

Ueber Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv

Autor(en): **Huttenlocher, H.F.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern**

Band (Jahr): **4 (1947)**

PDF erstellt am: **14.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-319436>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

H. F. Huttenlocher

**Ueber Verschiedenheiten
im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse
erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv***

mit 26 Bildern, gedruckt mit Subvention der Stiftung
Dr. Joachim de Giacomi der S. N. G.

I. Einleitung

Die am Kristallinaufbau des Aarmassivs (A. M.) sich beteiligenden Gesteine sind sowohl magmatischer als auch metamorpher Natur. Mit diesen Bezeichnungen verstehen wir Mineral- und Gesteinsassoziationen, die auf im allgemeinen deutlich voneinander unterscheidbare Bildungsvorgänge zurückzuführen sind, und die auch als solche meist deutlich auseinandergehalten werden können.

Je nach den geologischen Bedingungen nun, unter welchen die magmatischen Schmelzen stehen, werden innerhalb der magmatischen Vorgänge selbst verschiedene Entwicklungsverläufe angestrebt und so verschiedenartige Produkte geschaffen. In gleicher Weise werden aber auch die metamorphosierenden Prozesse je nach den herrschenden geotektonischen Gegebenheiten recht verschieden ausfallen, ja es können sogar Fälle eintreten, in welchen über die Zuordnung zu magmatisch oder metamorph nicht mit Gewissheit entschieden werden kann.

Damit berühren wir eine Kernfrage der Petrologie, die heute ebenso aktuell ist wie zu Zeiten Abrah. Werners die Diskussion über Plutonismus und Neptunismus. Wir wollen diese wichtigen Fragen nicht in der ganzen Breite durchdiskutieren, sondern wollen auf Grund von konkreten Tatsachen Beispiele für die verschiedenen Ereignisse in der erdgeschichtlichen Entwicklung unseres Gebirgskörpers anführen. Da nach Altmeister H. Rosenbusch Erdgeschichte in des Wortes eigentlichster Bedeutung in Lapidarschrift geschrieben ist, erwächst uns die Aufgabe, aus sorgfältigen Beobachtungen über Mineralbestand, Struktur,

* Vortrag gehalten vor der Naturforschenden Gesellschaft Bern am 25. Januar 1946.

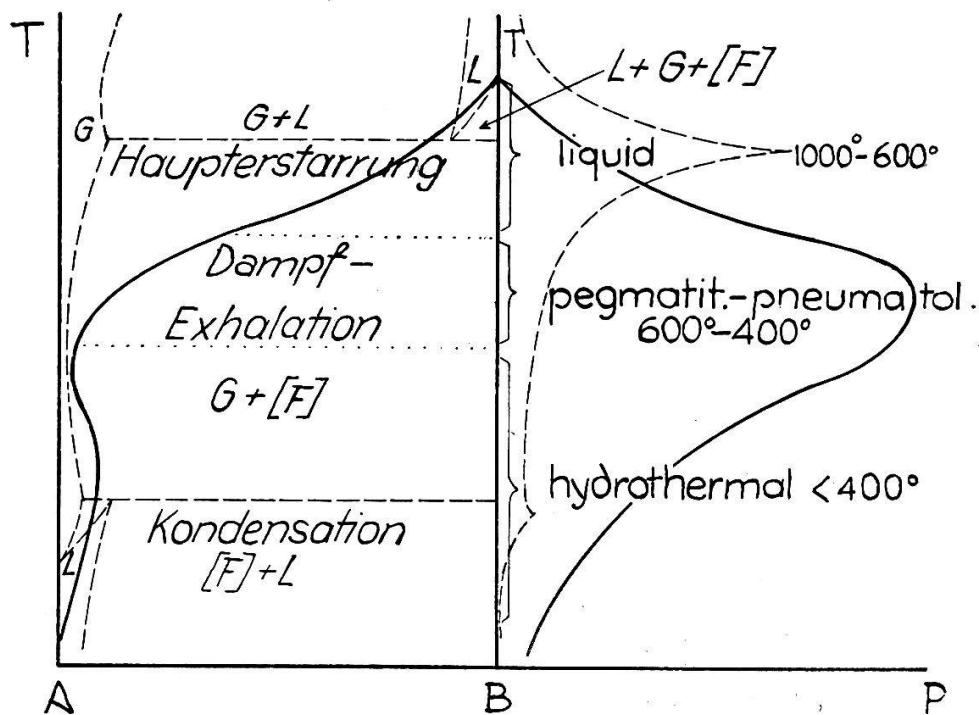
Textur der Einzelgesteine und ihrer Verbandsverhältnisse uns in deduktiver Weise ein widerspruchssloses Bild ihrer Entstehung zu machen.

Der an Vulkanschloten und -spalten aus dem Erdinnern oder aus tiefern Teilen der Erdrinde herausquellende heisse und flüssige Gesteinsbrei ist als Lava oder Magma bekannt. Es wäre aber grundfalsch, wenn wir auf Grund dieser direkt wahrnehmbaren Erscheinungen, die uns alle tief zu beeindrucken vermögen und die uns wertvolle Einblicke in die Zustände, Geschehnisse und Reaktionen im grossen Erdlaboratorium gestatten, danach unsere ganzen Vorstellungen über das magmatische Geschehen formen wollten. Denn wir erhalten hier nur von episodenhafte in der alleräussersten Epidermis sich einstellenden Prozessen Kenntnis.

Aber von den wirklich grossräumigen Zuständen und Auswirkungen selbst, die während ganzen geologischen Epochen anhalten, erfahren wir eben zu wenig. Insbesondere geben uns die vulkanischen Erscheinungen keine unmittelbaren Einblicke in die Zonen, wo die Bestrebungen des Ausgleiches thermischer und hydrostatischer Störungen, wirklich die aktiven Erdkrustenteile, also die Orogenzonen verursachen. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Zustände in diesen Räumen und Tiefen gegenüber den lokal und zeitlich beschränkten Durchbruchstellen, wo ja die Kommunikation nach aussen schon wieder abweichende Verhältnisse schafft, als die für die Erdrinde durchaus vorherrschenden und bestimmenden angesehen werden müssen. Erst, wenn die geologische Geschichte ein Erdrindenstück soweit an die Erdoberfläche herauspräpariert hat und die damals in der Tiefe gebildeten Mineralbestände mit ihren Struktur- und Texturbeziehungen uns sichtbar werden, gelingt es, auf diesem indirekten Wege eine Vorstellung von den damals herrschenden Zuständen zu rekonstruieren. Wir schliessen also aus den fertigen Produkten des Naturlaboratoriums rückwärts auf Zustände und Vorgänge während der Bildung.

II. Grundzüge des magmatischen Verhaltens bei der Abkühlung

Wie alle minerogenetischen und petrogenetischen Prozesse sind auch die magmatogenen physiko-chemisch bedingt. Nur eine physiko-chemische Betrachtungsweise gestattet uns die sich hier einstellenden Vorgänge wissenschaftlich zu erfassen.



Die Wesenszüge des magmatischen Verhaltens können in einem kombinierten TX- und TP-Diagramm zur Darstellung gebracht werden, wenn berücksichtigt wird, dass das Magma aus schwer- und leichtflüchtigen Bestandteilen besteht, wobei A = leicht-, B = schwerflüchtig ist und die Erkenntnis weiter in Berücksichtigung gezogen wird, dass die leichtflüchtigen Komponenten (H_2O , Cl, F, B, SO_3 , CO_2) nicht indifferent beigemischt, sondern in den schwerflüchtigen gelöst sich vorfinden, wie auch die schwerflüchtigen in den leichtflüchtigen sich als gleichberechtigte Partner einstellen. Damit ist auch sofort aufgezeichnet, dass die Druckverhältnisse für die Gestaltung des Entwicklungsverlaufes von grundlegender Bedeutung werden.

Im sehr stark vereinfachten, die prinzipiellen Verläufe aber voll- auf genügend charakterisierenden Diagramm beziehen sich die ausgezogene Kurve und vertikale Schrift auf hohe, die gestrichelte Kurve und schiefe Schrift auf niedrige Drucke, unter welchen das System steht.

a) Bei hohen Aussendrucken, also grossen Erdtiefen haben wir mit fallender Temperatur eine ausgesprochene Kontinuität der Phasenentwicklungen von der Lösung oder Schmelze des liquidmagmatischen über das pegmatitisch-pneumatolytische bis zum wässerigen hydrothermalen Stadium.

Das liquidmagmatische Stadium wird also durch Auskristallisation aus der Schmelze bis zu relativ tiefen Temperaturen gekennzeichnet unter dauernder Veränderung der chemischen Zusammensetzung der Restlösung. An dieses schliesst sich das pegmatitisch-pneumatolytische Stadium an mit wesentlicher Beteiligung leichtflüchtiger, als Mineralisatoren dienender Komponenten. Wenn sich endlich mit stark fallender Temperatur das System schon extrem nach der leichtflüchtigen Seite verschoben und eine Kondensation zu wässriger Lösung unter gleichzeitiger Resorption erfahren hat, ist das letzte = hydrothermale Stadium erreicht worden. Die PT-Kurve zeigt an, dass die Innendrucke des Systems ihre höchsten Werte mit dem pneumatolytischen Stadium erfahren, womit die grosse Reaktionsfähigkeit seiner Lösungen verknüpft ist.

b) Bei niedrigen Aussendrucken ist der Verlauf ein total anderer, er entspricht extrusiven Bedingungen, die oft fälschlicherweise als Paradigma des magmatischen Geschehens gelten, weil nur sie uns direkt in der Beobachtung zugänglich sind. Gleich nach Einsetzen der Kristallisation verdampft die Lösung mit extrem veränderter Zusammensetzung. Ueber ein grosses Temperaturintervall hinweg sind ausgeschiedene Kristallphasen und Gasphasen in Koexistenz; dies entspricht dem, was wir bei Magmaausbrüchen an tätigen Vulkanen wirklich sehen. Erst bei wesentlich tieferen Temperaturen vermag die Dampf-Gasphase zu kondensieren, wiederum mit Resorptionserscheinungen (rückläufige Lösungskurve).

Zwischen diesen beiden Extremen, auf der einen Seite in grosser Tiefe abgeschlossene Systeme, abyssische Verhältnisse repräsentierend und für Plutonite gültig, auf der andern Seite periphere Magmaherde, die bei zunehmender Kristallisation und dadurch sich steigernder Dampfspannung ihre Hüllen unter vulkanischen Verhältnissen zu sprengen vermögen, werden wir alle Uebergänge antreffen; plutonisch und vulkanisch sind die Antipoden.

In allen diesen Fällen wird uns die physikalisch-chemische Betrachtung zur nützlichen Führerin und lässt uns die Zusammenhänge verstehen und die zu erwartenden Abfolgen mit ihren Mannigfaltigkeiten überblicken und ordnen.

Unter abyssischen Bedingungen mit ihren hohen Aussendrucken wird die grösste Mannigfaltigkeit der sich bildenden Produkte rea-

lisiert werden können, da in der Silikatschmelze über hochgespannte leichtviskose Lösungen bis zu wässrigen thermalen Endlösungen alle Uebergänge kontinuierlich durchlaufen werden. Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation vermag sich unter solchen Voraussetzungen besonders ergiebig auszuwirken. Recht verschiedene Rückstandslösungen führen so an den verschiedenen Stellen zu reichhaltigen und voneinander abweichenden Kristallabsätzen. Immer verschärfter setzt sich die Tendenz durch, Stoffe, die in der vorher abgeschlossenen Hauptkristallisation nicht zur Abscheidung gelangten, besonders anzureichern. Ueber die pegmatitisch entwickelten Bildungen, die als jüngste magmatische Nachschübe anzusehen sind, gelangt man so zu gangförmig auftretenden, oft wirtschaftlich wertvolle Erze und mineralische Rohstoffe enthaltenden Kristallaten am Abschluss des langanhaltenden Erstarrungsvorganges. In ähnlicher Weise vermögen dann bei mittleren Drucken unmittelbar an die Haupterstarrung anschliessend, die Rückstandslösungen bei gesteigerter Innenspannung in vermehrter Weise zu verdampfen und zu destillieren. Sie reichern sich in den bereits erstarrten Teilen oder in deren Nebengesteinen an, entweder auf Fugen und Spalten oder imprägnativ, durchtränkend, metasomatisch, d. h. unter teilweiser oder gänzlicher Auflösung und Ersetzung des bereits vorhandenen Materials. Der Gehalt an Mineralisatoren und die physikalischen Bedingungen, unter welchen diese magmatischen Nachgeburten stehen, befähigen sie zu solchen Reaktionen ganz besonders.

Diese magmatischen kieselsäurereichen Restlösungen mit vorwiegend quarz-feldspatischer Zusammensetzung — jede normal zusammengesetzte Silikatschmelze muss ihre Ausscheidung mit alkalisilikatischen Produkten und reiner Kieselsäure beenden — weisen nun aber nicht die physikalischen Eigenschaften extremkieselsaurer Produkte auf, wie wir sie von in der Azidität analogen Ergussgesteinen her gewohnt sind (Bimsstein!). Sie verhalten sich im Gegensatz zu letzteren nicht viskos, sondern sie entsprechen leicht beweglichen Lösungsprodukten. Dies ist eine Folge der Gegenwart leichtflüchtiger Komponenten (Wasser, Halogenide, Kohlensäure), welche eben nur in tiefgelegenen Systemen und nicht in Ergussbereichen in Lösung gehalten werden können. Einmal setzen sie die Ausscheidungstemperatur dieser silikatischen

Restlösungen stark herab und weiter verringern sie in starkem Masse die Viskosität. Das sind fundamental wichtige Eigenschaften, die stets in ihren physiko-chemischen Zusammenhängen verstanden werden müssen.

III. Verhalten von Gesteinskomplexen während Erwärmung und Tektonisierung

Unsere bisherige Betrachtung ging von der Tatsache des Temperaturgefälles aus, das auf eine erstarrende magmatische Silikatschmelze einwirkt. In der Erdkrinde spielen sich aber nicht nur Abkühlungs-, sondern auch Erwärmungsprozesse ab. Wir müssen deshalb auch fragen, was geschieht, wenn ein Erdrindenstück in immer grössere Tiefe versenkt wird und der Temperaturanstieg auf die in ihm enthaltene mineralische Phasenkombination einwirkt. Damit schneiden wir Probleme der Metamorphose an, auf welche selbst einzugehen hier nicht unsere Aufgabe ist. Nur soviel sei darüber kurz ausgesagt, dass die Metamorphose eine Neu Anpassung an die veränderten Druck-Temperaturbedingungen der Tiefe bedeutet und auch wieder physikalisch-chemisch, nach Gesetzen der Phasenregel behandelt werden muss. Dass eine zunehmende Versenkung in immer weitere Tiefen und damit eine gesteigerte Metamorphose in magmatische Zustände zurückführen kann, ist auch ohne weiteres zu erwarten.

Wir wollen uns allein diesem Gesichtspunkt zuwenden. Unverändert gebliebene Eruptivgesteine selbst haben keine Veranlassung, mit dem Zurückversinken in ihre ursprünglichen Bildungstiefen sich wesentlich neu anzupassen. Es ist denn aber auch ohne weiteres verständlich, dass Gesteine nicht-eruptiver Herkunft, wie z. B. Mergel, die in ihrer brutochemischen Zusammensetzung mit bestimmten Eruptivgesteinen intermediärer Azidität, wie z. B. Gabbro, übereinstimmen können, nach erlittener Umkristallisation in der Tiefe von solchen Eruptivgesteinen nur schlecht oder gar nicht zu unterscheiden sind. Erst gewisse interne Beziehungen mineralischer oder struktureller Art oder auch solche externer Natur (Verbandsverhältnisse mit Nebengestein) vermögen entscheidende Angaben zu machen. Nun handelt es sich in relativ wenigen Fällen lediglich um ein rein statisches Verlagern, sondern um orogenetische

Bewegungen mit mechanischer Beanspruchung der Gesteine in allen Intensitätsgraden. Dabei kann die Beeinflussung durch die Bewegungen in den Mineralkörnern die feinsten atomaren Kristallbausteine ergreifen. Das mechanische Moment, das bei diesen Neueinstellungen kaum ausser Betracht gelassen werden darf, verkompliziert die Vorgänge ganz aussergewöhnlich; es macht die Systeme jedenfalls viel reaktionsempfindlicher. Ausserdem lösen sich fallweise in der verschiedensten Art mechanisierende und vielfach scherende, dann wieder rein rekristallisierende Phasen ab. Zudem werden in den meisten Fällen sich chemische Einwirkungen unter Beteiligung von wechselnden Mengen molekular disperser Lösungen, die aus dem Eigenmaterial mobilisiert werden oder auf Bewegungsbahnen der weitem Nachbarschaft oder der magmatischen Tiefe entstammen, geltend machen. Aus isochemischen Prozessen werden so allochemische. Es sind unendlich kompliziertere Prozesse als bei der statisch verlaufenden Magmenerstarung; der Rahmen eines abgeschlossenen Systems ist gesprengt und die Reaktionsverläufe sind viel schwieriger überblickbar.

Wenn das Experiment auch nicht gestattet, eigentliche magmatische Systeme im Laboratorium zu verfolgen, so sind doch aus Teilsystemen mit drei Komponenten die Richtungsverläufe in ihren Grundsätzen ersichtlich und können in Uebereinstimmung gebracht werden mit den natürlich auftretenden Produkten. Dagegen lassen die Druck- und vor allem die unvorstellbar langfristigen Zeitverhältnisse während der Metamorphose, welche hier bei diesen engstens gegenseitig verkoppelten Reaktionsarten in Frage kommen, Vergleiche mit aus dem Experiment abzuleitenden Vorstellungen nur schwer zu. Hier gewinnen Tatsachen der Feldbeobachtung vermehrte Bedeutung und müssen theoretischen Ueberlegungen und Parallelisationsversuchen experimenteller Art übergeordnet werden. Eine erst in den letzten Jahren entwickelte sorgfältige Methodik der Makro- und Mikrostrukturuntersuchung, die auf manche Gesteine angewendet werden kann, hilft die hier auftauchenden genetischen Fragen zu lösen.

Auf eine wichtige Tatsache sei erinnernd hingewiesen: Die magmatische Aktivität erlischt mit den hydrothermalen Absätzen, die in ihren allerletzten Bildungen durch karbonatische und sulfatische Erdalkaliverbindungen gekennzeichnet sind (die der Alkalien sind, weil zu löslich, nicht erhalten) und ihnen unmittelbar vor-

aus von 200° an bis ins pegmatitische Stadium bei 600° hinauf gehen die quarz-alkalialumosilikatischen Restlösungen. Es ist daher leicht verständlich, wenn in Gesteinen mit Alkalitonerdesilikatgehalten diese Stoffe auch wieder zuerst mobilisiert werden, sobald sie in entsprechende Temperaturbereiche gelangen. Die Hauptmasse der Sedimente, abgesehen von reinen Kalken, Dolomiten und Quarziten besitzt hiefür die chemische Voraussetzung.

Entsprechend der physikalischen Beschaffenheit dieser Gesteine, die durch das lagige Sedimentationsgefüge bestimmt wird, wirken sich die Mobilisationsreaktionen auch lagenhaft aus. Quarz- und Alkalisilikatsubstanz „schwitzt“ oder „blutet“ aus, wobei dieser Vorgang durch die tektonischen Bewegungen, die sich nun auch wieder gerade an diesen physikalisch vorgezeichneten Strukturebenen auslösen, unterstützt wird. So können Lagen- und Bändergneise entstehen. Grosse Anteile der bisher als „Injektionsgneise“ bezeichneten kristallinen Schiefer, für deren Genese früher gewissermassen eine „lit-par-lit“-Einspritzung von einem Magmaherd durch saure Quarz-Feldspatsubstanz angenommen wurde, gehören ganz zweifellos hieher.

Durch Zunahme des hellen Quarz-Feldspatanteils entwickeln sich so immer mehr granitgneisartige Typen; Vor- und Rückwärtstauungen und allgemeine Umrührung in dem während der metamorphen Durcharbeitung plastisch gewordenen Material erzeugen Fältelungen und allenfalls mehr nach hydrostatischen Verhältnissen gerichtete Bedingungen lassen schliesslich richtungslos körnige, granitisch aussehende Produkte entstehen, deren genetische Deutung nur durch eingehende Makro- und Mikrostrukturstudien in ihren Uebergängen gelingen kann. Solche Bildungen stellen sich stets im Gefolge von orogenetischen Vorgängen in gewisser Tiefe ein.

Es handelt sich also hier nicht um einen eigentlichen Schmelzvorgang, sondern um ein differentiellles „Inlösunggehen“, „Anatexis“, und um ein Wandern der leichtflüchtigeren und besonders der alkalisilikatischen Gesteinsanteile, die nun eben die nämliche Zusammensetzung haben, wie die von der erstarrenden Schmelze abgegebene Restlösung. Dieses In-Lösung-gehen wird vor allem durch mobilisierte Porenlösung und weitere wässrige Lösungen, die im Laufe der gebirgsbildenden Prozesse besonders in kar-

bonatischer Form in nicht unerheblichen Mengen zur Verfügung gestellt werden können, ermöglicht. Es entstehen auf diese Weise gemischt aussehende Gesteine, „Migmatite“, die einen „Altstoff“, „Palaeosom“ (Scheumann) mit femischen, also dunklen Gemengteilen, enthalten und von einem „jüngern“, aus hellen Komponenten bestehenden Anteil, „Metatekt“ (Scheumann), durchsetzt werden. Physiographisch sind die durch die metamorphosierenden Prozesse auf exsudativem Wege geschaffenen Verhältnisse kaum von solchen zu unterscheiden, die durch eigentliche juvenil magmatische Schmelzlösungen erzeugt werden. Der helle Anteil kann lagig bis bänderig (Phlebite, meta-tekktischer Gneis) auftreten, er kann netzförmig das Palaeosom durchsetzen oder den Altbestand wie ein Brekzienzement (Agmatite) verkitten. Es ist aber auch möglich, dass er nur punktförmig sich zwischen die femischen Gemengteile einnistet, so dass „metablastische“ Gesteinstypen entstehen. Die verschiedenen Typen können durch alle Uebergänge mit einander verbunden sein. Aus anatektischen Gebilden vermögen durch zunehmende Granitisation schliesslich palingene = völlig neu entstandene granitisch zusammengesetzte Körper entstehen, oft in geschlossener Weise stock- oder gangförmig auftretend. Es liegt in der Natur der Vorgänge, dass die zunächst in anfänglichen Phasen eines solchen Prozesses nur exsudativ angesammelten Lösungen im Weiterverlauf des Geschehens nicht unwesentlich durch aufsteigende, anderwärts mobilisierte Lösungen palingener oder gar juveniler Abstammung ersetzt werden können und sich so entektische Bildungen hinzugesellen.

Zwei Momente arbeiten bei diesen Bildungen Hand in Hand: Der hydrostatisch-thermische Ausgleich in den gestörten Orogengebieten lässt das Erdrindenstück in grössere Tiefen versinken; die hier differentiell mobilisierten, leichtflüchtigen, silikatischen Lösungen dagegen haben ausgesprochene Aufstiegstendenz. Dadurch wird verständlich gemacht, wenn im Laufe der geologischen Geschichte die Erdrinde in ihrer Gesamtheit abschnittsweise immer wieder in solche orogenetische Zonen einbezogen wird, sich auf diese Weise eine mehrfach umgearbeitete und umgelöste Silikathülle bilden muss, die mit einer ursprünglichen Erstarrungskruste genetisch gar nichts zu tun hat. Sie besitzt migmatitischen Charakter, ist stark azidisch durchsetzt, wie wir dies von

den als „Grundgebirge“ bezeichneten Komplexen zu sehen gewohnt sind.

In einer Diskussion über die Synthese solcher Erdrindenstücke wird oft recht schwer zu entscheiden sein, welche Anteile sind juvenil und welche sind ultrametamorph. Die ersteren hätten also einer in toto verflüssigt gewesenen Schmelze entsprochen, die im Laufe der Abkühlung alle diejenigen Erscheinungen aufweist, welche die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation (Bowen, Niggli) abzuleiten vermag. Die andern müssen als Metamorphosierungsdifferentiate (Eskola, Barth) aufgefasst werden, wie sie sich im Sinne der vorausgegangenen Auseinandersetzungen bilden können. Der heutige Stand unserer geologisch-petrologischen Untersuchungen führt zu der Ansicht, dass das kristalline Grundgebirge des A. M. Produkte beider Entwicklungsreihen aufweist. Es mag daher interessieren, welches ihre Merkmale sind und wie sich ihre Repräsentanten in die zeitliche und räumliche Gliederung des Massivs einordnen lassen. Dies geschieht durch Heranziehung verschiedener Einzelbeispiele, die aber für die jeweiligen Fälle durchaus als für das generelle Verhalten charakteristisch angesehen werden dürfen. Es werden dabei nur diejenigen petrographischen und geologischen Eigenschaften herangezogen, die in dieser Richtung etwas auszusagen erlauben.

IV. Beispiele aus dem Aarmassiv

a) Allgemeine geologisch-petrographische Gliederung.

Der rund 120 km lange kristalline Anteil des A. M. gliedert sich in petrographisch verschieden entwickelte Längszonen, die parallel mit der Massivachse verlaufen, eine Gliederung, die schon in den 80er und 90er Jahren des vorigen Jahrhunderts in den Grundzügen von Baltzer, Fellenberg und Heim aufgestellt worden ist. In den letzten Jahrzehnten ist diese in eingehenden petrographischen Arbeiten, hauptsächlich durch Erörterung stofflicher Fragen unter Hugi vom Berner Institut weiter ausgebaut worden.

Danach folgen sich von N nach S die $\pm$ schiefrigen, kristallinen Komplexe mit nur geringen und dann lokalen Abweichungen im Streichen N 50—60° und Fallen 50—70° SSE in nachstehender Weise:

1. Gastern - Innertkirchner Granitzone (G.-I'kgr.): Granite und Granodiorite mit zahlreichen Misch- und Resorptionsprodukten.
2. Erstfelder Gneiszone (Egn.): Vorherrschend granitische „Orthogneise“, zum Teil wechsellagernd mit $\pm$ schiefrigen Paragesteinen und mit Uebergängen zwischen den beiden.
3. Nördliche Schieferzone (N. Sch.): Lötschental-Färnigen-Maderanertal; serizit- und chloritreiche Glimmerschiefer und Gneise, auch mannigfache, meist lagenhaft injiziert aussehende Biotitgneise mit häufig eingeschalteten amphibolitischen Einlagerungen.
4. Zentralaargranitische Zone (Z. Agr.): Zwischen Aare- und Reusstal einen geschlossenen Körper bildend, der sich westlich und östlich in Teilzungen auflöst.
5. Südliche Schieferzone (S. Sch.): Serizitische bis chloritische Biotitgneise, $\pm$ schieferige Granitgneise, auch Lagen- oder Bändergneise, vielfach auch Augengneise, alle mit glimmerreichen oder amphibolitischen Einlagerungen. Dieser Komplex schaltet sich auch zwischen den östlichen und westlichen zentralaargranitischen Zungen ein und stellt so die Verbindung mit der nördlichen Schieferzone her.

Die nachfolgenden Ausführungen werden erkennen lassen, dass dieser Gliederung auf keinen Fall eine Aneinanderreihung von verschiedenen unabhängigen Gebirgstteilen entspricht, sondern dass letztere in genetischen Zusammenhängen zu einander stehen und teilweise auch in kontinuierlichen Uebergängen mit einander verbunden sind.

b) Der zentralaargranitische Intrusivkörper.

Er ist der eigentliche Rückgrat des Massivkörpers; sein in jeder Hinsicht den Charakter des Massivs bestimmender Einfluss muss selbst dem Laien auffallen.

Bilder vom Bietschhorn, Nesthorn, Aletschhorn, vom Fiescher- gletscher, aus dem Haslital, geben alle über das Wesen dieses Granitkörpers und dessen Verhältnis zur umgebenden Hülle in klarer Weise Auskunft.

Es lässt sich deutlich schon von weitem zwischen Granit und

Schiefer unterscheiden. Die den Granit einhüllenden Flanken- und Dachpartien heben sich, durch beträchtliche Glimmerführung dunkler gefärbt, von dem reinen, unvermischten Granit sauber ab (Bild 1). Uebergänge zwischen Granit und Schiefer über migmatitische oder hybride Ausbildungen existieren, abgesehen vom Grimselgebiet und Vorkommen in der Schöllenen, sozusagen nicht.

Dieser ausgesprochenen Homogenität ist der eindrucksvolle architektonische Bau mancher Bergformen zuzuschreiben. Am Bietschhorn, Gr. Nesthorn, Wasenhorn u. a. wird die Grossform, der stets mehr oder weniger ausgesprochen eine dreiseitige Pyramide zugrunde gelegt ist, in der Flanke von unzähligen ebenso gestalteten Kleinpyramiden begleitet. Wird der Granitkörper von gescharten Mylonitisierungsflächen durchsetzt, so resultieren die bekannten sägeartigen Gratformen der Fusshörner, Gelmerhörner, Diechterhörner usw. Mit der stofflich-physikalischen Homogenität geht auch die grossbankige Absonderung (Talbankung) parallel einher, die im Haslital, im Oberaletsch- und Fieschergletschergebiet in charakteristischer Weise das Landschaftsbild beherrscht.

Als ganz seltene Ausnahme stellen sich Eruptivkontaktbrezien mit Biotitfeldspathornfelseschollen ein. In einzigartiger Entwicklung trifft man eine solche auf dem Gipfel des Kl. Nesthorn (Fuss des Bietschhorn-Nordgrates). Die westliche Gipfelwand (35×50 m) ist durch und durch von eckig bis gerundeten Schollen durchsetzt, ohne dass letztere durch das sie umhüllende Granitmaterial eine wesentliche Auflösung aufwiesen und dadurch hybride Gesteine entstünden (Bild 2, im Gegensatz zu G.-l'kgr.). Aehnliche Kontaktschollen (vier an der Zahl) fanden sich vor Jahren im Kessel des Unterbächengletschers vor (inzwischen durch Lawinen weggesprengt, Bild 6). Gelegentlich begleitet spärlich Granat diese Schollen unmittelbar an der Kontaktgrenze. Grösstenteils verläuft die Granit-Schiefergrenze parallel zur Texturebene der Schiefer (Bilder 3, 4, 5, 7), besonders trifft dies für die Kontakte auf der Südseite der Granitkomplexe zu; es bestehen aber auch gebuchtete Kontaktgrenzen; dies besonders auf den nördlichen Flanken, wo sie, gewissermassen auf der Leeseite der von S wirkenden Schubbewegung liegend, geschützt waren. Die scharfen Parallelgrenzen der Südflanken dagegen sind fast immer tektonisch abgeschert (Bild 5). Dringt der Granit in seitlichen Abzweigungen

in die Schiefer ein, so geschieht dies in Form von plumpen Apophysen, Stöcken oder scharf begrenzten spaltenfüllenden Gangbildungen (Bilder 8, 10, 11), als Quer-, oder Transversal-, gelegentlich auch als Längsgängen. Das detaillierte Kontaktstudium zeigt, dass die injiziert aussehenden Schiefer des Nebengesteins in keiner Weise (Bilder 3—9) vom Granit aus injiziert worden sind, wie man dies als zunächstliegend ansehen möchte. Es steht überhaupt die plastische Textur der Schiefer mit ihren zahllosen feinen sauren Lagen in denkbar grösstem Gegensatz zu der scharf ausgebildeten und plump verlaufenden Granitgrenze ohne jegliche Uebergänge. Dies weist unbedingt auf völlig verschiedene Bildungsphasen des Granites einerseits und des innig von sauren Lagen durchsetzten Schiefers andererseits hin. Die Bildung dieser beiden Gesteinskörper, die heute zusammen am Aufbau des Grundgebirges beteiligt sind, erfolgte unter völlig voneinander abweichenden physiko-chemischen Voraussetzungen. Der Granit erscheint als eine in relativ hoch gelegenem Niveau rasch erstarrte viskose kieselsaure Granitschmelze; sie drang in einen schon in weit zurückliegenden Zeitabschnitten umgeformten Gesteinskomplex ein oder wurde auch mehr oder weniger passiv tektonisch in diesen hineingepresst. Die Niveauunterschiede zwischen der „mise en place“ des Granites und der Schieferumformung sind ganz beträchtliche; die Schiefer weisen alle Merkmale eines in geosynklinalen Tiefen orogenetisch umgeformten und metatektisch durchsetzten vorwiegend tonig- bis tonig-sandigen Sedimentes auf, das nun mit seinem migmatitischen Charakter in keiner Weise in Beziehung zu bringen ist mit den in hochgelegenem Niveau intrudierten zentralaargranitischen Intrusionsmassen. Damit steht morphologisch ausser der scharf ausgeprägten Granit/Schiefergrenze das Auftreten der vom Granit ausgehenden Apophysen und aplitischen Nachschübe in Uebereinstimmung, die fast ausschliesslich scharfabsetzende Spalt-systeme (Bilder 8, 10, 11) aufsuchen, deren Bildung unter plastisch geosynklinalen Verhältnissen undenkbar ist. Ausserdem weist der Mineralbestand der aziden Lagen im Biotitschiefer- und Biotitgneiskomplex auf einen Chemismus hin, der nicht in Einklang zu bringen ist mit den alkalireichen Randschmelzen des Z. Agr., für welchen sich hypabyssische bis tiefer gelegene subvulkanische Erstarrungsbereiche ergeben. Wohl vermochte sich eine an leichtflüch-

tigen Bestandteilen reichere Randzone, heute als aplitopegmatitische Randfacies (Bilder 4, 7) sehr deutlich und allgegenwärtig verfolgbare, herauszubilden; die vom Nebengestein ausgehende Abkühlung war aber zu gross, um dieser Lösung Vermischungskraft mit dem Nebengestein zu verleihen, um lit-par-lit Injektionsgneise zu schaffen.

c) Die resorptionsreichen hybriden Granite und Granodiorite von Gastern-Innertkirchen.

Dieser Komplex wurde früher als „nördliche Gneiszone“ bezeichnet. 1904 hat Sauer auf Beobachtungen hinweisen können, welche für eine eruptive Natur dieses Gesteinszuges sprachen. Hugi hat in der Folge erweiterte Belege für diese Auffassung beigebracht. Es handelt sich hier in der Tat um eine Eruptivmasse, die allerdings in ihrer Ausbildung in schroffstem Gegensatz zum z. Agr. Eruptivkörper steht. Ist für den z. Agr. der Mangel an Resorption und Assimilation kennzeichnend, so sind gerade diese Phänomene für die Zone Gastern-Innertkirchen die allercharakteristischsten. Resorption und Assimilation treten aber hier nicht, wie es sonst üblich ist, nur lokal auf, sondern sind über die ganze aufgeschlossene Länge dieser Zone vom Gastern- bis ins Gadmental über 75 km hinweg in völlig gleicher Ausbildung in äusserst dominierender Weise entwickelt. Dies zeugt von einer Konstanz der physiko-chemischen Bedingungen grössten Ausmasses, wie sie bei hybriden Bildungen nur selten erreicht wird.

Die Vermengung jedoch von granitischer Lösung mit Fremdmaterial hat hier nicht Misch- und Injektionsgneise entstehen lassen, sondern es kam zu einer breccienartigen Mischung, wobei Schollen des Nebengesteins in allen Auflösungsgraden in der granitischen Schmelze schwimmen (Bild 12). Auf kleinstem Raum herrscht hier stärkster stofflicher Wechsel, während im z. Agr.-Komplex grösste Homogenität das herrschende Merkmal ist. Die hier in der ganzen Zone in stets gleicher Weise zu beobachtenden Auflösungen an Schollen mit Uebergängen bis zu eben noch wahrnehmbaren fleckigen Inhomogenitäten werden häufig fälschlicherweise als Umschmelzungserscheinungen gedeutet.

Diese Auffassung aber erfordert eine Richtigstellung und ge-

nauere wissenschaftliche Interpretation. Einer magmatischen Schmelze fehlt selbst in grösster Tiefe die für die Umschmelzung der eingebrochenen Nebengesteinsschollen nötige Ueberhitzung. Ueberhitzte Magmen treffen wir nämlich nur an Vulkanen an, wo die hohe Temperatur unmittelbar über der Lava durch Reaktionen der entweichenden Gase hervorgerufen wird.

Die Einverleibung von Fremdmaterial in der Tiefe geht nun auf zweierlei Weise vor sich, mechanisch und chemisch. Die mechanische ist ohne weiteres sichtbar im Zerfall der grösseren Brocken in kleinere. Die chemische besteht nicht in einem Uebergang in den Schmelzzustand und im nachherigen Vermischen einer solchen neuen mit der schon vorhandenen Schmelze. Dagegen geschieht sie im Anpassen an Gleichgewichtszustände zwischen festen und flüssigen Phasen bei veränderten Bedingungen, wie sie nun beim Hinzutreten von neuen, festen Fremdkörpern zu einer schon bestehenden Magmaschmelze hervorgerufen werden. Im Wesen der die Lithosphäre aufbauenden Silikate liegt die Anpassungs- und Umwandlungsfähigkeit begründet, ohne dass der flüssige Zustand des sich verändernden Stoffes erreicht zu werden braucht. Dies wird dadurch ermöglicht, dass die Silikate entweder nach dem kontinuierlichen Reaktionsschema verlaufende Mischkristallverbindungen oder nach dem diskontinuierlichen Reaktionsverlauf entstandene Kristalle darstellen. Zum völligen Erreichen der Gleichgewichte, also zur völligen Anpassung der im übersättigten Magma vorhandenen Phasen, an die als neu hinzugekommenen Fremdkörper, muss nur genügend magmatische Lösung und auch genügend Zeit zur Verfügung stehen, wobei sowohl magmatische Schmelze als auch feste Komponenten sich dauernd in der Zusammensetzung ändern. Ueberschüsse an gewissen Stoffanteilen können dann allerdings auch das Entstehen neuer Phasen hervorrufen. Eine solche stellt in unserm Falle das Mineral Cordierit dar, ein Tonerdesilikatmischkristall mit wechselnden Mengen von Mg und Fe, das ausnahmslos in der ganzen Zone nicht nur in Begleitung der Fremdschollen, sondern auch ohne diese in den granitischen Gesteinen anzutreffen ist.* Seine sehr häufig vollkommene Idiomorphie deutet an, dass es

* Aus reliktschen Strukturbildern darf auch an das Mitauftreten von Silimanit, jetzt allerdings völlig serizitisiert, gedacht werden.

nicht mit dem Nebengestein als ein Bestandteil desselben ins Magma gelangt ist, sondern sich in Anpassungsreaktionen neu bildete.

Vielfach lässt sich beobachten, dass die Cordieritbildung auf Kosten von Biotit erfolgte. Biotit, ebenfalls ein Mg-Fe-Tonerdesilikat, ausserhalb der Cordieritkristalle, zwischen Feldspat und Quarz eingebettet, zeigt stets idiomorphe Gestaltung, innerhalb der Cordieritkristalle aber stets gerundete, Formen, die oft bis zu kleinsten Schüppchen herab deutlich ihre Reliktstruktur erkennen lassen.

Nun ist allerdings Cordierit stofflich als solcher gar nirgends anzutreffen, lediglich eine Umwandlungspseudomorphose glimmeriger Natur, „Pinit“ genannt, die aber die ursprüngliche Cordieritform so gut bewahrt hat, dass sie die für Cordierit massgebenden Winkel sogar reflexionsgoniometrisch diagnostisch zu verwerten gestattet und am ursprünglichen Cordierit trotz seiner substanziellen Abwesenheit nicht im geringsten gezweifelt werden darf. Je nach den Temperatur- und Konzentrationsverhältnissen stellt sich auch Almandin (Fe-Tongranat) oft allein, häufig aber auch gleichzeitig mit Cordierit ein; — hohe Temperaturen scheinen Cordierit, hohe Fe-Gehalte Almandin zu begünstigen. (Wasserschloss der neuen Stufe KWO und Sustenstrasse bei Feldmoos mit hyazinth-roten Granaten von Haselnussgrösse.) Die neuen Aufschlüsse an der Sustenstrasse vor allem haben erkennen lassen, dass Schollen und Fragmente des südlich an diese Zone folgenden Erstfelder-gneiskomplexes durch die granitische Schmelze Gastern-Innertkirchen-Gadmental aufgenommen worden sind. Es sind vor allem die sedimentären, tonerdereichen und karbonatischen Anteile sowie auch gelegentliche ultrabasische, pyroxenitisch-hornblenditische Ausbildungen, (auch wieder Wasserschloss südlich Innertkirchen), welche nun die „nicht verdauten“ Schollen im G.-I'kgr. ausmachen. Da es sich um einen in grosser Tiefe und daher lang andauernden Ausgleichs- und Anpassungsprozess zwischen einer schon bestehenden magmatischen Schmelze und Fremdmaterial handelt, hat sich zwischen den Schollen und Schöllchen die granitische Lösung weitgehend den sich ändernden Bedingungen anpassen können. Das erste Stadium, in welchem Magma mit den tonerdereichen Fremdkörpern in Reaktion trat, führte zur Bildung von Cordierit, nachdem in einer Vorstufe der

Tongehalt mit dem adsorbierten Kali und dem Wasser Biotit lieferte und dieser später zugunsten des Cordierits aufgebraucht wurde. Im Endstadium der Erstarrung reicherten sich im pneumatolytisch-hydrothermalen Stadium wasserreiche, alkalische Lösungen an und führten zur Hydratisierung des Cordierites (Pinit), aus welchem sich über Serizit rückwärts wieder viel Glimmer, und zwar Muskovit, bildete. Diese alkalischen Lösungen entwickelten sich aus aplitisch-pegmatitischen Restlaugen, deren alkalireiche, feldspatische Erstarrungsprodukte aufs feinste von Serizit-, Chlorit- und Turmalin(Bor)-Aederchen durchzogen sind und welche zu weitgehender Chloritisierung, Serizitisierung und Prehnitisierung der basischeren Feldspäte führten. Auch die reichlich und mannigfaltig über die ganze Zone hin verbreiteten Kalksilikatfelsschollen weisen Mineralien mit leichtflüssigen Komponenten (Skapolith, Prehnit, Chlorit, Serpentin) auf.¹

Die intrusiv-autohydrothermale Beeinflussung der Gesteine dieser Zone wirkt sich gegenüber der jungen alpinen, mechanischen Beanspruchung in prägnanter Weise aus, indem sich diese starke Glimmer- und Serizitdurchsetzung für die Auslösung der Bewegungsvorgänge als besonders günstig erweist. Der granitische Charakter des Gesteins hat deshalb hier grosse Einbusse erfahren.

Heute liegt der G.-I'kgr. meist als ein nach allen Richtungen zerruscheltes und brekziertes Gestein vor, auf dessen Ruschelflächen die primären, leichtumlagerungsfähigen Hydrophyllosilikate sich wieder neu abgesetzt haben. Diese Verhältnisse sind bis ins mikroskopische Gebiet hinein in stets sich wiederholender Weise verfolgbar. Eine alpinktektonische hydrothermale Umlagerung, wie dies für die südlichen Gesteinszonen zutrifft, haben diese Gesteine jedoch nicht erfahren, typische Feldspatfüllung (Muskovit + Sausurit) fehlt, ebenso Quarzmörtel mit Rekristallisation.² Hier erscheint vor allem das rein mechanisch-brekziöse destruktive Element (abgesehen von sekundären blättrigen, hydro-

¹ Der Aufnahme von Sedimentmaterial durch die Granitschmelze und ihrem weiteren Verhalten bis zur Endphase wird in Arbeiten von Dr. Hügi aus dem Bereich des Gasterntals und von Frl. Neidinger aus dem Gebiet des Lauterbrunnentals eingehender nachgegangen werden.

² Gelegentliches Auftreten der Plagioklasfüllung von einschlussfreien Rändern an „Amöbenfeldspat“ in Orthoklas, scheint mir autometamorpher Entstehung zu sein.

silikatischen Umlagerungen), das durch die tektonische Lage (äusserster Nordrand des Massivs) besonders gefördert wurde; zu der von S aufwärts schiebenden älteren Komponente trat nämlich in den letzten Ueberfaltungsphasen eine immer mehr sich durchsetzende horizontal wirkende S-N-Komponente, im Zusammenhang stehend mit dem Abtauchen und Abrutschen des Sedimentmantels in die nördliche Vortiefe.

Das Auftreten der Erstfelder-Gneisschollen im G.-Ikgr. besagt, dass die beiden Komplexe in primärer Weise miteinander verschweisst sind und dass ihr Nebeneinandersein nicht tektonisch verursacht ist. Es erscheint aber möglich, dass der hohe Pinitgehalt der südlichen G.-Ikgr.-Grenze für die Entwicklung von Dislokationslinien und -zonen wesentlich dazu beigetragen hat. Solche dürfen schon alt angelegt worden sein und die Bildung von Mulden begünstigt haben, die mit sedimentärer Füllung nach alpin-tertiärer Einklemmung da und dort noch erhalten geblieben sind.

d) Die Erstfeldergneisszone.

Man hat bisher die Egn-Zone in zwei verschiedene Anteile aufgespalten, in einen Orthogneis, der weitgehende äussere und innere Uebereinstimmung mit dem Schwarzwälder Schapbachgneis aufweist und einen Paragneis, der gewisse Analogien mit dem Rengneis dieses benachbarten deutschen Mittelgebirges besitzt. Der Orthogneis galt als ein unter mechanischer Beeinflussung erstarrter Granit und die Rengneise sah man als Metamorphite sedimentärer Abstammung an. Im Schwarzwald ist man in neuesten Untersuchungen dazu gelangt, die beiden Gneisarten näher aneinander zu rücken. Die Beobachtungen in unserem Gebiete zwingen zu einem analogen Vorgehen.

Nachdem die Aufschlüsse an der oberen Sustenstrasse klarere Einblicke in die frischen Gesteine und ihre Verbandsverhältnisse gestatteten und zu Vergleichsstudien an anderen Stellen, z. B. Gauligebiet, anregten, erscheinen die Orthogneise nicht mehr als während oder nach der Erstarrung veränderte Erstarrungsprodukte einer granitischen Schmelze, sondern als Metamorphite, wie sie in einer geosynklinalen Zone durch Mobilisierung und Aufstieg azider Lösung entstanden sein können. Die Para-

gneise sind die weniger azid durchsetzten zurückgebliebenen Anteile. In allen Fällen deuten die mikroskopischen Strukturen auf innere Umlagerungen und Verarbeitung hin, die mit Erstarrungen aus granitischen Schmelzen oder deren Restlaugen nichts zu tun haben. Zwischen beiden stellen sich alle Uebergänge ein. Nicht nur die verschiedenen Mengenverhältnisse von basisch-sauer, von Palaeosom zu Metatekt, sondern die Art der Verteilung der beiden bedingen verschiedene Typen. In zahlreichen Wechseln können saure, quarzfeldspatreiche mit basischen, glimmerreichen Lagen bald in geradliniger, bald in stark gefalteter Anordnung alternieren. (Schöne Beispiele: oberste Felsen an der Sustenstrasse westlich von Scheiteltunnel, Bilder 18, 19.)

Die Felsen am obern Kammlibach im Gauligebiet zeigen besonders deutlich die verschiedenen Erstfeldergneistypen ineinander übergehen (Bilder 14—17). Bezeichnend sind hier grössere, aus kristallisationsschiefrig gefügtem (Zeilenbau) Biotitgneis (Plagioklas, Quarz, Biotit) bestehende Palaeosompakete von 10—30 cm Mächtigkeit und mehreren m Länge. Diesen aufgeblätterten Paketen sind ungefähr gleich mächtige metatektische Bändergneise dazwischengeschaltet. In etwa $\frac{1}{2}$ m Entfernung von diesen Biotitgneispaketen werden schlecht gebänderte nach der metablastischen Entwicklung hin tendierende biotitarmer, feldspatreiche Gneistypen von Schapbachcharakter zum herrschenden Substratum, zum Neosom. Darin werden gekröseartig gestaltete Lagen, Knäuel und gewundene Anschwellungen von kalifeldspathaltigem Material zum dominierenden Element und verleihen dem ganzen ein äusserst unruhiges Bild (Bilder 14, 15). Sie scheinen deshalb innerhalb dieses Gesteins ihrerseits selbst wieder die Rolle eines Neosoms zu übernehmen. Je kräftiger die Feldspatwülste entwickelt sind, desto dichter werden auch die sie begleitenden, stets aber gering mächtig bleibenden Biotitsäume (Bilder 14, 15). Auch bei plötzlichen Anschwellungen und Faltenscheiteln kommt es zu einer Anstauung der Biotitblättchen. Zwischen diesen kräftigeren Feldspatkonzentrationen ziehen sich reliktsche metatektische Biotitbänderungen hindurch. Erfahren die wulstig-lagigen Kalifeldspatanreicherungen Einschnürungen, so resultieren daraus grobkörnig-flasrige Gneisgranite. Stets entwickeln sich diese Ausbildungen in Uebergängen.

Nirgends aber gewahrt man einen typischen Granit, in allen Fällen paust sich auch bei grösstem Feldspatgehalt die ursprüng-

liche Sedimentnatur durch das jetzige Material schleierartig und vollständig zusammenhängend hindurch, wodurch ausgesprochene Gegensätze zu den hybridisch veränderten schollenreichen Granitschmelzen des G.-Ikgr. entstehen.³

Mikroskopische Strukturbilder, wie sie aus den neuern Beschreibungen der Schwarzwälder Autoren (Erdmannsdörfer, Mehnert, Wager) bekannt geworden sind, kann man aus den Vorkommen des Gauligebietes nur schlecht beobachten, die alpine Tektonisierung hat weitgehend die alten Gefügeverhältnisse zerstört. (Transversal verlaufende Biotit- und sekundäre Muskovitsträhnen mit alternierenden Zügen feinkörnigen Quarzes, Mörtelkränze hauptsächlich um die buchtig gestalteten Quarze, dichte feinstfilzige Saussuritfüllung der Plagioklase.) Die Vorkommen der Sustenstrasse weisen in dieser Beziehung günstigere Verhältnisse auf und lassen erkennen, dass es sich keinesfalls um Erstarrungsstrukturen granitischer Schmelzen handelt. Analog wie im Schwarzwald findet man oft reichlichen Tropfenquarz sowohl im Plagioklas als auch im Orthoklas; Biotit erscheint selbst in den am meisten granitisch aussehenden Typen als alte übernommene s-Fläche.

Einwandfreie Zusammenhänge im grossen von wenig azid durchsetzten sedimentogenen Komplexen zu solchen mit gneisiger und gneisgranitischer Ausbildung bietet ein Profil westlich und südwestlich der Gaulihütte von der Kammliegg bis zum Hangendgletscherhorn;⁴ die am wenigsten durch Quarzfeldspatlagen gebänderten und von Quarzfeldspatlösungen durchsetzten Typen von phyllitischem Aussehen stehen in der Mulde des Gauligletschers an und ziehen nach dem Ritzlihorn hinüber. Ihr phyllitischer Habitus

³ Auf den ersten Anblick möchte man solche Typen im Handstück durchaus dem Grimselgranit gleichsetzen.

Der ursprünglich vorhanden gewesene Sedimentkomplex, der im Erstfelddergneis selbst bei intensivster Quarzfeldspatdiffusion sich immer noch als zusammenhängender Schleier zu erkennen gibt, fehlt hier vollständig. An seiner Stelle erscheinen an der Grimsel Schollen des in die Magmaschmelze hereingebrochenen Nebengesteins, die meist von ihr aufgelöst wurden.

Die alpine Umformung des glimmerreichen Grimselgranites führte dann weiter zu dem äusserlich gleichen texturellen Aussehen (wellig ausgezogene Biotitlagen), wobei aber die verschiedene Genesis dieses Texturbildes mikroskopisch sofort sich zu erkennen gibt.

⁴ Aus der Mitte dieses Profils vom obern Kammlibach stammt die soeben angeführte Einzelbetrachtung.

ist ausserdem durch retrograde Metamorphose mechanischer Verschieferung noch verschärft. Weiter nach S nimmt ihre azidische Durchsetzung wieder zu und führt zu Bildungen, die wir schon am Kontakt zum zentralen Granit angetroffen haben, ohne sie jedoch genetisch mit der Z. Agr.-Intrusion zu verknüpfen, es sind dies Gesteine, welche die nördliche Schieferzone aufbauen.

e) Die nördliche Schieferzone.

Von der im einzelnen recht mannigfach aufgebauten Gesteinszone interessieren im Rahmen unserer Betrachtung vor allem diejenigen metatektischen Biotitbändergneise, welche in der Nähe des Z. Agr.-Kontaktes auftreten, aber räumlich nicht ausschliesslich an diesen gebunden sind. Charakteristisch für diese Gneise sind eingelagerte Schollen, Bänder und Linsen von meist homogenen oder leicht sauer-basisch gebänderten Amphiboliten. Die Biotitgneise selbst sind wohl strukturell recht wechselnd, meist ausgesprochen gut lagig, bald geradlinig, bald gefältelt, vielfach aber auch mehr metablastisch, ohne dass es aber zu streng isolierten Feldspatporphyroblasten kommt, stets bleibt die metablastische Durchsetzung bei einer mehr oder weniger ausgesprochenen Bänderung, wobei die knäuel-, wulst- und wurmartige Anordnung der Feldspat-Quarzsubstanz Texturen erzeugt (Bild 20), die uns von dem Egn.-Vorkommen des Gaulgebietes her bekannt sind.

Nach der mineralischen Zusammensetzung und der strukturellen Beschaffenheit der Biotitgneise dieser Zone, die durchaus Analoga der Erstfeldergneistypen darstellen, möchte ich sogar die Ansicht vertreten, dass sie mit ihnen identisch sind und beide deshalb zur selben genetischen Einheit zusammengehören. Dieser Zusammengehörigkeit braucht die zwischen beiden sich einschaltende Zone mit phyllitischen und weniger hoch aufmetamorphosierten z. T. aber auch rückwärts metamorphosierten Gliedern nicht hindernd im Wege zu stehen.

Der metatektische Anteil der Biotitgneise ist durch Plagioklas und Quarz gekennzeichnet. Im Gaulgebiet weisen die Plagioklase konstant 20 % An, im Lötschental nach *L e d e r m a n n* 30 % auf. Kalifeldspatführung entspricht einer gesteigerten jüngern Durchströmung durch metatektische Lösungen. Es sei der Vollständigkeit

halber nochmals hervorgehoben, dass die sauren Lagen mit einer Injektion aus dem Z. Agr. nichts zu tun haben, letztere weisen ganz andern Charakter auf (Bild 21).

Für die Biotitgneise sind nun in der Regel parallel eingelagerte amphibolitische Einschaltungen sehr bezeichnende Erscheinungen. Diese sind als basische Sills anzusehen. Bei der allgemeinen orogenetischen Durchbewegung des damaligen Substrats hat aber das tonige Nebengestein ganz anders reagiert als die basischen Eruptivkörper. Das erstere wurde mit der ektektischen Metatektentwicklung zu einer plastischen Grundmasse, in welcher die der Schichttextur entbehrenden starren Amphibolite sich völlig passiv verhielten und meist nach Art einer „Boudinage“-Textur auseinandergerissen und vom ursprünglichen Verband losgelöst wurden. Ausserhalb derselben nun, und zwar im Bewegungsschatten der starren, der Differentialbewegung kaum zugänglichen Amphibolite, sammelte sich wie in Streckungshöfen das Ektekt mit etwa noch anderweitig mobilisierten Lösungen zu pegmatitischen Anreicherungen an (Bild 22). Im Verlaufe dieser Anstauung vermochte diese Lösung mit dem Amphibolit zu reagieren, es kam zur Ausbildung eines bis mehrere cm breit werdenden Randes dichten Biotites und zur Abscheidung von grossblättrigem Biotit zwischen den Plagioklasen des die aufgeteilten Amphibolite zementierenden Neosoms. Der Anorthitgehalt der Feldspäte ist jedoch unverändert geblieben.

Die Verknüpfung von Pegmatiten mit Amphiboliten im Grundgebirge der kristallinen Schiefer ist eine allgemeine Erscheinung. Die hier gemachten Feststellungen, die im übrigen für die südlichen Gneise ebenso zutreffen, stimmen mit den von Barth⁵ aus dem skandinavischen Grundgebirge erwähnten völlig überein.

Die gelegentlich in den N. Sch. anzutreffenden grobkörnigen mikroklinpegmatitischen Vorkommen mit dunkler Farbe, vereinzelt reichlich Turmalin, Apatit und Phyrrotin führend, bilden diskordant durchsetzende Gänge und dürften vom Z. Agr. abstammen. Die nach verschiedenen Seiten hin unternommenen Untersuchungen

⁵ Die Bevorzugung der pegmatitischen Bildungen im Gneis in unmittelbarer Amphibolitnähe wird von Barth eher mit einer von den Amphiboliten ausgehenden katalytischen Wirkung erklärt; nach unserer Darstellung aber, sind hier physikalische Momente im Spiele.

über die Dunkelfärbung führten noch zu keinem befriedigenden Resultat. Bis jetzt möchte man glauben, die Farbe sei durch kleinste skelettartige Magnetiteinlagerungen verursacht.

Die ursprüngliche Struktur der metatektischen Bändergneise ist vielfach merklich verändert. Scherende Beanspruchung hat biotitische und quarzfeldspatische Anteile oft gänzlich ineinandergenetet, wobei der Biotit, jetzt meist weitgehend serizitisiert, als Schmier- und Bewegungsmittel diente. Die zerscherten Plagioklase zeigen Deformationsverglimmerung, die mechanisch unversehrten Anfüllungen durch feindispersen Saussurit und Muskovit; die ursprünglich buchtigen Quarze sind stark mörtelumsäumt. Ausgesprochene Stresszüge umfliessen oder durchziehen reliktsche Feldspäte. Stellenweise macht sich aber auch schon eine merkliche Rekristallisations- und Aufbaumetamorphose bemerkbar in der Entwicklung von neuen Biotiten und Quarzen, die ein kristalloblastisches bis kristallisationsschiefriges Gefüge aufweisen; auch etwas Albit und teilweise Schachbrettalbitbildung der K-Feldspäte beteiligen sich an diesem Neuaufbau. Dieses Stadium der alpinen Metamorphose gewinnt Bedeutung für die Interpretierung der Strukturverhältnisse von Gesteinen der S. Sch.

f) Die südliche Schiefer- und Gneiszone.

Eine Grenze zwischen nördlicher und südlicher Schieferzone besteht eigentlich nicht. Im Westen sieht man im untern Lötschental die nördlichen Schiefer kontinuierlich in die südlichen übergehen, da der sie trennende z. Agr. einige km weiter östlich im Ijolithal in die Tiefe abgesunken ist. Die gleiche Beobachtung macht man im Gebiet des Aletschgletschers, wo über das Dach des z. Agr. Brücken von N nach S bestehen. Gelegentlich schalten sich chloritische, wenig azid durchsetzte, linsenförmig ausgezogene grössere Partien dazwischen. Was aber den südlichen Gneisen und Schiefern doch ein besonderes Gepräge gibt, ist der viel umfangreichere Gehalt an granitischen Komplexen und das Auftreten von Augengneisen auf weite Erstreckungen. Die Granite lassen sich aber in keiner Weise mit solchen des Z. Agr.-Komplexes oder der G.-I'Kgr.-Zone vergleichen. Es fehlt das Bild des Aufdringens magmatischer Schmelze, es feh-

len den grossen Eruptivkörpern Schollen- und Brekzienkontakte, es fehlen vor allem hochtemperierte Kontaktminerale, wie man sie an Grenzen von Intrusivkörpern zu sehen gewohnt ist. Es ist auch charakteristisch, wie den sauren Differentiationen in keiner Weise basische, lamprophyrische gegenüberstehen, was ja in kristallisationsdifferentiell entwickelten juvenilen Granitgebieten stets der Fall ist. Die Granite sind dem Nebengestein ohne durchgreifende Lagerung parallel eingeschaltet; nur kleinere Vorkommen weisen Stock- und Gangcharakter auf. Die Abgrenzung Granit-Schiefer ist weiter auch deshalb keine auffällige, weil das Nebengestein selbst oft intensiv azidisch durchsetzt ist und dazu noch beide Anteile von starker Verschieferung, intensivem Stoffumsatz und nachträglicher Rekristallisation erfasst worden sind, wodurch primäre Unterschiede beträchtlich ausgeglichen wurden. Es hält schwer, einer Uebersichtsdarstellung der in den mengenmässigen Mineralbeständen im einzelnen recht wechselnd zusammengesetzten Gesteine gerecht zu werden. Der Mineralbestand erschöpft sich in den Mineralien Quarz, Serizit bzw. Muskovit, Plagioklas, Mikroklin, Biotit, Chlorit weniger Hornblende, Titanit, Zoisit-Epidot. Dagegen stellen sich in diesen bald gleichmässig körnig-schiefrig, bald augig oder auch lagig „injiziert“ entwickelten, serizitisch- bis chloritischen Gneisen bis Granitgneisen, ähnlich wie in den N. Sch., linsig ausgezogene Schollen von amphibolitischer Zusammensetzung ein. Damit können alle Uebergänge zu talkig-serpentinöser Assoziation verknüpft sein. Auch kann sich der azide Grundmasseanteil der Gneise mit dem Amphibolit, unter Umwandlung des Amphibols zu Biotit, vermengen. Ein grosser Anteil des Biotitgehaltes dieser Gneise rekrutiert sich aus solchen migmatitisch umgeformten Amphiboliten.

Weite Areale der südlichen Gneise werden von Augengneisen (Bild 23) eingenommen, deren geologisches Auftreten schon meistens auf sedimentäre Herkunft hinweist und deren Augen in der Regel oft weitgehend albitisierte Mikroklinporphyroblasten darstellen. Die Verwachsungsbeziehungen des Mikroklin, in welchem Grundgewebemineralien wie Plagioklas, Quarz, Muskovit, Biotit, alle mit gerundeter, korrodiertter Gestaltung eingebettet liegen (Bild 26) und die Begrenzung des Wirtsminerales mit seinen Ausbuchtungen in die Grundmasse, bestärken die Ansicht über

die porphyroblastische Genese der Mikrokline.⁶ Uebergänge von lagenhafter Anreicherung des Metatektes zu völlig im Gesteinsgefüge gleichmässig eingestreuter Anordnung, deuten ausgesprochene Granitisierungserscheinungen an. Die mehr diskordant und gangförmig auftretenden, kleinere Stöcke bildenden Vorkommen mit granitischem, auch granit-porphyrischem oder endlich auch mit aplitisch bis pegmatitischem Aussehen kann man als palingene Ausquetschungen und Aufstösse auffassen.

Die Komplexheit der Vorgänge geht aus Bildern hervor, welche metamorph gewordenes, feldspatporphyroblastisches Material mit eingeschlossenen Linsen und Schmitzen von nicht gefeldspatetem Glimmerschiefer aufweisen, aber gleichzeitig noch weitere bändergneisartige Bildungen (Bilder 24, 25), oft von einem Quarzfeldspatsaum umgeben, einschliessen.

Es zeigt sich ganz deutlich, dass der ganze S. Sch.-Komplex gegenüber den N. Sch. während der vorkarbonischen orogenetischen Verarbeitung in einen Bereich gelangte, in welchem die ultrametamorphen Reaktionen ein viel grösseres Ausmass annahmen; in diesem Bereich spielten aber statisch verlaufende Neubildungsreaktionen bei höheren Temperaturen (Sillimanit, Cordierit, Granat,

⁶ Es soll hier nicht die Meinung vertreten werden, im Kalifeldspat eingeschlossene Plagioklase und Glimmer bedeuten auf jeden Fall porphyroblastisch metamorphe Entstehung; die magmatische Ausscheidungsfolge lässt allerdings eine solche Verwachsungsbeziehung durchaus als möglich zu. Umfangreich darüber angestellte Beobachtungen freilich zeigen, dass in unbestritten aus magmatischer Schmelze hervorgegangenen Plagioklas-Kalifeldspatmischungen dieses Verhältnis nur in sehr bescheidenen Ausmassen realisiert ist und mit den hier zutreffenden nicht verglichen werden kann. Die amöbenartig im Mikroklin eingewachsenen Plagioklase in so ausserordentlicher Dichte in Vergesellschaftung von Glimmer, Quarz, Rutil, Epidot und Karbonat in gleichzeitiger Verbindung mit den Gesamterscheinungen der Feldspatisation und Migmatitisierung toniger Sedimente nötigt, dieses alles ein und demselben Metamorphosierungsprozess zuzuordnen.

Dass gewisse grossaugige Alkalifeldspatgneise (Bild 23) ausgewalzte porphyrische Granite repräsentieren können, ist auch von uns vielfach in Erwägung gezogen worden. Die beträchtliche Mächtigkeit des Auftretens (nicht Mylonitzone) und wieder die Verbandsverhältnisse innerhalb des Gesamtschieferkomplexes sprechen gegen ursprünglichen Granitporphyr. Nicht genug kann in der Petrographie die Tatsache der Konvergenzerscheinungen in Rechnung gezogen werden.

Pyroxen) gar keine Rolle, vielmehr wirkten sich hier mit tektonischen Bewegungen eng gekoppelte alkalimetasomatische Prozesse aus. Der ursprünglich tonig-sandige Charakter der betroffenen Sedimente ist hier noch ein wesentlich betonterer, als dies für die N. Sch. zutrifft; dort trifft man karbonatische Absätze, obwohl sehr zurücktretend, doch gelegentlich an, hier dagegen stellen sie nur äusserst seltene und recht kleine Vorkommen dar.

Hier müssen noch viele eingehende Untersuchungen, vor allem sorgfältigste Geländebeobachtungen und mikroskopisch-chemische Analyse einsetzen, bis ein widerspruchslloses Ganzes resultiert. Erschwerend wirkt, dass die Strukturen der damaligen Migmatit-metamorphose durch die alpine tektono-chemische Umformung, die hier in diesen Gegenden als sehr beträchtlich angesehen werden muss, restlos verschwunden sind.

Das durchwegs immer wiederkehrende Motiv im neukonstituierten mikroskopischen Gefüge dieser Gesteine besteht darin, dass einzelne grössere Plagioklase, z. T. auch einzelne Plagioklas-Aggregationen oder bei porphyrischem Aussehen des Gesteins die einzelnen Kalifeldspatindividuen in einer sie umhüllenden pflastrig gefügten Quarzmasse liegen; diese kann in wechselnden Mengen Muskovit, olivbräunlichen Biotit und Epidot, akzessorisch auch beträchtlich Titanit aufnehmen.

Die Plagioklase zeigen Füllung durch Serizit-Saussurit in wohldifferenzierten teilweise geordneten Individuen. Vielfach sind sie zerschert und dann in vermehrtem Masse serizitisiert. Aus solchen intrafeldspatischen Seriziten entwickeln sich extrafeldspatische Quarz-Muskovitzüge des Grundgewebes mit kristallisationsschiefriem Gefüge. Auch Teile auseinandergerissener Plagioklase sind durch solches Quarz-Muskovitgefüge zusammengeschweisst. Die Quarzkörner zeigen völlig postdeformativen Charakter.

Der Kalifeldspat, feinspindliger Perthitmikroklin, ist in wechselndem Masse schachbrettalbitisiert. In der Regel enthält er stark buchtig gestaltete Plagioklase, Quarz und Biotit eingeschlossen. Die Serizit-Saussuritfüllung dieser Plagioklase setzt in einem Saum aus, dessen Breite in Abhängigkeit steht zur Gesamtalbitisierung des Gesteins. Auch die nicht völlig im Kalifeldspat eingeschlossenen Plagioklase zeigen einschlussfreien Saum (Bild 26), sobald die unmittelbar angrenzende Nachbarkomponente Orthoklas oder neugebildeter Albit ist. Schachbrettalbit steht meist in Verbindung

mit in die Quarzmasse auf Stresszügen oder an Korngrenzen eingeschlichenem neuem albitreichem Feldspat.

Stets stehen Orthoklas und Plagioklas in einem engen Verwachsungsverhältnis zueinander (Amöbentypus). In einem ersten, zur Granitisierungsphase der S. Sch. gehörenden Zyklus hat die jüngere Kalisilikatmetasomatose die älteren Plagioklase ankorrodiert und zum Teil ganz eingeschlossen. In der alpin-metamorphen Phase lösten die intergranular zirkulierenden alkalisilikatischen Porenlösungen besonders gerne an den Kali-Na-Feldspatgrenzen Reaktionen aus. Diese führten in einem ersten Stadium zum teilweisen Aufbrauch des Muskovits der gefüllten Plagioklase unter geringer Kalifeldspatbildung und nachher im zweiten Hauptstadium, das sich ohne Hiatus an das vorige anschloss, zur viel reicheren Albitisierung (einschlussfreie Albitränder, Schachbrettalbit, Albit mit Myrmekit). Aus all diesen Ausführungen ist deutlich ersichtlich, dass die alpine Metamorphose nach ihrer kinetisch destruktiven Phase im Bereiche der S. Sch. in eine ausgesprochen aufbauende übergegangen ist unter Beteiligung erheblicher alkalisilikatischer und vor allem Na-silikatischer als der am längsten mobil gebliebenen Lösungen.

Ueber das Ausmass der rein alpin metamorphen Umsätze vermögen die Gneise am Ausgang der Massaschlucht, die sich bis über die Felsen der Kapelle bei Z'matt ostwärts verfolgen lassen, eine Vorstellung zu geben. Die Gesteine gehören zur permischen Geröllzone von Fiesch. Sie haben also keine Grundgebirgs-, sondern nur die alpine Metamorphose durchgemacht, sie wurden aber infolge ihres kristallinen Aussehens bisher zum Altkristallin gezählt. Die allersüdlichsten gneisigen Massaschluchtfelsen lassen deutlich Konglomerate erkennen, bei Z'matt jedoch können nur bei sehr sorgfältigem Studium des völlig granitgneisigen Gesteins in diesem fast bis kindskopfgrosse Konglomerate wahrgenommen werden. Es handelt sich also auf Grund der geologischen Beobachtung einwandfrei um Sedimente; die mikroskopische Untersuchung weist auf ein metamorphosiertes, völlig umkristallisiertes Sediment hin, wogegen die makroskopische Betrachtung bei Missachtung der Konglomerateinschlüsse, die mitunter recht spärlich sein können, für einen vergneisten Granit spricht. Granitisch ist auch die chemische Bruttozusammensetzung. Das heisst, nach der mikroskopischen Unter-

suchung muss bei Anwesenheit reichlicher leichtflüchtiger Anteile Alkaliaustausch stattgefunden haben (Ersatz des K-Feldspates durch Albit (Na-Zufuhr). Bemerkenswert in dieser Hinsicht sind helle Bänder, die wie weisse aplitische Injektionsadern aussehen. bei genauerer Prüfung sich aber als sandsteinquarzitische Lagen entpuppen, für welche extrem hohe Turmalinführung eine ganz besondere Eigenart bedeutet. Offenbar konnten borhaltige Lösungen während der alpinen Metamorphose besonders in diesen lockern, sandigen Horizonten wandern und sich dort absetzen.

Diese letzten Beispiele weisen deutlich darauf hin, dass bei Aufmetamorphosierungen (ohne direkten Zusammenhang mit Intrusionsvorgängen) sich Alkalisierungen einstellen und bei solchen Gelegenheiten die dem Gestein zur Granitbildung nötigen leichtflüchtigen wässrigen und alkalischen Lösungen zugeführt werden können. Man hat keinen Grund, an die Möglichkeit der Entstehungsweise vieler Granitkomplexe aus sandig-tonigen Sedimenten zu zweifeln. Je älter ein solches Gestein ist, desto geringer wird allerdings die Sicherheit noch die ursprünglichen wesensbestimmenden Eigenschaften zu finden. Im Gebiet der s. Sch. dürften die Voraussetzungen für eine solche Entstehung in umfangreichem Masse bestanden haben. Die Vergleiche mit den permokarbonischen Sedimenten drängen eine solche Annahme geradezu auf. Es ist allerdings nur Zufall, dass die permokarbonischen Konglomerate mit ihrer granitischen Aufmetamorphosierung gerade hier an die s. Sch. grenzen, sie stehen ja mit ihnen in keinem genetischen Zusammenhang. Aber schon die alpine Metamorphose allein vermochte sie zu kristallinen Gesteinen umzuformen, die gegenüber dem Altkristallin nur geringe Unterschiede aufweisen. Bestehende wurden durch die dem ganzen Bereich der südlichen Gneise, der anliegenden Rhonetalnarbe und der südwärts liegenden penninischen Nachbargebiete charakteristischen Albitisierung als jüngstem Prozess ausgeglichen.

Zusammenfassung. Die Betrachtung beschränkt sich auf Granitintrusionen und Granitisationen im A. M., die je nach geotektonischer Anlage und je nach Niveau sich verschieden auswirkten.

Gebiete, in welchen eigentliche juvenile magmatische Schmelzen granitischer Zusammensetzung in eine Nebengesteinshülle ein-

drangen und mit ihr in Beziehung traten, treffen wir in den Zonen des G.-I'kgr. und des Z. Agr. an.

Im Bereich der ersterwähnten Intrusion, die in tiefgelegenem Niveau bei hohen Temperaturen stattfand, stellte sich eine ausgiebige Reaktion zwischen Schmelze und Nebengestein ein und führte zur Hybridisierung der ganzen Granitmasse.

Im weitausgedehnten Gebiet des z. Agr. dagegen findet man ausser einigen enger begrenzten Bezirken (Grimsel, Schöllenen) und einigen ganz lokalen Randvorkommen keine Ausgleichsprozesse mit dem Nebengestein, da die eindringende Schmelze im hochgelegenen Niveau rasch zur Abkühlung gelangte.

Die innige azide Durchsetzung des unmittelbaren z. Agr. Nebengesteins ist nicht durch diese Schmelze verursacht worden, sondern stellt in geosynklinalen Tiefen unter gebirgsbildender Bewegung mobilisierten anatektischen Stoff dar.

In analoger Weise sind die E. gn. und die übrigen „injiziert“ und granitisiert aussehenden Gesteine der n. Sch. und der s. Sch. zu deuten; in letzterem hat die anatektische Granitisation ein besonders fortgeschrittenes Stadium erreicht.

Mineralog.-petr. Institut der Universität Bern, April 1946.

Erläuterung zu den Bildern

Bild 1: Kontaktverhältnisse an den Wänden östlich des Oberaletschgletschers, gesehen vom Fuss des Weisshornostsporns (Distelberg).

Auf der rechten Seite in der Fortsetzung des vom Gross-Fusshorn sich herunterziehenden Grates, liegt wenig ausserhalb des Bildrandes die Oberaletschhütte. Zwischen diesem Grat und dem Sparrhorn im Hintergrund zieht der Oberaletschgletscher zum Grossaletschgletscher hinab.

Weiss = z. Agr.; dunkel = Schiefer.

Zwischen dem Granit der Aletschhornbasis bis Nordwestsporn des Rotstockes (Fortsetzung Bietschhorn—Nesthorn) und dem Südl. Granit des Fusshornes — Sparrhornbasis eine nach oben sich ausweitende Schieferzone (südl. Mittelaletschlücke—Rotstock), die am untern Gratende Gross-Fusshorn-Oberaletschhütte, am tiefsten Punkte also, ihre geringste Mächtigkeit aufweist.

Am Westfuss des Rotstocksporns (Bildmitte) breite Granitapophyse, den Kontakt aufschlitzend. Der Hauptgranitkörper des Aletschhorns zeigt in der Gipfelpartie eine flach liegende Dachhülle, die, erosiv unterbrochen, südlich der Mittelaletschlücke in die südliche Flankenhülle überleitet.

Eruptivkontaktbrekzie am Kl. Nesthorn Gipfel

Bild 2: Dicht gepackte rundlich bis eckig geformte Biotithornfelsschollen (dunkel), durchsetzt von kaum verändertem Granit (hell). Vereinzelt helle Granitaplitadern in den Schollen.

Kontakt Granit—Schiefer auf der Nordseite des Granites Fusshörner—Grisighorn am Unterbächengletscher nördlich Belalp.

Bild 3: Granit (links) mit Bändergneisen (rechts) unverändert verschweisst. Parallel mit der Kontaktgrenze verlaufen Bänder mit senkrecht zur Kontaktlinie gestellten Reaktions-Biotiten (Bildmitte, linkes Drittel).

Detail aus der obersten Partie des vorigen Bildes

Bild 4: Am Kontakt im Granit (oberhalb Hammer) feldspat-pegmatitische Randfazies.

Kontakt Granit—Schiefer am Unterbächengletscher

Bild 5: Granit rechts, Schiefer links, Kontakt (annähernd Bildmitte) hier besonders scharf, weil tektonisch abgesichert.

Kontakt Granit—Schiefer mit Schollen am Unterbächengletscher

Bild 6: Die Felspartie zeigt von Bildmitte oben bis ganzes rechtes oberstes Drittel (Pfeil) gebänderte Gneise; darunter saurer z. Agr. mit Biotithornfelsschollen ähnlich denjenigen vom Klein-Nesthorn; Reaktionsbiotitzonen ähnlich wie in Bild 3 unterhalb der Schollen.

Kontakt Granit—Schiefer am Grubengletscher im Haslital

Bild 7: Z. Agr. (links) stösst mit pegmatitischer Entwicklung (grosse helle Feldspäte und dunkle Glimmer) an lagig gebänderte Biotitgneise (etwas verhornfelst). Keine Injektion von Granit in Schiefer.

Kontakt Granit—Schiefer am Grubengletscher im Haslital

Bild 8: Untere Bildhälfte z. Agr. Am Kontakt zu den gebänderten Schiefen saure aplitische Entwicklung, die diskordant durchbricht und sich mit zur Kontaktlinie parallel verlaufenden Apliten vereinigt.

Kontakt Granit—Schiefer am Grubengletscher im Haslital

Bild 9: Aplitische Randfazies d. z. Agr. (unten) scharf absetzend gegen alten Bändergneis.

Spaltenfüllender, quer verlaufender Aplitgang des z. Agr. am Kontakt Grubengletscher

Bild 10: Vom z. Agr. ausgehender Aplit, alten Gneis quer durchsetzend.

Aplite am Kontakt Grubengletscher

Bild 11: Ein System von Diskordanzaplitzen (z. Agr. Derivate) durchsetzt die ektektischen Bändergneise.

Typus des G.-I'Kgr; Zentrale Innertkirchen

Bild 12: Völlig unruhig beschaffener hybrider Granit, dunkle Flecken sind pinitreiche Schollen in verschiedenen „Verdauungsstadien“. Vereinzelt idiomorphe Pinite.

Marmor-Kalksilikatfelscholle aus Ga-I'Kgr Schafläger am
Tschingelgletscher, Lauterbrunnental

Bild 13: Etwa 40 m² grosse Schollen-Oberfläche aus Ga-Ikgr. mit Auflösungserscheinungen(links unten). Das vorwiegend kalksilikatisch-hornfelsige Gestein zeigt ursprüngliche lithologische Wechsel (herausgewitterte karbonatische Lagen). Plastisches Verhalten während der Metamorphose (Fäلتung).

Erstfeldergneis, Kammlibach, Gaudi

Bild 14, 15: Ein sozusagen einheitlicher Schleier des ursprünglich tonigen Sediments paust sich durch die feinlagig (vorwiegend ektektisch) und wulstig (wohl auch entektisch) beschaffene Quarzfeldspatmassen hindurch.

Erstfeldergneis, oberster Kammlibach, Gaudi

Bild 16: Granitischer aussehend, sich aus Stadien der Bilder 14 und 15 entwickelnd. Ist alpin verändert (hauptsächlich rechte Bildhälfte, rechts oben bis links unten verlaufende Scherzonen). Poliertes Handstück, natürliche Länge = 21 cm.

Erstfeldergneis, Kammlibach, Gaudi

Bild 17: Zeigt deutlich zwei Phasen: ältere ektektisch-feinlagig und feinkörnig, die von jüngerer-wulstig und grobkörnig beschaffener, — teilweise verdrängt wird. Ältere plagioklas-, jüngere orthoklasreich. Poliertes Handstück, natürliche Länge = 20 cm.

Erstfeldergneis, Sustenstrasse km 118,9 kurz westl. der Passhöhe

Bild 18: Metatexis mit kleinlokalem Vor- und Rückstau. Poliertes Handstück, natürliche Länge = 17 cm.

Erstfeldergneis, Sustenstrasse km 118,8 kurz westl. der Passhöhe

Bild 19: Metatexis mit grössern Faltungsausmassen und grössern Metatektmassen. Poliertes Handstück, natürliche Länge = 16 cm.

Biotitbändergneis der N. Sch. Grubengletscher, Haslital

Bild 20: Ektektischer Biotitbändergneis mit ptygmatischer Faltungstendenz. Poliertes Handstück, natürliche Länge = 21 cm.

Biotitbändergneis der N. Sch. am Kontakt Grubengletscher, Haslital

Bild 21: Wechselreicher, gebänderter Biotitgneis von z. Agr.-Aplit diskordant durchsetzt.

Amphibolitschollen aus Biotitbändergneis der N. Sch.

Grubengletscher, Haslital

Bild 22: Amphibolitschollen umsäumt von Biotitrind (ganz dunkel), Schollenfragmente verkittet durch Plagioklaspegmatit mit Biotitnestern.

„Augengneis“ der südlichen Gneise, Eggerberg

Bild 23: Metablastische Mikroklinaugen durchschwärmen das ursprünglich-tonig-sandige Gesteinsmaterial. Zum Teil auch lagige Anordnung des

Ektektes; sehr starke alpine Umprägung. Poliertes Handstück, natürliche Länge = 21 cm.

Metablastischer Biotitgneis d. S. Sch. am Kontakt Unterbächengletscher, nördl. Belalp

Bild 24: Ungleichmässige Metablastese des tonig-sandigen Materials; zahlreiche Streifen, Lagen und Linsen ohne Mikroklinporphyroblasten. Streifen schief zur Textur = Glazialschrammen.

Bild 25: Dasselbe Gestein wie Bild 24, schliesst Schollen von meta-tekktischen Biotitgneisen und von reinem Metatekt ein.

Bild 26: Teilansicht eines Mikroklinporphyroblasten aus granitischem Gestein der S. Sch. Südfuss Bettmerhorn. Mikroklinporphyroblast durchspickt von zahlreichen serizitisierten Plagioklasen mit Tendenz zu Amöbenausbildung. Ausserdem Biotit- und Quarzeinschlüsse. $\times$ Nicols, Vergrößerung 60 $\times$.

Aletschhorn 4195 m

Mittelaletschflücke

Geisshorn 3740 m

Rotstock 3701 m

Gr. Fuschhorn 3628 m

Sparrhorn 3020 m

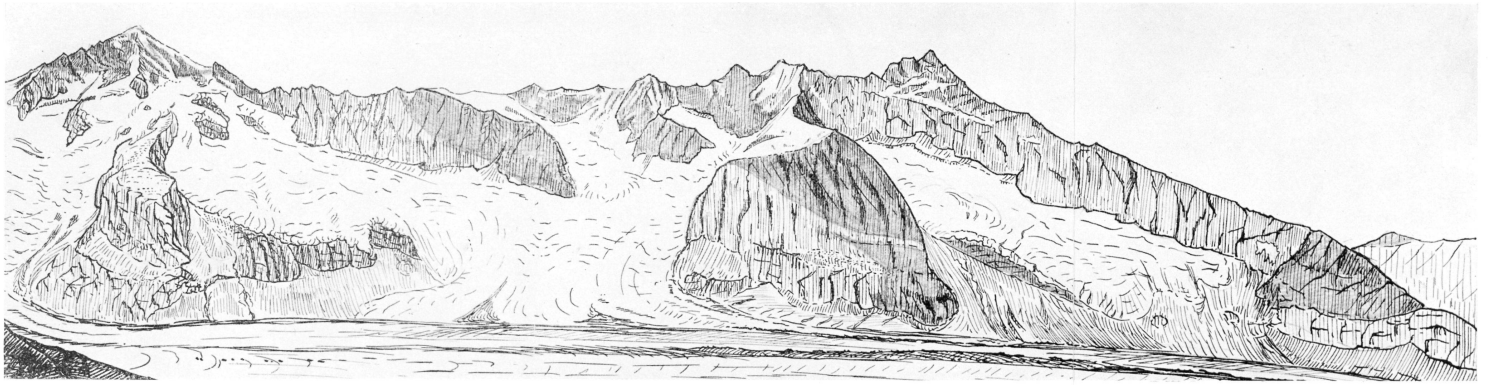


Bild 1. Kontaktverhältnisse an den Wänden östlich des Oberaletschglaciers, gesehen vom Fuss des Weisshorn-Ostsporns (Distelberg)



Bild 2

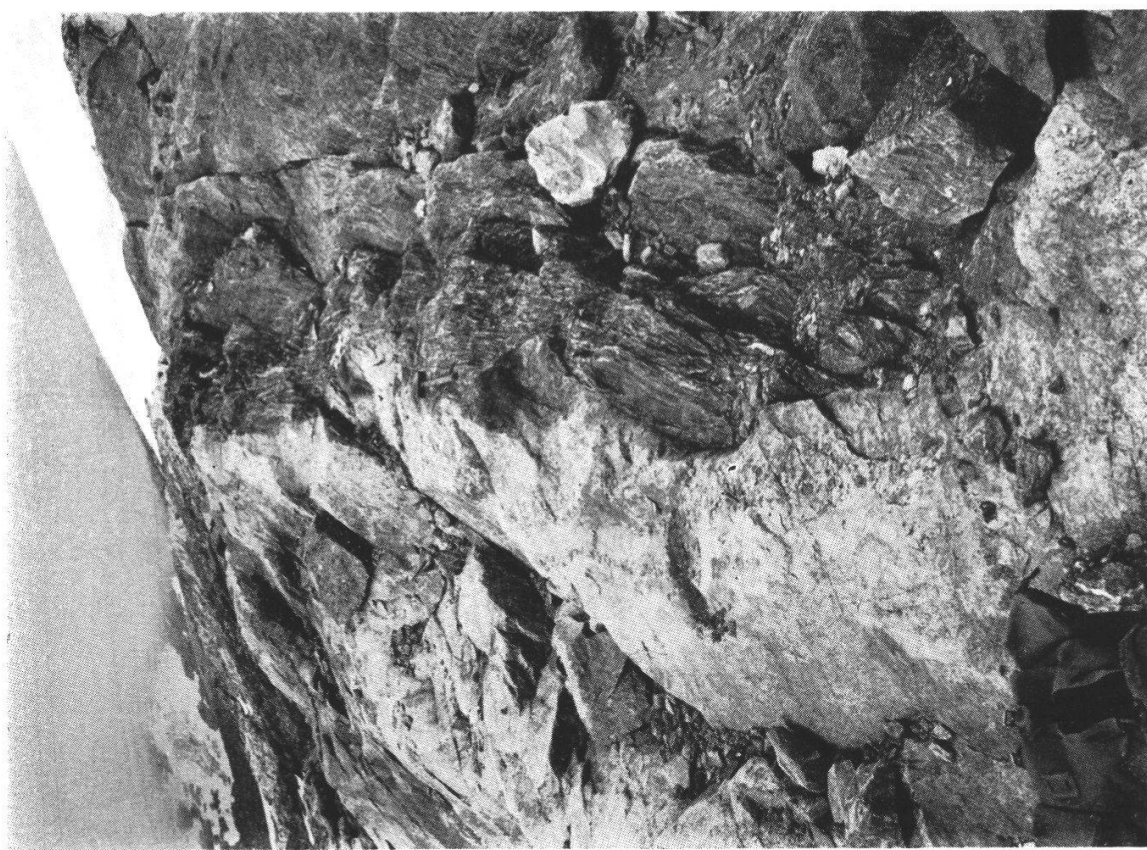


Bild 3

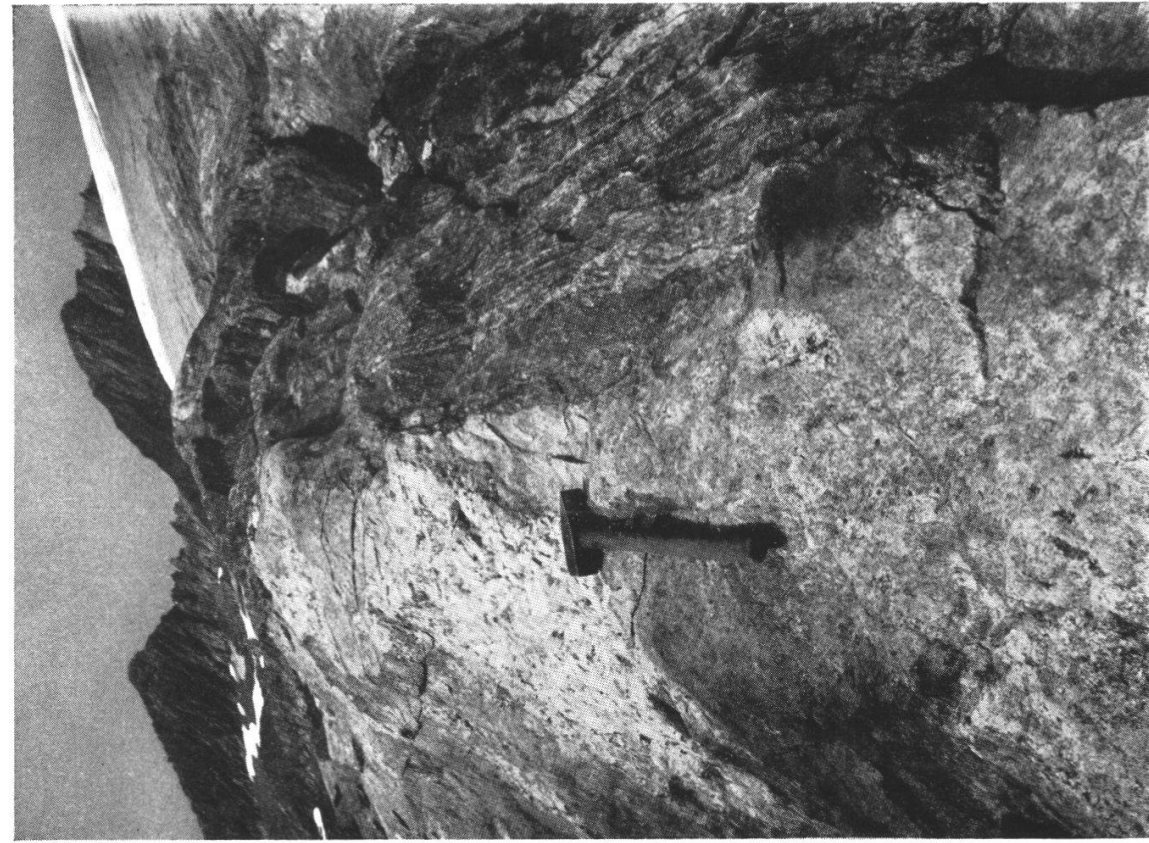


Bild 4



Bild 5

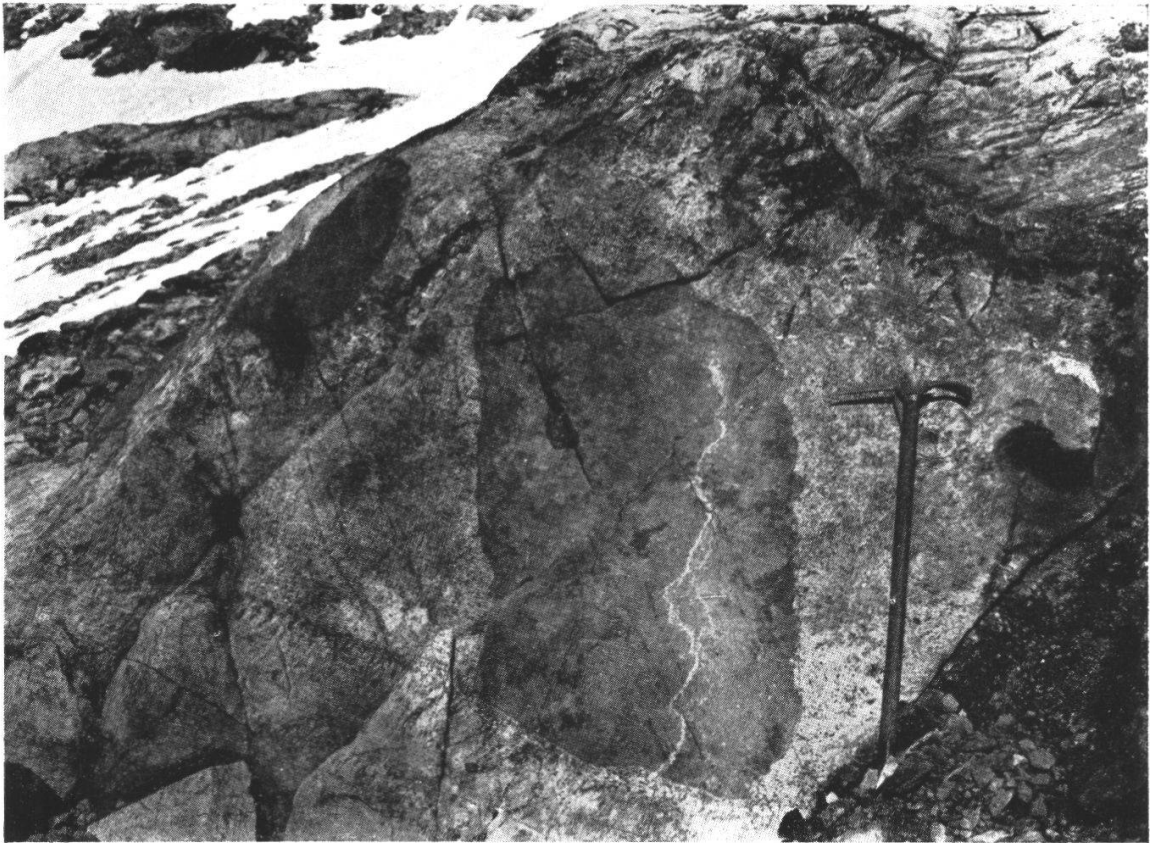


Bild 6



Bild 7

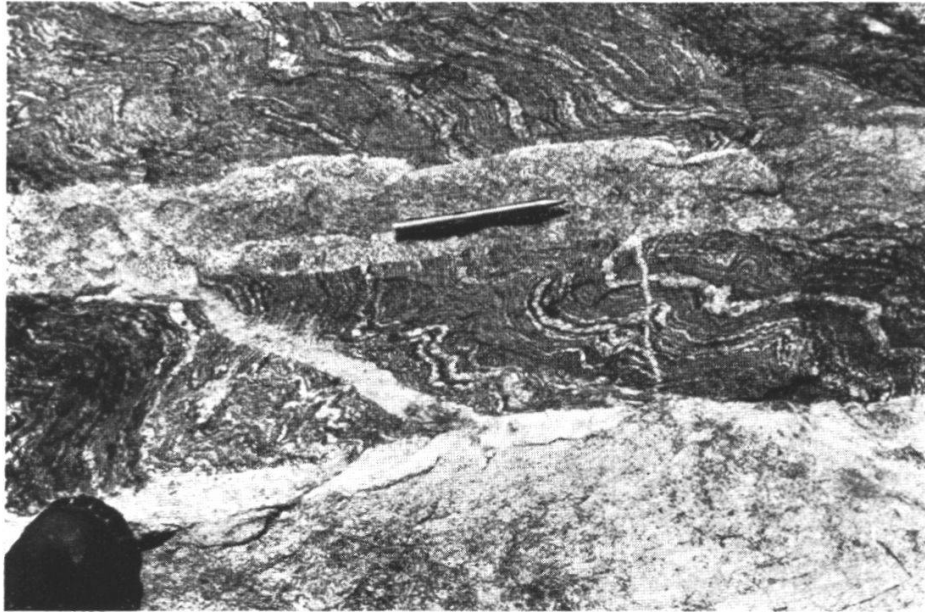


Bild 8

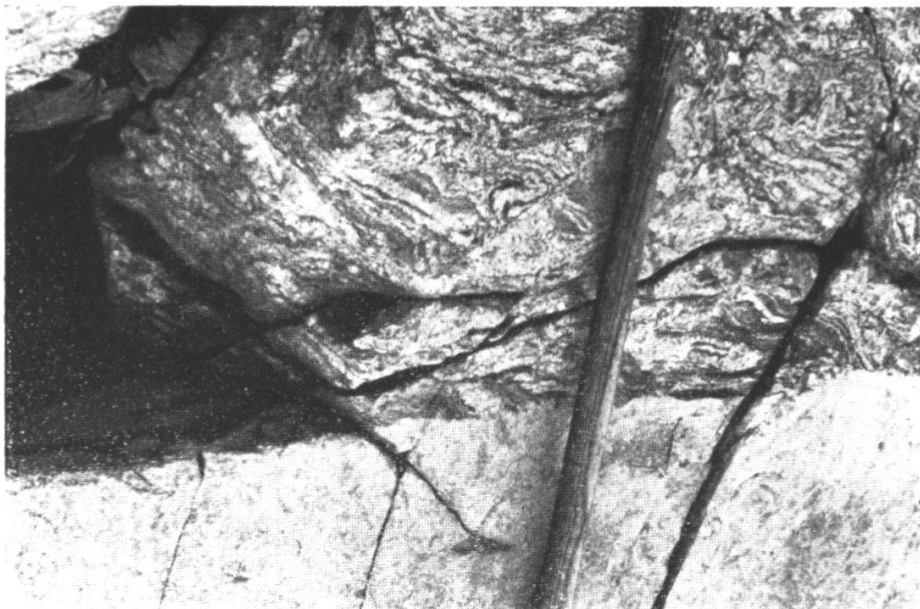


Bild 9

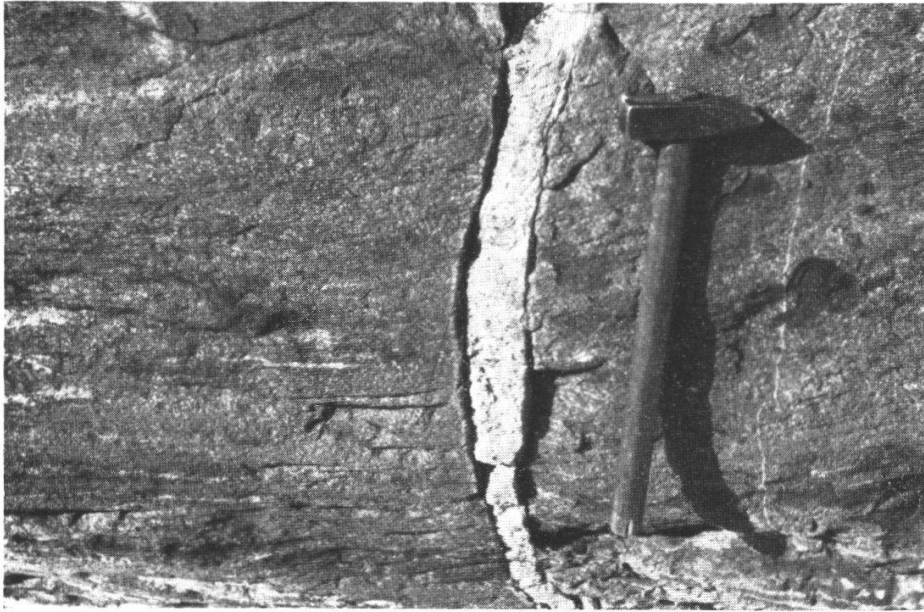


Bild 10

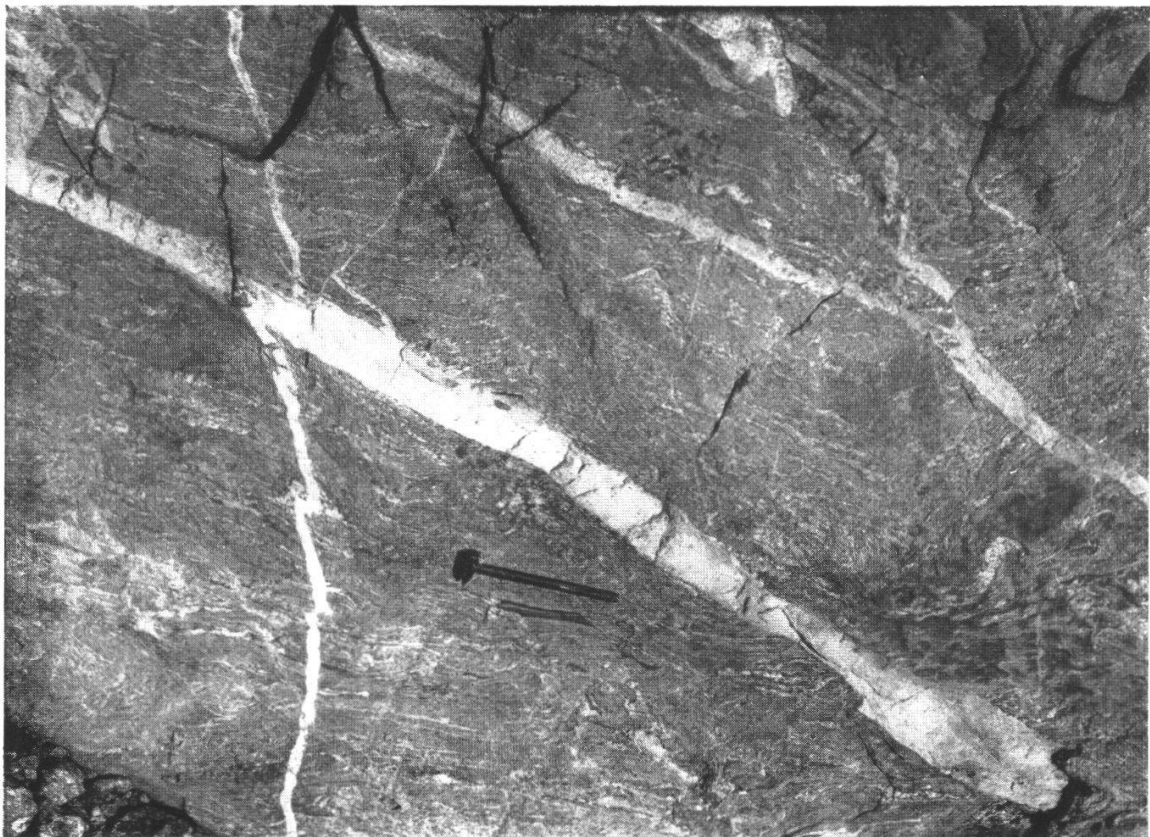


Bild 11

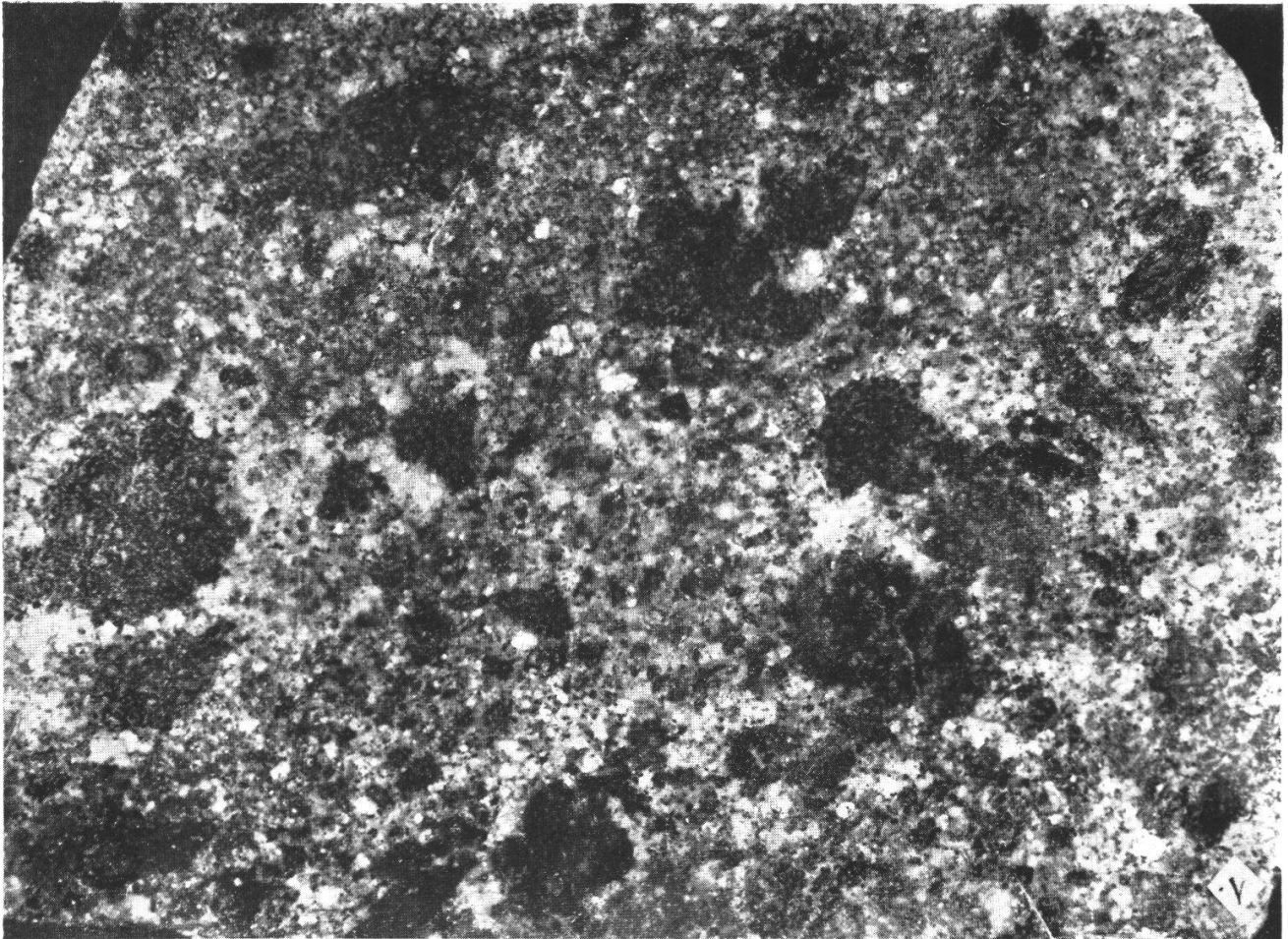


Bild 12



Bild 13

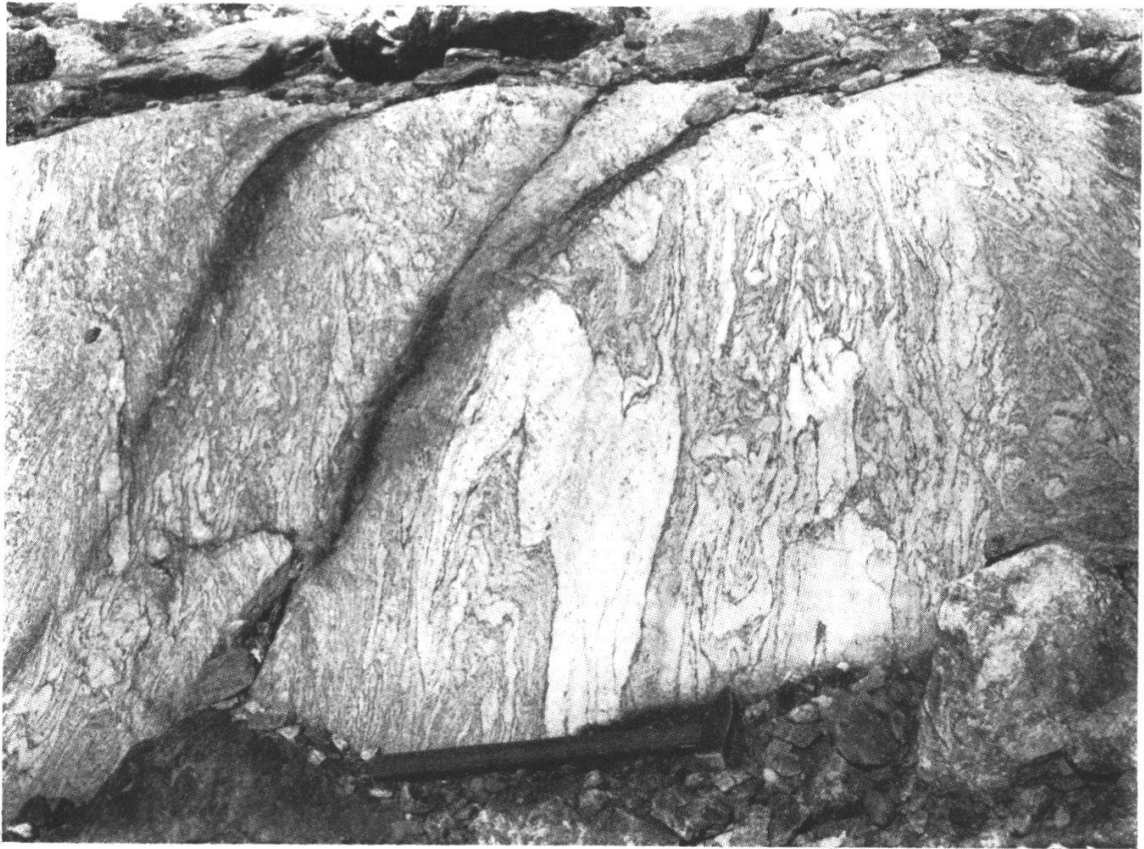


Bild 14



Bild 15

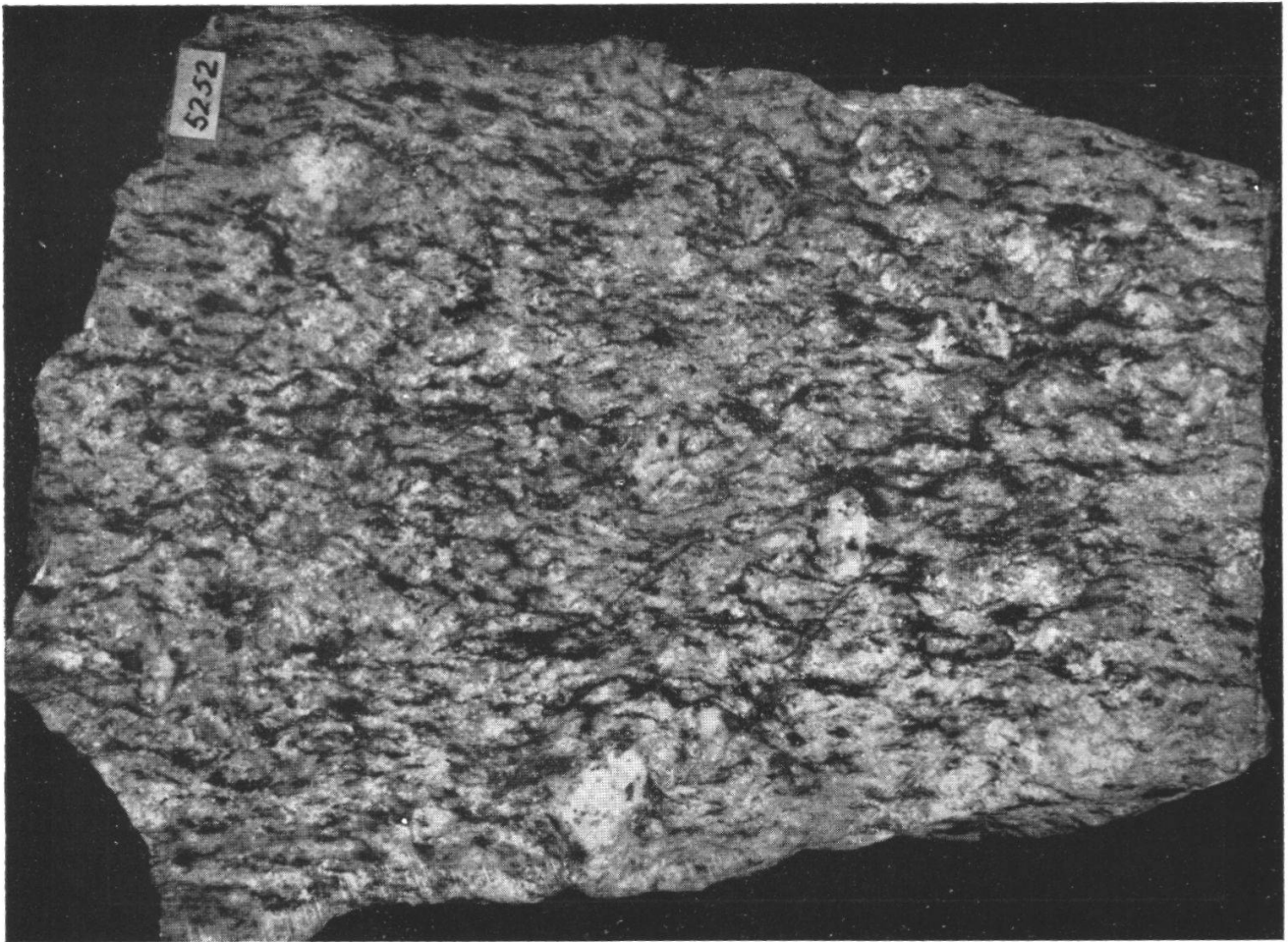


Bild 16

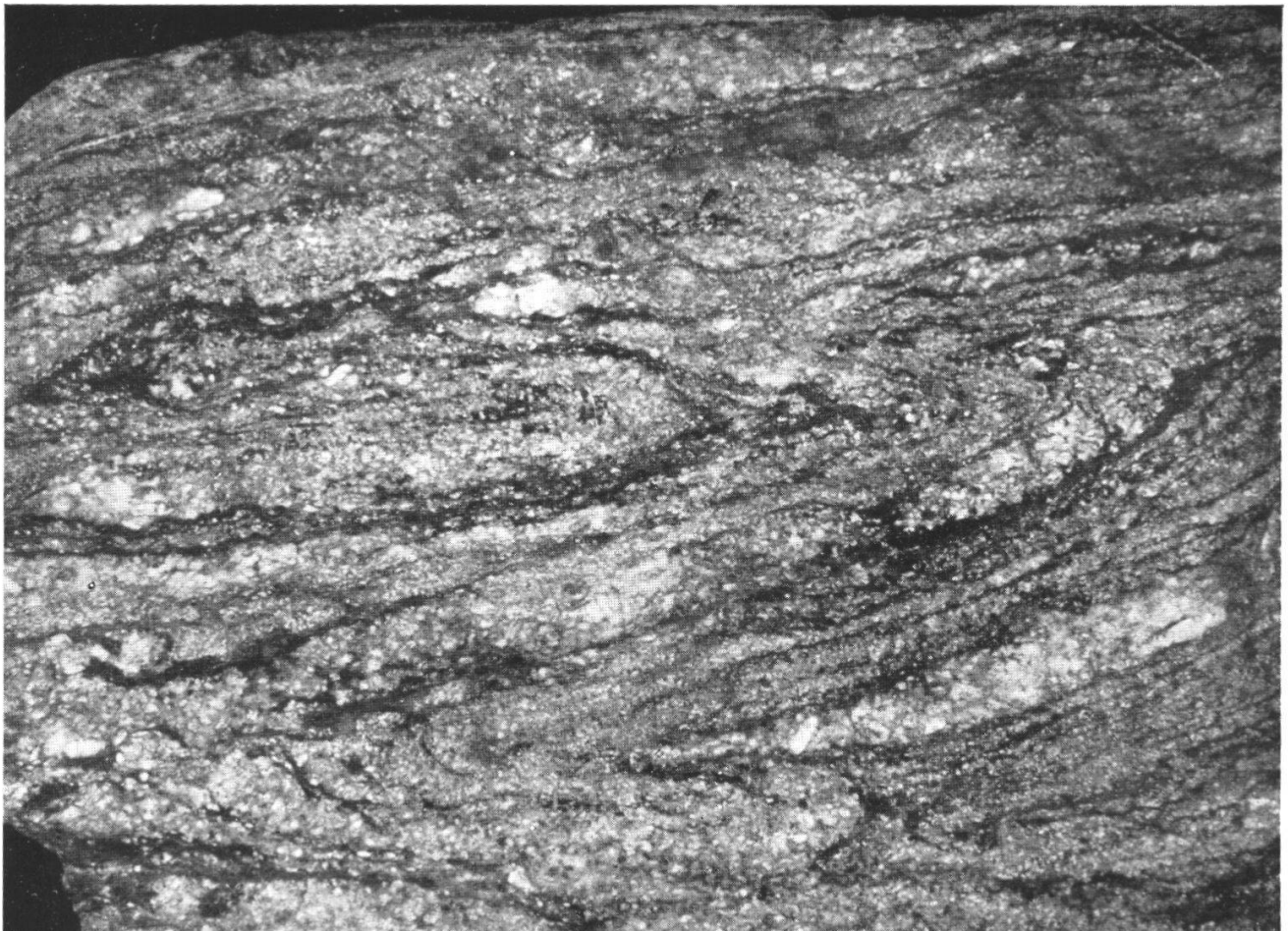


Bild 17

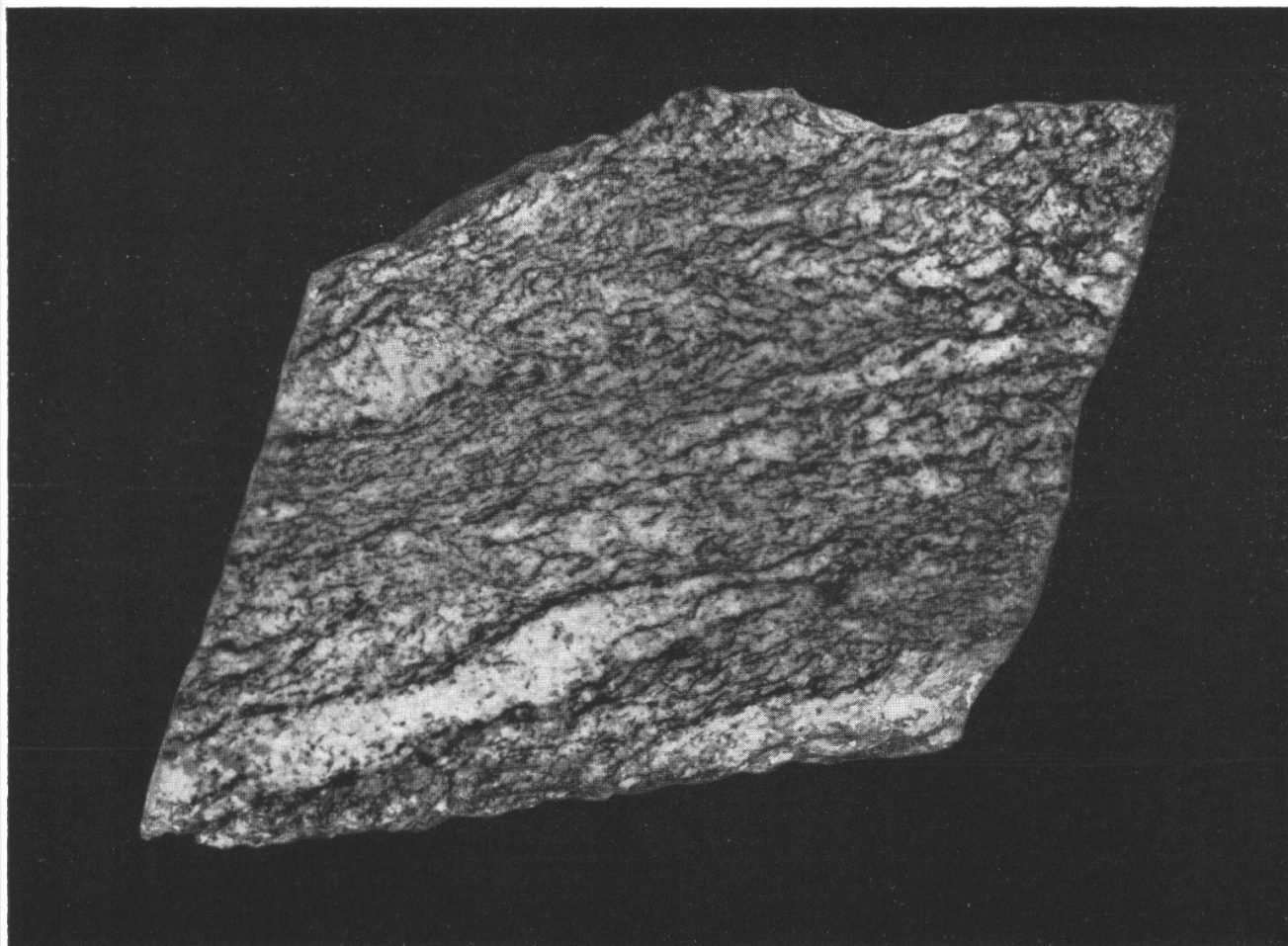


Bild 18

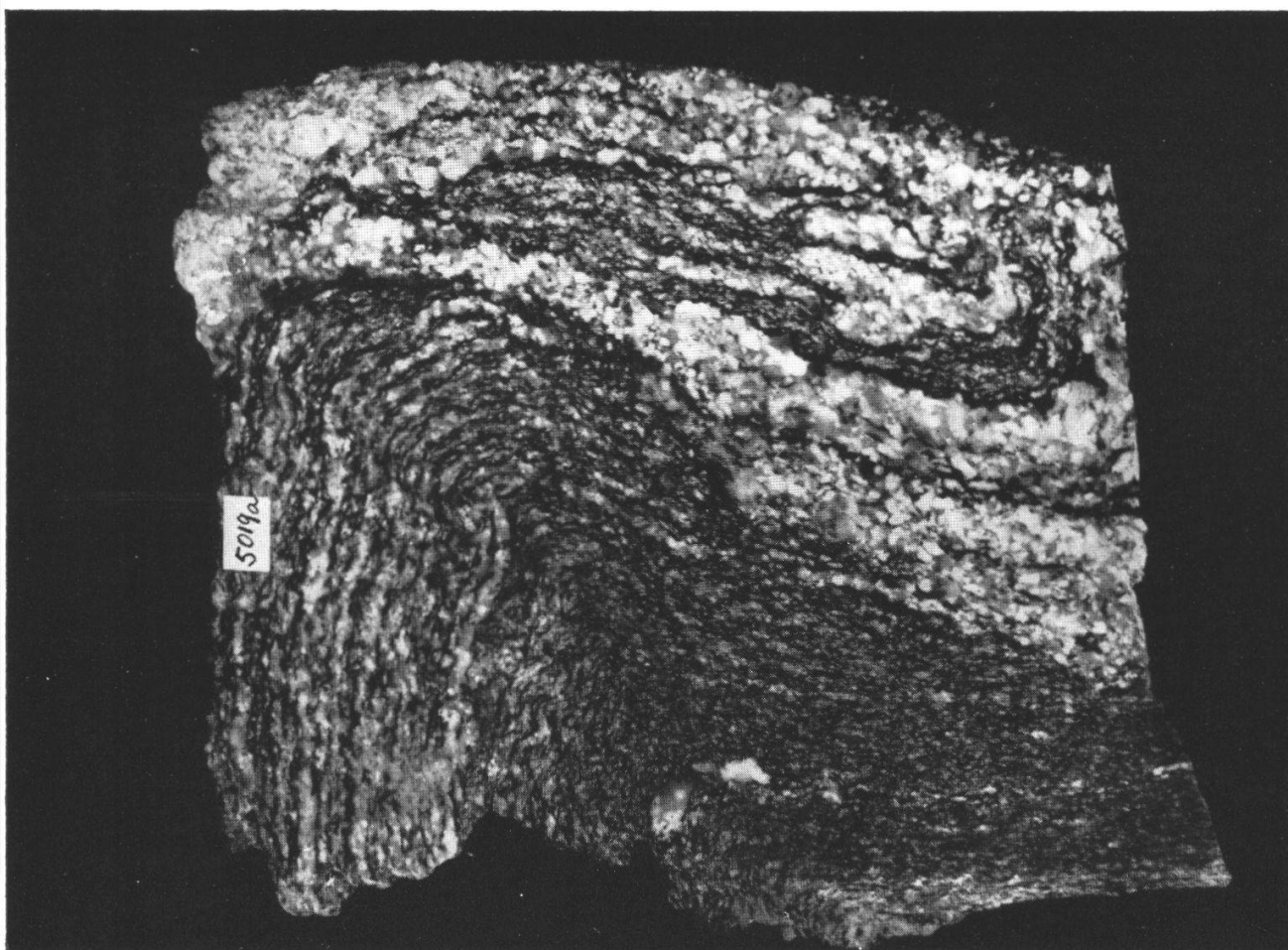


Bild 19



Bild 20

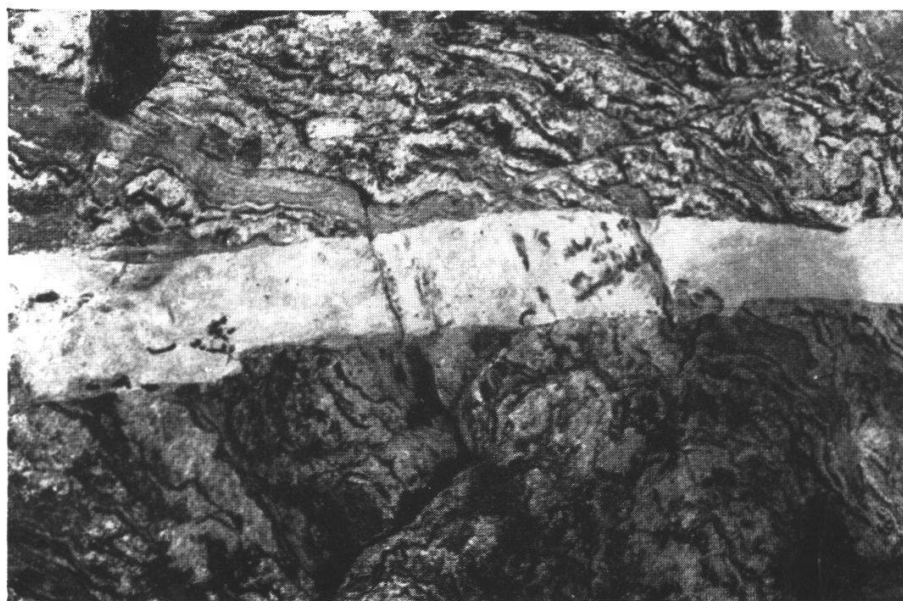


Bild 21

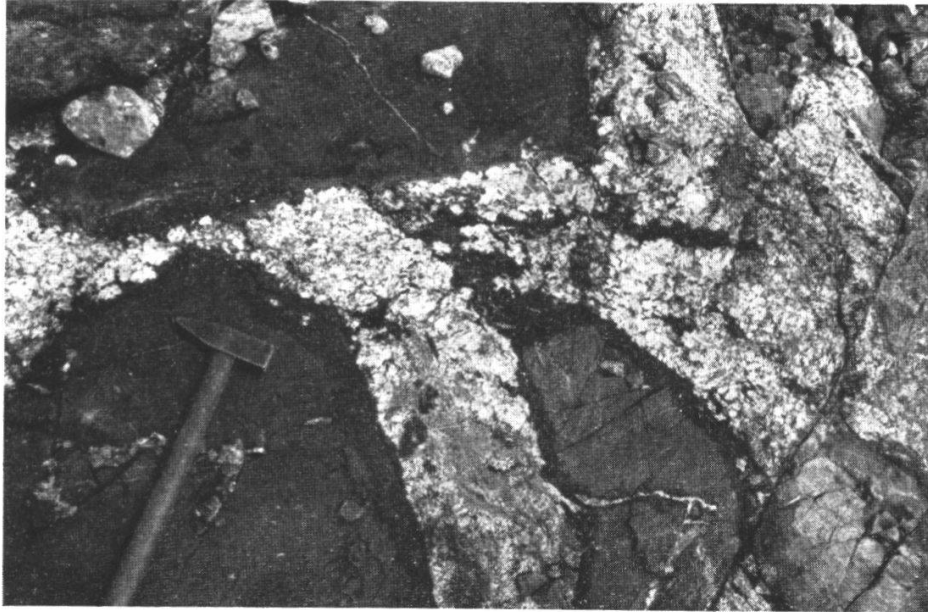


Bild 22

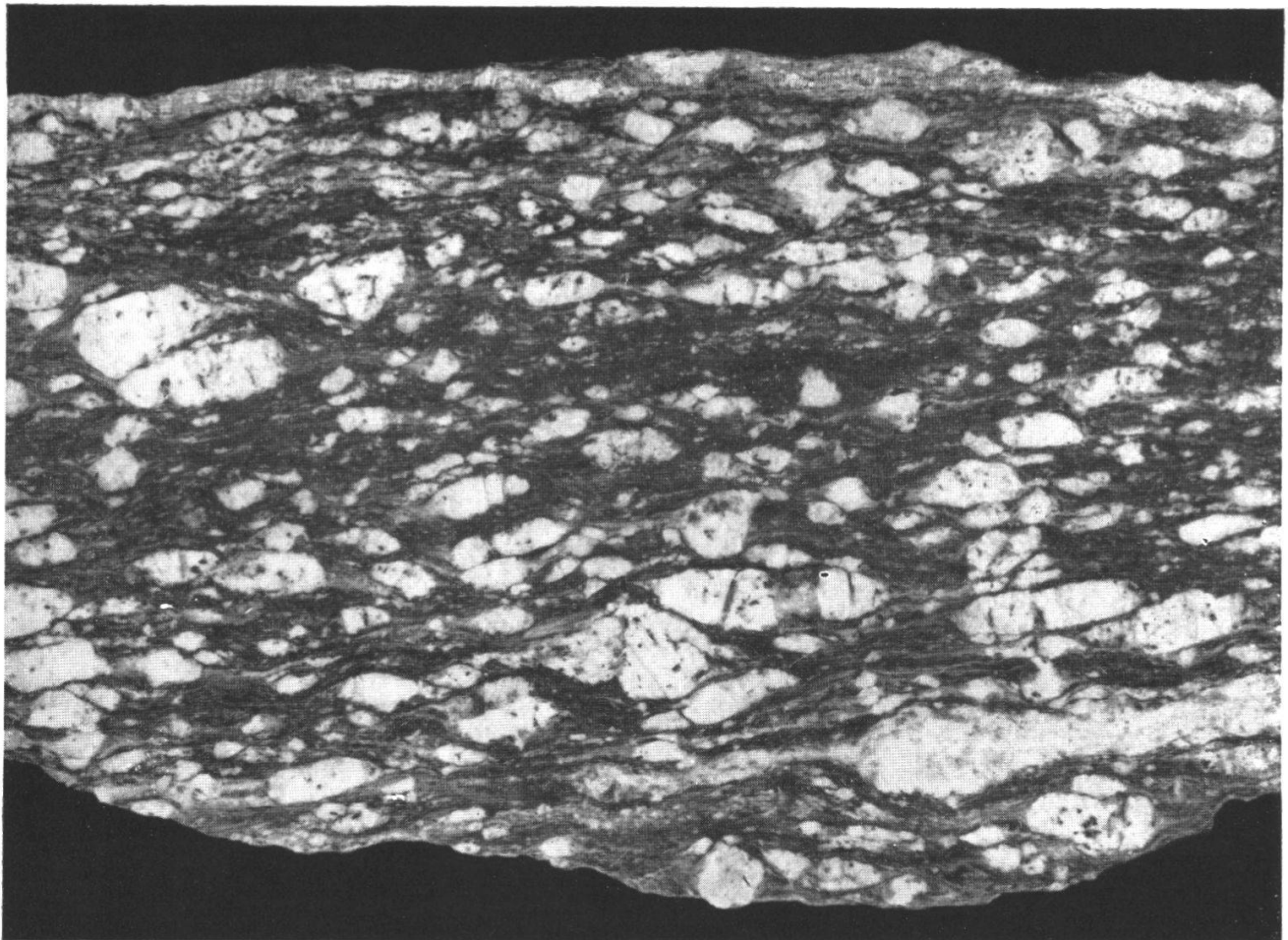


Bild 23

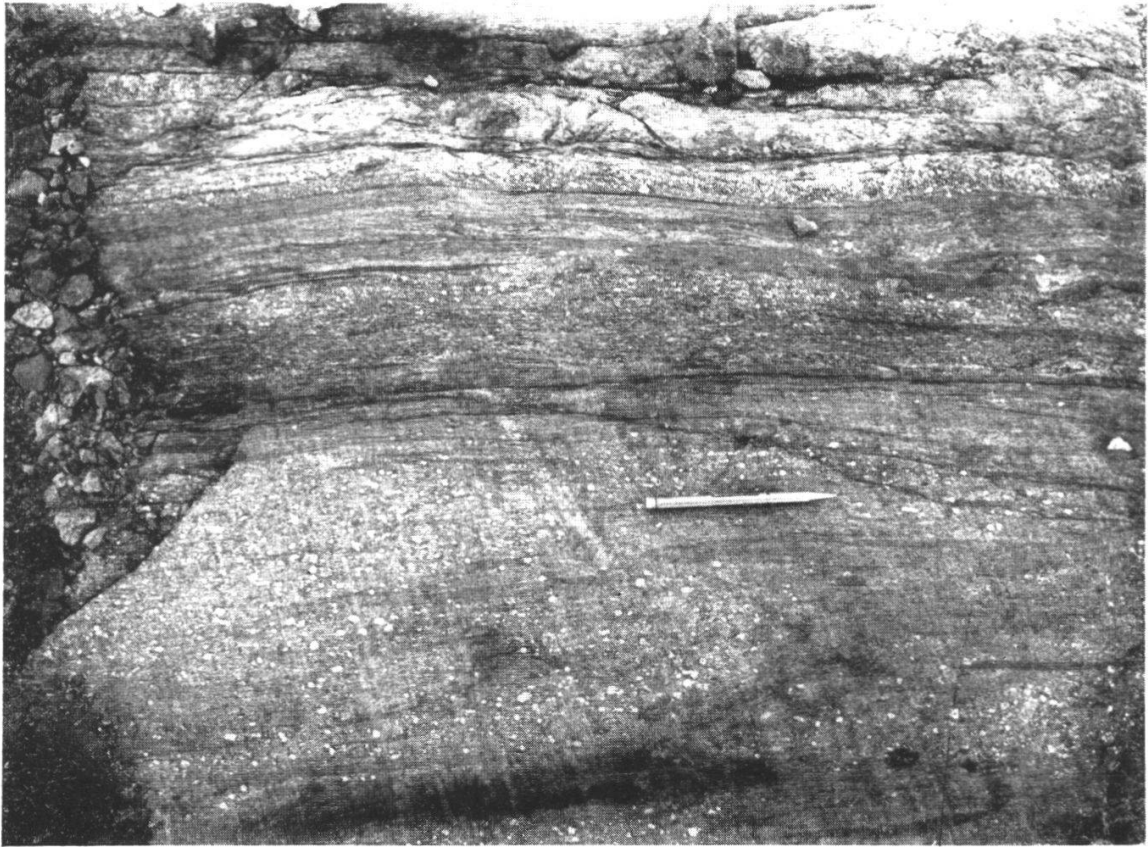


Bild 24

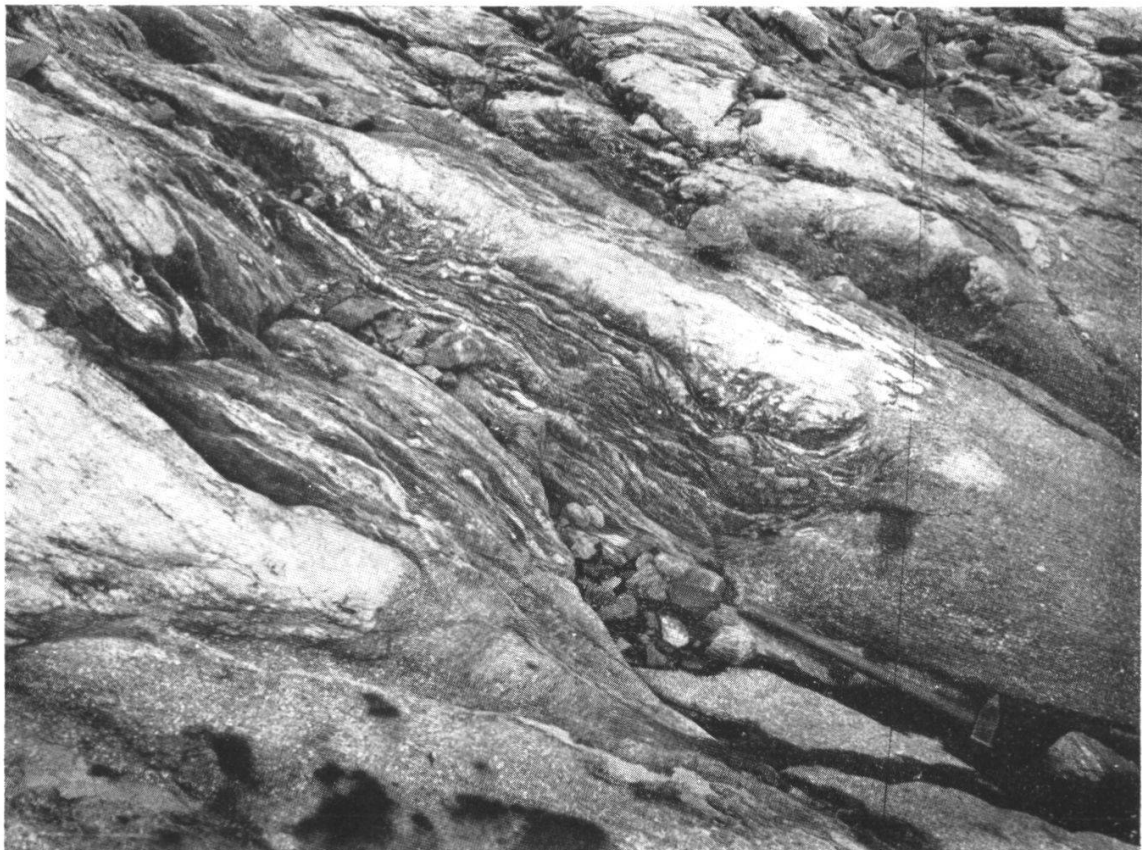


Bild 25

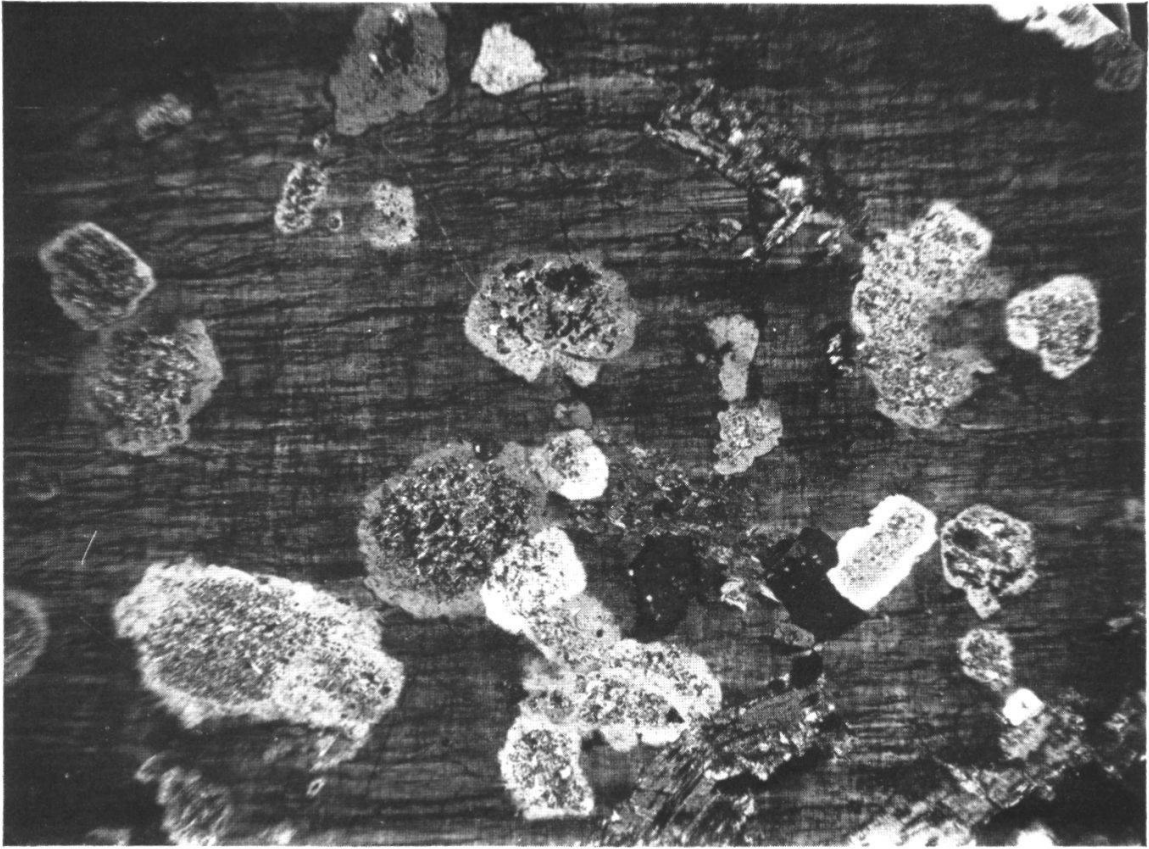


Bild 26

