

Abhandlungen
der Geologischen Landesuntersuchung
am Bayerischen Oberbergamt
H e f t 5

Gesteinskundliche Untersuchungen
im Vorspessart südlich der Aschaff

Von
P. Magnus Deml

Mit 2 Abbildungen im Text, 10 Tafeln und
einer geologischen Übersichtskarte

Herausgegeben vom Bayerischen Oberbergamt
M ü n c h e n 1931

Gesteinskundliche Untersuchungen im Vorspessart südlich der Aschaff

Von
P. Magnus Deml

Mit 2 Abbildungen im Text, 10 Tafeln und einer geologischen Übersichtskarte

Inhaltsübersicht.

	Seite
Einleitung	2
I. Zone des Diorites und Hornblendegranites	4
1. Mittelkörniger Diorit	7
a) Eigentlicher Diorit	7
b) Übergangsbildungen	9
c) Granitische Ausbildung	11
2. Schlierige und augengneisähnliche Gesteine	13
a) Schlierige Lagen	14
b) Augengneise	15
3. Gefüge-Analysen	17
II. Zone der Injektionsgneise	17
a) Umgewandelte Schiefer	19
b) Aplitische Gneise	19
Einlagerungen in der Injektions-Zone	20
Marmor	20
Schieferschollen	22
Ganggesteine	25
Lamprophyre	25
Dioritporphyrit	29
III. Zone des Granitgneises	29
1. Eigentlicher Granitgneis	29
Gefüge-Analysen	31
Quarzporphyr-Gang	34
2. Pegmatitischer Aplit	34
3. Zechstein-Auflagerung	36
IV. Zone des zweiglimmerigen faserigen Körnelgneises	37
V. Geologische Fragen	38
1. Stellung des Spessarts zum Odenwald	39
2. Technische Verwertbarkeit der Gesteine des Vorspessarts	40
Anhang: Bemerkung zu den Gefüge-Analysen	42
Zusammenfassung	45
Schriftquellen	45

EINLEITUNG

Der kristalline Spessart, auch „Vorspessart“ genannt, macht nur den kleineren nordwestlichen Teil des Spessarts aus, während der übrige Teil oder „Hochspessart“ ein geologisch ziemlich gleichförmiges Buntsandstein-Gebiet darstellt. Wegen der scheinbar einfachen, wirklich aber ziemlich reichen Gliederung der Gesteinsgruppen und wegen des einstigen Reichtums an prachtvollen Mineralstufen war der Vorspessart schon immer Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen.¹⁾

H. BÜCKING legte 1889 in seiner Arbeit „Das Grundgebirge des Spessarts“ (7, S. 28—98), die bei der geologischen Aufnahme des preußischen Anteils am Spessart gewonnenen Erfahrungen nieder. Da sich seine Begehungen auch auf bayerisches Gebiet erstreckten, vermochte er drei Jahre später in seiner Arbeit „Der nordwestliche Spessart“ (6) die erste Kartierung (1:100 000) und Gliederung des kristallinen Gebirges des Spessarts zu geben, die nach v. BUBNOFF (3, S. 488) „heute noch einen gewissen Anspruch auf Gültigkeit besitzt, aber freilich eine andere Deutung verlangt“. In dieser Arbeit führt er (S. 15 ff.) eine Reihe älterer Untersuchungen an, deren wichtigste KITTEL's „Skizze der geognostischen Verhältnisse der nächsten Umgebung Aschaffenburgs“ ist (1840) (29).

C. CHELIUS, der Beziehungen zwischen kristallinem Spessart und Odenwald an Hand von Ganggesteinen aufzustellen suchte, erforschte besonders die Lamprophyr-Gänge (8, S. 67 ff.), die gleichzeitig BÜCKING's Assistent E. GOLLER kartierte und in Kersantite und Camptonite schied (25). Auf Veranlassung F. v. SANDBERGER's bearbeitete in den Jahren 1879/83 H. THÜRACH den Vorspessart. Einen kleinen Teil der gewonnenen Ergebnisse benutzte er 1884 für seine Inaugural-Dissertation (59) und 1893 veröffentlichte er die sehr ausführliche Arbeit „Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart“ (61), nachdem er seine Untersuchungen im Auftrag der Kgl. Bayer. Geognostischen Landesuntersuchung fortgesetzt hatte. Vorher schon hatte er in Schober's Führer durch den Spessart (60) eine kurze Übersicht der geognostischen Verhältnisse der Gegend von Aschaffenburg mitgeteilt.

G. KLEMM nahm in den Jahren 1892 und 1893 die Blätter Babenhausen und Schaaheim-Aschaffenburg der Geologischen Spezialkarte des Großherzogtums Hessen auf. Da zu erwarten stand, daß durch die genauere Kenntnis des Grundgebirges im Spessart auch auf die Lagerungsverhält-

¹⁾ Das Verzeichnis der für die Abhandlung einschlägigen Schriften ist auf S. 45 ff. Bei der Anführung der Schriften bezieht sich die schräge Ziffer auf die Nummer in der Reihenfolge der Arbeiten.

nisse der kristallinen Gesteine des Odenwaldes manches Licht geworfen würde, führte KLEMM eine Anzahl von Exkursionen in die weitere Umgebung von Aschaffenburg aus zur Untersuchung der Verbandsverhältnisse der Glieder des Grundgebirges im Spessart.

Die Ergebnisse dieser Exkursionen liegen vor in den „Beiträgen zur Kenntnis des kristallinen Grundgebirges im Spessart“ (31, S. 4). Eine kürzere Behandlung des kristallinen Grundgebirges von KLEMM enthalten die Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großherzogtums Hessen im Maßstab 1:25 000, III. Lieferung, Blatt Schaaheim-Aschaffenburg (30, S. 5—24).

Damit ist die Reihe der größeren Arbeiten über den Vorspessart in den letzten 50 Jahren geschlossen. Nachstehende morphologische Arbeiten aus der letzten Zeit bauen sich in geologischer Hinsicht auf den oben genannten Arbeiten auf: A. WILZ „Über Oberflächengestaltung im Spessart“ (69) und W. CREDNER „Grundzüge einer vergleichenden Morphologie der kristallinen Gebiete von Spessart und Odenwald“ (18).

Im Anschluß an seine Arbeiten im Schwarzwald und Odenwald beschäftigte sich auch S. v. BUBNOFF in einer kurzen Abhandlung mit dem kristallinen Vorspessart, um die Bedeutung älterer vorvaristischer Massive für den Gebirgsbau Südwestdeutschlands zu überprüfen (3, S. 488—496).

Während BÜCKING bereits erwähnt (6, S. 21), daß der Diorit und Granitgneis einerseits, der Hauptgneis andererseits „ebensogut als schieferiger Granit wie als ursprüngliche Erstarrungskruste der Erde, weniger leicht aber wegen seiner Mächtigkeit und auffallend gleichartigen Zusammensetzung als ein umgewandeltes System uralter Sedimente gedeutet werden könnte“, glaubt THÜRACH dagegen fast alle Spessartgesteine als echte Sedimente erklären zu müssen (61, S. 45), was den Wert seiner sonst genauen petrographischen Untersuchungen in mancher Hinsicht vermindert.

KLEMM brachte indessen in seiner Arbeit, worauf auch v. BUBNOFF in der erwähnten Abhandlung mit Nachdruck hinweist, den Beweis, „daß sich jenes Gebiet zusammensetzt aus einem System von Schiefergesteinen einerseits und granitischen, in jene injizierten Eruptivgesteinen andererseits“ und „daß das Spessartprofil als Beispiel einer archaischen Gesteinsfolge in Deutschland aus Lehrbüchern verschwinden müßte“ (31).

Seit den 90er Jahren, in denen die Arbeiten BÜCKING's, THÜRACH's und KLEMM's erschienen, haben sich die Aufschlußverhältnisse bedeutend verschlechtert, obwohl sie auch damals schon nicht übermäßig gut waren (THÜRACH). Diorit und Kersantit werden überhaupt nicht mehr abgebaut. Die alten Steinbrüche im körnig-flaserigen Gneis sind längst überwuchert oder durch Waldanlagen verdeckt, nur der „Hauptgneis“ weist noch gute Aufschlüsse auf. Dazu hindert noch die starke Verlehmung des ganzen Gebietes besonders die Beobachtung der einzelnen Grenzen. Infolgedessen ist die jetzige Zeit für geologische Arbeiten im Spessart wenig geeignet.

Die vorliegenden Untersuchungen bilden Beiträge zur Gesteinskunde des Vorspessarts. Die geologischen Erscheinungen im einzelnen und eingehend mit einzubeziehen, scheiterte einerseits am Fehlen einer genauen Höhenschichtenkarte, andererseits an der dann notwendig gewordenen Bearbeitung des ganzen kristallinen Spessarts. Vor allem lag dem Verfasser daran, mikroskopisch Mineralbestand und Gefüge unter besonderer Berücksichtigung der in dieser Hinsicht heute noch umstrittenen dioritischen Gesteine zu ermitteln.

Der kristalline Spessart, den man in Anbetracht der Überlagerung durch mesozoische, das Deckgebirge bildende Schichten auch allgemein als Grundgebirge bezeichnen kann, baut sich auf aus einer Anzahl SW.—NO. streichender und meist nach N., manchmal auch nach S. einfallender „Gesteinszonen“, deren Gliederung, soweit sie hier in Frage kommt, KLEMM (31, S. 160) nach BÜCKING und THÜRACH in folgender Weise zusammenstellt:

BÜCKING:

Älterer Gneis (Herzynische Gneisformation).

1. Granitgneis und Dioritgneis.
2. Körnig-streifiger Gneis mit eingelagertem körnigem Kalk.
3. Körnig-flaseriger Gneis (Hauptgneis, Körnelgneis).

THÜRACH:

I. Abteilung der südlichen Gneise.

- a) Stufe des Plagioklas-Hornblendegneises und der körnigen Gneise (Bessenbacher Stufe).
- b) Stufe des körnig-streifigen Gneises (Elterhöfer Stufe).

II. Abteilung der mittleren Gneise.

- a) Stufe des zweiglimmerigen, glimmerreichen und quarzreichen Gneises (Schweinheimer Stufe).
- b) Stufe des dunkelglimmerigen Körnelgneises (Haibacher Stufe).
- c) Südliche oder untere Stufe des zweiglimmerigen Körnelgneises (Goldbacher Stufe).
- d) Südliche oder untere Stufe des Staurolithgneises (Glattbacher Stufe).
- e) Nördliche oder obere Stufe des zweiglimmerigen Körnelgneises (Stockstadter Stufe).

Es entspricht also:

BÜCKING's Stufe 1.

„ „ 2.

„ „ 3.

THÜRACH's Stufe Ia.

„ „ Ib.

„ „ IIa—IIe.

I. Zone des Diorits und Hornblendegranits.

Die Zone des Diorits und Hornblendegranits stellt im Vorspessart einen sowohl petrographisch als auch geologisch besonders zweifelhaften Bereich dar. Wir treffen sie im SO., wo sie durch die Buntsandstein-Decke in mehrere ungleiche Teile zerschnitten wird. Weiter südlich finden wir sie noch anstehend in den tief in die Sandsteindecke eingeschnittenen Tälern des Wachen-Baches und Sulz-Baches bei Soden. Das allgemeine

Streichen in diesem Gebiete beträgt 70—80° (NO.), das Fallen 65—70° (NNW.); die Klüfte stehen dazu senkrecht fast N.—S. mit einem steilen Fallen nach W. und sind ausgefüllt durch bis zu 10 m mächtige Lamprophyr-Gänge. Daß Diorit und Hornblendegranit unter dem Deckgebirge eine größere Verbreitung einnehmen und mit dem Hornblendegranit des Odenwaldes in Zusammenhang stehen, zeigt die Bohrung bei Klein-Wallstadt im Main-Tale, wo man in 770 m Tiefe auf Hornblendegranit stieß, der dem Hornblendegranit der Randzone (Ober-Bessenbach) gleicht.

Das wenig einheitliche Aussehen dieser Gesteinsreihe kennzeichnen so recht die verschiedensten Namen, die sich dafür in den Schriftquellen finden. THÜRACH (61, S. 447) gibt eine Aufzählung dieser verschiedenen Benennungen. KITTEL (29, S. 26) beschreibt das Gestein als Syenit; diese Bezeichnung fand sich besonders noch bei Handstücken in der Städtischen Sammlung (der ehemaligen Forst-Akademie) in Aschaffenburg. Wie THÜRACH erwähnt, läßt eine Bemerkung KITTEL's über das „Verhältnis von Diorit zu Syenit“ darauf schließen, daß er unter Syenit ein gneisartiges Gestein verstand.

GÜMBEL (28, S. 605) gebraucht hier den Namen „Syenit und Hornblendegneis“ und daneben für die anscheinend richtungslos-körnigen Abarten die Benennung „Syenitgranit“.

THÜRACH bezeichnete es 1884 nach den Hauptgemengteilen (Plagioklas, Hornblende und Glimmer) als „Glimmerdiorit“. Später aber (60, S. 18), um den „gneisartigen Charakter“ hervorzuheben, als „Hornblendegneis“, was dann auch CHELIUS (8, S. 68) seinerseits tat. Schließlich kam THÜRACH, aus den allerdings falschen Voraussetzungen eines Sedimentgesteins, zu dem Namen „Plagioklas-Hornblendegneis“ (61, S. 45).

GOLLER und BÜCKING führten die Bezeichnung „Dioritgneis“ dafür ein, „eine Bezeichnung, welche den petrographischen Charakter des Gesteins in dem Vorwiegen des Plagioklases und der Hornblende gut und kurz wiedergibt“ (THÜRACH). KLEMM, der THÜRACH gegenüber mit Recht die eruptive Herkunft des Gesteins vertrat, fand als beste Bezeichnung den Namen „Hornblendegranit“. Diese Benennung hält nach einer persönlichen Mitteilung auch O. M. REIS als die zutreffendste.

Woher nun diese Uneinigkeit in der Benennung dieser Zone? Die doch recht auffälligen und beachtenswerten Schwankungen in der Bezeichnung dieser Gesteine haben ihren Grund:

1. in der verschiedenen Auffassung des — hier zunächst makroskopisch in Frage stehenden — Gesteinsgefüges. (Gneisgepräge oder körnig-massiges Tiefengestein?),
2. in der Art der Beteiligung des Feldspates (syenitisch-granitisch-dioritisch?).

Die zur Lösung gestellte Frage läßt sich zunächst dahin zusammenfassen: Handelt es sich hier nach eingehender Beobachtung im Felde

und mit Hilfe des Mikroskopes um der modernen Namengebung nicht entsprechende Auffassungen über die Gesteinsart oder um natürliche, durch magmatische einfache Differentiation zustande gekommene, von Ort zu Ort wechselnde Übergangsformen oder — vielleicht um Erscheinungsformen ungewöhnlicher Art?

Das zu untersuchende Gestein ist dunkelgrau, mitunter fast schwarzweiß. Das Gefüge ist idiomorph-körnig, wo Einschlüsse zurücktreten, massig ausgebildet, sonst gneisartig durch Gleichrichtung der Feldspäte und der dunklen Gemengteile oder durch Auftreten von Schlieren. Im S. ist, unter den dunklen Gemengteilen Biotit vorherrschend, gegen N. und an den übrigen Randzonen auch Hornblende, die den Biotit teilweise ganz verdrängen kann. Typische Blockverwitterung, wie sie in Granitgebieten auftritt, trifft man auch hier, z. B. am Stengerts, Grau-Berg, Kaisel-Berg, Heinrichs-Berg.

Wo ist nun Parallelgefüge, wo scheinbar richtungslos-körniges Gefüge vorherrschend? Was ist in dieser Beziehung die herrschende Gesteins-eigenart im ganzen Diorit-Gebiet? Diese Frage ist wichtig, denn es gibt doch große Bereiche der zweiten Art. Warum ist ferner gerade diese Zone von der allgemeinen Gesteinsumformung des Vorspessartes, bei welcher doch fast alle Tiefengesteine mehr oder weniger zu Orthogneisen (echten Gneisen nach STINY) und die Schiefer zu Paragneisen (unechten Gneisen nach STINY) umgewandelt wurden, verschont geblieben?

Hier liegt keinesfalls eine einheitliche Gesteinsfolge vor, sondern zum großen Teil eine Art von Mischgesteinen, deren Mineralbestand und Aussehen ungemein stark wechselt. Gerade die im vergangenen Jahre zwecks eines Wiederabbaues gemachten, nun leider wieder zugeschütteten Schurflöcher am Stengerts zeigten diese Verhältnisse deutlich. Es spielen hier sicher außergewöhnliche Erscheinungen mit. Bei den mangelhaften Aufschlüssen ist es gegenwärtig unmöglich, in einwandfreier Weise die gneisartigen Teile von dem anscheinend richtungslos-körnigen Gestein zu scheiden. Wenn auch an vielen Aufschlüssen der Diorit einen gneisartigen Eindruck erweckt — worauf sich die früheren Schriftquellen stützen — so rechtfertigt im Vergleich mit sonstigen Gneisen örtliche Gleichrichtung der Gemengteile allein nicht den Namen eines „Dioritgneises“; man kann daher nur von einem Gestein sprechen, für das in gewissen Lagen der Name „gneisartig“ durchaus angebracht ist [s. Tafel III 1 u. 2].

Die zweite zu lösende Frage, ob ein syenitisches, granitisches oder dioritisches Gestein vorliegt, wird beantwortet durch die Beteiligung des Kalifeldspates an der Zusammensetzung des Gesteins. In welchem Verhältnis nimmt nun dieser an dem Aufbau dieser Gesteine teil? Zwischen zwei verschiedenen Gesteinsarten ist hier zu unterscheiden; zwischen einem mittelkörnigen einerseits und einem schlierigen, oft augengneisähnlichen Gestein andererseits.

1. Mittelkörniger Diorit.

a) Eigentlicher Diorit.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile	Oligoklas-Andesin, Hornblende, Biotit, Quarz.
Nebengemengteile	Apatit, Zirkon, Erz.
Umwandlungserscheinungen	Chlorit, Serizit.
Farbe des Gesteins	Schwarz-weiß, Gesamtfarbe: grau.

Plagioklas: Die Plagioklase neigen sehr zur idiomorph-körnigen Ausbildung, die schon makroskopisch hervorsticht, und zeigen nahezu als Regel parallelepipedisch aufeinanderstoßende Durchschnitte, an denen nur verhältnismäßig wenig Anschmelzungs-spuren sichtbar sind. Deutlich treten die Zwillingslamellen hervor. Auf Grund von Untersuchungen mit dem FEDOROW'schen Universaldrehtisch¹⁾ scheint das Albit-Esterel-Gesetz²⁾ zu überwiegen, daneben kommen noch vor das Periklin-, Manebacher, Bavenoer und Karlsbader Gesetz. Der Anorthit-Gehalt stellt sich auf 35—40 v. H.; es liegt also Oligoklas-Andesin vor.

Der Erhaltungszustand der Plagioklase ist nicht besonders gut; häufig ist die Bildung von Serizit-Schüppchen, die i. a. die innersten Teile, oft aber auch den ganzen Kristall im Anschluß an die einzelnen Lamellen bedecken.

Hornblende: Die Hornblendensind kristallographisch nur z. T. gut begrenzt; meistens haben sie ein fetzenförmiges Aussehen. Der Pleochroismus ist stark von lichtgrün bis hellgelb-braun.

Biotit: Gerade begrenzte Einzelkristalle mit schöner Buchenholzmaserung kommen vor. Meistens sind jedoch die Biotite zusammengedrängt, wobei die verschiedenen Erscheinungen von Stauchung, Verbiegung und Überschiebung auftreten. Der Glimmer ist teilweise schon in Pennin umgewandelt mit den für dieses Mineral bezeichnenden Interferenzfarben.

Quarz: Als Füllmaterial zwischen Feldspäten und dunklen Gemengteilen erscheint der Quarz nur in kleinen Körnern. Häufig sind solche poikilitisch mit dem Biotit verwachsen.

Apatit: Dieser tritt vereinzelt in kleinen Säulchen im Plagioklas auf, ebenso Zirkon mit pleochroitischen Höfen im Biotit.

Die dunklen Gemengteile erscheinen im Gefügebild von den weißen Feldspäten zu einer Art Füllmasse zusammengedrängt, so daß man — sehr cum grano salis gesprochen — fast an gewisse grobkörnige, von Plagioklasen dicht erfüllte, andesitische Gesteine erinnert wird.

Das Mengenverhältnis der Gesteinsbestandteile nach ROSI WAL („Geometrische Gesteinsanalyse“ [38, S. 85]) ergibt folgendes Bild:

Plagioklas	65,94,
Hornblende	12,15,
Biotit	11,78,
Quarz	10,12 v. H.

¹⁾ Hier kurz U-Tisch genannt.

²⁾ Beim Esterel- (Ala-) Gesetz ist Zwillingsachse die kristallographische a-Achse; das Albit-Esterel-Gesetz bedingt das gleichzeitige Auftreten dieses und des Albit-Gesetzes an einem Zwillingskristall.

Neben den Plagioklas-Leisten mit teils sehr feinen, teils breiten Zwillingsstreifen, finden sich einige Feldspäte ohne Lamellen, die man auf den ersten Blick für Kalifeldspäte zu halten geneigt ist. Bei der U-Tisch-Untersuchung erwiesen sich indessen einige von ihnen, allerdings erst bei starker Neigung doch als verzwillingte Plagioklase. Der Achsenwinkel $2V = 84-88^\circ$ könnte zwar für Mikroklin sprechen, alle übrigen Merkmale für Kalifeldspat aber fehlen. Vor allem lassen sich, wo eine Spaltbarkeit sichtbar ist, mit den für Orthoklas und Mikroklin geltenden Werten nicht die Abstände der dazu gehörigen Flächenpole mit den optischen Hauptsymmetrierichtungen in Einklang bringen, so daß auch hier weder Orthoklas noch Mikroklin, sondern nur Plagioklas in Frage kommt. In den meisten dieser Fälle ist das schon durch die BECKE'sche Lichtlinie nachweisbar. Die auffällige Häufung zweifelsfreier mehr oder weniger idiomorpher Plagioklase und die Ausfüllung verhältnismäßig geringen freigelassenen Raumes fast ausschließlich durch dunkle Gemengteile läßt eine nennenswerte Beteiligung von Kalifeldspat als sehr unwahrscheinlich erscheinen.

Dagegen spricht in einem hier zur Untersuchung benützten Schlicke nicht das gelegentliche Auftreten einwandfrei festgestellten Kalifeldspates, hauptsächlich als keilförmige Einlagerung ohne Zersetzungserrscheinungen, in einigen stark serizitisierten Plagioklasen. Diese Beteiligung von Kalifeldspat bleibt aber in der Gesteinszusammensetzung soweit hinter dem Kalknatronfeldspat zurück, daß ersterer nicht als wesentlicher Gesteinsgemengteil angeführt werden kann. Daher ist dieses Gestein, ungeachtet der sonstigen Benennungen, zu den Dioriten zu stellen, die nach ROSENBUSCH „mineralogisch charakterisiert sind durch die herrschende Verbindung eines Kalknatron-Feldspates mit einem oder mehreren Gliedern der Biotit-, Amphibol- oder Pyroxen-Reihe“ (40, S. 158).

Außer der mikroskopischen Untersuchung standen dem Verf. zwei chemische Analysen zur Verfügung: die eine stammt von R. TOUSSAINT (Straßburg) und wird von GOLLER (25, S. 491) mitgeteilt. Später führte diese auch KLEMM zweimal an (31, S. 238 und 32, S. 126). Die Werte dieser Analyse müssen aber mit Vorbehalt aufgenommen werden, wenn man den äußerst niedrigen MgO-Gehalt (0,44 v. H.) in Betracht zieht. Mit Recht bemerkt dies schon GOLLER und denkt an einen Schreib- oder Rechenfehler. Daß bei der immerhin starken Beteiligung von Hornblende und Biotit am Aufbau dieses Gesteins erheblich mehr MgO vorhanden sein muß, zeigt die gegenübergestellte Analyse, die auf Veranlassung des Verfassers von J. JAKOB im Mineralogisch-Chemischen Institut der Eidgenössischen Universität Zürich ausgeführt wurde. Die Werte dieser Analyse stehen mit Ausnahme der alk-Reihe den normal-dioritischen Magmen NIGGLI's sehr nahe. Ähnliche Werte ergibt beispielsweise ein von NIGGLI erwähnter Diorit von Traversella (36, S. 29).

Nebeneinanderstellung der Analysen-Werte von JAKOB und TOUSSAINT mit den umgerechneten NIGGLI'schen Werten.

Diorit vom Stengerts.	nach JAKOB:	nach TOUSSAINT:
SiO ₂	55,40	56,68
TiO ₂	1,11	2,08
P ₂ O ₅	0,21	—
Al ₂ O ₃	17,03	12,23
Fe ₂ O ₃	2,72	5,12
FeO	4,15	4,96
MnO	0,11	0,73
MgO	3,83	0,44 (1)
CaO	6,31	6,05
Na ₂ O	4,93	6,75
K ₂ O	3,56	3,99
H ₂ O +	0,98	} 1,03
H ₂ O -	0,08	
NIGGLI'sche Werte. ¹⁾		
si	158	177
al	29	22
fm	32	29
c	19	20
alk	20	28
k	0,318	0,278
mg	0,623	0,123

Der hohe „alk-Wert“ erscheint freilich für einen gewöhnlichen Diorit etwas hoch. Bei dem in der Analyse als besonders bezeichnend angesehenen Gestein bleibt es, was den Mineralbestand betrifft, bei obiger Feststellung. Es besteht keine andere Möglichkeit als den etwas hohen Wert der Alkalien auf die starke Beteiligung des Biotits (36, S. 121), auf die vorhandene, stets aber verhältnismäßig kleine Menge von Kalifeldspat und wohl auch auf K-haltige Hornblenden zurückzuführen.²⁾

Auf Grund der optischen und chemischen Untersuchungen ist dieses Gestein zweifelsohne als Diorit zu bezeichnen; seinem Gefüge nach hat es mit echten Gneisen nichts zu tun; es kann in Hinblick auf gewisse Abarten mit Lagengefüge und schlieriger Ausbildung nur „gneisähnlich“ bezeichnet werden.

b) Übergangsbildungen.

Diesem Diorit stehen sehr nahe mehr Kalifeldspat-führende Gesteine im SO. des Diorit-Vorkommens, im oberen Bessenbach-Tal,

¹⁾ Die NIGGLI'schen Verhältniszahlen sind zusammenfassende, zahlenmäßige Angaben über Mengenverhältnisse von an der Gesteinszusammensetzung besonders bemerkenswerten chemischen Bestandteilen.

²⁾ Vergl. die in der Spez. Mineralogie von NIGGLI angeführten Tabellen; Berlin 1926, S. 462.

die schließlich in echte Hornblendegranite übergehen. Ihr Mineralbestand ist dem des vorher beschriebenen Diorits sehr ähnlich, als dunkler Gemengteil tritt vielfach stark chloritisierter Biotit butzenförmig hinzu. Der Plagioklas nimmt hier eine rötliche Färbung an, die im ganzen Gebiet sonst nur für Orthoklas kennzeichnend ist.

Mitten durch diese Zone geht hinter der Oberen Mühle von Ober-Bessenbach, am sogenannten Zecken-Buckel, eine örtliche Störung, die gegenwärtig in einem Steinbruch gut, aber nur von der einen Seite, aufgeschlossen ist. In dem etwa 10 m langen Aufschluß haben wir auf beiden Seiten feste granitähnliche Felsen; rötliche Feldspäte mittlerer Größe schwimmen gleichsam in der schmutzig-grünen Grundmasse. Dazwischen schaltet sich eine etwa 2—3 m mächtige, rotbraune bis grünliche Gesteinslage ein mit einem Streichen von 65° (NO.) und steilem Fallen nach SSW. Der Erhaltungszustand des Gesteins läßt auf eine ausgesprochene Streß-Wirkung (einseitig gerichteten Druck) schließen. Gut ausgebildete Harnischstreifen, die nach N. ansteigen, sind zu beobachten. Der unruhige Eindruck wird noch erhöht durch anscheinend regellose Klüftung. GOLLER (25, S. 492) schreibt von einem „brekzienartigen Charakter“ dieser Gesteine, „die in einer braunroten Masse hellere Körner von Feldspat und auch Quarz erkennen lassen“.

Eine örtliche, durch tektonische Kräfte hervorgerufene Gesteinszermahlung (Mylonitisierung), hat in der Mitte des Aufschlusses am durchgreifendsten gewirkt. Hier ist alles zu einer feinschuppigen chloritähnlichen Masse umgewandelt, die bei hohem Feuchtigkeitsgehalt und großer Quellfähigkeit leicht verwittert. Für diese Mylonit-Bildung ist eine Übergangszone bezeichnend, in der in bestimmten Teilen das Gefüge noch ganz granitähnlich erscheint, aber umflossen ist von granitischen Zügen, die ihrerseits erfüllt sind von einem Zerreibsel der verschiedenen Gemengteile („Schmiermittel“), in dem besonders die eckigen Quarze hervortreten (31, S. 234).

Einzelne Scherflächen sind mit neugebildetem, frischem Kalkspat erfüllt, über dessen Herkunft zweierlei Möglichkeiten bestehen. Sehr wahrscheinlich hat der Granit auch hier einst eine Zechstein-Überlagerung besessen; hieraus ergäbe sich dann die Möglichkeit der Kluftausfüllung durch karbonatführende Lösungen, die in das Grundgebirge eindringen.

Eine andere Möglichkeit wäre, daß aus dem Kalkgehalt der zersetzten Plagioklase der oberen Teufen sich Kalkspat gebildet hat, der wieder in Lösung ging und sich in den Klüften ausschied; solche Kluftflächen der Granite mit reinen Kalkspatbestegen sind in manchen ostalpinen Kontakt-Graniten beobachtet worden.

Neben Kalkspat findet sich auch Epidot sehr häufig als Kluftausfüllungsmaterial, jedoch nur dünne Belege bildend.

Die geometrische Analyse eines Gesteins der Übergangszone ergab folgendes Bild:

Plagioklas	40,59,
Quarz	34,78,
Chlorit	18,85,
Orthoklas	5,79 v. H.

Der mylonitische Eindruck, den das Gestein schon äußerlich macht, wird u. d. M. noch verstärkt.

Plagioklas: Im Dünnschliff zeigen die Plagioklase z. T. gute kristallographische Umgrenzung; dagegen lassen die Zwillingslamellen starke Verbiegungen, beinahe Fältelungen erkennen. Andere sind wieder in eine Menge kleiner Bruchstücke zerbrochen. Serizit-Bildung ist häufig. Alle Plagioklase sind, wie schon im Handstück erkennbar, durch Eisenoxyd gefärbt. Bei der Zwillingsbildung ist das Albit-Gesetz vorherrschend. Die Feldspäte sind bereits saurer als im Diorit: Oligoklas (30 an, 70 ab).

Quarz: In wechselnder Größe bildet der Quarz netzförmig die Füllmasse zwischen den übrigen Gemengteilen; als Folge der Mylonitisierung verhält er sich stark undulös.

Chlorit: Vom Biotit ist vielfach noch die äußere Form erhalten, trotz sehr starker Chloritisierung; die Lamellen sind stark verbogen und zerstört. Längs der Spaltresse haben sich Eisenerze ausgeschieden [s. T. VIII₃].

Orthoklas: Kalifeldspat findet sich zwar häufiger als im Diorit, aber doch noch sehr spärlich und nur in einigen größeren unregelmäßig begrenzten Einzelkristallen. Gegenüber dem rötlichen Plagioklas ist er farblos und frei von irgendwelchen Zersetzungsprodukten. Sehr gut ausgeprägt ist die Spaltbarkeit (001). Mikroklin konnte nicht nachgewiesen werden.

Als sekundäre Bildungen finden sich Kalkspat und Epidot, die einzelne Risse in den Gemengteilen wieder verkittet haben.

Das Verhältnis des Orthoklases zu dem stark im Übergewicht vorhandenen Plagioklas ist im Höchstmaß immer für jenen 1:6, so daß für dieses Gestein, in dem sich die Störungszone befindet, rein mineralogisch betrachtet, die Bezeichnung „Granodiorit“ einen Vorzug hätte. Der örtlichen Lage nach bildet das Gestein ein Zwischenglied zwischen dem vorher beschriebenen Diorit und dem sich daran anschließenden Hornblendegranit.

c) Granitische Ausbildung.

Im Bessenbach-Tal aufwärts tritt ein Granit auf dem Wege in die Strüth am linken Talhang in großen Blöcken zutage und ist in kleinen Brüchen dürftig aufgeschlossen. Von dem eben beschriebenen Gestein weicht dieser Granit sehr stark ab. Makroskopisch erscheint das Gestein als ein dunkler, mittelkörniger, massiger Granit, in dem gelegentlich Orthoklas-Einsprenglinge auftreten und ihm so ein grobporphyrisches Aussehen geben. Die dunkleren Gemengteile werden wieder von Biotit und in quarzreichen Lagen von Hornblende gestellt. Zwillingslamellen am rötlichen Plagioklas sind schon makroskopisch sehr deutlich wahrzunehmen. Die rötlichen Feldspäte sind in der Regel Plagioklase, die großen farblosen dagegen Kalifeldspäte. Eine schwache Parallelstellung der Gemengteile ist immer zu beobachten; wo die lichten Gemengteile sich in bestimmten Lagen zusammenhäufen, ist diese deutlich zu erkennen.

Mineralbestand des Granits:

Hauptgemengteile	Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Biotit.
Nebengemengteile	Erz, Apatit, Titanit, Orthit.
Umwandlungerscheinungen .	Chlorit, Serizit.

Plagioklas: Die Form der Kalknatronfeldspäte ist i. a. länglich-prismatisch und läßt ein Streben nach Idiomorphie erkennen, wenn auch ihre Begrenzung mitunter recht unregelmäßig verläuft. Ihrer Zusammensetzung nach gehören sie auf Grund optischer Messungen zum Oligoklas (25 an, 75 ab). Zwillingsbildung nach dem Albit-Gesetz ist häufig; auch Bavenoer, Manebacher und Esterel-Gesetz kommen vor. Fast nirgends fehlt Trübung durch Serizit-Bildung und durch Erzausscheidungen.

Kalifeldspat: Im Vergleich zu den vorher beschriebenen Gesteinen hat der Kalifeldspat stark an Menge zugenommen. Sein Anteil verhält sich zum Plagioklas wie 5 : 6; er ist also im Gestein mitvorherrschend. Äußerlich ziemlich verschieden vom Orthoklas ähnelt er makroskopisch sehr dem Nephelin gewisser skandinavischer Vorkommen. Die Farbe ist schmutzig-weiß bis olivgrün, die Umgrenzung oft unregelmäßig eckig. Neben größeren Formen findet er sich vielfach in kleineren Kriställchen, die den Eindruck einer Füllmasse erwecken. Der Achsenwinkel von 69° spricht für einen meist eine bezeichnende Spaltbarkeit (001) zeigenden Orthoklas. Daneben wurden auch höhere Winkel gemessen, die wohl auf eine Beimischung von Albit schließen lassen. Mikroklin mit einem Achsenwinkel von 88° konnte in den untersuchten Schliften nur in einem Falle genau festgestellt werden. Die undulöse Auslöschung, die die Messungen erschwert, deutet auf mechanischen Druck, den auch die anderen Gemengteile anzeigen. Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz sind häufig (I, S. 465ff.).

Quarz: Quarz tritt teils in kleinen regelmäßig miteinander verzahnten Körnchen, teils in größeren Kristalldurchschnitten mit undulöser Auslöschung auf.

Biotit: Die Biotite sind zu Glimmer-Anhäufungen mit höchst unregelmäßigen Formen zusammengedrängt; sie umgeben in dünnen Schnüren die Feldspäte und sind fast durchwegs in Chlorit umgewandelt. Ihr Auftreten ist stark wechselnd; in dem gemessenen Schliff treten sie ganz zurück.

Unter den Nebengemengteilen ist Epidot weit verbreitet; kleine Körneranhäufungen liegen gewöhnlich um einen Orthit-Kern herum.

Titanit zeigt nichts besonderes.

Die geometrische Gesteinsanalyse eines allerdings nicht Hornblende-führenden Handstückes ergab:

Plagioklas	38,18,
Kalifeldspat	31,11,
Quarz	21,81,
Chlorit bezw. Biotit	4,84,
Epidot	1,81,
Titanit	1,61,
Orthit	0,40,
Erz	0,20 v. H.

Dieser Granit hat mit dem „Granitgneis von Ober-Bessenbach“ des früheren Schrifttums nichts zu tun; dieser soll daher auch erst beim Granitgneis behandelt werden.

Ein einheitlicher Zug, den wir bei allen Spessartgesteinen vermissen, ist auch hier nicht zu beobachten. An Quarz und Feldspat reichere Lagen mit deutlich säuligen Hornblenden treten zwar häufig in der Richtung

des Lagengefüges, aber doch regellos auf. Wenn auch die dazwischen liegenden Lagen frei von Hornblende sind, so rechtfertigt die Hornblende-führung für dieses Gestein doch den Namen „Hornblendegranit“.

Im südlichen Teil des Aufschlusses tritt ein fast O.-W. streichender Lamprophyr-Gang (Kersantit) von 10—20 cm Mächtigkeit zutage, der nach einigen Metern auskeilt. Dieser Kersantit ist zu einer feinkörnigen grünen, sich fettig anfühlenden Masse zersetzt, in der auch u. d. M. nichts mehr unterschieden werden kann. Es finden sich hier außerdem noch Lese-stücke eines frischeren Kersantits, der jedoch anstehend nicht aufgefunden werden konnte. THÜRACH (61, S. 102) spricht von einem „gegen 2 m mächtigen, stark zersetzten Aschaffit bei der Mühle oberhalb Ober-Bessenbach“. Ob er damit das als Mylonit bezeichnete Gestein oder aber einen wirklichen Lamprophyr-Gang meinte, konnte nicht mehr festgestellt werden; die erstere Annahme scheint wahrscheinlicher zu sein.

2. Schlierige und augengneisähnliche Gesteine.

Feinkörnige, von sauren schlierigen Lagen durchzogene dunkle Ge-steine und Gesteine von ähnlicher vorherrschend dunkler Färbung, denen ungewöhnlich große Orthoklase ein augengneisähnliches Aussehen ver-leihen, stehen im Gegensatz zu den besprochenen mittelkörnigen, an-scheinend regellosen oder doch wenig geregelten Dioriten.

Über das Verbreitungsgebiet der Gesteine mit Lagengefüge liegen wegen starker Verlehmung des Bodens genauere Beobachtungen kaum vor. Gut zu beobachten waren diese Gesteine nur bei den erwähnten Schurflöchern am Stengerts und am Nord-Kontakt gegen den körnig-streifigen Gneis. Hier ist ihr Gefüge mitunter schieferähnlich; sie setzen sich aus parallelen, oft nur bis zu 3 mm starken Lagen zusammen. Bei genauer Betrachtung dieses Gefügebildes erkennt man, daß zuweilen die aplitähnlichen Lagen, ohne daß dies bei den dunklen, gewissermaßen als Grundmasse erscheinenden Lagen wahrzunehmen wäre, in schlierige Win-dungen umbiegen, so daß sie an ptygmatische Bildungen erinnern (26, S. 356), s. T. IV₃. Ob es sich hier um das Eindringen von aplitischem Magma in einen sich aufblätternen Schiefer oder um durch Streß be-wirkte Differentialbewegungen, vielleicht aus einer dem mag-matisch-flüssigen Zustande noch nahestehenden Entwick-lungsstufe, handelt, sei zunächst dahingestellt. Wie schon aus obigem hervor-geht, kommen starke Einschmelzungserscheinungen in Betracht, zumal sich diese Erscheinungsformen gegen den Kontakt hin häufen.

Daß durch Fließbewegungen derartige Lagen entstehen können ist bekannt. Die heutige Anschauung führt die stetigen Bewegungsvorgänge in festen und flüssigen Körpern i. a. auf lamellare Gleitung zurück, womit eine Scheidung in der ungleichartigen Masse, eine Trennung in minera-logisch verschiedene Lagen verbunden sein kann.

KLEMM wies schon 1895 in seiner erwähnten Arbeit darauf hin, daß der Diorit entstanden sei aus einem granitischen Magma durch Einschmelzung (Assimilation) seines Daches, nämlich zahlreicher Schiefer, wie sie in der Nachbarschaft des Stengerts nach Schweinheim zu auftreten; dabei wurden diese Schiefer teils von dem Magma vollkommen aufgezehrt und gaben ihm so den reichen Gehalt an dunklen Gemengteilen, teils blieben sie als kontaktmetamorph veränderte Schollen im Magma erhalten, jedoch so „unverdaut“, daß „die ursprünglich klastische Struktur der Schiefergesteine noch deutlich zu erkennen ist“ (31). Solche Schiefer-schollen finden sich in wechselnder Größe überall im Diorit, sehr schön in dem schwarz-weißen Gestein des Stengerts, so daß man daraus auf den ersten Blick die Richtung der parallelen Gefügeanordnung erkennen kann (s. T. V₁).

Eine sehr ähnliche Diorit-Entstehung hat F. K. DRESCHER (21, S. 480) neuerdings im Gegensatz zu SCHOLTZ im Bayerischen Wald festgestellt. Die auch dort vorkommenden „basischen Butzen sind zweifellos resistenter Resorptionsreste von gleicher mineralogischer Zusammensetzung wie die stark assimilierte Umgebung. Primär dichtere Strukturen machen sie der Injektion und Diffusion gegenüber wenig zugänglich“.

Größere Schollen, offensichtlich Fremdkörper im Diorit, wie sie DRESCHER in der genannten Arbeit abgebildet hat (21), wurden im Spessart bisher in den verhältnismäßig wenigen Aufschlüssen nicht gefunden.¹⁾

a) Schlierige Lagen.

Diese schlierigen Lagen sind wohl auf weitgehende Einschmelzungen zurückzuführen; daß diese, je nach der Beschaffenheit des Nebengesteins, unter Aufblätterung vor sich gehen konnte, ist erklärlich. Trotz fortschreitender Einschmelzung kann dann die Lage des Schiefers erhalten geblieben sein; ebensogut ist auch möglich, daß die ganze Masse durch Assimilation inhomogen geworden ist und sich durch die von Streß²⁾ verursachte Bewegung in basische und saure Lagen geschieden hat.

Der Mineralbestand dieser Schlieren weicht von dem des Diorits ab und kommt mehr dem eines Granits gleich. Als besonders bezeichnender Gemengteil kommt in den größeren Schlieren Titanit hinzu, der darin bis 1 cm Größe erreicht. Daß „Orthit ebenso häufig vorkomme wie Titanit“, wie THÜRACH behauptet, konnte nicht festgestellt werden; in einer Reihe von Schliffrücken aus dem Diorit-Gebiet fand sich überhaupt kein Orthit. Diese Beobachtung bestätigt auch KLEMM (31, S. 232).

Hauptgemengteile sind: Plagioklas und Orthoklas.

Nebengemengteile: Quarz und Biotit.

¹⁾ Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Professor DRESCHER-Clausthal, der dem Verfasser in liebenswürdiger Weise Schlitze zur Verfügung gestellt hat, liegen die Verhältnisse des Diorit-Gebietes im Bergell ähnlich.

²⁾ Mit Streß bezeichnet man nach der herrschenden Auffassung der deutschen Verfasser einen auf einen allseits gleichbeschaffenen Körper gerichteten einseitigen Druck.

Plagioklas, in kleinen Körnern, läßt von seiner Kristallform nichts mehr erkennen. Das gleiche gilt vom Orthoklas, der aber weniger durch Serizit-Schüppchen getrübt ist. Biotit ist sehr frisch; die einzelnen Kristalle sind in eine Anzahl kleiner Fetzen auseinander gerissen und diese wieder in einzelne Lagen zusammengedrückt, wodurch eine Wechsellagerung von glimmerreichen und glimmerlosen Lagen entsteht. Quarz, unter sich teilweise stark verzahnt und undulös, bildet gerne linsenförmige Anhäufungen.

In dieser Zone am Nordabhang des Stengerts wurde 1929 folgendes beobachtet: dunkler, augengneisähnlicher Diorit mit sehr großen Feldspat-Einsprenglingen war gleichsam verschweißt mit einem apophysenartig hineinragenden schlierigen, dunklen Eruptivgestein, das äußerlich dem dichten Kersantit sehr ähnlich ist.

Im Schiffe sieht man einerseits einen aplitischen, feinkörnigen Gang und andererseits ohne Kontakterscheinung eine nur aus reichlich Biotit und Plagioklas bestehende feinkörnige Masse. Diese Mineralanhäufung ist so gut wie frei von anderen Gemengteilen. In dieser Einfachheit der Zusammensetzung unterscheidet sie sich von feinkörnigem, etwas basischem Diorit in keiner Weise. Die Biotite hingegen haben eine ausgesprochene Lagenanordnung und zwar derart, daß die offenbar später kristallisierten Plagioklase durch diese Biotit-Lagen hindurchwachsen, so daß man hier von interner Reliktstruktur in bezug auf den Mineralbestand $R_i = R_e$ nach SANDER¹⁾ sprechen kann.

Da bei reicherer Beteiligung von Biotit und feiner werdendem Korn das mikroskopische Bild dem eines Kersantits — gekennzeichnet durch die Mineral-Vereinigung Plagioklas-Biotit (nach ROSENBUSCH) — außerordentlich ähnlich werden kann, können hier bereits auch Übergangsbildungen vorliegen von dioritischem Magma höherer Basizität zum kersantitischen, wobei sich das Lagengefüge erst später herausgebildet hätte.

Dem steht auch die oben festgestellte, übrigens nicht so sehr deutlich ausgeprägte Reliktstruktur (Biotitlagen durchwachsen von Plagioklas) nicht entgegen. Jedenfalls läßt die schlierige Ausbildung des Gesteins nicht ohne Weiteres auf die Natur einer Schieferscholle tektonitischen Gefüges schließen, es sei denn, daß eine vollkommene Durchtränkung und Aufschmelzung solcher Schieferschollen stattgefunden hat.

Wenn die Lamprophyre Kluftwege bestimmter Richtung bevorzugt haben, so spricht das nicht gegen die Annahme, daß in tieferen Teilen Vermischungen beider Magmen stattgefunden haben.

b) Augengneise.

Eine zweite auffällige Erscheinung im Diorit sind die sog. Augengneise. Sie finden sich an der Grenzzone gegen den körnigstreifigen Gneis im N. (Kaisel-Berg, Gailbach-Tal), weiter nach S. auch am Stengerts. Im Diorit stellen sie wohl linsenförmige Einlagerungen dar, deren Farbe, Korn und Übergang in den Diorit einem großen Wechsel unterworfen ist. Ebenso veränderlich ist ihr Gefüge. In der für Diorit reichlich dunklen Grundmasse liegen stark glänzende Orthoklase mit unebener Flächen-

¹⁾ 49. S. 164 u. ff.

begrenzung. Sie sind entweder schwarmförmig angehäuft oder folgen verlängert der Lagenanordnung der übrigen Gemengteile [s. T. IV₁ u. 2]; dadurch entsteht ein flaseriges Gefüge; die Orthoklase vereinigen sich zu linsenförmigen Lagen, ohne daß das Gestein dadurch das Aussehen eines eigentlichen Augengneises mit stark betonter Schieferung gewinnt. Wie GOLLER (25, S. 493) erwähnt, „besitzen die Feldspäte (in dieser Abart) keine ebenflächige Kristallbegrenzung, sondern meist eine unregelmäßige Form und verfließen gewissermaßen mit dem übrigen Gesteinsgewebe“.

Ihr Aussehen und die rötliche Färbung spricht für Orthoklas. Um sicher zu sein, wurden sie auch noch mit dem Drehtisch untersucht. Denn gerade in diesem Gebiet darf nach den gemachten Erfahrungen die Farbe als Unterscheidungsmerkmal der Feldspäte nicht herangezogen werden. Der gefundene Achsenwinkel von 70° und ein sehr schwaches Zusammenfallen von γ mit b , weisen auf reinen Orthoklas hin!

Die Feldspäte der dioritischen Grundmasse sind wieder Plagioklase mit einem gemessenen Achsenwinkel von 86° . Auf Grund der U-Tisch-Messungen besteht hier neben dem Albit-Gesetz auch häufig das Periklin-Gesetz.

Unter den dunklen Gemengteilen überwiegt Biotit, der vielfach in Chlorit umgewandelt ist; Hornblende mit Quarzeinschlüssen kommt vor, tritt aber zurück. Auch hier ist die Kristallform des Biotits nur mehr wenig erhalten. Die Hornblenden sind gewöhnlich als einzelne Fetzen in den von den Feldspäten freigelassenen Raum zusammengedrängt worden. Quarz und Hornblende lassen starke Spuren mechanischen Druckes erkennen, Orthoklas und Plagioklas sind i. a. frisch, von Zersetzung nur wenig in Mitleidenschaft gezogen.

Vereinzelt Vorkommen großer Kali-Feldspäte im Diorit ist ohne Zweifel eine eigentümliche Erscheinung und nicht leicht zu erklären.

GOLLER, der sich bereits eingehend mit dieser Frage beschäftigt hat, schreibt (25, S. 495): „Die Augengneise bilden linsenförmige Einlagerungen, welche oft räumlich sehr beschränkt sind, sich stellenweise scharf abgrenzen, meist aber allmählich in den Dioritgneis übergehen und eine Varietät desselben darstellen“.¹⁾

Die Orthoklase dieser Augengneise scheinen mit den in den Kersantiten eingeschmolzenen Orthoklasen in gewissem Sinne übereinzustimmen. BÜCKING will auf Grund „optischer und chemischer Untersuchungen“ einen verschiedenen Na-Gehalt festgestellt haben, führt aber keinen Beweis für eine solche Verschiedenheit der beiden Feldspat-Arten an. Eine chemische Analyse stand leider nicht zur Verfügung, mit optischen Untersuchungsmethoden (Achsenwinkelmessung) konnte kein Unterschied festgestellt werden. Auch sind die Örtlichkeiten, wo derartige Gesteine gefunden werden, die also in dunkler Grundmasse angehäufte Orthoklase

1) Vom Verfasser gesperrt.

führen, in allernächster Nähe. Öfters wird der Eindruck erweckt, als ob diese Orthoklase zu förmlichen Haufen zusammengeschwemmt oder in Lagen schlierig ausgezogen sind.

Es soll hier nicht zu der Frage Stellung genommen werden, welchem granitischen Magmaherd diese Orthoklase entstammen. Ein großer Teil des Grundgebirges im Spessart ist durch die Buntsandstein-Decke der Beobachtung entzogen. Daß hier jüngere Granite auftreten, wird später noch erörtert werden. Diese „Augengneise“ sind nicht, wie die bisherige Spessart-Geologie annimmt, eine porphyrische Abart des Diorits, sondern die fremden Orthoklas-Einsprenglinge sind aus einem anderen Magma in dieses Diorit-Magma eingeschwemmt.

3. Gefüge-Analysen.

Vergleiche hiezu die Bemerkung zu den Gefüge-Analysen im Anhang.

Für Gefüge-Untersuchungen wurden aus den Mineralbestandteilen Quarz und Glimmer ausgewählt. Da die Quarze i. a. eine mehr oder minder starke undulöse Auslöschung aufweisen, wurden nach der statistischen Methode alle hiebei erreichbaren eingemessen [s. T. X].

1. Anscheinend richtungslos-körniger Diorit.

Vermessen wurden 160 Quarze. Das Diagramm zeigt einen deutlichen Besetzungsgürtel in $x-z$, obwohl äußerlich von einer Regelung an diesem Gestein nichts zu sehen ist.¹⁾

Von Glimmern konnten 100 Biotite gemessen werden. Diese weisen zwar nicht immer die Kreuzgürtel-Regelung auf, wie die Quarz-Kristalle, jedoch ist die Regelung eines B-Tektonits (48, S. 4 und 49, S. 57ff.) auch hier unverkennbar, bezw. in der Anlage vorhanden.

2. Gneisähnlicher Diorit.

Eingemessen wurden 145 Quarze. Der Quarzgürtel (senkrecht B) weist eine deutliche Streuung auf, so daß eigentlich keine besondere Häufung hervortritt.

Die Glimmer dagegen (125 gemessen) haben Neigung zu straffer Regelung.

II. Zone der Injektionsgneise.

Verlassen wir die Zone des Diorits und Hornblendegranits in der Richtung des Hangenden nach NW., so treffen wir dort, wo keine Buntsandstein-Auflagerung mehr vorhanden ist, die sog. „körnig-streifigen Gneise“, wie sie im Schrifttum allgemein bezeichnet werden. KLEMM (31, S. 177) bestätigt die Beobachtungen der früheren Forscher, die „als charakteristisch den vielfachen Wechsel feinkörniger, schieferiger glimmer- oder hornblendereicher (Gesteine) mit körnigen, flaserigen, glimmerärmeren, aber feldspatreicheren Gesteinen hervorheben, ein

¹⁾ z = Normale der flächenhaften Paralleltexur.

y = die lineare Paralleltexur (das „tekton. Streichen“).

x = die Gerade, die senkrecht zu y und z liegt („Gleitrichtung“) (nach L. RÜGER).

Wechsel, der oft in einem Handstück der gewöhnlichen Größe mehrfach zu beobachten ist“ (T. VI₂). THÜRACH schildert (61, S. 74) in seiner Arbeit die Mannigfaltigkeit dieser Gesteine sehr ausführlich, so daß ihre genaue Beschreibung sich hier erübrigt. Durch eine i. a. konkordante Injektion eines Granit-Magmas in alte Schiefer werden diese in einzelne Schollen mit wechselnder Mächtigkeit, von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Metern, aufgeblättert und so ein rascher Wechsel der einzelnen Lagen hervorgerufen. KLEMM (31, S. 178) nimmt „zwei Typen“ des granitischen Injektionsmagmas an: erstens mittelkörnige, oft porphyrische Gesteine, nicht selten ganz gleichartig dem Augengneis oder dem Hauptgestein der Dioritgneis-Zone, zweitens feinkörnige, meist recht glimmerarme Granite, die genau dem im Hornblendegranit aufsetzenden Granitgneis entsprechen.

Das allgemeine Streichen dieses Schieferpakets ist $70-80^0$ (NO.), das Fallen $50-60^0$ (NNW.). Von den Klüften überwiegen die Nordwestklüfte, die steil nach SW. einfallen [s. T. II₂]. Während zur Zeit der Untersuchungen KLEMM's diese Zone am Grau-Berg gut beobachtet werden konnte, finden sich jetzt die besten Aufschlüsse am Nordabhang des Kaisal-Berges, S. von Grünmorsbach. Es sind dies hier ausgesprochene Mischgesteine, aus denen große rotbraune, vielfach verwitterte Granaten heraustreten, die in den schieferigen Teilen sicherlich als Porphyroblasten angesprochen werden können. Solche, mehrere Zentimeter große Granaten beobachtet man sehr häufig auch an einigen Stellen im Gailbach-Tal, wo sie traubenartig in den verwitterten Schiefen liegen. Die Schiefer sind nach KLEMM stark umgewandelte Glimmerschiefer, Amphibolite und Kalksilikat-Hornfelse. Den Schiefen am Kaisal-Berg ist konkordant ein rötlich gefärbter Gneis, mit zahlreichen, hier aber frischen Granaten eingelagert. Die Klüfte sind durch oxydische Eisenerze rotbraun gefärbt. Immer trifft man zwischen Schiefen gleichsinnig eingedrungenes aplitisches Injektionsmaterial. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen schwankt zwischen einigen Zentimetern und 1—2 Metern. Eine häufige Erscheinung ist das Auftreten von Quarzgängen, die fast immer auf Q-Klüften¹⁾ aufgedrungen sind und gewöhnlich auskeilen.

Gegen den Diorit bildet der erwähnte Augengneis anscheinend die Grenzzone; der am südlichsten gelegene kleine Aufschluß am Kaisal-Berg macht dies sehr wahrscheinlich. Leider läßt sich mangels größerer Aufschlüsse der Übergang beider Zonen nicht weiter verfolgen. Gegen N. zu erschwert besonders der überlagernde Löß die Beobachtungen.

Dank der z. Zt. guten Aufschlüsse des Gebietes scheint unter Anlehnung an v. BUBNOFF (3, S. 488 ff.) für den etwas allgemeinen rein beschreibenden Ausdruck „körnig-streifiger Gneis“, die mehr die Entstehung

¹⁾ Q-Klüfte sind nach CLOOS die von der Natur geöffneten Flächen quer zur Faserichtung eines Tiefengesteins; vergl. 10, S. 14.

betonende Bezeichnung „Injektionsgneis“ für durchaus angebracht und zulässig.

Das Gefüge ist z. T. körnig, z. T. aplitisch und porphyrisch. Die Verteilung der Gesteinsgemengteile weist derartige Verschiedenheiten in den einzelnen Lagen auf, daß eine genaue Kennzeichnung unmöglich ist.

Dem verschiedenen Aussehen der Zone entsprechend, wurde eine Reihe von Dünnschliffen untersucht, die eine Teilung in zwei Gruppen zulassen: in umgewandelte Schiefer und in aplitische Gneise. Gefügediagramme s. T. X.

a) Umgewandelte Schiefer.

Mineralbestand:

Herrschende Gemengteile: Quarz, Biotit.

Untergeordnete Gemengteile: Feldspat, Hornblende, Granat.

Quarz: Die Quarze sind meist klein und rundlich; sie bilden vielfach Einschlüsse im Granat und Feldspat. Pflasterstruktur ist häufig, Verzahnung fehlt, undulöse Auslöschung wird wenig beobachtet.

Biotit: Neben Quarz tritt am häufigsten Biotit auf. Wenn letzterer auch nur fetzenartig ausgebildet ist, so ist er doch vollkommen frisch und unzersetzt. Der Pleochroismus ist stark; i. a. frei von Einschlüssen, macht dieser Glimmer den Eindruck einer Neubildung. Das Verhältnis von Quarz zu Biotit ist in den einzelnen Schiefen sehr veränderlich; bald herrscht der eine, bald der andere vor.

Feldspat: In der Gesteinszusammensetzung der Schiefer ganz zurücktretend, bildet der Feldspat vielfach mit Quarz und Biotit ein wirres Haufwerk. Kalifeldspat mit Andeutung von Mikroklin-Gittern tritt hinter dem Plagioklas zurück. Dieser gehört mit einem Anorthit-Gehalt von 30 v. H. zu Oligoklas-Andesin. Die in der Schiefermasse liegenden Plagioklase bevorzugen das Albit-Gesetz zur Zwillingsbildung, die größeren nicht zur Grundmasse gehörenden das Albit-Esterel-Gesetz. Das Mengenverhältnis von Plagioklas und Kalifeldspat wechselt in den einzelnen Schliffen.

b) Aplitische Gneise.

Diese Bezeichnung ist mit gewissem Vorbehalt aufzunehmen. Erstens sind die hier in Betracht kommenden Gesteine ziemlich grobkörnig, etwa nach Art eines mittelkörnigen Granites; auch ihr Gefüge ist dem eines Granites durchaus ähnlich. Anlaß zur Bezeichnung „aplitische Gneise“ ist ihr Mineralbestand, der hauptsächlich gekennzeichnet ist durch starkes Zurücktreten der dunklen Gemengteile. Zweitens spricht dafür das rein örtliche apophysenartige Auftreten dieses offenbar mit einem größeren, granitischen Magmaherd in Zusammenhang stehenden Gesteins.

Quarz ist in allen Schliffen vorherrschend; er bildet eckige Körner, meist verlängert mit c parallel der Längsachse; unter sich und z. T. auch mit den Feldspäten sind sie stark verzahnt. In einem Schliff konnten deutlich zwei verschiedene Ausbildungsweisen der Quarze festgestellt werden: die einen sind groß und stark undulös, die anderen klein mit ungestörter Auslöschung. Eine gewisse Anpassung an Druckspannungen ist wohl das Streben nach Längsentwicklung der meisten Quarze, sowie ihre Verzahnung.

Feldspat: Kalifeldspat überwiegt — meist Mikroklin mit einem Achsenwinkel von 88° — über den Plagioklas. Mikroklin-Gitterung ist gut zu beobachten, auch mikroperthitische Verwachsungen (gesetzmäßige Verwachsungen von Albit und Orthoklas).

Orthoklas mit einem Achsenwinkel von 72° zeigt besonders gut die geraden Spaltrisse, während sie beim Mikroklin häufig verbogen sind. Auf Grund der erhaltenen Winkelwerte handelt es sich in einem Falle um „Murchisonit-Spaltung“. Myrmekit (wurm-förmige Verwachsungen von Quarz mit Orthoklas) tritt spärlich auf; er wächst zapfenartig in den Mikroklin hinein. Von den Zwillingsgesetzen ist am häufigsten das Albit-Esterel-Gesetz vertreten, daneben kommen auch Periklin-, Karlsbader und Albit-Gesetz vor. Beim Orthoklas wurde das Karlsbader Gesetz beobachtet; der Anorthit-Gehalt der Plagioklase beträgt 25–30%, also Oligoklas.

Biotit: Wie erwähnt, treten die dunklen Gemengteile ganz zurück und daher findet sich der Biotit nur in der Nachbarschaft von Granat häufiger. Zirkon in schönen Körnern fehlt in keinem dieser Schliffe.

Hornblende: Diese ist (in frischem Zustand) nur in wenigen Schliffen zu beobachten.

Granat: Weist eine bezeichnende Siebstruktur auf, die durch Einschlüsse von zahllosen kleinen Quarzkörnern und Biotiten entsteht. Trotz der lichten Färbung des Gesteins beobachtet man u. d. M., z. T. auch schon äußerlich, eine ungewöhnliche Menge von Erz, die gleichfalls auf einen magmatischen Nachschub hindeutet (T. VIII₅).

Geometrische Gesteinsanalyse.

1. Schliff: Gneis, vom Kaisal-Berg, für den die Bezeichnung „körnig-streifiger Gneis“ sehr gut zutrifft:

Quarz	52,94,
Plagioklas	25,25,
Kalifeldspat	8,99,
Granat	7,61,
Biotit	2,80,
Hornblende	2,38 v. H.

2. Schliff: Stark umgewandelter Biotit-Schiefer aus dem Hangenden des Marmors im Gailbach-Tal:

Biotit	52,07,
Quarz	27,15,
Plagioklas	15,31,
Orthoklas	5,03,
Graphit	0,41 v. H.

Einlagerungen in der Injektions-Zone.

Marmor.

Eine eigenartige Erscheinung im Injektionsgneis ist der Bereich des „körnigen Kalkes“, der sich in einer Breitenerstreckung bis zu einigen hundert Metern mit sehr schwankender Mächtigkeit der einzelnen Kalklagen, annähernd der allgemeinen Streichrichtung des Nebengesteins folgend, durch die ganze Zone verfolgen läßt. Inwieweit es sich um mehr oder weniger isoklinal zusammengefaltete Kalklagen handelt, was durchaus nicht unwahrscheinlich ist, ist mangels zusammenhängender Aufschlüsse gegenwärtig nicht feststellbar. THÜRACH führt vierzehn Vorkommen an, die zu seiner Zeit aufgeschlossen oder doch feststellbar waren. Die alten Aufschlüsse sind inzwischen meist ganz verstürzt; seit einem Jahr wird jedoch dieser Marmor wegen seiner technischen Verwertbarkeit wieder in einzelnen Brüchen teils im Tagebau, teils in Stollen abgebaut.

Von den Höhen bei Straßbessenbach aus ließ sich an den um die Schurf-löcher liegenden, hellen Kalkbrocken sehr gut die Streichrichtung des sonst überall von Löß bedeckten Marmorzuges beobachten, der kein geschlossenes Ganzes darstellt, sondern durch dazwischen liegende Schiefer in einzelne Linsen aufgeteilt ist. Bei der Dümpels-Mühle im Gailbach-Tal ist der Marmor in der Streichrichtung abgebaut. Diese beträgt hier 65° (NO.), bei Straßbessenbach biegt sie etwas nach N. ab. Als Gesamtstreichrichtung erhält man $55-65^{\circ}$ (NO.), das Fallen ist stark nach S. gerichtet [mit $70-80^{\circ}$ SSO.].

Das Gefüge ist mittel- bis grobkörnig, das Gestein in frischen Teilen glänzend weiß mit einem leichten, rötlichen Ton. Die oberen Lagen, teilweise bis 8 m (von der Ackerkrume aus gerechnet) sind gewöhnlich stark zersetzt. Wo das Gestein manganhaltig ist, entsteht bei der Zersetzung ein „stark manganhaltiger schwarzbrauner Mulm“ (61, S. 87).

Bei dem gegenwärtig größten Aufschluß (der oben genannten Dümpels-Mühle) bilden das Hangende Paragneise von der vorher beschriebenen Art [s. T. II₃]. Eine Querklüftung oder Streckung des Marmors läßt sich nicht feststellen. Es fehlen hier auch Amphibolite, die im Marmor von Wunsiedel so häufig auftreten (70, S. 185 ff.) und dort für dessen Altersbestimmung maßgebend waren. Graphit-Blättchen, die auch THÜRACH (61, S. 77) beschreibt, konnten mikroskopisch im Schiefer festgestellt werden, nirgends aber im Marmor.

Die von THÜRACH beschriebenen Mineralien finden sich auch jetzt in dem neu aufgeschlossenen Vorkommen im Gailbach-Tal und können auf den Halden gesammelt werden. Es sind dies Phlogopit, Serpentin, Flußspat, Strahlstein, häufiger Granat in winzigen Körnern, so daß ganze Lagen rot gefärbt sind, und Wollastonit als Kluft-Ausfüllung.

Im Dünnschliff beobachtet man ein regelmäßig körniges Gewebe mit ausgesprochener Pflasterstruktur. Die Größe der einzelnen Körner wechselt stark. Von einer Kristallform ist wenig festzustellen; die einzelnen Körner sind miteinander gleichsam so verwachsen, daß man fast von einer Verzahnung sprechen könnte. Glimmerartige Mineralien sind immerhin häufig und treten in gleichmäßiger Zerstreuung auf; sie erwiesen sich zum größten Teil als Muskowit. Ein Teil dieser Glimmer, mit dem Muskowit manchmal verwachsen und gleichfalls farblos, hat bei niedriger Doppelbrechung fast durchwegs negativen Charakter der Hauptzone, es handelt sich ziemlich sicher um ein Chlorit-Mineral, dessen Auslöschung etwas undulös ist, z. T. mit verschwommener Zwillingslamellierung. Margarit kommt hierfür nicht in Frage. Die übrigen Mineralien finden sich in einzelnen Lagen angereichert.

Bei der optischen Untersuchung wurde folgende beachtenswerte Feststellung gemacht. Beim Aufsuchen des Abstandes zwischen den Achsenpolen und Gleitflächen ergab sich, daß es sich nicht um ein einheitliches Mineral-Aggregat körnigen Calcits handelt, wie es bisher immer an-

genommen wurde, sondern um starke Beteiligung des Calcium-Magnesiumkarbonats, also um einen dolomitischen Kalkmarmor; dementsprechend müssen auch die beigegebenen Diagramme angesehen werden. Diese optischen Beobachtungen wurden bestätigt durch eine chemische Analyse, die folgende Werte ergab:

CaCO ₃	58,70,
MgCO ₃	35,70,
Al ₂ O ₃	3,60,
SiO ₂	2,35,
FeO	0,64 v. H.

Die Werte des Normal-Dolomits lauten:

CaCO ₃	54,35,
MgCO ₃	45,65 v. H.

Der geringe Gehalt an Al₂O₃ und SiO₂ ist auf die Glimmer- und Quarz-Beimengung zurückzuführen.

Zur Gefügemessung wurden von demselben Handstück zwei parallel s und senkrecht s gerichtete Schriffe hergestellt.¹⁾ Damit konnten dann einigermaßen alle Lamellen erfaßt werden. Der Marmor ist teilweise plattig im Bruch und scheinbar regellos körnig; bei der Gefügeregelung zeigt sich eine Regelung sowohl der Achsen- wie auch der Lamellenpole [s. T. X].

Über das Alter dieser Marmore lassen sich kaum bestimmte Angaben machen, da sowohl Injektionen wie Graphit-Einlagerungen fehlen, bzw. bis jetzt nicht beobachtet werden konnten. Man wird wohl der Ansicht KLEMM's (31, S. 180), daß „die Marmorlager von Auerbach a. d. Bergstraße Analoga zu den körnigen Kalken des Spessarts sind“, zumal im Hinblick auf obige Feststellungen, allerdings rein petrographischer Art, beipflichten dürfen; darnach wäre die Entstehung dieser Marmore in die Zeit des mittleren Ober-Devons zu verlegen (43, S. 66).

Dieser Marmor findet Verwendung in chemischen Betrieben, vor allem in den Zellstoff-Fabriken der dortigen Gegend zur Herstellung der Sulfit-Lauge als Bindemittel für schweflige Säure, außerdem als Bindemittel der Kohlensäure bei Entsäuerungsanlagen.

Schieferschollen.

In der „Gliederung des Urgebirgs im Spessart“ scheidet THÜRACH in seiner Abteilung der mittleren Gneise als eigenen Horizont „die Stufe der unteren zweiglimmerigen, glimmerreichen Gneise oder Schweinheimer Stufe“ aus. Gegen den körnig-streifigen Gneis soll sich diese Zone abgrenzen durch ein „plötzliches, reichliches Auftreten von weißem Kaliglimmer“. Man kann annehmen, daß zu THÜRACH's Zeiten die Schieferaufschlüsse, die leicht der Verwitterung anheimfallen, noch frisch waren;

¹⁾ s (nach SANDER) = Schieferung. Mit Fläche „s“ werden i. a. mechanisch ausgezeichnete, parallele Flächen eines Gesteinsgefüges, vorwiegend also Schieferungsflächen verstanden, zunächst ohne Berücksichtigung ihrer Entstehungsursache. 49, S. 98.

aber auch damals schon konnte sich KLEMM durchaus nicht von dem reichen Muskowit-Auftreten überzeugen und diese Beobachtung KLEMM's kann in den gegenwärtig der Untersuchung günstigen Aufschlüssen nur bestätigt werden. Es finden sich in den Schiefen wohl wenige Schüppchen von Muskowit, die aber gegen den Biotit ganz zurücktreten.

Die Schiefer erstrecken sich in wechselnder Mächtigkeit vom Schind-Buckel an der Miltenberger Bahn im S. Aschaffenburgs über Unter-Schweinheim gegen die Elterhöfe zu. THÜRACH konnte sie bis Winzenhohl und in einem Parallelzug bis Laufach verfolgen. Als festgelagerte, nur von Quarzgängen durchzogene Felsen treten sie in Unter-Schweinheim auf. Gut aufgeschlossen war diese Zone 1929 auf dem Weg von Unter-Schweinheim zum Erbig und in Unter-Schweinheim selbst. Leider verwittert dieses Gestein sehr rasch, so daß das durch diesen Weg geschaffene Profil heute fast ganz verschwunden ist. Es sind graue, stark chloritisierte Glimmerschiefer, die 60—70° (NO.) streichen und steil nach NW. einfallen. Das Gefüge ist teils „körnig-schuppig“, teils „echt schieferig mit Neigung zum Flaserigen“. In Wechsellagerung mit diesen Schiefen treten in den randlichen Teilen granitische und aplitische Gesteine injektionsartig und in verschiedener Mächtigkeit auf. Der im Schiefer sich findende Feldspat und Quarz ist linsenartig im Glimmer eingebettet, so daß sie „meist nur quer zur Schieferung zu sehen sind“. Während die granitischen Teile widerstandsfähig sind, neigen die Schiefer stark zur Aufblätterung und damit zur Verwitterung. In diesem Zustande gleichen sie dann nach KLEMM sehr dem zersetzten Älteren Granit und erschweren so in dessen Bereich die Beobachtung. Die Pegmatit-Gänge verästeln sich oft und umfließen gleichsam widerstandsfähigere Schieferschollen. Der dunkelgraue Quarz ähnelt in mancher Hinsicht dem Fettquarz gewisser Vorkommen des Oberpfälzer Waldes.

Stellen nun diese Schieferschollen wirklich eine eigene Zone im Aufbau des Gebirges dar?

KLEMM brachte diese Schiefer in Verbindung mit dem Staurolithgneis N. der Aschaff, dem sie äußerlich sehr ähnlich sind; es konnte aber damals Staurolith S. der Aschaff nicht mit Sicherheit festgestellt werden. In einem Schliff von einem Schiefer bei Schweinheim gelang es, jetzt mikroskopisch Staurolith zu beobachten und dadurch die Ansicht KLEMM's zu bestätigen. Das parallel zu den Glimmerlagen erfolgte Eindringen granitischen Materials zeigt deutlich, daß es sich hier um Schiefer, wenn vielleicht auch von anderer mineralogischer Zusammensetzung wie in den vorher besprochenen Gebieten handelt, daß aber diese Schiefer von dem granitischen Material nicht „verdaut“, sondern weitgehend unter granit-magmatischer Stoffzufuhr verändert wurden und zum mindesten auch eine stark mechanische Beanspruchung aufweisen.

Es ist daher nicht notwendig, diese Schiefer als eine eigene Zone auszuscheiden, wie es THÜRACH tat, mögen sie sich

auch durch das Fehlen größerer Einlagerungen von Marmor sehr von der Injektionsgneiszone unterscheiden. Andere solche, nicht immer so mächtige Schollen finden sich auch im N. Aschaffenburgs. Hier aber sind die alten Aufschlüsse, z. B. an der früheren Berg-Mühle bei Damm, wo auch Turmalin in größeren Kristallen vorkam, fast unzugänglich, so daß sich auch nichts Wesentliches darüber sagen läßt.

Der Gesteinswechsel von Aufschluß zu Aufschluß ist beträchtlich: bald sind es nur reine, stark chloritisierte Biotit-Schiefer in mächtigen Lagen, bald dem Granitgneis nahestehende Gesteine, bald echte Injektionsgneise. Das unregelmäßige Gefüge im großen spiegelt sich auch im mikroskopischen Bild wieder. In einem echten Schiefer sehen wir folgende Zusammensetzungen:

Hauptgemengteil Biotit.

Nebengemengteile Quarz, Feldspat, Muskowit, Stauroolith, titanhaltiges Eisenerz.

Umwandlungserscheinungen . Serizit, Chlorit.

Biotit: Infolge eines großen, mechanischen Druckes bilden die Biotite ein verfilztes Gewebe, aus dem palmwedelartig einige Blättchen herausragen. Von einer prismatischen Kristallform ist nichts mehr zu erkennen. Die Biotite wechseln mit einem ausgebleichten, feinschuppigen, hoch-doppelbrechenden Glimmer, den man als Serizit bezeichnen darf. Dieser steht im Gegensatz zu den sehr grob lamellierten Kristall-Durchschnitten des eigentlichen Muskowits. Auch Chloritisierungserscheinungen kommen vor, sind aber schwach und ohne Bedeutung.

Quarz: Als Einschluf in Feldspat und Biotit tritt der Quarz in kleinen Körnern auf, sonst mit unregelmäßiger Begrenzung in größeren Kristallen, die aber in kleine Stücke zerbrochen und zu schmalen Linsen ausgewalzt sind, eine deutliche Spur von Dislokationsmetamorphose [durch Druck verursachte Verformung des Quarzes]. Durch Einschieben eines Kompensators in den Tubus des Mikroskops ist die Zusammengehörigkeit der einzelnen zum Teil wieder miteinander verkitteten Bruchstücke deutlich zu erkennen.

Feldspat: Sowohl Kalifeldspat als auch Plagioklas kommen in wechselndem Mengenverhältnis vor. In einem der untersuchten Schriffe war nur Plagioklas festzustellen. Die Kalknatron-Feldspäte sind reich an Einschlüssen von runden Quarzkörnern und Biotit-Fetzen und nehmen so eine „förmliche Skelettstruktur“ an (KLEMM). Die Zwillinglamellen erscheinen sehr undeutlich und sind gewöhnlich von Serizit-Schüppchen umlagert.

Muskowit: Bemerkenswert ist das Auftreten von quergestellten Muskowiten, die im Druckschatten des sie umschließenden Biotits gegen weitere Formveränderung geschützt waren. Diese Muskowite sind sicher keine Neubildungen von der Art des Serizits; das ergibt sich einerseits aus der eben beschriebenen Lage, andererseits aus ihrem aufgeblättern Zustand. Einige Muskowite sind parallel den Biotiten und teilen mit diesen die Verdrückungserscheinungen.

Stauroolith: Gegenüber den früheren Untersuchungen, die in diesen Gesteinen Stauroolith vermißten, gelang es, in einem der vorliegenden Präparate solchen einwandfrei festzustellen. Mit Quarz zusammen tritt er in einzelnen Nestern auf und läßt sich durch die bekannten optischen Erscheinungen deutlich von diesem unterscheiden.

Daß diese Gesteine straff geregelt sein müssen, geht schon aus dem äußeren Aufbau hervor, aus der lagenförmigen Anordnung der Glimmer und den bandartigen granitischen Einlagerungen.

Der Steinbruch an der Eckerts-Mühle, in dem KLEMM (30, S. 11) einen Quarzit-Schiefer feststellte, ist heute nicht mehr zugänglich.

Ganggesteine.

Lamprophyre.

Die Lamprophyr-Gänge des Spessarts erregten wegen ihres eigentümlichen Auftretens, ihrer Stellung zu den übrigen Spessart-Gesteinen und schließlich auch wegen ihrer Verwertbarkeit die Aufmerksamkeit aller, die das Gebiet geologisch bearbeiteten. Sie sind deshalb vielfach im Schrifttum über den Spessart ausführlicher behandelt als die übrigen Gesteinsarten. Ihre gesteinskundliche und chemische Beschaffenheit beschrieb GOLLER in seiner eingangs erwähnten Dissertation sehr ausführlich. Auf Grund seiner Untersuchungen schied er die einzelnen Vorkommen in Kersantite und Camptonite. Er behauptet (25, S. 568), daß die Lamprophyr-Gänge nur im Gebiete des Dioritgneises auftreten. THÜRACH (61, S. 103) stellte jedoch solche Gänge auch im Gebiete des sich anschließenden körnig-streifigen Gneises fest. Diese befinden sich aber doch immer in der nächsten Nachbarschaft des Diorits, so daß ihr Auftreten i. a. doch mehr oder minder an das Diorit-Vorkommen geknüpft ist. Von den bei THÜRACH im körnig-streifigen Gneis angeführten Lamprophyr-Gängen wurde nur der am Grau-Berg, ungefähr 500 m von der Diorit-Grenze entfernt, aufgeschlossen gefunden.

Allen Lamprophyr-Gängen kommt als bezeichnendes Merkmal die gemeinsame fast nordsüdliche (165°) Streichrichtung zu — i. a. senkrecht zum Streichen des Diorits — und das gleiche Einfallen mit $70-80^{\circ}$ nach W.) während ein „vereinzelt Einfallen nach Osten nicht anhaltend ist“ (GOLLER).

Wie erklärt sich nun diese Bevorzugung der N.-S.-Klüfte?

GOLLER (25, S. 568) nimmt einen allgemeinen „Druck auf die Gneisschichten in schräger Richtung zum Streichen“ an und glaubt damit eine Erklärung für die Entstehung dieser von Lamprophyr-Gängen ausgefüllten Spalten gefunden zu haben, wengleich ihm die Ursache dieses Druckes selbst noch ein ungelöstes Rätsel bleibt. Nach seiner Ansicht „ist die magmatische Füllung der Gänge jedenfalls vor der Ablagerung der in dem Gebiete auftretenden permischen Sedimente erfolgt“.

Es soll hier nur andeutungsweise, keineswegs abschließend bemerkt werden, daß die Spalten wohl mit dem rheinischen Kluftsystem in Zusammenhang stehen; es müßten dann freilich wenigstens die Anfänge des Rheintal-Grabenbruches in eine sehr frühe Zeit zurückreichen. Das würde mit der Ansicht DEECKE'S (19, S. 701) übereinstimmen, daß nämlich die „erste Anlage des Rheintal-Grabens vielleicht in die gleiche Periode zurückgeht wie das herzynische und varistische System“, damit also „bis ins Kulm“.

Der Entstehungs-Zusammenhang zwischen Kersantit und dem von ihm

durchbrochenen Diorit steht außer Zweifel. Gegenüber den beiden Vermutungen GOLLER's: Der Kersantit sei entweder „nichts weiter als umgeschmolzener modifizierter Dioritgneis“ oder der Dioritgneis „sei ein metamorphosiertes Gestein, seine Umwandlung und die Lamprophyrgänge stünden in direktem Zusammenhang“, nimmt KLEMM (31, S. 245) auf Grund des „vorhandenen dichten Salbandes“ an, daß die Erstarrung des Ganggesteines sich verhältnismäßig schnell vollzog, daß demnach der Hornblendegranit zu jener Zeit bereits völlig erstarrt und erkaltet war. Auf Grund weiterer Beweismittel kommt KLEMM zu folgendem Schluß: „Es erscheint nach allem viel natürlicher, die dioritischen Lamprophyre des Spessarts nicht als ein Umschmelzungsprodukt ihres Nebengesteines, sondern vielmehr als selbständige eruptivische Bildungen zu betrachten“.

Dieser Ansicht KLEMM's ist vollständig beizupflichten. Wie bei sonstigen sauren Eruptivgesteinen wird es sich auch hier um basische Nachschübe handeln, die örtlich und zeitlich einem und demselben Intrusionsmechanismus angehören, nur in eine spätere Entwicklungsstufe fallen, in der die Hauptmasse, aber nur diese, offenbar im Zustand weitgehender, z. T. auch schon abgeschlossener Verfestigung sich befand; für ersteres sprechen die unscharfen, für letzteres die scharfen Ganggrenzen, die sich beide im Gelände beobachten lassen. Damit könnte man auch die schon erwähnten schlierigen Gesteine der Randzone erklären, aus deren Gefüge man selbst in günstigen Fällen — soweit sie dem Verfasser vorlagen — nicht ohne weiteres auf einen Schiefer schließen kann.

Von den seit etwa 15 Jahren still liegenden Kersantit-Brüchen ist einer der bemerkenswertesten und noch am besten aufgeschlossenen der unter dem Namen „Goldenes Loch“ bekannte und mitten im Dorfe Gailbach gelegene. Das Salband ist in dem oberen Teil des Bruches gut aufgeschlossen und keilt nach unten aus. Daneben ist im Diorit eine Ruschelzone zu beobachten, die offenbar älter als der Kersantit ist. Der Kersantit weist eine eigentümliche Plattung senkrecht zum Salband auf, die den Eindruck von Erstarrungsklüften hervorruft. Auch sonst zeichnen sich die Kersantit-Gänge durch ihre Klufthäufigkeit auf. In dem großen Bruche am Nordabhang des Stengerts liegt der massige Diorit oben und der zerklüftete, eingedrungene Kersantit unten [s. T. II₁].

Unter den zahlreichen Kersantit-Gängen wird der von Straßbessenbach der mächtigste sein. Er weist auch noch die günstigsten Abbauverhältnisse auf. Bis vor einigen Jahrzehnten war der Kersantit ein geschätztes Schottermaterial; wegen seiner dunklen Farbe und seines feinen Kornes wird er von der Bevölkerung allgemein als „Basalt“ bezeichnet; unter diesem Namen ist er auch in gesteintechnischen Schriften aufgeführt.¹⁾

Einige der Kersantit-Gänge sind ausgezeichnet durch die Führung

¹⁾ Vergl. z. B. „Der Steinbruch“, VII. Jahrg., 1912, S. 246.

besonderer Gemengteile, nämlich von Quarzdihexaedern und bis 5 cm großen Orthoklasen [s. T. VI₁].

Solche große rundlich angeschmolzene, gleichsam angefressene Orthoklase spielen in den früher als Aschaffiten bezeichneten Lamprophyren eine große Rolle und sind als Fremdlinge neben Quarzkristallen geradezu bezeichnend geworden für diese basischen Magmen. Der Schluß liegt nahe, daß in dem ursprünglichen Granitmagma sich die einzelnen Gemengteile in der gewöhnlichen Reihenfolge ausgeschieden hatten. Wenn keine Änderung in der Ausscheidungsfolge eingetreten wäre, wäre ein porphyrischer Granit entstanden. Infolge örtlicher Erhöhung der Basizität des Magmas, vielleicht durch Einschmelzung basischer Gesteine (Schiefer) oder durch Vermischung mit aufdringendem, lamprophyrischem Schmelzfluß, waren die bereits ausgeschiedenen Orthoklase an ihrer weiteren Entwicklung gehemmt und wurden nunmehr auch angeschmolzen. Die abgerundete Form der Kristalle spricht dafür; auch die Anhäufung des kalihaltigen Biotits rings um die noch erhaltenen Orthoklase, ist bezeichnend. Der Unterschied gegenüber den Aschaffiten besteht nur darin, daß der Gegensatz: Kalifeldspateinsprenglinge — „Grundmasse“ dort ein sehr viel stärkerer ist. Diese Fremdlingsnatur ist auch schon GOLLER aufgefallen.

GOLLER, BÜCKING, THÜRACH und KLEMM halten diese für „Ausscheidungen des Magmas und nicht für fremde aus dem Nebengestein stammende Einschlüsse“. So sieht KLEMM (31, S. 245) die Quarzdihexaeder „als Ausscheidungen des Magmas“ an, das sich örtlich durch starke Einschmelzung von Einschlüssen des Nebengesteines mit Kieselsäure überladen hatte und diese später in Form jener Kristalle wieder abschied. In einem noch späteren Zeitpunkt der Erstarrung schmolz dann das Lamprophyr-Magma die Kristalle wieder an und setzte um dieselben den kennzeichnenden grünen Saum von Hornblendesäulchen ab. KLEMM führt also die Bedingung zur Entstehung dieser Quarze auf eine Einschmelzung von Einschlüssen des Nebengesteins zurück; vielleicht könnte man sich auch vorstellen, daß diese Quarze ebenso wie die noch zu besprechenden Feldspäte einem granitischen Magma entstammen oder daß bei Bildung eines granitporphyrischen Magmas eine Vermischung des Schmelzflusses durch magmatische Strömungen stattgefunden hätte, zumal solche örtliche magmatische Ströme zur Erklärung der Füllung kilometerlanger, durch das Land ziehender Klüfte herangezogen werden müssen. Es ist durchaus unwahrscheinlich, daß es sich hier um aus starren Nebengesteinen aufgenommene Kristalle handeln könnte. Lamprophyrische Magmen, wie es die Kersantite sind, entstammen wohl immer gewissen, noch in flüssigem Zustand begriffenen und in größerer Tiefe befindlichen Teilen des Haupt-Schmelzherdes und haben auf ihrem Wege an den Außenrand derselben und darüber hinaus Gelegenheit, bereits ausgeschiedene Gemengteile des Stamm-Magmas aufzunehmen und mitzuführen.

Von den Feldspäten vermutet KLEMM, daß dieselben aus den Pegmatit-Gängen durch Zerspratzung losgelöst und dann im Lamprophyre durch Anschmelzung abgerundet worden sind. Im Gegensatz zu dieser Auffassung werden hier die Feldspäte, wie bereits bei den „Augengneisen“ bemerkt, für Bestandteile eines fremden Magmas gehalten, das zu granitporphyrischer Struktur bzw. zur Struktur eines porphyrischen Granits geführt hätte. Daß es zwischen beiden Magmen Übergänge geben kann, ist bekannt und damit wäre die Ausbildung der Orthoklase sowohl wie auch die der Quarze wohl erklärt. Die Dihexaeder-Form der Quarze, wie auch die beobachtete Form der Feldspäte, ist für in Lösung oder Schmelze frei schwebende Kristalle die bezeichnende. Außerdem ist es verständlich, daß in granitischem Magma entstandene Kalifeldspäte sich in einem, wie der hohe Biotit-Gehalt besagt, magnesiareichen und zugleich kieselsäureärmer gewordenen Schmelzfluß unter den obwaltenden physikalischen Bedingungen randlich wieder auflösen konnten, während sich die dem kersantitischen Schmelzfluß völlig wesensfremden Quarze, wie die Beobachtung hier lehrt, mit einer Schutzrinde (reaction rim) (31, S. 434) überzogen haben.

Bezüglich des sonstigen Mineralbestandes der Lamprophyre sei auf die ausführlichen Untersuchungen GOLLER's verwiesen. Die Kersantite besitzen eine dichte Grundmasse aus Plagioklas und Biotit mit wenig Quarz. In dieser feinkörnigen Grundmasse liegen größere zonarstruierte Plagioklase und in einzelnen Vorkommen (z. B. Gailbach-Tal) die schon erwähnten großen Orthoklase und Quarz-Individuen. Der Erhaltungszustand der einzelnen Gemengteile ist recht verschieden: Feldspäte und Quarze der Grundmasse sind meist gut erhalten, Biotit dagegen weist vielfach neben Erzausscheidungen Zersetzungserscheinungen auf, namentlich die größeren Einzelkristalle.

Von den „Camptoniten“ GOLLER's wurde ein Handstück untersucht, das in Kontakt mit dem Diorit stand. Es handelt sich bei diesem sehr interessanten Gestein rein äußerlich um die Ausfüllung einer Zerrklüft; die Grenze erscheint äußerlich sehr scharf. U. d. M. zeigt sich aber, daß die feinen Feldspatleistchen dieses Gesteins in die kleinen Vertiefungen des dioritischen Nebengesteins eingedrungen sind; das besagt aber nicht, daß das Nebengestein nicht schon vollständig verfestigt gewesen ist.

Das harte, splitterig brechende Gestein hat ein basaltartiges, tief-schwarzes Aussehen mit einem Stich ins Grüne. Im Schliff zeigt es viel Ähnlichkeit mit porphyrischen Basalten; seine starke Zersetzung rechtfertigt diesen Vergleich. Die Feldspäte der Grundmasse sind ausgesprochen leistenförmig und häufig strahlenförmig, auseinanderlaufend, öfters aber noch fluidal angeordnet. Größere Einsprenglinge sind gänzlich zersetzt, vor allem in den Kernen, die in strahlsteinartige Hornblenden umgewandelt sind. In den breiten verfilzten Zersetzungsrandern hat sich viel Eisen ausgeschieden (25).

THÜRACH war auf Grund seiner mikroskopischen Untersuchungen zu dem Ergebnis gelangt, „daß sich der «Wennebergit» des Rieses in seinen mikroskopischen Eigenschaften an den Aschaffit vom Spessart anschließe“. Wenn auch tatsächlich zwischen dem Gailbacher Kersantit und dem Wennebergit u. d. M. einige Ähnlichkeiten vorhanden sind, so konnte trotzdem M. SCHUSTER in einer Arbeit über den Wennebergit nachweisen, daß zwischen dem Wennebergit und dem Aschaffit keineswegs eine Verwandtschaft besteht (54, S. 51).

Bei den Lamprophyren kamen als Meßobjekte nur die Biotite in Frage. In einzelnen Schlifften war dabei eine Einmessung wegen der starken Zersetzung, wenn auch nicht immer unmöglich, so doch vielfach sehr erschwert. Wenn bei diesen Gesteinen schon keine starke Regelung zu erwarten war — als jüngere Ganggesteine wurden sie von dem allgemeinen Gebirgsdruck nicht mehr in Mitleidenschaft gezogen —, so finden sich trotzdem hier Anklänge an eine, wenn auch nur schwache Regelung senkrecht B.

Dioritporphyrit.

Ein anderer Gesteinsgang wurde 1930 in einem kleinen Aufschluß am Kaisal-Berg beobachtet. In netzförmiger Durchaderung durchsetzt ein ziegelbrauner, jüngerer Gang die injizierten Schiefer. Die einzelnen Adern sind ungefähr $\frac{1}{2}$ m mächtig und in eine Menge von kleinen Schotterstein-ähnlichen parallel-epipedischen Stücken zerbrochen. Die Begrenzungsflächen dieser Trümmer sind glatt, zahlreiche kleine Hohlräume weisen auf herausgewitterte Glimmer-Putzen hin. Am frischen Bruch sieht man in einer sehr feinkörnigen Grundmasse größere Feldspäte, Quarzdihexaeder und dunkle Glimmer.

Die Einordnung dieses Gesteins in eine bestimmte Gesteinsart wird bei dem erwähnten Erhaltungszustand stets unsicher sein; verhältnismäßig klar ist die Grundmasse, insofern sie größtenteils aus Feldspäten mit einem Anorthitgehalt von etwa 50 v. H. besteht. Der übrige Teil der Grundmasse ist bräunlich trübe und reich an Erzausscheidungen, die ihrer räumlichen Anordnung nach auf zersetzten Biotit hindeuten. In gänzlich zersetztem Zustand sind die Einsprenglinge des ausgesprochen porphyrischen Gesteins. Das Gestein ist seinem Chemismus nach zweifellos mehr basisch als sauer; ob man es darauf hin als porphyrischen Kersantit bezeichnen kann, sei dahingestellt. Eher könnte man an einen Dioritporphyrit denken. Von der Beschaffung einer Analyse wurde bei der starken Zersetzung des Gesteins abgesehen.

III. Zone des Granitgneises.

1. Eigentlicher Granitgneis.

Von dem Bereich der Injektionsgneise nach N. weiter schreitend, treffen wir eine andere Gesteinsreihe, die im Grundgebirge des Vor-

spessarts gegenwärtig am besten aufgeschlossen ist. Es ist dies ein Gebiet von stark gepreßten Jüngeren Graniten, die von BÜCKING als „grauer, körniger Flasergneis“, von GOLLER als „Körneltgneis“ bezeichnet wurden, während KLEMM mit Rücksicht auf die Paralleltexur von einem kleinkörnig-schieferigen Gestein“ sprach und THÜRACH nach dem Orte des Hauptvorkommens sie in seiner Gliederung als die „Haibacher Gneisstufe“ ausschied. Die Verschiedenheit dieser Bezeichnungen vermag uns schon eine gewisse Vorstellung von dem allgemeinen Gesteinsaussehen dieser Zone zu vermitteln. Im Gegensatz zu den vorher besprochenen Gesteinen haben wir es hier im großen und ganzen jedoch mit einem ziemlich einheitlichen Gestein zu tun; dies kommt auch in dem Referate THÜRACH'S (61, S. 108) zum Ausdruck, wenn er schreibt: „Diese Zone baut sich wesentlich aus einem hellgrauen bis hellrötlichgrauen, stets deutlich schieferigen bis dünn-schieferigen ziemlich feinkörnigen Gneis auf.“

Die Grenze gegen die südlich gelegenen Injektionsgneise und den nördlichen Älteren Granit kann man im Gelände nur vermutungsweise angeben, genau läßt sie sich nicht festsetzen, weil hier die Aufschlüsse fehlen.

Gegen den Injektionsgneis findet kein plötzlicher Übergang statt, weil ja die Schiefer von diesem Granit injiziert sind. Gegen den Älteren Granit (im N.) fehlt heute jeglicher Aufschluß, doch konnte KLEMM zur Zeit seiner Kartierung das „scharfe Aneinanderabsetzen beider Gesteine“ genau beobachten, was durch Gänge des Jüngeren Granits in den Älteren besonders deutlich zu sehen war.

Gute Aufschlüsse sind gegenwärtig auf dem Wendel-Berg und dessen Fortsetzung, dem Haid-Berg und in der „Frau Holle“, einem Bruch an der Würzburger Straße, genau O. von Aschaffenburg. Gerade letzterer Aufschluß verdient wegen seiner eigenartigen Klüftungserscheinungen besondere Aufmerksamkeit.

Das beigegegebene Klüfte-Diagramm [s. T. X₁₈] zeigt zwei deutliche Häufungen von Klüftlagen, die zueinander fast senkrecht stehen. Die eine der beiden Häufungen, die beide nicht straff geregelt sind, sondern auslappen, streicht 50—60°, also NO. und fällt steil unregelmäßig sowohl nach SO. als auch nach NW. ein. Die Streichrichtung der anderen hält sich im Mittel um 150° (SO.) und fällt ebenfalls steil ein, nach NO. und SW. wechselnd. Letztere Klüfte dürfen wohl als Q-Klüfte im Sinne von CLOOS bezeichnet werden. Von einer ausgesprochenen Lineartexur kann kaum die Rede sein, sofern man nicht in der Längserstreckung der linsenförmigen Mineral-Anhäufungen eine solche erblicken will. Außer den beiden genannten Klüft-Richtungen treten noch Diagonal-Klüfte auf, die aufeinander senkrecht stehen und mit einem Winkel von 45° nach SW. fallen. Zweifellos gehören sie einer späteren Tektonik an; es liegt nahe, sie mit dem Absinken der Rhein-Mainebene in Verbindung zu bringen, worauf auch Harnischstreifen hinweisen.

Die einzelnen Gemengteile sind nach der Häufigkeit ihres Auftretens geordnet folgende:

Kalifeldspat, Quarz, Plagioklas, Biotit, dazu noch als Nebengemengteile: Titan-eisen, Apatit und Zirkon.

Kalifeldspat: Die granitische Natur des Gesteins kennzeichnet am besten der hohe Gehalt an Kalifeldspat, der das vorherrschende Mineral in diesem Gestein ist. Er kommt in kleinen Kristallen mit gänzlich unregelmäßiger Begrenzung und auch in größeren Formen vor, bei welchem ein Streben nach Idiomorphie unverkennbar ist. Perthitische Verwachsungen sind sehr häufig, weniger häufig dagegen Myrmekit-Bildung. Die größeren Kristalle lassen eine deutliche Mikroklin-Gitterung erkennen. Als Achsenwinkel wurden 88° und 71° gemessen. Nach den bisherigen Ergebnissen der Achsenwinkelmessung kann eine fortlaufende Mischungsreihe von Mikroklin zu Orthoklas nicht angegeben werden; vielmehr ist anzunehmen, daß hier zwei Feldspat-Arten vorliegen; zunächst der Mikroklin und dann eine zweite Art, die dem Orthoklas nahesteht, zum mindesten pseudomonoklines Aussehen hat.

Quarz: Ganz unregelmäßige Gebilde lassen erkennen, daß dieses Mineral als letztes Ausscheidungsprodukt die Füllmasse bildet. Kleinere Körner sind mikropegmatitisch mit Feldspat verwachsen. Wo der Quarz als zusammenhängendes Pflaster miteinander verzahnt auftritt, ist undulöse Auslöschung sehr stark.

Plagioklas: Gegenüber Kalifeldspat und Quarz ist der Plagioklas auf ein Mindestmaß zurückgedrängt. Die unregelmäßige, fast abgerundete Begrenzung läßt die ehemalige Kristallform kaum mehr erkennen. Zwillingsbildung nach dem Albit-Gesetz herrscht vor, Karlsbader, Albit-, Esterel- und Manebacher Gesetz konnten ebenfalls festgestellt werden. Dem Aussehen des Granites entsprechend sind die Plagioklasse saure Oligoklase (25 v. H. an.). Eine häufige Erscheinung ist milchige Trübung durch Serizit-Schüppchen.

Biotit: Der Erhaltungszustand der Glimmer ist sehr schlecht. Zwischen den übrigen Gemengteilen sind nur wenige Biotit-Reste erhalten geblieben. Der Pleochroismus ist stark, hellgrün bis schwarzgrün. Übergänge in Chlorit kommen vor. Pleochroitische Höfe von mäßig guter Entwicklung sind nicht selten.

Die geometrische Gesteinsanalyse ergab folgende Zusammensetzung:

Orthoklas	50,76,
Quarz	33,77,
Plagioklas	8,96,
Biotit	5,72,
Erz	0,76 v. H.

Gefüge-Analysen.

1. Eingemessen wurden 180 Quarze; der Dichteplan zeigt einen nicht sehr regelmäßigen Besetzungsgürtel senkrecht der Schieferung in x—z. Eine gewisse Häufung findet sich in der Durchbewegungsrichtung und senkrecht zur Schieferung [s. T. X].

2. Im gleichen Schlicke wurden noch 136 Biotite vermessen, die wie in den übrigen untersuchten Schlicken eine zwar keineswegs straffe, aber immerhin deutliche Regelung aufweisen. Die Richtung x ist unbesetzt. Die starke Streuung von z gegenüber y ist durch die linsenförmige Ausbildung im Gefüge bedingt. Die Zahl derjenigen Biotite, die keine Spaltrisse zeigen, ist so gering, daß sie nicht berücksichtigt werden konnte [s. T. X].

3. In einem Schlicke aus der unten erwähnten Quetschzone, die sich lagerförmig durch den ganzen Aufschluß hinzieht, wurden 190 Quarze eingemessen. Das Diagramm unterscheidet sich insofern von Nr. 1, als wir hier eine ziemlich deutliche Anlage zu einem Kreuzgürtel haben.

Lagerartig durchzieht den ganzen Aufschluß eine etwas unregelmäßig verlaufende annähernd wagrechte Quetschzone [s. T. I], die wohl mit der varistischen Gebirgsbewegung zusammenhängen wird, da die jüngeren

Klüfte durch sie hindurch gehen. Zahlreich sind Pegmatit-Gänge, die meist gleichsinnig der Schieferung gelagert sind. Andere wenige sind vollkommen diskordant [s. T. I₂]. Die kontaktmetamorphe Wirkung dieser Pegmatite ist unverkennbar; sie macht sich auch beim Abbau des Gesteins dadurch bemerkbar, daß der Granitgneis in der Nachbarschaft der Pegmatite schwer zu brechen ist und infolgedessen diese Injektionen, abgesehen von der durch sie bewirkten Ungleichartigkeit der stofflichen Zusammensetzung, als unerwünschte Einlagerungen betrachtet werden. Diese Gänge sind mineralogisch bedeutsam durch ihre bezeichnende Mineralführung; es finden sich dort zuweilen bis 10 cm große, bruchlos verbogene Turmaline [s. T. VI₃]. Gegenwärtig ist der Bruch aufgelassen.

Gute Aufschlüsse im Granitgneis sind außerdem in nächster Nähe auf dem schon genannten Wendel-Berg und Haid-Berg anzutreffen, wo sich Aufschluß neben Aufschluß reiht. Die mineralogische Zusammensetzung des Gesteins ist dieselbe wie in der „Frau Holle“, die Klüftung jedoch viel übersichtlicher und einfacher. Die glattwandigen S-Klüfte (nach Cloos) fallen steil nach S., ihr Maximum im Diagramm fällt mit 55—65° (NO.)-Streichen mit dem gleichwertigen Maximum der „Frau Holle“ zusammen und ist ebenfalls etwas gelappt. Die darauf senkrecht stehende andere Kluftrichtung (Q-Klüfte) zeigt hier ein Maximum, das 135—145° (SO.) streicht. Neben ihrer Häufigkeit und großwandigen Ausbildung sind diese Klüfte durch die gut ausgebildeten Quarzbestege ausgezeichnet. Diese Klüfte mit ihren Harnischstreifen stehen wohl ebenfalls im Zusammenhang mit dem schon erwähnten Absinken des Main-Rheintales.

Das Gestein ist reichlich von großen Pegmatit-Adern und glimmerreichen Quarz-Nestern durchsetzt, die dem Abbau mitunter recht hinderlich im Wege stehen. Dünne, kaum zentimeterdicke Aplit-Schnüre durchziehen stellenweise vollkommen ungestört das Gestein [s. T. VII₂].

Das mikroskopische Bild stimmt mit dem vorher beschriebenen überein. In einem Schliff senkrecht zur Schieferung sind die in Lagern angeordneten Biotite Kennzeichen einer deutlichen Schieferung. Mikroklin ist der vorherrschende Kalifeldspat.

KLEMM (31, S. 182) wies gegenüber den früheren einschlägigen Arbeiten über den Spessart nach, daß es sich bei diesen Gesteinen um einen „echten Granit“ handelt, „dessen Parallelstruktur durch Einwirkung starken Druckes auf das auskristallisierende Magma erzeugt wurde“. Die Betonung der granitischen Natur dieser Gesteine war damals notwendig, weil zu dieser Zeit die dortigen parallelstruierten Granite allgemein als „Gneis“ bezeichnet zu werden pflegten. Nach der heutigen Benennung kann aber für diese Orthogneis-Gesteine ohne Bedenken der Name „Granitgneis“ verwendet werden, wodurch dann auch die schieferige Mineralanordnung genügend gekennzeichnet ist.

Gegen N. zu nimmt auf dem Haid-Berg dieser Granitgneis, wie es scheint ziemlich unvermittelt, eine andere mineralogische Zusammen-

setzung an. Neben Biotit, der in den zuletzt genannten Aufschlüssen der einzige Glimmer war, tritt jetzt reichlich frischer Muskowit auf, der wegen der an ihm wahrnehmbaren Stauchungserscheinungen kaum sekundär sein kann. In einem jetzt aufgelassenen Bruch haben wir einen richtigen Muskowitgneis, in dem stark undulöser Quarz und gestauchter Muskowit die Hauptbestandteile bilden, während Kalifeldspat und Plagioklas zurücktreten. THÜRACH erwähnt (61, S. 109) diesen Muskowitgneis, hält ihn aber nur für „eine 0,1—1 m mächtige (nirgends über 2 m starke) bankförmige Zwischenlagerung“, was sich jetzt nicht nachprüfen läßt. Der Gneis ist stark verwittert, zahlreiche steile Klüfte mit Glimmer-Bestegen setzen in der Streichrichtung durch und bedingen einen Zerfall des Gesteins in parallelepipedische Stückchen. Streichen und Fallen stimmt mit den vorher beschriebenen Fällen überein. Ob dieser Muskowitgneis vielleicht zum zweiglimmerigen Flasergneis (Goldbacher Stufe) überleitet, konnte mangels weiterer Aufschlüsse nicht festgestellt werden.

In der Entfernung von einigen Kilometern taucht in Unter-Schweinheim, wo durch den Gail-Bach das Grundgebirge wieder bloßgelegt wurde, der Granitgneis wieder auf und zwar am Rande der Schweinheimer Schieferscholle, die von dem granitischen Magma nicht mehr durchdrungen werden konnte. Bei der Ziegelei von Unter-Schweinheim ist ein etwa 80 m langer Aufschluß senkrecht zum Streichen des Granites angelegt. Der Granit ist hier vollkommen umgewandelt. Er zeigt noch die oben erwähnte Schieferung. Nur die zahlreichen Pegmatit- und Quarzgänge wurden von dem Zersetzungs Vorgang nicht in Mitleidenschaft gezogen. THÜRACH (61, S. 114) führt noch andere Vorkommen des Granitgneises auf, die „unter diluvialen Überdeckungen häufig zu einem kaolinreichen Schutt zerfallen“.

Wieder etwa einen Kilometer weiter in der Streichrichtung des Granitgneises nach SW. steht er als festes Gestein am Schind-Buckel bei der Miltenberger Bahn an. Ein Aufschluß zeigt die gleichen Verhältnisse, wie am Wendel-Berg. Es finden sich wieder dieselben Klüfte: zwei Häufungen, deren eine in der Streichrichtung $60-70^{\circ}$ (NO.) mit steilem Fallen nach NW. liegt, während die andere Quer-Klüfte darstellt, die weniger steil nach SW. einfallen. An den S-Klüften nach Cloos ist eine leichte angedeutete Streckung zu bemerken, die parallel S zieht, aber mit 10° nach O. einfällt. Ihre schwache Prägung läßt wohl nicht zu, daraus allein irgendwelche Schlüsse auf die Tektonik zu ziehen. Von dem vorher beschriebenen Granitgneis der „Frau Holle“ unterscheidet sich dieser insofern, als er außerordentlich stark geschiefert ist. Die Gefüge-Analyse gibt ein ähnliches Bild, nur ist der Quarzgürtel besonders deutlich und symmetrisch. Auch der Mineralbestand unterscheidet sich nicht von der allgemeinen Art dieser Zone. Das Gefüge verdient bereits die Bezeichnung „feinlamelliert“, zwischen die Quarz- und Feldspatlagen schmiegen sich die Glimmer als parallele Schnüre ein.

Quarzporphyr-Gang.

Erwähnenswert dagegen ist dieser Aufschluß wegen eines rötlichen Ganggesteines mit weißer Verwitterungsrinde an der Südwand des Bruches. Zahlreiche Sprünge durchsetzen die, etwa in einer Länge von 7 Metern und Breite von $5\frac{1}{2}$ Metern aufgeschlossene Wand. Die Mächtigkeit beträgt im Mittel 1,20 m, die meßbare Länge etwa 30 Meter. Gegen W. zu taucht der Gang im Granit unter, gegen O. keilt er aus; die Mächtigkeit ist hier von 1,20 m auf 0,10 m zurückgegangen [s. T. I₄].

Am frischen, hakigen Bruch sieht man in einer dichten Grundmasse Quarzkörner und bis 5 mm große Feldspäte.

U. d. M. läßt die rötliche Grundmasse nur zahlreiche Quarzkörner von ganz eckiger Form erkennen, die übrige braunrote Feldspat-Grundmasse löst sich nicht mehr weiter auf. In diesem Gewebe von Feldspat und Quarz beobachtet man größere Quarz-Körner und Feldspäte, sowohl Kalifeldspat als auch Plagioklas mit schlechten Zwillinglamellen, die z. T. nach dem Albit-Gesetz verzwillingt sind. Während die größeren Quarze wenig gerundete Formen zeigen, sind die stark zersetzten Feldspäte vollkommen unregelmäßig begrenzt. Nur bei kleineren Kristallen kann man noch die leistenförmige Ausbildung feststellen.

Das Gestein macht u. d. M. einen stark zerbrochenen Eindruck; die größeren Kristalle sind in eine Reihe kleinerer Bruchstücke aufgelöst, deren Zusammenhang man nur ohne Analysator erkennen kann. Dem ganzen Aussehen nach ist das Gestein zu den Quarzporphyren zu rechnen.

2. Pegmatitischer Aplit.

Im Hintergrund des Sodener, Gailbacher und Bessenbacher Tales steht unter dem Diorit bzw. Hornblendegranit ein mittelkörniges, aus Feldspat und Quarz bestehendes Gestein von hellroter Farbe an, das von GOLLER und BÜCKING nach dem Ort des damaligen Hauptvorkommens „Granitgneis von Ober-Bessenbach“ genannt wurde. BÜCKING (7, S. 31) hielt diese Gesteinsreihe für die „tiefste und somit wohl älteste“ der kristallinen Spessartgesteine; nach THÜRACH (61, S. 58) dagegen soll dies die vorletzte verfolgbare Stufe sein, während GOLLER (25, S. 500) die Frage offen läßt, „ob der Granitgneis von Gailbach eine selbständige Einlagerung im Diorit bildet und sich in den Aufbau der kristallinen Schiefer einfügt oder ob wir es im Zusammenhang mit dem Sodener und Bessenbacher Vorkommen mit einem, den Dioritgneis unterteufenden Granit-Massiv zu tun haben“. KLEMM (31, S. 175), der ähnliche Verhältnisse vorzüglich in den nördlichsten Ausläufern des östlichen Odenwaldzuges studieren konnte, kam zu dem Ergebnis, daß der Granitgneis BÜCKING's „in seiner makroskopischen und mikroskopischen Beschaffenheit dem Jüngeren Granit (Haibacher Körnelgneis THÜRACH's) gleicht“. Wenn auch der Mineralbestand nicht gerade derselbe ist, sondern ein aplitisches Aussehen hat, dürfte die Ansicht KLEMM's zu bejahen sein. Gerade die jetzt gut aufgeschlossenen Lagerungsverhältnisse im hinteren Gailbach-Tal bringen

diese Frage in ein neues Licht. Wir haben hier, am Ende des Tales zwei gute Aufschlüsse [s. T. I₃]. In dem einen Bruch ist der „Granitgneis“ überlagert von einer mehrere Meter mächtigen (bis 2 m von oben stark zersetzten) Lage von Diorit. Ungefähr 1 m unter der Diorit-Grenze liegen in diesem Aplit einige größere Diorit-Schollen. Der andere Bruch zeigt dies noch deutlicher. Etwa 3—4 m oberhalb des unter den Diorit untergetauchten Granitgneises befindet sich ein lagerartiger Gang von „Granitgneis“ im Diorit, der in kleine parallelepipedische Stücke zerfallen ist. Der „Granitgneis“ ist offenbar in den Diorit eingedrungen. Näheres über den Zusammenhang zwischen den einzelnen Vorkommen läßt sich jetzt nicht feststellen, über dem Hangenden, dem Diorit, liegt die mächtige Buntsandstein-Decke, die alle weiteren Beobachtungen unmöglich macht; es liegt aber nahe, daß die einzelnen, erwähnten Vorkommen in Zusammenhang stehen.

Das Gestein ist von zahlreichen Klüften durchzogen, deren Häufungen 75° (O.) mit einem steilen Fallen nach N. und 170° (S.) mit 60° westlichem Fallen streichen. Letztere Klüfte sind gleichsam untereinander verkeilt und so zahlreich, daß das sonst sehr zähe Gestein leicht spaltet und für Straßenbauten gut verwendet werden kann. An den Klüften ist das Gestein leicht zersetzt, ebenso finden sich vielfach Erzausscheidungen, die in die Klüfte von oben eingedrungen sind.

Das Gestein setzt sich zusammen aus Feldspat und Quarz, zwischen denen sich verhältnismäßig viel Erzkörner finden. Die Feldspäte weisen mit den verbogenen Zwillinglamellen auf mechanische Beanspruchung hin, haben aber im Gegensatz zum Quarz i. a. ihre ursprüngliche Form bewahrt. Neben Plagioklas kommt auch Mikroklin (teils mit guter, teils auch nur mit angedeuteter Gitterlamellierung) vor, worauf auch schon frühere Schriftquellen hinweisen.

Bemerkenswerter ist die Ausbildung des Quarzes, der sich vielleicht als ein Ergebnis der Piezo-Kristallisation nach E. WEINSCHENK (65, S. 741) darstellt, jedenfalls aber als die Kristallisation einer teigartig bewegten Masse sich erweist. Soweit bei dieser schlierigen Ausbildung Quarz sich in größerer Menge gebildet hat, zeigt er die Eigenschaft der undulösen Auslöschung im höchsten Grade. Die einzelnen, feinen Quarzlagen und oft dünn ausgezogenen Quarzkörner sind stark miteinander verzahnt und umfließen dabei schmiermittelartig die übrigen Gesteinsbestandteile, hauptsächlich den Plagioklas. Dazwischen sieht man noch vereinzelte Reste von zusammengedrängten und stark zersetzten Biotiten [vergl. T. IX₂ u. 3].

Bezeichnend für den Druck, dem dieses Gestein unterlag, ist ein Handstück, das einen S-förmig gefalteten Quarzgang zeigt und lamellenartig aufgebaut ist [s. T. VII₁].

Makroskopisch, wie mikroskopisch macht dieser „Granitgneis“ den Eindruck eines pegmatitischen-aplitischen Nachschubes, der durch die starren Massen des Diorites vor allem zur Zeit der Quarzerstarrung stark gepreßt wurde. Ihn mit KLEMM als eine Apophyse des Granitgneises der Haibacher Stufe zu betrachten, wird die richtige Erklärung für diese eigentümlichen Lagerungsverhältnisse sein.

Hier anschließend möge ein Hornblende-Aplit erwähnt werden, der 1928 bei Gewinnung von Schottermaterial im Gailbach-Tal angeschnitten wurde, über den aber nichts Näheres zu erfahren war; lediglich konnten einige Bruchstücke von ihm gesammelt werden. Es ist ein aplitisches, weiß-rötliches Gestein mit großen Hornblende-Leisten. Die blaugrünen Hornblende-Porphyroblasten haben ein stark siebartiges Aussehen, was in einigen Fällen derart stark hervortritt, daß die Hornblendemasse hinter den Quarz zurücktritt und nur mehr ein dünnes Netzwerk bildet. Das übrige Gefüge besteht aus Plagioklas, Quarz und Orthoklas.

3. Zechstein-Auflagerung.

Der Granitgneis an der Würzburger Straße ist noch bemerkenswert wegen einer diskordanten, ungestörten Zechstein-Bedeckung, die ihrerseits wieder von Bröckelschiefer überlagert ist [s. T. II₄]. Zechstein tritt S. der Aschaff außerdem noch bei Unter-Schweinheim als massiger Kalk auf und wurde dort vor Jahren für Kalkbrennereien abgebaut. Bereits wieder von der Vegetation überwucherte Pingen sind Zeugen eines früheren, regen Steinbruchbetriebes in dieser Formations-Stufe. C. WEIDMANN (62, S. 12 ff.) erwähnt auch Zechstein bei Gailbach, der jedoch nicht aufgefunden werden konnte.

In der „Frau Holle“ beobachtet man, am schönsten im Spessart aufgeschlossen, auf der welligen, nach WEIDMANN „vor-oberpermischen Grundgebirgsfläche“ deutlich geschichtete, plattige Sedimente von ungefähr nur 70 cm Mächtigkeit, deren unterste Schicht der „konglomeratischen Fazies“ WEIDMANN's entspricht. „Gut- bis kantengerundete Quarzgerölle sind in einer weiß-grauen, mehr oder weniger sandigen Grundmasse mit karbonatischem Bindemittel eingebettet. Trübe Milchquarze kommen bis zu Haselnußgröße vor, selten größer Infolge der Aufarbeitung sind nur die stark beanspruchten Quarze erhalten.“ Die Grundmasse besteht aus kleinen, gut gerundeten Quarzen, stark zersetzten siallitierten Feldspäten und gebleichtem Glimmer. Der hohe Kalkgehalt „ist ein Zeichen des marinen Einflusses bei der Verkittung“ (WEIDMANN). Über dieser konglomeratischen Lage liegt eine feinkörnige Schicht, die in einer kalkigen Grundmasse nurmehr kleine breschige Quarze und Feldspäte führt; der Glimmergehalt ist schon stark zurückgegangen. Diese nur wenige Zentimeter mächtige Ablagerung wird abgelöst von einer ebenfalls dünnen, sehr tonreichen Schicht, die keine Bestandteile des Grundgebirges mehr enthält und in einen dichten, allerdings ebenfalls wenig mächtigen Kalk übergeht.

Diesem Zechstein liegt gleichsinnig, in einer Mächtigkeit von etwa 2 m, Bröckelschiefer und Sand auf, die in dieser Gegend das Gelände bedecken.

IV. Zone des zweiglimmerigen flaserigen Körnelgneises.

(Goldbacher Stufe.)

Die letzte Zone des Gebietes S. der Aschaff bildet der zweiglimmerige flaserige Körnelgneis, von THÜRACH „Goldbacher und Stockstadter Stufe“ genannt. Wesentliche und gute Aufschlüsse finden sich heute jedoch nur jenseits der Aschaff, gehören also nicht mehr in den Rahmen dieser Arbeit, so daß hier nur ein kleines Gebiet behandelt werden kann, das noch den großen Nachteil des Fehlens größerer brauchbarer Aufschlüsse in sich birgt. Vor einigen Jahrzehnten reihte sich am Gottels-Berge ein Steinbruch an den anderen. Die Steinindustrie ist aber schon seit Jahren hier zurückgegangen und auf dem Gottels-Berge wurden Parkanlagen geschaffen, so daß die alten Aufschlüsse jetzt vollkommen von der Vegetation in Beschlag genommen und nicht mehr zugänglich sind. An anderen Stellen ist es nicht viel besser; überall hat eine weit fortgeschrittene Verwitterung Platz gegriffen. Es kommen hier nur noch die klippenartig ausgebildeten Felsen beim Pompejanum und die Aufschlüsse von Damm und am Jägerhaus in Frage.

Von dem Granitgneis weicht dieser Flaserigneis stark ab. Das Gefüge ist mittelkörnig, an manchen jetzt nicht mehr aufgeschlossenen Stellen auch augengneisartig, die Farbe wegen des nicht mehr allein herrschenden dunklen Glimmers heller [T. VI₄]. Auffällig ist die Anhäufung der Gemengteile in einzelnen Lagen. Auf dem Querbruch beobachtet man ein deutlich stengeliges Gefüge, während er sonst die Eigenschaften eines Flaserigneises besitzt. Am Pompejanum streicht das Gestein 70° (NO.) mit 40° nordwestlichem Fallen. v. BUBNOFF (3, S. 492) beobachtete hier „eine sehr deutliche stengelige lineare Streckung, die 25° nach NO. einfällt und deren Horizontalprojektion 40° NO. streicht“.

Die Unmöglichkeit der genauen Festlegung der Grenze gegen den Granitgneis bei den gegenwärtigen Aufschlußverhältnissen wurde bereits erwähnt. Es kann hier nur auf die älteren Schriftquellen verwiesen werden. Die Flaserung kommt dadurch zustande, daß Quarz- und Feldspat-anhäufungen von schmalen, teils zusammenhängenden, teils abgerissenen Glimmer-Lagen wellenartig umflossen werden. Zuweilen wird das Gestein auch schieferig und zwar wie KLEMM schreibt, „da, wo das Korn des Gesteins (das sonst ziemlich grob ist), abnimmt, aber auch hier ist noch ein starker Gegensatz zum Jüngeren Granit vorhanden“. Daß sich auch hier Einschlüsse von stark umgewandelten Schiefergesteinen finden, ist bekannt. Im Schrifttum wird sehr häufig auf eine solche Scholle in Damm hingewiesen, die sehr an die Schweinheimer Stufe erinnert, heute aber nicht mehr gut aufgeschlossen ist.

Im Mikroskop erscheint das bezeichnende Bild eines stark gepreßten Granites. Vorherrschend sind Quarz, Orthoklas und Plagioklas. Die Kristallformen sind äußerst unregelmäßig. Mikropegmatitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat sind häufig. Die Quarze sind, wo sie in größeren Körnern auftreten, auch hier miteinander verzahnt

und zeigen starke undulöse Auslöschung; kleinere nicht undulöse Körner bilden Einschlüsse in allen übrigen Gemengteilen.

Die wenigen, großen Biotite sind zwar auch stark von mechanischer Beanspruchung beeinflusst, haben aber i. a. ihre Form bewahrt im Gegensatz zu den Muskowiten, die in dünne Lagen zurückgedrängt sind, und sind dem Gesteinsgefüge in oben beschriebener Weise eingelagert. Im Druckschatten konnten auch hier einzelne Glimmer ihre Form besser behaupten.

Turmalin und Staurolith sind siebartig von Quarz-Körnern durchsetzt. Zirkon mit pleochroitischen Höfen kommt häufig vor, ebenso auch Titaneisen, aber immer nur in kleinsten Körnern eingestreut.

Nach der geometrischen Analyse verteilen sich die einzelnen Gemengteile folgendermaßen:

Quarz	40,83,
Orthoklas	26,90,
Plagioklas	13,92,
Biotit	7,56,
Muskowit	6,33,
Staurolith	2,53,
Turmalin	1,20,
Erz	0,63 v. H.

V. Geologische Fragen.

Es fiel nicht in den Aufgabenbereich dieser Untersuchungen, eine Darstellung der tektonischen Verhältnisse des Vorspessarts zu geben, die zweifellos sehr bedeutsam, aber immer noch nicht völlig geklärt sind. Im Rahmen dieser Arbeit war dieses leider unmöglich. Eine Stellungnahme zu den geologischen Fragen erfordert die eingehende Bearbeitung eines größeren Gebietes, die jetzt nicht vorgenommen werden konnte.

Angesichts des gelieferten Beitrages rein gesteinskundlicher Art sei es aber nicht unterlassen, in Kürze durch Mitteilung der wichtigen neueren, tektonischen Arbeiten diese Fragen zu streifen. Die Ansichten KLEMM's werden als bekannt vorausgesetzt; es sollen daher hier nur noch die für diese Arbeit einschlägigen Ansichten v. BUBNOFF's über die geologische Stellung des Spessarts und weiterhin die im Schrifttum besprochenen Beziehungen des Odenwalds zum Spessart erwähnt werden.

Auf Grund seiner Untersuchungen kam v. BUBNOFF (3, S. 488) zu den wichtigen Ergebnissen, daß „der zentrale Granitgneis (Haibacher und Goldbacher Stufe) und sein nördlicher Glimmerschiefermantel ein älteres Element von mehr oder weniger deutlichem, kuppelförmigem Bau bilden“. Es ist nämlich auf Grund der BÜCKING'schen Messungen „im S. das Fallen vorwiegend steil nach S. gerichtet. Im O. (Sailauf—Laufach) lenkt das Streichen deutlich in N.—S. um bei vorwiegend östlichem Einfallen. Im Innern ist eine ziemliche Unregelmäßigkeit — ein häufiger Wechsel im Streichen und Fallen vorhanden. Der Nordrand, wenigstens nach den wohl zweifellos auflagernden Glimmerschiefern zu urteilen, fällt nach NO. ein“.

Aus diesen Voraussetzungen und den Beobachtungen bei Aschaffen-

burg, wo „die alte Schieferung transversal von einem in sich einheitlichen Streckungs- und Kluftsystem durchsetzt wird“, schließt v. BUBNOFF, „daß hier ein älteres prä-varistisches Element vorliegt“.

1. Stellung des Spessarts zum Odenwald.

Daß der Spessart innig mit dem Odenwald zusammenhänge, ja jenseits des Deckgebirges gleichsam nur seine Fortsetzung bilde, war die Ansicht all derer, die sich mit dem Bau der beiden Gebirge befaßt haben. Es sei nur an die schon genannten Arbeiten von CHELIUS und KLEMM erinnert. Auch v. BUBNOFF hat sich mit dieser Frage beschäftigt und konnte als Ergebnis seiner Untersuchungen über den südlichen Vorspessart schreiben (3, S. 491): „Der südliche Vorspessart liegt genau in der Fortsetzung des Bergsträßer Odenwaldes und enthält die gleichen Gesteine in derselben tektonischen Anordnung. Hier ist an einem Zusammenhang gar nicht zu zweifeln.“ Ebenso glaubt v. BUBNOFF auch die Zone der Granitgneise und ihren Schiefermantel mit dem Odenwald in Verbindung bringen zu können. Nach seiner Ansicht „verhält sich die Zone 3 (Hauptgneis) zu 1 (Diorit und Granitgneise) und 2 (körnig-streifiger Gneis) wie der Böllsteiner Odenwald zum Bergsträßer Odenwald“.

Dieser innige Zusammenhang wurde in der letzten Zeit durch eine bis 835 m tief gehende Bohrung bei Klein-Wallstadt, die von 770 m ab das Grundgebirge trifft und einen ähnlichen Hornblendegranit, wie den von Ober-Bessenbach aufschließt, bewiesen. Da die Ergebnisse dieser Bohrung schon von anderer Seite untersucht werden, kann hier darauf nicht näher eingegangen werden.

Was die Odenwald-Diorite anbelangt, so wurden diese nur in Schlifften untersucht, die von Herrn Oberberggrat Professor Dr. KLEMM und Herrn Landesgeologen Professor Dr. DIEHL aus Darmstadt in liebenswürdiger Weise zur Verfügung gestellt worden sind. Der Diorit des Odenwaldes, wie er bei Lindenfels auftritt, ist viel basischer als der Diorit des Spessarts. Eine Nebeneinanderstellung eines Diorits von Lindenfels aus der Sammlung Krantz-Bonn und eines Diorites vom Stengerts aus eigener Sammlung, zeigt diese Verhältnisse besonders deutlich. [Vergl. T. VIII₄ und T. VIII₁.]

	Spessart:	Odenwald:
Feldspat	65,94	45,59
Hornblende	12,15	36,61
Biotit	11,78	8,46
Quarz	10,12	6,22
Erz	—,—	3,28 v. H.

Der erhebliche Mehranteil an dunklen Gemengteilen des Odenwälder Diorits läßt sich nach KLEMM erklären durch die Aufschmelzung reichlicheren Schiefermaterials als im Spessart. Diesen Ansichten KLEMM's ist beizupflichten.

Zweck dieser Arbeit war, zur Erforschung der vielfach noch unklaren geologischen Verhältnisse im Spessart mit Hilfe der neueren gesteinskundlichen Untersuchungsmethoden einen Beitrag zu liefern. Aus dem Ergebnis eigener Untersuchungen im Zusammenhang mit sicher erscheinenden Feststellungen anderer Bearbeiter des Gebietes darf angenommen werden, daß im Vorspessart wichtige Gesteinselemente in größeren Massen auftreten, die insbesondere in ihrem Gefüge von den alten, das Grundgebirge umwandelnden Bewegungen, nur mehr wenig betroffen worden sind.

Es wäre wünschenswert, durch Auffindung weiterer, mit der Zeit wohl auch neu sich bildender Aufschlüsse, die Zahl der bis jetzt vorliegenden Messungen zu erhöhen, so daß auch über den Bauplan des Grundgebirges im Vorspessart Sichereres gesagt werden kann.

2. Technische Verwertbarkeit der Gesteine des Vorspessarts.

Wie im übrigen Spessart, so liegt auch im Vorspessart die Steinindustrie gegenwärtig sehr darnieder. Allein es war nicht immer so; noch bis Kriegsausbruch war hier überall ein reger Steinbruchbetrieb. Zu Anfang dieses Jahrhunderts wurden sogar Steinbrucharbeiter aus der Passauer Gegend hierher geholt, um die zahlreichen Aufträge zu erledigen. Der Buntsandstein, der früher allgemein der Baustein der ganzen Gegend war, wird jetzt außer zu Wasserbauten, nur mehr zu Tür- und Fensterstöcken verwendet. Der Betrieb in den Granit-, Diorit- und Kersantit-Brüchen ist gleichfalls sehr zurückgegangen, meist sogar ganz stillgelegt worden. Und doch liegt der Reichtum des Spessarts außer in seinen Wäldern in seinen Gesteinen.

Der dunkle Diorit des Stengerts gibt einen guten Pflasterstein ab und läßt sich zu Werkstücken der verschiedensten Art und Größe verarbeiten, weniger zu Wasserbauten. Für architektonische Zwecke und Grabmäler sollte er mehr als bisher Verwendung finden, da er geschliffen ein schönes Aussehen erhält. Säulen aus diesem Material sieht man in der Aschaffener Synagoge. Am Stengerts steht gewinnbarer Diorit in schwankender Mächtigkeit von durchschnittlich einigen hundert Metern vornehmlich in großen Klippen und Felsabbrüchen ohne Abraum an. Am Nordabhang wird ein Abbau kaum mehr in Frage kommen; die günstigste Stelle wird im S. sein, wo auch zuletzt gearbeitet wurde.

Am Grau-Berg bildet der Diorit in rund 15 m Mächtigkeit die Höhe. Auch in den mehr abgelegenen Gebieten könnte der Diorit und Hornblendegranit örtlich zu Straßenbauten herangezogen werden. In letzter Zeit wurden diese Gesteine z. B. zum Bau des Kulturweges von Ober-Bessenbach nach Dürrmorsbach verwendet.

Im Gebiete des Diorits und Hornblendegranits, vereinzelt auch im Injektionsgneis, treten zahlreiche Kersantite, d. s. lamprophyrische Ganggesteine, auf. Man bezeichnet sie auch als Aschaffite (v. GÜMBEL)

und Spessartite; im Volksmund, sowohl als auch in der Steinindustrie (vergl. S. 26) sind sie wegen ihrer schwarzen Farbe allgemein unter dem Namen „Basalt“ bekannt. Als Schottermaterial sollen diese Gesteine dem echten Basalt in keiner Weise nachstehen. Pflastersteine aus dem gleichen Material wurden vor Jahrzehnten in Darmstadt verwendet und sollen sich nach Aussage von Fachleuten gut gehalten haben.

Die schon stark abgebauten Gänge am Stengerts besitzen keine nennenswerte Abbaumöglichkeit mehr, denn der durch den auflagernden, nach S. einfallenden Buntsandstein entstehende Abraum wird zu groß. Das war mit ein Grund zur gänzlichen Stilllegung dieser Brüche.

Anders liegen die Verhältnisse bei dem Kersantit-Gang von Straß-Bessenbach, der etwa 10 m mächtig ist. Obwohl auch hier Buntsandstein auflagert, scheinen die Abbauverhältnisse jedoch günstiger zu sein. Desgleichen könnten auch andere Kersantit-Gänge, wie die von Sodenthal, noch abgebaut werden. Ob sich ein allenfallsiger Abbau lohnt, müßte ein Fachmann entscheiden; hier sei nur die Möglichkeit des Abbaues hervorgehoben.

Der Injektionsgneis bietet wenig brauchbares Gesteinsmaterial, nur seine größeren granitgneisartigen, aplitischen Teile finden örtliche Verwendung.

Umso wertvoller ist das Vorkommen dolomithaltiger Kalkmarmore. Vor einigen Jahrzehnten wurde ein mächtiger Gang im Gailbach-Tal abgebaut. Der Betrieb wurde schließlich wegen Abraum-schwierigkeiten eingestellt. Seit einem Jahre ist der Abbau wieder im Gang. Ein anderer Bruch findet sich am Klingerhof bei Straß-Bessenbach, wo der Marmor anfänglich im Tagebau, jetzt durch Stollenbetrieb gewonnen wird. Im Frühjahr 1930 wurde zwischen dem Gailbach-Tal und Keilberg der Marmor in Probeschürfe angetroffen. Die mehrere Meter tiefe starke Verwitterung seiner oberen Schichten läßt bei einem Abbau hier größere Mengen von Abraum erwarten. Der dolomithaltige Kalkmarmor findet in Papierfabriken Verwendung und ist in der kalkarmen Gegend ein sehr gesuchtes Gestein.

Ein verhältnismäßig reger Steinbruchbetrieb war bis vor kurzem noch in der Zone des Granitgneises zu finden. Dieses Gestein wird viel zu Grundmauern verwendet. Mit der jetzt zurückgehenden Bautätigkeit läßt auch hier der Betrieb stark nach, ist jedoch immerhin noch der bedeutendste des Vorspessarts. Brüche im Granitgneis liegen am Wendel-Berg und Haid-Berg, aufgelassene auch in der „Frau Holle“, O. außerhalb Aschaffenburgs.

Der Pegmatit-Aplit („Granitgneis“) des hinteren Gailbach-Tales ist als Schottermaterial, allerdings nur in der Nähe seines Vorkommens, gesucht. Wegen seiner Härte einerseits, seiner starken Zerklüftung andererseits eignet er sich gut zu Straßenbauten.

Der körnig-flaserige Gneis wird jenseits der Aschaff in einigen

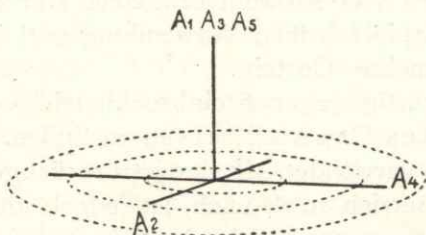
größeren Brüchen abgebaut (z. B. in Goldbach), diesseits der Aschaff ist er jedoch heute bedeutungslos.

Die Steinindustrie war einst eine wichtige Einnahmequelle für einen großen Teil der Spessart-Bevölkerung. Diese Industrie wieder zu heben, wäre nicht nur allein vom geologischen Standpunkt aus zu wünschen. Es wären dann auch die meisten Spessart-Arbeiter nicht mehr gezwungen, fern ihrer Heimat, meist in nichtbayerischen Gebieten, Arbeit zu suchen.

Anhang: Bemerkung zu den Gefüge-Analysen.

Die Gefügemessungen haben gezeigt, daß vielfach auch Gesteine, deren Mineralbestandteile ganz regellos angeordnet zu sein scheinen, hauptsächlich infolge von Druckwirkung doch eine gewisse, wenn auch makroskopisch nicht sichtbare Anordnung zeigen, d. h. daß sie geregelt erscheinen. Besonders gut ist dies zu beobachten an durch tektonische Einwirkung umgeprägten quarzföhrnden Gesteinen, da der Quarz trotz seiner Sprödigkeit und Härte den die Regelung bewirkenden Kräften sich besonders leicht fügt. Als hexagonaler Kristall ist der Quarz im allgemeinen optisch einachsrig (optische Achse = kristallographische c-Achse); insofern ist es durch die optischen Methoden unschwer zu ermitteln, welche räumliche Lage die c-Achse des Quarzes jeweils im Gestein einnimmt. Die Untersuchungsmethoden mit dem Universal-Drehtisch haben für derlei Messungen eine sichere Grundlage geschaffen.

Es kommt darauf an, dem Präparat jede beliebige Lage zum Mikroskop-Tubus zu geben. Dazu verwendet man schon seit FEDOROW und NIKITIN zwei größere Kugelsegmente von ausgewählter Lichtbrechung. Zwischen diese wird das Präparat in geeigneter Weise eingeschaltet. Diese Kugelsegmente bewirken, daß bei der nun schief gewordenen Lage des Schliffes der Strahlendurchgang nicht oder nur ganz wenig abgelenkt wird und durch den Tubus in das Auge gelangt. Denn die verhältnismäßig große Kugeloberfläche hat für das Mikroskop die Wirkung einer planparallelen Platte, durch die das Lichtbündel erfahrungsgemäß geradlinig hindurchgeht. Drei verschiedene Achsen dienen dazu, das Präparat um eine senkrechte Achse beliebig zu drehen, zwei aufeinander senkrecht stehende Drehachsen gestatten Neigungen um die wagrechte Achse (siehe Abb. unten!). Auf diese Weise kann man das Präparat nach allen Richtungen drehen, um es in die gewünschte Lage zu bringen und die optisch verschiedenen Richtungen des Minerals in dieser Lage zu studieren.



Die fünf Drehachsen in der „Ausgangsstellung“ nach BEREK.

Es ist nicht möglich im Rahmen dieser Arbeit eine Einführung in die Untersuchungsmethoden mit dem U-Tisch zu geben. Zum näheren Verständnis diene folgendes:

Drehen wir beispielsweise unter gekreuzten Nicols bei einem einachsigen Kristall (Quarz) den in die Ausgangsstellung gebrachten Schliff um die senkrechte Drehtisch-Achse A_1 bis Dunkelheit eintritt, so ergeben sich folgende zwei Möglichkeiten:

1. Bleibt jetzt bei auch noch so starker Neigung um die wagrechte Achse A_4 Dunkelheit, dann liegt i. a. die Quarzachse in einer Ebene senkrecht zur Neigungsachse A_4 . Um die Quarzachse in die Tubusachse hereinzubringen ist neuerdings Drehen um A_5 und bei allenfalls auftretendem Aufhellen Neigen um A_4 notwendig und dies zwar so lange, bis bei beliebiger Drehung um A_5 vollkommene Dunkelheit bleibt. Jetzt haben wir die Polstellung erreicht, d. h. die Quarzachse steht parallel dem Tubus. Dieser Fall ist stets zu erwarten, wenn die Polachse überdies schon in der Nähe der Tubusachse war, oder, was damit gleichbedeutend ist, die Interferenzfarben des Quarzkornes niedrig waren.

2. Ist dagegen bei Neigung um A_4 keine Dunkelstellung zu erreichen, so darf angenommen werden, daß man bei Neigung um A_4 die Äquatorebene des Quarzes annähernd parallel zur Tubusachse hat. Um die genaue Einstellung zu erreichen, neigt man abwechselnd mit A_2 und A_4 , bis bei beliebiger Drehung um A_4 Dunkelstellung bleibt = Äquatorstellung. Hat man auf diese Weise die Äquatorebene parallel zur Schichtung gebracht, so ist auch die räumliche Lage der c-Achse, die man wissen will, einwandfrei festgestellt, da diese Achse auf der Äquatorebene senkrecht steht.

Sollte zufällig schon von vornherein die c-Achse des Quarzes genau in der Schliffebene liegen, so kann man sich der Achse A_3 bedienen, um die einwandfreie Lage der c-Achse zu ermitteln, worauf hier nicht näher eingegangen zu werden braucht.

Es gibt keine Lage eines einachsigen Kristalls im Raume, bei der nicht mittels der U-Tisch-Methode die Lage der c-Achse im Kristall einwandfrei feststellbar wäre. Die optische Achse des Quarzes als kristallographische c-Achse eines einachsigen Minerals ist für die räumliche Lage des Kristalles wichtig, zumal auch die Festigkeitsverhältnisse einachsiger Mineralien in c-Achsenrichtung und Richtung der Äquatorebene wesentliche Unterschiede aufzuweisen pflegen. Die Anordnung der Atome im Kristall bedingt jedoch noch feinere Unterschiede; hier könnte freilich nur röntgenometrische Untersuchung weiterhelfen.

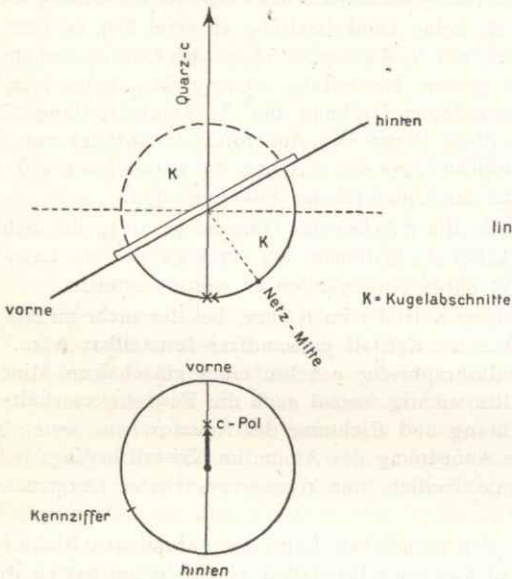
Die bildliche Darstellung der räumlichen Lage der gefundenen Richtungen des Kristalls oder einer ganzen Anzahl von Einzelkristallen geschieht am besten durch Festlegung ihrer Durchstoßpunkte auf einer Halbkugel, in deren Mitte man sich jedes Kristallkorn hineinversetzt denkt. Der Eintrag geschieht am zweckmäßigsten auf dem ebenen Projektionsbilde einer solchen Halbkugel. Man könnte dazu die in der Kristallographie übliche stereographische Kugelprojektion verwenden, benützt aber besser die sog. flächentreue Projektion, wie sie in den Atlanten gewöhnlich zur Darstellung der Erdhalbkugel verwendet wird. Dadurch bekommt man über die Häufungsfelder gefundener Punkte ein noch anschaulicheres Bild.

Beim Eintragen dieser Punkte in das in eine Ebene projizierte Halbkugelnetz mit Gradeinteilung vergegenwärtige man sich am besten die Lage dieser Punkte auf den folgenden Zeichnungen. Hier ist ersichtlich, wie nach Drehung des Präparates die Blickrichtung auf der mit dem Präparat gedrehten und in die Ebene projizierten Halbkugel wandert, so daß man nicht in Zweifel sein kann, ob man die am Drehtisch abgelesenen Neigungswinkel vom Mittelpunkt oder vom Rand aus abzutragen hat. Hat man z. B. bei der Polstellung (Abb. a) mit A_4 nach vorne geneigt, dann trägt man den Neigungswinkel vom Mittelpunkt nach vorne ab; umgekehrt, wenn nach hinten geneigt wurde. Wurde dagegen bei der Äquatorstellung (Abb. b) nach rechts geneigt, also am linken Bügel abgelesen, dann trägt man den Neigungswinkel auf der Äquatorrichtung des Blattes vom linken Rand nach rechts ab; umgekehrt bei Linksneigung.

Auf diese Weise wird mit Hilfe eines Schmidt'schen Parallelführers durch Parallelverschiebung des Schliffes Korn für Korn des Quarzes ohne Auswahl eingemessen und abgetragen (statistische Methode). Die so erhaltenen Punkte werden dann mit Millimeterpapier ausgezählt und der Promillesatz der Besetzungsdichte durch verschieden gezeichnete Felder im Diagramm angegeben. Auf diese Weise läßt sich ein auftretendes Maximum leicht ersichtlich machen. Um den Einfluß zufälliger Kornlagen auszuschalten,

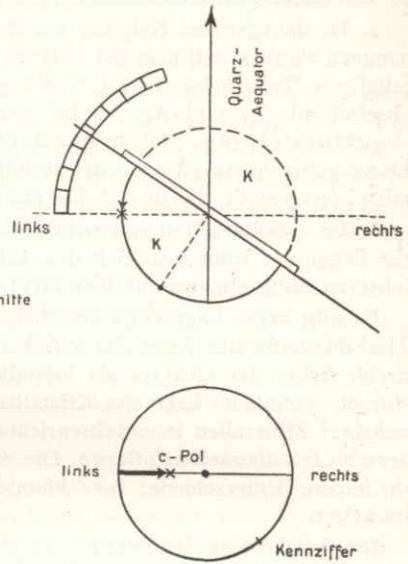
ist es notwendig, die Lage möglichst vieler Körner zu messen. Nach B. SANDER „sind in erstmalig zu untersuchenden Gefügearten hohe Körnerzahlen von einigen 100 anzustreben“. In dieser Arbeit war es nicht immer möglich, diese hohe Zahl zu erreichen; es zeigten aber für gewöhnlich schon die erreichbaren Körner eine genügend deutliche Regelung.

a) Polstellung



Projektionsbild

b) Aequatorstellung



Projektionsbild

nach E. Christa.

Bei den meisten mechanisch beanspruchten Gesteinen wird man ausgesprochene Häufungen wahrnehmen, die eine gewisse Symmetrie aufweisen. Es erscheint von vorneherein verständlich, daß bei den Glimmern die Spaltebenen (001) sehr oft in die Schlickebene zu liegen kommen, so daß die Pole der Spaltflächen ausgesprochene lineare Häufungen ergeben. Daß die Einstellung der Spaltflächen von vollkommen und einseitig spaltbaren Mineralien, wie es die Glimmer sind, bei der Verwendung des U-Tisches keinerlei Schwierigkeiten macht, bedarf keiner weiteren Erwähnung.

Bei den Quarzen beobachtet man in tektonischen Gesteinen überaus häufig, daß die Häufung der Punkte in einer Ebene liegt, die zur Schieferungsfläche senkrecht steht, also gewissermaßen einen Gürtel bilden, der entweder ein offener, d. h. nicht rundum geschlossener, selten ein allseits geschlossener ist. Solche Gürtelgefüge sind die sog. B-Tektonite SANDER's,¹⁾ wobei die Richtung B die Richtung der Gürtelnormale ist. In vielen Fällen beobachtet man aber auch, gerade bei den Quarzen, sog. Kreuzgürtel oder diagonal verlaufende Häufungszonen. Über die Ursache dieser Anordnung bestehen vorerst nur Vermutungen; wichtig aber ist, worauf SANDER in seiner Gefügelehre immer wieder hinweist, die ausgesprochene Symmetrie dieser Regelungsarten. Tektonische Gesteine sind eben, wie SANDER es in der prägnantesten Form genannt hat, „den einfügenden Vektoren symmetriegemäße Gebilde“.

1) Tektonite = Gesteine mit summierbarer Teilbewegung im Gefüge.

ZUSAMMENFASSUNG.

Die Untersuchung der lange Zeit widerspruchsvoll gebliebenen gesteinskundlichen Verhältnisse in der südlichen Grundgebirgszone des Spessarts ergab, daß die hier herrschenden Tiefengesteine vornehmlich dioritischen Charakters sind. Parallelgefüge und Regelungserscheinungen treten zurück. Schlierige Bildungen, örtliche Anhäufung von Orthoklasen, auch stärkere Schwankung im Mengenverhältnis der wesentlichen Gesteinsgemengteile deuten auf ursächliche Zusammenhänge mit ähnlichen Erscheinungen hin, wie sie an jenen eigenartigen, das Tiefengestein und dessen Nachbarschaft nord-südlich durchsetzenden Lamprophyren festgestellt waren und für diese bezeichnend sind. Aufschmelzungen und Diffusionen zugleich dürften als Ursache des unruhigen Verlaufs dieser dioritischen und z. T. hornblendegranitischen, orogenetisch offenbar jüngsten Intrusionsvorgänge anzusehen sein. Die unmittelbar nördlich anschließende, neuerdings durch v. BUBNOFF mit Recht als Injektionszone ausgeschiedene Gesteinsfolge zeigt neben den bekannten Kalkmarmoren, an deren stofflicher und mineralischer Zusammensetzung ein stark dolomitischer Einschlag sich erweisen ließ, auch Einlagerungen von Schiefen, die KLEMM zu den Stauolith-Gneisen des Nordens in Beziehung bringt, was im Nachweis einer Stauolith-Führung nun auch im südlichen Bereich eine Stütze findet. Die nördlich sich anreihende Gesteinsfolge enthält im Süden der Aschaff z. T. recht gut aufgeschlossene, von Turmalin-Pegmatiten durchaderte und durch karbonatisch gebundenes Zechstein-Konglomerat nebst Bröckelschiefer diskordant überlagerte Granitgneise mit vorherrschendem gürteltektonitischen Gefüge. Die durch Kluftdiagramme belegten Kluftsysteme lassen auf ein bruchweise stattgehabtes Absinken der Gesteinsmassen nach dem Rheintal-Graben schließen.

Schriftquellen.

1. BAYER, E., Lamellenbau und Entwicklungsstruktur der Feldspäte. Zeitschr. f. Krist., 73. Bd., 1930.
2. BEYER, P. J., Der Chemismus der Lamprophyre (Aus NIGGLI, Gesteins- u. Mineralprovinzen, Bd. I). Berlin 1923.
3. BUBNOFF, S. v., Studien im südwestdeutschen Grundgebirge. N. Jahrb. f. Min. usw., Bl.-Bd. LV, Abt. B., 1926.
4. — Der Werdegang einer Eruptivmasse. Geol.-petrogr. Analyse der Intrusionstektonik im Schwarzwald. Berlin 1928.
5. BUCK, E., Gefügestudien aus dem vorderen Pitztal. Diss. Tübingen 1928.
6. BÜCKING, H., Der Nordwestliche Spessart. Abhandlungen der K. Preuß. Geol. Landesanstalt 1892, N. F. Heft 12.
7. — Das Grundgebirge des Spessarts. Jahrb. der K. Preuß. Geol. Landesanstalt 1889.
8. CHELIUS, C., Die lamprophyrischen usw. Ganggesteine im Grundgebirge des Spessarts. N. Jahrb. f. Min. usw. 1888, Bd. II.
9. CLOOS, H., Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. Abhandlungen der Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F. H. 81, 1920.

10. CLOOS, H., Der Mechanismus tiefenvulkanischer Vorgänge. Braunschweig 1921.
11. — Tektonik und Magma, Untersuchungen zur Geologie der Tiefen. Abhandlungen der Preuß. Geol.-Landesanstalt, N. F. H. 89, 1922.
12. — Tektonik und Magma II. Dies. Abhandl., N. F. H. 96, 1924.
13. — Das Batholithenproblem. Berlin 1923.
14. — Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen I. Spez. Teil: Das Riesengebirge in Schlesien, Bau und Oberflächengestaltung. Berlin 1925.
15. — Tektonik und Magma III. Die Plutone des Passauer Waldes, ihr Bau, Werdegang und innere Tektonik. Monogr. zur Geol. u. Pal. 1927.
16. CHRISTA, E., Über „Regelungserscheinungen im Schriftgranit“. Verhandl. der Phys.-Med. Ges. Würzburg, N. F. Bd. LIII.
17. — Über Myrmekit in zentralalpinen Gesteinen. N. Jahrb. f. Min. usw., Bl.-Bd. LVII, Abt. A. 1928, S. 1185—1196.
18. CREDNER, W., Grundzüge einer vergleichenden Morphologie der kristallinen Gebiete von Spessart und Odenwald. Verh. naturhist. Ver. Heidelberg, N. F. 15, 1922.
19. DEECKE, W., Geologie von Baden, II. Teil. Berlin 1917.
20. DRESCHER, F. K., Über granito-dioritische Mischgesteine der Friedeberger Intrusivmasse. N. Jahrb. f. Min. usw., Bl.-Bd. LIV, Abt. A., 1926.
21. — Zur Genese der Diorite von Fürstenstein (Bayer. Wald). N. Jahrb. f. Min. usw. 1930, LX. Bl. Bd., Abt. A.
22. ERDMANNSDÖRFFER, O. H., Grundlagen der Petrographie. Stuttgart 1924.
23. FELKEL, E., Gefügestudien an Kalktektoniten. Jahrb. der Geol. Bundesanstalt. Wien 1929.
24. — und SANDER, B., Zur tektonischen Analyse von Schmelztektoniten. Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften 1929, 13. Abhandl.
25. GOLLER, E., Die Lamprophyrgänge des südl. Vorspessarts. Diss. Sraßburg 1889.
26. GRUBENMANN-NIGGLI, Gesteinsmetamorphose I. Berlin 1923.
27. GÜMBEL, C. W. v., Geol. Skizze des Bayerischen Spessarts. Deutsche Geogr. Blätter 4. Bremen 1881.
28. — Geologie von Bayern, Bd. II. Kassel 1894.
29. KITTEL, B., Skizze der geognostischen Verhältnisse der nächsten Umgebung Aschaffenburgs. Kgl. Bayer. Mus. Aschaffenburg 1838—40.
30. KLEMM, G., Erläuterungen zur geol. Karte des Großherzogtums Hessen im Maßstab 1 : 25 000. III. Lieferung, Bl. Schaaheim—Aschaffenburg. Darmstadt 1894.
31. — Beiträge zur Kenntnis des kristallinen Grundgebirges des Spessart. Abhandl. der Großherzogl. Hess. Landesanstalt zu Darmstadt 1895, Bd. II.
32. — Über die chemischen Verhältnisse der Gesteine des kristall. Odenwaldes und des kristallinen Vorspessarts. Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Geol. Landesanstalt zu Darmstadt, V. Folge, H. 8, S. 126.
33. KLEMM, G., Über die Minetten, Vogesite und Kersantite des Odenwaldes. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Hess. Geol. Landesanst. V. Folge. 6. Heft, S. 5—27, 1923.
34. KORN, D., Tektonische und gefügeanalytische Untersuchungen im Grundgebirge des Böllsteiner Odenwaldes. N. Jahrb. f. Min. usw. 1929, LXII. Bl. Bd., Abt. B.
35. LAUBMANN, H., Die Minerallagerstätten von Bayern r. d. Rh. München 1924.
36. NIGGLI, P., Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin 1923.
37. PFAFF, F. W., Versuch einer Zusammenstellung der geologisch-mineralogischen Literatur vom Königreich Bayern. Geogn. Jahresh. Jahrg. 12. München 1899.
38. RINNE, F., Gesteinskunde. Leipzig 1928.
39. RITTER, F., Die Gebirgsarten des Spessarts. Bericht der Senckenb. Naturf. Ges. Frankfurt a/M. 1895.
40. ROSEBUSCH, H., Elemente der Gesteinskunde, III. Aufl. Stuttgart 1910.
41. — und WÜLFING, Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien, Bd. I, 2. Hälfte, bearbeitet von O. MÜGGE. Stuttgart 1927.

42. RÜGER, L., Die direkte gebirgstreue Übertragung der auf dem Universal-Drehtisch gewonnenen Messungsergebnisse gebirgsorientierter Schriffe im Diagramm. Sitzber. der Heidelberger Akademie der Wissenschaften 1927.
43. — Geol. Führer durch Heidelbergs Umgebung. Heidelberg 1928.
44. SANDER, B., Über einen Fall von Kristallisationsschieferung mit Internregelung. (Mit einem Beitrag von D. KORN.) N. Jahrb. f. Min. usw., 1928. LVII. Bl.-Bd. Abt. A.
45. — Zur petrogr.-tekton. Analyse, I. Teil. Jahrb. der Geol. Bundesanstalt. Wien 1923.
46. — Zur petrogr.-tekton. Analyse, II. Teil. Dasselbe Jahrbuch. Wien 1925.
47. — Zur petrogr.-tekton. Analyse, III. Teil. Dasselbe Jahrbuch. Wien 1926.
48. — Über Tektonik mit Gürtelgefüge. Fennia 50, Nr. 14, 1928.
49. — Gefügekunde der Gesteine. Wien 1930.
50. SANDKÜHLER, B., Über Malchite und verwandte Ganggesteine im Odenwald. Abhandl. d. Großherzogl. Hess. Landesanstalt zu Darmstadt 1913, Bd. V, H. 3.
51. SCHMIDT, W., Gefügestatistik. Tschermaks Mineral. und Petrogr. Mitt., 38. Bd., 1925.
52. — Zur Regelung zweiachsiger Mineralien in kristall. Schieferen. N. Jahrb. f. Min. usw., 1927. LVII. Bl.-Bd. Abt. A.
53. SCHREFFER, H., Das Maintal zwischen Spessart und Odenwald, eine morpholog. Studie. Forschungen Deutscher Landes- und Volkskunde 23. Stuttgart 1924.
54. SCHUSTER, M., Das dunkle Ganggestein («Wennebergit») im Granit des Wennebergs im Ries. Geognost. Jahresh. XVIII. Jahrg., 1905, S. 43—53.
55. — und SCHWAGER, A., Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. I. Die Kuselite. Geognost. Jahresh. XXIII. Jahrg., 1910, S. 43—59.
56. SCHWAGER, A. und GÜMBEL, C. W. v., Mitteilungen aus dem Chem. Laboratorium der Geogn. Abt. des K. Oberbergamtes; nach Analysen, ausgeführt von A. SCHWAGER, erläutert von v. GÜMBEL. Geogn. Jahresh. VII. Jahrg. 1895.
57. STILLE, H., Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.
58. TCHIHATCHEF, Der körnige Kalk von Auerbach-Hochstädten. Abhandl. der Hess. Geol. Landesanstalt, Bd. I, H. 4, S. 393—442, 1888.
59. THÜRACH, H., Über das Vorkommen mikroskop. Zirkone und Titanmineralien. Verhandlungen der Phys.-Med. Ges. zu Würzburg, N. F. Bd. XVIII. 1884.
60. — Geologie des Spessarts in Schober's Führer. Aschaffenburg 1888.
61. — Über die Gliederung des Urgebirgs im Spessart. Geogn. Jahresh. V. Jahrg. 1892.
62. WEIDMANN, C., Zur Geologie des Spessarts. Lithogenet. und tekton. Untersuchungen. Rhein-Mainische Forschungen, H. 3. Frankfurt a/M. 1929.
63. WEINSCHENK, E., Der bayer. Wald zwischen Bodenmais und dem Passauer Graphitgebiet. Sitzungsber. der math.-phys. Klasse der K. bayer. Akad. der Wissenschaften 1899, Bd. XXIX, H. II.
64. — Bodenmais—Passau, Petrogr. Exkursionen im Bayer. Wald. München 1914.
65. — Beiträge zur Petrographie der östl. Zentral-Alpen; Über das granit. Zentralmassiv und die Beziehungen zwischen Granit und Gneis. Abhandl. der Akad. der Wissenschaften, München, XVIII. Bd., III. Abhandl.
66. — Grundzüge der Gesteinskunde. I. u. II. Freiburg 1902/05.
67. — Die gesteinsbildenden Mineralien. Freiburg 1915.
68. — und STINY, Petrographisches Vademecum. Freiburg 1924.
69. WILZ, A., Über Oberflächengestaltung im Spessart. Programmbeilage der Städt. Handelsrealschule. Frankfurt a/M. 1911.
70. WURM, A., Fichtelgebirge und Frankenwald. (Aus der Sammlung Geologischer Führer, Bd. 31). Berlin 1925.
71. — Geologie von Bayern, I. Teil Nordbayern (Fichtelgebirge und Frankenwald). Berlin 1925.

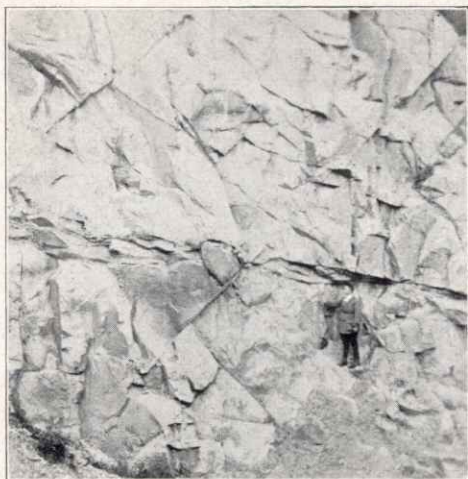


Abb. 1
Q-Klüfte n. O.
„Quetschzone“ in der „Frau Holle“.

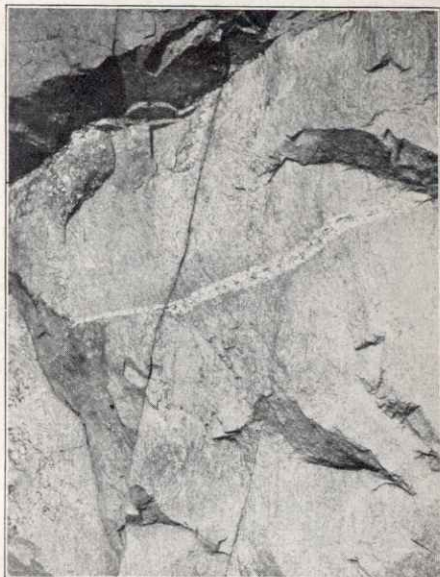


Abb. 2
Pegmatit-Gang senkrecht zur Schieferung.
„Frau Holle“.

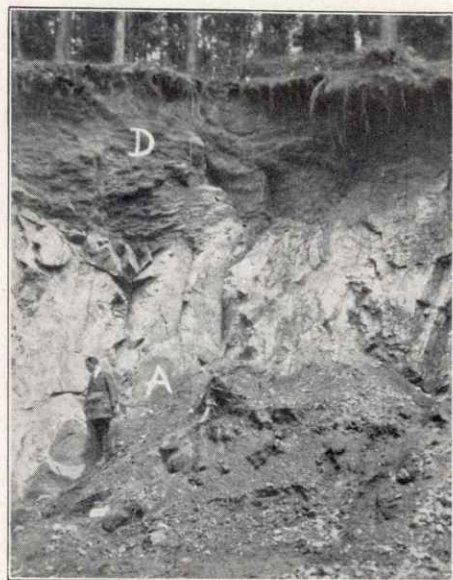


Abb. 3
Pegmatitischer Aplit (A) im Diorit (D).
Ende des Gailbach-Tales.

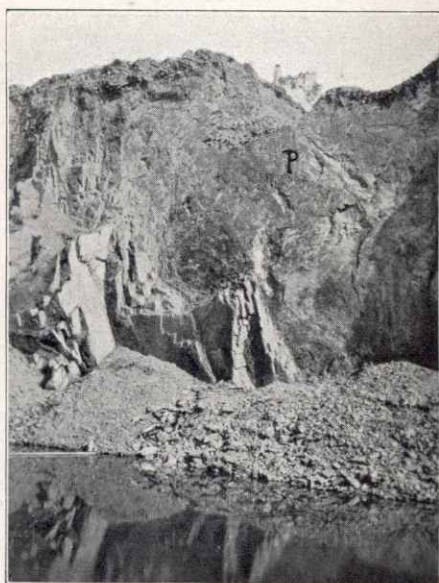


Abb. 4
Porphyr-Gang (P) im stark gepreßten
Granitgneis.

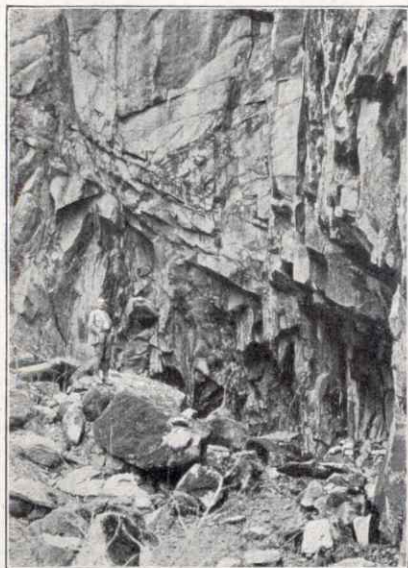


Abb. 1
Kersantit-Bruch. Stengerts.
Oben massiger Diorit, unten zerklüfteter
Kersantit.

Abb. 3
Alter Marmor-Bruch.
Gailbach-Tal.

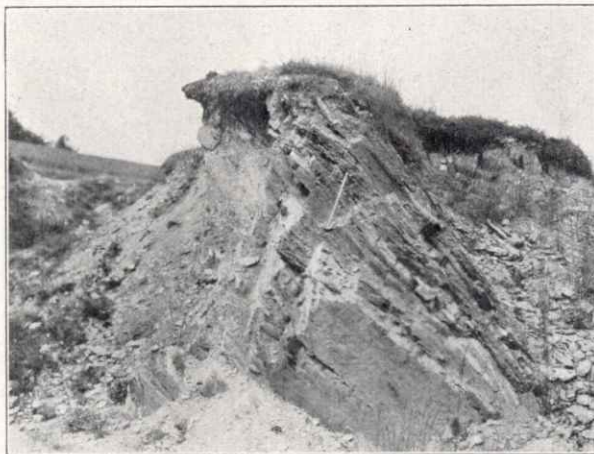


Abb. 2
Aufschluß im Injektionsgneis. Kiesel-Berg.



Abb. 4
Zechstein-Auflagerung (Z) auf dem
Granitgneis (G) „Frau Holle“
bei Aschaffenburg.

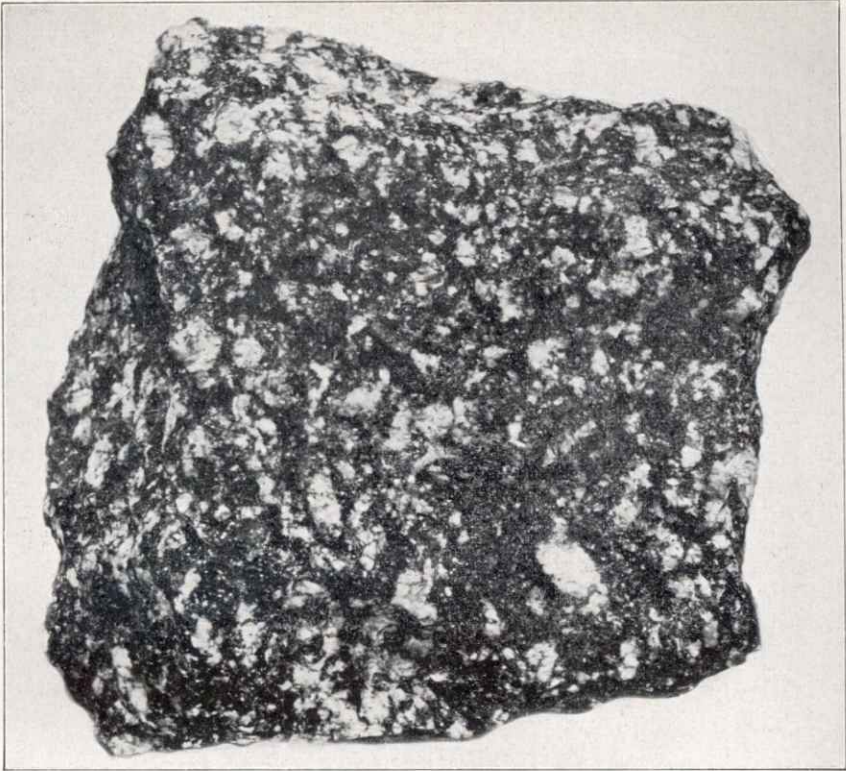


Abb. 1
Diorit, anscheinend richtungslos körnig. Stengerts (nat. Gr.).

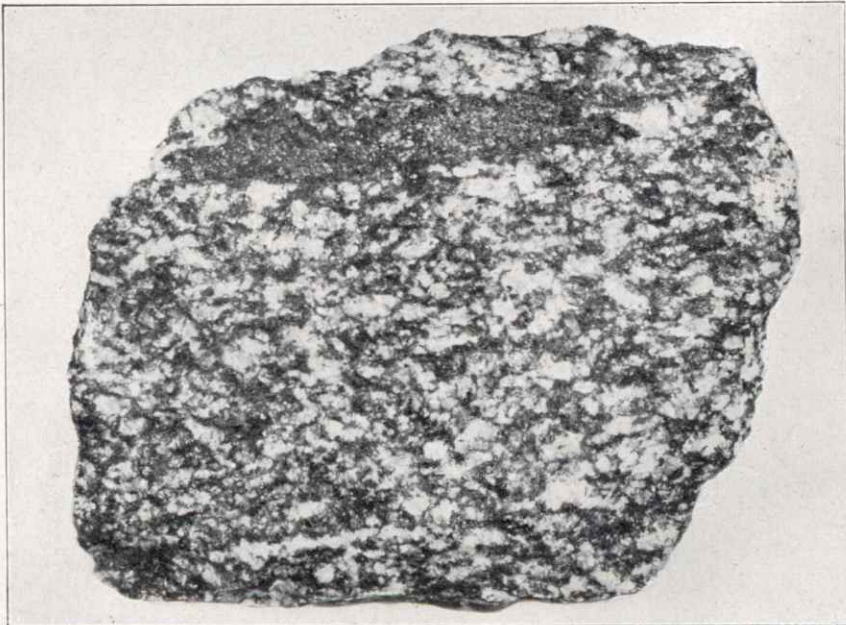


Abb. 2
Diorit, gneisartig mit Schiefereinschluß. Stengerts (nat. Gr.).

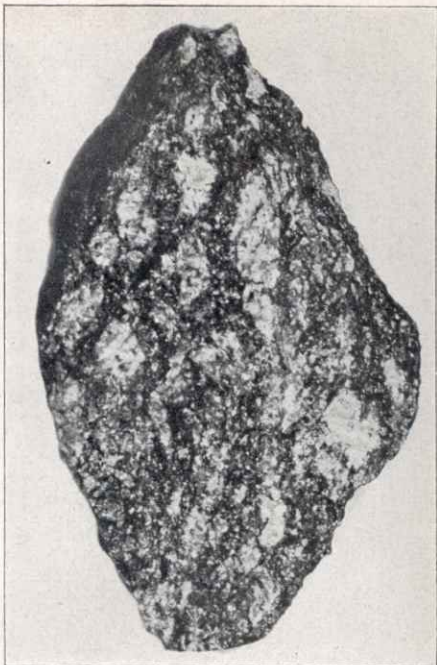
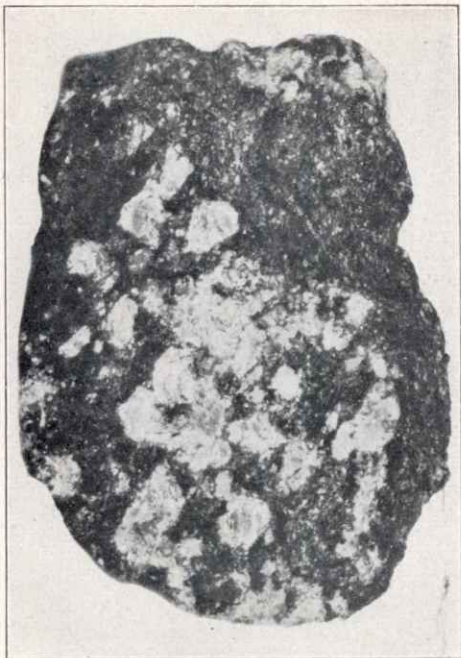


Abb. 1 und 2
Augengneis. Gailbach-Tal ($1/2$ nat. Gr.).

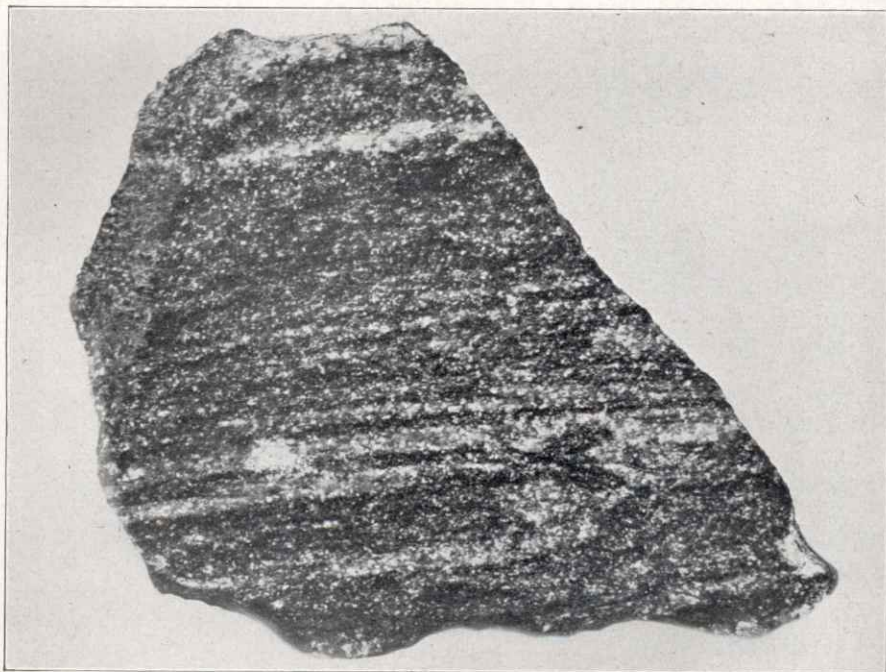


Abb. 3
Schlieriges, feinkörniges Gestein. Stengerts ($3/4$ nat. Gr.).

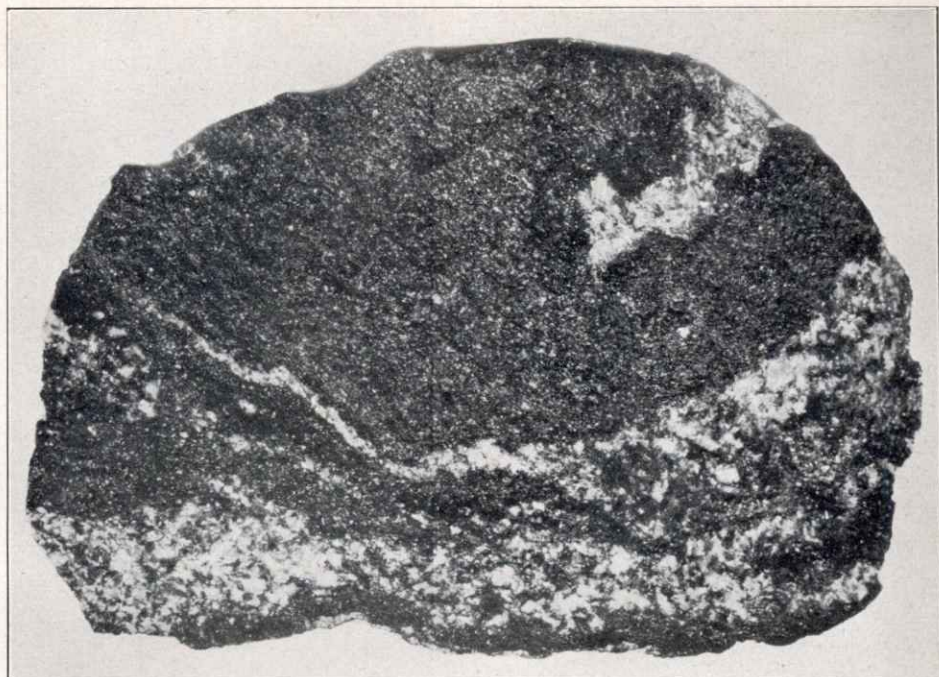


Abb. 1
Schieferscholle im Diorit. Stengerts ($\frac{1}{2}$ nat. Gr.).

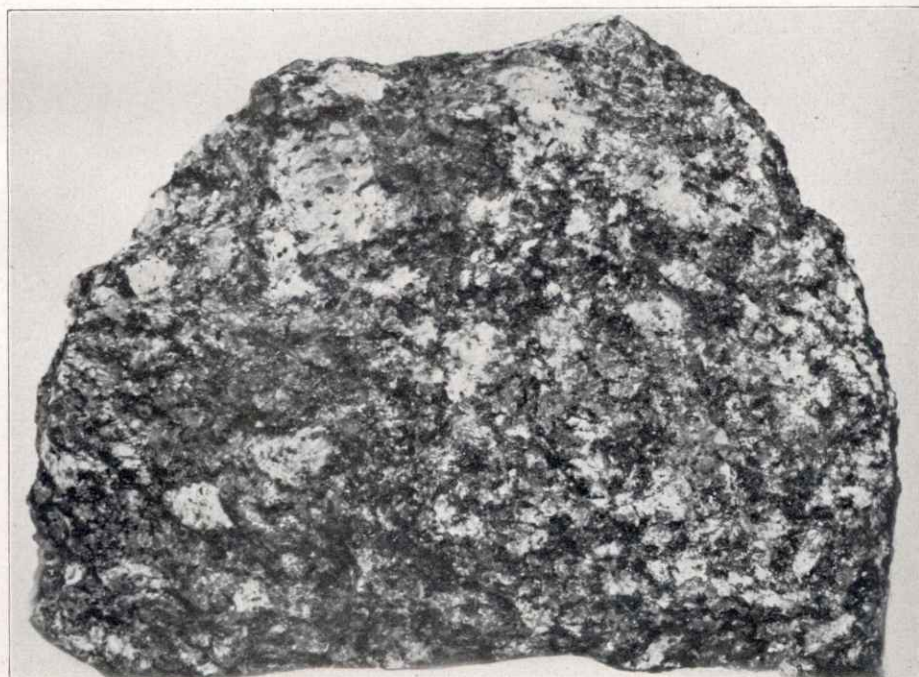


Abb. 2
Porphyrischer Hornblendegranit. Ober-Bessenbach ($\frac{1}{2}$ nat. Gr.).



Abb. 1

Angeschmolzener Orthoklas im Kersantit.
Gailbach-Tal (nat. Größe).

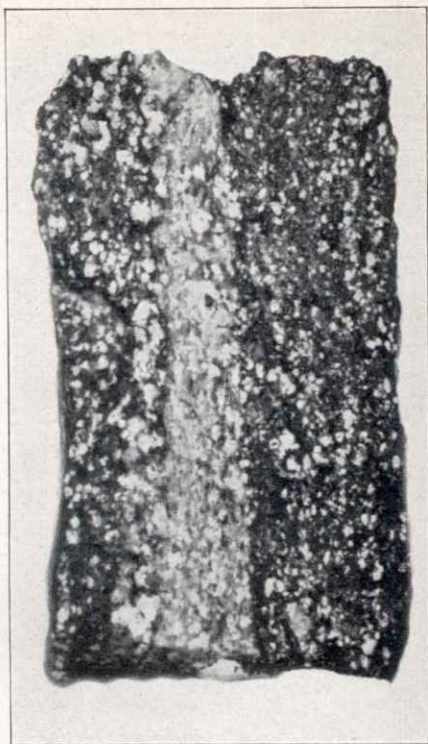


Abb. 2

Körnig-streifiger Gneis. Kaisal-Berg
(nat. Gr.).



Abb. 3

Gebogene Turmalin-Kristalle im Pegmatit.
„Frau Holle“ ($1/2$ nat. Gr.).

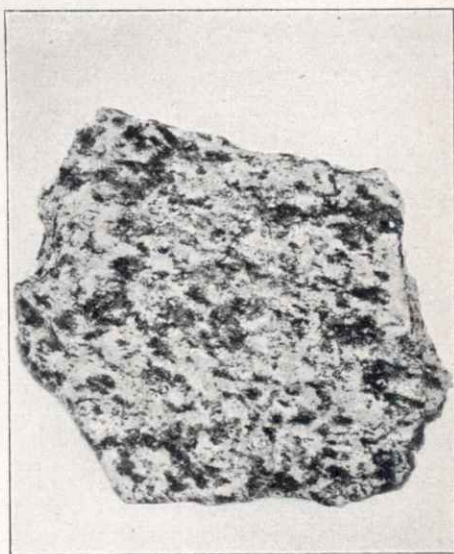


Abb. 4

Flasergneis. Goldbacher Stufe.
($1/2$ nat. Gr.).

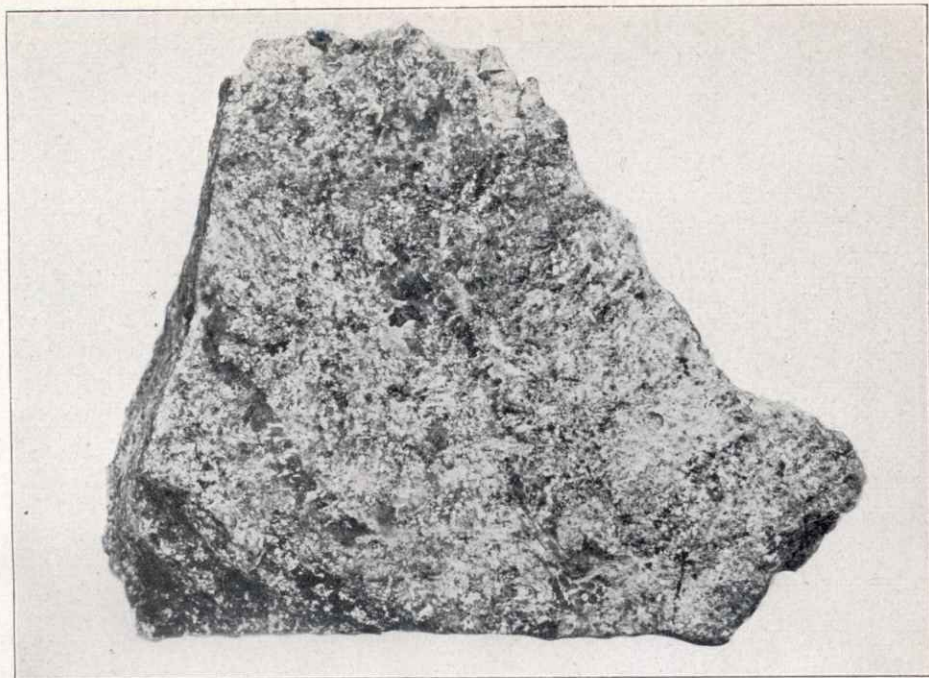


Abb. 1

S-förmig gefalteter Quarz-Gang im pegmatit. Aplit. Ende des Gailbach-Tals (nat. Gr.).

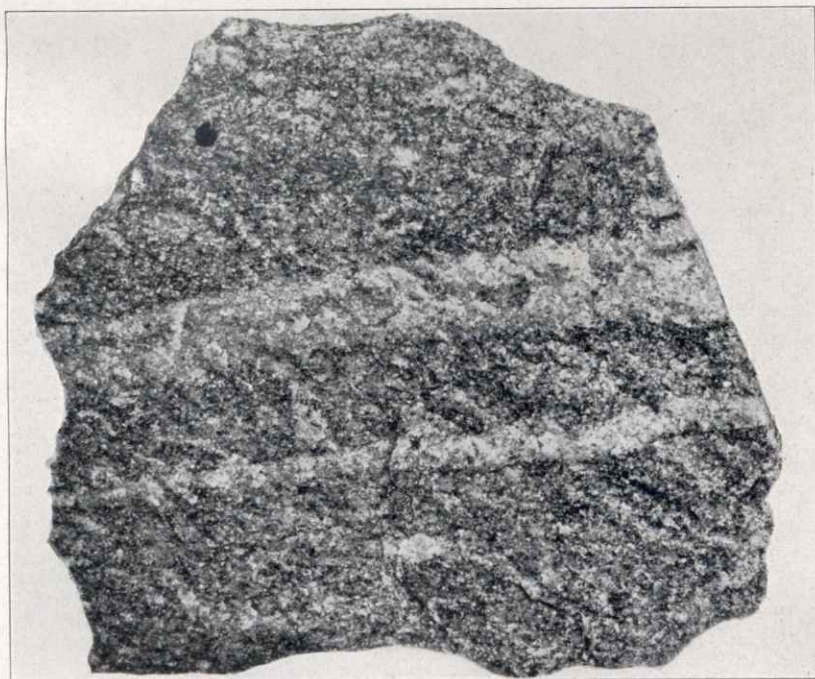


Abb. 2

Aplit-Gänge im Granitgneis. Wendel-Berg (nat. Gr.).

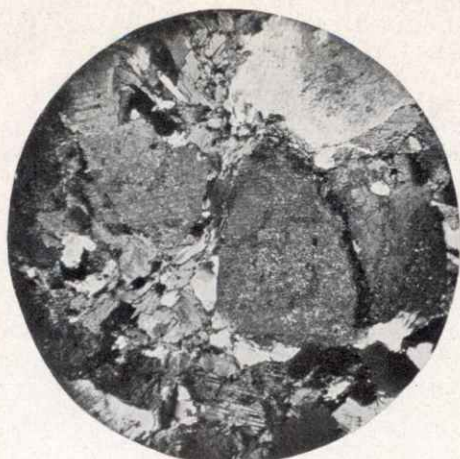


Abb. 1
Diorit. Stengerts.

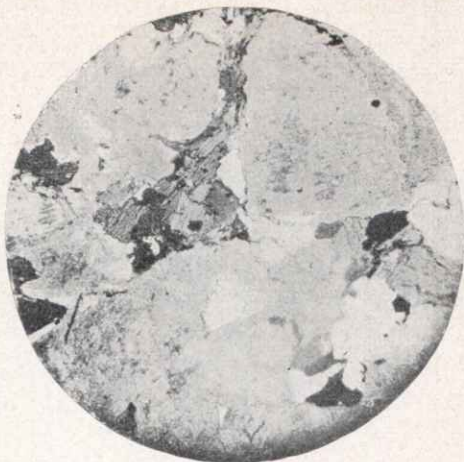


Abb. 2
Diorit. Stengerts. (Ohne Analysator.)



Abb. 3
Zersetzter Diorit aus der Störungszone.
Ober-Bessenbach.

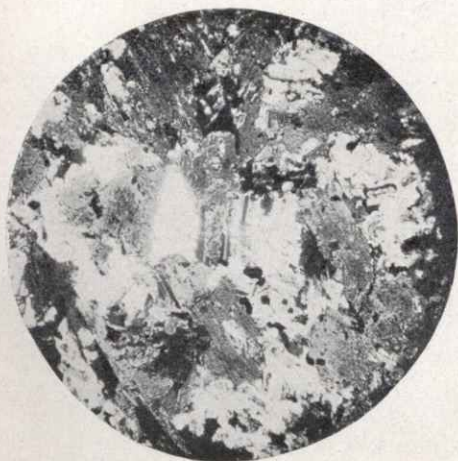


Abb. 4
Diorit. Lindenfels (Odenwald).

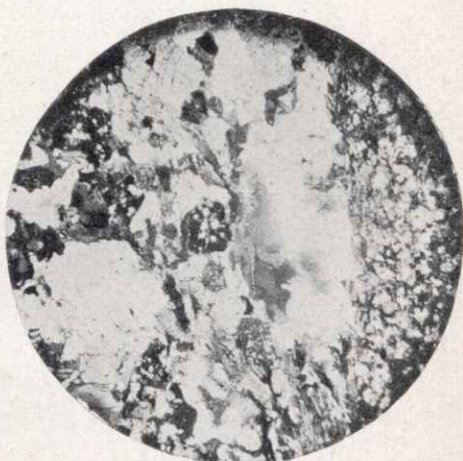


Abb. 5
Injektionsgneiszone: Aplitische Injektion.
Kiesel-Berg.

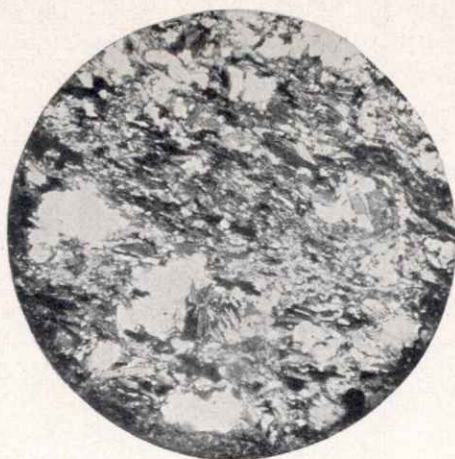


Abb. 1
Injektionsgneiszone: Schiefer.
Schweinheim.

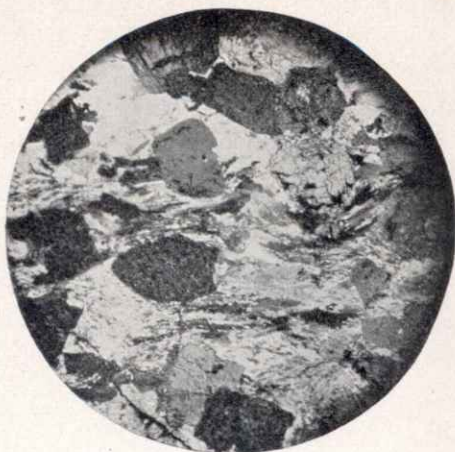


Abb. 2
Pegmatitischer Aplit. Ende des
Gailbach-Tales.



Abb. 3
Pegmatitischer Aplit. Teilbild aus Abb. 2.

Diagramme

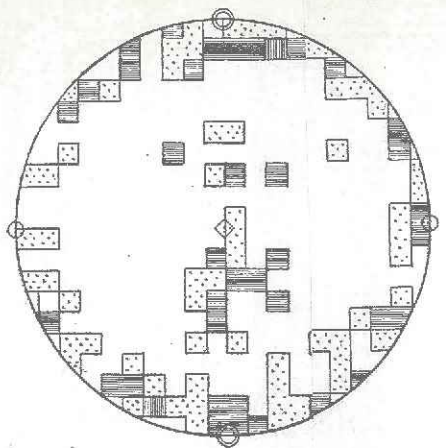


Abb. 1. Quarz im Diorit, Stengerts (im Raum nicht orientiert).

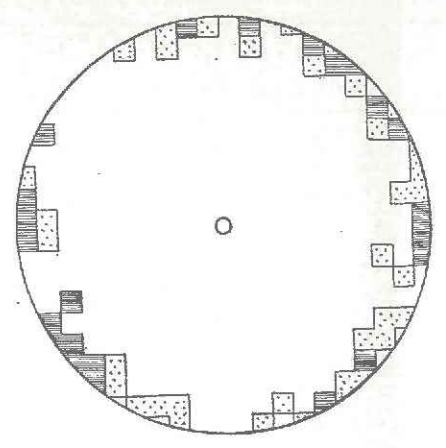


Abb. 2. Glimmer im Diorit, Stengerts (nicht orientiert).

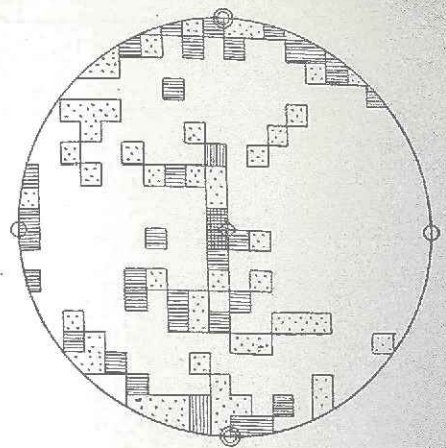


Abb. 3. Quarz im Diorit, Stengerts (orientiert).

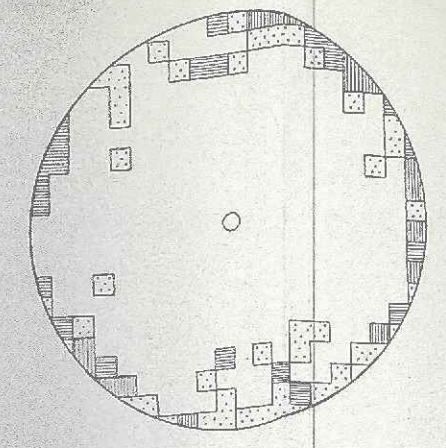


Abb. 4. Glimmer im Kersantit, Gailbach-Tal.

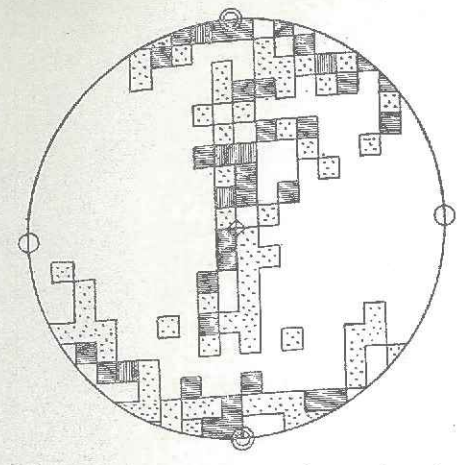


Abb. 5. Quarz, Injektionsgneis, Kaisal-Berg.

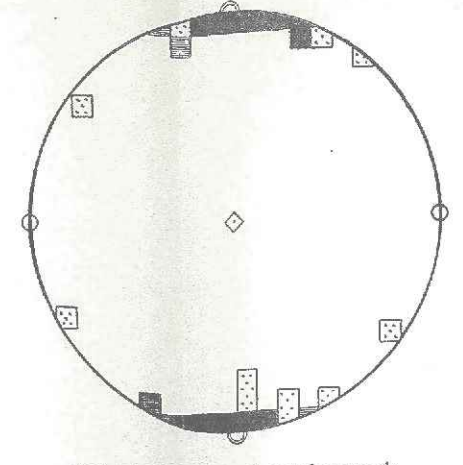


Abb. 6. Glimmer, Injektionsgneis, Kaisal-Berg.

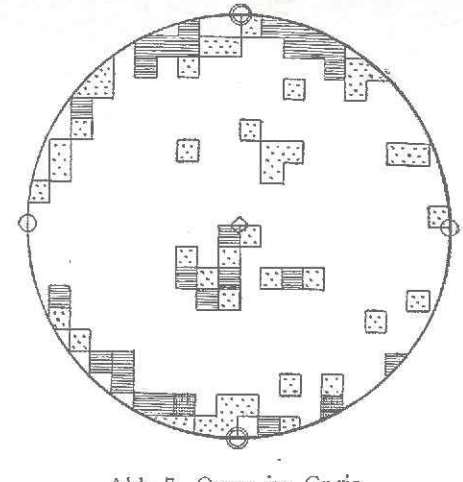


Abb. 7. Quarz im Gneis, Gailbach-Tal.

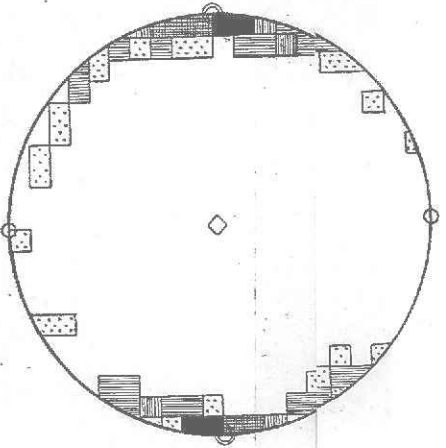


Abb. 8. Glimmer im Gneis, Gailbach-Tal.

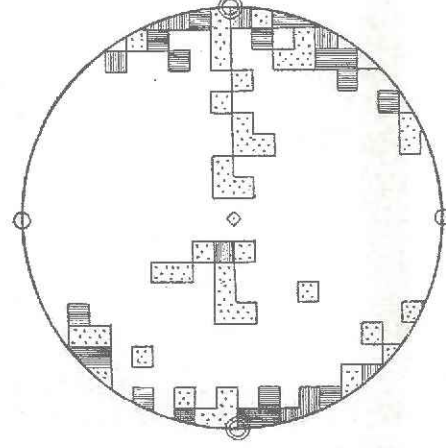


Abb. 9. Quarz im Granitgneis, Wendel-Berg.

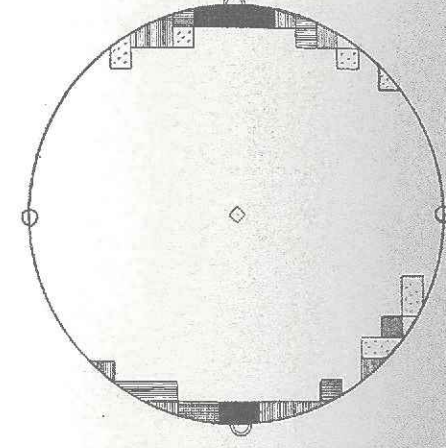


Abb. 10. Glimmer im Granitgneis, Wendel-Berg.

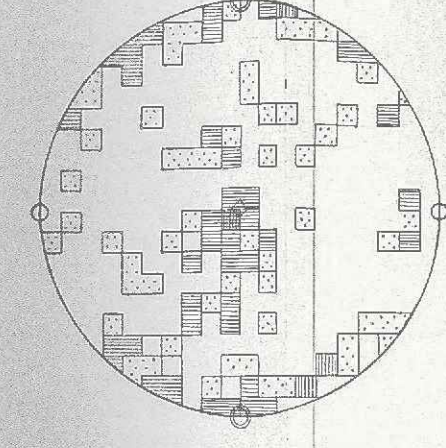


Abb. 11. Quarz im Granitgneis, „Frau Holle“.

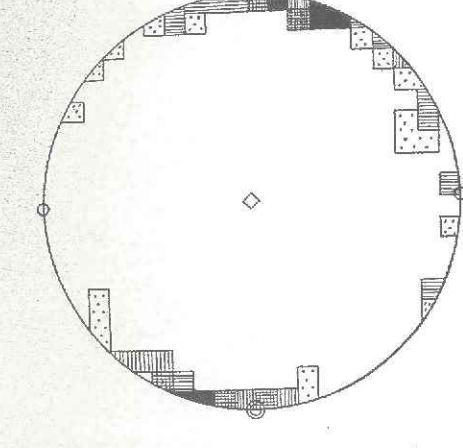


Abb. 12. Glimmer im Granitgneis, „Frau Holle“.

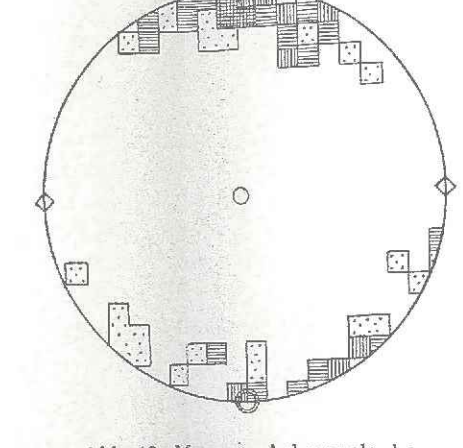


Abb. 13. Marmor, Achsenpole I s, Gailbach-Tal.

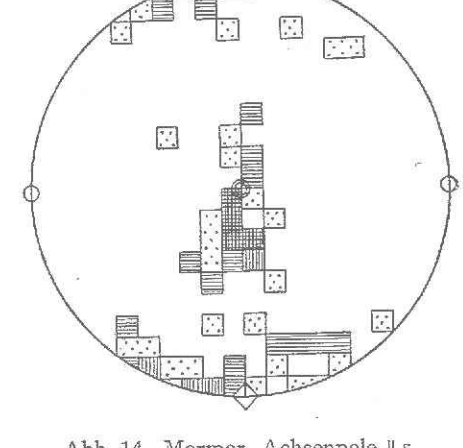


Abb. 14. Marmor, Achsenpole II s, Gailbach-Tal.

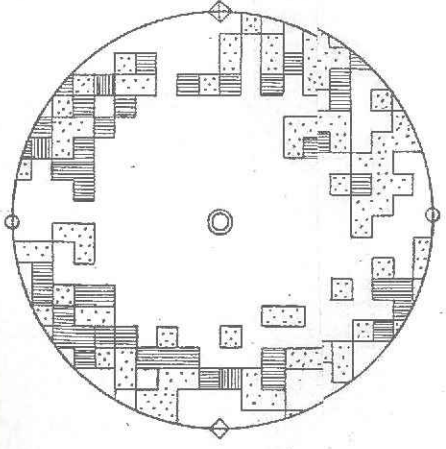


Abb. 15. Marmor, Lamellenpole II s.

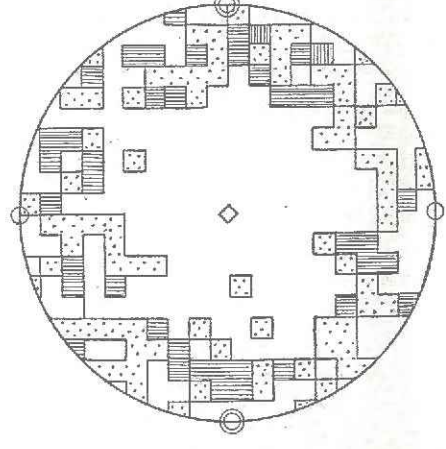


Abb. 16. Marmor, Lamellenpole I s.

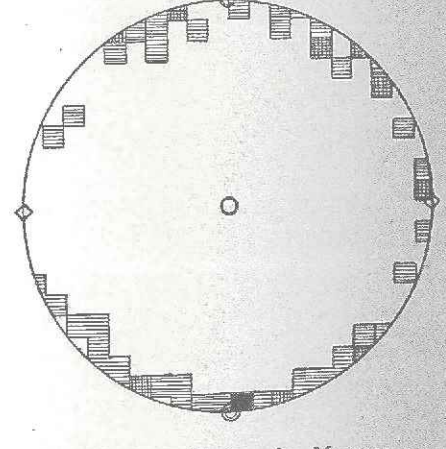


Abb. 17. Glimmer im Marmor, Gailbach-Tal.

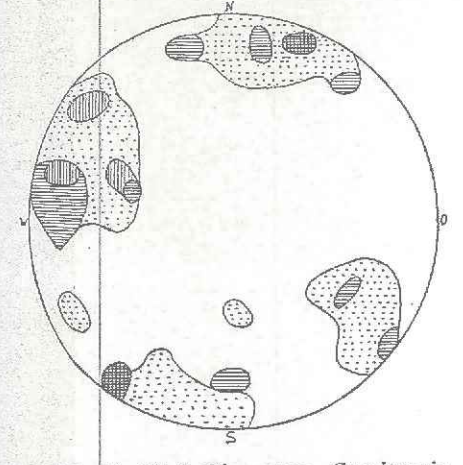


Abb. 18. Kluft-Diagramm, Granitgneis, „Frau Holle“.

Zeichenerklärung:

- 0-5 ‰
- 5-10 ‰
- 10-20 ‰
- 20-30 ‰
- 30-40 ‰
- über 40 ‰

- = z (Schieferung)
- = y (Strömung)
- = x (Durchbewegung)

