbarkeit	gut, nach einem Prisma von 90°; Absonderung nach gleicher Richtung
4. Farbe und Pleochroismus	// a grünlich // b gelblich // c grünlich
5. Lichtbrechung	$n = 1,7$
6. Auslöschung	z. T. schief, $c: c = 40^\circ$ z. T. symmetrisch; Zwillingslamellen
7. Doppelbrechung	$\gamma - \alpha = 0,029$
8. Optischer Charakter	Chm = II + (zweiachsig positiv)
9. Kristallsystem	Monoklin

#### Pyroxen.

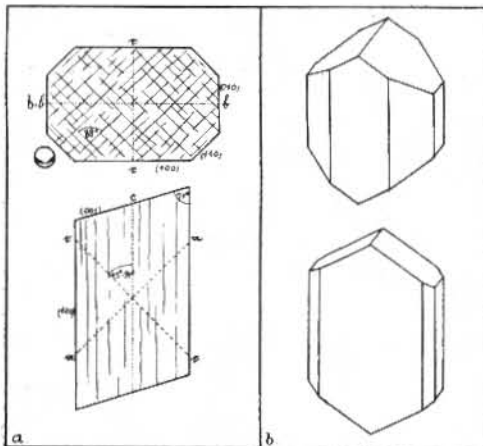


Abb. 78. Augit. a Quer- und Längsschnitt mit optischer Orientierung. b Kristallformen.

In Tab. 47, S. 23, findet man als entsprechende Mineralien Diallag und Diopsid, beides Pyroxene. Das Mineral ist ein Pyroxen, und zwar durch Zwillingslamellen und Absonderung nach dem Prisma eindeutig als Diallag bestimmt. Andere Pyroxene bestimmen sich ähnlich, doch fehlt beispielsweise dem gewöhnlichen Augit die Absonderung und auch Zwillingslamellierung wird wesentlich spärlicher und breiter. Auch hat der gewöhnliche Augit eine noch größere Auslöschungsschiefe von 45°—54°. Seine optischen Verhältnisse sowie seine gewöhnliche Ausbildung im Gestein sind in Abb. 78 dargestellt. Der geübte Beobachter erkennt einen Pyroxen neben den all-

gemeinen Merkmalen der Licht- und Doppelbrechung sofort an dem charakteristischen Spaltwinkel von nahezu  $90^\circ$  und der großen Auslöschungsschiefe. Es sei noch erwähnt, daß in gewissen Gabbros auch rhombische Pyroxene auftreten, besonders der Hypersthen, der rötlich gefärbt ist und stets gerade Auslöschung zeigt.

In unserem Gabbro vom Frankenstein kann man des öfteren beobachten, daß der Pyroxen in ein blaßes faseriges Mineral umgewandelt wird, das sich zwischen gekreuzten Mikols als Hornblende erweist. Solche Umwandlung

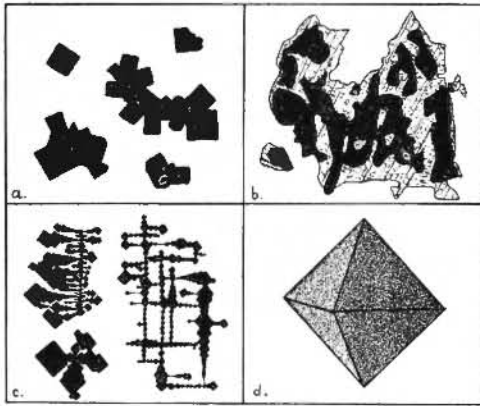


Abb. 79. Magnetit. a) Kristalle und Kristallaggregate im Dünnschliff. b) Unregelmäßiges Korn von Biotit umrandet (meist titanhaltig). c) Kristallskelette. d) Kristallbild (Oktäeder).

ist recht häufig, wobei die Form des ursprünglichen Pyroxens vollkommen beibehalten wird. Man nennt diese Hornblende „Uralit“.

Auch der Feldspat zeigt gerne starke Zersetzung, die aber scheinbar anders verläuft, als wir beim Granit beobachtet haben. Dort entstanden feinschuppige Glimmeraggregate, die wir Serizit nannten; hier beim Gabbro finden sich stark lichtbrechende Körnchen, welche die Substanz des ursprünglichen Feldspats völlig krümelig erscheinen lassen. Wir bezeichnen diese Umwandlungsprodukte, die makroskopisch einen matten splittigen Bruch zeigen, mit Sausurit. Der Sausurit besteht hauptsächlich aus Mineralien der Epidotgruppe, die wir später genauer kennen lernen werden.

Die akzessorischen Mineralien des Gabbros sind gewöhnlich Apatit in gerundeten Körnern, ferner hier und da auch Titanit. Auch der gelegentlich hier vorkommende Biotit ist nur akzessorisch und dann gerne um Erzkörner herumgewachsen. An Erz finden sich zahlreiche große Körner, die am Aufbau

des Gesteins wesentlich beteiligt sind. Hält man die Hand vor den Spiegel des Mikroskops, so daß nur das von oben auf den Dünnschliff auffallende und von ihm reflektierte Licht in das Objektiv gelangt, dann sehen wir die Oberflächenfarbe des Erzes.

Magnetit und Titanit. — Wir erkennen, daß die meisten Erzkörner im Gabbro schwarz sind und sind daher im Zweifel, ob wir es mit Magnetit oder Titanit zu tun haben. Die Ausbildungsform in Körnern weist mehr auf Magnetit. Reines Magnetit bildet gerne quadratische Körner und Aggregate solcher, die Durchschnitte durch das Oktaeder (Abb. 79a und d) darstellen. Im Gabbro ist es gerne vom Biotit umrandet (Abb. 79b), dann allerdings oft stark titanhaltig, was man nur chemisch nachweisen kann. Solche Erze werden gerne als Titanmagnetit bezeichnet. Titanit zeigt mehr rhombische und sechsseitige Umrisse, bildet jedoch auch gerne unregelmäßige Körner von „zerhackter“ Form (Abb. 80a). Sicher bestimmbar ist das Titanit, wenn wir Körner finden, die von einem Titanitrand umgeben sind (Titanomorphit Abb. 80c). Ist ein solcher Rand nur durchscheinend, nicht durchsichtig, so ist er ein Umwandlungsprodukt des Titanits, nämlich Leukogen, welcher oft das ganze Titanit ersetzt. Im letzteren Falle tritt dann oft eine lamellare Verwachsung des ursprünglichen Titanits mit Magnetit zutage, da dessen Lamellen frisch erhalten blei-

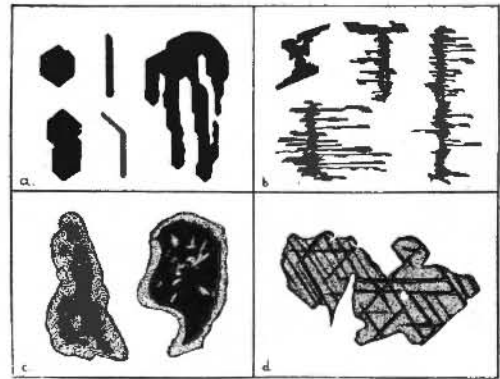


Abb. 80. Titanit. a) Kristalle und unregelmäßige Formen. b) Skelette. c) von Titanit umrandet (Titanomorphit). d) Leukogen mit Magnetitlamellen.

ben (Abb. 80d). In Ergußgesteinen bilden beide Mineralien gerne skelettartige Wachstumsformen, die in Abb. 79c und 80b dargestellt sind.

Olivin. — Neben den genannten Mineralien

lien Plagioklas Pyroxen Erz führt der Gabbro, insbesondere auch jener vom Frankenstein, oft noch ein anderes Mineral, das rundliche, farblose Körner oder kurze Prismen von der Größe der Hauptgemengteile bildet und eine gute Spaltbarkeit erkennen läßt. Seine Lichtbrechung ist nicht ganz  $n = 1,7$ . Zwischen gekreuzten Mikols zeigt es gerade Auslöschung und leuchtende Interferenzfarben bis zum Rot der zweiten Ordnung. Seine Doppelbrechung bestimmt sich daher auf  $\gamma - \alpha = 0,036$ . Im konvergenten polarisierten Licht läßt das zweiachsiges Mineral nie beide Achsen gleichzeitig im Gesichtsfelde austreten. Die schwarzen Hyperbeln zeigen außerdem kaum eine Krümmung nach einer bestimmten Seite, weshalb man den Achsenwinkel mit nahezu  $90^\circ$  annehmen muß. Die Bestimmung des optischen Charakters ist daher unmöglich. Als zweiachsiges Mineral mit stets gerader Auslöschung gehört es zum rhombischen Kristallsystem. Die Ergebnisse der Bestimmung sind also folgende:

1. Ausbitdung	körnig, kurzprismatisch
2. Kristallform	ohne
3. Spaltbarkeit	gut nach dem Prisma
4. Farbe	farblos
5. Lichtbrechung	$n = 1,7$
6. Auslöschung	gerade
7. Doppelbrechung	$\gamma - \alpha = 0,036$
8. Optischer Charakter	Chm = II $\mp$ (zweiachsig mit sehr großem Achsenwinkel)
9. Kristallform	Rhombisch

Olivin.

Nach der Tab. 47, S. 23, kommt als zweiachsiges Mineral mit der Lichtbrechung 1,7 und Doppelbrechung 0,035 nur Olivin in Frage. Der Olivin wird uns später bei Besprechung der effusiven Gesteine nochmals näher beschäftigen, wir werden dann auch seine Kristallform näher kennen lernen.

Gabbros, die Olivin enthalten, heißen Olivingabbros. In ihnen tritt allmählich so wohl Pyroxen als auch Feldspat zurück, bis man schließlich Gesteine vor sich hat, die nur aus körnigem Olivin mit mehr oder weniger Erz bestehen. Diese Olivingesteine werden Peridotite genannt und sind in Deutschland hauptsächlich als brockenähnliche Einschlüsse von schwarzgrüner Farbe im Basalt bekannt. Das

Gegenstück zu den Peridotiten bilden die Pyroxenite. Sie gehen aus dem Gabbro hervor, indem der Feldspatgehalt zurücktritt, und bestehen fast nur aus Pyroxen. Man kennt sie z. B. aus dem Harz. Die Struktur des Gabbros ist aber sowohl im Peridotit als auch im Pyroxenit die gleiche, nämlich im Gegensatz zu der granatischen Struktur der Ligoklasgesteine die Gabbrostruktur der Labradorgesteine.

## 2. Die porphyrischen Alkalifaltgesteine.

Wie der Quarzporphyr dem Granit entsprach, so entspricht dem Syenit der Trachyt. Außerlich ein rauhes *rough* rauh, meist weißes Gestein, läßt er makroskopisch nur große Einsprenglinge bestimmbar erkennen. Es sind dies graue, von zahlreichen Rissen durchzogene Tafeln von glasartiger Beschaffenheit, die glatte Abart des Orthoklas, die wir Sanidin nennen. Sonst können wir makroskopisch nur gelegentlich ein Blättchen von Biotit feststellen, während uns die hauptsächlichste Zusammensetzung der Grundmasse verborgen bleibt.

Auch im Dünnschliff, etwa dem des Trachytes vom Drachenfels im Siebengebirge, tritt die porphyrische Struktur deutlich in Erscheinung. In einer ziemlich feinkörnigen Grundmasse liegen zahlreiche, meist leistenförmige Durchschnitte, die wir als Orthoklas und zwar Sanidin bestimmen können. Diese enthalten zuweilen viele Einschlüsse von Glas, besonders in ihrer Mitte, oder Einschlüsse farbloser Mikrolithen von Augit am Rande. Manchmal geben sie sich als Zwillinge kund (Karlsbader Zwillinge und lassen die schon makroskopisch hervortretende richtige Beschaffenheit in Form von Absonderungsrisen, die nicht so scharf geradlinig aber deutlicher als die Spaltrisse sind, besonders gut erkennen. Neben dem Sanidin findet man auch Einsprenglinge von Ligoklas, die manchmal sogar von Sanidin umwachsen werden. Auch ein Pyroxen tritt als Einsprengling auf. Er ist hier im Trachyt vom Drachenfels blaßgrünlich und gehört dem Diopsid an, doch findet sich in anderen Trachyten auch der gemeine Augit in Form von gut begrenzten gelblichen bis bräunlichen Kristallen.

Besonders in die Augen fallend sind tiefbraune Biotitindividuen mit starkem Pleochroismus. Sie haben eine oft recht zackige Form und sind gerne erfüllt mit kleinsten Erzkrönchen, die besonders am Rand in etwas größeren Formen die ganzen Einsprenglinge gegen die Grundmasse abschließen (Abb. 81a und b). Auch die Farbe des Biotits, die im In-

nen wesentlich dunkler zu sein pflegt als am Rande, ist eine andere, mehr ins Rötliche spielende, gegenüber den Biotiten des Granits. Diese Eigenschaften erwecken den Eindruck, als ob die ursprünglichen Biotitkristalle vom Schmelzfluß zum Teil wieder gelöst worden wären, wobei das Erz als Ausscheidungsprodukt her-

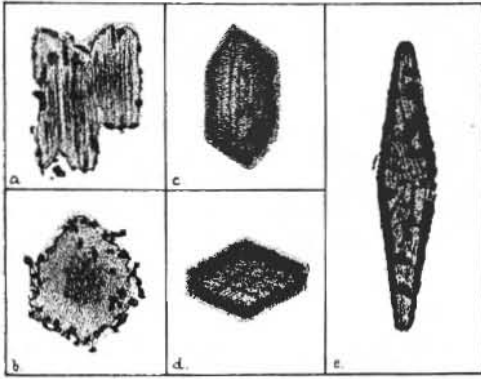


Abb. 81. Resorptionen. a) Biotit-Längsschnitt. b) Biotit-tafel. c) Hornblendelängsschnitt. d) Hornblendequerschnitt. e) Hornblende, schiefer Schnitt.

vorging: Magmatische Resorption. In anderen Trachyten, besser aber noch in den sofort zu behandelnden Dazit und Andesiten, findet sich auch eine rotbraune Hornblende mit ähnlichen Resorptionserscheinungen. Bei ihr ist jedoch die Ausscheidung des Erzes stets staubförmig, weshalb die Durchschnitte der resorbierten Hornblende am Rande wesentlich dunkler erscheinen als im Innern (Abb. 81c, d und e). Im Gegensatz zu der gewöhnlichen Hornblende hat diese rotbraune basaltische Hornblende stets gerade Auslöschung.

Endlich sind noch die zahlreichen Kristalle von Magneteisen, die oft ziemlich Größe erreichen, unter die Einsprenglinge zu rechnen, ebenso die seltenen Körner von Titanit, die hier besonders schön die Form der Abb. 76, Seite 54, zeigen.

In der Grundmasse erkennt man im gewöhnlichen Licht nur regelmäßig verstreute Körnchen von schwarzem Erz, ferner Apatitsäulchen und gelegentlich ein stark lichtbrechendes Körnchen von Zirkon; zwischen gekreuzten Nikols erweist sie sich aber zusammengesetzt aus massenhaften Sanidinleistchen, die oft fluidal geordnet erscheinen und nur wenige Plagioklase zwischen sich erkennen lassen: Trachytische Struktur (Abb. 82). Zwischen den Leistchen findet sich oft etwas Glas (Basis), das ebenso wie die Glaseinschlüsse in den großen Feldspateinsprenglingen zwischen gekreuz-

ten Nikols dunkel bleibt. Auch kleine Körnchen von lichtgrünem Pyroxen werden meist beobachtet.

Dazit. — Dem Quarzdiorit entspricht der Quarzandesit, der auch den Namen Dazit führt. Dieses in Deutschland nicht vorkommende Gestein, z. B. aus den südingarischen Goldgegenden (Dacien), läßt in seiner grauen Grundmasse sehr zahlreiche Einsprenglinge von Plagioklas und Quarz, ferner sechsseitige Täfelchen von Biotit und schwarze Säulchen von Hornblende erkennen.

Der Dünnschliff dagegen gibt die ganze mineralische Zusammensetzung zu erkennen und bietet gleichzeitig eines der schönsten Bilder aus der Gesteinswelt (Abb. 83). Unter den Einsprenglingen treten durch ihre kräftige Färbung zunächst die Hornblendens und Biotite hervor. Beide sind meist kräftig rotbraun gefärbt, die Hornblende seltener auch bräunlichgrün und beide zeigen typische Resorptionserscheinungen, wie sie in Abb. 81 dargestellt sind. Meist ist nämlich der Rand der Hornblendens völlig durch Aggregate kleinster Erzkrönchen ersetzt, die je nach dem Grade der Resorption bald mehr oder weni-



Abb. 82 Trachytische Struktur, Trachyt vom Drachenfels im Siebengebirge.

ger ins Innere des Kristalls übergreifen, bald aber ihn vollständig verdrängt haben, so daß man nur noch eine Masse aus schwarzen Erzkrönchen vor sich sieht, die aber die Kristallform der ursprünglichen Hornblende noch aufs beste bewahrt hat. Zwischen gekreuzten Nikols zeigt diese, oft langnadelige, rotbraune basaltische Hornblende stark durch die Eigenfarbe modifizierte Interferenzfarben der zweiten Ordnung, außerdem öfteren Zwillingsbau, endlich gerade Auslöschung. Pyroxene sind seltener und dann Diopsid. Außerordentlich zahlreich

sind die Feldspateinsprenglinge vertreten, meist tafeliger Form und im polarisierten Licht oft herrlich zonar aufgebaut (vgl. Abb. 67, S. 44). Sie gehören zum Oligoklas bis Andesin. Auch die Feldspäte zeigen gerundete angeschmolzene Formen mit ausgedehnten Kristallneubildungen, welche oft die Rän-



Abb. 83. Dazit von Nagyat im Banat.

der in einer schmalen Zone begleiten (Abb. 83, großer weißer Einsprengling in der Mitte). Die Einsprenglinge von Quarz zeigen keine Besonderheiten gegenüber den im Quarzporphyr vorkommenden.

Die Grundmasse der Dazite besteht zumeist aus Plagioklas und Sanidin mit wenigen Pyroxenkörnchen, sie enthält viele Magnetiseisenkörner, ferner akzessorisch etwas Apatit und Zirkon. Ihre Struktur ist in den verschiedenen Vorkommen verschieden. Während sie in den genannten Daziten von Ungarn äußerst feinkörnig, fast felsitisch ist, kann sie auch wohl direkt trachytisch werden.

Andesit. — Den echten Dioriten entsprechen als Ergußformen die Andesite. Auch diese Gesteine kennt man in ihrer frischen Form in Deutschland nicht, doch kommen sie in großer Ausdehnung in Ungarn und Italien vor. Sie bestehen wesentlich aus Plagioklas und Biotit mit Hornblende oder Pyroxen. Unter dem Mikroskop zeigt ein Andesit ein ähnliches Bild wie der Dazit. Es fehlen lediglich hier die Quarzeinsprenglinge; die Hornblendensind zahlreicher, ferner gesellt sich unter den Einsprenglingen auch lichtgrün oder bräunlich gefärbter Pyroxen (Diopsid oder Augit) zu. Die zahlreichen zonaren Feldspäte sind Oligoklas bis Andesin. Hornblendens und Biotit zeigen ebenfalls ausgeprägte Resorptionerscheinungen. Die akzessorischen Gemengteile sind wieder titanhaltiger Magnetit, ferner größere,

oft grau bestäubte Individuen von Apatit. Die Grundmasse der Andesite ist oft trachytisch, aus Feldspatleisten mit wenigen dunklen Gemengteilen und Erzkrümelchen neben wechselnden Mengen von Glas zusammengesetzt. Je reicher an Pyroxen der Andesit ist, desto feinfiziger wird diese Grundmasse, wobei auch die Augitkrümelchen Säulchenform annehmen: pilotazitische Struktur. Ist dieser Mikrolithensitz von bräunlichem Glase völlig durchtränkt, so heißt die Struktur hyalopilitisch. Solange der Pyroxengehalt in mäßigen Grenzen bleibt, spricht man von Hornblendeandesiten, wird jedoch Pyroxen der hauptsächlichste dunkle Gemengteil, von Pyroxenandesiten. In den letzteren trifft man oft einen Pyroxen, der einen Pleochroismus von Rötlich zu Grünlich zeigt und neben geringer Doppelbrechung von  $\gamma - \alpha = 0,012$  gerade auslöscht. Es ist dies ein rhombischer Pyroxen, Hypersthen. Bemerkenswert ist hier auch noch, daß die Hornblende gern mit Augit parallel verwächst.

In den Andesiten findet man häufig als Feldspat den Labrador vertreten, der oft schon äußerlich durch seine langleistenförmigen Durchschnitte auffällt. Gleichzeitig sind diese labradorführenden Andesite auch wesentlich basischer. Wir stellen sie daher in die Gruppe der Labradorgesteine, wo sie die echten Ergußformen der normalen Gabbros sind und von den Andesiten der Oligoklasgruppe als Labradorandesite unterschieden werden.

Porphyrit. — Alle Andesite neigen ganz außerordentlich zur Zerfetzung. Es entstehen dann aus ihnen die auch in Deutschland sehr weit verbreiteten Porphyrite, das sind Gesteine, die zwar dieselbe mineralische Zusammensetzung, dieselben strukturellen Eigenschaften wie die Andesite haben, aber recht wenig frisch aussehen und reich an neugebildeten Gemengteilen sind. Außerlich tragen sie den Charakter der echten Grünsteine, unter dem Mikroskop findet man die Feldspäte in Umwandlung zu Serizit oder Saussurit begriffen und neben ihnen chloritisierte Hornblendens oder uralitisierte Augite. Durch die starke Zerfetzung treten die Unterschiede zwischen den hellen und dunklen Mineralien oft deutlicher hervor, so daß sich beispielsweise in den Labradorporphyriten die saussuritischen Feldspatleisten scharf von einem dunklen Hintergrund abheben. Da die Umwandlung eines Gesteins oft von dessen Alter abhängt, so hat man früher alle altvulkanischen Andesite kurzerhand Porphyrite genannt, auch wenn sie noch frisch erhalten

waren. Dieses Einteilungsprinzip, das Alter der Gesteine, hat natürlich petrographisch keinen Wert, es ist nur dann berechtigt, wenn man es dem Gestein bereits im Handstück, z. B. an seinem Zerfetzungsgrad ansehen kann.

Trapp, Melaphyr. — Zu den ba-



Abb. 84. Ophitische Struktur. Trapp aus Argentinien.

fischsten Gliedern der Gabbrogesteine, besonders zu den Olivingabbros, gehören verschiedene Ergußformen, teils der oft ganz körnig ausgebildete Trapp, teils der porphyrische Melaphyr. Der Name Trapp ist noch nicht allgemein eingebürgert und wird oft nur für die mittelkörnigen Arten, die besonders in Grönland und Schweden große treppenförmig übereinanderliegende Massen bilden, gebraucht, während die bei uns auftretenden entsprechenden Gesteine bei größerem Korn Dolerite, bei dichter Ausbildung dagegen Plagioklasbafalte genannt werden.

Diese Gesteine bestehen hauptsächlich aus Augit und einem sehr basischen Feldspat der Labradorreihe neben mehr oder weniger Olivin. Der Augit ist meist etwas titanhaltig, was sich durch schwach violette Färbung verrät. Er wird von den langleistenförmigen Feldspäten massenhaft durchschnitten, wodurch ein sparriges Bild entsteht: die ophitische Struktur (Abb. 84). Sie zeigt uns an, daß die Bildung des Augits erst erfolgte, als die Feldspatleisten schon völlig fertig waren, während die Ausbildung des Erzes und des Olivins erst gegen Ende der Feldspatkristallisation begann und bald nach Beginn der Augitbildung erdigte, da beide stellenweise sowohl gegen den Feldspat wie gegen den Augit hin eigene Gestalt aufweisen. Der Olivin zeigt die beim Gabbro beschriebene Ausbildung in Körnern, während das schwarze Erz hier öfters Neigung zur Kristallisation hat.

Titaneisen wird namentlich in grobkörnigen Trappen gerne in Form von braun durchscheinenden Blättchen (Titaneisenglimmer) gefunden. Neben dem Erz sind Säulchen von Apatit, oft braun bestäubt und einen glasigen Einschuß („Seele“) enthaltend, weit verbreitet.

Oft kam nach der Auskristallisation des Feldspats, des Olivins und eines Teiles des Augits der restige Schmelzfluß zum plötzlichen Erstarren als Glas, das dann die restigen Zwickel zwischen den Feldspatsparrn und Augitkörnern ausfüllt: Interfertale Struktur. In diesem Falle zeigen sowohl Magnet Eisen als auch Titaneisen bemerkenswerte fettartige Formen, die in Abb. 79 u. 80, Seite 56 und 57, wiedergegeben sind. Das Glas selbst ist außerdem erfüllt von Globuliten und Trichiten, wie sie schon beim Quarzporphyr beschrieben wurden.

Im Gegensatz zum Trapp ist der Melaphyr stark porphyrisch und neigt auch zur blasigen Ausbildung, die beispielsweise aus dem Nahegebiet als Träger von Achatmandeln (Melaphyrmandelstein) bekannt ist. Der Dünnschliff eines solchen Melaphyrs aus dem Nahetal zeigt zahlreiche Einsprenglinge eines

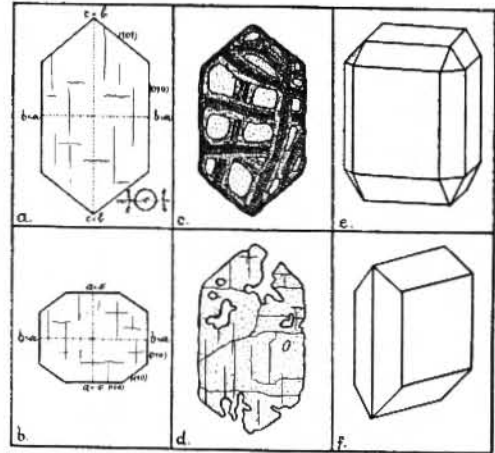


Abb. 85. Olivin. a) Längsschnitt. b) Querschnitt. c) Serpentinbildung. d) Irregulärer Kristall. e) Kristall nach der Quersfläche tafelig. f) Kristall nach der Längsfläche tafelig.

tafeligen Labradors, der häufig zonar gebaut ist und viele Glaseinschlüsse führt, ferner einen gelblichen oder durch Titangehalt schwach violett gefärbten Augit, der ebenfalls gerne Glaseinschlüsse führt und öfters in grünliche chloritische Massen (selten Uralit) umgewandelt ist.

Von besonderem Interesse sind für uns aber



die farblosen Olivineinsprenglinge, die eine gute Kristallform und oft ähnliche Korrosionsercheinungen zeigen, wie wir sie beim Quarz kennen gelernt haben (Abb. 85d). Viele dieser Olivindurchschnitte haben eine ausgesprochene Hauptzone (Abb. 85a), deren Charakter aber bald positiv, bald negativ befunden wird, woraus man leicht schließen kann, daß die Richtung der Hauptzone Hauptachse des Kristalls mit der optischen Normale zusammenfällt (c b). Die Achsenebene verläuft also quer zur Hauptzone, was im konvergenten Licht leicht bestätigt werden kann, wenn auch bei dem großen Achsenwinkel von  $90^\circ$  der Olivin nie beide Achsen gleichzeitig im Gesichtsfeld austreten läßt. Der optische Charakter des Olivins kann wegen dieser Erscheinung also auch nicht bestimmt werden.

Die Querschnitte des Olivins sind meist achtseitig mit zwei aufeinander senkrechten, aber verschieden vollkommenen Spaltrichtungen (Abb. 85b). Die Olivineinsprenglinge enthalten häufig zahlreiche Einschlüsse von Glas und Schlacke, ferner von Erz, besonders Titaneisen und nicht selten kleine bräunliche Kriställchen von hoher Lichtbrechung, die man als Pikotit, d. i. Chromspinel, ansprechen muß. Nur selten sind die Olivinkristalle völlig frisch. Meist sind sie in beginnender Serpentinbildung begriffen, die vom Rande und von den Rissen aus fortschreitet und den ganzen Kristall mit einem Maschenwerk von parallelfaserigen Chrysolitadern durchzieht (Abb. 86). Der Serpentin ist leicht kenntlich an seiner hellgrünlichen Farbe, niedrigen Lichtbrechung  $n = 1,55$  sowie niedrigen Doppelbrechung  $\gamma = 0,009$  und an seiner faserigen Beschaffenheit. Die ursprünglichen Umrisse des Olivins, wie die Sprünge, von denen aus die Serpentinisierung fortschritt, sind oft durch abgezeichnete Eisenerze markiert und die meist runden Reste des ursprünglichen Olivins heben sich im gewöhnlichen Licht durch ihre Lichtbrechung, zwischen gekreuzten Nivols aber durch ihre leuchtenden Interferenzfarben kräftig ab (Abb. 85c).

Die Grundmasse der Melaphyre enthält immer mehr oder weniger Glas. Sie besteht zum größten Teil aus Plagioklasestücken, die oft divergentstrahlig oder auch flüidal angeordnet sind, sie enthält ferner Körnchen von Augit, die gegen das Glas zu Kristallformen zeigen, kleine Olivine und viel Eisenerz, manchmal in Form von Skeletten (siehe Abb. 79, Seite 56). Die Glasbasis ist meist grau oder bräunlich und körnelig. Normaler

weise füllt sie nur die Zwischel zwischen den Augiten und Plagioklasen aus und bildet so die Interferentialstruktur. Sie kann aber auch in solcher Menge vorhanden sein, daß sie für die genannten Mineralien einen zusammenhängenden Untergrund bildet. Sie ist oft in schmutzigrüne Faseraggregate umgewandelt. Wie bereits erwähnt, neigen die Melaphyre besonders stark zur Bildung von Mandelsteinen. Oft sind die Hohlräume recht groß und ihr Inhalt von Achat und Bergkristall oder Kalispat und allen möglichen anderen Mineralien besonders zeolithen angefüllt. Die Mandeln können auch mikroskopisch klein sein und zeigen dann unter dem Mikroskop dieselben verschiedenen Ausfüllungsarten.

**Diabas.** Gesteine, die aus derart basischen Mineralien zusammengesetzt sind, wie der Trapp und der Melaphyr, fallen außerordentlich leicht der Umwandlung und Zersetzung anheim. So kommt es, daß namentlich die älteren Vorkommen, in Deutschland besonders die devonischen Ergüsse des Nittelgebirges und des Vogtlandes, fast völlig verändert sind. Zu solch umgewandeltem Zustand nennt man diese Gesteine Diabase und unterscheidet die dem Trapp entsprechenden körnigen Diabase von den Diabasporphyrten, die umgewandelte Melaphyre darstellen. Ja sogar Diabasmandelsteine werden häufig gefunden.

Die Zersetzung gibt sich dadurch kund, daß der Augit fast völlig durch Uralit und Chlorit ersetzt ist, der Feldspat dagegen durch die epidotischen Massen des Saussurites. Der Olivin ist meist durch spießige Hornblende „Pilit“ oder Serpentin ersetzt, Titaneisen ist völlig zu Leukoxen geworden, während sich allenthalben als Nebenprodukt bei diesen Umwandlungen der später zu besprechende Kalispat angesiedelt hat.

### 3. Die granitischen Spaltungsgesteine.

Wir denken uns die einzelnen normalen Glieder einer Gesteinsgruppe, z. B. die Oligoklasgesteine durch chemische Entmischung aus einem gemeinsamen Magma, in diesem Falle dem granitodioritischen Magma entstanden. Wie hier im großen, spielt sich dieser Vorgang der Entmischung aber auch noch im kleinen innerhalb eines jeden Teilmagmas ab, er führt aber nur beim granitischen Magma zu Gesteinen von größerer Bedeutung, die nach ihrer Entstehung aus der Spaltung des granitischen Magmas, als granitische Spaltungsgesteine bezeichnet werden.

Die Spaltung geht so vor sich, daß sich

einerseits Magmen abjondern, die reicher sind an Kieselsäure und Alkalien als der granitische Schmelzfluß, sie führen dann zu sauren Gesteinen, die wesentlich heller und leichter sind als der Granit und Aplite genannt werden. Andererseits ist der restliche Teil des gespaltenen Magmas ärmer an Kieselsäure und Alkalien, dagegen reicher an zweiwertigen Metallen, Kalk, Magnesia und Eisen, er führt zu wesentlich basischeren, dunkleren und schwereren Gesteinen als der Granit darstellt, zu den Lamprophyren, die je nach der Stufe der Spaltung als Malchite, Kersantite, Bogesite und Minetten unterschieden werden. Diese unterscheiden sich sämtlich von den Tiefengesteinen gleicher Basizität durch ihr geologisches Auftreten in Form von gering-



Abb. 86. Serpentinbildung im Olivin, Basalt von Neutitschein, Osterr.-Schlesien.

massigen Gängen und Schlieren, ferner durch ihre sehr wechselnde Beschaffenheit und Zusammensetzung, die sich z. B. darin ausdrückt, daß in ein und demselben Typus der Plagioklas dem Oligoklas und dem Labrador angehören kann.

Aplite sind helle, feinkörnige Gesteine, die fast nur aus Orthoklas oder Mikroklin und Quarz bestehen (ἀπλός = einfach). Außerdem enthalten sie wenig Oligoklas und sehr spärlichen Muskowit; die akzessorischen Gemengteile des Granits, Zirkon, Apatit und hier und da auch Turmalin sind im Aplite eher noch häufiger als im Muttergestein. Die Struktur ist typisch körnig, aber verschieden von der granitischen, da hier die Kristallisation mit dem Quarz beginnt, der deshalb auch größere Neigung zur Ausbildung, wenn auch unvollkommener Kristalle zeigt: aplitische Struktur. Wenn der aplitische Schmelzfluß besonders stark mit Mineralbildern wie Wasserdampf, Bor-, Fluor- usw. -dämpfen durchtränkt ist, dann kristalli-

siert er recht grobkörnig, oft in riesenhaften Individuen. Solche Mineralaggregate werden Pegmatite genannt und können zumeist schon makroskopisch erschöpfend untersucht werden.

Die Lamprophyre lassen sich zunächst in zwei Gruppen scheiden. Minetten und Bogesite sind nämlich Orthoklasgesteine, Malchite und Kersantite sind Plagioklasgesteine.

Minetten haben in einer dunkelgrauen oft rötlich zerfesten Grundmasse, die sehr feinkörnig aus Orthoklas, Biotitblättchen, Eisenerzkörnchen und großen Apatiten besteht, sehr zahlreiche große Einsprenglinge von sechsseitigen, oft korrodierten Biotit tafeln. Als kleine Einsprenglinge finden sich ferner noch bräunlichgrüne Hornblende oder grünlicher Diopsid, letztere gerne stark umgewandelt. Makroskopisch geben die zahlreichen Biotite dem Gestein ein glänzendes Aussehen, was zu dem Namen Lamprophyre Anlaß gegeben hat (λαμπρός = glänzend).

Bogesite haben eine ähnliche feinkörnige Grundmasse aus Orthoklas und Hornblende, manchmal auch Diopsid. Die zahlreichen kleinen Einsprenglinge sind Hornblende oder Diopsid.

Malchite sind unregelmäßig körnig aus Plagioklas (Oligoklas-Andesin) und Biotit (Glimmermalchite) oder Hornblende (Hornblendemalchite) aufgebaut. Die Plagioklase treten gerne in wenig größeren Individuen als Einsprenglinge auf, doch gehören diese dann dem Labrador an. Akzessorisch finden sich Eisenerzkörner (Magnet- oder Titan Eisen), ferner ständig ein Gehalt an Titanit, Apatit und Quarz. Makroskopisch sind die Gesteine entsprechend dem hohen Gehalt an dunklen Mineralien dunkelgrau bis fast schwarz. Sehr dichte Ausbildungsformen von Malchit z. B. am Salband der Gänge, die wesentlich basischer sind und auch Augiteinsprenglinge führen, hat man früher „Oditite“ genannt.

Kersantite bestehen zumeist aus Plagioklas und Biotit neben wechselnden Mengen von Quarz und Augit, wobei im Gegensatz zur unregelmäßig körnigen Ausbildung des Malchits die Feldspäte gerne Keilform, die basischen Bestandteile gerne möglichst gute Kristallform zeigen. Biotite können auch in Form deutlicher Einsprenglinge auftreten. An die Stelle von Biotit kann auch in der Grundmasse eine grünlichbraune Hornblende treten (Hornblendekersantite oder Speiserantite). Akzessorisch sind Apatit und Eisenerz.

## V. Die mikroskopische Untersuchung der Natrongesteine.

Als gegensätzliche, auch geologisch scharf getrennte Klasse stehen die Natrongesteine<sup>1)</sup> den Alkalikalkgesteinen gegenüber. Sie verdienen ihren Namen weniger wegen ihres stets höheren Gehalts an Natron, als vielmehr dadurch, daß in ihrer mineralogischen Zusammensetzung jeweils ein ausgesprochenes Natronmineral auftritt. Als solche Natronminerale sind neben dem reinen Natronfeldspat, dem Albit, noch zu nennen die Feldspatvertreter Nephelin, Leuzit und Sodolith, ferner die dunklen Natronpyroxene, wie Aggrinaugit und Aggrin, sowie die Natronhornblendenden Nivebeckit, Arfvedsonit, Barkevikit. Die petrographischen Provinzen der Natrongesteine zeigen eine ganz hervorragende Neigung des natronreichen Magmas zum Zerfall in verschiedenartige Teilmagmen, die meist nur in untergeordneten Mengen vorkommen und besonders bei den basischen Gliedern den Charakter eigentlicher Spaltungsgesteine an sich tragen. Man trennt die Natrongesteine daher ebenso wie die Alkalikalkgesteine am besten in zwei Gruppen, von denen die erste saure Gruppe die auch in größeren Massen auftretenden Albitgesteine — nach dem in ihnen herrschenden Plagioklas, dem Albit, benannt —, die zweite Gruppe dagegen die basischen Spaltungsglieder der Natrongesteine umfaßt.

Es ist unmöglich, alle Gesteine der Natronklasse ähnlich wie bei den Alkalikalkgesteinen in einem Schema unterzubringen, da bei der großen Anzahl der einander vertretenden Mineralien die Kombinationsmöglichkeiten von vornherein zu groß sind. So haben wir hier z. B. streng genommen vier Arten von Syeniten zu unterscheiden: 1. den normalen Natronsyenit ohne Feldspatvertreter, 2. den Nephelinsyenit mit Feldspat und Nephelin, 3. den Sodolithsyenit, in dem neben Feldspat und Nephelin auch Sodolith auftritt, und 4. den Leuzitsyenit, der endlich sämtliche Feldspatvertreter, Nephelin, Sodolith und Leuzit, neben Feldspat enthält. Bei der entsprechenden Ergußform, den Phonolithen, schließen sich an den Natrontrachyt (1) der Nephelinphonolith (2), der Hauyphonolith (3) und der Leuzitphonolith (4) an. Solange es sich um Gesteine handelt, die schon frühe der petrographischen Wissenschaft zugäng-

lich waren, wird die Übersichtlichkeit gefördert, indem die einzelnen, je nach dem Vorherrschenden des einen oder anderen Feldspatvertreterstandenen Glieder in größeren Familien, wie die der hierher gehörigen Syenite, die der Phonolithe oder sogar die der Basalte, zusammengefaßt und durch zusammengesetzte Namen näher charakterisiert wurden. Bei jenen Gesteinen aber, die in den sehr ausgedehnten, aber an Spaltungstypen sehr reichen Natronprovinzen außerhalb der mitteleuropäischen Kulturländer zuerst aufgefunden und beschrieben wurden, tritt uns eine Fülle von Namen entgegen, welche die Übersichtlichkeit außerordentlich erschweren, da sie in keinerlei Beziehung zu der petrographischen Familienzugehörigkeit des entsprechenden Gesteins stehen. Außerdem haben diese zahlreichen Namen noch den Nachteil, daß sie jeglichem Sprachgefühl, sicher nicht nur dem deutschen — wenig entsprechen, wie die Jsolithe und Befinkinite, die Fergusite und Missouriite oder endlich die Syonkinit, denen in Deutschland nach ihrem Vorkommen am Katzenbuckel im Odenwald sogar der Name der „Katzenbuckelite“ gegeben wurde.

Aus der ganzen Klasse, die in beistehender Tabelle 87 aufgeführt ist, kommen hier nur die wichtigsten Glieder in Betracht. Es sind dies der Nephelinsyenit und sein porphyrisches Äquivalent, der Phonolith, ferner der Tephrit und der Basalt.

		Körnige	Porphyrische
		Natrongesteine	
Albit-Gesteine	Natrongranit		Natronliparit
	Natronsyenit		Natrontrachyt
	Nephelinsyenit		Phonolith
Basische Natron-Gesteine	Esferit		Tephrite
	Syonkinit		
	Theralith		Basalte
	Missourit u. Fergusit		
	Jsolith u. Befinkinit		

Abb. 87. Tabelle der Natrongesteine.

### 1. Die mikroskopische Untersuchung eines Nephelinsyenits.

Nephelinsyenite sind makroskopisch sehr helle Gesteine, die wenig dunkle Gemengteile führen und den Nephelin schon in glänzenden Individuen — Gläolith —

<sup>1)</sup> Von Rosenbusch „Alkaligesteine“ genannt.

deutlich erkennen lassen, während die Natur der übrigen Gemengteile, meist Feldspat, nur schwer festgestellt werden kann. Zeichnend sind lediglich gewisse Übergemengteile, die an ihrer Farbe erkannt werden. Zum Beispiel führt der Gläolithyenit von Vitro in Siebenbürgen hellblauen Sodolith in größeren Körnern Sodolithyenit). Betrachten wir einen Dünnschliff dieses Vorkommens unter dem Mikroskop, so zeigt uns das Übersichtsbild zunächst die äußerst geringe Beteiligung dunkler Bestandteile. Das ganze Gestein besteht aus einem körnigen Gemenge von farblosen Mineralien, die zudem fast sämtlich eine sehr geringe Lichtbrechung, kleiner als die des Einbettungsmittels, aufweisen. Lediglich wenige farblose Blättchen und scheinbar netzförmig zwischen und in den Hauptgemengteilen verbreitete Zerfallsprodukte heben sich durch ihre höhere Lichtbrechung etwas heraus.

Feldspäte. Die Hauptgemengteile lassen sich bei ihren niedrigen Brechungscoeffizienten im gewöhnlichen Licht nur schwer von einander unterscheiden, zum mindesten läßt sich über sie keine Übersicht gewinnen. Wir beginnen daher die genaueren Untersuchungen sofort zwischen gekreuzten Nikols. Da erscheint uns ein schon vom Granit her vertrautes Bild: Das hauptsächlichste Mineral ist ohne weiteres als Mikroklin zu erkennen, denn dessen Gitterstruktur ist in jedem einzelnen Korn herrlich ausgeprägt. Wir begnügen uns jedoch mit diesem Kennzeichen keineswegs, sondern stellen an verschiedenen Körnern im gewöhnlichen Licht die schwache Lichtbrechung fest, suchen auch wohl ein Korn, das etwa  $\perp c$  geschnitten, die Auslöschungsschiefe von  $10^\circ$  gegen die Spaltrisse zeigt. Der Mikroklin ist von Flecken und einem Überwerk eines sehr fein zwillingslamellierten Plagioklases durchzogen, das beim Drehen zwischen gekreuzten Nikols aufs deutlichste hervortritt; er stellt also Mikroklinperthit dar. Diese perthitische Durchwachsung des Mikroklin mit Plagioklas ist bereits im gewöhnlichen Licht feststellbar, denn der Plagioklas erweist sich als stärker lichtbrechend als der Mikroklin. Da letzterer die mittlere Brechung 1,526 hat, der Plagioklas selbst aber auch schwächer lichtbrechend ist als das Einbettungsmittel, so kommt ihm etwa  $n = 1,53$  bis höchstens 1,54 zu. Schon daraus gibt er sich als Albit zu erkennen, was sofort bestätigt wird, wenn wir in einem Korn mit scharfen Zwillingslamellen ein Nebenbild  $\perp a$  erhalten und die Auslöschungsschiefe zu  $16^\circ$  feststellen. Außer in der

perthitischen Verwachsung finden wir den Albit auch als selbständige, wenn auch nicht allzu verbreitete Körner neben dem Mikroklin. Wenden wir also das bei den Alkalifalkgesteinen gewählte Einteilungsprinzip nach der Natur des Plagioklases auch hier an, so haben wir das vorliegende Gestein den Albitgesteinen zuzuzählen.

Nephelin. — Die Feldspäte sind in unserem Dünnschliff je an ihren inneren Struktureigentümlichkeiten sofort erkennbar. Es wird daher bald ein Mineral auffallen, das ebenso niedrige Interferenzfarben einheitlich über die ganze Kornfläche zeigt. Gehen wir diesem Mineral etwas nach, so finden wir es stets in ziemlich großen, unregelmäßig gestalteten Körnern, deren Lichtbrechung mit der des Albits nahezu vollständig übereinstimmt, ja eher noch ein wenig größer ist, ohne die Lichtbrechung des Kanadabalsams zu erreichen,<sup>2)</sup> wie wir dort feststellen können, wo es mit einem eingeschlossenen oder danebenliegenden Albitkorn ohne Zwischenlagerung anderer Mineralkörnchen zusammenstößt. Die Lichtbrechung ist also 1,538 bis 1,54; die Doppelbrechung dagegen scheint sogar noch geringer zu sein als bei den Feldspäten. Ist bei jenen die höchste Interferenzfarbe das Weiß 1. Ordnung, so zeigt dieses Mineral nur höchstens graublau Farbe. Seine Doppelbrechung ist also niedriger,  $\gamma - \alpha = 0,004$ . Ja, wir finden jetzt sogar manche hierher gehörige Durchschnitte, die ganz dunkel sind und auch beim Drehen kaum oder nur sehr wenig aufhellen. Diese Durchschnitte untersuchen wir im konvergenten Licht und finden sie optisch einachsig negativ. Betrachten wir solche Durchschnitte wieder im parallelen Licht zwischen gekreuzten Nikols, so fällt uns außerdem auf, daß die verhältnismäßig zahlreichen Einschlüsse von stärker doppelbrechenden Leistchen nur in gewissen Richtungen liegen, die miteinander den leicht meßbaren Winkel von  $60^\circ$  bzw.  $120^\circ$  einschließen (Abb. 88). Im gewöhnlichen Licht finden wir außerdem noch massenhaft winzigste farblose Mikrolithe, die in denselben Richtungen dem Mineral eingelagert sind. Die optische Einachsigkeit des Minerals läßt uns die Wahl zwischen der Zuteilung zum hexagonalen oder tetragonalen Kristallsystem. Der Winkel der Einschlüsse von  $120^\circ$  gibt uns aber die Gewißheit, es mit einem hexagonalen Mineral zu tun zu haben. Wir haben also folgende Beob-

<sup>2)</sup> Bei Schliffen, die in Kalkolith eingebettet sind, findet man die Lichtbrechung gleich der des Kalkolith.

achtungen an dem fraglichen Mineral festgestellt:

1. Ausbildung	körnig
2. Kristallform	ohne
3. Spaltbarkeit	nicht beobachtet
4. Farbe	farblos
5. Lichtbrechung	$n = 1,538$
6. Auslöschung	---
7. Doppelbrechung	$\gamma - \alpha = 0,004$
8. Optischer Charakter	$\text{Ch}_m = I -$ ; einachsig negativ
9. Kristallform	Hexagonal

#### Nepheltn.

Das Mineral kann nur Nephelin sein. Die beobachteten, gefehmäßig eingelagerten Mikrolithe sind die Ursache seines makroskopischen Mglanzes: Glolith. Wir erkennen in dem Mineral ferner noch ziemlich viel Zeretzungsprodukte, die uns aber erst später bezhäftigen sollen.

Sodalith. — Beim Durchsuchen des Schliffes nach solchen Durchschnitten des Nephelins, die senkrecht zur optischen Achse geschnitten sind und deshalb beim Drehen des Tisches dunkel bleiben, werden wir vielleicht auch auf Körner gestoßen sein, die zwischen gekreuzten Mikols völlig dunkel bleiben und im konvergenten Licht kein Achsenbild geben, die also scheinbar etwas anderes darstellen als die genannten Schnitte von Nephelin. Haben wir das Achsenbild von Nephelin gefunden, so wird uns ein Vergleich dieser Nephelindurchschnitte mit den kein Achsenbild ergebenden leicht zeigen, daß erstere stets eine wenn auch noch so geringe Helligkeitsänderung beim Drehen des Tisches zeigen, die letzteren aber nicht. Diese gehören also wohl einem optisch isotropen Mineral an, dessen Verbreitung im Dünnschliff sich nach einiger Übung leicht feststellen läßt. Im gewöhnlichen Licht glasklar, geben seine Durchschnitte beim Senken des Beleuchtungsapparates eine raue Oberfläche zu erkennen, während beim Heben des Tubus an sämtlichen Begrenzungsanten gegen Mikrolin, Albit und Nephelin die Lichtlinie in dieses Mineral wandert. Die Lichtbrechung schätzen wir also wesentlich niedriger als 1,54, nämlich zu etwa 1,48. Sehen wir in der folgenden Tabelle 89 der wichtigsten optisch isotropen Mineralien nach, so bestimmen wir leicht das Mineral als Sodalith. Es ist das ma-

Sandführer, Gesteinsuntersuchung.

kroskopisch mit blauer Farbe sichtbare Mineral, nach dem das ganze Gestein auch Sodalithsphenit genannt wird.

Kankrinit und Muskowit. — Wenden wir uns nun zu jenen kleinen farblosen Mineralkörnern, die zwischen gekreuzten Mikols mit leuchtenden Interferenzfarben der 1. und 2. Ordnung hervortreten. Wir unterscheiden deren bald zwei verschiedene. Das eine hat eine sehr schwache Lichtbrechung von etwa  $n = 1,5$  und bildet kleine Körnchen oder auch die Ausfüllungsmasse der Zwickel zwischen den übrigen Mineralien. Es tritt auch allenthalben an der Grenze der Nephelin- und Sodalithkörner hervor. Man bestimmt seine Doppelbrechung nach der höchstens grünen Inter-



Abb. 88. Gefehmäßige Einschlüsse im Nephelin.

ferenzfarbe der 2. Ordnung zu etwa  $\gamma - \alpha = 0,025$  und findet es einachsig negativ. Es ist der seltene Kankrinit. Das andere Mineral bildet Blättchen mit vollkommener Spaltbarkeit, erweist sich als stärker lichtbrechend ( $n = 1,6$ ), wodurch es sich schon im gewöhnlichen Licht gut aus den übrigen farblosen Mineralien heraushebt. Seine Doppelbrechung von  $\gamma - \alpha = 0,04$ , seine gerade Auslöschung und sein optisch zweiachsig negativer Charakter lassen es ohne weiteres als Muskowit bestimmen. Bei näherer Untersuchung finden wir dieses Mineral oft durchwachsen von Kankrinit in einer etwa dem Mikropegmatit entsprechenden Weise.

Lepidomelan. — Die Bestimmung der farbigen Gemengteile bietet oft große Schwierigkeiten, da man bei ihrer geringen Menge froh sein kann, wenn man nicht lediglich einen einzigen Durchschnitt im ganzen Dünnschliff findet. Es lassen sich im Nephelinsphenit von Ditrö nur zwei verschiedene dunkle Mineralien feststellen: ein Biotit von sehr starkem Pleochroismus, wo-

bei das Mineral in der Stellung der Hauptzone parallel zur Schwingungsrichtung des unteren Mikols sehr tief graugrün, ja fast undurchsichtig und in pleochroitischen Höfen sogar völlig schwarz erscheint. Dies ist der in Natrongesteinen häufige Lepidomelan.

Agirin. — Das zweite dunkle Mineral ist ebenfalls stark pleochroitisch mit einem Wechsel zwischen grasgrün und gelblich. Es bildet lange prismatische Individuen, welche die Spaltbarkeit des Pyroxens zeigen, aber in Licht- und Doppelbrechung nicht un-

gleichstark licht- und doppelbrechende Zoisit ist farblos und hat auch ein anderes Verbreitungsgebiet.

Akzessorische Gemengteile. — Im Nephelinsyenit von Vitro finden wir noch spitz rhombenförmige Durchschnitte von Titanit, an der Form leicht kenntlich sowie an ihrer schwach rötlichen Färbung, hohen Licht- und hohen Doppelbrechung. Hier können wir auch sehr leicht die in Abb. 76 wiedergegebene Erscheinung beobachten, daß die Spaltrisse der Titanite schief zur Umgrenzung verlaufen. Der

Lichtbrechung	Mineral	Ausbildung	Farbe	Sonstige Eigenschaften
1,77	Almandin	} dodekaedrisch oder körnig	farblos bis rötlich	Siebstruktur
1,75	Pyrop		lichtrot	Keliphitrinde
1,75—1,78	Grossular		wechselnd hellfarbig	optisch anomale Felderteilung
1,86	Melanit		braun	Zonarstruktur
1,509	Leuzit	ikositetraedrisch gerundet	farblos	optisch anomale Gitterstruktur
1,49—1,63	Glas	amorph	farblos bis braun	oft fluidal
1,48	} Sodalithe	Sodalith	} farblos blau (gelb, grün)	} Gesetzmäßige Einschlüsse, Korrosionsrand
1,49		Rosean		
1,50		Saunyn		

Abb. 89. Tabelle der wichtigsten isotropen Mineralien.

wesentlich höhere Werte aufweisen, nämlich  $n = 1,8$  und  $\gamma = 0,05$ ; auch ist das Mineral zweiachsig negativ und seine Auslöschungsschiefe sehr gering. Die Tabelle 47, Seite 23, läßt uns die Wahl zwischen Epidot und Agirin. Das Mineral ist jedoch nach Farbe, Spaltbarkeit und Ausbildungsform sicher Agirin, der gewöhnliche Natronpyroxen.

Natronhornblende. — In anderen Nephelinsyeniten trifft man neben Agirin auch noch auf tiefbraune bis blaugrüne Durchschnitte mit der Spaltbarkeit der Hornblende. Auch diese zeichnen sich durch außerordentlich starken Pleochroismus aus, während ihre Doppelbrechung jedoch nur schwach, und zwar  $\gamma = 0,005$  ist. Im Verein mit der Lichtbrechung zwischen 1,65 und 1,7 kann es sich nach Tabelle 47 nur um Natronhornblende handeln, denn der

Titanit steht gerne in Verbindung mit schwarzen Erzen, Titan Eisen, das sich teils in größeren Kristallkörnern findet, teils aber den Titanit verdrängt zu haben scheint. Er ist verbunden mit kaum durchsichtigen, oberflächlich weißen Partien nämlich seinem Umwandlungsprodukt Leukoxen. Seltene Körnchen von sehr stark lichtbrechendem farblosen Zirkon findet man ebenfalls akzessorisch.

## 2. Die mikroskopische Untersuchung eines Phonoliths.

Phonolithe sind grünliche, graue oder bräunliche Porphyrgesteine, die makroskopisch gewöhnlich nur eine dichte, etwas ölig glänzende Grundmasse und in ihr zahlreiche Einsprenglinge von kleinen Sanidintafeln, von Leuzit oder blauem Saunyn erkennen lassen.

Ihre wesentlichen Bestandteile sind Sanidin nebst Nephelin oder Leuzit, wohl auch beiden zusammen, sowie Agirin; diese können jedoch nur unter dem Mikroskop erkannt werden. Der gewöhnliche Nephelinphonolith z. B. von Brügg in Böhmen zeigt viel Sanidin von der aus dem Trachyt bekannten Ausbildungsform, ferner Nephelin, hier aber meist in guter Form sechsseitiger oder häufiger quadratischer Durchschnitte, während Agirin in einheitlichen Flecken als Zwischenmasse erscheint.

Der Phonolith von Nieden in der Eifel zeigt dagegen eine wesentlich andere Ausbildung. Der Dünnschliff enthält sehr viele

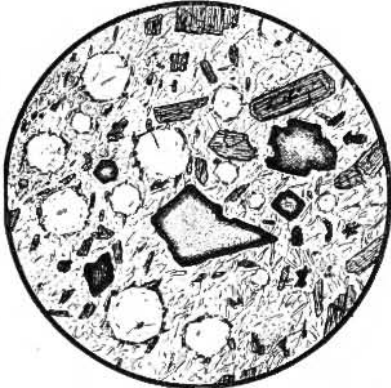


Abb. 90. Zellstruktur, Gauvphonolith von Nieden in der Eifel.

Einsprenglinge, unter denen am häufigsten runde farblose Körner auffallen, welche in allen Größen vorhanden sind und etwa augenartig aus dem Gesteinsganzem hervortreten.

Leuzit. — Bei näherem Zusehen erkennen wir, daß jedes einzelne dieser Körner von kleinen grünen Mikrolithen, die auch in der Grundmasse auftreten, kränzchenartig umrandet ist, wodurch sie besonders stark hervorgehoben werden. Die dadurch entstandene Struktur nennt man „Zellstruktur“ (Abb. 90). Ebenso wie außen, wird oft auch im Innern der Körner der Rand von feinen Einschlüssen in Form farbloser Stäbchen begleitet. Bei größeren Körnern beobachten wir, daß die gerundete Form einem unregelmäßigen achtseitigen Umriß entspricht. Die Lichtbrechung der wasserhellen Kristalle ist kleiner als die des Einbettungsmittels und kann zu  $n = 1,5$  geschätzt werden.

Zwischen gekreuzten Nikols zeigt sich uns ein unerwartetes Bild. Während die kleineren der nahezu kugelförmigen Kristalle völlig dunkel bleiben, beim Drehen

des Objektisches sich also als optisch isotrope reguläre Minerale erweisen, zeigen die größeren Kristalle eine Gitterstruktur, die der des Mikrolins recht ähnlich ist (Abb. 91 und 92c). Die Doppelbrechung ist jedoch wesentlich

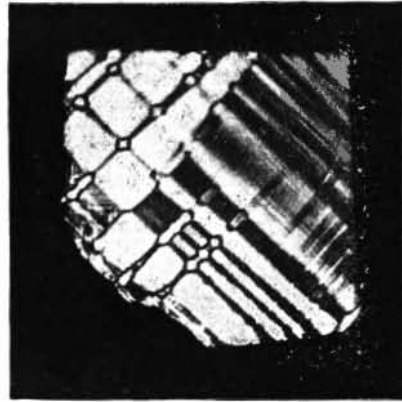


Abb. 91. Gitterstruktur des Leuzits (zwischen gekreuzten Nikols).

niedriger, auch handelt es sich hier nicht wie beim Mikrolin um zwei sich unter einem Winkel von  $90^\circ$  durchkreuzende Gitter, sondern wir können Strichsysteme nach vier Richtungen parallel den Begrenzungsflächen unterscheiden. Besonders auffallend wird die Erscheinung, wenn wir das Gipsplättchen  $R_1$  einschieben. Ein Teil der Lamellen wird dann durch Addition der Interferenzfarben blau gefärbt, während

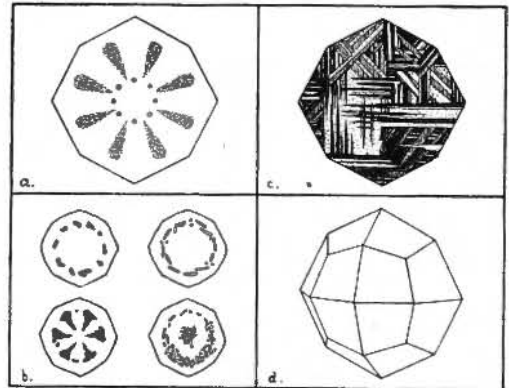


Abb. 92. Leuzit. — a) Gesehmäßige Einschlüsse. — b) Verschiedene Einschlussformen. — c) Gitterstruktur. — d) Kristalltetraeder (Leuzittetraeder).

ein anderer Teil gelb wird und wieder andere das Rot I erhalten. Das isotrope Verhalten der kleineren Kristalle dieses Minerals zeigt jedoch, daß diese Gitterstruktur lediglich eine optische Anomalie eines regulären Minerals bedeutet.

Nach der Tab. 89, S. 66, ist das Mineral

Leuzit. Für den Leuzit ist die Zellstruktur und die optisch anomale Gitterstruktur sehr charakteristisch. Oft enthält er auch dunkle Erz- und Ascheneinschlüsse in gezehmäßigen Formen, wie die Abb. 92 zeigt. Diese kommen jedoch mehr in basischen Leuzitgesteinen vor.

Gaumn, Rosean. Neben dem Leuzit begegnet man noch einem fremden Mineral, das in großen und kleinen Kristallen, wenn auch seltener als der Leuzit vorkommt. Meist sind es vierseitige quadratische Durchschnitte, manchmal jedoch auch sechssei-

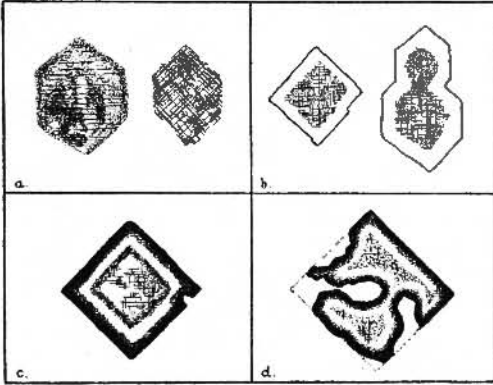


Abb. 93. Gaumn oder Rosean. a Kristalle mit Bestäubung und Strichsystemen. — b Strichsysteme im Innern. — c Korrosionsrand u. zonare Strichsysteme. — d Korrobiertter Kristall.

tige. Die Formen besitzen oft viele schlauchartige Einbuchtungen, magmatische Korrosionen. Fast an jedem der Kristalle beobachtet man einen dunklen, meist etwas bräunlichen Rand, der nach innen rasch verwaschen wird (Abb. 90 und 93 d). An und für sich farblos, erscheinen die Durchschnitte im Innern grau oder bräunlich bestäubt (Abb. 93 a) oder von feinen schwarzen Strichsystemen durchspunnen, die entweder vom Rande ausgehend den Kern freilassen (Abb. 93 c) oder das ganze Innere erfüllen und dann einen farblosen Rand freilassen (Abb. 93 b). Bei starker Vergrößerung erkennt man in der Bestäubung winzige Bläschen und undurchsichtige Körnchen, wohl von Glas und Eisenerz. Die Lichtbrechung erweist sich als nur ganz wenig kleiner als jene des Leuzits, also zu etwa 1,49 bis 1,50. Zwischen gekreuzten Nikols zeigt das Mineral isotrope Beschaffenheit. Es ist also regulär und nach den Durchschnitten zu urteilen, hexaedrisch. Nach Tabelle 89 kommt nur die Sodalithgruppe in Frage und davon wieder die stärker lichtbrechenden Glieder: Gaumn und Rosean.

Dieses Mineral ist in Leuzitphonolithen, Leuzitphosphiten und Leuzitbasalten sehr ver-

breitet. Manchmal ist es auch prächtig blau gefärbt wie in dem bekannten Leuzitphosphit von Tavolato bei Rom, von dem wohl jede Dünnschliffsammlung einen Schliff besitzt. Im Dünnschliff grünliche Färbung zeigt es in dem Phonolith vom Hohentwiel, obwohl es dort im Handstück blau erscheint.

Als farblose Einsprenglinge findet man noch wenige, aber recht große Kristalle von Sanidin, der besonders am Rande gerne Mineralien der Grundmasse z. B. kleine Leuzite umschließt.

Agirinaugit. — Gefärbte Einsprenglinge sind in großer Anzahl vorhanden. Vor allen Dingen fallen grüne Kristalldurchschnitte mit starkem Pleochroismus von grün zu gelb auf, welche die Lichtbrechung von 1,8 besitzen und sowohl die Kristallform wie die Spaltbarkeit des Pyrogens erkennen lassen. Zwischen gekreuzten Nikols zeigen sie eine nur wenig Doppelbrechung als der Augit, aber einige Besonderheiten. Das Mineral hat zwar auch eine große Auslöschungsschiefe, doch läßt es sich nicht völlig dunkel stellen, sondern zeigt nur einen perlmutterartigen Glanz mit wechselnden anomalen Farben beim Drehen über die zu erwartende Dunkelstellung hinweg. Den Grund zeigt uns ein Achsenbild, welches das Mineral als zweiachsig positiv erkennen läßt und die schwarzen Hyperbeln von bunten Rändern umsäumt zeigt, und zwar an der konkaven Seite blau, an der konvexen rot. Wir müssen daraus schließen, daß die optischen Verhältnisse des Kristalls für rote Strahlen andere sind als für blaue Strahlen, eine Eigenschaft, die wir Dispersion nennen. Im vorliegenden Falle

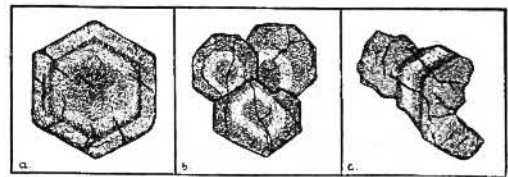


Abb. 94. Melanit. a Zonarer Kristall. — b Bündel von zonaren Kristallen. — c Unregelmäßiges Korn mit Zonarstruktur.

sind die kristallographischen Richtungen a und c für rote und blaue Strahlen nicht dieselben: Dispersion der Mittellinien. Wenn der Kristall für rote Strahlen dunkel gestellt ist, dann ist er es für blaue noch nicht und umgekehrt, so daß er niemals völlig dunkel wird. Die Dispersion kann bei verschiedenen Mineralien als gutes Kennzeichen dienen, z. B. auch für den bereits besprochenen Titanit. In



petrographischen Mikroskop ist sie jedoch nur dann exakt bestimmbar, wenn sie so groß ist wie im vorliegenden Fall.

In der Nähe der Dunkelstellung zeigt sich auch, daß die Kristalle meist einen zonaren Aufbau besitzen, der oft schon durch den Pleochroismus angedeutet wird. Bei oberflächlicher Betrachtung ist man geneigt, das Mineral für Agirin zu halten, womit jedoch die Doppelbrechung und die große Auslöschungsschiefe, abgesehen vom optisch positiven Verhalten, nicht übereinstimmen. Es ist Agirinaugit. Damit soll nicht gesagt werden, daß der ganze Schliß keinen Agirin enthielte. Genauere Beobachtung wird lehren, daß die kleineren Individuen der Grundmasse zumeist dem Agirin angehören.

Melanit. — Endlich finden wir als Einsprenglinge wenn auch nicht sehr zahlreiche, so doch kräftig hervortretende braune Sechseite mit hoher Lichtbrechung ( $n = 1,86$ ). Sie sind gerne zonar struiert und öfters zu Anäueln vereinigt. Zwischen gekreuzten Nikols erweisen sie sich als isotrop, können nach Tabelle 89 also nur Durchschnitte durch Dodekaeder von Melanit sein (Abb. 94a und b). Der zonare Aufbau dieses Minerals aus hellbraunen und dunkelbraunen Schalen ist auch dann noch charakteristisch vorhanden, wenn es sich um unregelmäßige Körner handelt (Abb. 94c).

Grundmasse. — Bei der Bestimmung der Grundmasse erscheint größte Vorsicht am Platze. Zwar erkennen wir die kleinen und kleinsten grünen Körnchen von Agirinaugit und Agirin gar leicht, ebenso zahlreiche Leisten von Sanidin. Damit ist die Grundmasse jedoch noch nicht völlig bestimmt. Unter ihren farblosen Mineralien fallen bald kleine quadratische oder weniger häufig sechsseitige Durchschnitte auf, welche die Lichtbrechung  $n = 1,54$  und sehr schwache Doppelbrechung zeigen. Wegen der Kleinheit der Individuen ist hier kaum ein Nadelnbild zu erhalten, das übrigens nur in den sechsseitigen Querschnitten beobachtet werden könnte. Das Gesagte genügt aber bereits zur Bestimmung des Minerals als Nephelin, dessen gedrungene sechsseitige Prismen (Abb. 95c) teils rechteckige, teils sechsseitige Durchschnitte geben (Abb. 95a und b). Die Kristallformen zeigen übrigens gerne am Rande diesem parallele Einlagerungen von farblosen Stäbchen.

Nicht an allen Stellen des Schliffes verrät

sich der Nephelin so leicht durch seine Kristallform. Oft bildet er nur die letzte Ausfüllmasse der Zweifelschen zwischen den kleinen Leuziten, Sanidinen und Agirinmikrolithen. Besonders in basischen Nephelingesteinen ist er derart versteckt, daß man ihn oft vergebens sucht. Man kann ihn in solchen Fällen durch Färbung hervortreten lassen. In diesem Zwecke entfernt man Deckgläschen und Deckbalsam und gibt über den Schliß für kurze Zeit schwach erwärmte Salzsäure. Dadurch bildet sich am Nephelin oberflächlich eine Gelatinehaut, die nach vorsichtigem Abspülen mittels einer Farblösung leicht gefärbt werden kann. Man läßt die Farblösung, die man z. B. einfach aus Tinten-

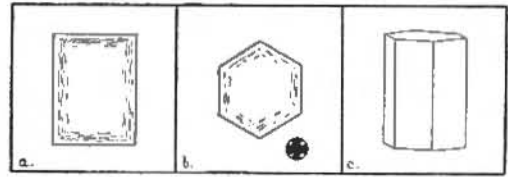


Abb. 95. Nephelin. a Längsschnitt. — b Querschnitt. — c Kristallbild.

stift herstellt, ein bis zwei Stunden auf dem Schliß stehen und wässert dann kurz zur Reinigung. Es werden zwar auch Hauyn, Soda-lith, Olivin und Zeolithe auf diese Weise mitgefärbt, doch lassen sich letztere jeweils verhältnismäßig leicht vom Nephelin unterscheiden.

Als akzessorische Mineralien erkennt man in dem Phonolith von Rieden noch größere bestäubte Apatitkörner, auch wohl recht leicht gefärbten Titanit, ferner Kristalle von schwarzem Eisenerz.

Dieses Gestein von Rieden ist wegen seiner Zusammensetzung aus Leuzit und Nephelin, Sanidin und Agirinaugit bzw. Agirin, als Nephelin-Leuzitphonolith zu bezeichnen. Früher nannte man es Leuzitophyr. Es gibt auch Leuzitphonolithe, in denen der Nephelin völlig fehlt, ferner Hauynphonolithe, wo an seiner Stelle sehr viel Hauyn auftritt. Hierher gehört z. B. das Gestein des Sokentwiesls.

### 3. Mikroskopische Bestimmung eines Tephrits.

Tephrite sind äußerlich aschgrau bis dunkelgrau Gesteine, die in einer meist sehr feinkörnigen rauhen Grundmasse Einsprenglinge von Phrygen, Plagioklas und Leuzit, letzteren oft in sehr großer Menge erkennen lassen.

Betrachten wir einen Dünnschliß des Leuzittephrits von Oberrotweil am Kaiserstuhl unter dem Mikroskop, so sehen

wir in einer feinkörnigen Grundmasse große Kristalle von Leuzit, die aber speziell in diesem Gesteine vom Kaiserstuhl wenig optische Anomalien zeigen. Ferner sehen wir Kristalle und Kristallaggregate von Hauyn und Nesean, die alle im vorhergehenden beschriebenen Eigenschaften aufweisen. Sie sind gerne blau gefärbt, gehen aber teilweise bereits in Färbung über, was sich besonders zwischen gekreuzten Nikols durch das Auftreten von stärker doppelbrechenden Mineralkörnern und Faseraggregaten kundgibt. Dabei zeigt der Hauyn und Nesean alle möglichen Größen bis zu kleinsten Körnern, die stets die gute Kristallform mit häufigen Korrosionen zeigen. Von gefärbten Mineralien fällt uns unter den Einsprenglingen sofort ein Ph-

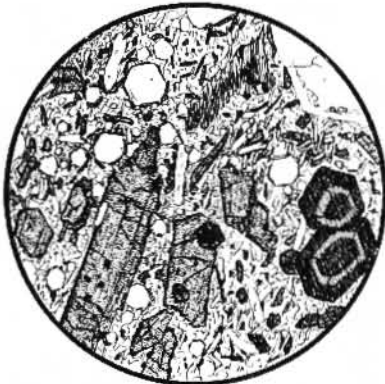


Abb. 96. Tephrit von Oberrotweil am Kaiserstuhl.

roxen auf, dessen Durchschnitte in Abb. 96 dargestellt sind. Seine Farbe ist grasgrün mit kräftigem Pleochroismus zu gelblichgrün. Manchmal finden wir seine Kristalle auch von farblosem Augit umrandet, wobei wie in Abb. 99 c die Kristallform meist schärfer hervortritt. Zwischen gekreuzten Nikols können wir dieses Hauptmineral nach seinen Eigenschaften leicht als Agirinaugit feststellen, während der farblose Rand aus gewöhnlichem oder titanhaltigem Augit besteht. An diesen Rändern ist sehr schön der Unterschied der Auslöschungsschiefen zu beobachten.

Neben Agirinaugit treten auch kräftig braun gefärbte Körner von Melanit deutlich hervor, die gemäß Abb. 96 teils in zonar struierten Sechseiten, teils in Körneraggregaten, die in ihrer Gesamtheit ebenfalls ein Sechseck darstellen, zu beobachten sind. Seltener trifft man auf große Kristalldurchschnitte von Eisen-erz, obwohl diese in keinem Dünnschliff fehlen, während stark resorbierte Biotit- und

Hornblendeindividuen nicht in jedem Tephrit vorkommen. Wo sie zu beobachten sind, zeigen sie jedoch dieselben Erscheinungen, wie wir sie bei den Undesiten kennen gelernt haben, ja oft verraten nur gut umgrenzte Flecken von Magnetitkörnchen die ursprüngliche Anwesenheit dieser Mineralien.

In der Grundmasse fallen zunächst neben zahlreichen kleineren Erzkrörnchen die kleinen bis winzigen grünen oder grau-grünen Mikrolithen von Agirin auf. Zwischen ihnen besteht die farblose Masse zum größten Teil aus massenhaft vorhandenen Leuzitkrörnchen, die teils an ihrem ocellaren Auftreten mit Agirinkräuzchen, teils aber auch an den in ihrem Innern angehäuften Schläden und Erzkrörnchen kenntlich sind. Schon im gewöhnlichen Licht, besser jedoch zwischen gekreuzten Nikols lassen sich zwischen den Leuziten der Grundmasse zahlreiche Feldspatleistchen erkennen, die sich durch ihre Zwillingnatur und ihre verhältnismäßig starke Lichtbrechung bald als Plagioklase recht basischer Art ausweisen. In dem Tephrit vom Kaiserstuhl werden sie als Anorthit bestimmt, doch finden sich in anderen Tephriten gewöhnlich etwas weniger basische, dem Labrador nahestehende Mischungen. Ein und wieder erkennen wir in der Grundmasse auch die charakteristischen fast quadratischen Querschnitte des Nephelins, der aber auch so versteckt sein kann, daß ihn erst die Färbungsmethode sichtbar macht. Durch letztere würde aber hier auch gleichzeitig das Glas hervortreten, das gelegentlich in den Zwickeln als Basis beobachtet werden kann, aber wohl fast immer an seiner bräunlichen Farbe richtig erkannt wird.

Leuzittephrite zeigen im Dünnschliff stets die geschilderte Ausbildung (Abb. 96), die ein recht mannigfaltiges und farbiges Bild liefert. Insbesondere gehören hierher die bekannten, schöne Dünnschliffbilder liefernden Lavas des Vesuvius. In vielen anderen Tephriten, z. B. auch des Kaiserstuhls, der Rhön usw., fehlt jedoch der Leuzit, während in ihnen der Nephelin stärker in den Vordergrund tritt. Wir haben es dann mit Nephelintephriten zu tun, die in all ihren Eigenschaften, besonders in ihrer sonstigen Zusammenfassung und Struktur den Leuzittephriten gleichen.

Die eigentlichen Tephrite, wie wir sie soeben in dem Leuzittephrit vom Kaiserstuhl kennen gelernt haben, unterscheiden sich von den Phonolithen eigentlich nur durch das stärkere Hervortreten der dunklen Bestandteile. Dies

sind die sogenannten „phonolithoiden Tephrite“. Ihnen stehen auch olivinführende Abarten gegenüber, die man im Gegensatz als „phonolithoide Basanite“ bezeichnet hat, obwohl die Bezeichnung Olivintephrite wesentlich prägnanter wäre. Wer sich jedoch mit dem Studium einer größeren Anzahl verschiedener Tephrite abgibt, wird bald herausfinden, daß sowohl bei den olivinfreien, wie bei den olivinführenden Formen solche vorkommen, deren Pyroxen nicht Agirin oder Agirinaugit ist, sondern dem bräunlich bis violett gefärbten Titanaugit zugehört, der auch oft basaltischer Augit genannt wird. Solche Formen der Tephritfamilie hat man als „basaltische Tephrite“ bzw. „basaltische Basanite“ den normalen Formen gegenübergestellt. Sie werden zum größten Teil nach ihrer äußeren Beschaffenheit zumeist direkt den Basalten zugezählt und sollen daher auch erst im nächsten Abschnitt näher betrachtet werden.

#### 4. Die mikroskopische Untersuchung der Basalte.

Im gewöhnlichen Leben pflegt man jedes dichte schwarze Gestein von hohem spezifischem Gewicht als Basalt zu bezeichnen. Wenn wir jedoch diese Gesteine nach ihrem Mineralbestand und nach ihrer Struktur, die sich beide erst mit Hilfe des Mikroskops feststellen lassen, klassifizieren wollen, werden wir sehen, daß sie zum großen Teil den Namen Basalt gar nicht verdienen. Zum Teil sind es körnige Trappgesteine, zusammengesetzt aus basischem Plagioklas, Pyroxen und meist auch Olivin bei ophitischer Struktur, zum Teil sind es porphyrische Bildungen, die dieselbe Zusammensetzung haben, aber noch besonders Pyroxen als Einsprenglinge führen und daher zum Melaphyr zu zählen sind.

Die eigentlichen Basalte sind Na-

trongesteine,<sup>3)</sup> die durch ihr Auftreten in zahlreichen, allerdings meist kleinen Effusivmassen des Tertiärs und durch ihren oft sehr großen Reichtum an mancherlei Einschlüssen allenthalben bekannt sind. Ihre Zugehörigkeit zur Natrongesteinsklasse verrät sich bei den nur Feldspäte führenden Arten jeweils durch das Auftreten von farbigen Natronmineralien, besonders von Agirin, in allen übrigen aber durch die Gegenwart von Nephelin, Leuzit, Melilith neben oder ohne Plagioklas.

Die eigentlichen Basalte bestehen im wesentlichen aus Pyroxen und Erz nebst Feldspat oder einem Feldspatvertreter. Kommt sowohl ein Feldspat als auch ein Feldspatvertreter gleichzeitig im Gestein vor, so zählen wir es in die Tephritfamilie, wo die basaltischen Tephrite bzw. Basanite den normalen phonolithoiden Arten gegenüberstehen. Die eigentlichen Basalte führen als charakteristisches Mineral stets Olivin. Wo dieser in den feldspatfreien Basalten fehlt, wird das Gestein sowohl in Struktur als auch in Zusammensetzung höchst anormal. Solche olivinfreien Formen der Nephelinite, Leuzitite und Augitite kommen außerdem nur in gänzlich untergeordneten Massen vor. Nach der mineralischen Zusammensetzung teilen wir also die Basalte so ein, wie es die Tabelle 97 wiedergibt.

Zwischen allen Typen der Basalte gibt es natürlich alle möglichen Übergänge. Außerlich lassen sich die einzelnen Glieder der Basaltfamilie unmöglich auseinanderhalten, auch ist ihre Natur als eigentliche Basalte gegenüber den eingangs erwähnten ähnlich aussehenden Gesteinen fast immer nur an den zahlreichen Einschlüssen von flaschengrünem Olivin-

<sup>3)</sup> Die Natronbasalte werden von Rosenbusch „Trachydolerite“ genannt.

Gestein	Basaltische Tephrite	Basalte				
Mineralbestand:	Pyroxen und Erz mit Feldspat und Nephelin   Leuzit	Feldspat	Pyroxen und Erz nur mit			Glas
			Nephelin	Leuzit	Melilith	
mit Olivin	basaltischer Nephelin-basanit   Leuzit-basanit	Feldspat-basalt	Nephelin-basalt	Leuzit-basalt	Melilith-basalt	Magma-basalt (Eimburgit)
ohne Olivin	basaltischer Nephelintephrit   Leuzit-tephrit		Nephelinit	Leuzitit		Augitit

Abb. 97. Tabelle der Basalte.

fels, die fast in keinem Natronbasalt fehlen, zu erkennen.

Unter dem Mikroskop sind die strukturellen Unterschiede lediglich durch die Natur des farblosen Gemengteils bedingt. Plagioklase bilden schmale, wirr oder sparrig zwischen den Phrogen- und Erzkrörnern liegende Leisten, wie dies Abb. 98 an einem Feldspatbasalt von

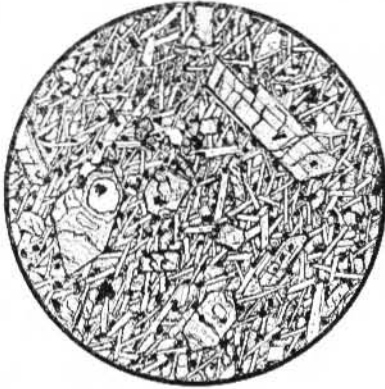


Abb. 98. Feldspatbasalt von Anina im Banat.

Anina im Banat zeigt. In diesem Basalt erkennt man neben dem Feldspat als Hauptbestandteil den Augit, teils in unregelmäßigen Körnern, die zwischen den Feldspatleisten eingezwängt liegen, teils in größeren verhältnismäßig gut begrenzten Individuen. Er kommt in allen Arten von Basalt gleichmäßig als bräunlich bis schwach violett gefärbter Titanaugit vor und wurde deshalb auch „basaltischer Augit“ genannt. An diesem Phrogen beobachtet man sehr häufig prachtvollen Zonenbau, verbunden mit anomalen Dispersionsfarben in der Auslöschungstellung (Abb. 99b), oder die beim Augit auch sonst häufige „Sanduhrstruktur“ (Abb. 99a). Auch Zwillingbildungen finden sich bei diesem Augit nicht selten. Außer dem „basaltischen Augit“ spielen jedoch besonders in den an Tephrit anschließenden Feldspatbasalten auch Agirin und Agirinaugit oder Diopsid eine gewisse Rolle.

Neben dem Augit ist als wichtiger Bestandteil der Hauptmasse ein schwarzes Eisenerz und zwar wohl titanhaltiges Magnetit zu nennen. Es bildet oft größere Kristalleinsprenglinge, kommt aber weitaus in der Hauptsache in zahlreichen Körnchen gleichmäßig über das ganze Gestein verteilt vor. Accessorisch tritt Apatit auf, oft in stark bestäubten und dadurch violett gefärbten Kristallen. Endlich findet sich in Zwickeln oft etwas bräunliches Glas.

Unter den Einsprenglingen, die wir zum Teil als Augit bereits erkannt haben, spielt wohl der Olivin die Hauptrolle. Er bildet Körner und Kristalle, die fast immer eine teilweise Umwandlung in saftigen Serpentin erlitten haben, wie wir das schon früher bei den Olivinen der Melaphyre kennen gelernt haben. Außerdem treten einsprenglingsartig auch gerne stark resorbierte Individuen von basaltischer Hornblende auf, während der entsprechende Biotit eigentlich nur in der Grundmasse öfters in unverkehrten Blättchen zu beobachten ist.

Bei einem Nephelinbasalt wird das Dünnschliffbild insofern etwas anders, als der Nephelin seine gedrungenen rechteckigen Formen zu wahren sucht und daher mehr als eckig-körnige Fülle zwischen den Augitkörnern der Grundmasse auftritt. Diese Nephelinbasalte können jedoch so dicht werden, daß selbst unter dem Mikroskop die Erkennung der Fülle unmöglich wird und daß diese nur durch Färbungsversuche in ihrer Verbreitung dargetan werden kann (siehe Beschreibung beim „Phonolith“ S. 66). Solche optisch nicht bestimmbar, immerhin, aber an ihrer schwächeren Lichtbrechung etwas hervortretenden Füllmassen hat man auch als Nephelinitoid bezeichnet, da ihre Natur als Nephelin nur vermutet werden kann.

Bei den Leuzitbasalten tritt an Stelle der leistenförmigen Feldspäte die rundliche Form der Leuzite, charakterisiert selbst noch in winzigen Individuen durch ihre Nesselstruktur und ihre Einschlußkörnchen.

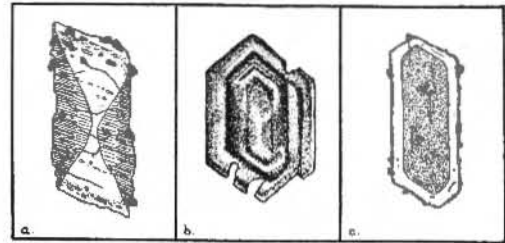


Abb. 99. Basaltischer Augit. a Sanduhrstruktur. b Zonarer Aufbau. c Rand um Agirinaugit.

Melilithbasalte vermögen auf den ersten Augenblick den Feldspatbasalten ähnlich zu sehen, da der Melilith ebenfalls leistenförmig gestreckt erscheint. Die Natur dieser Leisten als Melilith wird aber durch Messung der Lichtbrechung zu  $n = 1,63$  durch ihre äußerst schwache Doppelbrechung  $\gamma - \alpha = 0,002$  und durch anomale Erscheinungen dargetan. So enthält der Melilith gerne pflöckähnliche Glas-

einschlüsse (Pflodstruktur) und gibt zwischen gekreuzten Mikols gern anomale Interferenzfarben.

Der Magmabasalt enthält als Hauptmasse ein bräunliches Glas, in dem Augit, Erz und Olivin teils in wohl ausgebildeten Kristallen, teils in kleinen oft skelettartigen Mikrolithen liegen. Er kommt nur untergeordnet vor, ebenso die übrigen Basaltgesteine wie Nephelinit usw., die als ganz ausnahmsweise Bildungen hier kaum eine weitere Darstellung verdienen.

## VI. Die mikroskopische Untersuchung von Sedimentgesteinen.

Die Sedimentgesteine, d. h. alle nicht aus feurigflüssigem Schmelzfluß erstarrten Gesteine bilden unter dem Mikroskop ein völlig anderes Bild, als die Eruptivgesteine, so daß sie meist ohne weiteres von diesen zu unterscheiden sind. Insbesondere ihre erste Klasse, die der mechanischen Sedimente, zusammengesetzt aus abgebröckelten und durch Wasser oder Wind verfrachteten Gesteinsteilchen, die auf irgendwelche Weise wieder verkittet wurden, haben charakteristische Strukturen, wie man sie bei unveränderten Eruptivgesteinen niemals findet. Die Hauptvertreter dieser Klasse sind zunächst lockere Massen wie Sand und Kies, dann deren verhärtete Äquivalente, die Konglomerate, Breccien und Sandsteine, ferner die weichen Tone und die entsprechenden harten Tonsteine. Die zweite Klasse der Sedimentgesteine umfaßt alle jene Sedimente, die aus Lösungen ausgefällt wurden, sei es durch Verdunstung und Niederschlag oder unter Mitwirkung von Organismen — „Lösungssedimente“. In diese zweite Klasse gehören die Salzgesteine, ferner die sedimentären Quarzite, sowie die so ungeheuer weitverbreiteten Kalkgesteine. Eine dritte Klasse, die der kaustobiolithen, welche die Kohlen, Torf usw. umfassen, bereiten der mikroskopischen Untersuchung die größten Schwierigkeiten und kommen daher hier nicht in Betracht.

Meist lassen sich die Sedimente schon nach ihrem äußerlichen Aussehen oder doch wenigstens nach Ausführung geringfügiger Versuche genau bestimmen. Die mikroskopische Untersuchung bezweckt hier daher von vorneherein häufig nur das Erkennen der inneren Strukturverhältnisse des Gesteines und dient oft nur zur Beurteilung der technischen Verwertbarkeit des Sandgesteins, des Quarzits, des Kalksteins usw. Wir be-

Erwähnenswert sind noch die in allen Basalten einschlußartig auftretenden Olivinfelsknollen. Sie bilden ein körniges Gemenge von Olivin, dem sich oft verschiedene Pyroxene zugesellen. In manchen Basalten ist ihr Reichtum an Mineralien oft ungewöhnlich groß, so daß diese „Ausscheidungen“, die sich vielleicht lange vor der Eruption des Basalts im Magma gebildet haben, die mannigfaltigsten Mineralkombinationen darstellen.

fassen uns daher auch hier nur mit den wichtigsten Sedimenten. Diese sind aus der ersten Gruppe loser Sand und Sandstein, aus der zweiten Klasse hauptsächlich die Kalksteine.

### 1. Die Untersuchung von losen Sanden.

Die mikroskopische Untersuchung loser Sande wird nach verschiedenen Methoden ausgeführt, je nachdem wir einen groben oder feinen Sand vor uns haben, je nachdem wir das mikroskopische Präparat nur für die augenblickliche Untersuchung oder als Dauerpräparat anfertigen wollen.

Ein feiner Sand, etwa ein tertiärer Grünsand wird am raschesten untersucht, indem wir auf einen sauber gereinigten Objektträger einen Tropfen Nelkenöl geben, in diesen etwas von dem Sande streuen und dann sofort ein Deckgläschen darüberdecken. Unter dem Mikroskop treten die Umrisse der einzelnen gerundeten Sandkörner nur durch ihre oberflächliche Kofffärbung deutlich hervor. Wo diese fehlt, ist die Grenze des Sandkorns gegen das Nelkenöl kaum zu beobachten. Das Korn selbst ist klar durchsichtig und bleibt es auch beim Senken des Beleuchtungsapparates. Hiernach ist die Lichtbrechung der Sandkörner gleich der des Nelkenöls, nämlich  $n = 1,54$ .

Sehen wir zunächst einmal von etwa vorhandenen gefärbten oder stärker lichtbrechenden Körnern ab und betrachten die Hauptmasse der Sandkörner mit der Lichtbrechung 1,54 zwischen gekreuzten Mikols. Sie heben sich hier von dem schwarzen Gesichtsfeld mit lebhafter Lichtwirkung deutlich ab. Dabei zeigen die einzelnen Körner bunte Interferenzfarben der I. und II. Ordnung. Die Höhe dieser Interferenzfarben ist natürlich einerseits von der Dicke der Körner abhängig, was wir daran erkennen, daß die Interferenzfarben im Innern der Kör-

ner höher sind als an den Rändern, andererseits jedoch im verstärkten Maße von ihrer Lage. Letzteres können wir sehr gut beobachten, wenn wir durch Verschieben des Deckglases die Körner etwas hin und her rollen, wobei sie ihre Interferenzfarben allmählich ändern. Im allgemeinen sind in einem feinen Sand die allseits abgerundeten Sandkörner ziemlich gleich dick. Ihre Dimensionen in die Breite lassen sich leicht mit Hilfe eines in die Brennebene der Augenlinse des Okulars einlegbaren Glasmikrometers messen. Gewöhnlich wird ein besonderes Okular mit verstellbarer Augenlinse und Glasfala, das Mikrometerokular, benützt.

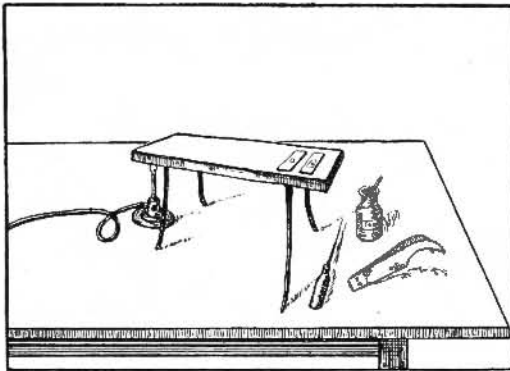


Abb. 100. Heizbarer Präpariertisch.

Bringen wir dieses an Stelle des gewöhnlichen Okulars, so sehen wir gleichzeitig mit den Sandkörnern die Skala des Mikrometers und können bei verschiedenen Körnern die Anzahl der auf sie entfallenden Teilstriche ablesen. Wir finden beispielsweise bei Benutzung eines Seibert'schen Mikroskops für verschiedene Körner 11—15, im Mittel also 13 Teilstriche. Aus der dem Mikroskop beigegebenen Tabelle entnehmen wir, daß jeder Teilstrich für das benützte optische System (Objektiv II und Okular 3 von Seibert)  $9,1 \mu$  beträgt. Die durchschnittliche Dicke der gemessenen Sandkörner beträgt also  $13 \cdot 9,1 \mu = 118,3 \mu$  oder  $0,12 \text{ mm}$ .

Wir benützen diese Feststellung nun zur Messung der Doppelbrechung der Sandkörner. Wir gehen dabei von der Annahme aus, daß die Sandkörner meist möglichst flach zu liegen trachten und daß deshalb ihre vertikale Dicke höchstens gleich ihrer durchschnittlichen Breite, also  $0,12 \text{ mm}$  ist. Dieser Dicke entspricht nun nach der Beobachtung als höchste Interferenzfarbe ein Rot II. Ordnung im Innern einzelner Körner. Da Rot II durch eine

Berzögerung von  $1100 \mu$  hervorgebracht wird und hier der Dicke von  $0,12 \text{ mm}$  entspricht, so würden die Sandkörner im normalen Dünnschliff von  $0,03 \text{ mm}$  nur den 4. Teil dieser Berzögerung, also  $275 \mu$  hervorbringen, somit höchstens das Weiß I. Ordnung vielleicht etwas ins Hellgelbe spielend aufweisen (vgl. Abb. 18). Hiernach läßt sich die Doppelbrechung des Minerals leicht zu  $\gamma - \alpha = 0,009$  angeben.

Nach einigem Suchen finden wir bald auch ein Korn, das uns das Achsenbild des Minerals erkennen läßt. Dieses ist einachsig positiv, somit einwandfrei als Quarz bestimmt, was von vornherein zu erwarten war.

Wohl in jedem Quarzsand finden wir auch andere Beimengungen in großer Zahl. In dem erwähnten Grünsand, der obiger Beschreibung zugrunde gelegt wurde, fallen besonders zahlreiche Kügelchen von grüner Farbe auf, welche die Ursache der makroskopisch so deutlichen grünen Farbe des Sandes sind. Sie haben höhere Lichtbrechung als das Melkenöl und sind bemerkenswert gut kugelig ausgebildet. Manche von ihnen scheinen zum Teil verrostet zu sein. Zwischen gekreuzten Nikols sind sie hell, löschen aber nicht aus, sondern zeigen sich aus kleinsten wir durcheinanderliegenden Körnchen zusammengesetzt, die zwar je für sich beim Drehen des Präparates hell und dunkel werden, in ihrer Gesamtheit jedoch den Eindruck einer sich gleichbleibenden Helligkeit ergeben. Die Körnchen zeigen also Aggregatpolarisation. Sie sind als der in Grünсандen stets vorhandene Glaukonit zu erkennen.

Azessorisch finden wir bei genauer Durchmusterung des Schnittes noch vielerlei Mineralien, oft in kleinen zierlichen Kristallformen, meist jedoch ebenso abgerollt wie der Quarz. So lassen sich leicht der Apatit, Zirkon, Turmalin, manchmal auch Granat und Rutil feststellen, neben ihnen dunkle Körner von Erz, die wir für Magneteisen zu halten geneigt sind.

Wollen wir von solchen Sanden ein Dauerpräparat anfertigen, so benützen wir Kanadabalsam als Einbettungsmittel und zwar reinen Balsam ohne Lösungsmittel. Zunächst trachten wir darnach, den zu präparierenden Sand möglichst zu reinigen, indem wir ihn mehrmals in Wasser, dann anderen Reinigungsflüssigkeiten wie Alkohol, gut auswaschen und darauf trocknen. Dann legen wir zwei gereinigte Objektträger auf ein Tischchen mit dicker Metallplatte, deren eines Ende durch eine nicht ruhende Flamme ständig erhitzt wird (Abb.

100) und geben auf den ersten Objektträger einen Tropfen Balsam, auf den zweiten ein Deckgläschen, das dann ebenfalls mit einem kleinen Tropfen Balsam versehen wird. Beide Objektträger schieben wir je nach der Fähigkeit des Balsams so weit gegen die erhitzte Seite des Tischchens zu, daß der Balsam flüssig wird, aber auf keinen Fall zum Kochen kommt. Nachdem der Balsam eine Zeitlang erhitzt war, wird er beim Erkalten sofort hart werden, was mit kleinen an einer Präpariernadel haften bleibenden Tröpfchen ausprobiert werden muß. Hat der Balsam das Stadium erreicht, wo er beim Erkalten weder Faden zieht noch ganz spröde wird, dann schieben wir beide Objektträger an das kalte Ende des Tischchens, geben auf den Balsam des Objektglases etwas von dem Sand und decken sofort mit dem Deckglas. Randlich überquellender Balsam wird nach dem Erkalten sorgfältig abgetraht, seine letzten Reste durch Einlegen des Präparates in Alkohol aufgelöst und dann mit Wasser gut abgewaschen. Auf dieselbe Weise kann man jedes sonstige Kristallpulver oder isolierte Gesteinsbestandteile für die mikroskopische Untersuchung präparieren.

Größere Sande muß man dagegen zunächst zerkleinern und Bruchstückchen passender Größe aus dem Gesteinspulver heraussieben. Letztere sind dann ebenso, wie eben beschrieben, zu behandeln. Oft will man aber die Körner nicht zertrümmern, dann fertigt man einen richtigen Dünnschliff von dem Sand an. Hiersür gibt es nun mehrere Methoden. So kann man beispielsweise aus dem Sand und dem zehnfachen Volumen von Zinkoxyd und konzentrierter Wasserglaslösung einen steifen Brei anrühren, der in irgend welche Form gegossen, nach zwei bis drei Tagen so erhärtet, daß man davon Dünnschliffe, wie von jedem beliebigen Gestein, anfertigen kann.

Eine andere Art besteht darin, daß man den Sand auf einem Deckgläschen in erhitztem Kanadabalsam einbettet und kurz vor dem Erkalten mit Papier bedeckt zu einer dünnen Schicht ausdrückt. Kittet man das Deckgläschen mit seiner Glasseite nun auf einen Objektträger, so kann die Schicht zunächst auf einer Seite mit Schmirgel so weit abgeschliffen werden, daß die meisten Sandkörner eine ebene Fläche erhalten. Nach Reinigung wird nun diese Seite des Präparates auf einem Objektträger festgefittet, das Deckgläschen und der erste Objektträger abgesprengt und die andere Seite

so weit geschliffen, bis die normale Dünnschliffdicke erreicht ist.

## 2. Die Untersuchung eines Sandsteins.

Sandsteine sind verfestigte Quarzsande. Die Körner der Sandsteine zeigen daher gegen lose Sandkörner wenig Besonderheiten in Form und Zusammensetzung, sondern sind in den meisten Fällen ebenso rundlich gestaltet, wie wir dies bei den losen Sanden gewöhnlich finden. Solche gerundete Sandkörner sind in Abb. 101, dem Dünnschliffbild eines Sandsteins von Erbach im Odenwald, dargestellt. Bemerkenswert häufig bestehen die Körner der Sandsteine aber auch aus eckigen Bruchstücken von Quarz, wie sie in Abb. 102 im polarisierten Licht gezeichnet sind. Ihre Begrenzung ist dann absolut regellos scharf und scharfkantig, so daß bei ihrem Anblick der Gedanke an längeren Wassertransport nicht aufkommen kann.



Abb. 101. Kristallsandstein von Erbach im Odenwald.

In dem Dünnschliff eines gewöhnlichen Sandsteins aus dem geologischen Horizont des Buntsandsteins, etwa von Heigenbrücken im Speßart, können wir die Eigenschaften der einzelnen Sandkörner wesentlich besser studieren, als dies bei den Präparaten von losen Sanden der Fall ist. Licht- und Doppelbrechung sind hier leichter festzustellen, auch Achsenbilder sind rascher aufzufinden. Die glasklaren Durchschnitte der Quarze lassen häufig Einschlüsse erkennen, unter denen insbesondere die bereits vom Granit her bekannten Linien von Flüssigkeitseinschlüssen besonders bemerkenswert sind. Die Körner tragen außerdem, ebenso wie bei losen Sanden, meist eine dünne Haut von Eisenoxyd oder Rost, wodurch sie sich jeweils leicht vom Bindemittel abheben.

Neben den Quarzkörnern finden wir häufig Feldspatkörner und zwar teils Ortho-

glas, teils einen dem granitischen entsprechenden Plagioklas, nämlich Oligoklas bis Andesin. Auch Glimmerplättchen fehlen nicht, es sind meist Plättchen von Muskovit oder ausgebleichtem Biotit. Die beim losen Sand bereits aufgezählten akzessorischen Bestandteile, wie Apatit, Zirkon, Turmalin oder Granat sind auch hier wieder zu erkennen. Glaukonit ist in besonderen Arten von Sandsteinen häufig.

Das Bindemittel ist bei den verschiedenen Sandsteinen verschieden. Die meisten Sandsteine, insbesondere auch jener von Heigenbrücken, haben ein toniges Bindemittel, das unter dem Mikroskop durch seine bräunliche oder rötliche Farbe einen kräftigen Hintergrund für die glasklaren Quarzkörner



Abb. 102. Kalksandstein von Melo in Uruguay.  
(Gekreuzte Nikols.)

abgibt. Diesen tonigen Sandsteinen stehen die kalkigen und die kieseligen Sandsteine gegenüber.

Untersuchen wir einen kalkigen Sandstein, wie sie in Kreide- oder Tertiärgebieten häufig sind, so fällt uns sofort die Farblosigkeit des Bindemittels auf, dessen Lichtbrechung wir leicht zu ungefähr  $n = 1,65$  bestimmen können. Auch eine sehr gute Spaltbarkeit in zwei sich unter einem schiefen Winkel kreuzenden Richtungen tritt deutlich hervor. Zwischen gekreuzten Nikols bietet sich der überraschende Anblick, daß das Bindemittel große einheitliche Individuen bildet, in denen die Sandkörner einschlußartig eingebettet liegen (Abb. 102). Meist ist das Gesichtsfeld zwischen den Sandkörnern einheitlich hell mit einer dem „Weiß höherer Ordnung“ entsprechenden perlmutterartigen Interferenzfarbe. Das als einheitliches Mineral so erkannte Bindemittel hat also eine Doppelbrechung  $\gamma - \alpha > 0,075$  und läßt sich daher im

Bereit mit der Lichtbrechung sofort als Kalkspat bestimmen, zumal wenn man ein Achsenbild beobachten kann, das einachsig negativ ist. An der Grenze zweier solcher optisch verschieden geschnittener Kalkspatkörner, wie sie z. B. die Abb. 102 zwischen gekreuzten Nikols zeigt, läßt sich meist mit dem Polarisorator allein die Doppelbrechung des Kalkspats feststellen. Senkt man nämlich den Beleuchtungsapparat, bis das eine der beiden Kalkspatkörner seine rauhe Oberfläche erkennen läßt, so ist das zweite optisch anders orientierte Mineralkörner meist noch nicht so magrins, zeigt also eine niederere Lichtbrechung für den vom Polarisorator kommenden Lichtstrahl. Bei Umdrehung des Objektisches um  $90^\circ$  ist die Erscheinung dagegen umgekehrt.

Bei den kieseligen Sandsteinen ist das Zement Kieselsäure. Oft ist diese als Quarz ausgeschieden und bildet einfach die optisch richtig orientierte Fortwachsung der Sandkörner (Abb. 101). Zwischen gekreuzten Nikols erscheint ein solcher Sandstein als pflasterförmiges Aggregat von eckigen Quarzkörnern. Im gewöhnlichen Licht heben sich aber die runden Formen der Sandkörner von der späteren randlichen Fortwachsung deutlich ab, und zwar einerseits durch die sie meist einhüllende Haut von Kalk, andererseits dadurch, daß die in den Sandkörnern vorhandenen Flüssigkeitsreihen an deren Rand plötzlich abbrechen, denn der ergänzende Quarz ist einschlußfrei. Solche Sandsteine heißen Kristallsandsteine.

Treten neben den Quarzkörnern noch Körner von Glaukonit in größerer Anzahl auf, so sprechen wir noch von einem „glaukonitischen Sandstein“; er enthält den Glaukonit meist auch in seinem tonigkalkigen Bindemittel.

Bei beträchtlichem Gehalt an Feldspat erhält der Sandstein den Namen Arkose. Arkosen können überhaupt die mehr oder minder abgerollten Trümmer sämtlicher Bestandteile eines Granits enthalten.

Dunkle, meist graue und stark tonige Sandsteine, die aus zahlreichen kleinen Quarz- und Feldspatbruchstückchen von eckiger Form mit ganz wenigem tonigem Bindemittel bestehen, heißen wir Grauwacke.

Ein eigentlicher Tonchiefer läßt dagegen keine größeren Einlagerungen mehr erkennen. Nehmen wir den Dünnschliff eines gewöhnlichen Tonschiefers, so sehen wir ein sehr feinkörniges Aggregat feinsten Quarzkörnchen, durch das sich in unregelmäßigen Linien Fasern von feinsten Glimmerschüppchen, Chloritschüppchen,



überhaupt von serizitischen Aggregaten und kaum auflösbarer Tonsubstanz ziehen. Außerdem kann man zahllose winzige Nadelchen erkennen, die Tonchiefernadelchen heißen und für Nutil gehalten werden müssen. Auch Turmalinfäulchen treten hin und wieder auf, während sich akzessorisch öfters Eisenglanz oder Schwefelkies, wohl auch einmal etwas Kalk findet.

### 3. Die Bestimmung von Kalksteinen.

Unter Kalksteinen verstehen wir hier lediglich die sedimentären Kalle, die zumeist unter Mitwirkung von Organismen und dem Kalkgehalt des Meerwassers abgeschieden und später verfestigt wurden. Ihre Hauptvertreter sind die Kreide, der dichte Kalkstein und die Kalkoolithe.

Die allbekannte Schreibkreide z. B. von Nügn ist eigentlich ein feinerdiger und abfärbender Kreidemergel, d. h. ein toniger Kalkstein. Allerdings eignet sich die Kreide nicht zur Herstellung von Dünnschliffen, da sie zu locker ist, sondern man muß sie nach Art der losen Sande präparieren. Will man den ganzen Gesteinsinhalt kennen lernen, dann bricht man ein Kreidestückchen so durch, daß eine möglichst ebene Fläche entsteht, versieht einen Objektträger mit einem Tropfen erhitzten Kanadabalsams und drückt kurz vor dessen völliger Erstarrung die ebene Kreidefläche darauf. Nachdem der Balsam völlig fest geworden ist, bricht man die Kreide ab, wobei an der Balsamschicht eine dünne Kreideschicht hängen bleibt, die genauestens die Struktur und Zusammensetzung des Kreidegesteins zu untersuchen gestattet, nachdem man mittels eines Tropfens weichen gelösten Balsams ein Deckglas angebracht hat. An solchen Präparaten ist jedoch lediglich die Zusammensetzung der Kreide aus kleinsten kalkigen und tonigen Partikelchen, selten ein isoliertes organisches Gehäuse deutlich zu sehen.

Letztere werden wir jedoch sehr schön beobachten können, wenn wir von einem, am besten bereits etwas verwitterten Stück Kreide mit einem Pinsel etwas in Melkenöl oder Kanadabalsam abtünchen und einbetten. Wir erhalten auch auf diese Weise den ganzen Gesteinsinhalt, allerdings nicht in ursprünglicher Struktur, zur Untersuchung, doch sind hier die größeren organischen Reste, wenn auch nicht ganz, so doch genügend frei von anhängenden Kalkpartikelchen. Das Präparat läßt sich noch verbessern, wenn wir vor dem Bedecken mit einem Deckglas den Staub mit einem spitzen Stäbchen im Öl oder Balsam sorgfältig verrühren, da auf diese Weise die

Tierhäutchen möglichst von ihren Anhängseln befreit werden.

Nach einem solch einfachen Präparat ist die Abb. 103 hergestellt, die uns einen Blick in den Formenreichtum der Kreideorganismen tun läßt. Die meisten Schälchen sind mannigfach gestaltete Foraminiferen,<sup>4)</sup> neben denen sich auch Bruchstücke von Korallen und Stacheln von Seeigeln finden. Auch der Glaukonit tritt uns hier wieder entgegen. Unter den kleinsten staubförmigen Partikelchen der Kreide finden wir zahlreiche runde Scheibchen oder Kugeln von weißer Farbe, deren eigentliche Natur noch unbekannt ist. Sie werden als „Kokkolithen“ bezeichnet.



Abb. 103. Kreide von Cambrai in Nordfrankreich.

Will man die Foraminiferen der Kreide in größerer Menge isolieren, so wird man am besten wieder das abgebürstete Material von möglichst stark verwitterten Kreidestücken durch Schlämmen frei von den feinsten Partikelchen machen, darauf sorgfältig mit Alkohol waschen und einbetten.

In dichten Kalksteinen finden wir die organischen Strukturen in wesentlich größerer Ausbildung. Im Dünnschliff zeigt die Hauptmasse dieser Gesteine ein feines Aggregat winzigster Kalkkörnchen, die z. B. in den Solnhofener Schiefen von äußerst gleichmäßiger Größe sind, während in anderen Kalken oft auch größere Kalkpatkörner hervortreten. Letztere sind wohl durch Umlagerung aus den kleineren hervorgegangen und zeigen bei größerer Reinheit auch oft Spalttrisse und Zwillinglamellen. Ebenso finden wir gelegentlich etwas größere Körnchen von Quarz, selte-

<sup>4)</sup> Von den verschiedenen Organismen, die in der Kreide eingeschlossen sind, verlange man das reichhaltige Präparateverzeichnis von der Geschäftsstelle des „Mikrokosmos“.

ner auch Glimmer, Zirkon usw., deren abgerollte Formen sie ohne weiteres als fremdes eingeschwenntes Material kennzeichnen.

Die organischen Reste in Form von Eierschalen liegen in dieser meist dichten Masse verstreut. Sie bestehen oft aus faserigen



Abb. 104. Rummulitenkalk von Rosenheim in Oberbayern (Gekreuzte Mollis).

Aggregaten von Kalkspat und bieten häufig die zierlichsten Strukturen. In Abb. 104 ist der Durchschnitt durch einen Rummuliten aus faserigem Kalkspat zwischen gekreuzten Mikols gezeichnet. Andere organische Reste bestehen aus größeren Kalkspatkörnern, wie z. B. die Stielglieder von Krinoideen, die unter dem Mikroskop als fast kreisrunde einheitlich auslöschende Kristalle erscheinen. Je nach der Art und Menge der organischen Reste werden die dichten Kalle auch als Krinoideenkalle, Rummulitenkalle, Korallenkalle usw. unterschieden.<sup>5)</sup>

Neben der Kalkgrundmasse findet man in dichten Kalkgesteinen wohl auch tonige Beimengungen, die in den Übergängen von Kalkstein über tonige Kalle, Kalkmergel, zu den Mergeln immer reichlicher werden. Größere Beimengungen von Sand-

körnern veranlassen die Bezeichnung Sandkalk, Glaukonitkörner finden sich dagegen in den „glaukonitischen Kallen“, die auch Grünkalle genannt werden.

Besonderes Interesse beanspruchen noch die Kalkoolithe, das sind Kalkgesteine, die im wesentlichen aus dichtgedrängten mohnsamens- bis erbsengroßen Kalkspatkügelchen in dichter Kalkgrundmasse bestehen. Ein Dünnschliff solcher Dolithe, die besonders im Jura weit verbreitet sind, zeigt die Kügelchen aufgebaut aus konzentrisch schaligen Lagen von Kalkkörnchen (Abb. 105), die außerdem meist optisch radial angeordnet sind, so daß sie zwischen gekreuzten Mikols gewöhnlich ohne weiteres ein mehr oder minder deutliches schwarzes Kreuz zeigen. Denn die dem Fadenkreuz parallel gestellten Kalkkörnchen sind dunkel, wäh-

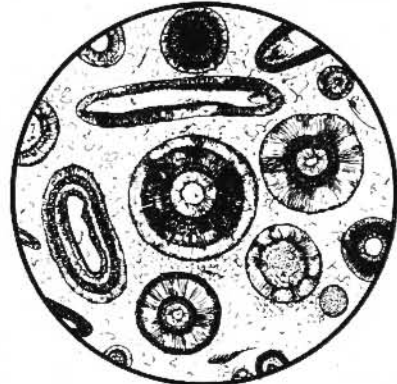


Abb. 105. Dolith aus dem Silurial bei Sfronten im Ungen.

rend die schief zum Fadenkreuz verlaufenden Fasern hell stehen. Die Dolithe enthalten oft im Innern ein Sandkorn oder auch ein Kalkspatkorn. Je nach der Form dieses Fremdkörpers zeigen die Kugeln auch oft abweichende elliptische Formen.

## VII. Die mikroskopische Untersuchung der metamorphen Gesteine.

Sowohl eruptive Gesteine als auch Sedimente unterlagen im Laufe der geologischen Perioden den verschiedensten Einflüssen, welche ihren ursprünglichen Mineralbestand und ihre Struktur oft weitgehend änderten. Wenn wir von den Umbildungen, die von den Atmosphärien hervorgebracht werden, also von der Verwitter-

<sup>5)</sup> Von diesen verschiedenen Kallen sind von der Geschäftsstelle des „Mikrokosmos“ instruktive Dauerpräparate erhältlich. Man verlange besond. Verzeichnis.

ung absehen, so bleiben uns als hauptsächlichste Ursachen einer tiefergehenden Gesteinsveränderung die Hitze, der Druck und die chemische Lösung. Nur selten wirkt einer dieser Faktoren für sich allein auf ein Gestein ein, wenigstens bringen bloße Heizwirkungen, welche meist eine Fritzung oder Verglasung der betroffenen Gesteine im Gefolge haben, oder bloße Druckwirkungen, welche, abgesehen von der Verfestigung toniger Sedimentgesteine, höchstens

eine Zertrümmerung des inneren Gefüges kristalliner Gesteine verursachen, keine auf weiten Strecken gleichmäßige Gesteinstypen, sondern höchstens Abnormitäten hervor.

Eine eigentliche Gesteinsmetamorphose entsteht erst dann, wenn alle drei Faktoren zusammenwirken, und dies ist stets der Fall, wenn ein glutflüssiges Magma mit Sedimenten oder bereits erstarrten Eruptivgesteinen in Berührung kommt. Die kalten Gesteine werden einerseits von dem Magma stark erhitzt, andererseits von zahlreichen, dem Magma entweichenden Lösungsmitteln, besonders von überhitztem Wasserdampf, völlig durchtränkt. Die Art der Umbildung ist dabei jeweils stark beeinflusst von dem Vorhandensein oder Fehlen eines stärkeren Druckes.

Wird ein glutflüssiges Magma zwischen bereits fertig gebildete Gesteine eingepreßt, dann werden diese rings um den Eindringling herum metamorphosiert werden, ein Vorgang, den man mit dem Namen „Kontaktmetamorphose“ belegt hat. Bei ihr ist die Stärke der Umwandlung auch abhängig von der Größe der Magmamasse bzw. von der Zeitdauer bis zu deren völligen Erstarrung. Je größer die Masse, desto länger dauert die Einwirkung der metamorphosierenden Ursachen, desto wirksamer wird die Metamorphose und desto weiter reicht sie. Die Breite der sog. Kontakthöfe ist also abhängig von der Größe des Magmaferens.

Es ist aber auch noch ein zweiter Fall denkbar. Durch Überlagerung neuer Sedimente, welche nur bei gleichzeitiger Senkung möglich ist, gerät ein Gestein in immer größere Erdtiefen und kommt bei ständiger Erhöhung der Temperatur jener Zone unserer Erdrinde immer näher, wo alle Gesteine unter allen Umständen flüssig sein müssen. Also auch auf diese Weise kommen Gesteine in Berührung mit einem Schmelzfluß, man könnte auch hier von einer Kontaktmetamorphose sprechen, deren Auswirkung aber etwas anders verlaufen muß als im vorigen Falle. Die *Wirkung* ist hier wohl die gleiche, dabei zeitlich wesentlich andauernder als bei der gewöhnlichen Kontaktmetamorphose. Dagegen ist die Durchtränkung der Gesteine mit Lösungsmitteln vom Schmelzfluß aus wahrscheinlich sehr viel geringer. An ihre Stelle tritt hier nur der natürliche Wassergehalt der Gesteine, welcher vom Tage her teils zirkulierend, teils chemisch gebunden mitgebracht wurde und trotz seiner Veringfügigkeit bei der lange dauernden Zirkulation unter gleichmäßiger andauernder Erhitzung dieselben Wirkungen her-

vorzubringen vermag, als die kurze, aber intensivere Durchtränkung bei der Kontaktmetamorphose.

Gleichzeitig kommt gewöhnlich gerade bei dieser Art der Metamorphose der enorme Gesteinsdruck bestimmend für den künftigen Mineralbestand in Frage. Diese zweite Art der Metamorphose erstreckt sich leicht über weite Gegenden hin, ja streng genommen muß sie in gewisser Erdtiefe rings um den ganzen Erdball gleichmäßig auftreten, man nennt sie daher Regionalmetamorphose. Bei ihrer Erklärung wurde früher ein allzu großes Gewicht auf die Wirkung des Druckes gelegt (*Dynamometamorphose*, dem man einen direkten Einfluß auf die Stärke der Metamorphose zuschrieb. Einen solchen Einfluß besitzt er aber keineswegs, er wirkt lediglich in der Weise, daß er die Herausbildung möglichst dichter Mineralien begünstigt. Ohne die Einwirkung des Druckes würde der Grad der Metamorphose der gleiche bleiben und nur ein etwas anderer Mineralbestand, z. B. statt Pyroxen die Hornblende, statt Sillimanit der Disthen usw. auftreten.

Bei den metamorphen Gesteinen handelt es sich meistens um umgewandelte Sedimente, welche auch nach ihrer Umkristallisation noch die ursprüngliche Schieferung mehr oder weniger deutlich erkennen lassen oder sogar durch den richtenden Druck während der Umkristallisation erst erhalten haben. Man nannte daher die hierhergehörigen Gesteine früher auch allgemein: *Kristalline Schiefer*. Gegen diese Benennung sind aber gewisse Bedenken zu erheben, da sie bei reiner Anwendung ihrer Bedeutung eine große Anzahl von nichtschieferigen metamorphen Gesteinen, wie Amphibolit, Serpentin usw., ausschließen würde. Zu den kristallinen Schiefen würde außerdem eine große Anzahl von Gesteinen zu zählen sein, welche eine Metamorphose gar nicht erlitten haben, sondern beispielsweise einfach durch Druck während der Erstarrung schieferig gewordene Eruptivmassen darstellen. Endlich hat dieser Name von Anfang an eine ganz bestimmte geologische Bedeutung, indem er nämlich den Horizont der vorpaläozoischen Periode, das Archäikum, bezeichnet und damit gleichzeitig ein bestimmtes Alter der hierhergehörigen Gesteine ausdrücken soll. Es ist zweifellos, daß gerade vorpaläozoische Gesteine als die tiefste Grundlage der späteren geologischen Epochen am leichtesten in die Lage regionaler Metamorphosierung kamen, die Er-

fahrung lehrt aber, daß auch jüngere Sedimente, sei es durch Intrusion eines Magmas, sei es durch Einsenkung in größere Erdtiefen, sei es durch gleichzeitiges Zusammentreffen beider Bewegungen, der Metamorphose anheimfielen. Die metamorphen Gesteine, d. h. die durch magmatische Einwirkung umgewandelten Sedimente und Eruptivgesteine können daher jedes beliebige geologische Alter besitzen.

Es liegt außerdem in der Natur der Sache, daß die Wirkungen der beiden Arten von Metamorphose, der Kontaktmetamorphose und der Tiefenmetamorphose, vom gleichen Ausgangsmaterial dieselben Gesteinstypen hervorbringen müssen, denn auch bei der Kontaktmetamorphose können äußerst intensive Druckwirkungen herrschen, welche dem fertigen Gestein denselben Stempel aufdrücken, wie die Tiefenmetamorphose. Wir werden daher sämtliche metamorphen Gesteine ohne Rücksicht auf die Art des Metamorphismus klassifizieren können. Das erste Einteilungsprinzip ist uns wiederum das chemische, als zweites gilt der Grad der Metamorphose. Für den letzteren haben wir meistens ein gutes Maß in der Entfernung des Gesteins von der Trennungsfläche zwischen Magma und ursprünglichem Gestein, welche wir am zweckmäßigsten in Zonen einteilen.

In der untersten oder innersten Zone vermischt sich der Schmelzfluß mit dem ursprünglichen Gestein, es ist die Zone der Mischgesteine Migmatite, welche teils als durch Resorption veränderte Eruptiva, teils als injizierte Schiefer mit größerem Gehalt an Injektionsmaterial parallel den Schichtfugen erscheinen. In der nächsten Zone tritt das Injektionsmaterial mehr zurück, es erscheint meist nur in mehr oder weniger zahlreichen Gängen quer zur Schieferung, während das metamorphosierte Gestein bereits auf weite Erstreckungen hin gleichmäßigen Charakter angenommen hat. Die Metamorphose ist hier am intensivsten, durch sie ist äußerlich auch oft der ursprünglich schiefrige Charakter der Gesteine verschwunden. Es ist die Zone der Hornfelse, in welcher die Gesteine teils hornartig glänzend dicht, teils aber auch recht grobkörnig werden. In der folgenden Zone tritt die Schieferung deutlicher hervor, wenn das ursprüngliche Material nicht zufällig ein Massengestein war und die Metamorphose ohne größere Druckwirkung erfolgte. Es ist dies die Zone der Glimmerschiefer. Auf sie folgen nur wenig veränderte Gesteine, bei denen die ursprüngliche Natur mehr oder

minder deutlich durchblickt: die Zone der Phylite, welche allmählich in das unveränderte Ausgangsgestein übergehen. Bei der Kontaktmetamorphose liegen diese Zonen ringförmig um den metamorphosierenden Eruptivkern, weshalb man hier von Kontaktfelsen spricht. Bei der Regionalmetamorphose folgen die Zonen vertikal aufeinander, weshalb man sie als Tiefenstufen bezeichnen kann.

Durch Metamorphose entsteht aus den verschiedenen Eruptiv- und Sedimentgesteinen eine ungeheure Fülle von Gesteinstypen. Dieselben werden nach ihrem neuen Mineralbestand, welcher einerseits durch das Ausgangsmaterial, andererseits durch den Grad der Metamorphose bedingt ist, zweckmäßig in sechs Klassen eingeteilt und sind in Tabelle 106 durch ihre Hauptvertreter in ihren Zusammenhängen dargestellt.

Unter ihnen nähern sich die Feldspatgneise, welche die 1. Klasse bilden, in ihrer Zusammensetzung sehr stark dem Typus saurer Eruptivgesteine, von denen sie sich teils nur durch die den metamorphen Gesteinen eigentümlichen Strukturen, teils durch geringe Beimengungen von metamorphogenen Mineralien unterscheiden. Ähnlich steht es mit der 3. Klasse der metamorphen Kieselgesteine, die mit den sedimentären Quarziten große Ähnlichkeit haben. Eine nähere Beschreibung dieser beiden Klassen kann daher füglich unterbleiben, da wir bei der Bestimmung der übrigen metamorphen Gesteine sowohl die charakteristischen metamorphen Strukturen als auch die verschiedenen metamorphogenen Mineralien kennen lernen werden. Aus den übrigen vier Klassen sei ebenso jeweils nur das eine oder andere der wichtigsten Glieder betrachtet. Es sind dies unter den Magnesia-silikatgesteinen der Amphibolit und Serpentin, unter den Tonersilikatgesteinen der Kordierithornfels, der Glimmerschiefer und der Knotenschiefer, endlich noch aus der 6. Klasse die kristallinen Kalke oder Marmore.

#### 1. Die Bestimmung von Magnesia-silikatgesteinen. (Amphibolit und Serpentin.)

Ein Amphibolit läßt meistens bereits äußerlich seinen Hauptbestandteil, nämlich schwarzglänzende oder dunkelgrüne Hornblende von guter Spaltbarkeit deutlich erkennen. Das Gestein erscheint dunkel und schwer, ist aber oft von basischen Eruptivgesteinen nicht zu unterscheiden, wenn nicht sein geologisches Auftreten oder auch helle aplitische Injektionsadern im Gestein selbst auf seine Metamorphose hinweisen.

Nehmen wir dagegen den Dünnschliff eines Amphibolits z. B. aus dem Odenwald zu näherer Untersuchung, so werden wir bereits an seiner Struktur erkennen, daß er unmöglich direkt aus Schmelzfluß erstarrt sein kann. Es fehlt insbesondere die bei Eruptiven sonst so stark ausgeprägte Reihenfolge der Kristallisationen. Hier im Amphibolit läßt sich nicht feststellen, welcher Bestandteil zuerst kristallisierte, welcher zuletzt, ohne daß man aber auch behaupten könnte, daß wie beim Gabbro alle Bestandteile gleichzeitig entstanden sind. Man findet alle Körner oft in ziemlich gleichmäßiger Größe, wobei jedoch die Kristalltendenz

gen die Hornblenden gute prismatische Kristallbegrenzung, sind auch wohl gerne verzwilligt. Ihr Habitus ist dabei schiefzig oder stengelzig, kann aber auch ganz spießig werden. Hand in Hand damit geht dann eine parallele Orientierung der einzelnen Individuen, welche die Schieferung des Gesteins hervorruft. Andere Hornblendeindividuen bilden lappige Formen, die oft ganz festig werden und teilweise innig miteinander verwachsen sind, so daß zwischen gekreuzten Nivols bei Dunkelstellung des einen der beiden verwachsenen Individuen das andere in Form zahlreicher kleinerer aber optisch streng zusammengehöriger Körnchen inselförmig und halbinsel-

Klassen → Zonen		I	II	III	IV	V	VI
		(Feldspat-) Gneise	Magnesiasilikatgesteine	Kieselgesteine	Tonerdesilikatgesteine	Kalksilikatgesteine	Carbonatgesteine
1.	Ursprüngliches Gestein	Saure Eruptiva (s. T. auch Artofen)	Basische Eruptiva	Sandsteine	Tongesteine	Tonig-kalkige Gesteine (Mergel)	Kalksteine und Dolomite
2.	Zone der Phyllite	Serizitgneise Epidotgneise	Serpentin Talk- u. Chlorit-Schiefer (Grünschiefer)	Serizitquarzit Quarzphyllit	Serizitschiefer Phyllite	Kalkphyllit	Körnige Kalle
3.	Zone der Glimmerschiefer	Glimmergneise und	Hornblendeschiefer Amphibolit	Quarzglimmerschiefer Glimmerquarzit	Glimmerschiefer Knotenschiefer	Kalkglimmerschiefer Kalksilikatschiefer	und Körnige Dolomite
4.	Zone der Hornfelse	Hornblendegneise	Eklogit	Quarzit	Kordierit- Sillimanit- Granat- Hornfels	Kalksilikat-hornfels	(Marmor)

Abb. 106. Tabelle der metamorphen Gesteine.

der einzelnen Mineralien gerne gewahrt bleibt; oft sind mehrere Individuen desselben Minerals ganz unregelmäßig durcheinander gewachsen, oft umschließen größere Körner des einen zahlreiche kleinere der übrigen Bestandteile, wobei aber jeweils jeder der Hauptbestandteile des Gesteins den Wirt zu spielen vermag: Hornfelsstruktur.

Den Hauptbestandteil der Amphibolite bildet die Hornblende, die eine grüne Färbung aufweist. Es ist aber hier häufig nicht die gewöhnliche grüne Hornblende mit einer Lichtbrechung von 1,65 und der Doppelbrechung  $\gamma - \alpha = 0,024$ , sondern wir treffen in den Amphiboliten oft beträchtliche Abweichungen, die sich teils bereits in Farbe und Pleochroismus durch mehr braune oder blaue Töne geltend machen, teils im Verein damit in der Stärke der Doppelbrechung auftreten. Nicht selten zei-

förmig in anderen aufgelöst erscheint. Beim Drehen des Präparats um 45° steht dann dieses Korn dunkel, während das andere jetzt dasselbe Bild bietet. Man nennt dies poikilitische Durchwachsung (*ποικίλος* = bunt). Ein ähnlich buntes Bild entsteht dadurch, daß ein Hornblendekorn von Feldspat und Epidoteinschlüssen innigst durchspickt ist. Die Substanz des Wirtes tritt in diesem Fall nur als ein skelettartiger Hintergrund für die Einschlüsse hervor: Siebstruktur.

Der zweite Hauptgemengteil eines Amphibolits ist Feldspat. Dieser ist durchwegs Plagioklas und bildet meistens runde oder gebuchtete Körner und zeigt selten die Neigung zur Ausbildung von dicktafeligen oder leistenförmigen Kristallen, wie bei den Eruptivgesteinen. Wo er an Menge zurücktritt, wie bei den

Übergängen zu den plagioklassfreien Hornblendeschiefen, da wird seine Gestalt um so unselbständiger und sinkt sogar nur zum Ausfüllungsmittel der Lücken zwischen den Hornblendestengeln herab. Seiner Natur nach gehört er am häufigsten zum Oligoklas-Andesin, kommt aber ebenso auch als Labrador oder sogar noch basischer vor. Auch der Feldspat beherbergt häufig zahlreiche Einschlüsse, besonders von Hornblende und von akzessorischen Gemengteilen. Neben dem Feldspat finden sich in den meisten Amphiboliten auch Quarzkörner, doch gehören dieselben nicht zum wesentlichen Bestandteil des Gesteins.

**Epidotgruppe.** — Bald wird uns aber ein neues farbloses Mineral auffallen, welches in größeren, meist säulenförmigen Individuen ohne kristallographische Endigung oder aber in kleineren oft zusammengehäuften Körnern, manchmal auch in Form kleiner Säulchen auftritt. Die Säulchen besitzen sehr gute prismatische Spaltbarkeit und erscheinen stets durch unregelmäßige Querrisse gegliedert. Die Lichtbrechung dieses Minerals bestimmen wir zu  $n = 1,7$ , die äußerst schwache Doppelbrechung zu  $\gamma - \alpha = 0,005$ . Bei ihrer Bestimmung erwachsen manchmal große Schwierigkeiten durch die Anomalität der auftretenden niederen Interferenzfarben. Selten zeigt ein Individuum das normale Grau der I. Ordnung, meist ist dieses ersetzt durch ein dunkleres Preußischblau oder Blaugrün, wobei die Auslöschungsstellung kaum scharf ausgeprägt ist. Die Auslöschung ist in den prismatischen Schnitten stets eine gerade, der Charakter der Hauptzone negativ. Im konvergenten Licht beobachten wir einen scheinbaren Achsenwinkel von  $90^\circ$  und erkennen auch die Ursache der anormalen Interferenzfarben in den Farbenräumen der Hyperbeln an den Achsenaustrittspunkten. Das Mineral hat eine starke Dispersion und zwar ist hier  $v < g$ , sein Charakter ist positiv. Hiernach besitzt das Mineral folgende Eigenschaften:

1. Ausbildung :	prismatisch, körnig
2. Kristallform :	prismatisch
3. Spaltbarkeit :	vollkommen nach dem Prisma
4. Farbe :	farblos
5. Lichtbrechung :	$n = 1,7$
6. Auslöschung :	gerade, meist unscharf $\gamma - \alpha = 0,005$ anomale
7. Doppelbrechung :	Interferenzfarben infolge starker Dispersion
8. Optisch. Charakter	$Ch_2 = -$ (negativ) $Ch_m = +$ (zweiachsf. posit.)
9. Kristallsystem :	rhombisch

30ff.

In Tabelle 47, S. 23, sind mehrere Mineralien verzeichnet, welchen die Lichtbrechung 1,7 und die positive Doppelbrechung 0,005 zukommt. Unter ihnen scheiden die stets tief gefärbten Natronamphibole und der ebenfalls häufig gefärbte, stets an Form und Innenstruktur kenntliche Chloritoid von vornherein aus. Das vorliegende Mineral könnte also nur noch Zoisit oder Klinozoisit sein, beides Glieder der Epidotgruppe. Nach dem Achsenwinkel von mittlerer Größe zu schließen (dem scheinbaren Achsenwinkel von  $90^\circ$  entspricht hier ein wahrer Achsenwinkel von  $47^\circ$ , handelt es sich um Zoisit, von dem sich der Klinozoisit durch einen sehr großen Achsenwinkel und durch besonders starkes Auftreten anomaler Interferenzfarben unterscheidet. Von besonderer unterscheidender Wichtigkeit ist auch der Umstand, daß bei Klinozoisit wie bei allen Gliedern der Epidotgruppe mit Ausnahme des Zoisits die optische Achsenebene quer zur Hauptzone liegt (Abb. 107 a und b). Bei genauer Durchmusterung des Amphibolitdünnschliffes wird man leicht auch den Klinozoisit finden, der mit lebhaft preußischblauen Interferenzfarben hervortritt und in Amphiboliten manchmal den Zoisit gänzlich verdrängen kann.

Im Zusammenhang damit darf noch der Epidot hervorgehoben werden, weitaus das häufigste Glied der Epidotgruppe. Sein Vorhandensein tritt meist schon im Handstück durch eine grünliche Färbung des Gesteins hervor, während unter dem Mikroskop seine unregelmäßigen und häufig dichte Aggregate bildenden Körner mit der Lichtbrechung  $n = 1,76$  bis  $1,78$  meist schwach gelblich gefärbt sind. Zwischen gekreuzten Nikols zeigt er manchmal niedere Interferenzfarben, meistens aber recht lebhafte Farben der II. Ordnung ( $\gamma - \alpha$  geht bis 0,06, welche ein Korn aber nicht gleichmäßig färben, sondern über dasselbe fleckig verteilt sind, woran der Epidot meist leicht erkannt werden kann. Ein negatives Achsenbild mit großem Achsenwinkel tritt nur in prismatischen Schnitten auf und zeigt die Lage der Achsenebene quer zur Hauptzone. Da der Epidot nach der b-Achse gestreckt ist (vgl. Kristallbild Abb. 107 d), so fallen gegenüber den gerade auslöschenden Hauptschnitten die seltenen Querschnitte mit schiefer Auslöschung kaum auf (Abb. 107 b und c). Das Mineral scheint deshalb rhombisch zu sein, ist aber in Wirklichkeit monoklin, die Auslöschungsschiefe gegenüber den Spalttrijnen beträgt  $120^\circ$ , gegenüber der c-Achse  $100^\circ$  dagegen nur  $5^\circ$  (Abb. 107 e).

Die Eigenschaften der Epidots sind in folgender Tabelle zusammengestellt:

1. Ausbildung:	prismatisch, körnig oft dichte Körneraggregate
2. Kristallform:	Prisma
3. Spaltbarkeit:	deutlich
4. Farbe:	schwach gelblich
5. Lichtbrechung:	$n = 1,76-1,78$
6. Auslöschung:	meist gerade, in Querschnitten schief
7. Doppelbrechung:	$\gamma - \alpha$ wechselnd 0,015 — 0,06 meist lebhaft, fleckige Interferenzfarben
8. Optisch Charakter:	$Ch_2 \mp$ $Ch_m = II -$ Achsenebene quer zur Haupt- zone
9. Kristallsystem:	Monoklin

Epidot.

Neben diesen Mineralien finden wir im Amphibolit oft noch einen braunen Biotit, ferner lichttrübliche Körner der Lichtbrechung  $n = 1,75$ , die wegen ihrer optisch isotropen Beschaffenheit leicht als Granat bestimmt werden. Dieser Granat steht dem Pyrop nahe und zeigt häufig eine Rinde von radial gestellten Hornblendefasern mit Erzkörnchen, die wir als „Pelyphit“ bezeichnen (von *πελοφνη* = Ruckschale).

Akzessorisch sind Apatit- und Titanitkörner reichlich vorhanden, ferner schwarze Erze, die zumeist als Titanisen oder titanhaltiges Magnetisen oft mit Titanitrand bestimmbar sind.

Tritt der Feldspatgehalt ganz zurück, dann sprechen wir von Hornblendeschiefern, tritt der Granat stärker hervor, so bezeichnen wir die Gesteine als Granatamphibolite. In letzteren tritt oft auch ein farbloser Pyroxen in kurzsäuligen oder körnigen Formen auf, der dem Diopsid nahesteht und Omphazit genannt wird. In stärker umgewandelten Gesteinen (Zone der Hornfelse) tritt er ganz an die Stelle der Hornblende, wodurch der Elogit und der sehr seltene Augitschiefer (letzterer ohne Feldspat) entsteht.

In beiden ist als neues akzessorisches Mineral der auch in den Amphiboliten auftretende Kutil zu erwähnen. Dieser bildet lebhaft glänzende gelbe Körner mit der Lichtbrechung  $n = 2,6-2,9$ , die daher schon bei der geringsten Senkung des Beleuchtungsapparates einen breiten schwarzen Rand erhalten. Besonders schöne und charakteristische Gebilde bieten sie in ihren herz- oder knieförmigen Zwillingen. Wo solche Kutilkörner in Biotit, Horn-

blende oder auch in dem später zu besprechenden Kordierit und Staurolith liegen, sind sie von einem pleochroitischen Hof umgeben.

In der Pylkitzone zeigen die Magnesiumsilikatgesteine einen hauptsächlichsten Gehalt an Chlorit, Talk oder Serpentin. Sie gehen dann durch allerlei hornblendereiche und hornblendearme Grünschiefer in die fast nur aus grünem sfinzigem Chlorit (meist Klinochlor mit  $\gamma - \alpha = 0,01$  — seltener fast einachsiger Pennin mit schwacher Doppelbrechung  $\gamma - \alpha = 0,002$ ), nebst Glimmer, etwas Quarz und Feldspat (Albit) bestehenden Chloritschiefer über. Bei Anwesenheit von Serizit und Talk bilden sich Talkschiefer. Die wichtigsten Magnesiumsilikatgesteine sind aber die

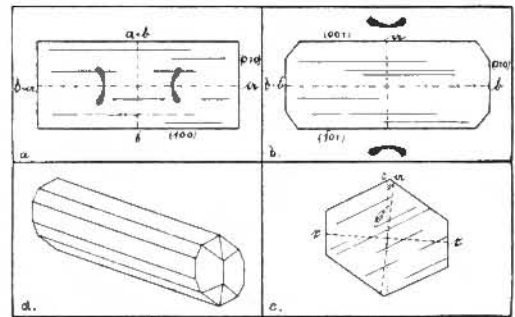


Abb. 107. Epidotgruppe. a) Prismatischer Schnitt des prismatischen Achsenens parallel zur Hauptzone. b) Längsschnitt von Klinochlorit und Epidot, Achsenebene quer zur Hauptzone. c) Querschnitt von Epidot. d) Kristallbild.

Serpentine, Umwandlungsprodukte von olivinreichen Gesteinen, besonders von Peridotiten.

Serpentin. — Ein Serpentin ist schon im Handstück an seiner schwarzgrünen, oft rot und hellgrün geaderten Farbe und an seiner dichten Beschaffenheit, die einen typisch splittigen Bruch (besonders beim Anhaufen einer frischen Bruchfläche hervortretend), im Gefolge hat, ohne weiteres erkennbar. Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß die Serpentinsubstanz in zwei verschiedenen Arten auftritt. Am weitesten verbreitet ist der Faserseerpentin oder Chrysotil, dessen Entstehung aus Olivin bereits früher (Abb. 85 u. 86, S. 60/62) geschildert wurde. Wo diese Art der Serpentinisierung das ganze Gestein ergriffen hat, entsteht die Maschenstruktur, indem die zahlreicheren Serpentinäberchen netz- oder maschensförmig verkettet sind und oft noch frische Resten von Olivin umschließen. Seltener ist der negative Antigorit, der Blätterseerpentin, dessen Blättchen dem Olivin gesetzmäßig unter einem Winkel von  $120^\circ$  eingelagert sind. Bei völliger Serpentinisierung entsteht so die charakteristische

Gitterstruktur. Der Blätterserpentin ist hauptsächlich das Material der schieferigen Serpentine, Serpentin schiefer.

Im Serpentin findet man außer Olivinreiten oft noch Pyroxene aller Arten, ferner Hornblende besonders als Strahlstein. Einsprenglingsartig trifft man Pyrop meist mit Kelyphitumrandung und Umwandlungsercheinungen in Chlorit, der durch seine schwache Doppelbrechung und durch anomale Interferenzfarben vom Serpentin unterschieden werden kann. Akzesiorisch tritt in allen Serpentin Magneteisen auf, das fein verteilt in Maschenserpentinern gern schnurförmig die Maschen begleitet, in Gitterserpentinern da gegen kleine Häufchen bildet. Von der Aufzählung der zahlreichen selteneren Akzesorien der Serpentine sei hier abgesehen.

## 2. Die Bestimmung von Tonerdesilikatgesteinen.

Tonerdesilikatgesteine sind das Umwandlungsprodukt der Tongesteine. Sie bilden das eigentliche Feld für die zahlreichen nur durch Metamorphose entstandenen Mineralien, deren Mannigfaltigkeit je nach dem Grade der Metamorphose eine große Anzahl von Gesteinstypen hervorbringt. Die hauptsächlichsten Umwandlungszonen dieser Gesteinsklassen, Hornfelse, Glimmerschiefer und Phyllite sind daher die prägnantesten Vertreter jeder Gesteinsumwandlung überhaupt.

Hornfels. — Das verbreitetste Glied der Hornfelse bilden die Kordierithornfelse, deren makroskopisches Aussehen recht wechselnd sein kann. Nur selten, bei grobkörnigen Arten, wie beim Kordierithornfels vom Silberberg bei Bodenmais im Bährischen Wald, ist der Kordierit schon makroskopisch sichtbar, meist sind die Hornfelse, wie ihr Name schon sagt, dichte, ja hornartig brechende Gesteine, welche mit bloßem Auge kaum einen gesonderten Bestandteil erkennen lassen und von Laien oft schlechtweg „Basalt“ genannt werden. Im Dünnschliff tritt aber sofort der große Unterschied gegen dieses Giffußgestein hervor. Hornfelse haben eine eigene Struktur, die sogenannte Hornfelsstruktur. Ihr Wesen besteht darin, daß sämtliche Gesteinskomponenten in runden, eckigen oder buchtig ineinander greifenden Körnern von ungefähr gleicher Größe auftreten, und so das Bild eines Pflasters, eines Mosaiks oder, wenn höchst regelmäßig, auch einer Bienennabe, entstehen lassen.

Untersuchen wir den Dünnschliff etwa des Kordierithornfelses von Bodenmais, so werden

wir eine große Reihe von Mineralien antreffen, die wir bei unserem bisherigen Studium noch nicht kennen gelernt haben. Neben runden Körnern von Quarz tritt in großer Menge Orthoklas auf, daneben ein saurer Plagioklas (Albit bis Andesin), der oft sämtliche übrigen Mineralien in Form von kleinen Körnchen umschließt und so eine eigentliche Siebstruktur erzeugt.

Kordierit. — Die gleiche Siebstruktur zeigt ein anderes, dem Feldspat sehr ähnliches Mineral, das in unregelmäßigen Körnern ohne Spaltbarkeit auftritt, und eine Lichtbrechung besitzt, welche um ein wenig kleiner ist als jene des Quarzes ( $n = 1,54$ ). In dickeren Schläffen beobachten wir vielleicht auch einen schwachen Pleochroismus von lichtbläulich zu farblos, um manche der zahlreichen Einschlüsse finden wir dagegen häufig einen gelben pleochroitischen Hof, der beim Drehen des Tisches verschwindet. Dieser dem Mineral Kordierit äußerst charakteristische pleochroitische Hof erscheint besonders um die in Kordierithornfels fast immer vorhandenen Rutilkörnchen und -nadelchen. Zwischen gekreuzten Nivols zeigt das Mineral die Doppelbrechung des Quarzes, von dem wir es schließlich nur durch den optisch zweiachsig negativen Charakter unterscheiden können. Der scheinbare Achsenwinkel hat eine wechselnde Größe, doch erscheinen zumeist noch beide Achsenaustrittspunkte innerhalb des Gesichtsfeldes. Manche Körner zeigen sich aus drei Teilen zusammengesetzt: Drillingkristalle. Dieses Mineral besitzt also folgende Eigenschaften:

1. Ausbildung:	torng
2. Kristallform:	ohne auß. Kristallform, gerne in Drillingen auftretend
3. Spaltbarkeit:	ohne
4. Farbe:	farblos
5. Pleochroismus:	schwach bläulich zu farblos; gelbe pleochroitische Höfe
6. Lichtbrechung:	$n = 1,7$
7. Doppelbrechung:	$\gamma - \alpha = -0,009$
8. Optisch. Charakter:	$Ch_m = II -$
9. Kristallsystem:	rhombisch

Nach Tab. 47, S. 23, kommt nur der Kordierit in Frage, denn Feldspäte zeigen niemals die Erscheinung des Pleochroismus, besitzen auch stets eine Spaltbarkeit. Bemerkenswert ist noch die Umwandlung des Kordierits in glimmerige Aggregate, welche als „Pinit“ bezeichnet werden.

Sillimanit. — Eingewachsen in Kordierit und auch in anderen Mineralien finden sich ferner zahlreiche farblose Nadelchen, welche



sich oft zu sehr feinfasrigen Aggregaten von trübem Aussehen zusammenhäufen. Ihre Lichtbrechung  $n = 1,65$  macht sie zunächst dem Apatit ähnlich, von dem sie sich jedoch abgesehen von ihrer languadeligen faserigen Entwicklung besonders durch eine mittlere Doppelbrechung von  $\gamma - \alpha = 0,021$  unterscheiden. Sie erreichen daher Interferenzfarben der II. Ordnung und lassen leicht den Charakter ihrer Hauptzone als positiv ( $Ch_z = +$ ) bestimmen. Ein Achsenbild tritt allerdings nur in den kleinen Querschnitten auf, es ist zweiachsig positiv  $Ch_m = II+$ . Wegen seiner geraden Auslöschung ist das Mineral als rhombisch zu betrachten und läßt sich leicht als Sillimanit bestimmen. Der Sillimanit bildet in den Hornfelsen gerne dichte Faseraggregate, welche schon im Handstück an ihrer filzigen, oft seidenglänzenden Beschaffenheit zu erkennen sind.

Gerundete Körner von Granat sind an ihrer Lichtbrechung und rissigen Beschaffenheit leicht zu erkennen; es ist hier Almandin. Auch dieses Mineral kann sämtliche übrigen Gesteinsbestandteile einschließen und besonders herrliche Siebstrukturen bilden.

Unter den farbigen Gemengteilen fällt uns ohne weiteres ein brauner Biotit auf, der in massigen Hornfelsen in beliebig orientierten Blättchen durch das ganze Gestein verteilt ist und besonders gerne den Sillimanit umschließt. Seltener ist er von Hornblenden oder Pyroxen begleitet.

Metallisch führen die Hornfelse eine große Anzahl von Mineralien, teils Erze wie Magnetit oder den im reflektierten Licht speisgelben Pyrit, teils farblose oder gefärbte Mineralien wie Apatit, Zirkon, Titanit und gelben Rutil.

In den eigentlichen Kordierithornfelsen bildet der Kordierit das hauptsächlichste Tonerdasilikat, neben welchen Sillimanit und Granat etwas zurücktreten. Diese letzteren Mineralien können aber auch an Menge überhandnehmen, wodurch dann eigentliche Sillimanithornfelse und Granathornfelse entstehen.

Oft zeigen die Hornfelse eine schiefrige Beschaffenheit, welche durch die parallele Lagerung von Biotit und Sillimanit entsteht und auch in der nach einer Richtung gestreckten Form des Quarzes und der Feldspäte zum Ausdruck kommt. Meist ist aber die ursprüngliche Schieferung des Ausgangsmaterials (z. B. eines Tonstiefers) durch die Metamorphose völlig verwischt, da sich die neugebildeten Mineralien nach allen Seiten gleichmäßig körnig ausgebildet haben. Nicht umkristallisierte

Substanzen des Ursprungsgesteins wie z. B. kohlige Partikelchen liegen dann oft noch in ihrer ursprünglichen Lage in den neuen Kristallkörnern, besonders im Kordierit oder im Biotit eingebettet, durchziehen dieselben also häufig in Form von parallelen Bändern und Schnüren, welche sogar noch die ursprünglichen Fältelungen erkennen lassen. Diese übriggebliebenen Andeutungen des ursprünglichen Schiefergesteins bezeichnen wir als helizitische Struktur.

In der Zone der Glimmerschiefer, welche etwas weniger stark umgewandelte Gesteine umfaßt, ist dagegen die Schieferung ausgesprochen



Abb. 108. Glimmerschiefer. (Getrennte Mikols.)

vorherrschend. Der Hauptvertreter dieser Gruppe, der Glimmerschiefer, läßt bereits im Handstück seinen Hauptbestandteil — einen weißen oder schwarzen Glimmer — in einer Unmenge von glänzenden, durchaus parallel gelagerten Schuppen erkennen, ja auf der Schieferungsfläche, welche im Handstück meist allein zur Beobachtung kommt, ist selten ein anderer Gesteinsbestandteil zu beobachten. Erst im Querbruche sieht man zahlreiche linsenförmige Aggregate von Quarz und Feldspat als die Hauptmasse des Gesteins. Man wird daher den Dünnschliff eines Glimmerschiefers stets möglichst quer zur Schieferung anfertigen.

Im Dünnschliff eines Glimmerschiefers tritt der Quarz in rundlich oder linsenförmig langgestreckten Körnern auf und zeigt oft recht wechselnde Korngröße in den verschiedenen Lagen des Gesteins die durch Glimmerlagen getrennt sind (Abb. 108). Das gleiche Bild zeigen die Feldspäte, unter denen der Orthoklas weitaus vorherrschend ist, während der Plagioklas als Albit bis Andesin oft stark zurücktritt. Der charakteristischste Gesteinsbestandteil ist der Glimmer, teils Biotit in den verschiedensten Färbungen von hellbraun bis

schwarz, teils farblos Kaliglimmer. Die zuweilen recht großen, rundlichen oder bucktigen Blätter des Muskowits und Biotits bilden in bunter Mischung, oder streifenweise verteilt, entweder zusammenhängenden Lagen entsprechend der Schieferungsebene, oder sie erscheinen in gerundeten Fasern, bald vereinigt,

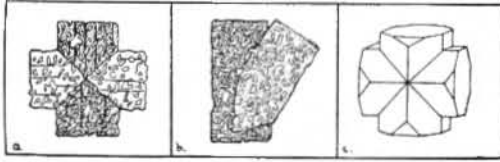


Abb. 109. Staurolith.

bald getrennt oder auch gleichmäßig gemischt mit den übrigen Gesteinsbestandteilen immer in paralleler Lage. Nur vom Biotit finden sich öfters große Blätter, welche, teilweise siebartig von Einschlüssen durchlöchert, quer zur Schieferungsfläche stehen. Granat, und zwar Almandin in rundlichen Körnern oft von Einschlüssen siebartig durchspickt oder helizitisch durchwoben, fehlt in keinem Glimmerschiefer. Wo er überhandnimmt, bildet er Übergänge über Granatglimmerschiefer in eigentliche Granatschiefer.

Disthen. — In ähnlicher Weise, wie der Granat, treten im Glimmerschiefer zwei andere Tonerdesilikate, der Disthen und der Staurolith auf. Im Disthenglimmerschiefer von Aisch in Böhmen finden wir den Disthen in kurzen stengeligen Formen mit vollkommener prismatischer Spaltbarkeit und einem charakteristischen Faserbruch quer zum Prisma, der sich in kurzen enggescharten Rissen kundtut. Im allgemeinen farblos, zeigt er in dickeren Schichten einen Pleochroismus von Lichtblau und Lichtviolett nach Farblos. Seine Lichtbrechung von  $n = 1,72$  und seine Doppelbrechung von  $\gamma - \alpha = 0,013$  lassen ihn im Verein mit dem negativ zweiachsigen Charakter bei großem Achsenwinkel leicht bestimmen. Stets schiefe Auslöschung ( $c:c = 30^\circ$ ) zeigt seine Zugehörigkeit zum triklinen Kristallsystem.

Staurolith. — Die gleichen Formen zeigt der Staurolith, welcher gelblich pleochroitisch gefärbt und oft vollgeproppst ist mit Quarzeinschlüssen. Er bildet gerne Zwillinge, in welchen zwei Individuen einander kreuzen ( $\sigma\tau\alpha\nu\rho\lambda\iota\theta\varsigma =$  Kreuz, Abb. 109). Seine Lichtbrechung ist  $n = 1,74$ , seine Doppelbrechung nur wenig höher als die des Quarzes ( $\gamma - \alpha = 0,010$ ). Gerade Auslöschung bei positiv zweiachsigem Charakter mit großem Achsenwinkel lassen das rhombische Mineral bestimmen. Um Einschlüsse von Rutil oder Zirkon zeigt der

Staurolith gerne pleochroitische Höfe. Wo der Staurolith in größerer Menge auftritt, spricht man von Staurolithglimmerschiefer, der z. B. nördlich von Schaffenburg im Spessart vorkommt. Seine Körner treten hier in größeren Zwillingkristallen hervor, makroskopisch sind sie allerdings nur auf Verwitterungsflächen sichtbar, da sie im frischen Bruch meist völlig von Glimmerplättchen umhüllt sind.

Glimmerschiefer führen fast immer auch längliche oder knollige Körner von Epidot, der aus dem Kalkgehalt des Ursprungsgesteins entstanden ist und an seinen fleckigen Interferenzfarben erkannt wird. Akzessorisch treten sämtliche auch sonst bekannten Nebengemengteile — Erz, Apatit, Titanit, Zirkon, Rutil — auf.

Turmalin. — Zu ihnen gesellt sich hier noch der Turmalin in kleinen Kristallen, kenntlich an seinem Pleochroismus mit stärkerer Absorption quer zur Hauptzone, wobei seine Farbe teils grünlich und gelblich, teils aber auch bläulich, bräunlich oder sogar rosa ist. Seine trigonalen hemimorphen Kristalle mit charakteristischem Querschnitt liegen oft parallel zur Schieferungsebene. Seine Lichtbrechung ist 1,65 oder wenig höher, seine Doppelbrechung wechselnd bis 0,034, sein optischer Charakter einachsig negativ, ebenso seine Hauptzone. Ein Achsenbild läßt sich daher nur in Querschnitten feststellen.

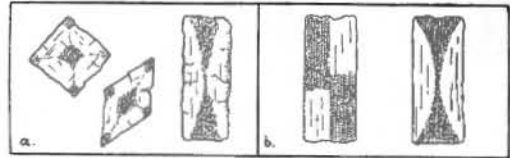


Abb. 110. a Chlasiolith. b Dittrelith (Chloritoid).

Aus der Phyllitzone wollen wir einen Knotenschiefer betrachten. Phyllite sind dünnstiefelige Gesteine, welche äußerlich lebhaft seidenglänzende Schieferungsflächen aus dünnen glimmerigen Lagen oder serizitischen Häuten und zwischen ihnen im Querbruch linsenförmige feine Aggregate von Quarz- und Feldspat erkennen lassen. Einsprenglingsartig enthalten sie gern allerlei Mineralkörner, welche von den Glimmerhäuten eingehüllt auf den Schieferungsflächen knotenartig hervortreten: Knotenschiefer oder auch Fruchtschiefer. Je nach der Natur dieser Knoten unterscheiden wir verschiedene Arten von Knotenschiefern: Epidotknotenschiefer, Staurolithknotenschiefer, Kordieritknotenschiefer, Granatknotenschiefer, ferner den Chlasiolithschiefer, bzw. Chloritoidschiefer, Dittrelithschiefer.

Ein Chiasolithschiefer wie z. B. jener von Gefrees im Fichtelgebirge, ist oft durch beigemengte kohlige Substanz aus dem Ursprungsgestein schwarz gefärbt und läßt so seine weißen Chiasolithstengel, namentlich wenn sie schief zur Schieferungsfläche liegen und daher quer durchgebrochen sind, bereits durch Kontrastwirkung deutlich erkennen. Bereits im Handstück sieht man im Querbruch der stengeligen Knoten die dem Chiasolith eigentümliche Kreuzzeichnung, wie sie Abb. 110 a wiedergibt. Ein Dünnschliff eines solchen Knotenschiefers zeigt zunächst eine feingefaltete schiefrige Hauptmasse, welche aus feinsten dicht gelagerten, besser: zusammengeklappten Glimmerschüppchen (Serizit) mit linsenförmig eingeschalteten Quarzfeldspataggregaten besteht und mehr oder minder von einem schwarzen Staub — kohligter Substanz — überpulvert erscheint. In dieser Hauptmasse liegen kreuz und quer die verschiedensten Durchschnitte des Minerals, welches die Knoten bildet. Ist es Kordierit, so kann man besonders schön beobachten, wie die schwarzen Staubmassen ungehindert durch die Neubildung hindurchziehen und so ohne eine Beeinflussung erkennen zu lassen, im Innern des jetzt so einheitlichen Mineralkorns die oft gefaltete Struktur wiedergeben, welche vor Entstehung des Kordierits an dessen Stelle bestanden hätte: Helizitische Struktur.

Andalusit und Chiasolith. — Ist das Knotenmaterial dagegen Andalusit — wie im Chiasolithschiefer — so wird die kohlige Substanz von der richtenden Kristallisationskraft des neuen Minerals in dessen Kern und in dessen Ecken zusammengedrängt, dabei die charakteristische Figur eines Kreuzes ergebend. In dieser Ausbildungsform des Chiasoliths ist der Andalusit sehr leicht bestimmbar, selbst wenn er im Innern vielleicht auch bereits wieder in eine dichte aggregatpolarisierende Masse zerfallen sein sollte. In anderen Fällen ist dagegen eine genaue Untersuchung nötig, um den Andalusit zu erkennen. Meist ist er kurzprismatisch ausgebildet und farblos oder lichtrosa gefärbt, wobei er im letzteren Falle einen Pleochroismus zu farblos aufweist. Seine Lichtbrechung ist etwa  $n = 1,64$ , seine Doppelbrechung etwas höher wie die des Quarzes, nämlich  $\gamma - \alpha = 0,011$ . Der optische Charakter läßt sich als zweiachsig negativ bei sehr großem Achsenwinkel bestimmen, wobei ein Achsenbild nur in den Querschnitten zu beobachten ist. Stets gerade Auslöschung charakterisieren ihn als rhombisches Mineral.

Chloritoid (Ottrelith). — Anhangsweise

sei noch der Chloritoidschiefer oder Ottrelithschiefer erwähnt, dessen Knotenmaterial ebenfalls durch seine äußere Beschaffenheit leicht kenntlich ist. Hier handelt es sich aber um eine durch Färbung hervorgerufene Sanduhrstruktur, welche den sonst schwer erkennbaren Chloritoid in seiner Abart als Ottrelith kenntlich macht. Dieses Mineral ist tafelförmig ausgebildet und hat einen Pleochroismus von Indigo zu Grünlichgelb, wobei verschiedene Zonen sanduhrförmig oder selberförmig abgeteilt, verschieden tiefe Färbung aufweisen (Abb. 110 b). Auch durch dieses Mineral setzt der Kohlen- oder Graphitstaub der Gesteinshauptmasse helizitisch fort. Die Lichtbrechung ist  $n = 1,74$ , die Doppelbrechung schwankend um jene des Quarzes als Mittel; der zweiachsig positive Charakter läßt sich in tafelligen Schnitten feststellen, wo auch der mittlere Wert des Achsenwinkels zu beobachten ist. Das Mineral kann scheinbar gerade Auslöschung haben, löst aber in vielen Gesteinen durchweg schief aus, erweist sich also als triklin.

Akzessorisch kommen in den Phylliten außer Erz und Kohlenstaub noch der Turmalin und winzige Nädelchen von Rutil vor. Epidot und besonders Chlorit sind weit verbreitet, seltener findet man Granat und Kalkspat.

In den eigentlichen Phylliten sind die glimmerigen Lagen zumeist noch als Glimmer bestimmbar, die Quarz- und Feldspataggregate noch deutlich und jeweils in ihrer Zusammensetzung noch auflösbar. Diese Aggregate können jedoch noch wesentlich feinerförmig werden und an Menge zurücktreten, die Glimmeraggregate können fast unauflösbar dicht werden, wodurch sie bereits äußerlich ein fettiges Ansehen bekommen und auch unter dem Mikroskop kurzerhand nur als „Serizit“ bezeichnet werden können. Man spricht dann die Gesteine als Serizitschiefer oder Serizitknotenschiefer an.

### 3. Metamorphe Kalksilikat- und Kalkgesteine.

Bei reinen Kalksedimenten beschränkt sich die Metamorphose nur auf eine Umkristallisation des Kalkes mit gleichzeitiger Vernichtung aller organischen Überreste. Aus dem dichten Kalk entsteht so der Marmor oder entsprechend aus dem dichten Dolomit der kristallinisch körnige Dolomitmarmor. Das Wort Marmor gilt heute in der Technik für alle polierbaren Karbonatsteine, hier verstehen wir darunter lediglich kristallinischförmige Kalkgesteine.

Außerlich erscheint ein Marmor als weißes

oder auch bläulichgrau bis dunkel gefärbtes kristallinisches Gestein, bald milchig undurchsichtig, bald etwas grünlich durchscheinend wie der berühmte Statuenmarmor von Carrara in Oberitalien. Unter dem Mikroskop erkennen wir seine Zusammensetzung aus dicht gedrängten Kalkspatkörnern, welche fast durchweg mit zahlreichen, oft schon über dem Polarisator allein farbenspielenden Zwillinglamellen durchsetzt sind. Die Körner können entweder in Pflasterstruktur gerundet eckig aneinanderstoßen (Abb. 111) oder sie sind miteinander verzahnt: ver-



Abb. 111. Marmor.

zahnte Struktur. In reinen Marmoren findet sich selten ein akzessorisches Mineral im Dünnschliff; die Akzessorien sind zwar recht mannigfaltig, aber sehr spärlich im ganzen Gestein verteilt und können zumeist nur durch Auflösung des Kalkspates als Rückstand nachgewiesen werden. Man findet auf diese Weise alle die im folgenden noch zu nennenden Mineralien.

Je unreiner der ursprüngliche Kalk war, desto größer ist die Menge seiner akzessorischen Bestandteile, bis sie so überhandnehmen, daß die eigentlichen Kalksilikatgesteine hervorgehen, welche in der kalkigen Hauptmasse eine große Menge der mannigfaltigsten metamorphogenen Mineralien enthalten oder sogar fast vollständig nur aus Kalksilikaten zusammengesetzt sind. Die wichtigsten von diesen in körnigen Kalken vorkommenden Mineralien sind der Quarz und albitischer Feldspat, dann Apatit, Titanit, Turmalin und Erze, weißer und brauner Glimmer, ferner Tremolit, bzw. Strahlstein, sowie Pyroxene. Dazu gesellen sich Olivine (Forsterit) und deren Umwandlungsprodukt, der Serpentin, kalkreiche Granate (Grossular), der Epidot, Wollastonit und Epidot.

Ein Marmor, welcher reich ist an Schuppen und phyllitischen Häuten von Glimmer und

Serizit, wird Cipollin genannt. Ein Marmor, welcher reich ist an Serpentin und gelegentliche Reste von Olivin erkennen läßt, heißt Ophikalzit; der Serpentin des Ophikalzits ist oft scheinbar regelmäßig reihenförmig verteilt und hebt sich schon makroskopisch durch seine grüne oder schwarze Farbe von dem weißen Kalk ab, weshalb das Gestein früher für eine Riesenforaminifere — Eozoon — gehalten wurde (z. B. Eozoon bavaricum vom Steinthag bei Passau).

Die genannten Mineralien der metamorphen Kalk sind meistens schon makroskopisch erkennbar und machen daher diese Gesteinsgruppe zu reichen Trägern von Schaufelsen. Unter dem Mikroskop gesellen sich zu ihnen oft noch eine große Reihe von seltenen Mineralien, die aufzuzählen oder gar zu beschreiben hier zu weit führen würde. Es sei lediglich noch der Wollastonit als ein nur den metamorphen Kalken eigenümliches Mineral etwas näher betrachtet.

Wollastonit. — Der farblose und nach verschiedenen Richtungen spaltbare Wollastonit bildet stengelige Körneraggregate mit der Lichtbrechung  $n = 1,63$  und der Doppelbrechung  $\gamma - \alpha = 0,014$ , zeigt also Interferenzfarben vom Ende der I. Ordnung. Das zweiaxig negative Achsenbild mit mittlerem Achsenwinkel zeigt die Lage der Achsenenebene quer zur Hauptzone, welche daher bald positiv, bald negativ ist. In prismatischen Schnitten löst er gerade aus, im Querschnitt dagegen schief zu Spalttrifflern und Umgrenzung (Monoklin!). Zwillinglamellen kommen an ihm vor.

Stark tonigkalkige Gesteine, besonders Mergel, führen zu Bildungen, in welchen die Kalksilikate über den Kalk selbst überwiegen (Kalksilikatgesteine). Im höchsten Grade der Umwandlung entstehen so eigentliche Kalksilikathornfelse wie der Granatfels, Wollastonitfels usw.; in der Glimmerschieferzone bilden sich kalkführende Schiefer, welche ihren Kalkgehalt teils als Karbonat, teils in ausgesprochenen Kalksilikaten, besonders Granat, enthalten und mit abnehmendem Kalkgehalt von den Kalksilikatschiefern über die Kalkglimmerschiefer in die normalen Glimmerschiefer übergehen. Das gleiche zeigt sich in der Phyllitzone, wo aber hier besonders der Epidot als Kalkträger hervortritt und so zu den gewöhnlichen Kalkphylliten noch die Epidotschiefer gesellt. Letztere sind tiefgrün gefärbt und dünnblättrig aus Epidot, Quarz, grünem Biotit und Eisenerz zusammengesetzt.

# Register.

## A.

Achsen, optische 16 ff.  
 Achsenbild 15 ff.  
 Achsenebene 18  
 Achsenwinkel 18 f.  
 — wahrer, scheinbarer 19  
 Aggregatpolarisation 49, 74  
 Agirin 63, 66  
 Agirinaugit 63, 68  
 Alfselbstische Gemengteile 36, 54, 56, 66, 69  
 Albit 46, 63, 64  
 Albitgesteine 63  
 Albitvolllas 31  
 Alkaligesteine 63 Num.  
 Alkalifaltgesteine 70 ff.  
 — porphyrische 57 ff  
 Almandin 85  
 Alter der Gesteine 60, 79, 80  
 Amphibol — Hornblende  
 Amphibolit 80  
 Analysator 6  
 Andalusit 9, 87  
 Andesin 46  
 Andesit 52, 59  
 Anomale Interferenzfarben 47  
 Anorthit 46 Tab., 70  
 Antigorit 83  
 Apatit 37, 48, 60  
 Aplit 62  
 Aplitische Struktur 62  
 Arfvedsonit 63  
 Artoise 76  
 Augit, gemeiner 12, 55  
 — basaltischer 71, 72  
 Augitanandesit 51 Abb. Progen  
 andesit 59  
 Augitdiorit 51  
 Augitgranit 39  
 Augitit 71  
 Augitschiefer 83  
 Auslöschung 11, 12, 27  
 Auslöschungsschiefer 22, 44 ff., 73, 75  
 Automorph 38

## B.

Barkevit 63  
 Basalt 63, 71  
 Basaltischer Augit 72  
 Basanit 71  
 Hornblende 72  
 — Tephrit 71  
 Basanit 71  
 Bais (Glas B) 58  
 Basische Gesteine 51  
 Bedeckte Lichtlinie 10  
 Bekintnit 63  
 Bertrand Amicische Linse 15  
 Bindemittel 76  
 Biotit 9, 35, 47  
 Biotitgranit 39  
 Biotit 18 f.  
 Blende b. konvergentem Licht 15  
 Braune Hornblende 58, 62  
 Brechungsexponent - B. Koeffizient 10  
 Brezgen 73

## C.

Chagrin 10  
 Charakter, optischer 17, 20 f.  
 d. Hauptzone 13, 14  
 Chlaskolith 9, 86, 87  
 Chlasko ithschiefer 86  
 Chlorit 47, 83  
 Chloritschiefer 81 Tab., 83  
 Chloritoid 87  
 Chloritoidischiefer 86  
 Chromsulfid 61  
 Chrysoth 61, 83  
 Cipollin 88

## D.

Dachschiefer 76  
 Dauerpräparat von Sand 74  
 Dazit 52, 58  
 Diabas 61  
 Diabasmandelstein 61  
 Diabasporphyr 61  
 Diabas 55  
 Dikute Färbung 9  
 Diopsid 72  
 Diorit 51, 54  
 Dispersion der optischen Achsen 19  
 — der Mittellinien 68  
 Dither 86  
 Disthenglimmerschiefer 86  
 Dolerit 60  
 Dolomit 87  
 Dolomitmarmor 87  
 Doppelbrechung 5 ff., 11 ff., 17, 18  
 — Bestimmung der D. 11 ff.  
 — Stärke der D. 13 ff.  
 Doppelspat 5  
 Dunkelstellung 11  
 Dünnschliff 7  
 — von Sanden 75  
 Dynamometamorphose 79

## E.

Effusion 41  
 Effusive Periode 41  
 Eigenfarbe 9  
 Einachsige Kristalle 16  
 Einbettungsmittel  
 — Kanadabalsam 7  
 — Kollolith 7  
 — Nesselöl 73  
 Einschlässe 8 f., 26, 31, 43, 49, 65, 67, 86  
 Einsprenglinge 8, 42, 47, 58, 60, 67 f  
 Eisenglanz 48  
 Eklogit 51 Tab., 83  
 Ekolith 63, 65  
 Ekolithhenit — Nephelinit  
 Elastizitätsachsen 15  
 Ellipsoid 5  
 Eozoon 88  
 Epidot 82  
 Epidotgruppe 82  
 Epidotgneis 81 Tab.  
 Epidotschiefer 88  
 Erdtiefe 79  
 Erstarrungsperiode 41

## Erze 48

Eisgrit 63 Tab.  
 Eutagit 49

## F.

Fadentrenn; 6  
 Farbe, Färbung 9  
 Färlungsmethode 69  
 Feldspat 29, 44, 61  
 — Bestimmung 44 ff.  
 Feldspatbasalt 71 Tab., 72  
 Feldspatgneis 80  
 Feldspatvertreter 63  
 Felsit 40, 49  
 Felsitporphyr 49, 50  
 Felsophyr 49, 50  
 Fergusonit 63  
 Fluidstruktur 40, 49  
 Formitieren 7  
 Norm der Mineralien 8  
 Forsterit ein Olivin 88  
 Foucault'sche Methode der Feldspatbestimmung 46  
 Fruchtschiefer 86

## G.

Gabbro 51, 54  
 Gabbrodit 54  
 Gabbrostruktur 54, 57  
 Gänge 62  
 Ganguiterchiefer 16  
 Geologisches Alter 80  
 Geometrische Einschlässe 8, 67  
 Gesteinsdruck 79  
 Gesteinsmetamorphose 79  
 Gewöhnliches Licht 5, 7  
 Gipsplättchen 14  
 Gitterlamellierung 3  
 Gitterstruktur  
 d. Leuzit 67  
 d. Mikroklin 73  
 d. Serpentin 84  
 Glas 49  
 Glasporphyr 49, 50  
 Glaukonit 74  
 Glaukonitischer Kalk 75  
 Glaukonitstein 76  
 Glimmer 8, 12, 35 f., 86  
 Glimmergneis 81 Tab.  
 Glimmerplättchen 14  
 Glimmerquarz 81 Tab.  
 Glimmerschiefer 88, 81 Tab., 85  
 Globuliten 65 = Kristallite 49  
 Gneis 80, 81 Tab.  
 Granat 8, 66 Tab., 83, 85, 88  
 Melanit 69  
 Granatamphibolit 83  
 Granatfels 88  
 Granatglimmerschiefer 86  
 Granathornfels 81 Tab. 85  
 Granatschiefer 86  
 Granit 22 ff.  
 Granitische Struktur 38  
 Granit 39  
 Granophyr 49, 50  
 Granophyrische Struktur 49 f.

Grabstiftung 87  
Graumade 76  
Größe, Messung der G. 74  
Großular = Granat 88  
Grundmasse 48, 49, 58, 59, 61, 69, 70  
Grüne Hornblende 8, 12, 52, 81  
Grünfakt 78  
Grünsand 73  
Grünschiefer 83

**Q.**

Quartärablenkung 14  
Quartärzone 8  
— Charakter d. Q. 13, 14  
Quart 68  
Quartärhololith 63, 69  
Quartärige Struktur 85, 87  
Quartierung 79  
Quartäre, pleistozäne 9, 35, 84  
Quartäre, braune 58, 62  
— basaltische 72  
— grüne 8, 12, 52, 81  
— Quarthornblenden 66  
Quartäre, braune 59  
Quartäre, braune 51  
Quartäre, braune 81 Tab.  
Quartäre, braune 39  
Quartäre, braune 81 Tab., 83  
Quartäre, braune 80, 84  
Quartäre, braune 81, 84  
Quartäre, braune 18  
Quartäre, braune 56, 59

**R.**

Radiolith 63  
Radiolite Schiefer 80  
Radiolite, braune 12  
— anomale 47  
Radiolite, braune Struktur 60, 61  
Radiolite, braune Periode 41  
Radiolite 22 Tab. 66 Tab.  
Radiolite Minerale 66 Tab.

**S.**

Säuligkammer 86  
Säuligkammer 73  
— metamorphe 87 f.  
Säuligkammer Schiefer 81 Tab., 88  
Säuligkammer 78  
Säuligkammer 76  
Säuligkammer 81 Tab., 88  
Säuligkammer = kalter Sandstein 76  
Säuligkammer 87 f.  
Säuligkammer 81 Tab., 88  
Säuligkammer 81 Tab., 88  
Säuligkammer 16, 17, 48, 76, 88  
Säuligkammer 77  
Säuligkammer 7  
Säuligkammer 65  
Säuligkammer 27  
Säuligkammer 73  
Säuligkammer 83  
Säuligkammer 62  
Säuligkammer 73  
Säuligkammer 80  
— metamorphe 80, 81 Tab.  
Säuligkammer Sandstein 76  
Säuligkammer 76  
Säuligkammer 83  
Säuligkammer 82  
Säuligkammer 80, 81 Tab., 86  
Säuligkammer 73  
Säuligkammer Substanz 87  
Säuligkammer 77  
Säuligkammer 7  
Säuligkammer 13 f.  
— Orientierung der S. 20  
Säuligkammer 14  
Säuligkammer 6  
Säuligkammer 73

Kontakthöhe 79, 80  
Kontaktmetamorphose 79  
Konvergentes Licht 15 ff  
Korallentafel 78  
Korberit 84  
Korberithornfels 80, 81 Tab., 84  
Korberitnotenschiefer 86  
Körnige Masse 81 Tab.  
Korrosion 43, 60 Abb., 61, 68  
— f. a. Resorption 58  
Koride 76  
Kornoidentafel 78  
Kristallbildung (Kristallisation) Netzen-  
folge d. R. 39, 41  
Kristallform 8  
Kristalline Kruste 8  
— Schiefer 79  
Kristallite 49  
Kristallin Sandstein 76  
Kristallin 49

**L.**

Labrador 55  
Labradorandesit 52, 59  
Labradorgesteine 51  
Lamprophre 62  
Lava 70  
Lamprophre 18  
Lepidomelan 65  
Leuforen 56  
Leuzit 9, 63, 67  
Leuzitbasalt 71 Tab., 72  
Leuzitbasalt 71 Tab.  
Leuzit 71  
Leuzitophre 69  
Leuzithololith 63, 69  
Leuzitphenit 63  
Leuzitphre 69, 70, 71 Tab.  
Licht, gewöhnliches und polarisiertes  
5 f.  
Lichtbrechung 7  
— Bestimmung der L. 9 f.  
Lichtgeschwindigkeit 15  
Limbargit 71 Tab.  
Liparit = früherer Quarzporphre  
Lösungssedimente 73

**M.**

Magma 79  
Magmabasalt 71 Tab., 73  
Magmatische Resorption 58, 68  
— bzw. Korrosion 43, 60 Abb., 61  
Magnesitalkaligkammer 80  
Magnetit 48, 56  
Macht 62  
Marmor 80, 87  
Machtstruktur 83  
Mechanische Sedimente 73  
Melanit 63 Abb., 69  
Melaphre 52, 60  
Melaphyrmandelstein 60  
Melilit 72  
Melilitbasalt 71 Tab., 72  
Mergel 78  
Metamorphe Gesteine 78 ff.  
Metamorphose 79  
Migmatit 80  
Mikrofelsit 49  
Mikrogranitporphre 50  
Mikrolin 30, 33  
Mikrolithe 57, 73  
= Kristallite 49  
Mikrometer 74  
— okular 74  
Mikropegmatit 28, 33, 50  
Mikropegmatitporphre 50  
Mikroberthit 33  
Minette 62  
Mischgesteine 80  
Missourit 63

Mittellinie = Bifektix 18 f.  
Muskowit 34, 65  
Myrmekit 33  
N.  
Natrongesteine 63 ff.  
Natrongranit 63  
Natronliparit 63  
Natronhornblende 66  
Natronporphre 66  
Natronphenit 63  
Natrontracht 63  
Negative Kristalle 17, 20  
Nestöl 73  
Nephekin 63, 64 f., 69  
Nephekinbasalt 71 Tab., 72  
Nephekinbasalt 71 Tab.  
Nephekin 71  
Nephekinitoid 72  
Nephekinhololith 63  
Nephekinphenit 63  
Nephekinphre 70, 71 Tab.  
Nifol 6  
Nifol 68  
Nimmulitenfall 78

**O.**

Objektiv 6  
Objektiv 6  
Ohibian 40, 49  
Oligoklas 53  
Oligoklasandesin 46  
Oligoklasgesteine 51  
Olivin 56 f., 60 Abb., 61  
Olivinfels 71 f.  
Olivinabbro 50, 51, 57  
Olivinphre 71  
Omphazit 83  
Oolith 78  
Oolith 88  
Optische Struktur 60  
Optische Achse 16, 18  
Optisch einachsige Kristalle 16 ff.  
— zweiachsige Kristalle 18 ff.  
— isotrope Kristalle 22  
Optischer Charakter 17  
— d. einachsigen Kristalle 17  
— d. zweiachsigen Kristalle 20 f.  
— d. Hauptzone 14  
Ordnungen d. Interferenzfarben 12 f.  
Orthoklas 30, 32, 33, 43, 52  
Ottolith 87  
Ottolith Schiefer 87  
Ottolithstruktur 67

**P.**

Perthit 40  
Perthit 62  
Perthit 47, 83  
Perthit 49  
Perthit 51, 57  
Perthit 33  
Petrographische Provinzen 50  
Pflasterstruktur 88  
Pflasterstruktur 73  
Phonolith 63, 66  
Phonolithoide Basalte 71  
— Tephrite 71  
Phyllit 80, 81 Tab., 86  
Phyloritische Struktur 79  
Pilotit 61  
Pilotit 61  
Pilotit 84  
Pilotit 30, 44  
Pilotitbasalt 60  
Pilotit, Bestimmung der P. 44  
— Tabelle der P. 46  
Pilotit des Dünnstifts 11  
Pilotismus 9  
Pilotitische Höfe 9, 35, 84

Polarisierende Durchsichtung 81  
 Polarisationsmikroskop 6, 7  
 Polarifaktor 6  
 Polarisiertes Licht 5, 6, 8  
 Porphyrische Struktur 40  
 Porphyrit 52, 59  
 Positive Kristalle 17, 20  
 Präparat 7, 73 f.  
 Präpariertisch 74  
 Prismatische Ausbildung 52  
 Pulverpräparat von Sanden 75  
 Pyrop 83  
 Pyroxen 55  
 — rhombischer 56  
 Pyroxenandesit 59  
 Pyroxenit 52

**D.**

Quarz 25 ff., 40, 42  
 Quarzandesit 58  
 Quarzdiorit 51, 52 ff.  
 Quarzglimmerschiefer 81 Tab.  
 Quarzit 73, 81 Tab.  
 Quarzphyllit 81 Tab.  
 Quarzporphyr 39  
 Quarzsand 74

**M.**

Reflektiertes Licht 6  
 Regionalmetamorphose 79  
 Relief d. Dünnichtlitz 11  
 Resorption 43, 58  
 f. a. Korrosion 60 Abb., 61, 63  
 Riebeckit 63  
 Rot I 14, 20  
 Rutil 77, 83

**S.**

Sagenit 35  
 Salzgesteine 73  
 Sand 73  
 Sandtaf. 78  
 Sandstein 73, 75  
 Sanduhrstruktur 72, 87  
 Sanit in 57  
 Sauffurit 56  
 Saure Gesteine 51  
 Schlieren 62  
 Schreibkreide 77  
 Schwingungsrichtungen im Achsenbild  
 16, 18  
 Sedimentgesteine 73  
 Seigel 77  
 Serizit 33, 87  
 Serizitgneis 81 Tab.

Serizitquarzit 81 Tab.  
 Serizitschiefer 81 Tab., 87  
 Serpentin 61, 80, 83 f.  
 Serpentin-schiefer 84  
 Spontinit 63  
 Siebstruktur 81, 85  
 Sillimanit 84 f.  
 Sillimanithornfels 81 Tab., 85  
 Stapolith 16  
 Stelettbildungen 49, 56, 73  
 Sodolith 63, 65, 68  
 Sodolithphenit 63  
 Solenhofer Schiefer 77  
 Spaltbarkeit 8  
 Spaltungs-gesteine 61 f.  
 Speisartit 62  
 Sphärolithe 45, 50  
 Sphärolithporphyr 49, 50  
 Spinell 61, 88  
 Spitze Hietritz 18 f.  
 Sprödglimmer Aktrelith bzw.  
 Aktrolithoid 87  
 Stavrolith 86  
 Staurolithglimmerschiefer 86  
 Strahlstein 53 Abb., 84, 88  
 Strukturen:  
 aplittische Str. 62  
 fluidale Str. 40, 49  
 Gabbro Str. 54, 57  
 Gitter Str.  
 — d. Mikrolith 33  
 d. Serpentin 84  
 d. Leuzit 67  
 Granitische Str. 38  
 Granoblastische Str. 49  
 kretzische Str. 85, 87  
 Hornfels Str. 81, 84  
 intersekte e Str. 6), 61  
 Mädchen Str. 83  
 ophitische Str. 60  
 Oelfar Str. 67  
 Pfalter Str. 88  
 Pflock Str. 73  
 porphyrische Str. 4) )  
 Sanduhr Str. 72, 87  
 Sieb Str. 81, 85  
 trachytische Str. 58  
 verzahnte Str. 88  
 Grenit 51, 54

**Z.**

Zalf 83  
 Zalfschiefer 81 Tab., 83  
 Zephrin 63, 69  
 Zheralith 63 Tab.

Tiefenkurven 80  
 Titanaugit 70, 71, 72  
 Titaneniten 48, 56  
 Titanenitenglimmer 60  
 Titanit 48, 54  
 Titanomorphit 56  
 Ton 73  
 Tonerdeffinitgesteine 80, 83  
 Tongesteine 81 Tab.  
 Ton-schiefer 73, 76  
 Torf 73  
 Totalreflexion 10  
 Trachydolerit 71 Ann.  
 Trachyt 52, 57  
 Trachytische Struktur 58  
 Trapp 52, 60  
 Tremolit 88  
 Trichiten 60  
 — Kristallite 49  
 Trichroismus 9  
 Turmalin 38, 86

**U.**

Undulöse Aus-scheidung 27  
 Uraus-scheidungen 73  
 Uralit 56

**V.**

Vergößerung 6  
 Verzahnte Struktur 88  
 Verzögerung 12  
 Viertelundulation-säulim-ner-plättchen  
 14, 20  
 Vitrophyr 49, 50  
 Vogelit 62

**W.**

Winkelmessung 6, 42  
 Wollastonit 88  
 Wollastonitfels 88  
 Wurmquarz 28, 33

**X.**

Xenomorph 38

**Y.**

Yentrierung 6, 26  
 Zeolith 61  
 Zerlegung v. Glas 49  
 Zerlegungsprodukte 30, 44 18, 56  
 Zirkon 37, 48  
 Zolfit 82  
 Zonarer Aufbau 33, 44, 68, 72  
 Zwillings-kristalle 18  
 Zwillingsmergranit 39  
 Zwillingslamellen 30, 44 ff.

### Druckfehler:

Seite 50: Überschrift IV.: „Alkalifalkgesteine“, Seite 80: rechts 6. Z. v. o.: „Kontakthöfen“.

# Inhaltsverzeichnis.

	Seite		Seite
<b>I. Das petrographische Mikroskop und seine Handhabung</b>	5	<b>IV. Die mikroskopische Untersuchung der Alkalikalksteine</b>	50
1. Doppelbrechung und Polarisationsmikroskop	5	1. Die mikroskopische Bestimmung eines Quarzdiorits und eines Gabbros	52
2. Untersuchung der äußeren Eigenschaften der Mineralien	7	2. Die porphyrischen Alkalikalkgesteine	57
3. Die Bestimmung der Lichtbrechung	9	3. Die granitischen Spaltungsgesteine	61
4. Die Bestimmung der Doppelbrechung	11	<b>V. Die mikroskopische Untersuchung der Natrongesteine</b>	63
5. Die Beobachtung im konvergenten Licht	15	1. Die mikroskopische Untersuchung eines Nephelinsyenits	63
Optisch einachsige Kristalle	16	2. Die mikroskopische Untersuchung eines Phonoliths	66
Optisch zweiachsige Kristalle	18	3. Die mikroskopische Bestimmung eines Tephrits	69
6. Die Mineralbestimmung	21	4. Die mikroskopische Untersuchung der Basalte	71
<b>II. Die optische Bestimmung eines Granits</b>	22	<b>VI. Die mikroskopische Untersuchung von Sedimentgesteinen</b>	73
1. Die Bestimmung der Mineralien mit niedriger Lichtbrechung	25	1. Die Untersuchung von losen Sanden	73
2. Die Bestimmung der stärker lichtbrechenden Gemengteile	34	2. Die Untersuchung eines Sandsteins	75
3. Die Bestimmung der akzessorischen Gemengteile	36	3. Die Bestimmung von Kalksteinen	77
4. Die Struktur des Granits	38	<b>VII. Die mikroskopische Untersuchung der metamorphen Gesteine</b>	78
<b>III. Die mikroskopische Untersuchung eines Quarzporphyrs</b>	39	1. Die Bestimmung von Magnesia-silikatgesteinen (Amphibolit und Serpentin)	80
1. Die porphyrische Struktur	40	2. Die Bestimmung von Tonersilikatgesteinen	84
2. Die Bestimmung der Einsprenglinge	42	3. Metamorphe Kalksilikat- und Kalkgesteine	87
3. Die Bestimmung der Plagioklase	44		
4. Sonstige Einsprenglinge	47		
5. Die Grundmasse des Quarzporphyrs	48		

## Verzeichnis der Tabellen:

1. Bestimmung der Lichtbrechung: Siehe Tabelle Seite 10 des Buches.
2. Bestimmung des Kristallsystems: Siehe Tabelle Seite 22 des Buches.
3. Isotrope Mineralien: Siehe Tabelle Seite 66 des Buches.
4. Bestimmung der doppelbrechenden Mineralien: Übersicht siehe Seite 23 des Buches. Genauere Angaben in den folgenden Tabellen I.
5. Tabelle der Interferenzfarben: Siehe Seite 13 des Buches
6. Die gesteinsbildenden Mineralien nach der Farbe geordnet: Siehe Tabelle II am Schlusse des Buches.
7. Gesteinstabellen: Oligoklas- und Labradorgesteine Seite 51 des Buches
 

Natrongesteine . . . . .	"	63	"	"
Basalte . . . . .	"	71	"	"
Metamorphe Gesteine . . . . .	"	81	"	"



# I. Die gesteinsbildenden Mineralien.

Abkürzungen: A = Amorph, Rh = Rhombisch, R = Regular, M = Monoklin, H = Hexagonal, Tr = Triflin, T = Tetragonal.  
 Ch<sub>m</sub> = Optischer Charakter des Minerals, Ch<sub>z</sub> = Charakter der Hauptzone.

Seite	Namen	Chemische Zusammensetzung	Kristallsystem	Spaltbarkeit	Ausbildung	Farbe	$\gamma - \alpha =$ Lichtbrechung	Doppelbrechung	Ch <sub>m</sub>	Ch <sub>z</sub>	Scheinbarer Neigungswinkel 2 E	Auslöschungsschiefe	Bemerkungen	Namen	
83	Rutil	Ti O <sub>2</sub>	T	beutlich	prismatisch körnig	braun gelblich grauviolett	2,903—2,616	0,287	I+	+			Diamantglanz im reflektierten Licht, häufig Zwillinge	Rutil	
	Anatas	Ti O <sub>2</sub>	T	beutlich	körnig tafelig pyramidal	farblos blau gelblich	2,561—2,489	0,072	I—	(+)			flackige Farbe, trüb Pleochroismus	Anatas	
37	Zirkon	Zr Si O <sub>4</sub>	T	beutlich	prismatisch	farblos	1,993—1,931	0,062	I+	+			—	Zirkon	
61	Spinel	Mg Al <sub>2</sub> O <sub>4</sub> mit Fe oder Cr	R		oktaedrisch körnig	farblos (Eisenf. grün Chromf. braun)	n=1,72 bis 2,0	isotrop					—	Spinel	
54	Titanit	Ca (Si,Ti) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	M	beutlich 113°	schäufelartig prismatisch Körner	farblos gelblich rötlich pleochroitisch	1,978 bis 2,054	1,888 bis 1,913	0,090 bis 0,141	II+		40°-70°	c:c=51°	Briefkubertform Injekteneier Spaltbarkeit oft schief zur Umgrenzung. Dispersion!	Titanit
85	Almandin	Fe <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>12</sub>				fast farblos bis rötlich	n=1,76 bis 1,78	isotrop					oft reich an Einschlüß. Siebstruktur	Almandin	
83	Dyrop	(Mg,Fe) <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>12</sub>			dobelaedrisch, feltener	lichtrot	n=1,75	isotrop					Kelyphitrans	Dyrop	
88	Grossular	Ca <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>12</sub>	R		isotetraedrisch oder körnig	wechselfarblos rötlich gelblich	n=1,745 bis 1,784	isotrop					optische Anomalien Fehlbteilung	Grossular	
69	Melanit	Ca <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> (Si,Ti) <sub>2</sub> O <sub>12</sub>				braun	n=1,856	isotrop					Zonarstruktur	Melanit	
82	Zoisit	H Ca <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>11</sub>	Rh		prismatisch nach der b-Achse, körnig	farblos lichtrotlich	1,702—1,697	0,005	II+				gerade	Zoisit	
	Klinozoisit						1,728—1,718 bis 1,792—1,731	0,005 bis 0,061	II+				c:a=2° c:a=30°	Klinozoisit	
	Epidot	H Ca <sub>2</sub> (Al,Fe) <sub>3</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>11</sub>	M			gelblich grünlich pleochroitisch			II—				c:a=3° c:a=30°	Epidot	
86	Staurolith	H Fe Al <sub>3</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>13</sub>	Rh		prismatisch	gelb rotbraun pleochroitisch	1,746—1,736	0,010	II+	+	sehr groß		gerade	pleochroitische Höfe Zwillinge	Staurolith
86	Disthen	Al <sub>2</sub> Si O <sub>5</sub>	Tr	vollkommen	prismatisch tafelig	farblos, feltener bläulich	1,725—1,712	0,013	II—	+	sehr groß		c:c=30°	Zwillinge Faserbruch	Disthen
87	Chloritoid	basische (Fe, Mg, Ca) O haltiges Tonerbisfitat	Tr	beutlich	taflig	blaugrün farblos pleochroitisch	$\beta=1,74$ bis 1,73	0,003 bis 0,015	II+		65° bis 120°		c:c=0° bis 15° b:a=0° bis 25°	—	Chloritoid
56 61	Olivin	(Mg, Fe) <sub>2</sub> Si O <sub>4</sub>	Rh	beutlich	kurzprismatisch, Körner	farblos	1,697—1,661	0,036	II+	+	sehr groß		gerade	Umwandlung in Serpentin	Olivin

Seite	Namen	Chemische Zusammensetzung	Kristallsystem	Spaltbarkeit	Ausbildung	Farbe	$\gamma - \alpha =$ Lichtbrechung	Doppelbrechung	Ch <sub>m</sub>	Ch <sub>z</sub>	Scheinbarer Neigungswinkel 2 E	Auslöschungsschiefe	Bemerkungen	Namen		
59	Hypersthen	(Mg, Fe) Si O <sub>2</sub>	Rh	beutlich	prismatisch körnig	braun	1,670—1,660 bis 1,729—1,716	0,010 bis 0,013	II—	+			sehr groß	gerade	—	Hypersthen
72	Diopsid	(Mg, Ca, Fe) Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>			stengelig	farblos, grün kaum pleochroitisch	1,700—1,671 bis 1,727—1,699	0,029	II+				c:c=38° bis 44°	—	Diopsid	
55	Diallag				körnig	grünlich bräunlich	1,700—1,671 bis 1,727—1,699	0,029					c:c=40°	Zwillinglamellen und Absonderung	Diallag	
55	Augit	(Mg,Fe)(Al,Fe) <sub>2</sub> Si O <sub>6</sub>	M		kurzprismatisch körnig	grünlich bräunlich	1,723—1,698 bis 1,728—1,706	0,022 bis 0,025	II+				54°	einzelne Zwillinglamellen	Augit	
68	Ägirinaugit				prismatisch	grün	grünlichweiß zu grün						60°	starke Dispersion der Mittellinien	Ägirinaugit	
66	Ägirin	Na Fe Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>			langprismatisch	saftgrün	1,813—1,783	0,050	II—				94°	—	Ägirin	
72	Titanaugit	Ti O <sub>2</sub> haltig			taflig	bräunlich violett	ca 1,8 gelblich: br.:violett	0,03 bis 0,50	II+				60°—70°	sehr starke Dispersion der Mittellinien, Sanduhrstruktur	Titanaugit	
53 56b.	Strahlstein	(Mg, Fe, Ca) Si O <sub>2</sub>			langnablig 124°	farblos lichtgrün	1,634—1,607	0,027	II—				c:c=15°—20°	höchstens schwach pleochroitisch	Strahlstein	
52 81	Grüne Hornblende	(Mg, Fe, Ca) Al <sub>2</sub> Si O <sub>6</sub>			kurz- bis langprismatisch	grün blaugrün braungrün	1,653—1,621	0,024		+			15°—20°	pleochroitische Höfe	Grüne Hornblende	
58 62	Braune Hornblende		M		kurzprismatisch	braungrün braun	braun, braungrün zu gelblich	ca. 0,025	II—				sehr groß	10°—14°	Braune Hornblende	
72	Basaltische Hornblende	Na Al Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> bis Na Fe Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> sämtlich hydroxyhaltig			kurzprismatisch bis unregelmäßig feurig	tiefbraun	ca. 1,72 tiefbr.: gelbbr.	mittel					0° gerade	starke Dispersion	Basaltische Hornblende	
66	Natron-Hornblende					blaugrün bis tiefblau	ca. 1,7 stark pleochroitisch	schwach	II+				c:a=25° bis 5°	—	Natron-Hornblende	
84	Sillimanit	Al <sub>2</sub> Si O <sub>5</sub>	Rh	vollkommen	nablig	farblos	1,677—1,656	0,021	II+	+		30°-40°	gerade	oft faserig	Sillimanit	
86	Turmalin	Borhaltiges Tonerbisfitat	H		prismatisch nablig	blau, grün gelblich braun, violett pleochroitisch	1,697—1,620 bis 1,685 1,651	0,017 bis 0,034	I—				0°	gerade	Absorption stark quer zur Hauptzone	Turmalin
76 88	Kalkspat	Ca CO <sub>3</sub>	H	vollkommen	körnig	farblos	1,659—1,487	0,172	I—				0°	gerade	häufig Zwillinglamellen	Kalkspat
37	Apatit	Ca <sub>5</sub> P <sub>3</sub> O <sub>14</sub> (Cl,F)	H		langprismatisch Körner	farblos	1,637—1,634	0,003	I—				0°	—	Apatit	
72	Mellitit	Ca <sub>8</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>10</sub>	T	beutlich	bünnataflig	farblos (gelblich)	1,631—1,629	0,002	I+	+			0°	oft anomale Interferenzfarben, Pfoststruktur	Mellitit	
87	Andalusit	Al <sub>2</sub> Si O <sub>5</sub>	Rh	beutlich	kurzprismatisch	farblos rötlich	1,643—1,622	0,011	II—				sehr groß	gerade	pleochroitische Höfe, Chiasolith	Andalusit
88	Wollastonit	Ca Si O <sub>3</sub>	M	beutlich	stengelig nach der b-Achse	farblos	1,635—1,621	0,014	II—	+			70°	c:a=32° b=b	Zwillinglamellen	Wollastonit

Seite	Namen	Chemische Zusammensetzung	Kristallsystem	Spaltbarkeit	Ausbildung	Farbe	$\gamma - \alpha =$ Sichtbrechung	Doppelbrechung	Ch <sub>m</sub>	Ch <sub>z</sub>	Optischer Winkel 2 E	Auslöschungsschiefe	Bemerkungen	Namen	
	Topas	Al <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> (F,OH) <sub>2</sub>	Rh	vollkommen	körnig stenglig //c	farblos	1,618—1,607 bis 1,637—1,629	0,011 bis 0,008	II+	+	180° bis 70°	gerade	Ch <sub>z</sub> bezogen auf die Spalttriffler negativ	Topas	
34	Muskowit	K <sub>2</sub> O MgO und FeO	M	vollkommen	tafflig blättrig schuppig	farblos	1,608—1,562	0,041	II—	+	60°-70° 0° bis 70°	gerade	pleochroitische Höfe	Muskowit	
35						Biotit	braun, grün pleochroitisch	1,618—1,570						0,048	Biotit
47	Pennin	H <sub>4</sub> (Mg, Fe) <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	M	vollkommen	tafflig schuppig bis radialstrahlig	grün pleochroitisch von lichtgelb zu grün	1,577—1,576 bis 1,596—1,585	0,001 bis 0,011	II + (—)	+	0° bis 30°	gerade	optisch sehr wechselnd anomale Interferenzfarben	Pennin	
83						Klinochlor	pleochroit Höfe	II +	—	wechselnd	c: c = 0° bis 15°	Zwillingslamellen	Klinochlor		
83							Antigorit						blättrig schuppig	1,571—1,560	0,011
61	Chrysothil	H <sub>4</sub> (Mg, Fe) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	Rh?		fasrig	pleochroitisch	$\beta = ca. 1,55$	0,009	+	+	klein		Chrysothil		
83	Talk	H <sub>2</sub> Mg <sub>3</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub>	M	vollkommen	schuppig	farblos	1,589—1,539	0,050	II—	+	10° bis 20°	gerade	sehr ähnlich dem Muskowit; Unterscheidung: Winkelwinkel	Talk	
16	Skapolith	Kalk-(Natron)- tonerdehaltig	T	beutlich	prismatisch körnig	farblos	1,555—1,542 bis 1,597—1,558	0,013 bis 0,039	I—	—	0°	gerade		Skapolith	
44	Seldspäte	siehe Tabelle Seite 46												Seldspäte	
25 42	Quarz	SiO <sub>2</sub>	H		körnig pyramidal	farblos	1,553—1,544	0,009	I +	+	0°	gerade	häufig kataklase, dann scheinbare Zweiaxialität	Quarz	
64 69	Nephelin	NaAlSiO <sub>4</sub>	H	unbeutlich	kurzsäulig körnig	farblos	1,542—1,538	0,004	I—	—	0°	gerade	häufig umgewandelt und trübe; optische Anomalien	Nephelin	
84	Kordierit	Mg <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>10</sub>	Rh		körnig	farblos lichtblau pleochroitisch	1,544—1,535	0,009	II—		60° bis 150°	gerade	Durchkreuzungs- drillinge; gelbe pleochroitische Höfe	Kordierit	
	Gips	CaSO <sub>4</sub> + 2 aq	M	vollkommen	körnig fasrig	farblos	1,531—1,521	0,010	II +		ca. 100°	c: c = 54°	Faserbruch Zwillingslamellen	Gips	
61	Zeolith	Wasserhaltige Kalk- u. Natron- Kalk-Silikate	T H M	meist vollkommen	blättrig nablig stenglig radialstrahlig	farblos	$\beta = 1,477$ bis 1,525	0,002 bis 0,014	I + II +	+	teils 0° teils 50° bis 90°	teils gerade teils 8°—20°	oft optisch anomal, Zwillingslamellen, meist Pseudomorphosen u. Neubildungen	Zeolith	
65	Kankrinit	NaAlSiO <sub>4</sub> mit CO <sub>2</sub> und aq	H	beutlich	stenglig körnig	farblos	1,522—1,496	0,025	I—	—			häufig umgewandelt	Kankrinit	
67	Leuzit	KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	R		hexaedrisch tetraedrisch	farblos	n=1,667	isotrop					optische Anomalien, Gitterstruktur, gefest- mäßige Einschlüsse	Leuzit	
49	Glas	wechselnd	A			farblos bräunlich	n= 1,49 bis 1,63	isotrop					oft radial	Glas	
66	Sodalithgruppe	3NaAlSiO <sub>4</sub> + NaCl + Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> + (Na <sub>2</sub> , Ca) SO <sub>4</sub>	R	unbeutlich	dodekaedrisch körnig	farblos	n=1,483	isotrop						gefestmäßig ange- ordnete Stabein- schlüsse, schwarzer Korrosionsrand, oft in Zeolith um- gewandelt	Sodalith
68						Nosean	blau (gelb, grün)	n=1,495	isotrop	Nosean					
68						Haunn		n=1,504	isotrop	Haunn					

## II. Die gesteinsbildenden Mineralien nach der Farbe geordnet

(nach abnehmender Intensität der Farben geordnet).

**Grauviolett:** Turmalin, Rutil, Titanaugit, Natronhornblenden.

**Blau bis bläulich:** Natronhornblenden, Chlorit, Turmalin, Glaukophan, Haunn-Nosean, Chloritoid, Kordierit, Anatas, Disthen, Sodalith.

**Grün bis grünlich:** Grüne Hornblende, Agirin, Turmalin, Glaukonit, Biotit, Agirinaugit, Eisenspinell, Sprödglimmer, Chlorit, Kalkgranat, Strahlstein, Diopsid, Serpentin.

**Orange gelb bis gelblich:** Biotit, braune Hornblende, Rutil, Staurolith, Glas, Epidot, Turmalin, Apatit, Melilit, Kalkgranat, Anatas, Titanit.

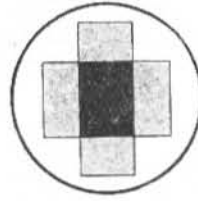
**Rot bis rötlich:** Eisenglanz, Hypersthen, Titanit, Andalusit, Granat, Klinozoisit.

**Braun bis bräunlich:** Titaneisen, Chromeisen, basaltische Hornblende, Biotit, Turmalin, Rutil, Melanit, Chromspinell, Staurolith, braune Hornblende, Glas, Hypersthen, Kalkgranat, Diabas, Titanit, Augit, Sprödglimmer.

**Pleochroitische Höfe:**  
in Amphibol, Andalusit, Chlorit, Glimmer, Kordierit, Sprödglimmer, Staurolith, Turmalin,  
um  
Orthit, Rutil, Titanit, Birkon.

DR. STEEG & REÜTER  
OPTISCHES INSTITUT  
BAD HOMBURG VOR DER HÖHE

---

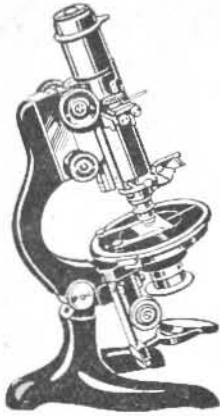


# KRISTALL-OPTIK

---

ORIENTIERTE SCHLIFFE  
GESTEINSDÜNNNSCHLIFFE  
POLARISATIONS-MIKROSKOPE  
SCHNEIDE- u. SCHLEIFMASCHINEN  
ZUR HERSTELLUNG VON  
SCHLIFFEN AUS GESTEINEN  
UND ERZEN





# LEITZ

## MIKROSKOPE für monokularen und binokularen

Gebrauch, im polarisierten u. unpolarisierten Licht  
**SPIEGELKONDENSOREN** für Dunkelfeldbeobachtungen

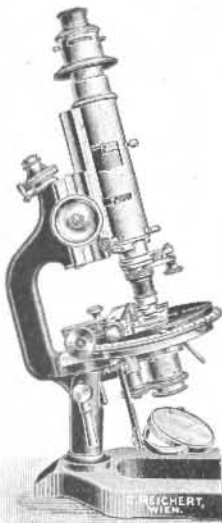
**ULTRAKONDENSOREN · MIKROTOME · MIKROPHOTO- u. PROJEKTIONSAPPARATE** für mineralogische, physik. u. Mikroprojektion.  
**EPIDIASKOPE u. DIAPOSITIVAPPARATE** für Vorfrags u. Unterrichtszwecke.

### ERNST LEITZ OPTISCHE WERKE WETZLAR

Man verlange Sonderliste Mikro Nr. 346

# GREICHERT

## MIKROSKOPE



Mikroskope für mineralog., metallograph. und alle sonstigen wissensch. Untersuchungen  
Polarisations- u. Projektionsapparate

**Optische Werke C. Reichert, Wien VIII/2**

Bennogasse 24/26 — Gegründet 1876

70 000 Mikroskope geliefert — Filialen in Budapest und Prag

Vertretung: **Berlin:** P. Altmann, NW6, Luisenstraße 47

**München:** Dr. Bender & Dr. Hobein, Lindwurmstraße 73

**Hamburg:** „Date“ Laboratoriumsbedarf, Delchstraße 36

**R. WINKEL**

G. m. b. H.

**Optische und**



**GÖTTINGEN**

Gegründet 1857

**mech. Werkstätte**

## Mikroskope für Mineralogie und Petrographie

zur Untersuchung von Mineralien und Gesteinen (Dünnschliffe).  
Druckschriften Nr. 202, 252, 253.

## Apparate u. Hilfsmittel zur Herstellung von Mineral- und Gesteins-Präparaten

Orientierte Kristallpräparate zu physikalischen und optischen Untersuchungen; Dünnschliffe zu petrographischen Untersuchungen.  
Druckschriften Nr. 204, 205, 251.

# Dünnschliffe und Gesteine

Petrographische Sammlungen mit beschreibendem Text der makroskopischen und mikroskopischen Verhältnisse der gesteinsbildenden Mineralien und der wichtigsten Gesteinstypen.

- 1. Großes petrographisches Praktikum** von 336 Gesteinen und Dünnschliffen, zusammengestellt und beschrieben von Professor Dr. K. Busz.
- 2. Kleines petrographisches Praktikum** von demselben Verfasser. 2 kleine Sammlungen zur Einführung in das Studium der mikroskopischen Petrographie
  - a) 25 gesteinsbildende Mineralien
  - b) 25 Gesteinstypenmit den zugehörigen Gesteinen, Dünnschliffen und Diapositiven.
- 3. Sammlungen orientierter Dünnschliffe** der wichtigsten gesteinsbildenden Mineralien: 125, 175 und 225 Schliffe.
- 4. Einzelne Dünnschliffe von eingesandtem Material** für Petrographie und Metallographie, auf Wunsch mit Beschreibung der makroskopischen und mikroskopischen Verhältnisse.
- 5. Größere Sammlungen von Gesteinen und Dünnschliffen** nach Vereinbarung bis zu 5000 Nummern.

**Dr. F. Krantz,** Rheinisches Mineralien-Kontor

Fabrikation und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833 — Bonn-Rhein Gegr. 1833

Im Anschluß an die vorliegende Arbeit wurde durch den Verfasser eine Reihe von

# Gesteins-Dünnschliffen

ausgewählt, die als Belege für die im Text gegebenen Beschreibungen dienen sollen. Die Schliffe sind auf Objektträger von  $25 \times 45$  mm montiert. Die Sammlung enthält:

1. Zweiflimmergranit vom Waldstein, Fichtelgebirge
2. Biotitgranit von Bautzen, Sachsen
3. Quarzporphyr von Bozen, Tirol
4. Vitrophyrischer Quarzporphyr von Auer a. d. Etsch
5. Quarzdiorit vom Stengeris bei Aschaffenburg
6. Diorit von Oberamstadt, Odenwald
7. Gabbro vom Frankenstein, Odenwald
8. Peridotit von Lixfeld, Hessen
9. Trachyt vom Drachenfels, Siebengebirge
10. Labradorandesit vom Hummerich, Rheinland
11. Diabas vom Schwarzen Stamm beim Mägdesprung, Harz
12. Melaphyr von Oberstein a. Nahe
13. Aplit von Gengenbach, Schwarzwald
14. Mineite von St. Michaels bei Freiberg i. Sa.
15. Hornblendekersanit (Spessartit) vom Stengeris bei Aschaffenburg
16. Nephelinsyenit von Ditra, Ungarn
17. Nephelinphonolith vom Brüxer Schlossberg
18. Leuzitphonolith von Rieden
19. Feldspatbasalt vom Oelberg, Siebengebirge
20. Nephelinbasalt vom Oelberg, Siebengebirge
21. Sandstein von Rheinhausen
22. Tonschiefer von Kaup a. Rh.
23. Muschelkalk vom Hainberg bei Göttingen
24. Feldspatgneis von Freiberg i. Sa.
25. Granatamphibolith
26. Chloritschiefer von Lodano, Tessin
27. Kordierithornfels von Ebersstadt, Odenwald
28. Granatglimmerschiefer von St. Michaels, Sa.
29. Phyllit von Glauchau i. Sa.
30. Marmor von Carrara

Außerdem wurde eine Sammlung von

## Handstücken

in der gleichen Auswahl wie die 30 Dünnschliffe zusammengestellt, die in einem polierten Behälter aus Holz abgegeben werden. Preise auf Anfrage durch die

**Lehrmittelabtlg. der Franck'schen Verlagshandlung  
Stuttgart**









552.8 S201 c.1

Einführung in die mikroskopische Ges



086 733 623

UNIVERSITY OF CHICAGO