

7. Das Übergangsgebirge bei Baden-Baden, Ebersteinburg, Gaggenau und Sulzbach und seine Kontaktmetamorphose durch das Nordschwarzwälder Granitmassiv.

Von HERRN HERMANN EISELE aus Wildbad.

Hierzu Taf. VII sowie 1 Profil und 1 Übersichtskärtchen im Text.

Das am Nordrande des Schwarzwaldes bei Baden-Baden, Ebersteinburg und Gaggenau erschlossene und bisher in drei, durch Rotliegendes voneinander getrennten Partien bekannte Übergangsgebirge ist im Laufe des letzten Jahrhunderts mehrfach Gegenstand der Untersuchung gewesen.

Aus H. ECKs historischer Zusammenstellung über die Entwicklung unserer Kenntnis dieser Gebiete (Geogn. Beschreibung der Gegend von Baden-Baden, Rothenfels, Gernsbach und Herrenalb. Abhandl. der Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt, Neue Folge, H. VI, S. 197 und Rückblick S. 286) entnehmen wir, daß die bei Baden und im Dreisbachtale (Traischbachtale) bei Gaggenau gelegenen Partien durch BEYER bereits im Jahre 1794 Erwähnung gefunden haben, während der nord-nordwestlich von Ebersteinburg im Eberbachtale, der Schindelklamm und den Haberäckern aufgeschlossene Teil des Übergangsgebirges erst 1832 durch WALCHNER entdeckt wurde.

1845 erfuhr das Gebiet eine genauere Beschreibung durch HAUSMANN, und 1860 waren zum ersten Male alle drei Partien auf BACHs Karte vermerkt.

Seither haben eine Reihe von Forschern sich mit diesen, von ECK als Übergangsgebirge bezeichneten Schiefeln beschäftigt, hauptsächlich um das nähere Alter dieser Komplexe festzustellen, was aber bis jetzt mit Rücksicht auf den völligen Mangel jeglicher Fossilien nicht gelungen ist, zumal auch die Lagerungsverhältnisse eine nähere Eingrenzung der Schichten nach unten und oben nicht gestatten, weil einerseits die nächstjüngeren Gesteinsschichten in diskordanter Auflagerung dem Oberen Karbon, andererseits die älteren Bildungen schon der

Gneisformation angehören, so daß für die Deutung dieser Badener Schieferkomplexe die gesamte Serie zwischen dem Präkambrium und produktiven Karbon in Frage kommen könnte.

So hält es KLOOS (1888) für das Vorkommen im Dreisbachtale (Traisbachtale) nicht für ausgeschlossen, „daß wir es hier mit Bildungen aus vorpaläozoischen Zeiten zu tun haben“. BRONN (1850) dagegen deutet „silurisches oder devonisches“ Alter an. Besonders beachtenswert dünken mir die Angaben SANDBERGERs, der in seiner „Geogn. Beschreibung der Gegend von Baden“ (1860) betont, daß, wenn sich auch „aus den bis jetzt im Schiefergebiete nachgewiesenen Erscheinungen kein Schluß auf das Alter desselben ziehen“ lasse, dasselbe doch „wohl schwerlich älter sein“ werde als die ältesten in den Vogesen bekannten paläozoischen Ablagerungen, als Devon, und daß, „wenn innerhalb des Systems der Horizont aufgesucht werden soll, in welchem ein Wechsel von unveränderten Schiefen und Kalksteinen stattfindet, ähnlich dem hier so sehr veränderten, die Schichtengruppe der Cypridinschiefer als die einzige bezeichnet werden muß, welcher möglicherweise die Badener Schiefer angehören.

LEPSIUS (Die oberrheinische Tiefebene und ihr Randgebirge. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, Bd I, 1886, S. 58) zieht mit Recht die petrographische Beschaffenheit der Gesteine zu einem Vergleich mit den von ROSEBUSCH beschriebenen Steiger Schiefen heran und glaubt aus einer gewissen Übereinstimmung mit diesen und einer gewissen äußeren Ähnlichkeit der „Kontaktbildungen des Übergangsgebirges am Badener Granitit“ mit denen der Steiger Schiefer am Granitit von Barr-Andlau und Hohwald Schlüsse über das relative Alter der Badener Gesteine ziehen zu können, für welche er „keinen Grund“ vorliegend findet, sie „für devonisch zu erklären“.

In vorliegenden Untersuchungen werden wir uns mit dem Versuch einer schärferen Umgrenzung der Bildungszeit unserer Schiefer nicht befassen. Wir schließen uns an die ECKsche Bezeichnung „Übergangsgebirge“ an, welche hier in dem Sinne gebraucht ist, „daß darunter paläozoische Schichten von nicht näher bestimmtem Alter, aber älter als das Steinkohlengebirge, verstanden sein sollen“.

Die letzte Bearbeitung erfuhr dieses Übergangsgebirge durch H. ECK in seiner „Geogn. Beschreibung der Gegend von Baden-Baden, Rothenfels, Gernsbach und Herrenalb“ im Jahre 1892. Ihm verdanken wir nicht nur ein vollständiges

Literaturverzeichnis, dem wir einige der vorhin gegebenen Notizen entnommen haben, sondern hauptsächlich eine sehr exakte Profilierung des äußerst mannigfaltig zusammengesetzten Komplexes, welche mir bei vorliegender Untersuchung sehr genützt hat und sich, von gewissen Deutungen über Metamorphose abgesehen, mit meinen Beobachtungen durchaus hat in Einklang bringen lassen.

Einleitung.

Außer den paläozoischen Schiefen des Übergangsgebirges von Baden-Baden, nordnordwestlich von Ebersteinburg und vom Dreisbachtal bei Gaggenau, treffen wir im „Großen Walde“ und am Fuße des Amalienberges bei Gaggenau sowie bei Sulzbach Komplexe mit schieferiger Textur, aber hochkristallinem Habitus, welche von H. ECK und anderen als kristalline Schiefer vom Typus der Gneisglimmerschiefer und Glimmerschiefer beschrieben und als archaisch aufgefaßt wurden.

Durch eine gewisse äußere Ähnlichkeit dieser Gesteine mit solchen aus dem Bereich der devonischen hochmetamorphosierten Schieferserie des Syenitkontakthofes von Meißen veranlaßt, gelangte Prof. Dr. A. SAUER gelegentlich früher ausgeführter Begehungen zu der Auffassung, sie als äquivalente kontaktmetamorphe Bildungen anzusprechen zu sollen. Auf dessen Veranlassung hat es der Verfasser unternommen, die Gesteine des Übergangsgebirges mit Hereinbeziehung dieser sogenannten kristallinen Schiefer¹⁾ einer eingehenden petrographischen Untersuchung zu unterziehen und deren Abweichungen von der normalen Ausbildungsweise zu studieren.

Auf Grund dieser Untersuchungen konnte der einwandfreie Beweis erbracht werden, daß in den oben erwähnten kristallinen Schieferkomplexen von Gaggenau und Sulzbach tatsächlich kontaktmetamorphe Gesteine vorliegen, welche mit der Partie in Baden-Baden und den südlichsten zutage tretenden (d. h. hangendsten) Schichten im Eberbachtale die innere Zone eines Kontakthofes bilden, während in dessen äußerer Zone, welcher die Gebiete nordnordwestlich von Ebersteinburg und vom Dreisbachtale angehören, ein allmäh-

¹⁾ Ausgeschlossen ist allein die kleine Insel echten Gneises, welche unweit der Ziegelhütte am Hummelberg bei Gaggenau zutage tritt. Nach mündlicher Mitteilung von Prof. SAUER gehört dieser Gneis zu den alten Eruptivgneisen des Schwarzwaldes, den Schapbachgneisen, und führt auch den für diese so bezeichnenden Orthit. In diesem Gneise setzen die von ECK genau beschriebenen Kersantitgänge auf.

licher Übergang in das vom Kontakt-unbeeinflusste Gebirge erfolgt.

Die Gesamtheit der hier als Übergangsgebirge betrachteten Gesteine ist durch drei schon äußerlich als zusammengehörig sich ergebende, in ihrem petrographischen Habitus jedoch verschiedene Typen vertreten.

1. Das sind einmal gewöhnliche, seidenglänzende, rotbraune, graue und grünlichgraue Grauwackentonschiefer und Tonschiefer mit konkordant dazwischen gelagerten Grünschiefern und dichten, diabasartigen Gesteinen, Komplexe, wie sie z. B. im Devon des rheinischen Schiefergebirges, den als Devon aufgefaßten Weiler Schiefer ebenfalls zu finden sind. In gleichartiger Lagerung, mit diesen verbunden, treffen wir:

2. graue oder grünlichgraue typische Knotenschiefer, die mit dichten schwärzlichen Biotithornschiefern von splittigerem Bruche wechsellagern oder in solche übergehen. Zeisiggrüne Schmitzen und Lagen von Epidot bedingen die Varietät der „epidotführenden Biotithornschiefer“. Auch Muskovithornschiefer und Biotit-Turmalinhornschiefer sind hier zu nennen. Quarzite aus dieser Gruppe zeigen wenigstens im Bindemittel den mikrokristallinen Charakter.

Die diesem Typus zugehörigen Gesteine setzen des Verfassers „äußere Zone des Kontakthofes“ zusammen.

3. Der dritte Typus ist durch hochkristalline Gesteine gegeben.

Rötlichgraue und schwarze, z. T. durch nachträglichen Druck geschieferte oder massige granatführende Hornfelse, granat- und andalusit- (resp. disthen- oder andalusit- und disthen-)führende Glimmerquarzhornfelse, hochkristalline Glimmer- und Granatfleckenschiefer, Quarzhornfelse etc. sind die für die innere Zone des Kontakthofes bezeichnenden Gesteine. Äußerlich besitzen sie häufig den Habitus der Gneisglimmerschiefer und Glimmerschiefer.

Durch allmähliche petrographische Übergänge stehen die Gesteine des nichtkontaktmetamorphen Übergangsgebirges und die der äußeren Zone des Kontakthofes in engem Zusammenhang. Aber auch zwischen den Gesteinen der äußeren und inneren Zone sind Übergänge nachweisbar. Von besonderer Bedeutung ist die bezeichnende räumliche Verteilung der oben skizzierten drei Gesteinsgruppen in Zonen, die eine bestimmte regionale Streichrichtung im allgemeinen einhalten. Wie sich nun die Gesteine der zweiten und dritten Gruppe nach ihrer strukturellen Ausbildung und mineralischen Zusammensetzung mit aller Sicherheit als Eruptivkontaktbildungen zu erkennen

geben, so weist auch der regionale Zusammenhang gegenüber den nichtkontaktmetamorphen Gesteinen der Gruppe 1 mit aller Sicherheit darauf hin, daß in der vorliegenden Gesamtsérie von Gesteinen des Übergangsgebirges von Baden-Baden, Ebersteinburg, Gaggenau und Sulzbach sich eine in allen möglichen Übergängen bis zur höchsten Kristallinität sich steigernde Kontaktmetamorphose betätigt, die zweifellos von dem zwischen Baden-Baden und dem Murgtale sich erstreckenden Murgtalmassiv oder Nordschwarzwälder Granitmassiv ausgegangen ist. Wie dieses in seinem oberflächlichen Ausstrich durch jüngeres karbonisches oder permisches Deckgebirge zum großen Teile verhüllt ist, so ist auch der Zusammenhang der Kontaktzonen durch die gleiche Bedeckung vielfach unterbrochen und dadurch die Erkenntnis ihrer Zusammengehörigkeit häufig erschwert. Die Deutung der Gesteine ist auch dadurch schwierig gemacht, daß sehr intensive dynamische Einwirkungen stattgefunden haben. Es erfolgte eine derartige Einwirkung einmal bereits vor der Kontaktmetamorphose; daraus erklärt sich eine gewisse kristalline Umformung der nicht kontaktmetamorph beeinflussten Schiefer und Diabase, während eine postkontaktmetamorphe Pressung hauptsächlich im Gebiet der hochkristallinen Gesteine zu erkennen ist. Diese letztere Pressung dürfte vielleicht mit daran schuld sein, daß die für das gesamte Übergangsgebirge sonst ziemlich konstante Streichrichtung in den hochkristallinen Komplexen Schwankungen aufweist.

Das allgemeine Streichen und Einfallen der Schiefer beträgt bei:

	Streichen	Einfallen
Ebersteinburg bis	{ N 72° O c N 50° O c	50°—80° südöstlich
Dreibachtal	{ N 60° O c N 45° O c	50°—80° südöstlich
Baden-Baden	N 78° O c	87° (süd)östlich
Großer Wald bei Gaggenau		
1. im Westen	{ N 72° O c N 74° O c	50° südöstlich 85° -
2. auf dem Schürckopf . . .	{ N 82° W c N 59° W c	81° südlich 87° südwestlich
3. östlich vom Schürckopf .	{ N 86° W c N 10° O c	84° nördlich 45° -
Sulzbach, Steinbruch a. d. Straße	N 43° O c	50° südöstlich
Silberrücken	{ N 62° W c N 17° W c	70° nördlich 55° östlich

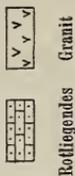
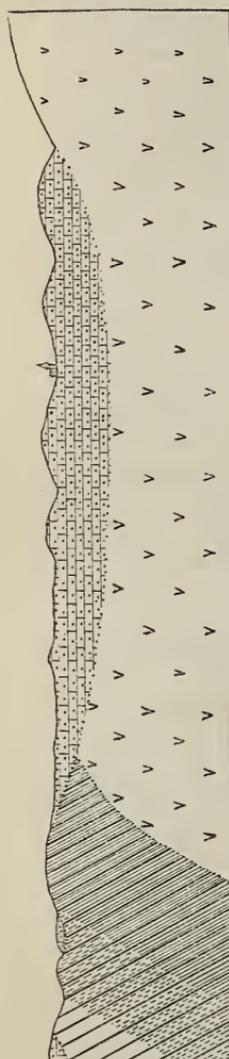
Das mutmaßliche Einfallen des für die Kontaktmetamorphose verantwortlich zu machenden Granitmassivs wäre

Gernsberg
b. Gernsbach • SOS

Staufenberg

Dreisbachtal Schürirkopf

NWN

Rotliegendes
Granit

Geologisches Profil durch den

Kontaktthof am Nordschwarzwälder Granitmassiv
im Maßstab 1:50000.Tagesgrenze der Gebirgsarten
Mutmaßliche Tiefengrenze derselben

Hornfelse

Knoten- und
Hornfelse

Außere Zone



Innere Zone

des Kontaktthofes

Übergangsgebirge

nordwestlich und nördlich, also gegen das im allgemeinen südöstliche Einfallen der Schiefer gerichtet. Wenn wir daher von NW nach SO, d. h. stratigraphisch vom Liegenden ins Hangende emporsteigen, so durchqueren wir zunächst die vom Kontakt unbeeinflussten Schichten und können alsdann die allmählich sich entwickelnden und immer stärker sich ausprägenden Veränderungen der Gesteine im Zusammenhang erkennen und begreifen so die ursprüngliche Zusammengehörigkeit hochkristalliner metamorpher Gesteine mit solchen fast normaler sedimentärer Ausbildung.

Siehe das nebenstehende Profil.

Das Übergangsgebirge zerfällt demnach auf Grund seiner Beteiligung am Kontaktthof in folgende Partien:

„Unbeeinflusste“ Schiefer nebst „äußerer Zone“ des Kontaktthofes:

- A. Nordnordwestlich von Ebersteinburg.
- B. Im Dreisbachtale bei Gaggenau.

Innere Zone des Kontaktthofes:

- C. Im „Großen Walde“ bei Gaggenau.
- D. Bei Sulzbach (Steinbruch u. Silberrücken).
- E. Am Fuße des Amalienberges bei Gaggenau.
- F. Bei Baden-Baden.

„Unbeeinflusste Schiefer“ nebst „äußerer Zone des Kontakthofes“.

A. Übergangsgebirge nordnordwestlich von Ebersteinburg.

Das Übergangsgebirge nordnordwestlich von Ebersteinburg breitet sich von dem oberen Eberbachtal über die Haberäcker und Ziegelwasenschlucht nach der Schindelklamm zu aus und steigt von hier noch nach dem Oberen Ohl hinan, wo es schließlich von Oberem Rotliegenden diskordant überlagert wird. Nach Norden zieht zu den Rohrwiesen hinab noch ein Ausläufer entlang der Ziegelwasenschlucht.

Die Aufschlüsse in diesem Teil des Übergangsgebirges sind verhältnismäßig gut, da zwei quer zur Schichtung verlaufende Schluchten, die Schindelklamm und das Eberbachtal, den Schichtenbau des Gebirges erschließen. Steinbrüche oder Weganschnitte und über die Oberfläche hervorragende Riegel klären das zwischen den Schluchten gelegene Gebiet auf.

1. Profil des nordöstlichen, besonders durch die Schindelklamm erschlossenen Teiles.

Die für dieses Profil charakteristischen Gesteine lassen sich, vom Liegenden zum Hangenden aufsteigend, bezeichnen als:

- | | | |
|--|---|---|
| a) Rotbraune Grauwackentonschiefer | } | Nicht kontakt-
metamorphe
Schiefer. |
| b) Diabasschieferkomplex | | |
| c) Serizitische Grauwackenschiefer | | |
| d) Körnig kristalline Kalksteine und Dolomite. | | |
| e) Gebänderter Biotithornschiefer | } | Kontakt-
metamorphe
Schiefer der
„äußeren Zone“. |
| f) Biotithornschiefer | | |
| g) Nicht erschlossen | | |
| h) Biotithornschiefer | | |
| Quarzit | | |
| Quarzitische Tonschiefer | | |
| Knotenschiefer | | |
| i) Metamorpher Diabas | | |
| k) Grauwacke | | |
| Epidotführender Biotithornschiefer | | |
| l) Knotenschiefer | | |
| Quarzit | | |

a) Steigt man vom Plattensandsteinbruch der unteren Schindelklamm bachaufwärts, so trifft man als ersten Vertreter des Übergangsgebirges rotbraune Schiefer, die in einem ver-

lassenen Bruche rechter Hand aufgeschlossen sind. Diese Schiefer fallen unter etwa 50° — 60° nach Südsüdosten ein und gehören somit den liegendsten Lagen des hier erschlossenen Übergangsgebirges an.

Was die Ausbildung dieses „schokoladebraunen“ Gesteins anbelangt, so erkennt man mit bloßem Auge eine deutliche Schichtung von etwa $\frac{1}{2}$ —1 mm dicken Lagen. Im Querbruch läßt sich mitunter eine Stauchung dieser Lagen beobachten, die dann auf den Oberflächen derselben als wellige Ausbildung in die Augen fällt. Das Gestein ist von rotbraunen Schnüren regellos durchzogen, die sich bei genauerer Betrachtung als Quarztrümer erweisen, in denen sich das rotbraune ferritische Pigment angehäuft und verdichtet hat. Auf den Schichtflächen sind zahlreiche winzige, silberweiße Glimmerblättchen zu beobachten. Das Mikroskop enthüllt im Gesteinsdünnschliff senkrecht zur Schichtung folgendes: Zwischen gekreuzten Nicols fallen sofort die zahlreichen einsprenglingsartigen klastischen Quarzkörnchen auf, neben denen Körner von polysynthetisch verzwilligtem Feldspat zwar zurücktreten, aber doch häufig bemerkt werden. Diese Quarz- und Feldspatkörner stehen nicht in direktem Verband miteinander, sondern treten isoliert auf, umgeben und miteinander verbunden durch eine mikrokörnige Masse von wahrscheinlich ebenfalls Quarz und Feldspat mit serizitischem schuppigen Muskovit, der durch seine Anreicherung oder sein Zurücktreten eine gewisse Variation des verkittenden Bindemittels bedingt. Wo die Serizitschuppen sich anreichern, da läßt sich von jenem mikrokörnigen Gemenge von Quarz und eventuell Feldspat wenig oder nichts erkennen, vielmehr drängen sich die Glimmerschüppchen, zu Bändchen und Flasern verdichtet, zwischen den größeren Quarz- und Feldspatkörnchen hindurch, zusammenhängend und wie ein Netzwerk den Schliff erfüllend, dessen Maschen Quarz- und Feldspatkörner bilden.

Vereinzelte Muskovitblättchen von größerer Dimension sind erkennbar und entsprechen den makroskopisch auf den Schichtflächen zu beobachtenden. An akzessorischen Gemengteilen wurde Zirkon und Turmalin erkannt. Die Rotbraunfärbung des Gesteins wird durch ein ferritisches Pigment bedingt, das aber nur dem feinkörnigen Bindemittel eingelagert ist, während die einsprenglingsartigen Körnchen fast durchweg frei davon sind.

Außer diesem Vorkommen in der unteren Schindelklamm lassen sich diese Gesteine, die man als Grauwackenton-schiefer bezeichnen könnte, in unserem Gebiet bis hinab zu

den Rohrwiesen und über die Ziegelwasenschlucht hinweg bis zu den Wiesen im Eberbachtale verfolgen. Dabei ist diese Zone besonders an Weganschnitten und in den im Walde emporragenden Felsklippen zugänglich. Letztere werden durch Gesteine mehr quarzitischer Natur gebildet, welche in der Streichrichtung der Schichten den Grauwackentonschiefern zwischengelagert sind und infolge ihrer größeren Widerstandsfähigkeit gegen die Atmosphärien in Riegeln hervortreten. Sie besitzen rötliche bis graugrünliche Farbe. Der Gesteinsdünnschliff zeigt im mikroskopischen Bilde deutliche Druckwirkungen und überdies folgende Zusammensetzung.

Ein klastisches, unregelmäßig-körniges Gemenge, das hauptsächlich aus Quarz besteht, doch auch viel Feldspat führt, der in polysynthetischen und z. T. gitterlamellierten Körnern (Mikroklin) leicht nachweisbar ist, wird von feinschuppig-serizitischen Bändchen und Fasern durchzogen, die dort, wo der Druck an den ausgleitenden Körnern sich auslöste, aufzutreten scheinen. Die Struktur ist durchaus klastisch. Ursprünglich mag ein quarziger, feldspatiger Sandstein vorgelegen haben. Im allgemeinen findet man den Quarz stärker zertrümmert und dynamisch beeinflusst (mit undulöser Auslöschung) als den Feldspat, der weit häufiger die größeren zu beobachtenden Körner bildet. Außer der Zerdrückung der Gesteinselemente fand auch eine Zertrümmerung des Gesteins selbst statt, dessen Risse und Spalten sekundär durch Quarz wiedererfüllt wurden. Zirkon und sehr wenig Turmalin treten akzessorisch auf. Die rötliche Bestäubung rührt auch hier von einem ferritischen Pigment her.

b) Diabasschiefer. Im Hangenden dieser Grauwackentonschiefer und der ihnen eingelagerten Quarzite folgt eine Gesteinszone,

„welche aus massigen, diabasartigen und grünen feinkörnigen oder dichten, teils mehr massigen, teils schieferigen Gesteinen gebildet wird“. (ECK.)

Aus dem Nachfolgenden wird es sich ergeben, daß diese Gesteinszone eine wechselvolle Mannigfaltigkeit dynamometamorph veränderter diabasartiger Gesteine darstellt bzw. verschiedene Phasen eines durch Gebirgsdruck bedingten Umwandlungsvorganges in diabasartigen Gesteinen erkennen läßt, die in mancher Hinsicht mit den von L. MILCH (1889, Die Diabasschiefer des Taunus) aus dem Taunus beschriebenen Diabasschiefern übereinstimmen. Nach MILCH werden durch Gebirgsdruck in Diabasgesteinen, je nach der Widerstands-

fähigkeit der einzelnen Mineralien und der Intensität des zur Auslösung gelangenden Druckes, Mineralneubildungen angeregt, die, je nach dem Grad ihrer Vollständigkeit und der verschiedenen Kombination derselben, eine ganze Reihe der verschiedensten Typen von Diabasschiefern hervorrufen. So werden von ihm die Diabasschiefer des Taunus in drei Gruppen eingeteilt, die sich durch die Führung charakteristischer Mineralneubildungen oder bestimmter Kombinationen solcher unterscheiden, und in welchen er verschiedene Grade der Metamorphose erkennen zu können glaubt.

Diese drei Gruppen der Diabasschiefer im Taunus charakterisieren sich nach ihm durch das überwiegende Auftreten von

- I. Aktinolith + Epidot,
- II. einem blauen Amphibolmineral,
- III. Chlorit.

Wir werden im folgenden sehen, inwiefern wir Analoga zu diesen Diabasschiefern des Taunus in unserem Gebiet aufzuweisen haben.

Aufschlüsse in dieser Schichtengruppe haben wir einmal

1. In dem Tälchen nordöstlich der Schindelklamm, wo graugrüne, dickbankige bis massige Diabasgesteine anstehen.

2. In der unteren Schindelklamm, wo durch Schürfungen ein Komplex von schieferigen und zum Teil sehr dünn-schieferigen Gesteinen entblößt ist. Zu unterst treten graugrüne, seidenglänzende Schiefer mit massenhaft zu beobachtenden garben- und büschelähnlichen Erhabenheiten auf den Schieferungsflächen auf, deren einzelne Nadelchen einem Amphibolmineral angehören.

3. Darüber folgt ein sehr dünngeschiefertes, grünes, serizitisches Gestein, das ganz den Habitus eines typischen Chlorit-schiefers besitzt.

4. Die hangendsten dieser Schichten in der Schindelklamm werden durch dickschieferige, graugrüne Gesteine mit Linsen und Trümmern von rötlichem Calcit gebildet.

5. Zwischen der Schindelklamm und der Ziegelwasenschlucht liegen im Streichen dieser Schichten Felsriegel von massigem grünen Gestein mit unebenen Rutschflächen.

Nach dem Eberbachtale zu scheint sich diese Schichten-gruppe auszukeilen, wenigstens sind dort hierher gehörige Gesteine nicht mehr zu finden.

ad 1. Die in dem Tälchen nordöstlich der Schindelklamm anstehenden massigen bis dickbankigen Gesteine lassen mit bloßem Auge schwärzlichgrüne, meist matte und nur selten glänzende Durchschnitte eines der Amphibolgruppe zugehörigen Minerals erkennen. Bräunlich schimmernde Flecke, die durch ein glimmerig-schuppiges Aggregat hervorgerufen werden, sind nicht selten und treten besonders auf Rutsch- und Gleitflächen des Gesteins recht häufig auf. Die mikroskopische Untersuchung gibt uns folgende Aufklärung über Struktur und Zusammensetzung des Gesteins:

Zunächst sei die hellgrün durchsichtige Hornblende erwähnt, deren Pleochroismus hellgrün—hellgelblichgrün nur in sehr lichten Nuancen zum Ausdruck kommt. Sie erfüllt in kleinen und mittelgroßen stengelig-faserigen, meist terminal ausgefranzten Individuen fast das ganze Gesichtsfeld des Dünnschliffs. Unregelmäßige Flecken innerhalb der größeren Individuen nehmen allmählich bräunliche Tönung an, die intensiver wird und dann Pleochroismus, Licht- und Doppelbrechung des Biotits erkennen läßt. Zwillingsbildung nach der Querfläche ist sowohl bei den größeren Hornblendeindividuen wie kleineren Partikeln sehr häufig zu beobachten. Die Auslöschung beträgt im Maximum 21° . Neben dieser feinfaserigen uralitischen Hornblende tritt noch ein anderes Mineral recht augenfällig auf, das in feinkörnig aggregierten Häufchen dicht zerstreut umherliegt, seltener in etwas größeren, mit deutlicher Spaltbarkeit versehenen Körnern zu erkennen ist, die sich durch hohe Licht- und Doppelbrechung, gelbgrünlichen Pleochroismus und auf die wohl nach der oP-Fläche erfolgte Spaltbarkeit zu beziehende Auslöschung von 0° oder 28° als Epidot bestimmen lassen. Zwischen dem Uralit und Epidot schimmert bei gekreuzten Nicols eine blaugrau polarisierende Grundmasse hindurch, welche dort, wo durch Zurücktreten der oben erwähnten der Schleier etwas gelüftet wird, in klar durchsichtigen Körnern hervortritt, die den Eindruck von Neubildungsprodukten machen und nach ihrer Lichtbrechung vielleicht Albit sind. Längsgezogene Flatschen, die aus einem Flechtwerk von Biotit, viel mehr aber von Chloritblättchen bestehen und einzelne rote Eisenglimmerschüppchen führen, dürften Flächen entsprechen, in denen der Druck zur Auslösung kam und die makroskopisch erkenntlichen Ruscheln und Gleitflächen bedingte. Aus der mineralischen Zusammensetzung ersichtlich dürfte in diesem Gestein ein durch tiefgehende Prozesse metamorphosiertes diabasartiges Gestein vorliegen, das allerdings weder Struktur- noch Mineralrelikte

mehr besitzt, dessen gegenwärtige Zusammensetzung aber die für Dislokationsmetamorphosen von Diabasen charakteristischen Umwandlungsprodukte erkennen läßt, die durch Uralit, Epidot, Albit, Biotit, Chlorit, Eisenglimmer und Calcit im wesentlichen repräsentiert werden.

ad 2. Als Hangendes dieses „uralitisierten Diabases“ müssen wohl die in der unteren Schindelklamm in frischen Schürfungen erschlossenen Diabasschiefer betrachtet werden. Zu unterst liegt ein graugrünes, seidenglänzendes, gut-geschiefertes Gestein mit garbenähnlichen Büscheln von 3 bis 5 mm langen Strahlsteinnädelchen auf den Schieferungsflächen. Im Dünnschliff aus dem Querbruch läßt sich folgendes erkennen: Im gewöhnlichen Lichte sieht man zunächst ein fast den ganzen Schliff erfüllendes engmaschiges Netzwerk hellgrüner Chloritblättchen, denen zahlreiche schwarze opake Erzflitterchen eingelagert sind. In Rissen und Sprüngen hat sich dieses Erz verdichtet, von denen dann eine rostbraune Imprägnation in die Umgebung ausgeht. Ich halte dieses Erz für Eisenoxyd. Die Ausbildung als roter Eisenglimmer ist selten. Feinkörnig aggregierte Häufchen mit starken Relief-schatten, also hoher Lichtbrechung, sind gleichmäßig über den ganzen Schliff zerstreut. Größere Körnchen darunter lassen sich durch gelbgrünlichen Pleochroismus und hohe Doppelbrechung als Epidot bestimmen. Langaushaltende Flatschen von dichter Chloritverflechtung und meist Epidotanhäufung geben durch ihre parallele Anordnung im mikroskopischen Bilde die Schieferung zu erkennen. Epidot, Chlorit und Eisenoxypartikelchen stehen als farbige Grundmasse einsprenglingsartigen, rosetten- und garbenähnlich aggregierten Prismen gegenüber, die sowohl durch die Gegensätzlichkeit ihrer Ausbildungsweise in dem sonst feinkörnig geschieferten Gestein als auch durch ihre skelettartige Beschaffenheit den Charakter von Neubildungsprodukten dartun. Die Querabsonderung der Prismen, zu diesen gehörige Querschnitte mit den typischen Amphibolwinkeln, die Auslöschung von $14-18^{\circ}$ und der Pleochroismus für $c = \text{blaugrün}$, $b = \text{gelbgrün}$, $a = \text{lichtgelb}$ lassen dieses Mineral mit Sicherheit als Strahlstein bestimmen. Betrachten wir den Dünnschliff zwischen gekreuzten Nicols, so zeigen die das Chloritnetzwerk durchbrechenden, farblos durchsichtigen Körnchen und Leistchen blaugraue bis hellgraue Polarisationsfarben. Wo die Chloritblättchen etwas zurücktreten, und ihr Netzwerk lokal sich auflichtet, kann man deutlich ein feinkörnigkristallines Mosaik klar durchsichtiger und äußerst frischer Körnchen wahrnehmen,

die im allgemeinen einheitlich ausgebildet sind, doch hin und wieder auch einfache Zwillingbildung zeigen und von den durch undulöse Auslöschung sich zu erkennen gebenden Quarzkörnchen als Feldspatneubildungen mehr oder weniger leicht sich unterscheiden lassen. Diese durch ihre geringen Dimensionen schwierig näher zu bestimmenden Feldspatkörnchen dürften nach der ganzen Art ihres Auftretens und nach ihrer Licht- und Doppelbrechung mit einiger Sicherheit dem Albit zugerechnet werden. Darnach nehmen an der Zusammensetzung des Gesteins Chlorit, Epidot, Aktinolith, Albit, Quarz und Eisenoxyd teil.

Daß wir hier ein hochmetamorphes, und zwar durch Druck verändertes Gestein vor uns haben, das läßt sich nur auf Grund gewisser Analogien, insbesondere der angegebenen charakteristischen Mineralkombination der das Gestein zusammensetzenden Mineralien schließen. Welches Gestein der Metamorphose zugrunde lag, das läßt sich in der Ermangelung von Struktur- und Mineralrelikten direkt nicht entscheiden. Der geognostische Verband und die in den Mineralien gegebene chemische Zusammensetzung gestatten jedoch einen Hinweis auf ursprünglich diabasartiges Material.

ad 3. Über diesen strahlsteinführenden Grünschiefern folgen grüne, serizitische, sehr dünnschieferige Gesteine, deren Äußeres durchaus dem Habitus von Chloritschiefern entspricht.

Ein Dünnschliff parallel zur Schieferung enthüllt uns u. d. M. folgendes:

Bei der Betrachtung in gewöhnlichem Lichte fällt uns sofort ein wirrer Filz unregelmäßig sich kreuzender, aber, wie es scheint, durchweg in der Ebene des Schliffes ausgebildeter, stengeligfaseriger Prismen ins Auge. Die Prismen stimmen in ihrer Ausbildung, der Auslöschungsschiefe von $13-20^\circ$ und dem Pleochroismus für $c =$ bläulichgrün, $b =$ gelbgrün, $a =$ hellgelb im allgemeinen mit der farbenbildenden aktinolithischen Hornblende aus dem Liegenden überein. Zwischen den kleineren und größeren Lücken dieses Strahlsteinfilzes dehnt sich eine hellgrün—lichtgelb pleochroitische homogene Masse aus, der zwischen gekreuzten Nicols sehr niedere Interferenzfarben zukommen. In schönem Farbenkontrast zu diesem hellgrünen chloritischen Mineral stehen die lokal sehr angereicherten blutrotdurchsichtigen Eisenglimmerblättchen, die die einzigen Repräsentanten von Erz im Gestein sind. Von kleinen mikroskopischen Gemengteilen spielen winzige, stark licht- und doppelbrechende Körnchen durch ihre Häufigkeit geradezu eine Rolle in der Gesteins-

zusammensetzung. Es sind Epidotkörnchen, die so massenhaft auftreten, daß das mikroskopische Bild durch sie fast durchweg getrübt erscheint. Partien, welche nicht durch Chlorit und Strahlstein verhüllt sind, zeigen zwischen gekreuzten Nicols ein kristallines fein- bis mittelkörniges Aggregat, das anscheinend fast ganz aus Quarz besteht. Da Strahlsteinprismen mit diesen Aggregaten verwachsen sind, muß beiden gleiches Alter zugeschrieben werden, welche sich somit gegenseitig als Neubildungsprodukte dokumentieren.

Strahlstein und Chlorit haben in diesem Gestein relativ an Bedeutung stark zugenommen. Ihr Überwiegen gegenüber den anderen, mehr körnigen Gemengteilen hat daher auch der Textur die ausgesprochene Dünnschieferigkeit aufgeprägt. Es scheint, als habe sich in diesem Horizont der Gebirgsdruck vollkommener aufgelöst, wodurch die bessere Schieferung und eine Steigerung solcher metamorpher Produkte bedingt wurde, welche durch ebenflächige oder lineare Ausbildung den einseitigen Druckverhältnissen am besten Rechnung tragen konnten. Dieser Hinweis läßt uns verstehen, warum bei der Zunahme der durch Dislokationen hervorgerufenen Metamorphose die Entwicklung glimmeriger Mineralien, wie z. B. des durch relativ kleines Molekularvolumen charakterisierten Chlorits, besonders begünstigt ist. Naturgemäß hat im vorliegenden Fall die auf eine Ebene reduzierte Ausbildung linearer Gebilde, wie z. B. von Strahlsteinprismen, einen hohen Grad von Begünstigung erfahren, doch erscheint es uns wahrscheinlich, daß bei noch mehr gesteigerter Metamorphose die mehr begünstigten Glimmermineralien (Chlorit) auch den Strahlstein in der Ausbildung gehemmt und allmählich verdrängt hätten. Es müßte dann ein Gestein resultieren, das durch überwiegende Chloritführung gekennzeichnet wäre.

ad 4. Die hangendsten Lagen des Diabasschieferkomplexes in der Schindelklamm werden wieder von mehr dickschieferigen Gesteinen von dunkelgrüngrauer Farbe gebildet. Das Gestein ist sehr hart und splittrig. Die Gleitflächen zeigen serizitischen Glanz. Bei genauer Betrachtung des fast homogen erscheinenden Gesteins sieht man winzige schwarzglänzende Nadelchen aufblitzen, die amphibolitischer Natur sind. Linsenförmige Ausscheidungen von rötlichem Calcit sind am Handstück zu beobachten.

Der Dünnschliff enthüllt entsprechend dem andersartigen Habitus des Äußeren auch mikroskopisch etwas andersartige Verhältnisse, als wir sie in den beiden zuletzt besprochenen Typen gefunden haben.

Wie schon äußerlich an der massig-dickschieferigen Textur erkenntlich, ist eine bestimmte Richtung im Mineralverband nicht in so hohem Grade wie bei den obigen Gesteinen markiert. Die durch Schieferung bedingte parallele Struierung stengelig Gebilde ist daher im mikroskopischen Gesichtsfeld nicht so streng zum Ausdruck gebracht; vielmehr sind zahlreiche Aktinolithstengel schief zur herrschenden Richtung gelagert, welche bei der Betrachtung in gewöhnlichem Lichte durch die parallele Anordnung hauptsächlich grünlicher Elemente hervorgebracht wird. Diese grünlichen Elemente erweisen sich einestheils in hellgrün-lichtgelblichen Blättchen mit niederen Interferenzfarben als Chlorit, während der übrige, schärfer konturierte Teil durch Längs- und Querschnitte eines amphibolitischen Minerals repräsentiert wird, das den für diese gesamte Diabaszone charakteristischen Pleochroismus für $c =$ blaugrün, $b =$ gelbgrün, $a =$ lichtgelb besitzt und mit Sicherheit sich als Aktinolith bestimmen läßt. Der in solchen Gesteinen fast durchweg körnig auftretende Epidot erscheint auch hier in mikroskopischer Mittelkorngroße vom durchschnittlichen Durchmesser der übrigen Gesteinsgemengteile. Sein Pleochroismus und seine charakteristische höhere Licht- und charakteristische Doppelbrechung lassen ihn als solchen erkennen. Wenn im vorliegenden Gestein die Epidotkörnerchen wieder größere Dimensionen annehmen gegenüber der winzigen Korngröße im liegenden Gestein, so sehen wir darin ebenfalls einen Ausdruck für den geringeren Grad mechanischer Beeinflussung.

Als Einlagerung in Strahlstein und Chlorit sind Erzflitter häufig zu beobachten, die sich durch die bisweilige dunkelblutrote Durchsichtigkeit als Eisenoxyd ergeben. Bei \times Nicols gibt sich zwischen den farbigen Gemengteilen eine blaugrau polarisierende körnig kristalline Grundmasse zu erkennen, welche wesentlich aus neugebildetem Feldspat (Albit?), weniger aus Quarz besteht.

Das im Steinbruch „am Waldwege, östlich derjenigen Biegung, mit welcher sich derselbe südlich vom Plattensandsteinbruche nach Südosten wendet“, erschlossene und im äußeren Habitus dem zuletzt besprochenen durchaus ähnliche Gestein mit den rötlichen Calcitlinsen und dem dunkelgraugrünen schieferigen Aussehen besitzt u. d. M. im Dünnschliff folgende Zusammensetzung. Chlorit, Epidot, Eisenoxyd und Aktinolith, der z. T. büschelig aggregiert ist, sind die farbigen Gemengteile, an denen Abweichendes nicht zu bemerken ist, und welche den oben beschriebenen Vorkommen durchaus

gleichen. Die mikroskopische Textur ist fein- bis mittelkörnig-schieferig. Die bei \times Nicols blaugrau polarisierende Grundmasse besteht aus einheitlichen und zwillingslamellierten Feldspatindividuen, welche in diesem Gestein besonders häufig kristallographische Formen erlangt zu haben scheinen und in leistenförmigen Querschnitten hervortreten.

ad 5. Zwischen der Schindelklamm und der Ziegelwasenschlucht stehen im Walde Felsriegel an, die noch in das Streichen dieser Diabaszone fallen.

Ein Handstück dieser Lokalität möge ebenfalls hier seine Beschreibung finden. Das grüne Gestein ist mehr massig als schieferig. Scharf ausgeprägte Schieferungsflächen sind nicht vorhanden, doch lassen die zahlreichen unebenen Ruscheln am Handstück erkennen, daß das Gestein starken Pressungen unterlegen hatte. Bräunlichglimmeriges Aufblitzen deutet auf Anwesenheit von Biotit. Zeisiggrüner Epidot und rotes Eisenoxyd sind lokal mit bloßem Auge zu erkennen. Das Mikroskop enthüllt uns folgendes: Unter den farbigen Gemengteilen spielt eine blaßgrünpleochroitische, schilfigzerfaserte Hornblende eine überwiegende Rolle. Diese filzigaggregierten, stengeligfaserigen Partikel werden von größeren Individuen derselben Substanz unterbrochen, die in allen Stadien der Zerfetzung und Zerfaserung nachzuweisen sind und uns so die Abstammung der kleineren Hornblendefetzchen von großen einheitlichen Individuen erkennen lassen. Charakteristisch für solche Hornblenden ist ihre fleckenweise Umwandlung in Biotit. Die Auslöschungsschiefe beträgt $18-25^{\circ}$. Der Pleochroismus ist nicht einheitlich, sondern zeigt die fleckenweise Abtönung und Ausbleichung der Farben, wie es dem Uralit so besonders eigen ist. Den Uralitpartikeln und Biotitblättchen sind häufig Eisenoxydfitter oder Eisenglimmerschüppchen eingelagert. Zwischen diesen farbigen Gemengteilen liegt das farblose, zwischen gekreuzten Nicols blaugrau polarisierende kristalline Gemenge von Feldspat und sehr wenig Quarz. Sobald der Uralitfilz sich auflichtet, treten größere Partien nicht zwillingsgestreiften Feldspates hervor, deren Frische und optische Einheitlichkeit sich nur bei Neubildungsprodukten verstehen ließe, da bei der weitgehenden Zerfetzung des Uralits die Erhaltung derartiger, etwa ursprünglicher Partien nicht denkbar wäre. Eigentümlich für diese klardurchsichtigen Feldspate ist die reichliche Führung von Epidotkörnchen, die lokal eine massenhafte Anreicherung erfahren können, und das Hineinstrahlen von Hornblendepismen und -nadeln, welche einen kompakteren Aufbau zu haben scheinen, auch ausgeprägten Pleochroismus für

- c = grasgrün,
 b = gelbgrün,
 a = lichtgrün

besitzen und sich mit der Auslöschungsschiefe von ca 15° als Strahlstein ausweisen.

Obwohl auch für dieses Gestein eine direkte Ableitung nicht gelingen kann, da Struktur und Mineralführung sekundär sind, so mag doch bei der ausgesprochenen Ähnlichkeit mit dem aus dem Tälchen nordöstlich der Schindelklamm beschriebenen Vorkommen die Charakterisierung als uralitisierter Diabas zutreffen.

Nachdem wir nun die ganze Folge der durch Druckschieferung aus Diabas hervorgegangenen Diabasschiefer der unteren Schindelklamm kennen gelernt haben, mögen noch einige vergleichende Worte über sie gesagt werden. Die massigen, feinkörnigen Glieder unserer Reihe, die in ihrem äußeren Habitus noch am meisten an Diabase erinnern, sind in ihrer Zusammensetzung durch Uralit, Epidot und einen klardurchsichtigen, wohl dem Albit zugehörenden Feldspat als wesentliche Gemengteile charakterisiert, denen als Nebengemengteile Biotit, Aktinolith, Quarz und Eisenoxyd beitreten können. Da in der ganzen Gruppe der Diabasschiefer Albit und eventl. Quarz als saure Derivate der Diabasfeldspate und somit als Repräsentanten farbloser Gemengteile immer vorhanden sind, so sei die die einzelnen Stadien der Metamorphose charakterisierende und unterscheidende Mineralkombination auf die farbigen Gemengteile beschränkt. „Uralit + Epidot“ wäre demnach die bezeichnende Mineralführung für die Zone geringerer Metamorphose. Es sei darauf hingewiesen, daß wir es hier noch mit körnig ausgebildeten Mineralien zu tun haben. Unter den Nebengemengteilen spielen Biotit (bezw. Chlorit) und Aktinolith die bedeutungsvollste Rolle. In dem äußerst labilen Uralit hat bereits die Umwandlung in die unter hohem Druck existenzfähigeren Glimmermineralien begonnen, welche den Uralit schließlich ganz ersetzen können, wobei der anfänglich begünstigte Biotit selbst wieder eine Überführung in Chlorit erfährt.

Was die Bildungsweise des Aktinoliths anbelangt, so ist hervorzuheben, daß er nicht wie diese Glimmermineralien als direktes Umwandlungsprodukt zu betrachten ist, sondern daß ihm eine selbständige Entstehungsweise, mit eigenen Kristallisationszentren, zugeschrieben werden muß. Dasselbe gilt von Albit, Quarz und Epidot. Aktinolith und Albit deuten auch

häufig durch ihre eigentümliche Verwachsung die Gleichzeitigkeit ihrer Bildung an.

Die Beobachtung der Verhältnisse in der Natur lehrt uns, daß bei zunehmender Metamorphose eine Anreicherung von Strahlstein erfolgt, neben welchem dann stets eine größere oder geringere Menge von Chlorit anwesend zu sein pflegt, je nach dem Grad der Druckschieferung des Gesteins. In allen diesen Zonen metamorphosierten Diabases tritt Epidot auf. Sein Vorkommen scheint daher nur in der Korngröße vom Grade der Druckschieferung abzuhängen. Nach diesen Ausführungen können wir eine zweite Gruppe von Diabasschiefern nach ihrer Mineralführung charakterisieren, und zwar durch „Aktinolith + Chlorit + Epidot“.

Damit wäre nun eigentlich die Mannigfaltigkeit von Diabasschiefern im Bereich der Schindelklamm erschöpft. Ich erinnere jedoch an die weiter oben angeführte Tendenz der Begünstigung einer Chloritentwicklung, deren Ergebnis ein durch überwiegende Chloritführung gekennzeichnetes Gestein wäre.

Die Analogie mit den Diabasschiefertypen im Taunus ist augenscheinlich. Die Stadien der Dislokationsmetamorphose des Diabases beider Lokalitäten seien hier nebeneinander gestellt.

Taunus (L. MILCH).

Schindelklamm.

I. Aktinolith + Epidot.
 II. Blaues Amphibolmineral. }
 III. Chlorit.

I. Uralit + Epidot.
 II. Aktinolith + Chlorit + Epidot.
 III. Chlorit.

c) Über der eben beschriebenen Diabasformation findet sich im Schindelbachtal ein Komplex rötlichgrauer Schiefergesteine anstehend, die an der Talwand in mächtigen, riegelbildenden Felsen vorspringen und weiter westlich durch die obere Ziegelwasenschlucht noch einmal angeschnitten sind. Diese Schiefer lassen auf den Schichtflächen kleine Knötchen erkennen, die aber mit Knoten der Knotenschiefer nichts zu tun haben, sondern im Dünnschliff sich als größere Körnchen von Quarz oder Feldspat erweisen, welche bei der Druckschieferung der Zerquetschung entgangene Residua einer ursprünglich sandig-grauwackigen Ausbildung darstellen.

Parallelfaserige Züge von Serizit umschließen Körner und Körneraggregate in Linsenform, die wesentlich aus Quarz, aber auch häufig aus Feldspat bestehen. Die Struktur ist deutlich klastisch. Das Gestein ist schieferig und stellt einen serizitischen Grauackenschiefer dar.

Nach dem Hangenden zu werden die Quarz- und Feldspatkörner kleiner, die serizitische Substanz nimmt immer mehr zu, wodurch die Schieferung deutlicher ausgeprägt wird, während die knotenartigen Erhabenheiten allmählich verschwinden. Schließlich sind diese Körner fast verschwunden, und die feinschuppig serizitische Masse erfüllt ein feines alio-triomorph körniges Quarz-Feldspatgemenge, abwechselnd in dichten und weniger dichten Lagen. In einigen Lagen geht der Serizit in grünschuppigen bis feinblättrigen Glimmer über, der den Pleochroismus dunkelgrün-hellgelb besitzt und dem Biotit angehört.

Diese Schiefer lassen sich nach Osten bis zum Oberen Ohl hinauf verfolgen. Ihre Mächtigkeit wird von H. ECK auf 75 m eingeschätzt.

Die petrographische Beschaffenheit dieser Gesteine kann aus den mit Druckschieferung in Zusammenhang stehenden Vorgängen erklärt werden. Ich möchte das deshalb besonders betonen, weil KLOOS und mit diesem ebenso H. ECK, allerdings mit Vorbehalt, die angeführten Gesteine mit Spilositen und Knotenschiefern vergleichen.

Auch die aus dem Hangenden dieser serizitischen Grauwackenschiefer noch zu beschreibenden echt kontaktmetamorphen Schiefer der Schindelklamm und des Eberbachtals werden von H. ECK mit der von zwei Diabaslagern ausgegangenen Kontaktwirkung erklärt¹⁾. Gegen diese Deutung spricht nicht allein die große Mächtigkeit der kontaktmetamorphen Schiefer, welche, ohne die an das untere Diabaslager unmittelbar angrenzenden Grauwackenschiefer, etwa 300 m beträgt und daher die Gesamtmächtigkeit der beiden lagerartig auftretenden Diabasmassen um mehr als das Vierfache übertrifft. Diese Kontaktwirkung würde sogar erst in einer Entfernung von 75 m, von dem mächtigeren der beiden Diabaslager an gerechnet, beginnen, da die sich dazwischen schiebenden serizitischen Grauwackenschiefer gar keine, auch nicht entfernte Ähnlichkeit mit Diabaskontaktschiefern, den sogen. Spilositen, haben.

¹⁾ Näher in Zahlen ausgedrückt, beträgt die Mächtigkeit nach H. ECK:

des unteren Diabaslagers (Schindelklamm)	ca 50 m
der serizit. Grauwackenschiefer	- 75 m
der kontaktmetamorphen Schichten bis z. ob. Diabasl.	- 160 m
des oberen Diabaslagers (Eberbachtal)	- 25 m
der kontaktmetamorphen Schichten über d. ob. Diabasl.	- 115 m

d) 3 Schritte oberhalb des Zusammentritts der zwei Schluchten im oberen Schindelbachtal treten rötliche Kalksteine mit Quarzgerölleinschluß und Tonschieferfasern sehr wenig mächtig auf. Durch die Anordnung der Tonschieferfasern wird in roher Weise Schieferung angedeutet. Der Calcit ist mittelkörnig kristallin — Quarzkörner und -linsen sind dem Calcit häufig eingelagert. Wenige Schritte bachaufwärts steht eine weiße dolomitische Bank an, einen kleinen Wasserfall veranlassend. Dieser Dolomit ist kristallin und enthält zahlreiche Einsprenglinge von Pyrit.

e) Einige Schritte oberhalb der dolomitischen Bank fanden sich Blöcke und, wie es scheint, auch anstehender Fels eines „adinolähnlichen“ dunkelgrauschwarzen Gesteins mit splitterigem Bruch, zahlreich eingesprengten Eisenkiespartikeln und rostroten Flecken von Eisenoxyd. In Handstücken läßt dieses dichte Gestein mehr massig-dickschieferige oder gebändertschieferige Textur erkennen, je nachdem in dem makroskopisch fast homogenen Gestein bald zeisiggrüne, bald rosafarbene feinkristalline Bänder und Lagen mehr zurücktreten oder mehr den Habitus des Gesteins bestimmen. Durch die mikroskopische Untersuchung erfahren wir über die Zusammensetzung des Gesteins, daß es aus lagenweis wechselnden biotitschüppchen- und blättchenreichen und -ärmeren Zonen aufgebaut wird, welche durch ihre äußere Gliederung und die Art ihrer Mineralgruppierung die Schichtung des Gesteins bekunden. In den dichteren Zonen lassen sich bereits deutlich individualisierte und feinkristalline Elemente erkennen, welche besonders durch parallel zur Schieferung gleichsinnig orientierte Biotitschüppchen repräsentiert werden, deren engmaschiges Netzwerk die Dichtigkeit und dunkle Färbung des Gesteins bedingt. Wesentlich unterstützt wird die Paralleltexur durch die lokal massenhafte Einlagerung von Epidotsäulchen, die nach den biotitarmen und -freien Zonen zu dichter gruppiert sein können und in diesen lagenartig auftretenden gröberkristallinen Quarz-Feldspataggregaten eine Anreicherung in Körnerform erfahren, welche am Handstück die zeisiggrüne Farbe mancher Bänder bedingen. Bemerkenswert ist das relativ häufige Vorkommen dunkelgrau-blau — lichtrosa pleochroitischer Turmalinsäulchen. Längs gestreckte opake Erzkörner treten ebenfalls recht zahlreich auf.

Neben den Epidotkörnern pflegen in den oben erwähnten „lagenartig auftretenden gröberkristallinen Quarz-Feldspataggregaten“ Calcitkristalle entwickelt zu sein, die in ihrer Bedeutung Epidot zu ersetzen scheinen, da mit ihrer Zunahme Epidot proportional abnimmt, in manchen Bändern sogar

ganz verdrängt wird, so daß am Handstück rötlichkristalline Bänder durch allmähliche Übergänge mit zeisiggrünen verknüpft sein können.

Die mikroskopische Kristallinität ist in den verschiedenen Zonen dieses Gesteins nicht allgemein gleichmäßig entwickelt, ja selbst nicht einmal innerhalb derselben Zone. Vielmehr ist z. B. in der Glimmerausbildung die ganze Skala winzigster Schüppchen bis zum flatschenbildenden grobblättrigen Biotitaggregat vorhanden. Feldspat und Quarz bilden in solchen und manchen glimmerfreien Lagen ein feinkörniges, anscheinend allotriomorphes Gemenge, während in vereinzelt Linsen und besonders in feldspatreichen Teilen calcit- und epidotreicher Lagen ein mittelkörnig kristallines Aggregat zur Ausbildung kam, dessen kristalliner Verband oft deutlich genug an Hornfelsstruktur erinnert. In der Zunahme der Korngröße dürfen wir eine Steigerung des kristallinen Charakters erkennen. Der Grund für die Verschiedenheit kristalliner Entwicklung innerhalb so enger Grenzen ist wohl in der wechselnden chemischen und mineralogischen Zusammensetzung des ursprünglichen Stoffes zu suchen.

Die von ECK eingeführte Bezeichnung dieses Gesteins als „gebänderten Biotithornschiefer“ möchte ich aufrecht erhalten.

f) Im Wasserriß der Schindelklamm selbst nicht aufgeschlossen, dagegen am Waldwege auf halber Höhe an der westlichen Talwand angeschnitten, findet sich ein grünes, häufig zerklüftetes und wieder verkittetes Gestein, das seiner Lagerung nach als Hangendes der obigen Biotithornschiefer zu betrachten ist. Am Handstück lassen sich lichtgrüne und blaßrötliche Bändchen und Schmitzen erkennen, die in dem dickschieferigen, fast dichten Gestein Schichtung andeuten. Nester von dunkelgrünen Blättchen von Biotit sind mitunter häufig. Verwitterte und ausgelaugte Putzen sind durch Eisenhydroxyd gelbbraun gefärbt. Der Dünnschliff zeigt u. d. M. ein lockeres Netzwerk feiner Biotitschüppchen, zwischen denen eine feinbestäubte, undifferenzierte, blaugrau polarisierende Feldspatmasse sich ausbreitet. Die Gleichmäßigkeit dieser dichten Hornschiefersubstanz kann unterbrochen werden durch Partien, in denen die Biotitblättchen mehr faserig angeordnet sind und dann um mittelgroße Quarz- und Feldspatfragmente sich herumlegen. Zahlreiche Trümer, die von Quarz und Chlorit erfüllt werden, treten an Stelle einstiger Kluftflächen auf. Akzessorisch sind Zirkon und der mit dem Vorkommen im Liegenden übereinstimmende Turmalin.

Ähnliche und dem Horizont nach entsprechende Gesteine, die geringe, aber bedeutsame Strukturmodifikationen zeigen, werden wir in dem Profil aus dem Eberbachtal kennen lernen.

Über dieser Zone folgt im Wasserriß des Schindelbaches eine wenig mächtige fein- und mittelkörnige, kristalline Kalksteinbank, die mit den hangenden Schichten einen Wasserfall verursacht. Letztere werden wieder durch grüne Schiefer gebildet, welche einen etwas weniger splinterigen Bruch haben und parallel zur Schieferung weißrötliche Schmitzen von Calcit führen. Die lokal recht deutliche Gelbgrünfärbung weist auf einen erheblichen Gehalt an Epidot hin. Im Dünnschliff aus dem Querbruch erkennen wir schon mit bloßem Auge || zur Schieferung verlaufende, sehr zahlreiche, etwa 2—3 mm lange und 0,2 mm gleichmäßig breite strichartige Schmitzchen, denen im Gegensatz zum übrigen Gestein die Braunfärbung durch Glimmer fehlt, und die u. d. M. ein graublau polarisierendes Feldspataggregat zeigen, in dem die Art der Epidotführung, das zerstreute Auftreten von Eisenkieskörnchen und Turmalinkriställchen ganz dem Vorkommen in der dichten Hornschiefermasse des übrigen Gesteins entspricht, nur daß die Biotitschüppchen sehr stark zurücktreten oder fehlen. Ob diesen strichartigen Aufhellungen des Gesichtsfeldes eine höhere Kristallinität zuzusprechen ist, läßt sich nicht bestimmen. Trümer mit mittelkörnigem Quarzaggregat, die ebenfalls beobachtet werden können, sind anderer Natur. Bei der großen Regelmäßigkeit der Anordnung und Verteilung der oben beschriebenen Bildungen ist als Ursache ihrer Entstehung ein geologischer Faktor nicht unwahrscheinlich.

g) Über diesen Schichten folgt sowohl in der westlichen Schlucht des Schindelbaches als entsprechend im Eberbachtal eine Zone ohne Aufschluß, so daß wir uns über diesen Teil des Profils nicht aufklären können.

h) Doch sind im Wasserriß des Schindelbaches wie auch am Waldwege Gesteine erschlossen, die als Hangendes dieser Zone zu betrachten sind. Es ist ein Komplex geschieferter Gesteine von schwarzer bis grauer Farbe, mit Seidenglanz auf den Schieferungsflächen und putzenartigen Einlagerungen von schwarzgrünem Biotit, Quarz und eventuell rötlichem Feldspat.

Am Waldwege zeigen hiehergehörige Gesteine gerstenkornartige Prägungen auf den Schieferungsflächen.

Im unteren Teil dieser Schichtenfolge finden wir einen Quarzit eingelagert. Sein Liegendes wird durch dunkelgraue,

dickschieferige Gesteine mit putzenartigen Einlagerungen von Biotit, Quarz und Feldspat gebildet, das schon äußerlich den Eindruck eines Hornschiefers macht, der durch die mikroskopische Untersuchung bestätigt wird. Akzessorisch ist Turmalin und Epidot.

Der Quarzit ist ein rötlichgrau geflammtes Gestein mit splitterigem, fettglänzendem Bruch. Schieferung ist am Handstück nicht zu erkennen. U. d. M. ergibt sich das Gestein als semikristallines, klastisches, gleichmäßig körniges Aggregat von Quarz, dem nur wenig Feldspatfragmente zwischengemengt sind. Serizit in Fasern und mittelgroße Blättchen von Muskovit stellen das Glimmermaterial, das nur ganz lokal von Biotit gebildet wird. Undulöse Auslöschung der Quarze und der faserige Verlauf der glimmerschuppigen Schnüre sind die Merkmale einer stattgehabten Druckschieferung. Außer der Entwicklung feiner Biotitschüppchen läßt sich nichts auf Kontaktwirkung zurückführen.

In der Fortsetzung der westlichen Schindelbachschlucht oberhalb des Waldweges stehen deutlich und gut geschieferte Gesteine an, die bisweilen ganz den Habitus von Dachschiefen erreichen, aber nicht ganz einheitlich spalten. Die erwähnten putzenartigen Einlagerungen treten auch hier auf. Mehr hangendere Schichten werden wieder hart splitterig und nähern sich in der mikroskopischen Ausbildung quarzitischer Tonschiefern.

Östlich von dieser Schlucht zeigen diese Schiefer verschiedene Modifikationen in der Ausbildung. Gleich am Waldwege angeschnitten, treffen wir graugrüne, seidenglänzende Schiefer mit gerstenkornartigen Zeichnungen auf den Schieferungsflächen, die als stärker glänzende, grüne Gebilde besonders am frischen Anhub sichtbar sind. U. d. M. finden wir ein feinkörnig-quarziges Gemenge mit einer lagenweise gruppierten Glimmerführung, welche im allgemeinen durch serizitischen Muskovit, weniger durch chloritische und biotitische Schüppchen gegeben ist. Akzessorisch ist Turmalin und Erz, das in zahlreichen Körnchen auftritt.

Innerhalb der glimmerführenden Lagen finden sich nun Partien, die durch größere Serizitblättchen mit grellen Polarisationsfarben auffallen. Chlorit pflegt darin etwas reichlicher zu sein, dagegen Biotit selbst dann zu fehlen, wenn die Partie auch inmitten biotitführender Schichtenlagen auftritt. Diese etwas gröber schuppigen, in ihrer Kristallinität deutlicher ausgeprägten Partien entsprechen den knoten- und gerstenkornähnlichen Zeichnungen auf den Schieferungsflächen.

Ich glaube in diesen Gesteinen Übereinstimmung mit den Knotenschiefern ROSENBUSCHS zu finden und benenne daher diesen Typus „Knotenschiefer“.

Wechsellagernd mit diesen Knotenschiefern treten solche grüngraue geschieferte Gesteine auf, die derartige Knoten nicht besitzen, und die auf dem Querbruche deutliche Schichtung zeigen. Etwa 1 mm starke Schieferlamellen wechseln ab mit Linsen und 2—3 mm dicken Lagen von fettglänzend quarziger, feinkörnig aggregierter Zusammensetzung.

Aus der östlichen Schlucht des oberen Schindelbachtals liegt ein Handstück eines dunkelgraugrünen Schiefers vor mit rötlichen Calcitlinsen und einem grünen kristallinen Trum, das der Schieferung nach das Handstück durchsetzt. Dem Habitus nach kann es nur dieser Schichtenzone eingegliedert werden. Das Mikroskop enthüllt uns hierüber folgendes: Die schon mit bloßem Auge im Dünnschliff zu erkennenden braunen Partien zeigen u. d. M. die typische Ausbildung als epidotkörnchenreicher Biotithornschiefer, wie er der Untersuchung bis jetzt schon mehrfach vorlag. Zwischen diesen Schieferpartien und diese zum Teil ganz verdrängend, breiten sich hochkristalline mittel- bis sehr grobkörnige Aggregate aus, die durch eine schwachpleochroitische Hornblende mit dem Farbenschema $c = \text{grün}$, $b = \text{gelbgrün}$, $a = \text{lichtgelblich}$ und die sehr reichliche Führung von Titanit charakterisiert sind. Die Hornblende mit ihrer Auslöschungsschiefe von 21° zeigt große Durchschnitte mit nach keiner Richtung bevorzugtem Wachstum, die häufig in hornfelsartiger Weise durchbrochen werden von rundlichen Körnchen der quarzig-feldspatigen Grundmasse. In dem Grade, in dem durch das Eintreten von Hornblendekristallen in die Hornschiefersubstanz diese immer mehr zurücktritt, ist im farblosen Gesteinsgemenge eine immer deutlichere kristalline Umänderung zu beobachten, die so weit geht, daß schließlich die charakteristische Verbandsweise des Hornfels resultiert. Ein grobkörniges, kristallines Calcittrum sei aus dem Bild des Dünnschliffs noch erwähnt. Die beiden Gesteinstypen, die hier nebeneinander entwickelt sind, sind nicht sowohl durch verschiedene Mineralkombination und verschiedenen Grad kristalliner Ausbildung als auch in erster Linie durch die andersartige Entstehung voneinander unterschieden. Die Betrachtung der mikroskopischen und makroskopischen Verhältnisse macht es uns klar, daß in der kristallinen Masse, die fremdartig dem Schiefer gegenübersteht und trumartig sich in ihm ausdehnt, eine Injektion eruptiven Materials vorliegt, das auf Diabas sich zurückführen lassen dürfte.

Den hangendsten Schichten dieser Schieferzone eingelagert steht in der Rinne der westlichen Schlucht des Schindelbaches, etwa 20 Schritte oberhalb des Waldweges, ein buntstreifiges, feinkristallines Gestein an. Das Handstück zeigt ausgezeichnete Bänderung, da rötliche und graue dichte Gesteinslagen mit körnigkristallinen von dunkelgrüner Farbe wechsellagern. Auch im Dünnschliff läßt sich die Bänderung des Gesteins sofort erkennen. Langsam auskeilende Linsen und Lagen mit Schieferbeschaffenheit fallen sofort infolge ihres andersartigen Gesteinscharakters neben dem sonst körnigkristallinen, hornblendereichen Gesteinsteil auf. Sowohl in bezug auf Mineralkombination, Korngröße und Struktur als auch in der hieraus abgeleiteten Entstehungsart kann man im Dünnschliff zwei durchaus verschiedenartige Gesteinstypen einander gegenüberstellen. Die bereits erwähnten schieferigen Lagen stimmen in ihrer Ausbildungsweise mit epidotführenden Biotithornschiefen aus liegenden Schichten überein. In diesem feinkörnig kristallinen Schiefer treten vereinzelte scharfumschriebene Quer- und Längsschnitte von Strahlstein auf, die sich durch das hornfelsartige Durchbrochensein mit Feldspatkörnchen der Schiefermasse als fremdartige sekundäre Bildungen erweisen.

Diese Schieferbändchen treten untergeordnet auf. Der vorwiegende Teil wird durch ein hochkristallines grobkörniges Gestein gebildet, in dem Hornblende die herrschende Rolle spielt. In dichten Aggregaten sind die Hornblendeindividuen regellos unter sich verzahnt, während isoliertere Körner eine innige Verwebung mit dem körnig kristallinen Feldspatgemenge erkennen lassen. Calcit ist in erheblicher Menge vorhanden, und zwar sowohl innerhalb von Hornblendeindividuen als auch in den Interstitien der Feldspatkörnchen. Epidot und Titanit in Körnern vervollständigen das Bild der mineralischen Zusammensetzung. Für die Erklärung dieser hochkristallinen Partien nach ihrer mineralischen und chemischen Seite ist die Annahme von eruptivem Material wahrscheinlich. Die Art der Verteilung und Anordnung der Schieferrelikte spricht für intensive Aufblätterung und Injektion von Schiefer durch Diabasmaterial. Diese Injektionen sind Zeugnisse für die Nachbarschaft eines Diabaslagers.

i) Den Abschluß unseres Profils in der westlichen Schlucht des oberen Schindelbachtals bildet im Hangenden der eben beschriebenen Schieferzone ein körnig flaseriges Gestein, das von Konglomeraten des oberen Rotliegenden diskordant überlagert wird. Grüne, rotgefleckte Farbe, hohes Eigengewicht und die körnig flaserige Textur lassen sich am Handstück wahr-

nehmen. Wohl hat auch in diesem Gestein Druckschieferung gewirkt, doch hat sich der Druck nur in faserig verlaufenden Partien intensiver ausgelöst, während in dazwischenliegenden Linsen die körnig kristalline Struktur des ursprünglichen Gesteinsmaterials mehr oder weniger erhalten blieb. U. d. M. erkennen wir im gewöhnlichen Lichte die körnig kristallinen Linsen durch Hornblendeaggregate repräsentiert, deren Einzelkristalle einen kräftigen Pleochroismus $c =$ bläulichgrün, $b =$ grasgrün, $a =$ hellgelb zeigen und eine Auslöschungsschiefe von zirka 18° besitzen. Einzelne Prismen dieser aktinolithischen Hornblende richten sich nach außen zu in konzentrischen Lagen ein, die im Dünnschliff als Striemen erscheinen. Brauner Biotit macht sich daneben immer mehr breit und gewinnt schließlich die Oberhand. Auch hierin sehen wir wieder den höheren Grad der Metamorphose zum Ausdruck gebracht. Auffallend ist die außerordentliche Teilnahme von Ilmenitkörnern mit randlicher Leukoxenbildung, Häufchen von Titanitkörnern und -kristallen und rotem Eisenglimmer am Aufbau des Gesteins. Epidot ist zwar vorhanden, tritt an Bedeutung aber weit hinter Titanit zurück, dagegen erfährt der blutrotdurchsichtige Eisenglimmer besonders in den Striemen eine derartige Anreicherung, daß er wie eine Achse der Strieme deren Verlauf hervorhebt. Die Titanitkriställchen sind nicht primärer Natur, sondern das Endprodukt der Zersetzung von Ilmenit, dessen überschüssiger Eisengehalt wahrscheinlich im Eisenglimmer wiederzufinden ist. Von Eisenkies konnte nur ein einziges Körnchen beobachtet werden. In den Lücken dieser farbigen oder durch starke Reliefschatten hervortretenden Gemengteile erkennen wir leichtgetrübt durchschnitten eines Minerals, die sich durch die gesetzmäßige Interposition von Erzflittern als kristallographische Einheiten vermuten lassen. Zwischen ihnen liegen rundliche, klar durchsichtige Partien, die zwischen gekreuzten Nicols durch undulös auslöschende Quarzkörner repräsentiert werden. Jene Kristalldurchschnitte sind Feldspate, die in den körnig kristallinen Partien des Gesichtsfeldes mittelgroße Leistenform besitzen. Selten sind diese noch frisch, meist zeigen sie Zersetzung, die in allen Stadien der allmählichen Verdrängung der Feldspatsubstanz verfolgt werden kann. Zunächst treten in einem fast ganz gesunden, graublau polarisierenden Feldspat den Spaltrissen entlang feinste Fäserchen eines stärker doppelbrechenden Minerals auf, wodurch die Spaltrisse erst hervorgehoben werden. Die Fasern werden dicker und polarisieren mit gelber Farbe. Wie ein Netzwerk breitet sich diese Substanz über den Feldspat aus, immer

dichter werdend, bis schließlich Aggregatpolarisation resultiert, um endlich sich dann zu einheitlich polarisierenden Blättchen zu verdichten, die parallel zur Achse der Leisten auslöschen. Farblosigkeit, Licht- und Doppelbrechung charakterisieren die Substanz als Muskovit. Da der Muskovit innerhalb der einstigen Feldspate in bestimmter Weise angeordnet zu sein scheint, so ist es unschwer, in diesen Muskovitpartien die Form einstiger Feldspateinheiten wieder zu erkennen.

Die mittelgroßen Feldspatleisten und ihre Pseudomorphosen sind richtungslos gelagert und bedingen dadurch die Bildung von Zwickeln, die mit undulös auslöschendem Quarze erfüllt sind. Die Identität dieser Struktur mit der als „divergentstrahlig“ bezeichneten ist zweifellos. Danach hätten wir einen metamorphen körnigen Diabas vor uns, eine Annahme, die durch die, wenn auch sekundäre Mineralkombination wesentlich gestützt wird.

Die weiter oben aus der Injektion von Schiefen abgeleitete Nachbarschaft eines Diabaslagere erfährt durch diesen Befund ihre Bestätigung.

Da H. ECK für diese Zone des Übergangsgebirges nur in den Haberäckern und im Eberbachtal Diabas angibt und das Fehlen desselben im Schindelbachtal hervorhebt, so wäre hierdurch der Nachweis für das Vorhandensein des oberen Diabaslagere im Schindelbachtal erbracht.

An dieser Stelle sei ein in mancher Hinsicht bedeutsames Gestein erwähnt, das im Wasserriß der westlichen Schlucht des Schindelbaches, über dem Waldwege, in mittelgroßen Blöcken gefunden wurde. Ob es hier auch ansteht, konnte zwar mit Sicherheit nicht ermittelt werden, doch ist es sehr wahrscheinlich, da weit und breit ähnliche Gesteine nicht bekannt sind, und seine Mächtigkeit auch hier, nach den Blöcken zu schließen, nur ganz unbedeutend sein kann. Äußerlich ist es ein rötliches, dichtes Gestein, in dem Spaltflächen von Feldspat und Biotit aufblitzen. U. d. M. erkennen wir in einer mikrogranitischen Grundmasse zahlreiche Einsprenglinge von idiomorphen Feldspaten mit Zonarstruktur. Um getrübe, in Zersetzung begriffene, kristallographisch scharf begrenzte Kerne legt sich stets ein frischer, klar durchsichtiger Mantel, dessen mitunter unscharfe Kontur mit der körneligen Grundmasse verwachsen ist. Die einsprenglingsartigen Biotitblättchen zeigen stets magmatische Resorption und sind oft nur in Spuren noch zu erkennen. Muskovit ist nur in kleinen Blättchen vorhanden, z. T. als Interposition der Feldspatkerne. Zwischen großen Feldspaten zeigt die Grundmasse eine Art fluidaler Anordnung.

Struktur und Mineralführung charakterisieren das Gestein als Granitporphyr bezw. Granophyr, womit das wahrscheinlich gangartige Auftreten übereinstimmt.

Die Bedeutung, die diesem Vorkommen zukommt, liegt darin, daß wir in der Teufe des Übergangsgebirges Granit vermuten müssen, zu dessen Ganggefolgschaft dieser Granitporphyr gehört, der jünger sein muß als die Dislokation des Übergangsgebirges, da er keinerlei Pressungsphänomene zeigt.

k) Im Osten dieser Lokalität, am Waldwege, sind im Hangenden der Knotenschiefer noch höhere Lagen des Profils erschlossen. Zunächst folgen hier graue, geschieferte, fettglänzende Gesteine, die u. d. M. klastische Struktur und eine Gesteinszusammensetzung aus Quarz- und Feldspatfragmenten zeigen, wobei ein feinkörniger Kitt zwischen diesen auftritt. Glimmer tritt in Form von Biotitschüppchen innerhalb des feinkörnigen Kittes auf. Die Korngröße der Fragmente ist verschieden. Akzessorisch sind Turmalin und vereinzelte Muskovitblättchen.

Struktur und Mineralführung lassen das Gestein als durch Kontakt wenig veränderte „Grauwacke“ erscheinen.

Nach dem Hangenden zu nimmt diese geschieferte Grauwacke dunkle bis schwarze Farbe an und wird zugleich feinkörnig bis dicht. Durch Zurücktreten des schwarzen Pigmentes in rötlich erscheinenden Linsen und Lagen, denen zeisiggrüne Mineralpartien eingelagert sind, wird die Schichtung des Gesteins äußerlich hervorgehoben, während der massige, splitterige Bruch kaum auf Schichtung oder Schieferung schließen läßt. Das Gestein ist außerordentlich hart. Auf der Bruchfläche spiegeln massenhaft winzige metallisch-glänzende Pünktchen.

Mikroskopisch ist das Gestein im allgemeinen sehr feinkörnig. Nur vereinzelt treten größere Körner von Quarz oder Kristallfragmente von Feldspat auf. Die Biotitschüppchen sind lagenweise angeordnet und bedingen dadurch eine feine Schichtung im Dünnschliff. Ihre individualisierte Ausbildung gibt der Struktur den Habitus eines Biotithornschiefers. Neben Biotit werden auch Chloritschüppchen beobachtet, die aber nur akzessorische Bedeutung haben und an die Nähe der massenhaft auftretenden quadratischen Erzdurchschnitte gebunden zu sein scheinen, die gleichmäßig über das Gesichtsfeld verbreitet sind, in einzelnen Schmitzen jedoch eine dichte Anreicherung erfahren haben. Im Gesteinspulver werden sie vom Magneten angezogen und bestehen daher aus Magnetit. Sie bedingen mit dem Biotit zusammen die dunkle Pigmen-

tierung des Gesteins. Die am Handstück auffallenden roten Linsen und Lagen mit dem eingelagerten zeisiggrünen Mineral zeigen u. d. M. hochkristallinen Verband. Frische, von gerundeten Quarzen durchbrochene Feldspate machen durchaus den Eindruck von Neubildungsprodukten. Das eingelagerte zeisiggrüne Mineral ist Epidot.

Dieses Gestein entspricht H. ECKs „epidotführendem Biotithornschiefer“.

1) Im Hangenden der mehr massigen, epidotführenden Biotithornschiefer treffen wir wieder graugrüne Gesteine mit ausgezeichneter Schieferung, die auf den serizitischen Schicht- und Schieferungsflächen jene eigentümlichen Prägungen in Rhomben- und Gerstenkornform zeigen, die wir bereits bei den Knotenschiefern am Waldwege, wenige Meter weiter im Liegenden, kennen gelernt haben. Im vorliegenden Gestein scheinen sie jedoch weit häufiger und allgemeiner zu sein. Durch ihr deutlicheres Grün heben sie sich vom Gestein ab. Weiße Glimmerschüppchen sind innerhalb und außerhalb derselben häufig. Im Dünnschliff quer zur Schieferung zeigt das Gestein ein allotriomorphes Gemenge von Feldspat- und Quarzkörnern, zwischen denen ein feines Netzwerk von serizitischen, chloritischen, seltener biotitischen Fasern sich ausbreitet. Dem chloritischen Gemengteil verdankt das Gestein seine Grünfärbung. Von Knoten ließ sich nichts wahrnehmen, ebensowenig im Flächenschliff, da eben die Serizitfasern gegen den sandigen, quarzig-feldspatigen Gesteinsteil sehr zurücktreten. Doch läßt die Betrachtung am Handstück die reichliche Teilnahme von Chlorit und Serizit am Aufbau der Knoten erkennen.

Zirkon und Erzkörner sind akzessorisch.

Die hangendste Schichte des gesamten Profiles des in der Schindelklamm zugänglichen Übergangsgebirges wird durch ein graues, quarzitisches Gestein gebildet, in dessen mikroskopischem Bilde neben viel undulös auslöschenden Quarzkörnern nicht selten Fragmente von zwillingslamellierten Feldspaten wahrzunehmen sind. Soweit im feinkörnigen Zement Glimmerschüppchen vorkommen, gehören sie dem Biotit an. Opakes Erz und Zirkon sind akzessorisch.

Über diesem Quarzit folgt nun in diskordanter Überlagerung Rotliegendes.

Zusammenfassendes: Ob die aus der Gesteinsgruppe d) angeführten Calcite und Dolomite ihre Kristallinität Einwirkungen des Eruptivkontaktes verdanken, ist schwer zu

entscheiden. H. ECK erklärt sie an anderer Stelle wohl zutreffend durch Dislokationsmetamorphose. Dagegen haben wir in dem sehr reichhaltig gegliederten Teil des Profiles von e) bis l), der durch Biotithornschiefer, Knotenschiefer und Quarzite gebildet wird, zweifellos Eruptivkontaktwirkungen zu erkennen. Biotithornschiefer und Knotenschiefer sind so durcheinander gelagert, daß wir sie als Äquivalente auffassen müssen, deren Verschiedenheit im ursprünglichen Stoff begründet liegt. Der Quarzit zeigt nur im feingrusigen und glimmerigen Bindemittel hornschieferige Ausbildung.

2. Profil des Übergangsgebirges im Eberbachtal und den Haberäckern.

Nach den Aufschlüssen im Eberbachtal und den Haberäckern ergibt sich für diese Gegend vom Liegenden zum Hangenden folgendes Profil:

- | | | |
|--|---|--|
| a)–e) Nicht erschlossene Schichten | } | Kontaktmetamorphe Schiefer der „äußeren Zone“. |
| f) Knotenschiefer | | |
| Biotithornschiefer | | |
| g) Nicht erschlossen | | |
| Feingeschichtete Biotithornschiefer | | |
| h) Quarzit | | |
| (Metamorpher Diabastuff?) | | |
| Epidotführender Biotithornschiefer | | |
| Muskovithornschiefer | | |
| Turmalin-Biotithornschiefer | | |
| i) Kontaktmetamorphe Diabas- und Diabastuffzone mit: | } | Gesteine mit für die „innere Kontaktzone“ bezeichnenden Strukturmerkmalen. |
| Strahlsteinschiefern | | |
| Feldspathornfels | | |
| Anthophyllitschiefer | | |
| etc. | | |
| k)–l) Rötlichgrauer Hornfels | | |

Im Eberbachtale und den Haberäckern sind die untersten Schichten des Übergangsgebirges nicht aufgeschlossen. Die liegendsten Gesteine, die als anstehender Fels zugänglich sind, gehören bereits zu den kontaktmetamorphen Schiefnern aus der Zone f).

Am unteren Feldweg in den Haberäckern, am Waldrande gegen die Wiesen und dem etwa 150 m weiter weg im Walde gelegenen alten Steinbruch im Eberbachtal treten diese Schiefer zutage.

Die liegenderen Schichten sind rötlichgraue, seidenglänzende Schiefer, in denen die Knoten erst in der Entwicklung begriffen zu sein scheinen, da sie mit bloßem Auge nur durch Spiegellassen der Anhebflächen erkenntlich sind. Die Knotenflächen, die unter sich annähernd parallel gelagert sind, fallen selten mit der Anheb- oder Schieferungsfläche zusammen, daher sie bei einseitiger Beleuchtung beschattet werden und von dem hellbeleuchteten, seidenglänzenden Schiefer deutlich sich abheben. Für die Erscheinung im Dünnschliff sei folgendes erwähnt: Er zeigt das gleichmäßig struierte Bild einer feinkörnig-schuppigen Schiefersubstanz, die aus winzigen Quarzkörnchen und parallel zur Schieferung orientierten Biotitschüppchen besteht. Innerhalb dieser pleochroitischen, biotitschüppchenreichen Gesteinsmasse werden besonders dann, wenn die Biotitschüppchen parallel zum polarisierenden Nicol orientiert sind, rundliche bis längsovale Partien sichtbar, die keinen Biotit enthalten und daher farblos erscheinen. Bei \times Nicols erkennt man, daß die glimmerige Substanz dieser Knötchen Muskovitblättchen sind, deren grelle Interferenzfarben die rundlichen Partien deutlich vom übrigen Gesteinsbild abheben.

Winzige Eisenglimmerblättchen sind ein akzessorischer Gemengteil dieser Knoten.

Im übrigen Gestein tritt Erz in schwarzopaken Körnern und Flittern auf. Wir haben es hier mit einem typischen Knotenschiefer zu tun.

Im oberen Teil des verlassenen Steinbruchs im Eberbachtal gelangten die Knotenschiefer besonders deutlich zur Ausbildung. Im graugrünen, serizitischen Schiefer liegen auf Schieferungsflächen dicht nebeneinander rundliche und elliptische Flecken, die im frischen Bruche und beim Anhauchen durch ihren dunklen Farbton und die eingelagerten winzigen, weißen Glimmerschüppchen sofort in die Augen fallen.

Nach dem Hangenden zu, und im unteren Teil des Steinbruches zu beobachten, werden die Knoten spärlicher sichtbar, das ganze Gestein wird dichter und dunkler; der Habitus scheint massiger geworden zu sein. Fettglänzende Quarzbänder erhöhen die Härte und Splitterigkeit des Bruches. In der mikroskopischen Ausbildung kommt dies folgendermaßen zum Ausdruck: In dem sehr feinkörnig kristallinen Gesteinsgemenge, das aus graublau polarisierenden Körnchen und gleichmäßig dazwischen verteilten, winzigen, aber isolierten Biotitblättchen besteht, die, optisch gleichsinnig orientiert, den Pleochroismus rotbraun—lichtbräunlich zeigen, sind größerblättrige,

richtungslos verflochtene Aggregate von Biotit in Schmitzen und Striemen parallel zur Schieferung angeordnet.

Die mikroskopisch feinkörnige Kristallinität in der Struktur, die grobblättrige Ausbildung der zahlreichen Glimmeranhäufungen geben dem Gestein durchaus den Charakter eines Biotithornschiefers. Schwarzopakes Erz, Eisenkies und Turmalin sind darin akzessorische Gemengteile.

g) Bachaufwärts von diesem Vorkommen finden wir das Gebirge in einer etwa 100 m breiten Lücke nicht abgeschlossen (siehe g im Schindelbachtal).

Alsdann tritt unter dem Rasen ein Felsriegel aus sehr gutgeschiefertem, schwarzem Gestein mit feinlamellarer Schichtung hervor. U. d. M. zeigt der Dünnschliff quer zur Schieferung ein fein- bis mittelkörniges Gemenge von Feldspat und Quarz, das von Lagen, Bändern und anastomosierenden, wellig verlaufenden Striemen durchzogen wird, die im wesentlichen von feinblättrigem, serizitischem Muskovit gebildet werden. Grüne Biotitblättchen sind den Muskovitstriemen häufig eingeflochten. In körnig kristallinen, linsenartigen Partien ist der eventuelle Glimmer stets dunkelgrüner Biotit. Feldspat und Quarz zeigen hierin oft geradezu hornfelsartigen Verband, während jenen muskovit- und biotitreichen Lagen der Charakter eines Hornschiefers zukommt. Magnetit in quadratischen und dreieckigen Durchschnitten ist so allgemein im Gestein verbreitet, daß ihm neben dem Biotit die Rolle des Pigmentes zufällt. Das auffallende Licht wird oft von dreieckigen Flächen reflektiert. Zwischen den Glimmerstriemen finden sich sehr zahlreich Feldspatkristalle und -Fragmente mit und ohne Zwillingslamellierung, die die Striemen zu welliger, kurzlinsenförmiger Umgehung zwingen. Dadurch werden kleine Knöllchen hervorgerufen, die am Handstück mitunter gesehen werden.

Turmalin wurde als akzessorischer Gemengteil erkannt.

Darüber findet sich aus derselben Schichtgruppe ein Gestein mit weniger stark ausgeprägter Schieferung. Die feinlamellare Schichtung ist am Handstück deutlich wahrzunehmen und besteht in einem Wechsel matter, feinkörniger bis dichter, grauer Lagen mit glimmerigen, schwarzglänzenden, die im Querbruch in wenig starken Glimmerzügen das Gestein durchsetzen. In der mikroskopischen Zusammensetzung verliert der Serizit sehr an Bedeutung und tritt nur noch in wenigen langschmitzenförmigen Partien auf. Im übrigen tritt Biotit an seine Stelle, der mit der feldspatigen, quarzigen Zwischenmasse die mikrokristalline Struktur typischer Biotit-

hornschiefer bedingt. In größeren Biotitgeflechten sind auch Muskovitblättchen von entsprechender Größe bemerkbar. Der lagenweise Wechsel glimmerführender und körnige Aggregation zeigender, glimmerfreier Schichten entspricht den Beobachtungen am Handstück. Turmalin ist selten.

h) Über diesen feingeschichteten Biotithornschiefern stehen mächtige Felsriegel an, in denen harte, bunte, mehr massig dickschieferige Gesteine zutage treten. Außer einem splitterigem rötlichvioletterem Gestein, das quarzitisches Habitus besitzt und dem Quarzit aus dem unteren Teil der Schichtgruppe h im Schindelbachtale entspricht, dessen Lage und Ausbildung mit ihm übereinstimmt, gehört in diese Gruppe ein grünschwarzes körnig flaseriges Gestein von geringer Schieferung. Körnige, aus einem grünen und roten Mineral bestehende Linsen werden flaserig von schwarzer Schiefersubstanz umschlossen, in welcher letzterer zahlreiche Amphibolnadelchen bemerkbar sind. Der zur Untersuchung vorliegende Dünnschliff ist wesentlich durch Schiefer geführt, enthält aber auch eine der linsenartigen, körnigen Partien. U. d. M. treten in den feinkörnig kristallinen Schieferpartien, die von Feldspat, Biotit und Quarz gebildet werden, scharfumgrenzte, von Quarzkörnchen hornfelsartig durchbrochene, deutlich als Neubildungen erkennbare Hornblendeindividuen hervor, die in Längsschnitten stengelig prismatische Ausbildung erkennen lassen, während die Querschnitte den charakteristischen Hornblenderhombus mit einem Winkel von zirka 124° zeigen. Pleochroismus, für $c =$ bläulichgrün, $b =$ gelbgrün, $a =$ hellgelb, und eine Auslöschung von 17° weisen auf Aktinolith hin. Diese Aktinolithindividuen sind ziemlich zahlreich, und die Dimension ihrer Ausbildung ist oft sehr wechselnd. In linsenförmig abgeschlossenen oder lagenförmig das Gesichtsfeld durchquerenden Partien zeigen Feldspat und Quarz mittelkörnige hochkristalline Struktur; Biotit fehlt ganz oder ist nur in einzelnen Schüppchen vorhanden. Dafür breitet sich die Hornblende derartig aus, daß sie in größeren Partien optisch einheitlich reagiert. Letztere ist dabei von Feldspat und Quarzkörnchen so häufig durchbrochen, daß die im Raume zweifellos zusammenhängenden Hornblendefetzchen die Interstitien dieser Körner zu erfüllen scheinen, wie wir bei typischen Biotithornfels es durch Glimmerblättchen tun sehen. Dieses ausgeprägte skelettartige Wachstum ist charakteristisch für Hornfelsstruktur. Außer Biotit pflegt in diesen Zonen auch der in den Biotithornschieferpartien reichlich auftretende säulige Epidot zu fehlen. An anderen Stellen des Gesichtsfeldes bekommt man den überzeugenden Eindruck

für die Bildung dieser sekundären Hornblende aus Stoffen des Biotithornschiefers. Innerhalb von Hornblendepartikeln oder diesen angelagert treten Blättchen des dunkelolivgrün-lichtgelbbräunlich pleochroitischen Biotits auf, und zwar so, daß die Richtung für lichtgelbbräunlich des Biotits zusammenfällt mit $\alpha =$ lichtgelblich der Hornblende, und beide nicht nebeneinander zu unterscheiden sind, wenn die Schwingungsrichtung des polarisierenden Nicols dieser Richtung parallel geht. Eine Erklärung für die auffallende Erscheinung dieser lokalisierten Hornblendebildung in Schiefer scheint mir nur in der Annahme der ursprünglichen Zusammensetzung als Diabastuff gegeben zu sein.

Aus den hangenderen Teilen dieser Felsriegel liegt ein Gestein vor, in das die liegenderen, mehr massigeren Schichten überzogen scheinen. Es ist ein schwarzer, mit Quarzschnüren durchzogener, dickbankiger Schiefer mit zahlreich eingesprengten Eisenkiespartikeln und hartem splitterigem Bruche. Lagen und Linsen, die randlich fleischfarben und im Kern hellgrün sind, geben in dem sonst dichten Gestein die Schichtung an. Im Handstück stimmt das Gestein durchaus mit dem oberen epidotführenden Biotithornschiefer aus dem Schindelbachtal überein. Dasselbe gilt auch von der mikroskopischen Zusammensetzung. Mittelkörnig kristalline Lagen aus Feldspat und Quarz und eventuell vereinzelte Biotitschüppchen durchstreichen den dichter struieren, glimmerigen Hornschiefer und bedingen dadurch im mikroskopischen Bilde den schichtenmäßigen Aufbau des Gesteins. Diese weniger mächtigen, glimmerarmen Lagen zeigen einen hochkristallinen Verband. Die Konturen der Körner sind gerundet; schlauchförmig dringen diese oft ineinander und umschließen anders orientierte Körnchen. Besonders bei gemischtem Bestand, wenn Feldspat und Quarz miteinander verwachsen sind, tritt der Hornfelscharakter dieser Struktur deutlich in die Erscheinung. In solchen Lagen finden sich gerne größere, von rundlichen Quarzkörnchen durchbrochene Feldspatindividuen, die aber zersetzt und bereits in muskovitische Substanz übergeführt sind. Calcit und Epidot können sich anreichern und sind dann identisch mit den rötlichen und zeisiggrünen Linsen, die am Handstück bemerkt werden.

Wir haben hier neben typischen Biotithornschiefeln regelmäßig auftretende Lagen mit höherer Kristallinität, welche namentlich an die Mineralkombination Feldspat, Quarz und eventuell noch Epidot und Calcit gebunden zu sein pflegt. Der Grund hiefür mag in der ursprünglichen, lokal günstigeren, mineralischen Zusammensetzung liegen; doch sei auf die

Regelmäßigkeit dieser Erscheinung hingewiesen. Der Typus des Gesteins entspricht durchaus einem epidotführenden Biotithornschiefer, der aber mit höher kristallinen Lagen wechselagert, worin die Neigung zu höherer Kristallinität deutlicher zum Ausdruck kommt.

Akzessorisch ist Eisenkies und vor allem Turmalin, der in Hornschieferpartien reichlich auftreten kann und im Querschnitt die scharfe kristallographische Begrenzung eines Sechsecks zeigt, wobei zonarer Aufbau die Regel ist, und um einen dunkleren Kern ein heller Mantel sich herumlegt.

Einem etwas höheren Horizont gehört ein grauschwarzes, geschichtetes und geschiefertes Gestein an. Die Schichtung ist makroskopisch deutlich sichtbar durch den Wechsel von matten, grauen und dunkleren, sehr glimmerreichen und daher glänzenden Lagen, deren Flächenbruch Glimmerbelag zeigt. Die Mächtigkeit dieser einzelnen Schichten beträgt etwa 3—5 mm. Die mattgrauen erweisen sich u. d. M. als ein feinkörniges, meist quarziges Gemenge, in dem die serizitische und biotitische Glimmerführung nicht an Bedeutung überwiegt. Dagegen zeigen die anderen Lagen ein so dichtes Geflecht von feinblättrigem Biotit und besonders Muskovit, daß dazwischen von Feldspat und Quarz nur wenig oder nichts zu erkennen ist. Die Muskovitblättchen sind ausgezeichnet parallel orientiert, dabei quer gestellt und bedingen so eine Art transversaler Schieferung. Quadratische Erzdurchschnitte und Turmalin sind akzessorisch für die matten Lagen; in den glimmerigen Zonen sind sie seltener.

Ich bezeichne dieses Gestein als geschichteten „Muskovithornschiefer“.

Ein schwarzes, außerordentlich hartes, kieselschieferähnliches Gestein folgt im Hangenden. Dünne Lagen von Fettquarz, die das Gestein parallel zur Schieferung durchsetzen, erhöhen noch die Härte des an sich sehr splitterig brechenden Schiefers. Im mikroskopischen Gesichtsfeld des quer zur Schichtung geführten Dünnschliffs beobachtet man farblos durchsichtige Lagen und Linsen, die hin und wieder rein quarziger Natur sind, häufiger jedoch vorwiegend aus Feldspatindividuen zusammengesetzt sind. Die Korngröße, besonders in letzteren, ist dabei recht verschieden. Doch ist die Struktur nicht klastisch, sondern deutlich kristallin und zeigt namentlich dort die Eigentümlichkeiten des Hornfelses ausgeprägt, wo in linsenförmigen Anschwellungen Feldspat in größeren Körnern auftritt, die dann von runden Quarzkörnchen siebartig durchlocht sind.

Die an Turmalin und Biotit, d. h. den ausschließlich dunklen Gemengteilen, reichen Zonen besitzen eine vorwiegend feldspatführende Grundmasse, die zwischen gekreuzten Nicols entweder graublau polarisiert oder die höheren Interferenzfarben des serizitischen Zersetzungsproduktes zeigt. In zahllosen winzigen Querschnitten, denen sich schiefe und Längsschnitte beigesellen, setzt der Turmalin in dichter Gruppierung anastomosierende Lagen zusammen. Biotit nimmt dazwischen in mehr oder weniger zahlreichen, aber stets isolierten Blättchen teil. Turmalinfreie und biotitreiche Teile dieser Zonen lassen zwischen dem dichten und lockeren Glimmergeflecht feine bis mittelgroße Feldspatkörnchen erkennen, mit denen der Biotit kristallin verbunden ist, wodurch lokal Anklänge an Biotithornfels entstehen, ohne diesen aber typisch zur Entwicklung zu bringen. Da die dunklen Gesteinslagen den Habitus des Gesteins bestimmen, müssen wir sowohl Biotit wie Turmalin als gleichwertige und wesentliche Gemengteile desselben erachten und bezeichnen es daher als Turmalin-Biotithornschiefer mit Hornfelslinsen.

Übersehen wir noch einmal die Reihe der hier zur Beschreibung gelangten metamorphen Gesteine aus dem Profil des Eberbachtals, so fällt uns durch die einfache Nebeneinanderstellung derselben auf, wie tonschieferige (serizitische) Gesteine mit knoten- und gerstenkornähnlichen Differenzierungen auf den Schichtflächen, aus dem Liegendsten, diese allmählich verlieren, um nach dem Hangenden zu im ganzen Gestein jenen geringen Grad mikroskopischer Kristallinität anzunehmen, den wir in der Bezeichnung „Hornschiefer“ ausdrücken wollen; daß die Knotenschiefer von einer breiteren Zone solcher Hornschiefer überlagert werden, in der dieser Habitus in verschiedenen Modifikationen zur Entwicklung kam, je nach der ursprünglichen chemisch-mineralischen Zusammensetzung. Wir haben erkannt, daß jeweils gewisse Partien in Lagen- und Linsenform auftraten, die ausgeprägtere Kristallinität besitzen, und in deren Struktur wir eine gewisse Übereinstimmung mit hornfelsartigen Gesteinen fanden, ja, daß weiter nach SO zu, also in hangenden Schichten fortschreitend, das Auftreten solcher Hornfelspartien allgemeiner wird, bis wir schließlich zu den Turmalin-Biotithornschiefen gelangten.

Ich betone, daß im letzteren Gestein die Hornschieferpartien bereits Anklänge an eine gleichwertige Struktur, wie sie diesen Linsen zukommt, zeigen, und wir müssen daher in dieser Struktur der höher kristallinen, hornfelsartigen Linsen gewissermaßen einen Vorläufer erblicken für die sich mehr

und mehr steigernde Hornfelsstruktur, welche in diesen Linsen vielleicht durch eine stofflich etwas abweichende und für die Ausprägung der kontaktmetamorphen Struktur besonders günstige Zusammensetzung bedingt wird.

i) Nunmehr folgt eine von H. ECK auf 25 m Mächtigkeit eingeschätzte Zone, in welcher ein metamorphes Diabaslager das Schieferprofil unterbricht. Jenseits der Rinne, die tief in die Böschung zwischen den Haberäckern und der Talsohle einschneidet, stehen dickbankig geschieferte dunkel- bis hellgraugrüne Gesteine in nackten Felsriegeln an, die neben wirrgelagerten Hornblendesäulchen recht häufig Putzen mit braunem Glimmer zeigen. Im Handstück zeigt das Gestein den Habitus eines Strahlsteinschiefers.

Bei der Untersuchung im gewöhnlichen Licht zeigt der Dünnschliff fast nur wirrgelagerte blaßgrüne Amphibolprismen, die bei stengelig faserigem Habitus Querabsonderung, in breiteren Individuen terminale Ausfransung erkennen lassen. Diese Hornblendeprismen besitzen eine Auslöschungsschiefe von im Maximum 24° und einen schwachen Pleochroismus mit den Achsenfarben für $c = \text{grün}$, $b = \text{gelblichgrün}$, $a = \text{hellgelblich}$, die jedoch häufig eine weiße, fleckige Unterbrechung zeigen. Des öfteren treffen wir in solchen Individuen Zwillingbildung nach der Querfläche an, mit Einschaltung einer dünnen Lamelle zwischen zwei dickeren Individuen. Zu dieser uralitischen Hornblende gehören auch die zahlreichen Nadelchen, die bis zu mikroskopischer Kleinheit herabsinken und dann innig mit der feldspatigen Zwischenmasse verwachsen sind.

Die durch eine niederere Auslöschung von nur $11-15^{\circ}$, höchstens 18° ausgezeichneten, großen, stengelig querabgesonderten Strahlsteinprismen sind an dichtverflochtene längliche Aggregate gebunden, in denen Umwandlung in Biotit besonders häufig zu konstatieren ist. In diesen Strahlsteinpartien läßt sich ebenfalls die oben erwähnte partielle Ausbleichung der Hornblende beobachten, die bei gekreuzten Nicols abweichende Interferenzfarben bedingt. Schüppchen roten Eisenglimmers sind vielleicht der chemische Ausdruck hiefür, denn sie treten besonders gerne in den Hornblenden und den von diesen abzuleitenden Biotitblättchen auf. Außer diesem Eisenglimmer sei als akzessorischer Gemengteil unter den farbigen Mineralien der durch seine Häufigkeit und die Regellosigkeit seines Auftretens besonders in die Augen fallende honiggelbe Rutil erwähnt, der in formlosen Körnchen, aber weit zahlreicher in scharf kristallographisch begrenzten Säulchen ausgebildet ist. Bei gekreuzten Nicols erkennen wir zwischen diesen farbigen

Gemengteilen die feldspatige, körnig kristalline Masse, die von den feinen Hornblendenädelchen dicht durchwachsen sein kann.

Bei einem Vergleich mit dem unteren metamorphen Diabaslager der Schindelklamm fällt in erster Linie der Mangel an Epidot und bei frischem Gestein auch an Chlorit auf, welche beide so allgemein in dynamometamorphosierten Diabasen aufzutreten pflegen, und obwohl doch auch das vorliegende Gestein tiefgreifend bis zum völligen Verschwinden aller primären Bestandteile verändert ist. An Stelle von Epidot und Chlorit ist anscheinend Hornblende und Biotit getreten, eine Erscheinung, die sich überall da wiederholt, wo sich unter ähnlichen Verhältnissen kontaktmetamorphe Einflüsse geltend machen. In Einklang hiermit steht auch die strukturelle Ausprägung der Quarz-Feldspatgrundmasse, die ebenfalls zum Unterschied von oben beschriebenen dynamometamorphen Diabasschiefern die bezeichnende Pflasterstruktur erkennen läßt, die jenen Schiefern fehlt. Ursprünglich lag wohl auch ein ähnliches Gestein wie in der Schindelklamm, d. h. ein dynamometamorpher Diabas, vor. Durch Kontaktmetamorphose ging aus diesem das geschilderte Gestein hervor, denn es liegt ja zwischen evident kontaktmetamorph beeinflussten Schiefern.

An dieser Stelle sei folgendes Gestein erwähnt, das in einem Block am Waldrande der unteren Haberäcker gefunden wurde.

Das Gestein ist grünschwarz, gut geschiefert und nach seinen Schieferungsflächen spaltbar. Zeisiggrüne Partien deuten auf Epidot. Trümer sind mit radialstrahligen, eisblumenähnlichen Gebilden von Strahlstein erfüllt. Die grünen Gesteinspartien gehen in schwarze biotitschüppchenführende allmählich über. Das mikroskopische Bild im gewöhnlichen Licht ist im Querschnitt der Schiefer folgendes: Parallele Striemen von Hornblendeprismen zeigen die ausgezeichnet schieferige Textur. Die Striemen können sich zusammenscharen, wodurch breitere Hornblendeaggregate entstehen, in denen die reihenförmig nebeneinander gruppierten Titanitkörner mit und ohne schwarze Kerne unveränderten Erzes, die aus Ilmenit bestehen, die Achsen der Striemen bedeuten.

Die Hornblende gehört zum Strahlstein und zeigt deutlich ausgeprägten Pleochroismus für $c =$ bläulichgrün, $b =$ grasgrün, $a =$ gelblich und eine Auslöschungsschiefe von zirka 18° . Die Umwandlung von Ilmenit in Titanit kann in den verschiedenen Striemen verschieden weit gediehen sein. Zwischen den einzelnen Hornblendeindividuen und besonders in den Zwischenräumen der Striemen macht sich ein gelbliches bis farb-

loses, körnig aggregiertes Mineral mit hoher Licht- und Doppelbrechung derart breit, daß es an Masse lokal der Hornblende gleichkommt. Es ist Epidot. Wo die Striemen wieder isolierter heraustreten und zwischen ihnen farblose Schmitzen sichtbar werden, zeigen letztere zwischen gekreuzten Nicols entweder Aggregatpolarisation eines nicht in Körnern differenzierten Feldspatgemenges oder Linsen undulös auslöschender Quarzkörner.

Der außerordentlich hohe Gehalt an Titanit + Ilmenit und Epidot neben der Hornblende ist für dieses Gestein bemerkenswert.

Derselben Zone des oben beschriebenen uralitführenden Strahlsteinschiefers im oberen Eberbachtal oder deren unmittelbarem Hangenden dürften jene Gebirgsarten zugehören, die in den oberen Haberäckern anstehen oder in Blöcken am Waldrande und an verschiedenen Stellen in den Feldern und an den Feldwegen zu finden sind. Es möge die Beschreibung einiger Handstücke von diesen Lokalitäten folgen:

In einem verlassenen Anbruch an der nördlich-nordöstlichen Biegung des unteren Feldweges in den Haberäckern traf ich unter dem Rasen (der alte Anbruch ist wieder überbaut) ein dunkles, grünlichgraues, körnig kristallines Gestein von ziemlich hohem Eigengewicht. Das mikroskopische Bild im Dünnschliff war folgendes: Richtungslos und zerstreut umherliegende, stengelig faserige Individuen von Strahlstein stellen mit Körnchen und polygonalen Durchschnitten von Magnetit die farbigen Gemengteile dar, zwischen denen bei gekreuzten Nicols ein feldspatiges, kristallines Aggregat sichtbar wird. Leistenförmige, frische und klardurchsichtige Feldspate liegen kreuz und quer in der körneligen, kristallinen Masse, mit der sie durch zahnförmige Fortsätze ihrer Konturen verwachsen sind, während andererseits auch Häufchen von Körnern aus der Grundmasse wie unverdaute Reste inmitten der Feldspatleisten liegen. Da ferner die zweifellos sekundären Strahlsteinnädelchen die feldspatige, körnige Grundmasse, wie auch die leistenförmigen Individuen durchwachsen, um welch letztere sie sich meist kranzförmig herumlegen, aber auch innerhalb derselben als Interposition auftreten, so ist der Feldspat sowohl in Körnern wie in Leisten als Neubildungsprodukt aufzufassen. Die lamellare Verzwilligung der Leisten weist sie in die Gruppe der triklinen Feldspate.

Östlich von diesem Vorkommen fand ich einen Brocken eines schwarzgrünen, dichten bis feinkörnig kristallinen Gesteins mit gelbgrünen, linsenartigen Einlagerungen von Epidot. Der

Habitus ist massig. Das mikroskopische Gesichtsfeld wird von einem Filz stengelig faseriger Strahlsteinprismen erfüllt, die da und dort zu einem dichten Aggregat gruppiert sind. Feinkörnige Häufchen von Epidot und größere, gelbe Körner desselben treten mit Strahlstein zusammen auf. Magnetitkörnchen, meist mit polygonalen Durchschnitten, sind auf einzelne Partien beschränkt, die farblos durchsichtig sind, wenig oder keinen Strahlstein, aber häufig Epidot besitzen. Zwischen gekreuzten Nicols bemerkt man sowohl in diesen Partien wie auch sonst zwischen den farbigen Gemengteilen klardurchsichtige, frisch aussehende Feldspatsubstanz, die des öfteren in größeren Partien optisch einheitlich reagiert. Der Verband verschieden orientierter Feldspatpartikel erinnert durch das schlauchförmige, gegenseitige Ineinanderdringen an Hornfelsmanier. Die Feldspatsubstanz ist von Strahlsteinnadeln regellos durchschossen.

Anstehender Fels tritt an zwei unbedeutenden Stellen in den Feldern östlich vom alten Anbruch auf und wird von grauem, feinkörnigem, massigem oder faserig geschiefertem Gestein gebildet. Die Schieferungsflächen sind faserig verlaufende Rutsch- und Gleitflächen des Gesteins, das dazwischen körnig massigen Habitus besitzt. Häufig zeigt die Gesteinsfarbe einen Stich ins Grünliche. Winzige Spaltflächen von Feldspaten spiegeln im auffallenden Licht. Die mikroskopische Untersuchung von Dünnschliffen gibt uns über die Zusammensetzung dieses Gesteins folgenden Aufschluß: Wir erkennen sofort bedeutende Unterschiede in der Dimension der einzelnen Gemengteile. Große, durchaus frische Feldspatleisten mit Zwillingslamellierung und mehr oder weniger idiomorpher Ausbildung erfüllen in richtungsloser Anordnung den Dünnschliff. Zwischen ihnen bemerkt man eine äußerst feinkörnige, kristalline Masse von derselben Feldspatsubstanz mit feinnadeligem Strahlsteinfilz und dichter Erzdurchstäubung. Die feinen Strahlsteinnadeln zeigen nur sehr leichten Pleochroismus. Die Konturen der Feldspatleisten können scharf sein, sind aber meist bei genauerer Beobachtung eine unregelmäßige Linie mit zahn- und schlauchförmigen Fortsätzen, die in die körnige Feldspatmasse hineingreifen und dadurch einen sehr innigen Verband bedingen. Randlich strahlen in diese Feldspatkristalle Strahlsteinnadeln hinein, die isoliert auch als Interpositionen zu beobachten sind. Erhalten wir schon hieraus einen Hinweis auf die Gleichzeitigkeit der Bildung von Bestandteilen der Grundmasse einerseits und der Einsprenglinge andererseits, so kommt das auch noch weiter darin zum Ausdruck, daß

die größeren Feldspateinsprenglinge die Gleichartigkeit der Ausbildung vermessen lassen. Neben durchaus einheitlichen Feldspaten beobachten wir auch solche, in deren Innerem einzelne Körner und Körnergruppen mit anderer Orientierung, aber der gleichen Ausbildung, wie wir sie in der Grundmasse finden, eingewachsen auftreten. Schließlich entsteht eine vollständige, gegenseitige Durchdringung der großen Feldspate und der feinkörnigen Aggregate der Grundmasse.

Das Mengenverhältnis von Grundmasse und Einsprenglingen ist sehr variabel. An einer Stelle kann die Grundmasse bedeutend überwiegen, an anderer Stelle das Gegenteil stattfinden.

Eine besondere Erwähnung finde dagegen die Umwandlung von Strahlstein in bräunlichen Biotit, die bis zur vollständigen Verdrängung des ersteren führen kann.

Dieses pseudoporphyrische Gestein ist also charakterisiert durch die Mineralkombination Feldspat, Magnetit und Strahlstein resp. Biotit. Was die Herkunft dieses Gesteins betrifft, so dürfte wohl ein Diabas oder diabastuffartiges Gestein in Betracht kommen. Eine nähere Bezeichnung des Ursprungs ist jedoch nicht möglich. Nach seiner gegenwärtigen Struktur und mineralischen Zusammensetzung möchte ich dem Gestein die Bezeichnung „amphibolführender Feldspathornfels“ beilegen.

Am unteren der von Ebersteinburg her in die Haberäcker führenden Feldwege fand ich einen Block eines sehr nennenswerten Gesteins, welches nur in dieser kontaktmetamorphen Diabaszone untergebracht werden kann.

Im Handstück zeigt es bei feinkörnig kristallinem Habitus schieferige Textur. Die blaugraue Farbe des Gesteins wird von Putzen schwarzgrüner Biotitblättchen oder rotbrauner Nadelchen unterbrochen, welche letztere auch isoliert in rotbraunen bis weißen Farben aufblitzen. Die Schieferung geschieht durch Rutschflächen, denen ein rotbrauner Belag aufliegt. Der Dünnschliff zeigt u. d. M. insoweit Übereinstimmung mit den als „amphibolführenden Feldspathornfels“ angesprochenen Gesteinen, als wir auch hier dieselbe feinkörnig kristalline Feldspatgrundmasse mit einsprenglingsartigen Feldspaten erkennen. Die Art und Ausbildung dieser letzteren ist identisch mit jenen in den bereits beschriebenen Vorkommen. In parallelen, langlinsenförmigen oder flatschenartigen Geflechten tritt ein grüner Biotit auf, der an diese Schieferungsflatschen gebunden ist. Erz pflegt in Körnchen solchen Biotitaggregaten besonders reichlich eingelagert zu sein. Aber auch sonst ist das Gestein mit diesen schwarz-

opaken Erzpartikeln allgemein durchsetzt. Rote Eisenglimmerblättchen sind häufig mit ihnen vergesellschaftet und charakterisieren das Erzvorkommen wohl allgemein als Eisenoxyd.

Außer diesen Gesteinsgemengteilen beteiligt sich am Gesteinsaufbau noch ein recht auffälliges Mineral, das in stengeliger faserigen Individuen mit richtungsloser Anordnung auftritt. Durch die höhere Lichtbrechung und einen sehr schwach bräunlichen Ton heben sich diese von der farblos durchsichtigen Feldspatmasse ab. Bei kompakterer Beschaffenheit der Längsschnitte ist Querabsonderung zu bemerken. Die meist undeutlichen Querschnitte zeigen einen Rhombus, dessen spitzer Winkel nach mehreren Messungen ca 53° beträgt, und der parallel zu den Umrissen Spaltbarkeit besitzt. Die pinselartige Ausfransung an den terminalen Enden, in der eine prismatische Spaltbarkeit zum Ausdruck kommt, die Querabsonderung, die amphibolitische Spaltbarkeit im Querschnitt und die bisweilen zu beobachtende büschelförmige Aggregation erinnern an die Ausbildungsweise des Strahlsteins. Dagegen bedingen der infolge zu schwacher Farbtonung mangelnde Pleochroismus und vor allem die immer parallel zur prismatischen Spaltbarkeit erfolgende Auslöschung einen anderen Amphibolcharakter. Der Charakter der Doppelbrechung der prismatischen Zone ist $c = a$.

Nach alledem ist das vorliegende Mineral als ein rhombischer Amphibol zu bezeichnen und demnach augenscheinlich Anthophyllit. Opake Erzkörner und roter Eisenglimmer sind die Interpositionen, die den Anthophyllitindividuen häufig zukommen.

Indem ich dieses Gestein nach seinem charakteristischsten und auffallendsten Gemengteil als Anthophyllitschiefer bezeichne, möchte ich dessen mutmaßlichen Charakter als metamorphen Diabastuff betonen, und zwar hauptsächlich mit Rücksicht darauf, daß Anthophyllitschiefer von ähnlicher Struktur und Zusammensetzung als Kontaktbildungen, und zwar sehr wahrscheinlich aus Diabastuffen hervorgegangen, auch noch vielfach anderwärts auftreten. Sie wurden zuerst durch A. SAUER (Meißen), R. BECK (Elbtalgebirge) und ERDMANNSDÖRFFER (Harz) beschrieben.

Wir steigen wieder ins Eberbachtal hinunter, um durch das in Klippen anstehende Gestein aus dem Hangenden des oberen Diabashorizontes das Profil des Eberbachtals zu vervollständigen.

Haben wir in den eben besprochenen kontaktmetamorphen Diabasen und Diabastuffen die typischen Strukturmerkmale der Hornfelse nachweisen können, so gilt dies für die hangenderen Schichten in noch höherem Grade. Wir haben daher diese Schichten bereits als Glieder der „inneren Kontaktzone“ anzusprechen.

k) — 1) Rötliche bis graue Gesteine mit dickschieferiger bis massiger Textur treten infolge ihrer außerordentlichen Widerstandsfähigkeit, die sie ihrem kristallinen Verbands danken, in Klippen zutage. Der Gesteinsbruch zeigt mitunter feine Schichtung, indem glimmerige Lamellen mit körnig kristallinen Lagen und Bändern abwechseln. U. d. M. erkennt man sofort den schichtenmäßigen Aufbau des Gesteins in der verschiedenartigen Ausbildung der einzelnen Lagen, welche in der Teilnahme von Biotit oder Muskovit, in kleinem, mittlerem und grobem Korn, in mehr quarziger oder mehr feldspatiger Zusammensetzung zum Ausdruck kommt. Trotz dieser Verschiedenheiten kommt dem ganzen Gestein durch die gleichartige kristalline Verbandsweise der Mineralindividuen ein bestimmter und einheitlicher Strukturhabitus zu. Die fein- bis mittelkörnigen Lagen bestehen aus annähernd gleichgroßen Quarz- (bezw. Feldspat-) Körnern mit parallel zur Schieferung orientierten, interstitial gelegenen Biotitblättchen, die den Pleochroismus gelbbraun — lichtgelblich besitzen. Diese repräsentieren in typischer Weise die Modifikation der Biotithornfelse. Muskovit tritt in ihnen nur untergeordnet auf, nimmt aber bei größerem und dann meist auch unregelmäßigem Korn an Bedeutung zu. Mit Biotit zusammen bildet er Flatschen und durchgehende Lagen, in denen außer dem Glimmergeflecht nur vereinzelte Quarz- und Feldspatkörner liegen. Regellos gruppierte Säulchen und Körnchen von honiggelbem Rutil scheinen in reichlicherer Konzentration an solche Lagen gebunden, kommen aber vereinzelt im ganzen Gestein verbreitet vor.

Wo größere Quarzkörnchen und ev. Feldspatkristalle zusammen mit kleineren Körnchen auftreten, sehen wir die Bienenwabenstruktur der Kontakthornfelse in oft klassischer Weise ausgeprägt. Eirundliche Biotitblättchen, runde Quarz- und Feldspatkörnchen erfüllen dann das Innere solcher größerer Individuen. Auch größere Muskovitblättchen lassen körnelige Durchbrechungen erkennen.

Häufchen farbloser Körnchen mit hoher Licht- und Doppelbrechung konnte ich neben Biotiteiern in Quarz beobachten. Ich halte sie für Zirkon.

Unvollkommene Feldspatkristalle mit massenhaft eingeschlossenen, optisch anders orientierten Feldspatkörnchen wurden beobachtet und entsprachen den früher schon beschriebenen. Rutil und Eisenglimmer sind die akzessorischen Gemengteile, die als Interpositionen fast nur in Biotitblättchen auftreten, aber als sekundäre Bildungen zu deuten sind, indem sie sich nur an solchen Stellen finden, wo der Biotit die vielfach beschriebenen Bleichungserscheinungen aufweist.

Im Wasserriß des Eberbachtals liegen allenthalben große und mittelgroße Gesteinsblöcke von dunkler Farbe umher, die sich bis zu der von den Haberäckern herab in die Böschung einschneidenden Rinne finden lassen. Da sie in dieser Rinne selbst recht häufig sind, so sind sie wohl auf diesem Wege von den Haberäckern ins Eberbachtal gelangt. Am Rand des Böschungswaldes gegen die oberen Haberäcker, an den Feldwegen und besonders am Waldrande entlang der Strecke des im großen ganzen von Osten nach Westen verlaufenden Teils der Chaussee von Ebersteinburg nach Kuppenheim sind sie besonders reichlich angehäuft. Für das Vorkommen dieser Blöcke in den Haberäckern ist ebenfalls die Richtung der Rinne im oberen Eberbachtal die südöstliche Grenze, über welche hinaus derartige Blöcke nicht mehr gesehen wurden. Da das Gelände nach Südosten ansteigt und ein Aufwärts-transport bei der Schwere und Größe der Blöcke wohl ausgeschlossen ist, so darf in dieser Gegend des höchstgelegenen Blockvorkommens das Anstehende dazu vermutet werden. Die Härte dieser dunklen Gesteine ist außerordentlich, und nur mit Mühe läßt sich von den Blöcken ein Handstück abschlagen.

So gleichartig die Blöcke äußerlich scheinen, so zeigen doch frische Anhiebe eine oft deutlich in die Augen springende Verschiedenheit in der Zusammensetzung und der Struktur. Obwohl die mittelkörnig kristallinen Gesteine, in denen rötliche Feldspatkristalle und grüne Amphibolprismen fast dicht gruppiert sind und nur wenig genau eine feinkörnige bis dichtkristalline Masse zwischen sich erkennen lassen, im allgemeinen überwiegen, so begegnen wir doch noch häufig genug solchen Typen, in denen diese Einsprenglinge mehr zurücktreten, wodurch der Porphyrrhabitus besser zur Geltung kommt. Biotit fehlt in den meisten, kann aber in wenigen Vorkommnissen eine solche Anreicherung erfahren, daß der

Gesteinshabitus ein ganz fremdartiges Gepräge erhält. Aufschluß über den Charakter dieser Gesteine erhalten wir durch die mikroskopische Untersuchung.

Wir unterscheiden zweierlei Typen, die wohl als Extreme einer zusammengehörigen Gesteinsreihe zu betrachten sind. Das sind:

1. Gesteine mit porphyrischem Habitus, in denen die Feldspat- und Amphiboleinsprenglinge sowohl in großer Menge vorhanden sein, aber auch stark zurücktreten können. Ihre Struktur ist holokristallin-porphyrisch bei panidiomorphkörniger Grundmasse.

2. Gesteine, die einen auffallenden Reichtum an schwarzen Biotitblättchen aufweisen, und die im Dünnschliff eine typische panidiomorphkörnige Struktur mit Fluktuationserscheinung, Pilitaggregate und Fragmente von Nebengestein erkennen lassen.

1. Gesteine mit holokristallin-porphyrischer Struktur bei panidiomorpher Grundmasse.

Die Grundmasse besteht im wesentlichen aus richtungslos gelagerten, kleineren Feldspatleisten, die häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind und meist einheitlich optisch reagieren. Zwillingslamellierung wurde bei solchen kleinen Leisten gelegentlich beobachtet. Die Ausbildung dieser Leisten ist zonar, und zwar ist der Kern bestäubt, der Mantel dagegen wasserklar durchsichtig. Die Konturen sind nicht scharf, sondern unregelmäßig mit der Umgebung verwachsen. Die zahlreichen Zwickel dieser kleinen, zumeist wohl aus Orthoklas bestehenden Feldspatleisten sind mit Quarz erfüllt, der somit eine nicht unwesentliche Rolle in der Grundmasse spielt. Zwischen Orthoklas und Quarz treten die farbigen Komponenten der Grundmasse mit zackigen, unregelmäßigen Umrissen auf. Biotit und Hornblende sind es, die hier in Betracht kommen. Oft sehen wir Verwachsung dieser beiden.

Epidot und Rutil sind häufige akzessorische Gemengteile, die besonders an Biotit und Hornblende gebunden sind. In Biotit bilden sie Interpositionen, die charakteristisch gruppiert sind und selbst, wo Biotit ganz zersetzt ist, wird sein einstiges Vorhandensein durch diese Aggregate stark licht- und doppelbrechender winziger Säulchen und Körnchen verraten. In Blättchen parallel oP sieht man das bekannte

Gitterwerk dieser Säulchen, die unter 60° sich kreuzen. Die winzigen Säulchen dürften eisenfreier (KLOOS) Rutil sein. Mit ihnen vergesellschaftet sind häufig rote Eisenglimmerblättchen.

Das schwarzopake Erz ist titanhaltig und daher meist durch einen Titanitrand ausgezeichnet. Überhaupt tritt Titanit in recht zahlreichen Körnern auf.

Als Einsprenglinge in dieser Grundmasse werden große zwillingslamellierte Feldspate beobachtet, die makroskopisch einen Durchmesser von 3—4 mm besitzen; außer diesen noch Amphibolprismen und seltener Biotitblättchen. Die Feldspate sind kurz rektangulär bis leistenförmig. Selten sind sie ganz frisch. Interpositionen und Zersetzungsprodukte werden häufig von ihnen umschlossen, so Titanit, Biotit, Hornblende und Epidot. Eine feinschuppige Umwandlung des Feldspats hat begonnen. Ein sehr schmaler, durchaus frischer Rand um die zwillingslamellierten, in Zersetzung begriffenen Kerne ist mit der Grundmasse durch zackig unterbrochenen Umriß verbunden.

Die Hornblende ist schilfig-faserig, häufig verzwillingt und im Kern mitunter zersetzt unter Bildung von Calcit. Der Pleochroismus ist für

- c = bläulichgrün,
- b = grasgrün,
- a = gelblich.

Die Auslöschung beträgt im Maximum etwa 21° .

Größere porphyrische Biotitblättchen sind selten, zeigen aber stets sagenitisches Gitterwerk mit randlicher Verdichtung der Rutilgruppierung.

Apatit als akzessorischer Gemengteil kommt in Körnern und dicken Säulchen vor und wird öfters von den Einsprenglingen umschlossen.

In denjenigen Variationen des eben beschriebenen Gesteinstypus, in denen die Einsprenglinge derart angehäuft sind, daß die Grundmasse zurücktritt, und sie sich berühren, da läßt sich die Erscheinung beobachten, daß etliche unter ihnen gekrümmt oder zerbrochen sind; bei Hornblenden treten dann bisweilen zwischen den verschobenen Teilen noch schräg verlaufende Verbindungsfasern auf. Die Einsprenglinge erscheinen gestaut, und die Fließbewegung des zähen Magmas der Grundmasse mag wohl eine kräftige Pressung zwischen den bereits ausgeschiedenen Individuen dieser ersten Generation bedingt

haben. Auf diese Weise ließen sich die nur bei dieser Generation auftretenden, dynamischen Beeinflussungen als Protoklase erklären.

Bezüglich der Beschreibung dieser Gesteine sei daran erinnert, daß man sie bislang für Diabase gehalten hat. Ihr Gesamthabitus spricht aber nicht dafür, dagegen zeigen sie in manchen Abstufungen eine so frappante Ähnlichkeit mit den Kersantiten des Spessarts (vergl. Dünnschliffsammlung II, Ganggesteine zu ROSENBUSCHS Physiographie der Gesteine. — VOIGT & HOCHGESANG) und in ihren biotitreichen Abänderungen wiederum auch wohl mit den Glimmerkersantiten der Umgebung vom Falkenstein im Voigtlande, daß ich nicht anstehe, sie der basischen Gangefolgschaft der granitischen Ganggesteine zuzurechnen. Auch will ich noch darauf hinweisen, daß das Vorkommen von Pilit, von dem weiter unten die Rede sein wird, für diese Auffassung spricht.

2. Gesteine mit panidiomorphkörniger Struktur.

Gesteine, die hierher gehören, sind nur in wenigen Blöcken gefunden.

Sie besitzen schwarzgraue Farbe, sind feinkörnig bis dicht und durch einen außerordentlichen Reichtum an schwarzen Glimmerblättchen ausgezeichnet. Im Dünnschliff zeigen diese Biotitblättchen in ihrer Orientierung sich an die, besonders durch die Anordnung der Feldspatleistchen hervorgerufene Fluktuationserscheinung gebunden. Der Rand dieser braun—lichtbraun pleochroitischen Blättchen ist magmatisch korrodiert und nicht selten mit einem Saum feinsten Nadelchen eines stark lichtbrechenden Minerals (Rutil) versehen. Blutrote Eisenglimmerblättchen sind als Interposition häufig lamellar eingeschaltet.

Nächst Biotit nimmt unter den farbigen Gemengteilen an der Fluktuation ein langprismatischer, stengeliger Amphibol teil. Sein Pleochroismus ist für $c =$ bräunlichgrün, $b =$ braun, $a =$ gelbbraunlich. Die Auslöschungsschiefe beträgt meist 17° . Die Konturen sind unscharf und oft etwas zernagt.

Ein dritter gleichwertiger Gemengteil wird durch dick-säulige Kristalle repräsentiert, deren isodimensionale Querschnitte hin und wieder deutliche Achteckform besitzen, wie sie für Augite charakteristisch sind. Dachförmig zugespitzte terminale Endigung ist manchmal an Längsschnitten zu erblicken. Die schilfige Ausbildung, der Pleochroismus für

c = bläulichgrün, b = gelbgrün, a = lichtgelb, die Auslöschungsschiefe von 21° und die häufig erwähnte fleckige Umwandlung in Biotit weisen diesen Amphibol dem Uralit zu, dessen augitische Herkunft durch die erhaltenen Kristallformen gewährleistet ist.

Titanit ist als häufiger, akzessorischer Gemengteil zu nennen.

Den wichtigsten Gemengteil erkennen wir zwischen gekreuzten Nicols im Feldspat, der durchweg leistenförmig ausgebildet ist. Zwillingslamellen sind häufig zu beobachten, doch treten sie am einzelnen Individuum an Zahl nur sparsam auf. Das Maximum der gefundenen symmetrischen Auslöschung von 22° weist diese Leisten zu den basischeren Plagioklasen. Dunkel polarisierender, etwas bestäubter Kern und frischer, heller Mantel tun die gleichartige Ausbildung dieser Leisten mit jenen der Gruppe 1 dar. Die Anordnung dieser panidiomorphen Feldspatleisten ist durch die Fluktuation des Magmas bei ihrer Erstarrung bedingt und repräsentiert am deutlichsten die Fließerscheinung. Alle Hindernisse, so größere Augite, Aggregate von Augit und Biotit, allothigene Einlagerungen etc. werden von diesem Feldspatleistenstrom umflossen.

Auffallend ist bei der durch obige Mineralkombination ausgedrückten starken Basizität des Gesteins der verhältnismäßige Reichtum an Quarz. Bei genauerer Untersuchung zeigt sich allerdings eine Ungleichwertigkeit der Quarzkörner, die sich schon durch die verschiedene Dimension, abgesehen von den wesentlichen Verschiedenheiten ihrer Teilnahme an der Struktur des Gesteins, ausdrückt.

So fallen uns besonders die großen Quarzkörner auf, nicht eigentlich wegen ihrer Größe, sondern mehr wegen der Struktureigentümlichkeiten, die sie bedingen, insofern diese Quarzkörner von einem Hornblendekranz umsäumt werden und, wie wir zwischen gekreuzten Nicols erkennen, auch der Feldspatleistenstrom zu ihnen in Beziehung tritt und durch ihre Umfließung auf ihr ursprüngliches Vorhandensein hinweist. Die Beschreibung eines derartigen Quarzauges wird uns die genetischen Beziehungen seiner einzelnen Teile am besten erklären.

Ein rundliches, unregelmäßig polygonales Quarzkorn wird von tangential angelagerten Hornblendeindividuen kranzförmig umsäumt und weiter nach außen von den Feldspatleisten konzentrisch umflossen. Im Quarzkorn selbst können wir einen einschlußfreien inneren Teil und einen einschlußhaltigen randlichen Teil unterscheiden. Die Einschlüsse werden repräsentiert

von Erzkörnchen, die am weitesten nach innen zu, und durch Hornblendenädelchen, die zwischen Erzkörnchen und Hornblendekranz und dann meist radial im Quarz eingelagert sind. Bei scharfer Beobachtung und noch besser bei stärkerer Vergrößerung läßt sich zwischen dem zentralen und randlichen Teil des Quarzes ein feiner Saum erkennen, nach dessen Verlauf auf schlauchförmige Einstülpung des Randquarzes in den Zentralquarz zu schließen ist. Im Grunde dieser Einstülpung kann dann ein Erzkörnchen gelagert sein, dem nach außen ein Hornblendenädelchen folgt. Wir erkennen hieraus, daß außerhalb des Zentralquarzes die normale Reihenfolge der Auskristallisierung des granito-dioritischen Magmas in konzentrischer Anordnung folgt, und schließen daraus, daß der Zentralquarz schon vor der Auskristallisierung der Erze im Magma vorhanden war, also zweifellos allothigener Natur ist. Die schlauchförmigen Einstülpungen weisen auf magmatische Korrosion hin. BECKE hat ähnliche Vorkommnisse aus dem Kersantit von Waldmichelbach im Spessart beschrieben und angenommen, „daß auch hier ursprünglich die Augitkränze in einem Glashofe lagen wie im Basalt. Durch dieselben Vorgänge, die den Augit in Hornblende umsetzten, wurde der Glashof umgewandelt unter Ausscheidung von Quarz, der sich orientiert an das vorhandene Korn ansetzte und nun den Amphibolnadelkranz einhüllte“. (H. ROSENBUSCH, Physiographie der Gesteine, S. 514.)

Außer diesen allothigenen Quarzkörnern finden sich im Gestein noch ziemlich viel kleine bis mittelgroße Körner von Quarz, der als Ausfüllung von Feldspatzwickeln auftritt und daher als authigener Bestandteil zu betrachten ist.

Apatit in feinen Prismen und Körnern wurde außer Titanit noch als akzessorischer Gemengteil erkannt.

Nun sei noch ein letzter eigentümlicher Bestandteil des Gesteins erwähnt. Das sind meist längliche und dann spitzwinklige, farblose Aggregate, um welche Hornblende und Biotit sich herumlegen, und die von der panidiomorphen Grundmasse umflossen werden. Bei gekreuzten Nicols ergeben sie sich als dichtes Aggregat farbloser Prismen, die eine Auslöschung von 18° und ausgezeichnete Spaltbarkeit parallel ihrer Längsausdehnung besitzen. (Die Ebene der optischen Achsen liegt den Spaltrissen parallel.) Selten nehmen sie nach der Peripherie zu einen lichten Pleochroismus des Strahlsteins an. Ihre gesamte Erscheinung weist auf Tremolit. Derartige Tremolitaggregate sind unter dem Namen Pilitaggregate schon häufig in ähnlichen Gesteinen beschrieben worden. Sie werden als

Umwandlungsprodukte von Olivin betrachtet. Im Bereich dieser Olivinumwandlungen tritt Magnet Eisen akzessorisch auf.

Dieser Gesteinstypus würde also den Pilitkersantiten (nach BECKE) zuzählen sein.

Da die Gemengteile der beiden eben beschriebenen Kerantittypen, soweit sie beiden gemeinsam sind, in mancher Hinsicht miteinander übereinstimmen und z. T. identisch sind, auch Übergänge beider durch Blöcke belegt sind, so glaube ich daraufhin, sie als Strukturmodifikationen eines bestimmten Ganggesteinstypus auffassen zu dürfen.

Diejenige Variation mit der reichen Konzentration von Einsprenglingen möchte ich der Gangmitte zusprechen. Nach den Gangseiten zu würden die Einsprenglinge dann allmählich abnehmen, so daß am Salband der feldspateinsprenglingsfreie Pilitkersantit sich entwickelt hätte. Die Aufnahme von allothigenen Gemengteilen im randlichen Teil des Gangmagmas, wie sie im Pilitkersantit nachgewiesen ist, die vermutliche Glasbasis als primäre Umhüllung dieser Quarzäugen würden ganz gut zu dieser Annahme passen.

B. Das Übergangsgebirge im Dreisbachtale (Traischbachtale) bei Gaggenau.

Von unten nach oben besteht dieses Profil aus folgenden Gesteinen:

- | | | |
|--|---|--|
| 1. Grauwackentonschiefer | } | Vom Kontakt
unbeeinflusste
Gesteine. |
| 2. Serizitischer Grauwackenschiefer | | |
| 3. Epidotonschiefer | | |
| 4. Muskovithornschiefer | } | Kontaktmeta-
morphe Schiefer
der äußeren Zone. |
| 5. Biotithornschiefer | | |
| 6. Chloritschiefer zwischen Serizitschiefern | | |

Mit den Gesteinen 2—5 wechsellagern kristalline Kalksteine und Dolomite.

Im Nordosten des Übergangsgebirges von Ebersteinburg tritt, durch Gebirgsarten des oberen Rotliegenden abgetrennt, in einem Komplex von Schiefen und körnigem, dolomitischem und calcitischem Marmor die Fortsetzung des liegenderen Teils des Ebersteinburger Übergangsgebirges zutage. Die Streichrichtung der Schichten ist dieselbe, und die petrographische Beschaffenheit der Gesteine läßt sich verschiedentlich identifizieren. Wegen der nennenswerten Einlagerung von marmor-

siertem Kalkstein in die Schiefer wurde es von H. ECK als „Übergangsgebirge mit Kalksteineinlagerung“ unterschieden.

Durch ein von der Jägertanne herabkommendes Nebenflüßchen des Dreisbaches wird diese Partie in zwei unregelmäßige Hälften zerlegt, von denen die östliche durch die Anhöhe des Grafenkopfes, die westliche durch das Gebirge zwischen oberem Ohl, dem Dreisbach und dessen Nebenflüßchen repräsentiert wird. Südlich der westlichen Hälfte, jenseits des Dreisbaches, ist noch am Wege Übergangsgebirge von geringem Umfang erschlossen.

Am Nordabhang des Grafenkopfes stehen graue, hartsplitterige Schiefer an, auf deren Schieferungsflächen Blättchen von Muskovit aufblitzen. Im Dünnschliff erkennt man undulös auslöschende Quarzkörner und zwillingslamellierte Feldspatkörner, die wie Maschen in einem von serizitischer Substanz verdecktem Netzwerk liegen, das bei Auflichtung als feinkörnig quarziger Kitt sich ergibt. Diese serizitischen Partien erweitern sich mitunter flatschenartig und enthalten dann auch häufig größere, deutlich erkennbare Blättchen von Muskovit. Akzessorisch konnten Zirkon und opake Erzpartikel nachgewiesen werden.

Das Gestein ist klastisch und stellt einen Grauwackentonschiefer dar, der viel Ähnlichkeit hat mit dem Horizont a) der unteren Schindelklamm.

Über hellgraue, dickbankig schieferige Einlagerungen sagt H. ECK (a. a. O. S. 254): „Diese Schichten liegen in der nordöstlichen Verlängerung einer Linie, welche die Vorkommnisse der rötlichen Quarzite im alten Schieferbruch der Schindelklamm und an dem Waldweg von der Hütte nach der oberen Schindelklamm miteinander verbindet, und sind daher als Fortsetzung derselben zu betrachten.“

Im Hangenden dieser Gesteine folgt am Fuße des Grafenkopfes, wenige Meter über dem Wege anstehend, der das seitliche Tälchen aufwärts nach der Jägertanne führt, eine grünlichgraue Tonschieferpartie mit weichem seidenartigem Glanze und knötchenartigen Erhebungen auf den Schieferungsflächen. Entsprechende Schichten stehen auch „auf dem Rücken vom Oberen Ohl zum Traischbachtale in etwa 262 m Höhe“ (ECK) an. Nach dem äußeren Habitus und dem mikroskopischen Bilde haben wir hier Äquivalente zu den serizitischen Grauwackenschiefern, die in der Schindelklamm über dem unteren Diabashorizont zirka 75 m mächtig entwickelt sind.

Eine dichtschruppige, parallelstriemige Serizitmasse mit akzessorischen Turmalinkriställchen und größeren Blättchen

von Muskovit wird von Quarzkörnern und Linsen von Quarzkörnern durchbrochen, die makroskopisch körnelig über die Schieferfläche hervortreten.

Auf dem Rücken vom Oberen Ohl herab wechsellagern diese Schiefer besonders häufig mit Lagen körnig kristallinen Kalksteins und Dolomits, die auf den Schieferungsflächen gerieft erscheinen und Blättchen von Talk oder Muskovit zeigen. Auch östlich von dem Nebentälchen finden wir diese kristallinen Karbonate den Schiefen zwischengelagert. An dem westlichen Abhang des Grafenkopfes wurden sie sogar in früherer Zeit zu technischen Zwecken gebrochen und sind dort noch jetzt durch die alten Schürfe erschlossen.

Mit diesen geschieferten Gesteinen verbunden, tritt in 180 m Höhe auf der westlichen Seite des Grafenkopfes eine etwa 1 m mächtige Bank zutage, die durch ein schwarzes, sehr glimmerreiches Gestein gebildet wird. Im Querbruch zeigt es flaserig schieferige Textur, die durch rötlichviolette Linsen bedingt wird. Letztere brausen, mit Salzsäure betupft, auf.

Im mikroskopischen Bilde fallen uns vor allem die zahlreichen Biotitblättchen auf, die, in flaserig wellig verlaufenden Zügen gruppiert, linsenartige Partien umgehen. Der Biotit zeigt dunkelbraunen bis hellbraunen Pleochroismus und umschließt parallel zu den Spaltrissen zahlreiche winzige Säulchen von Rutil, die parallel o P sagenitische Verwachsung zeigen. Rote Eisenglimmerblättchen sind mit ihnen vergesellschaftet.

Die zwei anderen farbigen Gemengteile von wesentlicher Bedeutung gehören der Amphibolgruppe an. Durch Habitus und Charaktere wie durch verschiedene Art der Beteiligung an der Struktur lassen sie sich leicht voneinander unterscheiden.

Mittelgroße dicksäulige Individuen und Fragmente solcher von schilfiger Beschaffenheit mit dem Pleochroismus lichtgrün parallel den Spaltrissen und lichtgelblich bis farblos senkrecht zu diesen sind allenthalben zu beobachten. Die Auslöschungsschiefe beträgt etwa 19° . Bräunliche Flecken inmitten der Kristalle gehen allmählich in Biotit über. Die Übereinstimmung mit Uralit ist unverkennbar. Die calcitischen und titanitischen Interpositionen sind dieselben wie im Uralit des Ebersteinburger Kersantits.

Einen gewissen Gegensatz zu diesem Uralit bilden stengelig prismatische Individuen mit Querabsonderung und Rhombenquerschnitt. An dem Pleochroismus für $c =$ bläulichgrün, $b =$ lichtgrasgrün, $a =$ lichtgelb und der Auslöschungsschiefe von 14° läßt sich die Aktinolithnatur erkennen.

Eigentümlich und in der äußeren Erscheinung an die Tremolit- und Aktinolithaggregate erinnernd ist die Einbettung dieser frisch aussehenden Aktinolithindividuen in wasserklar durchsichtiger Feldspatsubstanz, die durch reichliche Einlagerung von Calcitkörnchen ausgezeichnet ist. Je nach dem Grad der Zersetzung oder Einwanderung von Calcit schwindet der Feldspat immer mehr, so daß schließlich die Aktinolithe in Calcit eingebettet scheinen. Solche Partien und Aggregate und die oben erwähnten Augitalite zwingen die zwischengelegene Grundmasse zu faseriger Umgehung, die in der Anordnung der Biotitblättchen zum Ausdruck kommt.

Im feldspatigen Teil der Grundmasse sind häufig noch Feldspatleisten zu beobachten, die gerade auslöschten. Quarzkörnchen sind dazwischen nicht selten. Sekundärer Biotit ohne Rutilinterpositionen verhüllt den größten Teil der Grundmasse.

Akzessorisch wurden Magneteisen in quadratischen Durchschnitten, Apatit in Nadeln und zahlreiche Titanitkörner erkannt.

Chloritisierung von Biotit ist nicht selten.

Das Gestein hat eine weitgehende Zersetzung erlitten, weshalb die genaue Definition der Struktur Schwierigkeiten bereitet. Doch stimmt die Ausbildung der einzelnen Gemengteile mit der der Ebersteinburger Kersantite so vollkommen überein, daß kein Grund vorliegt, dieses Gestein nicht als Kersantit zu betrachten. Auch die Art des geologischen Auftretens kann als Lagergang gedeutet werden.

KLOOS muß offenbar ein recht verwittertes und daher calcitreiches Handstück vorgelegen haben, dessen Untersuchung ihn zu der Ansicht verleitete, als läge in diesem Gestein eine Pseudomorphose von Kalkspat nach Biotit vor, dessen Kieselsäuregehalt in den nicht unwesentlichen Quarzkörnern erhalten sei. Da KLOOS außer Quarz nur Biotit und Kalkspat erkannte, nannte er das Gestein einen „Kalkglimmerschiefer“ „aus möglicherweise vorpaläozoischen Zeiten“, „ohne ihn aber identisch mit den gleichnamigen alpinen Schiefen zu betrachten“. (Aus H. ECK a. a. O.) Erwähnt sei der von seiner Seite gegebene richtige Hinweis auf die gleichartige Ausbildung des Biotits wie im Uralitit (Kersantit des Verfassers) von Ebersteinburg.

Über dem Nebentälchen drüben, am Fuß der Abdachung des Oberen Ohl, konnte dieser Kersantitgang wieder erkannt werden, was für die Identifizierung der Schichten im Hangenden und Liegenden auf beiden Seiten wertvoll ist, da die

Ausbildung durch die lokale Bedeutung der kristallinen Karbonate oft etwas variiert.

An der Westseite des Grafenkopfes werden wir in den mit kristallinen Karbonaten wechsellagernden Schiefeln geringe Verschiedenheiten in Habitus und mikroskopischer Struktur beobachten, auf die wir weiter unten eingehen wollen.

Zunächst sollen uns die Beziehungen zwischen der Ton-schiefersubstanz und den Karbonaten, speziell Calcit, beschäftigen.

Im anstehenden Fels und im Handstück tritt uns nicht immer eine scharfe lagenweise Sonderung von Schiefersubstanz einerseits und kristallinen Dolomiten und Kalksteinen andererseits entgegen. Vielmehr beobachten wir eine solche Vermengung beiderlei Gesteinstypen, daß der Habitus des Gesteins einer Schieferbreccie mit überwiegendem calcitischem Bindemittel gleichkommt. In solchen Lagen liegen wohl Übergangsglieder vor und die in ihrer Schieferung gleichartig orientierten Schieferpartikel sind als Relikte von Schieferlagen aufzufassen.

Mikroskopisch läßt sich die Stellvertretung von Schiefersubstanz durch Karbonat folgendermaßen beobachten:

Die Schiefersubstanz wird im mikroskopischen Gesichtsfeld von Schmitzen und Trümmern von Quarz durchsetzt. Zwischen den Quarzkörnern zeigen sich Spuren von z. B. Calcit, die sich schließlich über das Quarzkorn auszudehnen scheinen oder dieses allmählich verdrängen, kurz, die Calcitanreicherung nimmt zu. An der Grenze gegen die Schiefersubstanz treten größere Blättchen von Glimmer auf (meist Biotit), doch zeigt sich diese selbst noch unverändert. Von dem zum Calcittrum gewordenen Quarztrum, das durch teilweise Erhaltung des Quarzes auch gemischt erscheinen kann, dringt Calcit langsam in das Schiefermaterial ein, um hier mit seinem Erscheinen die Umkristallisierung der Schiefermasse zu etwas höherer Kristallinität anzuregen. Dadurch wird das partienweise Auftreten von „Calcit-Biotithornschiefer“ bedingt. Jedoch ist dieses Stadium nur vorübergehend, denn mit dem reichlicheren Auftreten von Calcit (oder Dolomit) verschwindet der Glimmer immer mehr, er wird resorbiert. Quarzkörnchen bleiben schließlich als runde Durchbrechungen des neugebildeten kristallinen Calcit- (Dolomit-) Aggregates übrig, um aber allmählich immer seltener zu werden. An Stelle des Schiefers ist ein feinkörnig kristallines Karbonatgestein getreten, das an Stelle des ehemaligen Quarztrums von grobblättrigem kristallinem Karbonatrum durchzogen wird.

Die Frage, ob Karbonat an Ort und Stelle durch Differenzierung mergeliger Substanz gebildet, ob ein kalkig dolomitisches Sediment vorlag, oder ob es gar sekundär zugeführt wurde, läßt sich durch den Tatbefund nicht erschließen. Es ist wahrscheinlich, daß Karbonate vorhanden waren, die bei ihrer Umkristallisierung die nächst gelegenen Schieferpartien resorbierten. Das Vorhandensein parallel orientierter Muskovitblättchen in körnig kristallisiertem Karbonataggregat deutet auf Druckschieferung als Anlaß zur Umkristallisierung. Erwähnt sei noch das lokale Auftreten von frischen, wasserklar durchsichtigen, zwillingslamellierten Feldspatkristallen, die einsprenglingsartig in feinkörnig kristallinem Dolomit zu beobachten waren und Neubildungsprodukte darstellen dürften.

Untersuchen wir nun die Veränderungen in den Schieferlagen, abgesehen von ihrer teilweisen Karbonatisierung, und deren lokale Beeinflussung.

3. Im unmittelbaren Hangenden der serizitischen Grauwackenschiefer folgt ein grauschwarzes Gestein mit hartem, splittigerem Anrieb. Mikroskopisch erweist es sich als Ton-schiefer, der optisch vollkommen undifferenziert erscheint. Eine regelmäßige Verteilung von Epidotkörnern, die nur in der Umgebung eines Quarztrums fehlen, das dafür selbst Epidot und Calcit angereichert führt, charakterisiert das Gestein als Epidottonschiefer.

4. Ein darüber anstehender grauer Schiefer mit roten, wenig calcitischen Dolomittrümmern klärt sich u. d. M. als feinschuppig gefältete, schwachpleochroitische Serizit-Muskovitmasse auf, deren schuppige Differenzierung sich durch die ungleichartige optische Orientierung der Glimmerschüppchen deutlich erkennen läßt.

5. Über diesem Muskovithornschiefer folgt ein grauschwarzer, dichter, splittiger Schiefer, der im Dünnschliff ein körnig kristallines Aggregat von Feldspat und Quarz zwischen netzartig verflochtenen, feinen Biotitblättchen zeigt. Der Habitus der Struktur ist der der Biotithornschiefer. Einzelne Schmitzen von kristallinem Quarzaggregat führen Körner von Epidot.

Nach dem Hangenden zu wird der Biotithornschiefer immer ausgeprägter. Die Biotitblättchen sind genau parallel orientiert und verdichten sich mitunter zu feinen längsgezogenen Flatschen. Muskovitblättchen sind vereinzelt. Turmalin ist akzessorisch.

Als Abschluß des Grafenkopfprofiles folgt kurz vor der Einmündung des Nebentälchens ins Dreisbachtal ein Komplex

grauer bis rötlichgrauer Schiefer, deren Serizitsubstanz dicht verflochten ist, doch aber häufig von Quarzkörnchen durchbrochen wird. Die Serizitschüppchen sind phaneromer.

6. Eine Art von Chloritschiefer ist ihnen zwischengelagert. Er zeigt außerordentlich feine Fältelung und sieht wie eine Quetschzone aus.

Erzfitter sind darin akzessorisch.

Die Chloritmasse ist zusammenhängend und durchzieht in breiten gewellten Bändern das Gesichtsfeld, zwischen sich nur Schmitzen und wenig dicke Lagen von Quarzaggregat zeigend.

Im westlichen Teil unseres Gebiets treten die Schiefer mehr zurück und lassen dafür die harten kristallinen Dolomite und Kalksteine in Felsriegeln hervortreten. Südlich von dem als Kersantit erkannten Gestein begegnet uns in etwa 175 m Höhe auf dem Kamm des Rückens vom Oberen Ohl herab ein schmutzigrünes, mehr massiges als schieferiges Gestein mit Ruscheln auf den unregelmäßigen und unebenen Druckflächen. Die Mächtigkeit des hervorragenden Gesteinsriegels beträgt ca 30 cm. Es fällt und streicht übereinstimmend mit den Gesteinen, in denen es zwischengelagert auftritt. U. d. M. erkennen wir ein mittel- bis grobkörniges Aggregat von z. T. leistenförmigen, zwillingslamellierten Feldspaten und wenig Körnern von Quarz, das von parallelen Flasern und Striemen von Glimmer durchzogen wird, die durch größere Feldspatleisten zu wellig flaserigem Verlauf gezwungen sind. Der Glimmer besteht zum geringeren Teil aus Biotit, zum größeren Teil aus Chlorit, der aus Biotit hervorgegangen ist. Den Striemen eingelagert ist schwarzopakes Eisenoxyd mit rot-durchsichtigem Rande, das in reihenförmiger Körnergruppierung die durch Druckschieferung bedingten Striemen noch besonders hervorhebt. Nach seinem gegenwärtigen Charakter muß dieses Gestein als Grünschiefer bezeichnet werden, und es ist nicht ausgeschlossen, daß in ihm sehr stark durch Dislokation metamorphosiertes diabasähnliches Gestein vorliegt.

Überblick. In den liegenderen Schichten dieser Partie tritt uns übereinstimmend mit dem Übergangsgebirge im unteren Schindelbachtal vom Kontakt unbeeinflusstes Gebirge entgegen. Jedoch konnten wir im hangenderen Teil eine, wenn auch wenig stark entwickelte Gruppe von Hornschiefern nachweisen, die den betreffenden im Schindelbachtal und Eberbachtal entsprechen und daher auch für diesen östlichen Teil des Übergangsgebirges das Vorhandensein der „äußeren Zone des Kontakthofes“ beweisen.

Innere Zone des Kontakthofes.

Unter „äußerer Zone“ des Kontakthofes haben wir eine Schichtengruppe von hauptsächlich Knotenschiefern und Hornschiefern kennen gelernt. Die Hornfelse des oberen Eberbachtals gehören dagegen schon in den Bereich der „inneren Zone“, welche eben durch die Hornfelsnatur ihrer Gesteine charakterisiert sein soll.

Wie wir bereits einleitungsweise angegeben haben, sind auch jene hochkristallinen Komplexe von glimmer- und gneisglimmerschieferartigen Gesteinen von Gaggenau und Sulzbach mit Kontaktgesteinen in Verbindung zu bringen, ja sie sind geradezu als innerer Kontakthof aufzufassen. Besonders wichtig ist, daß in den zu beschreibenden Komplexen noch Gesteine auftreten, die eine unverkennbare Ähnlichkeit mit einigen unserer mehr oder weniger metamorphosierten Grauwacken, die noch der äußeren Zone angehören, aufweisen. Durch Vorkommnisse dieser Art wird ein wichtiger Übergang zwischen den eben beschriebenen und jetzt zu beschreibenden Kontaktgesteinen erhalten, die räumlich voneinander getrennt auftreten. Dieser Umstand ist mit ein wichtiger Grund, die Glimmerschiefer von Gaggenau und Sulzbach als kontaktmetamorphosierte Glieder des Übergangsgebirges anzusehen.

Es möge die Beschreibung dieser Partien folgen:

C. Übergangsgebirge vom Schürckopf bei Gaggenau („Großer Wald“).

Was die Verbreitung dieses hochkristallinen kontaktmetamorphen Übergangsgebirges anbelangt, so tritt es in einem unregelmäßigen länglichen Oval vom oberen Dreisbachtal, den Schürckopf umfassend, nach Osten bis zu dem Wege von Gaggenau nach dem Bückelforst zutage. Steinbrüche zur Gewinnung von Straßenbeschotterungsmaterial, Weganschnitte und eine kleine Schlucht östlich vom Schürckopf geben über den Wechsel der Gebirgsarten Aufklärung. Die Aufstellung eines genauen Profils ist nach gegenwärtigen Aufschlüssen nicht gut möglich, da Einfallen und Streichen der Schichten von Westen nach Osten sich ändern, und zwar in dem Sinn, daß die westlichen Schichten übereinstimmend mit dem Übergangsgebirge bei Ebersteinburg und im Dreisbachtal nordöstlich streichen, nach Osten zu aber die Streichrichtung

der Schichten über Nord nach Nordwest übergeht. Das Einfallen geschieht im allgemeinen nach Süden, doch stehen auf der Höhe des Schürkkopfes die Schichten beinahe seiger, an anderen Orten sogar mit einem Einfallen nach Norden. Indem wir die anstehenden Felsarten, von Westen nach Osten gehend, beschreiben, steigen wir zugleich aus dem Liegenden ins Hangende aufwärts.

Am Wege von Gaggenau nach Ebersteinburg stehen im oberen Dreisbachtale nach dem Eintritt in den Wald graugrüne, dünn geschichtete Gesteine mit feinkörnig schieferiger Textur an. Auf den Schieferflächen sind Biotitschüppchen besonders zahlreich zu sehen. U. d. M. erkennen wir ein deutlich geschiefertes, grobkörniges Aggregat von Quarz, Feldspat und grünem Biotit. Die Biotitblättchen sind parallel orientiert und in wellig verlaufenden Striemen angeordnet, zwischen denen längsgestreckte Quarzkörner mit undulöser Auslöschung und zwillingslamellierte oder Aggregatpolarisation zeigende Feldspate zwischen gekreuzten Nicols sichtbar werden. In größeren Partien von Quarz beobachtet man zwischen den unregelmäßig konturierten Teilkörnern eine feinkörnige Zwischenmasse, die durch randliche Zerdrückung aus jenen hervorging. Das Gestein hat somit unter hohem Gebirgsdruck gestanden. Die Verteilung von Feldspat und Quarz, deren ungleiche Korngröße und der Gesamteindruck lassen eine ursprüngliche klastische Struktur vermuten, so daß nach der mineralogischen Zusammensetzung eine Grauwacke vorläge. Jedoch verrät die Ausbildung des Biotits einen höheren kristallinen Charakter. Da die Feldspate mitunter Durchbrechungen von rundlichen Quarzkörnchen zeigen, und auch die Art des Auftretens von Biotitblättchen an interstitiale Bildung erinnert, so ist es wohl möglich, daß diese Strukturelikte eines Hornfelses ehemals allgemeiner und deutlicher waren, aber durch die unter dem Einfluß des Gebirgsdruckes stattgehabte Zertrümmerung des Quarzes verwischt wurden.

Unfern dieser gepreßten, hornfelsigen Grauwacke steht graugrünes, dickschieferiges Gestein an, das u. d. M. deutlich klastische Struktur in der Ausbildung und Anordnung der Feldspat- und Quarzkörner erkennen läßt. Der grüne Biotit tritt hier nur in sehr feinen, individualisierten Schüppchen auf und bildet mit feinkörnigem Kitt um die größeren Fragmente ein lockeres Netzwerk, wie wir Ähnliches bei der Struktur der Biotithornschiefer kennen gelernt haben. Ein höherer Grad von Kristallinität kommt dieser ebenfalls sehr stark gepreßten Grauwacke nicht zu.

Diese Grauwacken werden bereits von SANDBERGER (1861) als „grünliche Einlagerung“ in den „Gneis“ vom „oberen Traischbachtal“ erwähnt. (H. ECK, a. a. O. S. 51.) Was nun SANDBERGERS „Gneis“ betrifft, so ist dieser im Hangenden obiger Gesteine in einem Anbruch am Wege erschlossen. Es ist ein feinkörnig kristallines Gestein aus matten, grünlichweißen Körnchen von Feldspat, Körnchen von Fettquarz und schwarzen Biotitblättchen. Trümer und Bänder von Fettquarz durchsetzen es häufig. Die gneisähnliche, schieferige Textur wird durch unebene und unregelmäßig parallele Lagen und Flatschen von rötlichweißem Glimmer bedingt. U. d. M. zeigt der Dünnschliff hochkristallines Gepräge mit typischer Hornfelsstruktur. Quarz- und Feldspatkörner sind kristallin miteinander verbunden, doch lassen sich leicht Zonen unterscheiden, in denen Quarz überwiegt, der dann stets undulöse Auslöschung und teilweise Zerteilung in zahnförmig verbundene Teilkörner erkennen läßt, und solche, in denen Feldspat derartig sich häuft, daß Quarz nur in einheitlichen, gerundeten Körnern zwischen den Feldspatindividuen zu liegen kommt, meist aber diese in Form von Quarzeiern durchbricht, eine Struktur, die für die Kristallisationsbedingungen der Hornfelse charakteristisch ist. Die Feldspate sind, soweit sie keine Zersetzung zeigen, wasserklar durchsichtig, fast immer einheitlich, seltener zwillingslamelliert. An Glimmermineralien werden Biotit und Muskovit und als Zersetzungsprodukt Chlorit erkannt.

Was ihre Teilnahme an der Struktur anbelangt, so tritt der dunkelbraun—hellgelb pleochroitische Biotit interstitial zwischen den Feldspat- und Quarzindividuen mit parallel zur Schieferung gerichteter Orientierung auf. In Form rundlicher Partikel bildet er Einschlüsse in Feldspat und Quarz.

Muskovit tritt seltener in dieser Weise auf, vielmehr bildet er kurze oder langausgezogene Flatschen dichtverflochtener, größerer Blätter, in deren Zwickel biotitische Substanz gelegen sein kann. Nesterartige Geflechte von Biotitblättchen umschließen zahlreiche starklichtbrechende isotrope Körner von Granat, die häufig einen chloritischen Kranz zeigen.

Schon mit bloßem Auge erkennt man im Dünnschliff trübgrauliche Partien, die sich u. d. M. als dichte Aggregate von Muskovitschüppchen und -blättchen ergeben, die aber im Gegensatz zur relativ primären Natur der oben erwähnten Muskovitblätter als Zersetzungsprodukt aufzufassen sind. Eingebettet in diesen Glimmerfilz finden sich nun Körner und körnig zerdrückte Mineralpartien, über welche bei gekreuzten

Nicols und beim Drehen des Objektisches die Auslöschung undulierend hinweggeht. Ihre Beziehung zum Glimmerfilz macht sie als Relikte einer weitgehenden Umwandlung in Muskovit wahrscheinlich. Die stärkere Lichtbrechung läßt dieses Mineral in deutlichem Relief aus dem Glimmer heraustreten. Die Doppelbrechung ist, nach der dunklen, graublauen Polarisationsfarbe zu schließen, jedenfalls wesentlich niedriger als beim umgebenden Glimmer. Auffallend sind die zahlreichen Interpositionen von Biotit und opaken Erzkörnchen, überhaupt die spezifische skelettartige Ausbildungsweise. Mit Bezug auf deutlich erkennbare Längsrisse erwies sich die Auslöschung parallel und der optische Charakter der Prismenzone als negativ. Alle angeführten Merkmale verwiesen auf Andalusit, nur war der für Andalusit oft so charakteristische Pleochroismus im Dünnschliff nicht erkennbar. So schritt ich dazu, das Mineral mit THOULETScher Flüssigkeit zu isolieren. Der bei etwa 2,8 reichlich niederfallende Schwergemengteil zeigte nun u. d. M. äußerst zahlreiche Mineralkörner mit dem charakteristischen Pleochroismus rosarot in der Längsrichtung, blaßgrün senkrecht dazu, wie das dem Andalusit entspricht. Neben Andalusit war noch reichlich als Schwergemengteil blau-roter Granat vorhanden.

Magnetitkörnchen und rote Eisenglanzblättchen sind akzessorische Gemengteile.

Struktur und Mineralführung lassen es außer allem Zweifel, daß wir es hier mit einem für Eruptivkontakt so charakteristischen Andalusithornfels zu tun haben. Der gneisartige, schieferige Habitus und die Dokumente der Kataklase sind Folgen späterer Pressungen. Mit Rücksicht hierauf wollen wir das Gestein als „geschiefert andalusit- und granatführenden Hornfels“ bezeichnen.

Auf der östlichen Seite des Dreisbachtals, über dem Wege, der halbkreisförmig nach dem Bache vorspringt, steht derselbe gneisartig geschieferte Hornfelstypus wieder an. Eine graue, massige, kristalline Einlagerung mit wenig Rutschflächen unterbricht die schieferige Ausbildung. Der Glimmer scheint darin zurückzutreten, während zahlreiche Feldspat-spaltflächen im frischen Anhub aufblitzen. U. d. M. zeigt sich das Gestein überwiegend aus Feldspat zusammengesetzt, neben dem zwar Quarz und Biotit noch reichlich, aber doch nur untergeordnet auftreten. Muskovit fehlt vollständig. Die Korngröße ist ganz verschieden. In dem meist fein- bis mittelkörnig kristallinen Gemenge treten mittelgroße und große Feldspatindividuen aggregiert auf und sind dann mit unregel-

mäßigen, gerundeten Konturen miteinander verwachsen. Diese größeren Feldspatindividuen zeigen besonders charakteristisch Bienenwabenstruktur, indem oft eine größere Anzahl eiförmig gerundeter Quarzpartikel die Feldspatsubstanz durchbricht. Neben optisch einheitlichen Feldspaten können öfters auch solche mit Zwillingslamellierung beobachtet werden.

Biotit tritt in den mittelkörnigen Partien in kleinen Blättchen interstitial auf. Parallele Flatschen von Biotitgeflecht entsprechen den Ruscheln.

Partien von Granatkörnern sind Biotitgeflechten eingelagert.

Das Gestein ist ein granatführender Feldspathornfels.

Nordöstlich von der zuletzt angeführten Lokalität, im unteren Teil der aus Südosten her in das Dreisbachtal einmündenden Schlucht treffen wir ein durch unebene Glimmerlagen geschiefertes Gestein, das körnig kristallinen Charakter besitzt und schon makroskopisch grünweiße, durch Zersetzung matte Feldspatkörnchen und dazwischen winzige Blättchen von schwarzem Biotit erkennen läßt. Die Übereinstimmung mit dem oben beschriebenen Hornfelsgneise ist unverkennbar.

Im Wasserriß dieser Schlucht, da, wo der mit südlicher Richtung verlaufende Weg in scharfem Knie nach Osten umbiegt, um südlich vom Schürckopf durch den „Großen Wald“ nach Gaggenau zu führen, steht ein hartes, durch parallele Glimmerlagen gut geschiefertes Gestein an, dessen Querbruch dunkelgraue Farbe und quarzigen Fettglanz zeigt.

U. d. M. erkennen wir zwischen den Striemen und Bändern von Muskovit fast nur undulös auslöschende, parallel zur Schieferung längsgestreckte Quarzkörner, in deren Interstitien Muskovit und Biotit spärlich sich ausbreiten. Feldspatkörner treten dazwischen vereinzelt auf, seltener sind sie lokal angereichert.

Zirkon und Eisenoxyd sind akzessorisch.

Andalusit und Disthen wurden in geringen Mengen beobachtet; da sie in anderen Schichten häufiger sind, sollen sie später eingehender behandelt werden.

Da im vorliegenden Gestein die Feldspatsubstanz fast ganz zurücktritt, so kommt die dynamische Wirkung mehr zur Geltung, die in der Schieferung, der undulösen Auslöschung und Längserstreckung der Quarze ihren Ausdruck findet.

Der Habitus dieses Gesteins entspricht dem eines Glimmerschiefers; dessen Struktur jedoch einem durch Druckschieferung verändertem, stark quarzitischem Hornfelse.

Wenige Schritte östlich von der Umbiegung des Weges ist eine alte Schurfstelle zur Gewinnung von Beschotterungsmaterial. Der hier gebrochene Fels ist dunkelgrau und außerordentlich glimmerreich. Wellig verlaufende Lagen von hauptsächlich Muskovit geben dem Gestein den Habitus eines flaserig schieferigen Sedimentgneises. Rote Körnchen von Granat sind schon makroskopisch sichtbar. Ein frischer Anhub zeigt im Querbruch häufig Fettglanz. Das mikroskopische Bild im Dünnschliff ist folgendes: In einem mittelkörnigen Quarz-Feldspatgemenge mit Hornfelsverband und interstitialer Einlagerung zahlreicher Biotit- und Muskovitblättchen, die sich oft nesterartig dicht verflechten können, liegen sehr reichliche einsprenglingsartige Individuen eines Minerals, das durch seine charakteristische skelettartige Ausbildung, seine Erfüllung mit Einschlüssen in Form von Biotitfetzchen und Erzkörnchen, seinen schwach erkennbaren Pleochroismus lichtrosarot bis weißgrünlich sowie durch höhere Licht- und relativ niedere Doppelbrechung sich als Andalusit erweist, womit auch das hohe Eigengewicht, das bei der Isolierung mit schwerer Flüssigkeit festzustellen war, in Einklang steht. Diese Andalusitindividuen sind z. T. recht frisch und zeigen bisweilen säuligen Charakter, wobei die Länge etwa der dreifachen Breite entspricht. Zwei nahezu unter 90° sich kreuzende Spalttrißsysteme sind im Querschnitt der Ausdruck der prismatischen Spaltbarkeit. Die feinschuppigen Muskovitpartien, die als Umrandung um einzelne Individuen auftreten, haben wir schon früher als Umwandlungsprodukte erkannt.

Unabhängig hiervon finden sich noch größere Muskovitkristalle, die dann auch wie der Andalusit durchbrochen sind und an einer bogenförmig wandernden Auslöschung zeigen, daß sie mechanische Verbiegung erlitten haben. Sie sind gleichwertig mit Biotit, nehmen aber durch ihre Neigung zu striemenartiger Anordnung besonderen Anteil an der flaserigen Textur. Stark lichtbrechende, aber isotrope Körnchen von Granat sind häufig; sie bevorzugen gerne Anreicherungen von Biotit.

Akzessorisch sind schwarzpake Erzpartikel und wenige braune Turmalinkörner.

Dieses Gestein mag als geschieferter granatführender Andalusit-Glimmerhornfels mit Gneisglimmerschieferhabitus bezeichnet werden.

Nördlich hiervon, in zirka 225 m Höhe, treten auf der nördlichen Abdachung dieses Höhenzuges nach dem Dreisbachtale zu mächtige Felsriegel zutage. Das Streichen dieser Schichten vollzieht sich unter $N 70^{\circ} W c.$ bei 50° südwest-

lichem Einfallen. Im Handstück sind es rötliche kristalline Gesteine mit geringerer Schieferung, da Glimmer nur in isolierten Blättchen, nicht in zusammenhängenden Lagen, die Gleitflächen des Gesteins belegt. Der Querbruch zeigt in dunkler, fettglänzend quarziger Grundmasse zahlreiche licht-rötliche Körnchen von Granat und milchweiße kurze Linsen parallel zur Schieferung, welche, wenn gerade eine Spaltfläche getroffen ist, in Perlmutterglanz das Licht reflektieren; die mikroskopische Untersuchung gibt sie als Disthen zu erkennen. Spaltflächen von Feldspat sind selten erkennbar. Mikroskopisch erscheint uns das Gestein als mittelkörniger Hornfels, wesentlich aus Quarz, Feldspat, Biotit und Muskovit bestehend, in dem zahlreiche rissige, oft von runden Quarzen durchbrochene Granatkörnchen liegen. Rote Eisenglanzinterpositionen verunreinigen den Granat. Ganz besonders aber fällt uns noch ein Mineral ins Auge, das in säuligen Kristallen und Aggregaten solcher eine große Verbreitung im Gestein besitzt. Zwei senkrechte Spaltrißsysteme zerlegen die Kristalleinheiten kurzstengelig. Durch hohe Lichtbrechung heben sie sich in deutlichem Relief von der Quarzmasse ab. Die gegenüber Andalusit etwas höhere Doppelbrechung, eine an den isolierten Spaltstücken gemessene Auslöschung von 31° und hohes spezifisches Gewicht, das in Thouletscher Flüssigkeit bestimmt wurde, charakterisieren dieses Mineral als Disthen.

Es ist aber auch schon bei Betrachtung mit der Lupe an dem deutlichen Perlmutterglanz auf den breiten Spaltflächen erkennbar.

Feinschuppiger Muskovit als wenig mächtige Umrandung und Erfüllung der Spaltrisse im Dünnschliff ist auch hier als Zersetzung des Disthens aufzufassen.

Akzessorisch sind Eisenoxyd und Rutil.

Disthen stimmt nun zwar in chemischer Hinsicht mit Andalusit überein, insofern beiden die empirische Zusammensetzung (SiO_3Al_2) zukommt. Trotzdem ist er für die Kontakthornfelse ein fremdartiger Bestandteil, dagegen andererseits für dynamometamorphe kristalline Schiefer sehr charakteristisch, was nach BECKE durch das kleinere Molekularvolumen gegenüber Andalusit erklärt wird. Da alle hier beschriebenen Hornfelse mehr oder weniger intensive nachträgliche mechanische Beeinflussung durch Druck erkennen lassen, auch ganz beträchtlich unser vorliegendes Gestein, so erscheint es uns geradezu naheliegend, hier den Disthen nachträglich aus Andalusit hervorgegangen ansehen zu sollen. In einem später zu beschreibenden Gestein finden wir Andalusit und Disthen

(Cyanit) nebeneinander, und zwar ebenfalls unter solchen Umständen, daß an nachträgliche dynamische Einwirkungen gedacht werden muß.

Im gegenwärtigen Zustand läge sonach ein durch Gebirgsdruck aus granatführendem Andalusithornfels hervorgegangener granatführender Disthenhornfels vor.

Ein im Habitus und der mikroskopischen Ausbildung identisches Gestein treffen wir etwa 150 m östlich der oben erwähnten Felsriegel rechts von dem den Schürckopf nordöstlich umgehenden Wege in einem Steinbruch erschlossen. Diesem dickschieferigen Gestein zwischengelagert finden wir durch die ausgeprägte Parallelität von Glimmerlagen deutlicher geschieferte Partien. Im übrigen stimmen sie mineralisch und strukturell mit jenen überein.

An der Kreuzung der beiden Wege, die den Schürckopf südlich und nordöstlich-nördlich umgehen, finden wir in einem unbedeutenden Aufschluß ein gutgeschiefertes Muskovitglimmergestein mit dunkeln Flecken auf den Schieferflächen, die sich unter der Lupe als Biotitanhäufungen mit Granatkörnern erweisen und dem Gestein das Gepräge eines hochkristallinen Fleckschiefers geben.

U. d. M. erkennen wir ein mittelkörniges Aggregat von undulös auslöschenden Quarzkörnern, Feldspatpartien mit siebartigen Durchbrechungen rundlicher Quarze, und Glimmer, der durch Biotit und Muskovit vertreten wird, die durch ihre z. T. interstitiale Lage die Eigentümlichkeiten des Hornfelsverbandes vervollständigen. Die optische Orientierung des Glimmers ist im allgemeinen gleichsinnig. Größere Muskovitblättchen sind in Striemen angeordnet, die bei welligem Verlaufe undulös wandernde Auslöschung gekrümmter Blättchen erkennen lassen, namentlich dort, wo größere Feldspatindividuen oder Gesteinspartien linsenartig zwischen den Glimmerzügen auftreten. Auch die Granatkörnerhäufchen in biotitreicher Umgebung weisen Längserstreckung und Einlagerung parallel zur Schieferung auf. Das ganze Gefüge des Gesteins deutet auf intensive Beeinflussung durch Gebirgsdruck, der schon zu einer Zeit eingesetzt haben muß, da durch andere Prozesse der Metamorphose Kristallisierung angeregt und die jetzige Hornfelsstruktur im Gestein bedingt wurde, die wir der Kontaktwirkung zuschreiben.

Längliche, zur Schieferung parallele Partien aus Disthen wurden auch hier beobachtet.

Erwähnt sei noch der in einzelnen großen Körnern akzessorisch auftretende, hornfelsartig von Quarz durchbrochene Turmalin.

Das Gestein ist ein geschieferter Hornfels mit dem Habitus eines hochkristallinen Muskovitfleckschiefers.

Nordwestlich von der Anhöhe des Schürkkopfes, auf 260 m Höhe, treffen wir in einem neu angelegten Steinbruch, dicht an einem auf der topographischen Karte im Maßstab 1:25 000 nicht eingezeichneten Waldwege ein schwarzglänzendes, körnig kristallines Gestein von massigem Habitus und einer dickbankigen Absonderung im Sinne einer schwachen Schieferung.

Spaltflächen von Feldspat, schwarze Biotitblättchen und vereinzelt Granatkörnchen sind mit bloßem Auge erkennbar.

Das Gestein erscheint uns im Handstück als der Typus massiger Hornfelse. U. d. M. zeigt der Dünnschliff entsprechende Verhältnisse. Einheitliche und zwillingslamellierte Feldspatkörner und Biotitblättchen bilden den Hauptanteil des Gesteins. Quarz tritt nur in kleinen Körnern zwischen den Feldspatkörnern und als siebartige Durchlöcherung derselben auf. In den Granatkörnern kommt diese Bienenwabenstruktur zum gesteigerten Ausdruck dadurch, daß die Häufung der runden Quarzdurchbrechungen die eigentliche Granatsubstanz nur als Gerüstwerk erscheinen läßt.

Trotz der allgemeinen richtungslosen Lagerung der die Interstitien der Feldspate erfüllenden Biotitblättchen ist doch in deren Orientierung die Richtung der geringen Schieferung bevorzugt.

Akzessorisch sind quadratische Magnetitdurchschnitte, sechseitige Eisenglanzblättchen, Apatit und Zirkon.

Trotz der unberührten Hornfelsstruktur im mikroskopischen Gesichtsfeld hat das Gestein doch einem, wenn auch geringen Gebirgsdruck unterlegen, der sich aber nur in der undulösen Auslöschung größerer Quarze dokumentiert. Bemerkenswert ist das gänzliche Fehlen von Muskovit in diesem reinen granatführenden Biotit- oder Feldspat-Hornfels.

Dieses massige Gestein ist ein besonders charakteristischer Vertreter für den kontaktmetamorphen Hornfelstypus.

Den höchsten Punkt des Schürkkopfes bilden gutgeschieferte Gesteine, die beinahe seiger einfallen und unter N 60° Wc. streichen. Der Querbruch zeigt ausgezeichnete Schichtung im Wechsel feinkörnig kristalliner rötlicher Schichten und schwarzer glimmeriger Lagen, in denen silberweiße Muskovitblättchen häufig sind. Auf den Schieferungsflächen liegen zahlreiche dichtgruppierte Durchschnitte von 2—3 mm großen Granatkörnern, die als rote runde Flecken aus der dunkeln, glimmerreichen Unterlage hervortreten. Um die Granatkörner herum beobachten wir meist eine schwarze Zone von Biotit.

Das Gestein erscheint uns daher als hochkristalliner Granatfleckenschiefer.

Das Mikroskop enthüllt im Dünnschliff ein körnig kristallines Aggregat von Feldspat, parallel orientierten Biotitblättchen mit dem Pleochroismus dunkelrotbraun—hellgelbbräunlich und Quarzkörnchen. Die Struktur zeigt ausgeprägten Hornfelscharakter.

Die durch die parallele Orientierung der Biotitblättchen angedeutete Schieferung kommt besonders in den glimmerreichen Lagen durch die striemige Anordnung des Muskovits zur Geltung.

In diesen Glimmerzonen beobachten wir recht häufig linsenförmige Anschwellungen, die durch wirrstrahlige Aggregate von säuligen Disthenspaltstücken mit den oben schon erwähnten physikalischen Merkmalen gebildet werden.

Granatkörner treten sehr häufig im Gestein auf; wo sie länglich gestreckte Ausbildung besitzen, liegen sie parallel zur Schieferung.

Das Gestein ist geschieferter Granat-Disthenhornfels von dem äußeren Habitus eines kristallinen Granatfleckenschiefers.

Östlich vom Schürckopf kommen die auf der Anhöhe in dünnschichtiger Wechsellagerung ausgebildeten, soeben beschriebenen Gesteinstypen zu selbständiger, mächtiger Entwicklung. Einige kleinere Anbrüche in 230 m und 210 m Höhe, der durch die Schlucht des rechten Nebenflüßchens des Dreisbaches geschaffene Aufschluß und unbedeutende Felsriegel südlich von dem Wege aus dem „Großen Walde“ nach Gaggenau zeigen diese Gesteine erschlossen. Den mächtigsten Anteil am Aufbau dieser Zone nehmen sehr glimmerreiche, wellig flaserige Gesteine mit ausgezeichnetem Glimmerschieferhabitus. Zwischen den feingefältelten, unebenen Lagen, die aus weißen und rötlichweißen Glimmerblättern gebildet werden, liegen linsenförmige, im Querbruch perlschnurartig hervortretende Partien von feinkörnig kristalliner, fettglänzender Beschaffenheit.

Diesem glimmerschieferartigen Gestein konkordant zwischengelagert sind wenig mächtige, rötliche oder rötlichdunkelgraue, feinkörnig kristalline, glimmerarme Hornfelschichten, deren Schieferungsflächen durch rundliche Granatdurchschnitte ein fleckiges Aussehen erhalten, wie wir es in jenem Granatfleckenschiefer vom Schürckopf bereits kennen gelernt haben.

Ein Dünnschliff, der senkrecht zur Schieferung beide Gesteinstypen getroffen hat, zeigt u. d. M. eine scharfe Tren-

nung beider. Die feinkörnigen Lagen bestehen aus undulös auslöschenden, langgestreckten Quarzkörnern, siebartig von Quarzpartikeln unterbrochenen Feldspaten und parallel orientierten Biotitblättchen. Granatkörner sind recht häufig und übertreffen an Größe das Korn des Hornfelses um das Mehrfache.

Der Übergang zum glimmerschieferigen Habitus geschieht unvermittelt, insofern mit scharfer Grenze die Muskovitglimmerführung beginnt, und Striemen dichtverflochtener Muskovit- und Biotitblättchen in welligem Verlaufe das meist quarzige Hornfelsgestein durchziehen, wobei Partien von Granat oder ein wirrstrahliges Aggregat von Disthenstengeln, zwischen denen bisweilen noch Körner von Andalusit liegen, die linsenförmigen Anschwellungen bilden. Wo letztere zurücktreten, kommt dafür der quarzige Untergrund zu Gesicht.

Das Zusammenvorkommen von Disthen und Andalusit ist ganz besonders bemerkenswert. Wie schon oben erwähnt, sind beide Mineralien innerhalb der kristallinen metamorphen Schieferreihe der Ausdruck verschiedenartiger Bildungsbedingungen, worauf ja auch nach BECKE ihr verschiedenartiges Molekularvolumen hinweisen dürfte. Vorliegendes Gestein vereinigt nach seiner strukturellen Ausbildung nun tatsächlich sowohl die Merkmale eines kontaktmetamorphen Gesteins in der ausgezeichneten Hornfelsstruktur und Mineralkombination mit Andalusit als auch alle jene durch nachträglich erlittene mechanische Veränderung zum Ausdruck gebrachten Kennzeichen der Druckmetamorphose. Der unter den neuen Bildungsbedingungen nicht mehr bestandfähige Andalusit erfuhr demnach eine Umlagerung in den bestandfähigen Disthen.

Mit Bezug auf den Verlauf dieser Umwandlung läßt sich aus verschiedenen Beobachtungen noch folgendes Bild kombinieren.

Außer Andalusitpartien, die fast optisch homogen reagieren, beobachten wir in verschiedenen Dünnschliffen unserer schieferigen Andalusithornfelse auch solche mit ausgezeichneter undulöser Auslöschung, in der wir den optischen Ausdruck einer durch Druck bedingten molekularen Strukturstörung sehen. In den meisten Fällen erwies sich der schiefernde Gebirgsdruck so stark, daß eine mechanische Zerreißung die Folge war, und die stengelig abgesonderten Partikel von Andalusit im Sinn der Schieferung zu länglichen Partien sich anordneten.

Besonders im östlichen Teil des andalusit- (disthen-) führenden Schieferkomplexes konnte ich in Dünnschliffen öfters

inmitten einer Partie stengeliger Disthenpartikel noch kompakte Reste von Andalusit erkennen, der durch niedrigere Licht- und Doppelbrechung und blassen Pleochroismus rosarot bis weißgrünlich deutlich sich abhob, und dessen randliche Absonderungen in den Disthenpartikeln ihre Fortsetzung hatten. Der Übergang erfolgt nicht allmählich, sondern, etwa durch einen Spaltriß oder Spaltraum getrennt, ohne Vermittlung.

Aus dem unteren Teil der Schichtenfolge der bereits erwähnten Schlucht östlich vom Schürckopf sei noch eine wenig mächtige Bank erwähnt, die von gut geschiefertem, splitterig brechendem Gestein von rötlichgrauer Farbe gebildet wird.

Muskovit ist in feinen Schüppchen erkennbar, während Biotit zahlreiche schwarze, runde Flecken auf den Schieferungsflächen bildet. Mikroskopisch wird das Gestein aus undulös auslöschenden Quarzkörnern und interstitialen Muskovitblättchen zusammengesetzt. Biotit in kleinen Blättchen ist untergeordnet und spielt eigentlich die Rolle eines akzessorischen Gemengteils. In vereinzelt Häufchen ist er dichter gruppiert. Granatkörnchen sind hin und wieder vorhanden und als winzige Relikte in Chlorit eingebettet.

Das Gestein ist ein quarzitischer Hornfels. Nach seinem Habitus möge es die Bezeichnung „gefleckter Hornfels-quarzit“ führen.

Der östlichste Vertreter des geschieferten Hornfelskomplexes im „Großen Walde“ ist ein feinkörnig glimmeriger kristalliner Fleckschiefer, der auf dem Wege von Gaggenau nach dem Bückelförst, beim steileren Anstieg des Weges, zutage tritt.

Am Handstück prävaliert die dunkle Farbe in dem regellosen, fleckenweisen Wechsel rötlichgrauer und schwarzer feinkörnig glimmeriger Partien. Die schwarzen Flecken zeigen unter der Lupe Fettglanz und Glimmeranhäufung. Auf den wenig ausgeprägten Schieferungsflächen sind gleichzeitig ein-
spiegelnde Muskovitschüppchen gelegen.

Mikroskopisch besteht das Gestein wesentlich aus parallel orientierten Muskovitblättchen und -striemen, denen auch Biotit beigesellt ist, einem zum größeren Teile aus Quarzkörnern gebildeten kristallinem Aggregat, das von größeren zusammenhängenden Feldspatpartien unterbrochen wird. Dieser unregelmäßig partienweise Wechsel von ausschließlich quarziger oder feldspatiger Zusammensetzung kommt im Handstück in der quarzifettglänzenden—rötlichfeldspatigen Fleckung zum Ausdruck. Linsenförmige Anschwellungen der Muskovitstriemen werden durch Andalusitkristalle oder -aggregate ver-

ursacht. Querschnitte derselben lassen etwa quadratische Umrisse erkennen und eine rissige Spaltbarkeit parallel zu diesen.

Opakes Eisenerz, Zirkon und wenig Turmalin- und Granatkörner sind akzessorisch beigemischt.

Diesem Hornfelsgestein sei die Bezeichnung Andalusitfleckschiefer gegeben.

D. Übergangsgebirge bei Sulzbach.

Östlich vom Murgtal tritt das Übergangsgebirge noch einmal in einem Komplex hochkristalliner, kontaktmetamorpher Gesteine an die Oberfläche. Es dehnt sich vom Steinbruch an der Straße von Ottenau nach Sulzbach über den Grafenrothel nach dem Steinbruch am Silberrücken und den Jägeräckern hinauf aus.

Von dem Gestein aus dem Steinbruch an der Straße nach Sulzbach berichtet schon H. ECK (a. a. O. S. 63), daß es „völlig dem Gneisglimmerschiefer im Großen Walde bei Gaggenau“ gleiche. „Vorwiegend aus Glimmer bestehend, nur untergeordnet Quarz und Feldspat führend, läßt dasselbe frisch im Querbruch colominrote Granaten erkennen, um welche die Glimmerlamellen sich herumschmiegen, und welche auf den Schieferungsflächen vorstehende Knoten veranlassen.“

Dünnschliffe zeigen zwischen gekreuzten Nicols vornehmlich parallel struierte Muskovitblätter, die in dichtverflochtenen, von Quarz durchbrochenen Striemen große, rissige Granatdurchschnitte mit polygonalen Umrisen wellig umgehen. Biotitblättchen sind untergeordnet diesen Striemen eingeschaltet. Dazwischen wird ein körnig kristallines Mosaik aus wesentlich Quarz, aber auch Orthoklas und vereinzelt Plagioklas sichtbar. Magneteisen, Apatit und Zirkon treten akzessorisch auf.

Disthen, wie er von H. ECK angegeben wurde, konnte ich in drei mir zur Untersuchung vorliegenden Dünnschliffen dieses Gesteins nicht entdecken. Doch ist bei der sonstigen strukturellen Übereinstimmung mit den oben erwähnten Gesteinen östlich vom Schürckopf das Vorkommen von Disthen nicht unwahrscheinlich, wenn, wie es scheint, auch seltener.

Am Silberrücken in den Jägeräckern können wir ein durch mehrere größere Anbrüche erschlossenes Profil von West nach Ost aus Liegendem ins Hangende zirka 300 m weit verfolgen.

Das Liegendste dieses Profils wird durch ein rotbraunes, in 2—3 mm starken Lagen geschiefertes, feinkörnig kristallines Gestein vertreten, das zahlreiche Muskovitblättchen auf den

Schieferungsflächen führt. Mikroskopisch erweist es sich aus Feldspat und Quarz von feinem Korn in hornfelsig kristallinem Verband zusammengesetzt. Lockere Züge einzelner Muskovitblättchen lassen durch ihre Parallelität bei der sonst massigen Textur die Schieferung erkennen. Selten gehören diese Glimmerschüppchen dem Biotit an. Das Gestein ist ein geschieferter Hornfels. Bemerkenswert ist dessen Streichen mit N 5° W obs. unter 55° östlichem Einfallen.

Ins Hangende zu folgt ein uneben schieferiges, gefälteles Gestein mit reichlicher Führung weißer Glimmerschüppchen. Der Charakter des Gesteins ist feinkörnig kristallin. Quarz und Feldspat zeigen u. d. M. feinkörnige Hornfelsstruktur, die durchzogen wird von welligen Glimmerzügen, die dem Muskovit, nur ausnahmsweise chloritisiertem Biotit angehören. Akzessorisch ist honiggelber Rutil in Körnchen. Vom liegenderen geschieferten Hornfels unterscheidet sich dieser durch kleineres Korn, Fältelung der Glimmerzüge und die akzessorische Führung von Rutil.

Etwa 40 Schritte weiter östlich treffen wir einen geschieferten rötlichgrünen Quarzit anstehend, dessen einzelne 2—3 mm starke Lagen durch einen Belag mit Eisenoxyd markiert sind. Einzelne Muskovitschüppchen blitzen am Handstück aus dem fettglänzenden Querbruch auf. U. d. M. beobachtet man in dem hornfelsig kristallinen Quarzkörneraggregat parallel orientierte Muskovitblättchen und bisweilen ein Netzwerk von Eisenoxydschnüren, die lokal rot durchsichtig sind.

Östlich von diesem Hornfelsquarzit, also in dessen Hangendem, ragt unter der Rasendecke ein sandig-glimmeriges Gestein von roter und gelbroter Farbe hervor, das durch größere rotweiße Muskovitblättchen eine geringe Schieferung erfährt. Am Handstück erkennen wir schon mattgrünlichweiße oder rötliche Feldspatkörnchen und dazwischen grüne Biotitblättchen. Der körnig kristalline Habitus ist derselbe, wie wir ihn am Hornfelsgneis des oberen Dreisbachtals beschrieben haben.

Auch mikroskopisch können wir Übereinstimmung konstatieren. Mittelgroße Feldspate mit siebartiger Durchbrechung von runden Quarzpartikeln zeigen mit richtungslos gelagerten interstitialen Biotitblättchen jenen ausgeprägten Hornfelsverband, wie er uns mehrfach bis jetzt begegnet ist. Quarz tritt darin gegen Feldspat bedeutend zurück. Granat ist vorhanden und an Biotitanhäufungen besonders gerne gebunden. Größere Muskovitblättchen sind vereinzelt zu beobachten. Da sie zwar im Handstück lagenweise angereichert auftreten, sonst aber

regellos orientiert sind, spielen sie ganz die Rolle wie die Muskovite in echten Hornfelsen, sie sind Kontaktmineral.

Das Gestein repräsentiert den Typus eines körnig-kristallinen, massigen Hornfelses.

Nunmehr folgt als Abschluß des Profils nach Osten über 100 m mächtig und in zwei größeren Anbrüchen erschlossen ein dunkelgraues, glimmerreiches Gestein, dessen Glimmerlagen völlig gestaucht erscheinen, und das im Querbruch besonders rundliche dicklinsenartige Partien von gräulichtrübweißer Farbe in großer Häufigkeit zeigt. Das Mikroskop gibt diese als Disthenaggregate zu erkennen. Feine colombinrote Granatkörnchen spielen schon bei der Betrachtung des Handstücks mit unbewaffnetem Auge eine große Rolle, denn in zahllosen Körnchen sind sie den glimmerigen Partien eingelagert.

Die am Aufbau des Gesteins sich beteiligenden Mineralien sind Muskovit, Biotit, Granat, Disthen, Quarz, Feldspat, Eisenoxyd und Zirkon.

Den Hauptanteil haben die Glimmersubstanzen, und zwar in erster Linie Muskovit, der in wellig gestauchten Bändern das Gesichtsfeld im Dünnschliff erfüllt und von zahlreichen wasserklaren Quarzen unterbrochen ist. Biotit hat nur geringe Bedeutung und tritt in den Muskovitzügen lamellar eingeschaltet auf.

Rundliche oder sechseckig polygonale Granatkörner treten außerordentlich häufig auf, und zwar meist innerhalb der Glimmerzüge, doch auch häufig im Mosaik der Quarzkörner, die in wasserklarer Durchsichtigkeit zwischen den Glimmerlamellen oder linsenartig zwischen den wellig verbogenen Glimmerzügen sichtbar werden. Zu linsenartiger Umgehung werden die Glimmerzüge hauptsächlich von jenen gräulichtrübweißen Partien, die schon am Handstück beobachtet werden, gezwungen. U. d. M. treten uns diese als längliche Aggregate richtungslos verwachsener Disthenprismen entgegen, mit denen Granatkörner selten vergesellschaftet sind. Eisenoxyd als akzessorischer Gemengteil ist überall zerstreut, scheint aber an Biotit und Granat gebunden.

Was die Ausbildungsweise dieser Gemengteile anbelangt, so zeigen besonders Muskovit und Granat jene für Kontaktmineralien so charakteristische Eigentümlichkeit eiförmig runderlicher Interpositionen von Quarz. Die Quarzkörner zeigen mosaikartige Aggregation, im allgemeinen einfachen Verlauf ihrer Konturen, Einschlüsse eiförmig gerundeter Biotitblättchen und eventuell Zirkon und, was sie von den Quarzen archaischer Gesteine noch besonders unterscheidet, jeglichen Mangel in Wolken und Flächen angeordneter Flüssigkeitseinschlüsse.

Feldspat ist im vorliegenden Gestein seltener zu beobachten.

In bezug auf die Fältelung der Glimmerzüge muß gesagt werden, daß gebogene Muskovitblättchen mit wandernder Auslöschung nicht selten sind, ebenso undulös auslöschende Quarzkörner, daß aber die Struktur, wie sie durch Kontaktmetamorphose bedingt wurde, frisch und unverwischt erscheint, die Muskovitblätter außerdem doch meist in gegenwärtiger Lagerung als Kontaktmineral sich bildeten, so daß wir die lamellare Faltung der Glimmerzüge in eine Zeit verlegen müssen, in der Gebirgsdruck mit Kontakt zusammenwirkte, und ersterer über die Wirkungsperiode des Kontaktes hinaus noch andauerte. Wo lokal diese Glimmerfältelung fehlt, da haben wir trotz der im allgemeinen parallelen Struierung der Glimmerzüge doch regellose Durcheinanderlagerung skelettartiger Muskovitblättchen. Auffallend große Muskovitblätter sind reich an unregelmäßig gerundeten Quarzdurchbrechungen. Die Konturen derselben sind mit dem Mosaik der Quarzkörner verwachsen.

Muskovit und Quarz sind die wesentlichen Gemengteile, denen Granat und Disthen beigeordnet sind, so daß wir diesem Gestein die Bezeichnung und Charakterisierung als granat- und disthenführender Muskovit-Quarzhornfels zuerkennen müssen.

Im Grunde eines der zur Gewinnung dieses Muskovit-Quarzhornfelses als Beschotterungsmaterial geschaffenen Anbrüche ist grobkörniger, z. T. deutlich gebänderter, sehr stark gepreßter Granit erschlossen, der über 1 cm große Feldspate mit spiegelnden Spaltflächen und rötlicher oder grauweißer Farbe, fettglänzend graue Quarze und silberweißen Muskovit, der besonders in parallelen Bändern reichlich vorhanden und dann meist in $\frac{1}{2}$ bis 1 cm großen Tafeln ausgebildet ist, am Handstück oder anstehenden Fels erkennen läßt. Rotbraune Granaten, die besonders in der Nähe des Kontaktes mit dem Glimmerquarzhornfels zahlreich eingelagert sind und bis zu 3—10 mm an Durchmesser erreichen, zeigen selten kristallographische Ausbildung, fast durchweg gerundete, kugelig geriefte Oberfläche. In den deutlich gebänderten, besonders muskovitreichen Partien, von denen ein Block mit dem oben beschriebenen Glimmerquarzhornfels im Kontakt vorliegt, scheint der Feldspat zerdrückt worden zu sein; die eckig splitterigen Quarzkörner liegen in einer rötlichweißen Feldspatmasse, die auch noch größere, deutlich erkennbare Feldspatfragmente zeigt. Muskovit tritt in diesen 1—2 cm starken, vornehmlich aus Feldspat und Quarz bestehenden Bändern nur in zahl-

reichen feinen Schüppchen auf. Diese gelbrötlichweißen Lagen werden durch $\frac{1}{2}$ cm starke, dunkelfettglänzende Bänder von grobem Quarzkorn und großen richtungslos gelagerten Muskovitafeln von bis zu 10 mm Durchmesser voneinander getrennt.

Die trotz der Bänderung richtungslose Struierung der weißen Glimmertafeln, die wechselnde Anreicherung der einzelnen Gemengteile bei sonst granitischem Habitus erinnern an pegmatitische Ausbildung, mit der die Mineralkombination ja auch übereinstimmt.

15—20 Schritte weiter östlich sehen wir dasselbe Gestein in mittelkörniger Ausbildung als 1 m mächtiger Gang und darüber ein Trum von gleicher Beschaffenheit von 1 cm Dicke den Glimmerquarzhornfels durchsetzen. Wir erkennen auch hier rötlichen Feldspat, fettglänzenden Quarz und weißen Muskovit mit bloßem Auge.

Der Dünnschliff durch eine feldspatreiche, aber glimmerarme Partie zeigt u. d. M. hypidiomorphe körnige Struktur. Große, mit Albitschnüren perthitisch verwachsene Orthoklasindividuen liegen in mittel- bis feinkörnigem Aggregat von Orthoklas und Plagioklas, worunter auch Mikroklinindividuen mit Gitterlamellierung zu erwähnen sind.

Quarz wird stets in aggregierten Körnern mit unregelmäßigen und gelappten Konturen beobachtet. Reiche Flüssigkeitseinschlüsse sind für sie charakteristisch. Undulöse Auslöschung besitzen sowohl diese Quarzkörner wie auch der in vereinzelt größeren Blättchen auftretende Muskovit. Kleinere Muskovitblättchen sind an die mittelkörnigen Feldspataggregate gebunden, die striemenartig sich zwischen den größeren Feldspatkristallen hindurchwinden und als Zerdrückungszonen erscheinen.

Die saure mineralische Zusammensetzung und die hypidiomorphe Struktur sowie die Art des geologischen Verbandes dokumentieren die eruptive Natur dieser Gesteine und weisen sie in die Gruppe der Granite speziell zum Muskovitgranit von der Ausbildungsweise des Pegmatites.

Wir haben also wiederum im Bereich unserer Kontaktgesteine einen Vertreter der Ganggefölschaft des granitodioritischen Magmas und damit einen weiteren Wahrscheinlichkeitsbeweis für die Annahme, daß unser Übergangsgebirge, und zwar die hochkristallinen Teile desselben, in direktem Kontakt von Tiefengestein unterlagert werde.

Was die frühere Deutung dieses grobkörnigen gepreßten Pegmatites anbelangt, der früher nur an einer Stelle in 1,5 m mächtiger Lage erschlossen war, so wurde dieses Gestein von

WALCHNER (1844 Anonymus) zwar richtig als Granit aufgefaßt, doch haben es alle späteren Autoren wegen der Paralleltextur des in dem größeren Aufbruch zutage tretenden Gesteins (die weiter östlich gelegenen Gänge oder Apophysen waren noch nicht beobachtet) als konkordant zwischen dem, als Gneisglimmerschiefer beschriebenen, Glimmerquarzhornfelse eingelagerten „körnig faserigen Muskovitgneis“ betrachtet.

In diesem Sinne gab PLATZ 1873 eine ausführliche Beschreibung in seiner „geol. Beschreibung der Umgebungen von Forbach und Ettlingen“.

E. WEBER spricht sich in seinen „Studien über Schwarzwälder Gneise“ (Min. u. petrogr. Mitteilungen, herausgegeben von G. TSCHERMAK, N. F. Bd 6, H. 1, 1884) folgendermaßen über diese Gesteine und speziell den Plagioklas darin aus: „Derselbe charakterisiert sich nach der sowohl an Spaltblättchen erhaltenen und sich auch im Dünnschliff an geeigneten Schnitten zeigenden, ganz geringen, kaum 1—2° betragenden Auslöschungsschiefe auf der Basis oP als Oligoklas, welche Beobachtung mit der von den meisten Forschern angegebenen Tatsache gut übereinstimmt, daß der triklone Feldspat der Schwarzwälder Gneise vorwiegend dem Oligoklas zuzurechnen ist.“

Die an Gneise erinnernde Paralleltextur dieser Gesteine, die, wie schon erwähnt, in glimmerreichen Teilen besonders stark ausgeprägt ist, verläuft nicht konkordant mit der Primärschieferung der Glimmerquarzhornfelse, sondern stößt unter einem deutlich erkennbaren Winkel an der Grenze gegen die metamorphen Sedimente auf. Die wellige Verstauchung der Glimmerzüge dieser Gesteine mag der äquivalente Ausdruck entsprechend der Druckschieferung des Pegmatites sein.

Die tiefgehende Kataklyse in diesem Pegmatit weist uns darauf hin, daß eine Gebirgsbewegung stattgefunden haben mußte, nachdem die Eruption des Granites bereits geschehen, und seine Erstarrung sich vollzogen hatte. Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese Pressung hauptsächlich in dem dem Granit nächstgelegenen Gebiet, d. h. in den in direktem Kontakt stehenden Teilen des Übergangsgebirges sich abgespielt hat, da nur in diesen Gesteinen Wirkungen einer postkontaktmetamorphen Dislokation deutlich erkennbar waren. Diese Bewegung war anscheinend bereits zur Ruhe gekommen, als der Granitporphyr im oberen Schindelbachtale und die Kersantite aus den Haberäckern aufbrachen, denn es fehlen ihnen jegliche Spuren von Kataklyse.

E. Übergangsgebirge am Fuß des Amalienberges bei Gaggenau.

Das Übergangsgebirge am Fuß des Amalienberges in der Nähe von Gaggenau ist nur unbedeutend erschlossen und am linken Ufer der Murg bei tiefem Wasserstande zugänglich. WALCHNER kannte diese Stelle schon 1844 (Anonymus), die aber später erst wieder von H. ECK (a. a. O. S. 58) erwähnt wurde. Dem Verfasser liegt von dieser Lokalität ein schmutzigrünes, geschiefertes Chloritgestein vor, das im Kern mehr und mehr in weniger gut geschieferte, ja massige, graukörnig kristalline Teile übergeht. Mikroskopisch erwies es sich sehr stark zersetzt. Karbonat verhüllte die Struktur und ließ nur Chloritblättchen und hin und wieder eine Schmitze aus feinkörnig kristallinem Quarz erkennen. Eisenoxyd bezw. Eisenoxydhydrat nehmen in netzartig verflochtenen Schnüren nennenswerten Anteil an der Zusammensetzung des Gesteins.

Durch die Lagerung im Wasser ist das Gestein völlig zersetzt worden, wie ja die Gemengteile beweisen, die lediglich Produkte weitgehender Zersetzung sind.

Adern von Carneol und Calcedon, die sehr stark roteisenschüssig sind, durchziehen das Gestein.

Über die Zusammensetzung eines, wie es scheint, frischeren Handstückes, als es dem Verfasser vorliegt, berichtet WALCHNER (H. ECK, a. a. O. S. 58), daß es teils „aus einem feinkörnig schieferigen Gemenge von rötlichen Feldspäten, Quarz und dunklem Glimmer“ bestehe, „teils reich an braunschwarzem oder grünem Glimmer und ähnlich den Gesteinen im oberen Dreisbachtale“ sei.

Durch die Übereinstimmung des an dieser Stelle zutage tretenden Gesteins mit kristallinem Übergangsgebirge aus dem oberen Dreisbachtale, die hierdurch wahrscheinlich gemacht ist, erhalten wir ein wertvolles Zwischenglied zwischen dem kristallinen Übergangsgebirge rechts und links der Murg.

F. Übergangsgebirge bei Baden-Baden.

Dem Friesenberggranit ist im Südsüdosten ein schmales Längsoval kristalliner schieferiger Gesteine vorgelagert, das vom Friesenberg hinter dem Konversationshause und der Trinkhalle zu Tale zieht und rechts der Oos nach dem Schloßberg hinansteigt. Zwei vom Friesenberg nach der Oos zu eingeschnittene

Tälchen, von denen das eine etwas nördlich der Trinkhalle, das andere zwischen Konversationshaus und Hotel MESSMER ins Oostal einmünden, bilden die nördliche und südliche Grenze dieser Gesteine. Rechts der Oos lassen sie sich am Sockel des katholischen Pfarrhauses wiedererkennen und bilden bis zum Schloß hinauf den für Geologen selten erschlossenen Baugrund dieses Stadtteils.

Der fremdartige Charakter dieser schieferigen und doch hochkristallinen Gesteine, ihre Unterlagerung durch den Granitit und diskordante Überlagerung durch Schichten des Kulms haben seit ihrer erstmaligen Erwähnung durch BEYER im Jahre 1794 eine recht mannigfaltige Beurteilung gefunden. Eine große Anzahl von Forschern hat im Lauf des letzten Jahrhunderts die geologisch problematischen Gesteine zu enträtseln versucht.

Trotz einer gewissen Ähnlichkeit im äußeren Habitus und noch mehr der Übereinstimmung und Gleichwertigkeit der mikroskopischen Struktur dieser bei Baden-Baden zu Tage tretenden Gesteine mit denen aus dem „Großen Walde“ bei Gaggenau und von Sulzbach beschrieben, haben sie doch stets eine getrennte Behandlung erfahren.

Auch diese Baden-Badener Gesteine waren lange Zeit als Gneise und Glimmerschiefer charakterisiert worden. Erst im Jahre 1861 wies SANDBERGER auf die Hornfelsnatur einzelner Schichten hin und deutete diese Felsarten als „sehr metamorphosierte Schichtenfolge von Schiefen der Übergangsformation, welche von der kleinen Talmulde hinter der Trinkhalle an zuerst unter dem Granite hervortritt“. Nach KNOP (Übersicht der geol. Verhältnisse der Umgebung von Baden-Baden, 1879) erscheint das Übergangsgebirge bei Baden in Form einer Kontaktzone mit allen Eigenschaften des Hornsteins und Adinolschiefers.

Die Deutung als kontaktmetamorphe Sedimente wurde neuerdings von H. J. KLOOS (Die ältesten Sedimente des nördlichen Schwarzwaldes und die in denselben eingelagerten Eruptivgesteine, 1888) wiederum angezweifelt und SANDBERGER'S „Hornfels“ als „Hällefinta“ dargestellt. „Vom echten Hornfels“, sagt er, „d. h. von den, aus den Kontaktzonen des Granitmassivs des Harzes, der Vogesen etc. durch Einwirkung des Eruptivgesteins entstandenen, kieselsäurereichen Gesteinen“ unterscheidet „sich das unsrige durch das Fehlen der bezeichnenden Mineralien als brauner, dunkler Biotit, Andalusit und Granat sowie durch den hohen Feldspatgehalt. Dagegen stimmen Zusammensetzung und Struktur sowie die sonstigen physikalischen Eigenschaften sehr gut mit den dunkeln,

dichten Gneisen oder Hälleflinten, was auch mit den chemischen Verhältnissen in Einklang steht“.

A. a. O. heißt es ferner, „da nun auch in mineralogischer und struktureller Beziehung der Badener Hornfels zur Hälleflinta gehört, wird es rätlich sein, erstere Bezeichnung, welche zu Mißverständnissen Veranlassung gibt, fallen zu lassen“.

LEPSIUS (Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten, Bd I — 1889) hingegen ist der Ansicht, daß „eine typische Kontaktmetamorphose des Granits vorliegt, . . . die stärker ist als diejenige in der Schieferzone am Granit bei Barr und Andlau in den Vogesen“.

H. ECK führt a. a. O. S. 289 aus, „da Muskovit und Feldspate führende Granitkontaktgesteine bekanntlich anderweitig beobachtet worden sind, scheint . . . kein Grund mehr vorzuliegen, die Deutung der auf die Nachbarschaft des Badener Granitits beschränkten, oben erwähnten Gesteine als aus Schiefen und Quarziten entstandene Granitkontaktgesteine zu bezweifeln“.

Auf der westlichen Oostalseite war das Übergangsgebirge nur in einigen Weganschnitten der hinter dem Konversations-
haus und der Trinkhalle ansteigenden, anfänglich südnördlich, dann nach scharfem Knie ostwestlich verlaufenden Fahrstraße erschlossen. Die dem Friesenberggranitit nächstgelegenen Schichten streichen an der Wegböschung des ostwestlich verlaufenden Teiles dieser Fahrstraße aus. Das Einfallen der Schichten geschah sehr steil. Die Streichrichtung entsprach N 78 Oc.

Petrographisch werden diese Schichten durch graue, sehr gut geschieferte, auf den Schieferungsflächen kleine, bis 1 cm große, „porphyrtartige“ Muskovitblätter führende Gesteine gebildet. Ein im Handstück parallel zu den Schieferungsflächen verlaufendes Quarztrum erscheint ebenfalls gequetscht und geschiefert. Der Muskovit ist der einzige im Handstück deutlich erkennbare Gemengteil. Seine Farbe variiert je nach dem Grad der Frische zwischen zinnweiß und messinggelb. Trotz seines porphyrtartigen Auftretens gehen ihm kristallographische Konturen durchweg ab, so daß die größeren auf den Schieferungsflächen angeordneten Blätter mehr den Eindruck machen, bei der Schieferung der Zerreibung entgangen zu sein. Seltene, quer zur Schieferung gelegene Blättchen lassen eine Einbiegung in die Ebene der Schieferung erkennen.

Mikroskopisch erweist sich das Gestein zusammengesetzt vor allem aus Quarz, dann Feldspat, Muskovit in Blättern und serizitischer Zerfaserung, Granat, Zirkon, Apatit und Erzflitter.

Die frühere kristalline Struktur ist durch tiefgehende Kataklase völlig verwischt. Quarz, dieser Druckmesser der Gesteine, ist zu einer feinkörnigen Masse zerdrückt, in der stengelig in die Länge gestreckte Körner die Parallelität dieser Lagen zur Schieferung beweisen. Größere Feldspatkristalle und zerdrückte und gekrümmte Muskovittafeln bilden dazwischen linsenartig zu umgehende Hindernisse.

Muskovit zeigt unregelmäßig wandernde Auslöschung. Er erscheint sehr stark gestaucht, ja verworfen und bisweilen in Fragmente zerrissen. Spindelförmig zerdrückte Blätter laufen in Serizitschnüren aus, die den Verlauf der Quarzlagen und Striemen noch deutlicher machen. Durchbrechungen von Quarzkörnchen und Interpositionen von Apatit und Zirkon wurden beobachtet.

Feldspat bildet in den quarzreichen Teilen langlinsenförmige bis bandartige Aggregate. In glimmerreichen Partien wird er in Einzelkristallen von den Quarz-Serizitlagen wellig umgangen. Was die Ausbildung des Feldspates anbelangt, so erscheint er sowohl einheitlich als auch zwillingslamelliert. Wenn er noch unzersetzt ist, wird er bei gekreuzten Nicols wasserklar durchsichtig. Sein Charakter erinnert ganz an die Ausbildungsweise der Hornfelsfeldspate, womit die rundliche Durchlöcherung mit Quarzpartikeln nach Hornfelsmanier übereinstimmt.

Granat in starklichtbrechenden, isotropen Körnern und Körneraggregaten mit randlicher Chloritisierung scheint sehr häufig zu sein. Die Art seines Auftretens, überhaupt die Beschaffenheit der Einzelgemengteile dieses Gesteins ist dieselbe wie die in den schieferigen granatführenden Hornfelsgesteinen aus dem Großen Walde bei Gaggenau und von Sulzbach, nur daß hier die Kataklase weit zerstörender gewirkt hat, und die Glimmerführung relativ geringer ist, während Quarz reicher zu sein scheint. Wenn wir dem Gestein einen Namen geben wollen, so müssen wir es als geschieferten, sehr stark kataklastischen granatführenden Muskovithornfels bezeichnen.

Graue, splitterig brechende Gesteine ohne makroskopisch erkennbare Glimmerführung unterbrechen in Bänken die Schichtenfolge des oben erwähnten glimmerreichen Hornfelschiefers. Im Handstück erscheint dieses Gestein massig, feinkörnig kristallin. U. d. M. zeigt der Dünnschliff eine überwiegend feldspatige Zusammensetzung. Mittelgroße Feldspate besitzen in der rundlichen Durchbrechung durch Quarzpartikeln das Strukturmal der Hornfelse. Quarz tritt als feinkörnige Zwischenklemmungsmasse zwischen den Feldspaten auf. In seiner

undulösen Auslöschung und stengeligen Zerdrückung kam der Gebirgsdruck hier zur Auslösung. Auffallenderweise ist in diesem Gestein fast kein Glimmermaterial vertreten außer in wenigen unscheinbaren Chloritschnürchen, die um Feldspate sich herumlegen. Akzessorisch ist Zirkon.

Nach Zusammensetzung und den in der Ausbildungsweise der Feldspate erhaltenen Strukturmerkmalen muß dies Gestein als „gepreßter Feldspathornfels“ betrachtet werden.

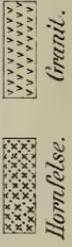
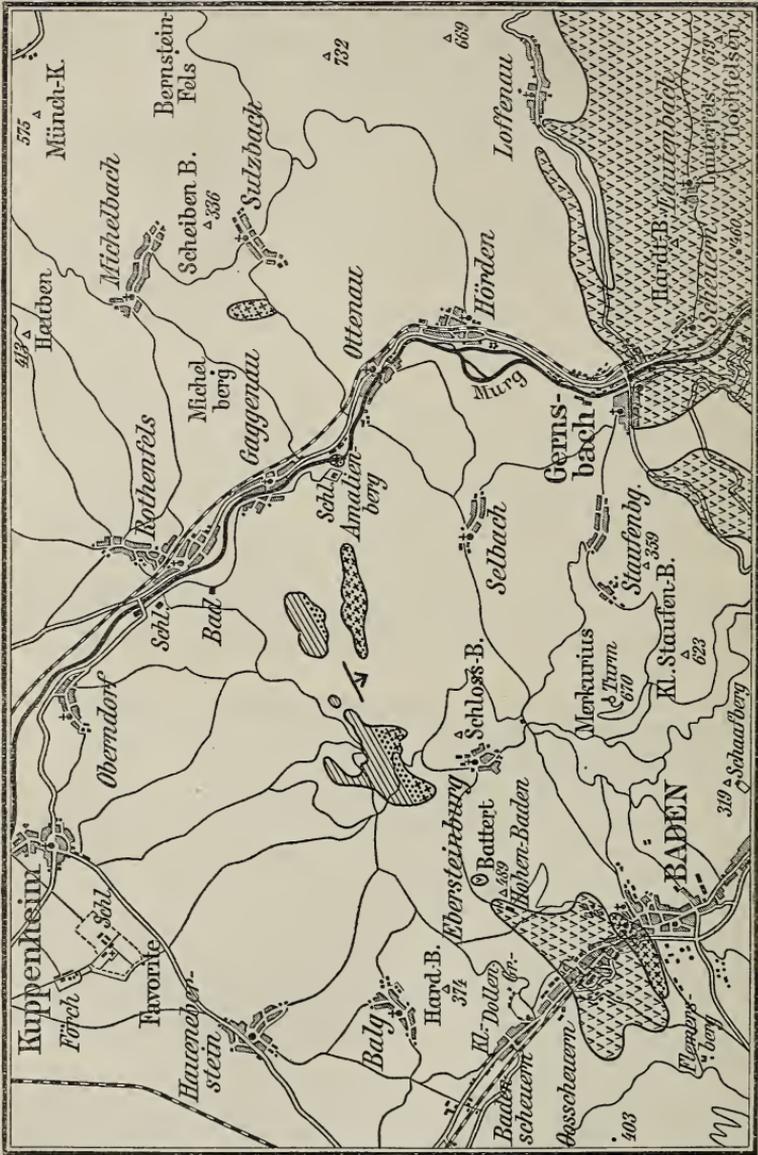
Hinter dem Mittelbau der Trinkhalle tritt uns an der Wegböschung des oben gekennzeichneten Weges ein grünes, körnig kristallines, wenig geschiefertes Gestein entgegen, das an zwei Stellen von roten Aplitapophysen durchsetzt ist. Der Dünnschliff durch das grüne, schieferige Gestein zeigt uns keine neuartigen Verhältnisse. In feinkörniger, völlig zerdrückter Quarzmasse liegen pseudoporphyrische Einsprenglinge von Feldspaten, die die mehrfach erwähnten Charakteristika der Hornfelsfeldspate besitzen. Rundliche Durchlochung durch Quarze ist recht häufig, auch hin und wieder rundliche Interpositionen von Glimmer, der in Chlorit übergeführt ist, ursprünglich aber Biotit gewesen sein dürfte. Der in einzelnen Blättchen und Striemen zwischen den Feldspaten zu erkennende Chlorit erinnert mitunter an die Verbandverhältnisse des Biotits in Hornfelsen. Opakes Erz und Zirkon sind auch hier akzessorisch beigemischt.

Was die Natur dieses Gesteines anbelangt, so kann kein Zweifel darüber bestehen, daß wir es mit einem durch Kataklase stark beeinflussten Hornfelse zu tun haben.

Jenseits der Oos begegnet uns zugängliches Übergangsgebirge nur am Sockel des katholischen Pfarrhauses. Die hier anstehenden Gesteine sind identisch mit dem geschieferten „granatführenden Muskovithornfels“, den wir westlich der Oos an der Fahrstraße nach dem Friesenberg erschlossen fanden.

Ist es uns auch nicht gelungen, für diesen Teil des Übergangsgebirges ein reichhaltigeres Profil aufzustellen, so zeigen doch die beschriebenen Gesteinsvorkommnisse dieser Gegend die Zugehörigkeit zu der Zone des hochkristallinen kontaktmetamorphem Übergangsgebirges.

Zum Schlusse sei noch erwähnt, daß die von WALCHNER (1829) und MARX (1835) angeführten „chiasolithführenden Tonschiefer“ bei Scheuern im Oostal seither nicht wieder beobachtet wurden. Auch der Verfasser konnte nirgends Anstehendes von derartigen Gesteinen entdecken.



Maßstab = 1 : 100000 .

Normale
palaeoz. Schiefer.
Knoten- u.
Hornfelsien.
Granit.

Zusammenstellung der Resultate.

Die im „Großen Walde“ und am Fuße des Amalienberges bei Gaggenau sowie bei Sulzbach zutage tretenden schiefrigen, aber hochkristallinen Komplexe, welche von H. v. ECK u. a. als kristalline Schiefer vom Typus der Gneisglimmerschiefer und Glimmerschiefer beschrieben und als archaisch aufgefaßt wurden, sind als Teile des seither durch die Partien bei Baden-Baden, nordnordwestlich von Ebersteinburg und im Dreisbachtale bei Gaggenau repräsentierten Übergangsgebirges zu betrachten.

Im Bereich dieses bei Baden-Baden, Ebersteinburg, Gaggenau und Sulzbach zutage tretenden Übergangsgebirges hat eine sich in allen möglichen Übergängen bis zur höchsten Kristallinität steigernde Kontaktmetamorphose sich betätigt, die zweifellos von dem zwischen Baden-Baden und dem Murgtale sich erstreckenden Nordschwarzwälder Granitmassiv ausgegangen ist.

Je nach dem Grad der durch die Kontaktmetamorphose bedingten Veränderung der Gesteinsarten lassen sich drei schon äußerlich als zusammengehörig sich ergebende, in ihrem petrographischen Habitus jedoch verschiedene Typen unterscheiden:

1. Einmal gewöhnliche Grauwackentonschiefer und Tonschiefer mit konkordant dazwischen gelagerten Grünschiefern und dichten diabasartigen Gesteinen, Komplexe, die das vom Kontakt unbeeinflusste Gebirge repräsentieren.

In gleichartiger Lagerung mit diesen verbunden treffen wir:

2. Graue oder grünlichgraue typische Knotenschiefer, die mit dichten schwärzlichen Biotithornschiefern wechsellagern oder in solche übergehen. Epidotführende Biotithornschiefer, Muskovithornschiefer und Biotit-Turmalinhornschiefer sind hier zu nennen. Die diesem Typus 2 zugehörigen Gesteine setzen des Verfassers „äußere Zone des Kontakthofes“ zusammen.

3. Der dritte Typus ist durch hochkristalline Gesteine gegeben. Rötlichgraue und schwarze, z. T. durch Druck geschieferte oder massige granatführende Hornfelse, granat- und andalusit- (bzw. disthen- oder disthen- und andalusit-) führende Glimmerquarzhornfelse, hochkristalline Glimmer-Granatfleckschiefer, Quarzhornfelse usw. sind die für die „innere Zone des Kontakthofes“ bezeichnenden Gesteine.

Die Deutung der Gesteine ist dadurch schwierig gemacht, daß sehr intensive dynamische Beeinflussungen stattgefunden haben. Es lassen sich zwei Druckperioden unterscheiden, und zwar eine frühere, präkontaktmetamorphe Pressung, die mit der Auffaltung des Übergangsgebirges zusammenfällt, und eine spätere, postkontaktmetamorphe Pressung, die hauptsächlich im Gebiet der hochkristallinen Gesteine zu erkennen ist und auch in Beeinflussungen der Granite sich bekundet.

Auf Rechnung der ersteren ist eine tiefgehende dynamometamorphe Umformung des Übergangsgebirges zu setzen, welche besonders in dem vom Kontakt unbeeinflussten Teile des Übergangsgebirges untersucht werden konnte und die Bildung von in der unteren Schindelklamm erschlossenen Diabasschiefern bedingte, die je nach dem Grade der dynamometamorphen Beeinflussung eine typische Mineralkombination aufweisen. Die verschiedenen Stadien der Druckmetamorphose des Diabases ließen sich charakterisieren durch die Führung von

I. Uralit + Epidot.

II. Aktinolith + Chlorit + Epidot

III. Chlorit.

In Gesteinen der äußeren und inneren Zone des Kontakthofes ist diese dynamometamorphe Beeinflussung durch die später erfolgte Kontaktmetamorphose verwischt.

Der postkontaktmetamorphen Pressung verdanken die hochkristallinen Gesteine meistens nicht nur die fast allgemeine schiefrige Textur, sondern auch z. T. eine spezifische Beeinflussung der mineralischen Zusammensetzung. So wandelte sich der für kontaktmetamorphe Gesteine so typische Andalusit anscheinend unter dem Einfluß des Gebirgsdruckes in den bestandfähigeren Disthen um. Oft ließen sich noch inmitten büschelig aggregierter Disthenpartien Relikte von Andalusitkörnern erblicken.

Im Bereich des Übergangsgebirges wurden als Vertreter der Ganggefölgenschaft des granito-dioritischen Magmas Pegmatit am Silberrücken bei Sulzbach, Granophyr im oberen Schindelbachtal und Kersantit aus den Haberäckern erkannt.

Aus der Gruppe der kontaktmetamorphen Diabase und Diabastuffe des oberen Eberbachtals und der Haberäcker sei ein Anthophyllitschiefer erwähnt.

Der petrographische Teil dieser Untersuchungen wurde im mineralogischen Institut der Kgl. Technischen Hochschule zu Stuttgart ausgeführt. Es ist mir eine angenehme Pflicht, auch an dieser Stelle meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. A. SAUER, meinen wärmsten Dank auszusprechen, sowohl für die mannigfachen Unterstützungen bei der Ausführung vorliegender Arbeit als auch für die reichen Anregungen, die mir während meines geologischen Studiums von seiner Seite zuteil wurden.

Literaturverzeichnis.

- H. ECK: Geognostische Beschreibung der Gegend von Baden-Baden, Rothenfels, Gernsbach und Herrenalb. Abh. geol. Landesanst. Berlin, N. F. H. VI. 1892.
- Geologische Spezialkarte des Königreichs Sachsen; unter der Leitung von H. CREDNER.
- Erläuterungen zu Blatt: Großenhain-Priestewitz, von H. VATER;
 - - - Radeburg, von O. HERRMANN;
 - - - Königsbrück, von E. WEBER;
 - - - Kamenz, von E. WEBER;
 - - - Meißen, von A. SAUER;
 - - - Radeberg, von E. WEBER;
 - - - Pulsnitz, von O. HERRMANN;
 - - - Pirna, Berggießhübel, von R. BECK;
 - - - Falkenstein, von M. SCHRÖDER, Kirchsberg, von K. DALMER;
 - - - Schneeberg, von K. DALMER, Ölsnitz, von E. WEISE und M. SCHRÖDER.
- GRUBENMANN: Die kristallinen Schiefer. Bd I. 1904.
- J. H. KLOOS: Die ältesten Sedimente des nördlichen Schwarzwaldes und die denselben eingelagerten Eruptivgesteine. 1888.
- KNÖP: Übersicht der geologischen Verhältnisse der Umgebung von Baden-Baden. 1879.
- LEPSIUS: Die oberrheinische Tiefebene und ihr Randgebirge. Forschungen zur deutschen Landes- u. Volkskunde, Bd I. 1886.
- Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten. Bd I. 1889.
- L. MILCH: Die Diabasschiefer des Taunus. Dissertation. 1889.
- PLATZ: Geologische Beschreibung der Umgebungen von Forbach und Ettligen. 1873.

- H. ROSENBUSCH: Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktbildungen durch den Granit von Barr, Andlau und Hohwald in den Vogesen. 1877.
— Physiographie der Mineralien u. Gesteine. I. 3. Auflage. 1892.
— Physiographie der Mineralien u. Gesteine. II. 3. Auflage. 1896.
— Elemente der Gesteinslehre. 2. Auflage. 1901.
- FR. A. SANDBERGER: Geognostische Beschreibung der Gegend von Baden. 1860.
- FR. A. WALCHNER: Handbuch der gesamten Mineralogie in technischer Beziehung etc. Abt. I. Oryktognosie. 1829.
- E. WEBER: Studien über Schwarzwälder Gneise. (Mineralog. u. petrogr. Mitteilungen, herausgegeben von G. TSCHERMAK, N.F. Bd VI. 1884.)

Manuskript eingegangen im Juni 1906]

Erklärung der Tafel VII.

- Fig. 1. Graugrüner Tonschiefer, unverändert; Gemenge von Glimmerschüppchen, Chlorit, Rutil- und Turmalinmikrolithen und klastischem Staub. — Draibachtal.
- Fig. 2. „Knotenschiefer“, äußerer Kontakthof. Mikrokristallines Gemenge von Muskowit, etwas Biotit und Quarz, daneben größere Quarzkörner mit deutlich klastischem Habitus. Die „Knoten“ bestehen vorwiegend aus Ansammlungen größerer, gleich gelagerter und stark skelettartig ausgebildeter Muskowitblättchen. — Eberbachtal.
- Fig. 3. Biotithornfels, Gemenge von Quarz, Biotit, Orthoklas und saurem Plagioklas. Innerer Kontakthof. — Schürckopf, Großer Wald bei Gaggenau.
- Fig. 4. Schieferig-schuppiger Hornfels mit Andalusit und Disthen, Muskowit, Biotit und Quarz. Innerer Kontakthof. — Großer Wald bei Gaggenau.
- Fig. 5. Schieferhornfels mit Disthen, z. T. in büscheligen Aggregaten, Muskowit, Biotit, Granat und Quarz. Letzterer mit kräftiger undulöser Auslöschung. Innerer Kontakthof. — Großer Wald bei Gaggenau.
- Fig. 6. Schieferhornfels mit Granat, Muskowit, Biotit und Disthen, der von glimmerigen Verwitterungsbahnen durchzogen ist. Innerer Kontakthof. — Großer Wald bei Gaggenau.

Fig. 1 und 2 wurden zwischen gekreuzten Nicols photographiert.
Die Vergrößerung ist in allen Fällen die gleiche, 15 mal.



Fig. 6.

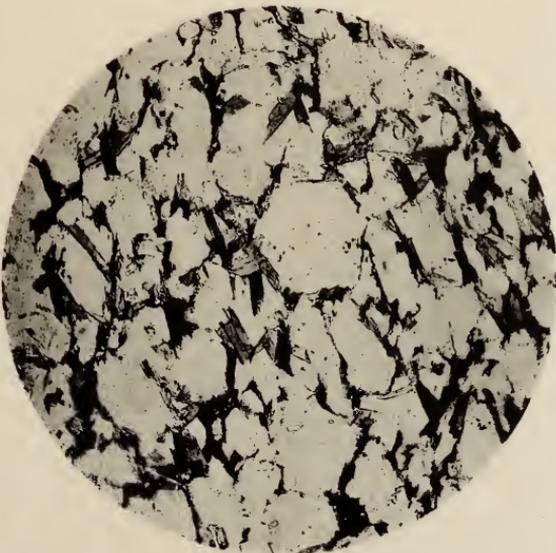


Fig. 3.

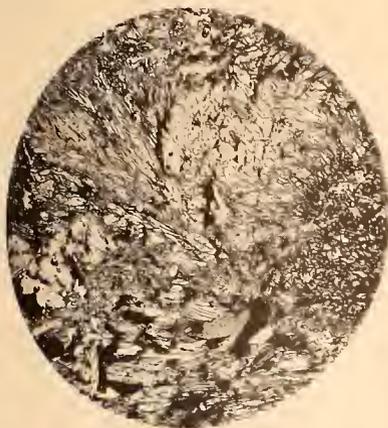


Fig. 1.

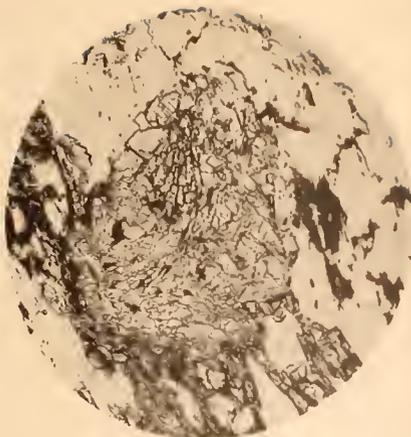


Fig. 5.



Fig. 6.

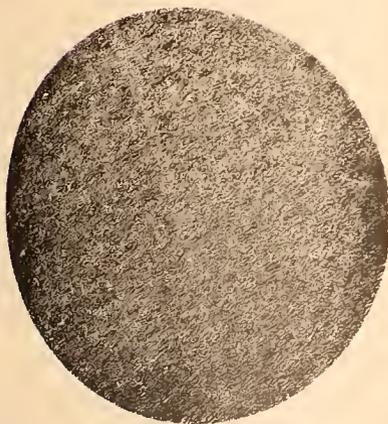


Fig. 1.

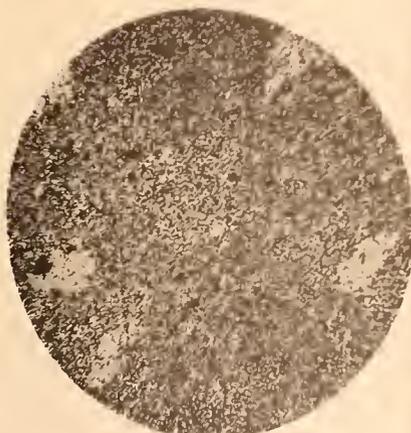


Fig. 2.



Fig. 3.