

Die alpine Tektonik des Altvatergebirges.

Von Leopold Kölbl, Wien.

Mit Tafel II und III.

- I. Einleitung.
- II. Die Großgliederung des silesischen Gebirges.
 - A. Die Gneiskuppel der Hochschar-Kepernikgruppe.
 1. Die Gesteinsfolge.
 - a) Der Kepernikgneis.
 - b) Die Gruppe der Gneise und Glimmerschiefer.
 - c) Die Phyllitgruppe.
 2. Die Tektonik der Hochschar-Kepernikkuppel.
 3. Die Stellung des Friedeberger Granites.
 - B. Das Gewölbe der Teßgneise.
 1. Die Gesteinsfolge.
 - a) Die Teßgneise.
 - b) Die Gesteine der Phyllitzone.
 2. Die Tektonik des Teßgewölbes.
- III. Der Bau des silesischen Gebirges.
- IV. Ueber die Metamorphose im silesischen Gebirge.
- V. Die Beziehungen zwischen silesischem und moravischem Gebirge.
- VI. Verzeichnis der wichtigeren Schriften.

I. Einleitung.

Der Ostrand der Böhmisches Masse wird von dem moravisch-silesischen Gebirge gebildet.

Obzwar der südlicher gelegene moravische Abschnitt nicht in unmittelbarem Zusammenhange mit dem nördlichen silesischen Teile steht und jüngere Störungen diese beiden Gebirgsstücke voneinander getrennt haben, läßt doch die tektonische und petrographische Analyse beider Gebiete keinen Zweifel darüber zu, daß sie zu einer größeren Einheit zu verbinden sind.

Wo auch immer neuere Untersuchungen in diesem Gebirge gemacht wurden, überall führten sie bei entsprechender Beachtung der tektonischen Fazies der Gesteine zu einer vollen Bestätigung der erstmalig von F. E. Sueß (32—38) vertretenen Anschauung. Widersprüche, wie sie von Lepsius, Kretschmer, Hinterlechner u. a. vorgebracht wurden, fußen meist auf irrigen Vorstellungen über die Metamorphose der kristallinen Schiefer dieser Gebiete und auf einer fehlenden oder unrichtigen petrographischen Untersuchung der Gesteine. Ohne eine moderne

petrographische Untersuchung und eine Beurteilung dieser Kriterien von einem weiteren geologischen Standpunkte aus, ist aber heute eine tektonische Analyse kristalliner Areale nicht mehr möglich.

Während wir aber im südlichen Teil des moravischen Gebirges dank der neueren Arbeiten von Waldmann (40—43) und Preclik (19—23) über zahlreiche ausgezeichnete Beobachtungen verfügen, die uns gestatten, das von F. E. Sueß gezeichnete Bild auszugestalten und zu vertiefen, fehlen derartige neuere Untersuchungen im silesischen Gebirge vollständig. Aber gerade auf dieses Gebiet wird in neueren Arbeiten immer öfter Bezug genommen, da seine regionale Stellung für die tektonische Analyse von Mitteleuropa von grundlegender Bedeutung ist.

Diese Umstände gaben die Veranlassung, das Altvatergebirge im weiteren Sinne einer neuen regional-geologischen Bearbeitung zu unterziehen, über deren wichtigste Ergebnisse schon früher (15) kurz berichtet wurde, während die Fertigstellung der vorliegenden Arbeit sich durch äußere Umstände verzögerte.

Da die Hoffnung besteht, daß es vielleicht möglich sein wird, die von Rosiwal (24—25) begonnene Aufnahme des Kartenblattes Freiwaldau fortzusetzen, wird im folgenden das Hauptgewicht auf die Darstellung der großen Züge des Gebirgsbaues gelegt, während ein Eingehen auf Einzelheiten für später geplant wäre.

Die Durchführung der Feldarbeiten wurde mir durch eine Unterstützung der Akademie der Wissenschaften in Wien ermöglicht, wofür ich auch an dieser Stelle meinen ergebensten Dank aussprechen darf. Ebenso bin ich Herrn Prof. F. Becke für die Überlassung seiner Originalaufnahmen und seiner Schriffe, Herrn Hofrat W. Hammer für die Erlaubnis, die Rosiwalschen Originalaufnahmen benutzen zu dürfen und Herrn Prof. A. Himmelbauer für die Überlassung eines Universalinstrumentes sehr zu Danke verpflichtet.

II. Die Großgliederung des silesischen Gebirges.

Wenn wir von den älteren Arbeiten über das silesische Gebirge, die von den verdienstvollen Pionieren der österreichischen geologischen Landesaufnahme geleistet wurden, absehen, so fußt unsere heutige Erkenntnis dieses Gebietes auf zwei grundlegenden Arbeiten.

F. Becke (1) konnte im Jahre 1892 über die kristallinen Schiefer des Hohen Gesenkes berichten, nachdem 1887 von ihm und M. Schuster (3) ein kurzer Bericht über das Altwatergebirge im engeren Sinne veröffentlicht wurde. Wie weit diese Studien dem allgemeinen Wissen der damaligen Zeit voraneilten, erhellt am besten daraus, daß einerseits die darin niedergelegten Beobachtungen bis heute nicht übertroffen werden konnten, anderseits sich erst seit kurzem das Interesse weiterer Fachkreise jenen Fragen zuwendet, die F. Becke bereits 1892 aufgeworfen hatte. Ich verweise in diesem Zusammenhange nur auf die Bemerkungen über Streckung, Klüftung, Diaphthorese, Regelung der Biotite u. a. m.

Schuf so F. Becke die petrographischen Grundlagen für eine Weiterarbeit in diesem Gebiete, so danken wir F. E. Sueß (34) die tektonische Analyse dieses Gebirges. Schon im Jahre 1912 konnte er auf den alpinen Baustil hinweisen, der das Altwatergebirge beherrscht und konnte die Tektonik in ihren wesentlichen Zügen klarstellen. Eines der wichtigsten Ergebnisse der damaligen Arbeit war der Nachweis, daß die Grenze des silesischen Gebirges gegen Nordwesten keine lokale Schuppung von untergeordneter Bedeutung (Goldensteiner Überschiebung von Kretschmer) sei, sondern daß man in der Überschiebung an der Ramsaulinie eine tektonische Grenze erster Ordnung und von alpinem Charakter zu erblicken habe.

Aber auch diese Erkenntnisse blieben lange Zeit unbeachtet und erst in jüngster Zeit scheint man langsam ihre regionale Bedeutung zu erkennen. (Bederke, 7.)

Überblicken wir nun den Bau des silesischen Gebirges im großen (1, 34, 37), so lassen sich zunächst petrographisch und tektonisch zwei Einheiten unterscheiden. Jede dieser Einheiten scheint einen einfachen, kuppelförmigen Bau zu besitzen.

Im Nordwesten gelegen ist jenes Gewölbe, welches im wesentlichen die Hochschar-Kepernikgruppe bildet, während das im Südosten befindliche Gneisgewölbe das Altwatergebirge im engeren Sinne aufbaut. Beide Gewölbe werden von einem Streifen weniger metamorpher Gesteine getrennt, der im wesentlichen aus Phylliten und Quarziten besteht und dessen tektonische Stellung von großer Bedeutung für eine Analyse dieses Gebietes ist. In beiden Gewölben treten im Kern kristalline Schiefer auf, die einen höheren Grad der Metamorphose besitzen als jene in der äußeren

Hülle, so daß in älteren Arbeiten mit Vorliebe auf den gleichen schalenförmigen Bau beider Gewölbe mit einer allmählich nach außen abnehmenden Metamorphose hingewiesen wird.

Daß diese Ähnlichkeit jedoch eine rein äußerliche ist, daß beide Gewölbe grundverschieden voneinander gebaut sind und daß sich hinter der scheinbaren Einfachheit ein komplizierter Bau mit einer wechselvollen Geschichte verbirgt, sollen die folgenden Untersuchungen zeigen.

A. Die Gneiskuppel der Hochschar-Kepernikgruppe.

Wenden wir unsere Aufmerksamkeit zunächst jenem im Nordwesten gelegenen Gewölbe zu, welches die Gebirgsgruppe der Hochschar und des Kepernik aufbaut.

Die allgemeine Erstreckung dieses Gewölbes verläuft von Nordost nach Südwest, bzw. von Nordnordost nach Südsüdwest. Hierbei ist zu bemerken, daß das Gneisgewölbe eine deutliche Neigung seiner Achse nach Nordosten erkennen läßt, so daß wir beim Durchwandern dieses Gebietes gegen Nordost in tektonisch immer höher gelegene Zonen gelangen.

Drei Gruppen von Gesteinen lassen sich im Bau dieses Gebietes zunächst unterscheiden. Den Kern bilden Orthogneise von granitischer Zusammensetzung, die mit F. Becke als „Kepernikgneise“ bezeichnet werden sollen. Sie werden überlagert von einer im einzelnen oft mannigfaltigen Serie kristalliner Schiefer, die F. Becke als die „Schieferhülle“ des Kepernikgneises bezeichnet hat. Sie besteht der Hauptsache nach aus Biotitgneisen, Glimmerschiefern und Einlagerungen von Amphiboliten und Kalksilikatgesteinen. Sie wird im folgenden als die „Gruppe der Gneise und Glimmerschiefer“ bezeichnet. Die oberste Abteilung wird schließlich von den wenig metamorphen Phylliten und Kalken gebildet, die die Zone von Ramsau-Goldenstein zusammensetzen.

Während die Kepernikgneise und die Gruppe der Gneise und Glimmerschiefer enger zusammengehören, was sich u. a. deutlich im Stil ihrer Tektonik offenbart, nimmt die Phyllitgruppe eine eigene Stellung ein. Jede dieser Gesteinsgruppen soll nun in folgendem kurz charakterisiert werden, wobei das Hauptaugenmerk jenen Erscheinungen zugewendet werden wird, die für die tektonische Analyse des Gebietes von Bedeutung sind.

1. Die Gesteinsfolge.

a) Der Kepernikgneis. Der Kern der Hochschar-Kepernik-Kuppel wird von einem Granitgneis gebildet. F. Becke hat dieses Gestein, wie erwähnt, als Kepernikgneis bezeichnet und diesen Namen wollen wir beibehalten, obgleich am Kepernik selbst dieses Gestein nicht ansteht. F. Becke verdanken wir auch die genaue Beschreibung dieses Orthogneises, die in allen wesentlichen Punkten auch heute noch zu Recht besteht.

In neuerer Zeit hat sich E. Bederke (5) in eingehenderer Weise mit dem Kepernikgneis beschäftigt und gelangt zur Anschauung, daß der „Kepernikgneisgranit nach seiner Erstarrung keine Umfaltung mehr erfahren hat“. Obzwar die folgenden Untersuchungen deutlich zeigen werden, daß diese Auffassung unrichtig ist, scheint es doch nötig zu sein, schon hier etwas auf sie einzugehen, da Bederke versucht, als gewichtigen Zeugen für diese Auffassung F. Becke heranzuziehen.

E. Bederke betont, daß F. Becke die Schieferung des Kepernikgneises als eine primäre, bei der Erstarrung erworbene, betrachtet hätte, und stützt sich hierbei auf den Schluß F. Beckes (1, S. 14): „Das Aufpressen dieser Gneismasse, die Metamorphose der Staurolith-Andalusitschiefer und die Faltung des ganzen Gebirges halte ich für der Hauptsache nach gleichzeitige und ursächlich verknüpfte Vorgänge.“ Im vorhergehenden Absatz schreibt aber F. Becke ausdrücklich, daß eine direkte Herausbildung der vorliegenden Struktur aus dem magmatischen Zustand weniger wahrscheinlich erscheint, und im gleichen Absatz heißt es: „Die Schieferung des mit granitisch körniger Struktur erstarrten*) Gesteines erfolgte sofort und unter Umständen, die von denen bei der Erstarrung nicht sehr verschieden waren.“

Aus diesen Bemerkungen, aber auch aus anderen Beckeschen Arbeiten (z. B. 2) ergibt sich ganz eindeutig und klar, daß nach der Anschauung F. Beckes das Gestein zuerst aus dem magmatischen Zustand granitisch-körnig (mit Erstarrungsstruktur) erstarrte, daß aber an die Erstarrung zeitlich unmittelbar anschließend die Umformung des Gesteines erfolgte. Die Durchwärmung und Durchgasung war noch im Zeit-

*) Nur hier gesperrt.

punkte der Umformung vorhanden und ermöglichte eine Umformung durch Umkristallisieren der Gemengteile.

Der Kepernikgneis ist makroskopisch betrachtet meist von lichter Farbe und mittel- bis feinkörniger Beschaffenheit. Seine granitische Abstammung läßt sich in allen Gebieten schon im Handstück deutlich erkennen, während Typen, die etwa den Verdacht eines Mischgneises aufkommen ließen, nirgends beobachtet wurden. Die einzelnen Gemengteile sind entweder mehr oder minder gleichmäßig entwickelt, oder aber, es liegen Augen von Kalifeldspat in einer feinkörnigeren Grundmasse. Die erstere Ausbildung trifft man häufiger in den mittleren Teilen des Gneisgebietes, während die Ausbildung von Augengneisen mehr auf die randlichen Teile beschränkt zu sein scheint.

In den Kernpartien des Kepernikgneises kann die sonst immer deutlich entwickelte Schieferung gelegentlich zurücktreten und einer mehr gleichmäßig körnigen Ausbildung Platz machen. Aber auch in diesem Falle belehrt uns eine mikroskopische Prüfung darüber, daß keinerlei Erstarrungsstrukturen das Gefügebild beherrschen, sondern daß wir eine deutliche kristalloblastische Struktur vor uns haben.

In den randlichen Teilen der Hauptmasse sowie in jenen, die von ihr getrennt in den Hüllschiefern liegen, ist immer eine ausgezeichnete Schieferung und Streckung zu beobachten.

Die Horizontalprojektion der Streckung streicht regional im allgemeinen NO bzw. ONO, ihr Fallen kann wechseln.

Wie stark die Auswalzung des Kepernikgneises im festen Zustand gewesen ist, läßt sich besonders an den randlichen Teilen dort erkennen, wo sie einen augengneisähnlichen Habitus besitzen. Die Augen werden zerdrückt und in die Länge gezogen und dies kann so weit gehen, bis schließlich ein fast dünnschieferiges Gestein mit scheinbar regelmäßigem Lagenbau vorhanden ist. Alle Übergänge dieser verschiedenen Stadien der Auswalzung lassen sich beobachten.

Überaus auffallend ist, worauf schon F. E. Sueß hingewiesen hat, die Ähnlichkeit zahlreicher Stücke des Kepernikgneises mit dem Bittescher Gneis, wie er im moravischen Gebirge auftritt. Allerdings scheinen die Kepernikgneise öfter etwas reicher an Biotit und dadurch etwas dunkler zu sein als der meist lichtere Bittescher Gneis.

Das mikroskopische Bild zeigt als Mineralbestand, wie schon seit F. Becke bekannt ist, im wesentlichen Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Biotit, auch Muskowit, und an hauptsächlichsten Accessorien Apatit, Zirkon, Titanit, gelegentlich Magnetit und Orthit. Die Struktur des Gesteines ist eine kristalloblastische; unversehrt ist sie insoferne, als Verbiegungen einzelner Gemengteile, undulös auslöschende Quarze usw., fast ganz fehlen und die mechanische Deformation des Gesteines von einer Kristalloblastese überholt wurde. Es wäre aber verfehlt, aus dem scheinbar unversehrten Gefügebild zu schließen, daß das Gestein nach seiner Erstarrung keine Umformung mehr erlitten hätte.

Aus der häufig zu beobachtenden Erscheinung eines verschiedenen Grades der Idiomorphie und aus der Umschließung gewisser Gemengteile glaubt E. Bederke (5) auf das Vorhandensein einer „deutlichen Ausscheidungsfolge“ schließen zu können. Geht man aber diesen Erscheinungen nach, so kann man sich gar bald davon überzeugen, daß hier keine Ausscheidungsfolge im Sinne der Erstarrungsgesteine vorliegt. Vielmehr handelt es sich dabei, soweit nicht proterogene Reste vorliegen, um jenen verschiedenen Grad der Idiomorphie der die Gemengteile kristalliner Schiefer in eine „kristalloblastische Reihe“ einzuordnen gestattet. Es sind dies Erscheinungen, die aus allen Gebieten kristalliner Schiefer bekannt sind, die aber nicht mit einer Erstarrungsfolge verwechselt werden dürfen.

Die Art und Weise, in der die einzelnen Mineralien im Gestein heute auftreten, läßt in einwandfreier Weise die Feststellung zu, daß der derzeitige Mineralbestand des Kepernikgneises seine Herausbildung nicht einem einmaligen Akte verdankt. Reste aus dem Mineralbestand der Erstarrungsphase sind noch zum Teil als Relikte erhalten geblieben; die Umwandlung solcher Reste einerseits, die Neubildung von Mineralien andererseits geben die Möglichkeit, das heute vor uns liegende Gestein des Kepernikgneises als Endprodukt einer wechselvollen Geschichte zu erkennen.

Eine sorgfältige mikroskopische Analyse dieses Gesteins vermag uns in die Lage zu versetzen, diese einzelnen Stadien der Entwicklung festzuhalten und eine Einordnung dieser Stadien in korrele Vorgänge der Großtektonik führt uns zur tektonischen Analyse des Gebirges.

Als proterogener Rest im Mineralbestand des Kepernikgneises muß der Kalifeldspat angesehen werden. Er tritt in der Form des Mikroklins auf und ist meist von zahlreichen Perthitspindeln durchzogen. In den als Augengneis entwickelten Abarten bildet der Mikroklin die Augen, an welchen sich mitunter noch die Reste einer kristallographischen Begrenzung erkennen lassen. Sonst sind diese Augen meist zerdrückt, in die Länge gezogen und in mehr oder weniger linsenförmige Gestalten umgeprägt. Mit Zunahme der Auswalzung werden die Augen immer mehr und mehr in Flasern umgewandelt, bis schließlich ein lagenförmig texturiertes Gestein entstanden ist.

Verfolgt man in einer Serie von Dünnschliffen diese Auswalzung näher, so zeigt sich, daß der Mikroklin nicht nur mechanisch zerdrückt wurde, sondern daß er auch sonstigen Umwandlungserscheinungen unterworfen war.

Die Zerstörung des Mikroklins geht in der Weise vor sich, daß vom Rand her Myrmekitzapfen in das Mineral eindringen und es schließlich vollständig verdrängen. Ist der Mikroklin vollständig aufgezehrt, dann nimmt seinen früheren Platz eine unregelmäßige Anhäufung solcher Myrmekite ein, die in der Form ihres Auftretens manchmal noch ganz undeutlich an die Gestalt des früheren Mikroklinkornes erinnern. Ist die Verdrängung noch nicht soweit fortgeschritten, dann bildet der Mikroklin fetzenartige Reste, die ganz unregelmäßig von den randlichen Neubildungen begrenzt werden.

Auf diese unregelmäßig begrenzten Mikroklinreste bezieht sich vermutlich die Bemerkung E. Bederkes (5), daß der „Kalifeldspat meist als xenomorphe Zwickelfüllung erscheint“. Die äußere Ähnlichkeit der fetzenartigen Gestalt des Mikroklins mit einer Zwickelfüllung mag nicht bestritten werden; die Möglichkeit aber, die Verdrängung des Kalifeldspates schrittweise zu verfolgen, zeigt uns, daß der Kalifeldspat hier nicht als Zwickelausfüllung einer magmatischen Phase zu betrachten ist, sondern daß seine Verdrängung einem metamorphen, postmagmatischen Prozeß zugeordnet werden muß.

Neubildungen von Muskovit, wie sie in mechanisch verformten Gesteinen unter bestimmten Bedingungen gerne entstehen, treten in den inneren Teilen des Kepernikgneises zurück. Wir treffen sie aber häufiger in den randlichen Schuppen und ganz besonders in jenen Teilen, die an die Zone von Winkelsdorf

grenzen. Es zeigt sich, daß der Muskovit in diesen Gesteinen vornehmlich aus dem Biotit entstanden ist, während die Umwandlung von Kalifeldspat in Muskovit seltener zu beobachten ist.

Unter den Plagioklasen des Kepernikgneises lassen sich zwei Generationen unterscheiden. Einmal proterogene Reste, die ähnlich wie der Kalifeldspat als Relikte aus der magmatischen Phase zu betrachten sind und dann Neubildungen. Beide unterscheiden sich sowohl in der Art der Ausbildung als auch in der chemischen Zusammensetzung.

Die proterogenen Plagioklase treten zunächst häufiger in jenen Teilen auf, die eine nicht so starke Verschieferung erlitten haben, das sind die tieferen Kernpartien, während sie in den stark verschiefernten Randpartien selten zu beobachten sind. Sie bilden meist vereinzelte größere Körner im Mineralbestand des Kepernikgneises mit einer mehr oder weniger breiten Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz. Nie sind sie völlig frisch, sondern immer ist ihr Kern von Zerfallsprodukten erfüllt, die eine genaue Bestimmung nicht in allen Fällen gestatten.

An Stellen, an denen eine Bestimmung möglich war, ergab die Messung der Auslöschungsschiefe in Schnitten senkrecht α einen Wert von $+10^0$ bzw. $+8^0$, entsprechend einem Gehalt von 27% bzw. 26% An. In Übereinstimmung ergab ein Vergleich der Lichtbrechung mit Quarz in Parallelstellung $\alpha' = \omega$; $\gamma' < \varepsilon$ und in Kreuzstellung $\alpha' < \varepsilon$; $\gamma' > \omega$. Optischer Charakter negativ. Diese Messungen lassen erkennen, daß in der früheren Phase im Kepernikgneis ein Plagioklas von der Zusammensetzung eines basischen Oligoklas vorhanden war. Eine Zonenstruktur wurde an diesen proterogenen Plagioklasen nicht beobachtet.

Die neugebildeten Plagioklase, die die überwiegende Mehrheit bilden, sind durchwegs vollkommen klar und einschlußfrei. Meist sind sie unverzwillingt. Es wurden aber vereinzelt auch Zwillingsbildungen nach dem Albitgesetz beobachtet, wobei die Zwillingslamellen fast immer außerordentlich fein ausgebildet waren.

Die Zusammensetzung dieser neugebildeten Plagioklase ergab sich aus folgenden Messungen: Vergleich mit Quarz, in Kreuzstellung $\alpha' < \varepsilon$; $\gamma' < \omega$, in Parallelstellung $\gamma' < \omega$; $\gamma' < \varepsilon$. Die Messung der Auslöschung in einem Schnitte senkrecht α ergab -14^0 , bzw. -15^0 , entsprechend einem Gehalt von 6%, bzw. 5% An. Der Winkel AB' in einem Albitzwilling mit dem Beckeschen Zeichentisch gemessen, lieferte einen Wert von 25^0 . Für sich

allein wäre diese Messung nicht eindeutig. Der Vergleich mit Quarz, der positive optische Charakter zeigte aber, daß hier nur ein Plagioklas mit einem An-Gehalt von 1% in Betracht kommt, also ein fast reiner Albit. Der optische Charakter aller neugebildeter Plagioklase ist positiv. Diese Messungen zeigen, daß die neugebildeten Plagioklase Albite, bzw. Oligoklasalbite sind.

Mitunter ließ sich bei den neugebildeten Plagioklasen eine verschwommene Zonarstruktur beobachten. Da diese nur selten auftritt, standen geeignete Schnitte zu einer zahlenmäßigen Bestimmung des An-Gehaltes von Kern und Hülle nicht zur Verfügung. Mit Hilfe des „*éclaircement commun*“ konnte jedoch in allen Fällen nachgewiesen werden, daß der Kern reicher an Albitsubstanz, die Hülle reicher an Anorthitsubstanz war. Es liegt demnach inverse Zonenstruktur vor.

Der Biotit, der in dem Kepernikgneis auftritt, ist durch einen deutlichen Pleochroismus von lichtgelb zu schwarzbraun gekennzeichnet und besitzt häufig pleochroitische Höfe. Er tritt meist in kurzen Fasern auf, die das Gestein lagenförmig durchziehen. In den Kernpartien können die Biotite größer werden, in den stark umgeformten randlichen Teilen erinnert ihre Verteilung oft an das Auftreten des Biotits im Bittescher Gneis, wo der zerstoßene Biotitstaub in Streifen ausgezogen erscheint; häufig läßt die mikroskopische Untersuchung erkennen, daß die Biotite zerbrochen wurden; die Bruchstücke wurden auseinandergezerrt und sind dann durch klaren, unverzwilligten Albit gerne wieder verkittet worden.

In einzelnen randlichen Typen zeigt sich bei gleichzeitiger Erzausscheidung die Umwandlung von Biotit in Muskovit, die dann besonders stark in jenen Zügen von Kepernikgneis ausgeprägt erscheint, die der Zone von Winkelsdorf benachbart sind.

Umwandlung des Biotits in Chlorit ist im jengeren Gebiet des Kepernikgneises nur ganz vereinzelt anzutreffen und immer nur dort, wo weniger frische Stücke beobachtet wurden. Die mit der tektonischen Umprägung des Kepernikgneises verbundenen Umwandlungsbedingungen des Mineralbestandes waren der Bildung von Chlorit nicht günstig. Die Entstehung von Muskovit war hier der durchgehende charakteristische Zug. Nimmt, wie zum Beispiel im Südwesten, doch die Chloritisierung des Kepernikgneises zu, so zeigt sich, daß diese Umbildung an Zonen jüngerer Bewegungen geknüpft ist, die mit der eigentlichen Umformung

unter der Last der moldanubischen Scholle nichts mehr zu tun haben.

Der granitischen Zusammensetzung des Kepernikgneises entsprechend ist in seinem Mineralbestand reichlich Quarz vertreten. Makroskopisch bildet der Quarz mit dem Feldspat lichte Lagen, die durch ihren Wechsel mit glimmerreicheren Lagen die ausgezeichnet schiefrige Struktur des Gesteines hervorrufen.

Im Dünnschliffe zeigt sich der Quarz meist in Form von länglichen, gestreckten Körnern, deren größere Achse in der Richtung der Schieferung gelegen ist. Häufig sind die Körner so angeordnet, daß sie unmittelbar aneinander grenzen, so daß das Gefügebild deutlich von diesen Quarzlagen beherrscht wird. An anderen Stellen bildet der Quarz ein Mosaik von Körnern, die unregelmäßig miteinander verzahnt sind.

Ungemein deutlich läßt sich überall die Erscheinung des „Kornzerfalles“ beobachten. Größere, meist noch einheitlich oder nahezu einheitlich auslöschende Quarzkörner zeigen schon eine deutliche Felderteilung. An den Grenzen der Felder findet dann ein Zerfall in einzelne, verschieden auslöschende Körner statt. Undulöse Auslöschung, mitunter in der bezeichnenden Art der „Böhmschen Streifung“, die der Felderteilung und dem Zerfall in vielen Fällen vorausgeht, ist vereinzelt als Relikt noch zu beobachten.

Diese Beobachtungen führen zur Erkenntnis, daß die Umformung des Kepernikgneises am festen Gestein sich vollzogen hat, daß die Verformung (Kaltreckung) aber von einer Kristalloblastose überholt wurde. Diese Verhältnisse lassen aber erwarten, daß im Gegensatz zu den von E. Bederke untersuchten Typen, an denen eine ausgesprochene Gefügeregelung des Quarzes nicht beobachtet wurde, eigentlich eine deutliche mechanische Gefügeregelung des Quarzes vorhanden sein muß.

Flüchtige, qualitative Proben mit dem Gipsblättchen zeigten in der Tat schon in fast allen Schliffen die deutliche Tendenz einer Quarzregelung. Da sich nun aus der Art der Regelung, dank der Arbeiten von W. Schmidt (29—30) und B. Sander (26—27) Anhaltspunkte über die Art der Durchbewegung gewinnen lassen, wurde die Regelung der Quarze im Kepernikgneis an einem orientierten Schliffe mit Hilfe des Universaldrehtisches aufgenommen.

Die Vermessung und Auswertung der Ergebnisse erfolgte in der von W. Schmidt (29) angegebenen Weise. Vermessen wurden 302 Quarze.

Die Orientierung des Dichteplanes ist derart, daß von links nach rechts die Streckung verläuft; daß der Mittelpunkt x der Achse der Durchbewegung und y dem Pol der Schieferung entspricht. Aus regionaltektonischen Gründen besteht kein Zweifel darüber, daß im Altvatergebirge die Streckung dem tektonischen Streichen entspricht und daß die Durchbewegungsrichtung senkrecht hiezu verläuft.

Aus dem Dichteplan läßt sich entnehmen, daß die Quarzachsen jenen Großkreis der Lagekugel besetzt haben, der durch die Durchbewegungsrichtung geht und senkrecht auf der Ebene der Schieferung steht. Zwei Häufungsstellen sind in diesem Großkreis deutlich zu erkennen; die eine in der Richtung der Durchbewegung (x , entsprechend der γ -Regel von Sander) und die andere im Pol der Schieferung (z , entsprechend der α -Regel von Sander). Die Achse des tektonischen Streichens y ist vollständig frei von Quarzachsen. Eine Verbreiterung in zy läßt sich gleichfalls erkennen.

Vergleichen wir diesen Dichteplan mit den Ergebnissen, die W. Schmidt (29—30) aus der Untersuchung von verschiedenen Gesteinen aus dem alpinen Kristallin gewinnen konnte, so ergibt sich zunächst aus dem Gefügebild die Bestätigung der aus anderen Gründen gefolgerten Durchbewegungsrichtung. Unverkennbar ist die starke mechanische Durchbewegung des Kepernikgneises, die geradezu an die rein mechanische Deformation der „Mugglgneise“ Schmidts erinnert. Immerhin scheint die, wenn auch lückenhafte Ausbildung eines Gürtels yz auf Rekristallisationsvorgänge hinzudeuten, was sich übrigens auch aus der gewöhnlichen Schliiffbeobachtung ergeben hatte.

Betrachten wir diese am Quarz gemachten Beobachtungen, im Zusammenhang, so gestatten sie uns den Schluß, daß der Kepernikgneis einer starken, rein mechanischen Deformation (Kaltreckung nach W. Schmidt) unterworfen war. Diese Deformation wurde von einer Kristalloblastese überholt, welche die Spuren der mechanischen Verformung verwischte. Die reliktsch noch auftretenden mechanischen Störungen (Böhmsche Streifung usw.) lassen uns erkennen, daß die für die Kristalloblastese nötige

Wärmemenge nicht besonders groß war, da es ihr nicht gelang, alle Spuren der mechanischen Umformung zu verwischen.

Diese Schlußfolgerungen verlangen nun die Beantwortung der Frage, in welchem Zeitpunkte, bezogen auf die primäre Erstarrung, die Deformation des Kepernikgneises erfolgte.

Die bisher mitgeteilten Beobachtungen lassen wohl keinen Zweifel mehr darüber zu, daß eine direkte Herausbildung der Struktur des Kepernikgneises aus dem magmatischen Zustande, etwa in der Art wie sie von E. Bederke (5) und später von W. Thust (39) angenommen wurde, nicht in Frage kommt. F. Becke (1) ist bekanntlich geneigt, anzunehmen, daß die Umformung des Kepernikgneises unmittelbar anschließend an die Erstarrung erfolgte, da die dann zweifellos noch vorhandene Durchwärmung und Durchgasung die nötige Wärmetönung lieferte, die ein Umkristallisieren, bzw. eine Neubildung von Gemengteilen leicht ermöglichte.

Allerdings braucht, dank der besonderen geologischen Verhältnisse im silesischen Gebirge, das „unmittelbar“ nicht allzu streng genommen werden. Wir sehen, daß nach der moldanubischen Überschiebung posttektonische Granitintrusionen erfolgen. Diese Verhältnisse zeigen aber deutlich, daß unter dem silesischen Gebirge in nicht allzugroßer Tiefe eine durch längere Zeiträume mobile magmatische Zone sich befand, die auf die Wärmeverteilung in jenen Gebirgsteilen, die unter der Last der moldanubischen Scholle begraben waren, sicher von Einfluß war; zumindest wurde die Abkühlung des Kepernikgneises durch die Nähe dieser Zone verzögert. Es muß daher die Deformation des Kepernikgneises nicht unbedingt sofort an die Erstarrung dieses Gesteines angeschlossen werden, sondern es wäre auch recht gut vorstellbar, daß ein längerer Zeitraum zwischen Deformation und Erstarrung gelegen war.

Was nun den Zeitpunkt der Intrusion und Erstarrung des Kepernikgneises betrifft, so vertritt E. Bederke die Anschauung, daß die Intrusion des Kepernikgneises postdevonisch erfolgte. Gestützt wird diese Anschauung durch die Annahme, daß der Kepernikgneis die Metamorphose seiner Hüllgesteine verursacht hätte, die als kontaktmetamorph verändertes Devon betrachtet werden. Wie in den folgenden Abschnitten gezeigt wird, kann diese Anschauung nicht weiter aufrecht erhalten werden, da die Hüllgesteine keine kontaktmetamorph veränderten devonischen

Sedimente sind, sondern ältere kristalline Schiefer. Es liegen daher keinerlei Anhaltspunkte für ein postdevonisches Alter des Kepernikgneises mehr vor. Da aber der Kepernikgneis bei der postdevonisch erfolgten Überschiebung der moldanubischen Scholle deformiert wurde und im Zeitpunkte der Deformation bereits als festes, fertig ausgebildetes Gestein vorlag, müssen wir wohl annehmen, daß seine Intrusion vordevonisch erfolgte.

Überblicken wir die bisher mitgeteilten Einzelbeobachtungen, so gestattet uns die petrographische Analyse des Kepernikgneises folgende geologische Geschichte dieses Gesteines zu erfassen:

Vordevonisch erfolgte in eine ältere Serie kristalliner Schiefer die Intrusion und Erstarrung des Kepernikgranites. Postdevonisch wurde dieser, zum Teil porphyrisch ausgebildete Granit unter der Last der moldanubischen Scholle zum Kepernikgneis umgeprägt. Die kräftige, durchwegs am festen Gestein erfolgte Deformation wurde von einer Kristalloblastose überholt, durch welche die Spuren der kräftigen Durcharbeitung zwar nicht vollständig aber immerhin zum weitaus größten Teil verwischt wurden. Die Ausbildung des neuen Mineralbestandes erfolgte unter den Bedingungen der Mesozone. Im Zusammenhange mit der postculmischen Verschuppung fand abermals eine Deformation des Kepernikgneises statt, die diesmal aber nur vereinzelte Lagen, besonders im Südwesten, betroffen hat. Diese Deformation fand unter Bedingungen der Epizone statt und führte zur Ausbildung von chloritführenden Gesteinen.

b) Die Gruppe der Gneise und Glimmerschiefer. Das unmittelbar Hangende des Kepernikgneises bildet im engeren Gebiete der Hochschar-Kepernikkuppel eine Gesteinsfolge, die in der bisherigen Literatur als „Staurolith-Andalusit-Glimmerschiefer“ bezeichnet wird.

Aber schon F. Becke konnte darauf hinweisen, daß diese Bezeichnung nur den Charakter der ganzen Zone im großen wiedergeben soll und daß in dieser Serie auch Paragneise wiederholt auftreten können. Besonders in der Nähe des Kepernikgneises konnte F. Becke diese Paragneise häufiger beobachten und er hat die Vermutung ausgesprochen, daß vom Kepernikgneis Feldspatsubstanz vielleicht in die Glimmerschiefer eingewandert wäre, und auf diese Weise die Entstehung der Paragneise zu erklären wäre. Zwischen der Metamorphose der Glimmerschiefer und der

Intrusion des Kepernikgneises wird hiebei ein ursächlicher Zusammenhang vermutet.

Beim Studium dieser Gebiete hat sich nun herausgestellt, daß die Paragneise durchaus nicht auf die Nähe des Kepernikgneises beschränkt sind. Sie treten in verschiedenen Höhen über dem Kepernikgneis auf, nicht immer als langhinstreichende Züge, sondern häufig, soweit die Aufschlüsse eine Beurteilung gestatten, als unregelmäßig begrenzte Körper. Zwischen ihrem Auftreten und dem Kepernikgneis lassen sich keinerlei Beziehungen erkennen, die aber vorhanden sein müßten, wenn die Paragneise in der Tat gefeldspatete Glimmerschiefer wären. Wohl aber gewinnt man schon beim Durchwandern dieser Gebiete den Eindruck, daß die Glimmerschiefer sich zum Teil durch Verschieferung an Bewegungshorizonten aus den Paragneisen entwickeln. Sie sind dort, wo die Hauptmasse des Kepernikgneises sich befindet, begreiflicherweise stärker ausgebildet als etwa in jenen Gebieten, in denen der Kepernikgneis, seinem Achsengefälle folgend, untertaucht.

Die Vorstellung, daß die Glimmerschiefer eine sekundäre tektonische Fazies der Paragneise sind, die durch die mikroskopische Untersuchung bestätigt wird, findet aber auch schon im Felde eine kräftige Stütze. Wenden wir uns nämlich nach Nordosten, dorthin, wo die einzelnen Gesteinsgruppen dem Achsengefälle entsprechend untertauchen, so sehen wir, daß die Serie im Hangenden des Kepernikgneises eigentlich eine reichhaltige Folge kristalliner Schiefer ist. Mannigfache Biotit-Plagioklasgneise, oft plattig entwickelt, Einlagerungen basischer Gesteine, verschiedene Amphibolite, zum Teil mit rhombischen Pyroxenen, Reste von Adergneisen, Marmore, Kalksilikatgesteine, Quarzite, vervollständigen das Bild.

Keinerlei Beobachtung gibt uns die Berechtigung anzunehmen, daß alle diese Gesteine „Kontaktgesteine“ (im engeren Sinne) wären und daß ihre Metamorphose auf die ihnen zwischenlagerte Orthogneismasse zurückzuführen wäre. Auch die in anderen Gebieten kristalliner Schiefer gewonnenen Erfahrungen widersprechen einer derartigen Annahme.

Gehen wir der Frage nach, auf welche tatsächlichen Beobachtungen sich eigentlich die Vorstellung von der kontaktmetamorphen Entstehung der Glimmerschiefer stützt, so sehen wir, daß das Vorkommen von Staurolith, Granat, und Andalusit in

diesem Gebiet viele Autoren verleitet hat, in den Glimmerschiefern und den mit ihnen in Verbindung stehenden Kalksilikatgesteinen und Quarziten die Produkte einer „kräftigen Kontaktmetamorphose“ zu erblicken.

Aber der Andalusit tritt in den Gesteinen vornehmlich an Quarzlinsen gebunden auf. Staurolith und Granat, die im Mineralbestand hier sehr häufig sind, sind aber hier in der Art ihres Auftretens absolut keine Kontaktminerale. Sie sind typomorphe Gemengteile für eine ganz bestimmte Fazies kristalliner Schiefer und können nahezu als Leitminerale für eine bestimmte Art der alpinen Disklokationsmetamorphose gelten.

Gegen die kontaktmetamorphe Entstehung der staurolithführenden Gesteine spricht aber auch die Art der Verteilung dieser Gesteine. Wäre die Annahme, daß der Staurolith seine Entstehung einer Art Kontaktmetamorphose von Seiten des Kepernikgneises verdanke, berechtigt, dann müßte sich eine Abhängigkeit im Auftreten dieses Minerals vom Kepernikgneis erweisen lassen. Keine Beobachtung aber läßt auf eine derartige Abhängigkeit schließen.

Der Staurolith tritt unabhängig vom Kontakt des Kepernikgneises in verschiedenen Lagen auf, teils in den Glimmerschiefern, teils in Phylliten, wobei er häufig mit Porphyroblasten von Biotit vergesellschaftet vorkommt. Immer aber zeigen die Gesteine, die staurolithführend sind, eine starke Durchbewegung, vollkommen in Übereinstimmung mit allen Erfahrungen in den kristallinen Gebieten der Alpen. Wie unabhängig diese Gesteine in Bezug auf den Kepernikgneis sind, zeigt besonders klar das Auftreten solcher Gesteine bei Ziegenhals, wo sie von E. Bederke wohl nur infolge eines Versehens als Kontaktprodukte des Kepernikgneises betrachtet wurden; liegen diese Gesteine doch im Osten des Gewölbes der Teßgneise und werden durch dieses und die mittlere Phyllitzzone vom Kepernikgneis getrennt.

Es muß daher die Deutung dieser Gesteinsgruppe als „Kontaktgesteine des Kepernikgneises“ mit aller Entschiedenheit abgelehnt werden. Dadurch werden aber alle Schlüsse hinfällig, die aus dieser Kontaktmetamorphose in bezug auf das Alter des Kepernikgneises gezogen wurden.

Mit dieser Feststellung soll aber keineswegs die Möglichkeit eines Stoffausgleiches in der engeren Nachbarschaft des Kepernikgneises in Abrede gestellt werden.

Schon F. Becke hat darauf aufmerksam gemacht, daß die Gesteine in der näheren Umgebung des Kepernikgneises reicher an Alkalien zu sein scheinen, da in ihnen keine Neubildung von Staurolith stattfindet; granatführende Gesteine ersetzen dort die staurolithführenden Typen.

Es war naheliegend, diese Verhinderung der Staurolithbildung auf eine Zufuhr von Alkalien zurückzuführen und dies mit der Intrusion und Erstarrung des Kepernikgneises in Zusammenhang zu bringen. Wenn auch ein derartiger Vorgang durchaus im Bereich des Möglichen liegt, so scheint doch im vorliegenden Fall ein Stoffausgleich während der Metamorphose das Wahrscheinlichere zu sein. Vergleicht man nämlich den ursprünglichen Mineralbestand des Kepernikgneises, wie er sich aus den Relikten von Mikroklin usw. erschließen läßt, mit dem bei der Metamorphose neu erworbenen, so fällt besonders folgender Umstand auf. Die kalihältigen und kalkhaltigen Minerale (Mikroklin, Oligoklas) werden zerstört, ohne daß in den neugebildeten Mineralien dieser Kali- und Kalkgehalt erscheinen würde; kommt doch fast ausschließlich Albit oder Albitoligoklas in Betracht, da der auftretende Muskovit hier nicht aus dem Feldspat, sondern fast immer aus dem Biotit entstanden ist. Wir müssen daher annehmen, daß während der Metamorphose eine Kali- und Kalkabfuhr ins Nebengestein stattgefunden hat.

Wenden wir uns nun den einzelnen Gesteinen dieser Zone zu, so ist für die hier angeschnittenen Fragen besonders das Verhältnis der Paragneise zu den Glimmerschiefern von Bedeutung.

Die Paragneise unterscheiden sich schon makroskopisch von den Glimmerschiefern durch die feinkörnigere Beschaffenheit, das Zurücktreten des grobschuppig entwickelten Glimmers und ihre oft plattige Ausbildung. Die Quarzfeldspatlagen sind bei den lagenförmig ausgebildeten Typen durch schmalere und häufig kleinschuppigere Biotitlagen getrennt.

Im Schliff zeigen diese Gesteine das oft eintönige Bild der Sedimentgneise. Die Quarze, häufig in Lagen, bilden längliche Körner, mit dem größeren Durchmesser in der Schieferung. Der Feldspat, vorwiegend saurer Plagioklas, tritt in klaren, einschlußfreien Körnern auf, die zwischen den Quarzkörnern verstreut vorkommen. Nicht immer läßt sich Zwillingslamellierung beobachten. Der Biotit tritt entweder in vereinzelt Schüppchen

auf, oder er vereinigt sich zu Lagen, die das Gestein durchziehen. Zum Teil führen diese Paragneise reichlich Sillimanit, der in Strömen das Gestein durchzieht, teils in Glimmer, teils in Quarz eingewachsen sein kann. Die Struktur ist deutlich kristalloblastisch, bzw. lepidoblastisch.

Nie konnte ich in derartigen Gesteinen, die ihren ursprünglichen Gneischarakter noch deutlich erkennen ließen, das Auftreten von Staurolith beobachten. Erst in jenen Typen, die nachweisbar eine starke Durchbewegung mitgemacht haben, tritt dieses Mineral in Form von Porphyroblasten in den Mineralbestand ein. Damit soll nun keineswegs behauptet werden, daß Spuren einer mechanischen Beanspruchung den Paragneisen völlig fehlen. Zerbrochene Biotite, die auseinandergezerrt und mit Albit verkittet sind, Kornzerfall an Quarzen, Beginn der Muskovitbildung, all dies läßt uns erkennen, daß diese wohl von der Hauptdurchbewegung verschonten Paragneise zwischen den eigentlichen Bewegungshorizonten gelegen waren, mit diesen aber durch alle Übergänge verknüpft sind.

Untersuchen wir nun Glimmerschiefer, die sich aus derartigen Gneisen zu entwickeln scheinen, genauer, so zeigt sich, daß die Biotitlagen ausgeschmiert werden und unregelmäßige, flatschige Lagen zwischen den gestreckten, häufig auch zerrissenen Quarz-Feldspatlagen bilden. Im Zusammenhange mit dieser Durchbewegung wird der Biotit gebleicht und in lichten Glimmer umgewandelt. Alle Stadien des Überganges lassen sich in den Schlifften verfolgen. Muskovitgeflechte mit Resten von Biotit in der Mitte, Muskovite mit unregelmäßigen braunen Flecken, zeigen die Entstehung des Muskovites aus dem Biotit deutlich an. Gleichzeitig mit der Bleichung des Biotites scheidet sich am Rande des Glimmers oder in den Spaltrissen reichlich Erz aus. Schließlich liegen Muskovitgeflechte vor, an denen nichts mehr außer das reichlich zwischengeschaltete Erz an den einstigen Biotit erinnert.

Diese Beobachtungen führen zur Erkenntnis, daß die hier beschriebenen Glimmerschiefer als die groblepidoblastisch verschieferten Paragneise zu betrachten sind. Sie entsprechen Zonen stärkster Durchbewegung, in denen der frühere Kata-Mineralbestand der Gesteine unter Bedingungen der Mesozone umgeprägt wurde. Es muß hiebei betont werden, daß die Metamorphose, die diese Gesteine geschaffen hat, destruktiv war. Als Meso-

diaphthorese könnte dieser Vorgang vorläufig, als Mesodiaphthorite die entstandenen Gesteine bezeichnet werden.

Der von manchen Autoren behauptete Übergang der Glimmerschiefer in die Phyllite im Hangenden, der unter anderem als wichtige Stütze für die kontaktmetamorphe Entstehung dieser Gesteine herangezogen wurde, gab Veranlassung, dieser Frage besondere Aufmerksamkeit zu widmen.

An keiner Stelle konnte ein allmählicher Übergang der Glimmerschiefer in die Phyllite beobachtet werden.

Wohl aber scheinen sich diese Behauptungen auf folgende Verhältnisse zurückführen zu lassen. Die Phyllite wurden, wie später noch ausführlich gezeigt wird, im Zusammenhange mit der moldanubischen Überschiebung gleichfalls sehr stark durchbewegt, wobei sich auch hier eine zonare Verschiedenheit in der Stärke der Durchbewegung beobachten läßt. Auch in diesen stark durchbewegten Zonen kam es zur Neubildung von Mineralien, unter denen besonders Biotit- und Staurolithporphyroblasten häufig sind.

Diese dislokationsmetamorph entstandenen Biotit-Staurolithschiefer können nun bei flüchtiger Betrachtung Übergänge in die Glimmerschiefer vortäuschen, wo in Wirklichkeit Konvergenzerscheinungen vorliegen, Anpassungen im Mineralbestand an den gleichen Typus der tektonischen Deformation. Der Unterschied wird aber sofort in die Augen springend, wenn uns die mikroskopische Untersuchung dieser Gesteine darüber belehrt, daß ihre Metamorphose konstruktiv ist, während sie bei den Glimmerschiefern, wie oben gezeigt wurde, destruktiv ist. Es ist unzulässig, derartige Gesteine als „Übergänge“ zu bezeichnen.

Während in den Profilen über die Kuppel des Kepernikgneises eine starke Verschleifung und Auswalzung der Gneise stattgefunden hat und damit das reichliche Auftreten der Glimmerschiefer gerade hier verständlich wird, sehen wir im Nordosten die Serie der kristallinen Schiefer reichhaltiger entwickelt. Amphibolite, Biotit-Plagioklasgneise, Marmore, Injektionsgneise, sind hier reichlicher vertreten. Überall wo diese Gesteine im Zusammenhang mit der moldanubischen Überschiebung durchbewegt wurden, zeigt sich die gleiche Umprägung ihres Mineralbestandes in jenen der Mesozone.

Die von E. Bederke (l. c.) geäußerte Anschauung, daß im Nordosten des Altvatergebirges die Schieferhülle des Kepernikgneises in das normale Devon übergeht, kann ich nicht teilen. Ebensowenig wie in den Profilen über die Kepernikgneiskuppel nach Nordwesten ein Übergang der Gneise und Glimmerschiefer in die Phyllite stattfindet, ebensowenig ist dies hier der Fall. Der gleiche Unterschied in der Art der Metamorphose (konstruktiv einerseits, destruktiv anderseits) besteht auch hier im Nordosten und schließt die Annahme eines allmählichen Überganges beider Gesteinsgruppen, damit aber auch ihr gleiches Alter, mit Sicherheit aus.

Wenn wir für die Phyllite und ihre Einlagerungen mit F. Becke und F. E. Sueß ein devonisches Alter für wahrscheinlich halten (und diese Anschauung wird heute allgemein geteilt), dann müssen die kristallinen Schiefer, die die Hülle des Kepernikgneises bilden, älter als Devon sein.

c) Die Phyllitgruppe. Die hangenden Gesteine der Hochschar-Kepernikkuppel bilden Phyllite mit verschiedenen Einlagerungen von grauen Kalken, weißen kristallinen Kalken, Quarziten, und gelegentlich Amphiboliten. Obzwar aus dieser Gesteinsgruppe bis jetzt noch keine Fossilfunde bekannt wurden, so spricht ihre große petrographische Ähnlichkeit mit sicherem Devon in diesen Gebieten dafür, sie dem Devon zuzurechnen.

Während die dunklen Kalke besonders im SW durch den geringen Grad ihrer Metamorphose auffallen und dadurch im schärfsten Gegensatz zu den graphitführenden moldanubischen Marmoren in ihrem Hangenden stehen, scheint der Grad der Kristallinität in diesen Gesteinen gegen NO hin zuzunehmen. Bei Lindewiese finden wir schöne kristalline Marmore, allerdings ohne Graphit, den Phylliten zwischengeschaltet.

Diese Zunahme der Kristallinität gegen NO kann vielleicht mit der Annäherung an den Friedeberger Granit in Zusammenhang stehen. Es scheint aber auch eine zonenweise stärkere Durchbewegung der Gesteine für den höheren Grad der Kristallinität verantwortlich zu sein. F. E. Sueß hat schon berichtet, daß sich in diesen Marmorzügen an manchen Stellen eine eigentümliche Breccienbildung beobachten läßt. Stücke des dunklen, wenig metamorphen Kalkes schwimmen in rein weißem kristallinem Marmor. Ähnliche Erscheinungen konnte ich gleichfalls in dieser Zone beobachten. Dies alles spricht wohl dafür, daß

die Ausbildung der kristallinen Kalke mit starken Bewegungsvorgängen verknüpft war; die Zertrümmerung der Kalke wurde durch den leicht umkristallisierenden Kalk (der in allen solchen Fällen rein weiß ist) überholt und ihre Spuren sind nur mehr in Relikten erhalten geblieben. Ähnliche Erscheinungen sind in den Gebieten mit alpiner Dislokationsmetamorphose keine Seltenheit.

Im Großen scheint die Lagerung in dieser Zone ruhig, höchstens etwas verschuppt zu sein.

Bei genauerer Betrachtung zeigt sich aber, daß diese Ruhe eine nur scheinbare ist, daß sie das Endstadium einer ungemein starken Durchbewegung und Durchknetung ist, die mit der Annahme eines einfachen Schuppenbaues nicht erklärt werden kann. Häufig findet man Quarzknuern, Quarzlinen in den Marmoren eingeschlossen. Die Quarze sind wild verbogen, ausgewalzt, zum Teil zerbrochen und mit dem Marmor verknetet. Der Marmor selbst umfließt stetig die Bruchstücke. Auch Reste von Phylliten kann man in ähnlicher Weise in den Marmoren finden.

Verfolgt man die Züge im Großen, so kann man häufig ein Auskeilen feststellen, eine zeitweise Unterbrechung und dann ein Wiederaufsetzen des Zuges; durchwegs Erscheinungen, die auf eine starke Streckung, Plättung und Auswalzung zurückzuführen sind, die aber nur unter dem Belastungsdruck einer höheren tektonischen Einheit erzwungen werden konnten. Ein einfacher Schuppenbau, wie er etwa von W. Thust (39) angenommen wird, kann diesen Erscheinungen nicht gerecht werden.

Einen ebenso schönen Einblick in die geologische Geschichte dieser Gesteinsserie liefert uns das Studium der Phyllite.

Diese Phyllite sind häufig wenig metamorphe Gesteine von grauschwarzer Farbe, die an zahlreichen Punkten gut der Beobachtung zugänglich sind. Sie enthalten oft Quarzknuern und Quarzlagen, von denen die größeren zerbrochen und zu geschwänzte linsenförmige Körper ausgezogen sind. Eine starke Streckung, die sich in einer feinen Riefung der Gesteine zu erkennen gibt und die der Ramsauüberschiebung parallel verläuft, ist gleichfalls allgemein zu beobachten. Zonenweise treten in diesen Phylliten Porphyroblasten von Biotit auf, die meist schon mit freiem Auge deutlich zu erkennen sind.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt bei allen Phylliten ziemlich das gleiche Bild. Die weniger metamorphen Gesteine sind ungemein reich an schwarzem Pigment, welches mehr oder weniger geordnet, parallel zur Schieferung angereichert ist. Im Grundgewebe verstreut, bei fortschreitendem Grad der Umwandlung auch in lagenweiser Anordnung, finden sich kleine Quarzkörnchen. An jenen Stellen, an denen eine Auflockerung des Grundgewebes eingetreten ist, ferner in den toten Räumen der Porphyroblasten, deutet eine lokale Vergrößerung der Quarzkörnchen den lebhaften Stoffumsatz an, der im Gestein herrschte.

In diesen Phylliten entstanden während der Metamorphose die Porphyroblasten von Biotit. Sie enthalten dieselben schwarzen Pigmentstreifen, die außerhalb der Porphyroblasten das Grundgewebe durchziehen als Relikte, in verlagelter Form. (Verlagertes si.) Zum Teil ist dies verlagerte si gerade und mit dem Biotitkristall nur einfach gegen die Schieferung verdreht, zum Teil ist das si S-förmig geschwungen. Diese verlagerten Relikte lassen jedenfalls erkennen, daß die Biotitporphyroblasten während und nach ihrer Entstehung gedreht wurden. Wir dürfen daher annehmen, daß die Entstehung der Porphyroblasten von einer lebhaften Durchbewegung des ganzen Gesteinskörpers begleitet war.

Diese Bewegungsvorgänge, die sich aus der mikroskopischen Analyse der Phyllite erschließen lassen, sind aber nur die erste Phase einer Durchbewegung. Sie werden von einer zweiten Phase überdeckt, bei welcher die Durchbewegung unter geänderten Bedingungen stattgefunden haben muß, da ihre Wirkungen im Gestein andere waren als bei der ersten Phase.

Die Spuren dieser zweiten Phase geben sich zunächst in zahlreichen Scherflächen zu erkennen, die das Gestein durchziehen. Diese Zerschneidung des Gesteines macht aber auch nicht an den in der früheren Phase gebildeten Biotitporphyroblasten halt, sondern die Scherflächen setzen oft quer durch die Biotite durch, wobei diese verbogen und zerbrochen werden. Die einzelnen Stücke sieht man dann häufig aneinander verschoben. Diese Art der Umformung gehört offensichtlich einer späteren tektonischen Bewegung an, bei welcher der früher gebildete Mineralbestand zerstört wurde, die Metamorphose daher destruktiv war.

Manche Beobachtung spricht dafür, daß die Richtung der Durchbewegung in beiden Phasen nicht vollkommen überein-

stimmend war. Es läßt sich nämlich wiederholt feststellen, daß in den Phylliten zwei Streckungsrichtungen vorhanden sind, die einen Winkel von etwa 30° miteinander einschließen. Die eine dieser Streckungen steht sichtlich in Zusammenhang mit den Scherflächen, wäre daher der zweiten Phase zuzuordnen, während die andere Beziehungen zur Anordnung der Porphyroblasten vermuten läßt, daher der ersten Phase zuzuordnen wäre.

2. Die Tektonik der Hochschar-Kepernikkuppel

Die individuellen Züge, die der Kepernikgneis, seine Hülle kristalliner Schiefer und die Phyllitzone aufweisen, berechtigen auch vorerst eine getrennte Besprechung der tektonischen Verhältnisse.

Wie schon F. Becke (l. c.) zeigte, ist der Bau im Großen ein scheinbar regelmäßiger primärer Schalenbau mit einer von innen nach außen abnehmender Metamorphose seiner Gesteine. Wir treffen dieses Bild in allen Gebirgen mit einem alpinen Stil ihres Baues in einer bestimmten Zone wieder.

Das tektonische Streichen, die Streckung, hat regional gleichbleibendes Streichen NNO bzw. NO, ihr Fallen wechselt. In den nordöstlichen Teilen des Gebirges neigt sie sich im allgemeinen nach NO, in den südwestlichen Teilen nach SW. Dieser Verlauf des tektonischen Streichens und Fallens zeigt uns, daß wir im Kern des Kepernikgneises eine Kuppel erblicken dürfen, die ihre Kulmination etwa im Gebiete des Dreisteins, südöstlich von Neu-Ullersdorf, besitzt.

Im Südwesten des Brandberges scheint der zu tiefst gelegene Kepernikgneis unter seine Hülle unterzutauchen, westlich von Märzdorf trennt ein breites Band von Glimmerschiefern ihn von einer höheren Einschaltung, die sich dann, immer mehr verschmälernd, nach SW bis ans Marchtal verfolgen läßt.

Nach Nordosten zu bietet sich dem Beobachter ein ähnliches Bild. Schon F. Becke konnte auf seiner Karte das Untertauchen des Kepernikgneises unter seine Hüllgesteine verzeichnen und auch hier treffen wir durch Glimmerschiefer von der Hauptkuppel getrennt, im Hangenden Einschaltungen von Kepernikgneis. F. E. Sueß wies als erster darauf hin, daß diese Lagerungsverhältnisse sich mit Annahme eines einfachen Lakkolithenbaues nicht erklären lassen.

Das Kartenbild, das uns die Tektonik im großen in ähnlicher Weise erfassen läßt wie das Schlibbild die Durchbewegung im kleinen, zeigt uns vielmehr, daß hier ein Granitkörper von horizontalen Bewegungen überwältigt wurde. Die heutige Konkordanz ist keine primäre, sondern sie wurde unter starkem Druck erzwungen. Die höheren Einschaltungen von Kepernikgneis können daher nicht als Apophysen des ehemaligen Granites gedeutet werden, da sich nirgends ein Anzeichen für eine ehemalige durchgreifende Lagerung dieser Gesteine ergibt. Wir müssen vielmehr annehmen, daß es sich um einzelne, von der unregelmäßigen Oberfläche des Granites abgescherte Lagen handelt, die infolge der starken Auswalzung des ganzen Systems den Gneisen und Glimmerschiefern vollkommen konkordant eingeschichtet wurden.

Diese unter dem starken Belastungsdruck einer höheren tektonischen Einheit erzwungene Einschichtung verbietet es auch, irgendwo im Gebiet des Kepernikgneises von einem „konkordanten Intrusionsverband“ zu sprechen; es liegt hier vielmehr ein klarer Fall einer „tektonischen“ oder „transportierten Konkordanz“ im Sinne Heims vor.

Im gut aufgeschlossenen Hochgebirge der Alpen zeigt es sich, daß für jene Teile, die eine unter Belastung erzwungene Konkordanz ihrer tektonischen Elemente besitzen, eine Reihe ganz bestimmter Eigenschaften kennzeichnend ist. Alle diese Erscheinungen treffen wir hier in der gewohnten Weise wieder.

Linsensbau der einzelnen Gneiseinlagerungen, starke Auswalzung und Streckung in den Einschaltungen im Dach und in den randlichen Teilen der Hauptmasse des Orthogesteinskörpers, Abnahme dieser Erscheinungen in den tieferen Teilen desselben bei gleichzeitiger Zunahme einer mehr richtungslos-körnigen Struktur, starke Betonung einzelner Gleitzonen im Hangenden der Gneiskuppel und besonders starke grob lepidoblastische Umformung der Gesteine in solchen Horizonten, während dazwischen liegende Partien von der starken Durchbewegung verschont blieben und ihren ursprünglichen Habitus noch erkennen lassen. Alle diese Vorgänge sind verbunden mit einer Tendenz, den früheren Mineralbestand, gleichgültig welcher Art, in jenen der Mesozone umzuprägen.

Haben wir solcherart erkannt, daß Kepernikgneis und die Gneise und Glimmerschiefer in seinem Hangenden zu einer un-

trennbaren tektonischen Einheit verschweißt sind, so ist nun die Frage nach der tektonischen Stellung der Phyllitzone zu beantworten.

Auch hier liegen die Verhältnisse durchaus eindeutig. Die Phyllitzone ist, als Ganzheit betrachtet, ein Bewegungshorizont erster Ordnung.

Wenn sich auch einzelne mächtigere Kalkbänder über weitere Strecken verfolgen lassen, so tritt doch der Linsenbau gerade dieser Zone deutlich zutage. Nicht an der Grenzfläche der Phyllite gegen das moldanubische Kristallin allein wirkt sich, wie W. Thust (l. c., S. 15) anzunehmen scheint, eine derartige große Überschiebung aus, sondern sie greift tief in die Struktur des liegenden Bewegungshorizontes ein; die Art seiner Umformung und die tektonische Fazies seiner Gesteine sind in erster Linie für die Beurteilung der Überschiebung maßgebend.

Das Auskeilen einzelner Züge, der streng geradlinige Verlauf im großen, die starke Streckung, verbunden mit einer oft wilden Fältelung und Verknetung im kleinen, sind für uns die augenfälligsten Beweise, daß der heutige Zustand nur das Endstadium einer deformierten Gesteinszone darstellt, die von einer Schubmasse überschritten wurde. Hierzu gesellen sich als Nebenerscheinungen Einschichtungen von Gesteinen des Liegenden oder Hangenden, die in unserem Gebiete das Auftreten von Gneis- und Amphibolitzügen in der Zone der Phyllite zur Folge haben.

Früher bereits (15) wurde auf die tektonische Ähnlichkeit dieser Zone mit jener von Kals-Matrei in den Hohen Tauern hingewiesen und die Aufschlüsse im silesischen Gebirge stehen jenen in den Alpen an Klarheit in keiner Weise nach. Um so eigenartiger berührt es, wenn angesichts der geradezu alpinen Großartigkeit der Erscheinungen immer wieder Stimmen laut werden, die die Überschiebung an der Ramsaulinie als eine lokale Verschuppung betrachten wollen.

So vertritt W. Thust (l. c.) die Meinung, daß gerade der Schuppenbau der Phyllitzone gegen die moldanubische Überschiebung spricht; allerdings ohne dabei zu beachten, daß die tektonische Fazies der Phyllitzone ein gewichtiges Argument gegen die von ihm angenommene bloße Aufschuppung des Untergrundes darstellt. Im übrigen sei hier nur kurz darauf hingewiesen, daß sich eine Aufschuppung des Untergrundes und

die Struktur eines Bewegungshorizontes, der unter der Belastung einer tektonisch höheren Einheit geschaffen wurde, so, wohl im großen, als auch im Gestein im kleinen wohl voneinander unterscheiden lassen. Im vorliegenden Falle sprechen nicht nur regionale Erwägungen, sondern in erster Linie das Studium eines jeden Aufschlusses und Dünnschliffes in eindeutiger Weise für die moldanubische Überschiebung und gegen eine bloße Aufschuppung des Untergrundes.

Weitere wichtige Anhaltspunkte für eine Beurteilung des Gebirgsbaues ergeben sich, wenn wir nun die Phyllitzone nach Nordosten verfolgen.

Würde die Phyllitzone von Ramsau-Goldenstein ohne weiteres mit jener zu verbinden sein, die zwischen dem Gewölbe der Teßgneise und dem des Kepernikgneises liegt und in diesem Sinne von F. Becke (1) als eine Einfaltungszone betrachtet wurde, so müßte infolge des nordöstlichen Achsengefälles eine Vereinigung beider, oder zumindest eine deutliche Annäherung beider erfolgen. In gleicher Weise, wie der Kepernikgneis tunnelartig unter die Glimmerschiefer und Gneise seines Hangenden untertaucht, wobei die durch ihn im SW getrennten Züge sich vereinigen, müßten dann die Glimmerschiefer und Gneise unter die Decke der Phyllite untertauchen, wobei eine Vereinigung der Phyllitzone von Goldenstein mit jener von Waldenburg stattfinden müßte.

Aber nichts Ähnliches läßt sich beobachten. Die Phyllitzone streicht, wie die neueren Aufnahmen von Rosival ergeben haben, bis an den Granit von Friedeberg heran, und taucht dann im Nordwesten in der Gegend von Setzdorf wieder auf. Diese Verhältnisse konnte W. Thust (39) bestätigen.

Aber auch im Osten des Friedeberger Granites trifft man Marmorzüge an, die gegen NO zu verlaufen. Man war früher geneigt, eine Teilung der Phyllitzone von Goldenstein am Friedeberger Granit in zwei Äste anzunehmen, von denen der eine westlich, der andere östlich des Granitstockes verlaufen sollte. Es scheint nicht, daß diese Teilung zu Recht besteht. Die Phyllitzone von Ramsau-Goldenstein setzt sich offenbar nur westlich des Friedeberger Granites, wenn auch oberflächlich unterbrochen, zuerst nach NW, dann nach N fort. Die kristallinen

Schiefer im Osten des Friedeberger Granites gehören zur kristallinen Hülle des Kepernikgneises.

Von Wichtigkeit ist in diesem Zusammenhange die Stellung, welche die Gesteine von Setzdorf einnehmen.

Rosiwal (25) hat dieses Gebiet neu kartiert und Thust hat ihm eine Spezialstudie gewidmet. Letzterer kommt zu dem Schlusse, daß die Gesteine von Setzdorf, über deren Zugehörigkeit zu der Phyllitserie Ramsau-Goldenstein erfreulicherweise kein Zweifel besteht, eine von oben in die Gesteine der Löwenkuppe eingeschuppte Partie vorstellen.

In der Tat ist dies ein Erklärungsversuch, der bei alleiniger Beobachtung der heutigen Lagerungsverhältnisse und Nichtbeachtung der tektonischen Fazies der nahelegendste ist. Wir sehen nämlich, wenn wir das abweichende Streichen der Setzdorfer Gesteine zunächst außeracht lassen, daß diese Serie im Nordwesten von den Gesteinen der Löwenkuppe überschoben wird, während sie selbst im Südosten auf die Gesteine der Löwenkuppe aufgeschoben ist. Die erstere Überschiebung ist überdies durch eine starke diaphoritische Zone gekennzeichnet, während eine solche bei der zweiten Störung nicht in der Art entwickelt ist. Schon daraus ließe sich auf die Notwendigkeit, die beiden Störungen verschieden zu beurteilen, schließen.

Es wird aber dieser Erklärungsversuch sofort unmöglich, wenn wir die Art der Umformung der Gesteine selbst, ihre tektonische Fazies, berücksichtigen.

Die Phyllite sind sehr stark gestaucht, mehrfach in Marmor eingeschlossen und mit ihm verknetet. W. Thust, dem diese Erscheinungen nicht entgangen sind, betont selbst, daß der Marmor dort, wo er den Phyllit umschließt, immer „die Merkmale fließender Tektonik“ zeigt, ohne sich allerdings der Bedeutung dieser Beobachtungen bewußt zu werden.

Nie kann nach den heutigen Erfahrungen eine einfache Einschuppung von oben der Gesteinsserie die Merkmale einer fließenden Tektonik aufprägen und im besonderen zu Verknetungen von der Art führen, wie sie bei Setzdorf zu beobachten sind. Bei einer gewöhnlichen Verschuppung verhält sich der Marmor im Vergleich zum weichen Phyllit spröde. Die bei einer gewöhnlichen Verschuppung auftretende Beanspruchung führt bestenfalls zu einer Zerbrechung des Marmors in einzelne

Stücke, wobei diese Bruchstücke dann in dem Phyllit schwimmen. Verknetungen zwischen Marmor und Phyllit bei bruchloser Deformation des Marmors, sind aber nur dann möglich, wenn die Umformung unter starker Belastung und Auswalzung vor sich gegangen ist.

Es ergibt sich daher nicht auf Grund irgendwelcher „Spekulationen“, sondern aus der Beurteilung der Gesteine selbst, also aus tatsächlichen Beobachtungen, die Notwendigkeit, die Gesteinsserie von Setzdorf als ein silesisches Fenster zu deuten, welches durch jüngere Bewegungen herausgepreßt und seinem Südostrand aufgeschoben wurde.

Ungeklärt blieb nach W. Thust das abweichende Streichen der Setzdorfer Gesteine. Indem Thust diese Frage offen läßt, ist ihm entgangen, daß gerade das abweichende Streichen der Setzdorfer Gesteine eine schwere Belastung für seine Annahme einer Einschuppung von oben darstellt.

Die Zone von Ramsau-Goldenstein streicht unbehindert in nordöstlicher Richtung bis zum Sudetenrandbruch. Alle Beobachtungen deuten darauf hin, und daran wird von keinem Beobachter gezweifelt, daß der Zusammenschub dieser Zone von NW gegen SO erfolgte. Die Schuppen streichen auch nach W. Thust NO—SW und sind gegen SO übereinander geschoben.

Es ist nun tektonisch ganz unmöglich, daß bei einer derartig gebauten Schuppenzone im Hangenden der Hauptzone noch eine kleine Schuppe eingeschaltet wäre, die plötzlich ein Streichen nahezu senkrecht zur Hauptschuppenzone hätte. Insbesondere dann ist dies unmöglich, wenn die Verschuppung der Hauptzone und die Einschuppung im Hangenden als ein tektonisch einheitlicher Vorgang aufgefaßt wird, wie dies in der Arbeit von W. Thust der Fall ist. Man müßte zur Erklärung dieser absonderlichen Verhältnisse eine Reihe komplizierter Hilfsannahmen machen, für deren Begründung sich keine Beobachtung in der Natur selbst anführen ließe.

Die Lagerungsverhältnisse fügen sich aber zwanglos in den Gesamtbau dieses Gebietes ein, wenn wir den weiteren regionalen Verlauf der Phyllitzone betrachten.

Die nördliche Fortsetzung der Überschiebung ist nach F. E. Sueß weiter im Westen gelegen als die Zone von Ramsau-

Goldenstein. Auch E. Bederke hat sich kürzlich dieser Auffassung angeschlossen.

Wenn auch die Einzelaufnahmen Rosiwals und die Studien W. Thusts eine Abänderung der älteren Übersichtsaufnahmen insofern ergaben, als ein direktes Umschwenken der Züge sich nicht ohne Unterbrechung verfolgen läßt, so zeigen doch die Bruchstücke dieser Zone im später aufgeschuppten Fenster von Setzdorf, daß der früher im großen angegebene Verlauf richtig ist. Die Zone von Ramsau - Goldenstein biegt nach NW ab, um dann später wieder in die Nordrichtung einzuschwenken. Die abweichende Streichrichtung in dem Gebiete von Setzdorf findet auf diese Weise eine vollkommen zwanglose Erklärung und das Fenster von Setzdorf fügt sich harmonisch in den Gesamtgebirgsbau ein. Jüngere Störungen haben diesen Zusammenhang zerrissen und das heutige Bild geliefert.

In verschiedener Weise wurde versucht, das Umschwenken der Phyllitzone zu erklären.

E. Bederke hat die Ansicht ausgesprochen, daß das Umschwenken vielleicht in ähnlicher Weise gedeutet werden könnte, wie das Einschwenken der verschiedenen Marmorzüge im Hangenden der moravischen Thayakuppel. Dieses Anschmiegen wurde aber unter starkem Druck während der Überschiebung durch die moldanubische Scholle erzwungen und setzt andere Umstände voraus als sie in dem Gebiet von Friedeberg herrschen. Es verlangt, daß zur Zeit der Überschiebung im Untergrund eine kuppelförmige Aufwölbung als Widerlager bereits vorhanden ist, an welche sich die einzelnen Züge anschmiegen müssen.

Im silesischen Gebirge würde dies heißen, daß der Granit von Friedeberg schon vor der moldanubischen Überschiebung dagewesen sein müßte. Bederke tritt aber selbst für ein posttektonisches Alter des Friedeberger Granites ein und in diesem Punkte teile ich seine Meinung. Es war daher zur Zeit der Überschiebung keine Kuppel da, an welche die Züge angepreßt worden wären; der Vergleich mit den Verhältnissen in den moravischen Gebieten ist daher in diesem Punkte nicht zutreffend.

Die einfachste Deutung scheint die zu sein, daß durch den heutigen Anschnitt des gewölbten Daches des Friedeberger Granites die Verschiebung der Phyllitzone nach Westen zu erklären wäre. Die gleiche Deutung für die Verschiebung, nur mit anderer

Auffassung hinsichtlich des Alters des Friedeberger Granites, hat F. E. Sueß gegeben. (37)

3. Die Stellung des Friedeberger Granites.

Zur Gänze im silesischen Gebiete liegt der Granit von Friedeberg. Obzwar er sich schon außerhalb des engeren Untersuchungsgebietes dieser Studie befindet, soll doch auf seine Stellung im Gebirgsbau kurz eingegangen werden.

F. K. Drescher (12) hat diese Granitmassiv „granittektonisch“ untersucht und kommt bezüglich der geologischen Position dieses Granites zu dem Schlusse, daß er auf einer Hauptgesteinsgrenze liegt, dort, wo die March-Bordlinie den Sudetenrandbruch überschreitet. Zur kritischen Beurteilung dieser Auffassung ist es nötig, sich vor Augen zu halten, daß die March-Bordlinie eine tektonische Linie des inneren Baues der Hochschar-Kepernikkuppel darstellt, also älter ist als der Sudetenrandbruch, der mit dem inneren Bau dieses Gebirges keine Beziehung hat. Ebenso verschieden ist aber auch die Art der Bewegung an diesen beiden Störungen: Überschiebung, Verschuppung einerseits, Bruch- und Harnischbildung anderseits.

Es ist tektonisch unzulässig, das Zusammentreffen dieser art- und altersverschiednen Störungen für die Lage des Friedeberger Granites verantwortlich zu machen, besonders wenn man noch bedenkt, daß diese „Hauptgesteinsgrenze“ nur am südlichsten Ende des Granitmassives auftritt, während der Granit von Friedeberg mit dem von Strehlen zu einem einheitlichen Granitmassiv zu vereinigen ist (Closs, 11), also weit nach Norden reicht, wo von einem Einfluß des Sudetenrandbruches für die Ortsstellung des Granitmassives wohl keine Rede mehr sein kann.

Wollen wir die Frage nach der Stellung der Friedeberger Granites im Bau des silesischen Gebirges richtig verstehen, dann müssen wir zunächst trachten, sein Verhältnis zu den tektonischen Hauptbewegungen zu fixieren, also die Frage zu beantworten, ob er älter oder jünger als die Überschiebung ist.

Wäre der Granit von Friedeberg in der Tat von Schubmassen überwältigt worden, dann hätten sich diese Bewegungen in den Randzonen in ganz bestimmter Weise ausgeprägt, zumal der ganze Granitkörper nicht tief unter der Überschiebungsbahn gelegen ist. Es zeigte sich aber überall, wo ich Einblick in die Randzonen

des Friedeberger Granites gewinnen konnte, daß eine mechanische Beanspruchung, die der Überschiebung korrelat wäre, fehlt. Die in der Literatur öfter erwähnten Flaserungen, die auch den Anhaltspunkt für die Annahme einer vortektonischen Ortsstellung gegeben haben, lassen sich nicht in diesem Sinne deuten.

Der Granit von Friedeberg ist also jünger als die eigentliche moldanubische Überschiebung und posttektonisch in Bezug auf diese Bewegungen. (Siehe auch Bederke, 7.)

Wenn daher auch Anhaltspunkte dafür fehlen, daß im Dach des Granitkörpers ein Hinübergleiten höherer tektonischer Einheiten stattgefunden hat, so ist er doch nach seiner Verfestigung einer seitlichen Zusammenpressung unterworfen worden. Vielleicht ist diese seitliche Pressung gleichzeitig mit den postculmischen Verschuppungen erfolgt, deren Wirkungen sich in vielen Teilen des Gebirges beobachten lassen.

Für diese Zusammenpressung nach der Erstarrung spricht die von Drescher (12) genau beschriebene fächerförmige Anordnung der Hauptklüfte. Diese Auffassung des Klüffächers steht im Gegensatz zu jener, die von Cloos und seinen Schülern vertreten wird. Diese sind bekanntlich geneigt, die fächerförmige Anordnung der Klüfte mit dem Aufstiege der Schmelze in Zusammenhang zu bringen, doch sind alle bisher vorgebrachten Beobachtungen für die Begründung dieser Erklärung nicht überzeugend.

Wäre die Cloos'sche Deutung des Klüffächers richtig, dann müßte diese Erscheinung nur auf magmatische Körper, wo eben ein Nachschub der Schmelze in Betracht kommt, beschränkt sein. Dies ist aber nicht der Fall. Man kann den Klüffächer sehr häufig in Gesteinsgruppen beobachten, deren Abstammung aus Sedimenten eine magmatische Erklärung von vornherein unmöglich macht und man findet ihn ebenso bei Sedimentgesteinen; die eine nennenswerte Metamorphose überhaupt nicht erlitten haben. Immer aber tritt die Erscheinung der fächerförmigen Anordnung der Klüfte nur dort auf, wo ein Gesteinskörper, gleichgültig von welcher geologischen Größenordnung und Abstammung, einer seitlichen Zusammenpressung unter bestimmten Bedingungen, ausgesetzt war.

Da es beabsichtigt ist, diese Erscheinungen in größerem Zusammenhange zu besprechen, mögen hier nur zwei Beispiele angeführt werden, die die weite Verbreitung des Klüffächers

unabhängig vom Aufstieg einer Schmelz, zeigen. In ganz großem Maßstabe zeigt sich dieser Fächerbau in den autochthonen Massiven der Westalpen. In einem kleineren Maßstabe kann man die fächerförmige Anordnung der Klüfte bei seitlicher Zusammenpressung in sedimentären Gebieten beobachten, etwa in Ton-schiefern, wie dies auch kürzlich von Born (9) beschrieben wurde.

Mit dieser Deutung des Kluffächers als Pressungserscheinungen am festen Granit vollkommen in Einklang steht die Tatsache, daß diese Klüfte im Gebiet von Strehlen-Friedeberg häufig Chloritbelag besitzen, daß sie Rutschstreifen erkennen lassen und daß sich bei einer Richtungsänderung die Kluffscharen überschneiden. (12, S. 57.) Es sind dies alles Erscheinungen, die sich hier und anderswo wohl nur mit einer Umformung am festen Gesteinskörper und nicht mit dem unmittelbaren Aufstieg der Schmelze in Einklang bringen lassen.

Das regionale Bild, welches sich aus diesen Erwägungen heraus für die Stellung des Friedeberger Granites ergibt, wäre demnach folgendes:

Nach der moldanubischen Überschiebung drang der Granitkörper in das Gefüge des silesischen Gebirges ein. Eine spätere Zusammenpressung, die vielleicht in den umgebenden Gebieten zur Verschuppung führte, konnte den ungefügten Granitklotz nicht überwältigen (zerscheren) und prägte ihm den Kluffächer auf. Die jüngste Bewegung am Sudetenrandbruch verschleierte die primäre Beziehung des Granites zur Phyllitzone; es wird aber im Einklang mit F. E. Sueß das Zurückweichen der Überschiebung nach Westen als eine Folge der Aufwölbung und jetzigen Abtragung betrachtet.

Bei einem Vergleich mit den Alpen wäre die Stellung des Friedeberger Granites im Gebirgsbau ähnlich derjenigen Intrusivmassen, die nach der Überschiebung südlich der Hohen Tauern eindringen.

B. Das Gewölbe der Teßgneise.

Im Südosten der Gneiskuppel der Hochschar erstreckt sich abermals eine Aufwölbung kristalliner Schiefer, die F. Becke (l. c.) von der ersteren unterschieden und als das „Schiefergneisgewölbe des Teßtales“ bezeichnet hat. Zusammensetzung und Bau dieses Gebietes sind von jenem der Kepernikgruppe ver-

schieden, die geologische Geschichte beider ist voneinander abweichend.

1. Gesteinsfolge.

Die Gesteinsfolge dieses Gneisgewölbes ist eine andere als jene der Hochscharkuppel. Im Kern des Gewölbes erscheint hier eine Serie kristalliner Schiefer, die als „Teßgneise“ zusammengefaßt werden. Diese werden von Phylliten und Quarziten des Devons überlagert, wobei die heutige Grenze beider Komplexe eine tektonische Grenzfläche ist.

a) Die Teßgneise. Die Teßgneise bilden eine überaus mannigfach zusammengesetzte Serie kristalliner Schiefer, unter welchen Orthogneise, Paragneise, hybride Gneise, zahlreiche Amphibolite, eine weite Verbreitung besitzen. Es sollte daher vermieden werden, von „einem“ Teßgneis zu sprechen und ganz besonders von „der Intrusion des Teßgneises“ im Gegensatz zu jener des Kepernikgneises. Es muß ausdrücklich betont werden, daß es keinen „Teßgneis“ gibt, der als tektonisch gleichwertiges Glied dem Kepernikgneis an die Seite gestellt werden könnte.

Einen ausgezeichneten Einblick in die Zusammensetzung dieses Gebietes erhält man in dem gut aufgeschlossenen Tal der Teß.

Als tiefstes Glied treten hier schöne geaderte Biotitgneise auf, die schon an ihrem äußeren Bilde erkennen lassen, daß sie echte Misch- oder Injektionsgneise sind. Diese Beobachtungen stehen im Einklang mit den Ausführungen von Preclik (19), der auf das Vorkommen von Injektionsgneisen in diesen Gebieten auf Grund von Stufen aus der Prager Sammlung hinweisen konnte.

Die Adern dieser Gneise sind verschieden mächtig, nie lange anhaltend, immer sehr bald abgequetscht, häufig stark gestaucht und gefältelt und derartig das eigentümliche Bewegungsbild erzeugend, welches alle Injektionsgesteine auszeichnet. Dem Mineralbestand und der Tracht nach haben wir es mit Gesteinen der Katazone zu tun. Durchwegs weisen diese Gesteine eine schön entwickelte kristalloblastische Struktur auf; Plagioklas, Quarz, Biotit, kleine einschlußfreie Granaten bilden die im wesentlichen immer wiederkehrenden Gemengteile dieser Gesteine.

Den Adergneisen zwischengelagert, zum Teil auch selbständig größere Partien bildend, treten plattige Biotitplagioklasgneise auf und Einschaltungen von basischen Gesteinen verschiedener Art,

die namentlich in der Gegend von Zöptau größere Verbreitung gewinnen. Da eine petrographische Detailbeschreibung dieser Gesteine hier nicht beabsichtigt ist, mag die Feststellung genügen, daß wir es auch in diesen Arten mit kristallinen Schiefen der Katazone zu tun haben.

In den kristallinen Schiefen finden wir auch Einschaltungen von Orthogneisen granitischer Zusammensetzung. Sie bilden aber nicht wie im Kepernikgebiet den Kern des ganzen Gewölbes, sondern sie bilden mehr oder weniger mächtige Einlagerungen meist im Hangenden der Injektionsgneise, oft unmittelbar unter den Gesteinen des Devons. Die meisten dieser Orthogneiseinlagerungen sind mechanisch sehr stark beansprucht und in Chloritgneise umgewandelt, ein Vorgang, der, wie schon F. Becke zeigen konnte, mit der Annäherung an die Grenzen des Devons in den verschiedensten Ausgangsgesteinen stattfindet. Alle Beobachtungen konnten die Anschauungen F. Beckes, daß die Chloritgneise kein stratigraphischer, sondern ein tektonischer Horizont sind, bestätigen.

In manchen Fällen ließ sich noch das ursprüngliche Ausgangsmaterial der Chloritgneise feststellen. Sowohl aus Biotitgneisen der Katazone, als auch aus Orthogneisen läßt sich ihre Entstehung verfolgen, wobei die Orthogesteine länger ihren früheren Habitus durchschimmern lassen als die Biotitgneise. Auch hier ist die Stärke der Durchbewegung und damit die der Umwandlung zonenweise verschieden und im allgemeinen deutlich in dem Maße zunehmend, in dem man sich der Devongrenze nähert. Hier schalten sich immer häufiger Chloritphyllo-nite ein, deren Ausgangsmaterial nicht mehr feststellbar ist.

Die Schliffbilder aller dieser Gesteine zeigen übereinstimmende Züge. Zahlreiche Scherzonen, die zum Teil von Mineralneubildungen erfüllt werden, durchziehen das Gestein. Der frühere Mineralbestand wird zerstört unter Neubildung von Albit, Serizit, Chlorit, Epidot, Zoisit. Es handelt sich um eine deutlich destruktive Metamorphose, die sich hier unter den Bedingungen der Epizone vollzogen hat. Von Bedeutung für die Beurteilung dieser Umwandlungsvorgänge ist die Tatsache, daß in jenen Gesteinen, die reicher an Kalifeldspat sind, dieser serizitisiert ist. In solchen Fällen ziehen von den Feldspaten Serizitströme an Scherzonen durch das Gestein, zwischen welchen hin und wieder größere Muskovitschuppen eingestreut sein können. Auch die Plagioklase

sind immer vollkommen von Zersetzungsprodukten erfüllt, nur der Quarz ist immer klar. In biotitreicheren Gesteinen ist der Biotit in Chlorit umgewandelt, so die grüne Farbe dieser Diaphthorite hervorruhend.

Das Endstadium dieser Deformation, welches bald ganz, bald nur angenähert erreicht wird, bilden Phyllonite, die je nach dem Chloritgehalt mehr oder minder grün gefärbt sein können. Im Schlift zeigen diese Gesteine dann ein straffes Chlorit-Glimmergeflecht, zwischen dem Körner von Quarz, Albit, Erz und Epidot eingebettet liegen.

Die stärkste Umformung erlitten die Gesteine unter dem Devon und es wurde daher mit Recht von F. E. Sueß die Basis des Devons als eine Abscherungsfläche großen Maßstabes betrachtet. Zur selben Anschauung gelangte auch E. Bederke (5). Auffallend und für den Gebirgsbau von Bedeutung ist die Tatsache, daß die Zone der chloritischen Diaphthorose im wesentlichen nur an der Südostflanke des Gewölbes entwickelt ist. Klar zeigen sich diese Verhältnisse im tief eingeschnittenen Tale der Teß.

Wandert man etwa von Winkelsdorf den Teßfluß aufwärts, so quert man zunächst die stark durchbewegte Zone der Phyllite und Quarzite mit eingeschuppten Gneisen und Amphiboliten. Starke Faltungserscheinungen lassen sich hier beobachten. Die Falten sind häufig geknickt und neuerdings übereinandergeschoben. Daß diese starke Faltung auf einen aus NW kommenden Zusammenschub zurückgeführt werden muß, beweisen die durchwegs nach SO umgelegten Falten und die in die gleiche Richtung blickenden Faltenstirnen.

Im Liegenden dieser Phyllitzone läßt sich nun die Grenze gegen die Teßgneise direkt beobachten. Sie zeigt keine Umwandlung der Gesteine in Chloritgneise.

Unverkennbar ist aber auch hier die starke Durchbewegung, die keinen Zweifel über die tektonische Natur dieser Grenzfläche zuläßt. Allerdings muß sich die Durchbewegung unter anderen Bedingungen vollzogen haben, als im Südosten. Das Studium der Gesteinsschliffe läßt auch hier die starke Umformung der Gesteine deutlich hervortreten, wobei der frühere Mineralbestand der Katazone zerstört und der Biotit unter gleichzeitiger Erzausscheidung in Muskovit umgewandelt wurde. Zerstörung des Feldspates, Kornzerfall des Quarzes, reichliche Neubildung

von Albit, trägt weiter zur eindeutigen Kennzeichnung der Art der Gesteinsumformung bei und ermöglicht uns die frühere Feststellung.

Unverkennbar ist die Ähnlichkeit der Umformung mit jener der Katagneise im Hangenden des Kepernikgneises. Auch hier findet eine rückschreitende Umwandlung des Mineralbestandes statt; der neugebildete Mineralbestand ist jedoch den Verhältnissen der Mesozone angepaßt, so daß wir von einer Mesodiaphthorose sprechen können, in gleicher Weise wie im Dach des Kepernikgneises. Diese Umwandlung unter ähnlichen Verhältnissen wird durch die noch zu besprechenden petrographischen Eigentümlichkeiten der Phyllite weiter gestützt.

Schreiten wir nun das Teßtal weiter flußaufwärts, so queren wir zunächst tiefere Glieder, unter denen prachtvolle Injektionsgneise vorherrschen. Erst gegen den Talschluß zu, etwas vor Franzens Jagdhaus, stellen sich Anzeichen einer Chloritgneisbildung ein. Hier findet man zunächst noch Typen, die Chlorit und Biotit noch zusammen enthalten können, während bei weiterem Fortschreiten gegen SO der Biotit sehr rasch völlig durch Chlorit ersetzt wird. Auch Orthogesteine stellen sich hier als Zwischenlagerung ein. Körnige oder phyllonitische Chloritgneise bilden den herrschenden Typus.

Am Hang gegen den Maiberg läßt sich dann das Untertauchen der Diaphthoritzone unter die schwarzen Phyllite und die Quarzite des Zuges Maiberg — Hohe Haide beobachten.

b) Die Gesteine der Phyllitzone. Die Gesteine des Devon, die im Südosten die Teßgneise überlagern, sind in letzter Zeit mehrmals in ihren wesentlichen Eigenschaften charakterisiert worden (5, 31). Es mag daher kurz darauf verwiesen werden, daß auf Grund der Fossilfunde von Würbental usw. die Stellung dieser Gesteine ins Devon sichergestellt ist; schwarze Phyllite, lichte Quarzite, Grünschiefer sind die herrschenden Gesteinsglieder dieser Serie.

Ebenso herrscht erfreulicherweise Übereinstimmung darüber, daß diese Gesteine tektonisch stark durchbewegt wurden. Nordöstlich verlaufende Streckung, die besonders schön an den Phylliten zu beobachten ist, steht in Übereinstimmung mit der Durchbewegungsrichtung aus Nordwesten. Die mechanische Auswalzung der Quarze, reichliche Neubildung von Serizit, sind kennzeichnend für die Umstände, unter welchen eine Umformung

dieser Gesteinsserie stattgefunden hat. Mit Recht wird betont, daß diese konstruktive Metamorphose der Quarzite und Phyllite korrelat der destruktiven Metamorphose der Teßgneise ist.

Einen auffallenden anderen Grad der Metamorphose zeigen jene Phyllite und Quarzite, welche die Teßgneise im Nordwesten überlagern.

Wohl treten auch in diesem Zuge gewöhnliche schwarze Phyllite auf (Waldenburg), doch entwickeln sich aus diesen Gesteinen, worauf schon F. Becke (1) hinwies, Biotitporphyroblastenschiefer. Gleichzeitig mit dem Biotit tritt dann gerne Staurolith und Granat in den Mineralbestand des Gesteines ein. Am Eingang des Teßtales sind diese Gesteine sehr schön entwickelt, aber noch weiter im Süden, im Dreigraben bei Wiesenberg, sind sie anzutreffen. In diesem Zusammenhange muß aber betont werden, daß diese Gesteine sich in der Art ihrer Metamorphose von den Granat-Staurolithglimmerschiefern des Kepernikgewölbes wohl unterscheiden lassen, so daß hier nicht an etwaige „Übergänge“ gedacht werden darf.

Die mikroskopische Untersuchung dieser Gesteine lieferte auch hier einen Einblick in ihre Entstehung.

Zunächst tritt in jedem Schliff die starke Durchbewegung deutlich hervor. Kleinfältelung ist in geeigneten orientierten Schliffen zu beobachten, Scherzonen durchziehen das Gestein, häufig die Falten zerschierend und die einzelnen Faltenstücke aneinander verschiebend; sie sind daher jünger als die Faltenbildung.

Diese beiden Phasen der mechanischen Beanspruchung der Gesteine prägen sich auch im Mineralbestand aus. Während der Fältelung der Gesteine entstanden Porphyroblasten von Biotit und Staurolith. In weniger stark durchbewegten Partien kann man häufig noch erkennen, daß diese Biotite verlagertes si enthalten. Ist die Biotitbildung reichlicher, dann schließen sich die neugebildeten Biotite zu Zügen zusammen, die besonders gerne die Faltschenkel besetzen.

Staurolith, der in diesen Phylliten gleichfalls ein häufiger neugebildeter Gemengteil ist, ist meist in kurzen, gedrungeuen Säulen entwickelt und reich an dunklen Einschlüssen. Verlagertes si, öfter in S-förmig angeordneten Zügen, wurde wiederholt beobachtet.

Bemerkenswert ist die Anordnung und Ausbildung der Staurolithe in bezug auf die Kleinfältelung. Trotz der nachträglichen Zerschering der Gesteine läßt sich oft noch feststellen, daß sie teils an den Faltschenkeln, teils am Scheitel der Falten gelegen waren. Im ersten Falle sind sie immer so angeordnet, daß sie mit ihrer längeren Achse parallel zum Schenkel der Falte liegen; sie sind dann dem Biotit zwischengeschichtet und meist schlanker entwickelt. Im zweiten Falle, am Scheitel der Falten, sind sie immer quergestellt und meist gedrungen ausgebildet. In den toten Räumen verstellter Staurolithkristalle trifft man Quarz, in klaren, mechanisch unversehrten Körnern angesiedelt. Die Ähnlichkeit dieser Erscheinungen mit jenen, die Backlund an stark durchbewegten Gesteinen des Taymirgebietes studieren konnte, ist auffallend.

Aber auch hier folgen der Bildung der Porphyroblasten tektonische Bewegungen. Diese führten zu keiner Fältelung der Gesteine mehr, auch zu keiner weiteren Ausgestaltung der vorhandenen Fältelung. Sie mußten daher unter anderen Bedingungen stattgefunden haben. Im Schliff bildet sich diese zweite Durchbewegung des Gesteines in zahlreichen Scherzonen ab, die unabhängig von der früheren Fältelung quer durchziehen, Porphyroblasten und Falten zerschneidend.

Diese Verhältnisse gestatten uns die Entstehung der Biotit-Staurolithschiefer zeitlich zu gliedern. In Übereinstimmung mit den bisherigen Ergebnissen zeigt sich auch hier in großen Zügen eine Zweiphasigkeit. Die Entstehung der Porphyroblasten von Biotit und Staurolith war, wie die Fältelung und die verlagerte interne Reliktstruktur beweist, von Bewegungsvorgängen begleitet. Auch hier haben wir eine Überdeckung während der Durchbewegung durch eine tektonisch höhere Einheit anzunehmen und wir werden nicht fehlgehen, in dieser Einheit die moldanubische Scholle zu erblicken. Die zweite Phase der Durchbewegung führt zu einer Zerschering des ganzen Gesteines, die aber noch unter Bedingungen vor sich gegangen sein mußte, welche eine Neubildung von Chlorit ausgeschlossen haben.

Auffallend und schon von F. Becke betont, ist die Tatsache, daß in der Gegend von Waldenburg die Phyllite stellenweise gar keine Biotit- und Staurolithneubildungen zeigen, daß die Neubildung dieser Mineralien in der Richtung nach Südwesten zunimmt. Diese Zunahme des Grades der Metamorphose wird

uns aber verständlich, wenn wir beachten, daß wir bei Waldenburg infolge des Achsengefälles in tektonisch höheren Lagen uns befinden, während wir im Südwesten in eine Zone gelangen, die bei der Durchbewegung eine tiefere Lage inne hatte.

Die Phyllitzone selbst wird durch die Gneiseinschaltung vom Uhuberg geteilt. F. Becke, welcher die Streifen von Phyllit als Mulden betrachtet, erblickt in folgerichtiger Verfolgung dieses Gedankens in dem Gneiszug des Uhuberges eine Antiklinale. In dieser Zone der mittleren Phyllite haben wir heute eine Zone stärkster Zusammenpressung und tektonischer Beanspruchung zu erblicken, die sich einerseits auf die moldanubische Überschiebung, anderseits auf den Widerstand des Gewölbes der Teßgneise zurückführen läßt. Auf die Zunahme der tektonischen Beanspruchung der einzelnen Gesteinszüge der Hochscharkuppel mit Annäherung an die Zone der mittleren Phyllite wurde schon früher hingewiesen. Alle diese Erscheinungen deuten darauf hin, daß der Gneiszug des Uhuberges als eine Schuppe aufzufassen ist, die zwischen die Phyllite hineingepreßt wurde. Die Annahme einer Entstehung dieser Schuppen aus Falten, ist hiebei nicht nötig und nach den vorliegenden Beobachtungen auch nicht wahrscheinlich.

Auch an den Gesteinen des Uhuberges läßt sich die starke Durchbewegung in jedem Schliiff deutlich erkennen. Zerstörung der Feldspate, Neubildung von reichlich Muskovit sind die bezeichnenden Merkmale. In den nordöstlichen Teilen dieses Zuges tritt, in Uebereinstimmung mit der früher geschilderten tektonisch höheren Lage dieser Gebiete, auch Chlorit in den Mineralbestand ein.

2. Die Tektonik des Teßgewölbes.

Das Gebiet der Teßgneise zeigt einen ähnlichen Gewölbebau wie die Kuppel der Hochschar und des Kepernik. Es wurde indessen festgestellt, daß diese Ähnlichkeit sich nur auf die rein äußerlichen Lagerungsverhältnisse bezieht, auf das nordwestliche Verfläichen in den nordwestlichen Teilen, auf das Kulminieren und spätere südöstliche Verfläichen in einzelnen südöstlich gelegenen Teilen.

Bei genauerem Vergleiche beider Kuppeln zeigen sich aber Unterschiede, die in der verschiedenen tektonischen Stellung beider Gebiete ihre Begründung haben. Dem kristallinen Kern des

Gewölbes der Teßgneise fehlt die strenge, erzwungene Regelmäßigkeit, wie sie das Hochsargebiet kennzeichnet. Besonders im Südwesten macht sich das Fehlen dieser Regelmäßigkeit deutlich bemerkbar.

Für die Beurteilung der tektonischen Stellung des Teßgewölbes scheint ferner die Tatsache von Bedeutung zu sein, daß der Grad der Metamorphose der kristallinen Schiefer im Kern, am nordwestlichen und südöstlichen Gewölbeschenkel ein verschiedener ist. Im Kern treten Gesteine mit den Merkmalen der Katazone auf, am nordwestlichen Gewölbeschenkel fand eine Umformung dieser Katagesteine unter Bedingungen statt, welche bestrebt waren, den Mineralbestand in jenen der Mesozone überzuführen, während im südöstlichen Schenkel gleichfalls eine Umformung, aber unter den Bedingungen der Epizone vor sich gegangen ist.

All dies läßt uns erkennen, daß das Gneisgewölbe des Tessaletales keine einfache kuppelförmige Aufwölbung des Untergrundes darstellt, sondern daß bei seiner Entstehung mehrere, zum Teil zeitlich verschiedene Momente eine Rolle spielen. Insbesondere zeigen Studien in den südwestlicheren Teilen, daß eine Verschuppung, die jünger ist als die Überschiebung, das heutige Bild beherrscht.

Diese Verschuppung, die postculmisches Alter hat, da auch der Culm zum Teil miteinbezogen erscheint, kann besonders an der südöstlichen Seite häufig ein Einfallen nach NW hervorrufen. Es dürfte daher auch die im mittleren Teil zu beobachtende Aufwölbung des kristallinen Teiles der Teßgneise zum Teil auf diese jüngere Herauspressung des ganzen Gneiskörpers zurückzuführen sein.

Der kristalline Kern des Teßgewölbes wird nun von devonischen Sedimenten ummantelt, deren Trennungsfläche vom kristallinen Untergrund eine Abscherungsfläche großen Stils ist. (37, 5, 31.)

Die südöstliche und mittlere Phyllitzone im engeren Altvatergebirge ist zwar durch kristalline Schiefer voneinander getrennt, ihre Zusammengehörigkeit wird aber offenbar, wenn man die Züge nach NO verfolgt.

Nach Rosiwal (24/25) setzen sich die Phyllite, wenn auch unterbrochen, über Waldenburg nach Nordosten zu fort, und vereinigen sich dann mit der südöstlichen Phyllitzone, die über

Karlsbrunn, Würbental nach Zuckmantel streicht. Wie schon früher betont wurde, verhalten sich diese beiden Phyllitzonen vollkommen unabhängig von jener von Goldenstein, so daß ihre unmittelbare Vereinigung zu Resten einer devonischen Einfaltung unwahrscheinlich erscheint.

Gegen eine derartige unmittelbare Verbindung scheint auch die Tatsache zu sprechen, daß die Züge bei Goldenstein reichlich mit Kalken vergesellschaftet sind, wobei die Quarzzüge zurücktreten, während dies beim mittleren und südöstlichen Phyllitzuge gerade umgekehrt ist: Kalke treten zurück, Quarzite, oft mit konglomeratischen Strukturen herrschen vor. Es scheint daher zwischen dem Phyllitgebiet von Goldenstein einerseits und dem mittleren und südöstlichen andererseits auch ein gewisser stratigraphischer Unterschied zu bestehen.

III. Der Bau des silesischen Gebirges.

Wurde bisher getrachtet, die für eine tektonische Analyse des silesischen Gebirges wichtigen Einzelbeobachtungen zusammenzustellen, so soll nun versucht werden, diese Einzelbeobachtungen zu einem Gesamtbild zu vereinigen. Leitend ist hierbei die strenge Korrelation zwischen der tektonischen Gesteinsfazies einerseits und der Gebirgsfazies andererseits. Aus der Beurteilung der Gesteine selbst, muß sich bei entsprechender Berücksichtigung ihrer Lagerung der Bau des Gebirges erschließen lassen.

Wenn wir, von diesem Gesichtspunkt ausgehend, das bisher Gesagte überblicken, so ist vor allem trotz der äußeren Ähnlichkeit die mehrmals betonte innere Verschiedenheit der beiden Gneisgewölbe in die Augen springend.

In der tektonischen Gesteinsfazies aller Gesteine der Hochschar-Kepernikkuppel prägt sich die Tatsache aus, daß ihre Herausbildung im kleinen und die strenge Konkordanz im großen unter dem Druck der darüber wandernden moldanubischen Scholle erfolgt ist. In diesem Sinne ist die Kepernikkuppel von einem streng einheitlichen Baustil beherrscht. Nichts analoges läßt sich im Gegensatz dazu an dem Gewölbe der Teßgneise erkennen. Im Gebiet der schmalen mittleren Phyllitzone treten nun diese beiden verschieden gestalteten tektonischen Einheiten in Beziehung zueinander und es ist klar, daß die Art dieser

Beziehung für die Analyse des Gesamtbaues des silesischen Gebirges von Bedeutung ist.

F. Becke (1) hat, wie bereits erwähnt wurde, 1892 die schmale Verbindungszone beider Gneisgewölbe, entsprechend den damaligen tektonischen Vorstellungen, als eine einfache Einfaltung gedeutet, und wurde in dieser Deutung offensichtlich durch die muldenförmige Aufbiegung der Gneise und Glimmerschiefer westlich vom Roten Bergpaß bestärkt. Auch das von ihm beobachtete kleine Quarzitvorkommen in dieser Region scheint zugunsten einer einfachen Verfaltung zu sprechen.

Würde man eine derartige, wenig tiefe Einfaltung in der Grenzregion beider Gewölbe annehmen, wie sie in dem Profil von F. Becke zum Ausdruck gebracht wurde, dann würde das Kepernikgewölbe dem Gewölbe der Teßgneise unmittelbar gleichzusetzen sein; beide liegen direkt unter dem Devon.

Vieles spricht aber gegen eine wenig tiefe Einfaltung. Steigt man von den Höhen des Gewölbes der Teßgneise gegen Nordwesten ab, so sieht man, wie die Gesteinszüge der mittleren Phyllitzone ein immer steileres Verfläichen nach Nordwesten erkennen lassen, bis nahe der eigentlichen Grenze das Einfallen an manchen Punkten vollkommen saiger ist. Gleichzeitig nimmt in der Grenzregion die Stärke der mechanischen Beanspruchung deutlich zu. Ein schmaler Zug von Kepernikgneis unmittelbar an der Grenze läßt schon äußerlich an seiner reichen Muskovitführung, an dem extremen Lagenbau die stärkere Beanspruchung im Vergleich zu weiter westlich gelegenen Gebieten erkennen, die auch bei der Schliiffuntersuchung ihre vollständige Bestätigung findet. Eine symmetrische Anordnung der Gesteinszüge der Phyllitzone, wie sie auch bei einer zusammengeklappten Mulde wenigstens andeutungsweise vorhanden sein müßte, fehlt hier vollständig. Alle Einzelbeobachtungen deuten nur auf einen Zusammenschub aus Nordwesten.

Im Gegensatz zu dieser steilen Stellung in der Phyllitzone steht die flache Mulde in unmittelbarer Nachbarschaft /des Rotenbergpasses, die ihre nächste Fortsetzung bilden sollte.

In neuerer Zeit hat E. Bederke (5) versucht, die tektonische Stellung des Kepernikgneises in bezug auf das Gewölbe der Teßgneise kurz zu skizzieren.

Bederke kommt, sichtlich unter dem Einfluß der Clooschen Vorstellungen über die Bedeutung der Gneis-Sedimentgrenze

für granitische Intrusionen, zu dem Schlusse, daß der Kepernikgneis sich zwischen Teßgneise und Devon einschiebt und daß er „sich auf der Abscherungsfläche, die den Faltenbau des Devons von seinem Untergrund trennt, ausgebreitet hätte“.

Die Anschauung Bederkes fußt auf der Meinung, daß der Kepernikgneis seine heutige Struktur primär erhalten hätte, ferner auf der Anschauung, daß die Gneise und Glimmerschiefer im Hangenden des Kepernikgneises kontaktmetamorph verändertes Devon sind. Es wurde früher an Hand von eindeutigen petrographischen Beobachtungen der Nachweis geführt, daß diese Meinung nicht aufrecht erhalten werden kann; die Lage des Kepernikgneises und die Abscherungsfläche des Devon sind zwei vollkommen verschiedene Dinge, die nichts miteinander zu tun haben.

Die Einzelbeobachtungen über die Lagerung der Gesteine der mittleren Phyllitzone, die tektonische Fazies dieser Gesteine zwingen uns, ihre Stellung im Gebirgsbau anders zu erklären. Die mittlere Phyllitzone ist eine Region stärkster Zusammensetzung; jene Region, in der der Widerstand, den das Gewölbe der Teßgneise dem herangeschobenen Hochschar-Kepernikgewölbe leistete, zur Auswirkung gelangte. Unter Zugrundelegung dieser Erklärung lassen sich der Schuppenbau dieser Zone, ihre stärkere Beanspruchung, die im einzelnen wilde, im großen jedoch auf einen einheitlichen Zusammenschub aus Nordwesten deutende Fältelung verstehen und dem gesamten Gebirgsbau einordnen. Es wird auch verständlich, daß in höheren Regionen die Stauchung eine geringere war und dadurch die Gesteine westlich vom Rotenberg-Paß nur eine flache Einmuldung zeigen.

Das Verhältnis der beiden Gneisgewölbe läßt sich daher so verstehen, daß unter dem Druck der überschobenen moldanubischen Scholle das Hochschar-Kepernikgewölbe an das Gewölbe der Teßgneise herangepreßt wurde.

Gegen eine Vereinigung dieser beiden Gewölbe zu einer Einheit, „wie es F. E. Sueß in seinen moravischen Fenstern tut“, hat sich E. Bederke (l. c.) ausgesprochen. Das verschiedene Einzelschicksal, welches die beiden Gewölbe erlitten haben, kann aber über die Tatsache nicht hinwegtäuschen, daß beide durch einen tektonischen Vorgang zu einer Einheit höherer Ordnung zusammengefügt wurden. Die Vereinigung beider zu dem silesischen Gebirge ist daher wohl begründet.

Von Wichtigkeit für den Bau des silesischen Gebirges ist die Frage, wie weit die Überschiebung durch die moldanubische Scholle gereicht hat. F. E. Sueß (34) hat erkannt, daß nicht das ganze silesische Gebirge von der moldanubischen Scholle überdeckt war und er nimmt an, daß die Überschiebung bis etwa zum Rotenberg-Paß gereicht hat.

Die tektonische Fazies der Gesteine setzt uns aber in die Lage, die Reichweite der Überschiebung genauer festzulegen. Es wurde oben gezeigt, daß die unter dem Druck der darüber gleitenden moldanubischen Scholle umgeformten Gesteine durch eine Reihe ganz bezeichnender Merkmale ausgezeichnet wurden. Wir finden nun Gesteine der gleichen Art der tektonischen Umformung auch noch östlich des Rotenberg-Passes. Die den Teßgneisen auflagernden Gesteine der Phyllitzone sind in ihrer tektonischen Fazies jenen der Zone von Ramsau—Goldenstein gleichzustellen (Bildung von Biotit-Stauroolithporphyroblastenschiefer) und auch die unmittelbar unter der mittleren Phyllitzone lagernden Teßgneise zeigen eine Umformung (Umwandlung unter reichlicher Muskovitbildung), für welche wir die Überlagerung durch eine tektonisch höhere Einheit anzunehmen haben. Auch die Fältelung, Stauchung und Ausplättung verlangt eine tektonische Überlagerung während der Durchbewegung.

Wenn wir diese Verhältnisse nun berücksichtigen, so kommen wir zur Erkenntnis, daß die Überdeckung durch die moldanubische Scholle auch noch ein Stück über das Gewölbe der Teßgneise gereicht hat.

Was die zeitliche Festlegung dieser großen Überschiebung betrifft, so erfolgte sie im ganzen moravisch-silesischen Gebirge postdevonisch aber vorculmisch. Ausschlaggebend für diese Festlegung ist die Erfahrung, daß die Gesteine des Devons überall von der Überschiebung erfaßt wurden, daß aber der Culm bereits an zahlreichen Stellen über der abgetragenen Überschiebung transgrediert (34). Auch im Altvatergebirge zeigte sich, daß weder in der nordwestlichen noch in der mittleren Phyllitzone Gesteine auftreten, welche in Bezug auf ihr Alter culmverdächtig sind; wohl aber ist das devonische Alter der Gesteine sichergestellt. Wir sind daher auch hier zur Annahme berechtigt, daß die Überschiebung nach Ablagerung des Devons, jedoch vor der Ablagerung des Culm erfolgte.

Die moldanubische Überschiebung war aber nicht der letzte Akt der Entstehung des silesischen Gebirges. Wie die Untersuchung der Schlotte und die Verhältnisse im großen erkennen ließen, wurde das ganze Gebiet, moldanubisch und silesisch, nochmals einem aus dem Nordwesten kommenden Zusammenschub unterworfen. Diese Beanspruchung fand aber ihre Auslösung nicht in weitreichenden Überschiebungen, sondern in einer Zerlegung des Gebirgskörpers in einzelne Schuppen.

Auch diese Bewegungen bildeten sich im Gefüge der betroffenen Gesteine ab. Da aber die Bedingungen der Umformung andere waren als in der vorhergehenden Phase, finden wir mit ihnen in Zusammenhang eine Zerschering der Gesteine, Zertrümmerungserscheinungen, die in besonders stark beanspruchten Gebieten mit reichlicher Neubildung von Chlorit verbunden waren.

Die Spuren dieser Schuppenbildung treffen wir sowohl in der Kuppel der Hochschar als auch im Gewölbe der Teßgneise an. Besonders stark wurde das letztere davon betroffen. Es scheint, daß bei dieser Verschuppung das ganze Teßgewölbe etwas herausgehoben wurde. Der weitere Zusammenschub führte zu einer Verschuppung des Devons mit seinem Untergrunde. Die Abscherungsflächen des Untergrundes wurden hiebei unter Epibedingungen diaphthoritisiert, das Devon zum Teil leicht metamorph.

Die Art der destruktiven Metamorphose der Unterlage des Devons und jene der konstruktiven des Devons spricht hiebei gegen die Überlagerung durch eine tektonisch höhere Einheit während der Bewegung und für das Vorhandensein oberflächennaher Bedingungen. Da von diesen Bewegungen auch noch der Culm ergriffen wurde, müssen wir ein postculmisches Alter für sie annehmen.

Unter dem abgescherten Devon, zum Teil mit ihm verschuppt, kommen an verschiedenen Stellen Gesteine des Untergrundes zutage, die in ihrer heutigen Lage als verschuppte Fenster betrachtet werden können.

In jüngster Zeit hat sich H. Becker (4) mit diesen Gneisvorkommen näher beschäftigt und über die Ergebnisse seiner Studien berichtet. Er gelangt zur gerade entgegengesetzten Anschauung über die Lagerungsform dieser Gneise und erblickt in ihnen Deckschollen, deren ursprüngliche Auflagerung auf dem Devon durch die jüngere Verschuppung verschleiert wurde.

Verfolgen wir die Lagerungsverhältnisse an den Grenzen zwischen Gneis und Devon, so sind, soweit die nicht immer günstigen Aufschlüsse eine Beurteilung überhaupt gestatten, Stellen zu beobachten, an denen der Gneis unter das Devon einfällt, ebenso aber auch Stellen, an welchen das Devon unter den Gneis einfällt. Becker betrachtet nun letztere als die primäre Lagerung und erstere als Verschuppung. Nichts hindert aber, gerade das Umgekehrte für richtig zu halten.

Es ist klar, daß bei derartigen zweideutigen Verhältnissen weiter ausgreifende Beobachtungen herangezogen werden müssen, um diese Frage zur Entscheidung zu bringen. Es zeigt dieser Fall sehr deutlich, daß bei Nichtbeachtung der tektonischen Gesteinsfazies und der regionalgeologischen Verhältnisse aus an sich richtigen Detailbeobachtungen eine grundfalsche Tektonik abgeleitet werden kann.

Von ziemlicher Bedeutung für die Beurteilung dieser Gneisfenster ist zunächst die Tatsache, daß ihre tektonische Gesteinsfazies vollkommen übereinstimmt mit jener, die wir im oben geschilderten Gebiet unter dem Devon, in der Ausbildung als Abscherungshorizont des Devons, beobachten konnten. Schon aus der mikroskopischen Prüfung der Gneise läßt sich erkennen, daß etwas über die Gneise darüber gegangen sein muß und nicht umgekehrt.

Aber noch augenfälliger wird die Unrichtigkeit des Becker'schen Erklärungsversuches bei Beachtung der regionalen Verhältnisse.

Das Kristallin bei Frankstadt, Nebes. Zöptau usw. steht ja in direkter Verbindung mit den Gneisen des Teßtales und dort läßt sich vollkommen eindeutig feststellen, daß die Gneise den Untergrund des Devon bilden, daß das Devon von den Gneisen durch eine Abscherungsfläche getrennt ist. Wäre die Beckersche Anschauung richtig, dann wäre das ganze Tessgewölbe eigentlich eine Deckscholle (!!!) und die heutigen Lagerungsverhältnisse müßten mit höchst komplizierten Annahmen erklärt werden.

Es kann daher bei Berücksichtigung der Gesteinsfazies und der regionalen Verhältnisse nicht der geringste Zweifel darüber bestehen, daß die im Devon erscheinenden Inseln kristalliner Gesteine keine Deckschollen sind. Es sind Teile des

Untergrundes, die durch die Verschuppung stellenweise dem Devon aufgeschoben wurden.

Fassen wir das bisher Gesagte über den Bau des silesischen Gebirges zusammen, so läßt sich folgendes erkennen:

Nach Ablagerung des Devons, jedoch vor der Bildung des Culm, erfolgte die moldanubische Überschiebung. Unter der Last der nach Südosten gleitenden moldanubischen Scholle erhielt die Hochschar-Kepernikkuppel ihre konkordante Prägung, die unmittelbar unter der Überschiebungsbahn gelegenen Sedimente des Devon den kennzeichnenden Linsenbau der Bewegungshorizonte. Gleichzeitig wurde die Hochschar-Kepernikkuppel nach Südosten an das autochthone Gewölbe der Tetschneise gepreßt und zum Teil gestaucht. Da die moldanubische Scholle das Gewölbe der Tetschneise noch ein Stück überwältigte, erlitten die mittlere Phyllitzone und der nordwestliche Schenkel des Tetschgewölbes die gleiche Art der Umformung wie die Gesteine der Kepernikkuppel. (Profil I.)

Postculmisch erfolgte eine abermalige starke Zusammenpressung des Gebirges in der NW—SO-Richtung. Im Zusammenhang mit dieser Zusammenpressung kam es zur Ausbildung einer Schuppenstruktur, die den ganzen Gebirgskörper erfaßte. In verschiedenen Zonen wurden Teile des Untergrundes heraufgepreßt. Das Devon im Südosten wurde von seinem Untergrund abgeschert, nach Südosten verschoben und mit den Gneisen in seinem Liegenden verschuppt. (Profil II.)

IV. Über die Metamorphose im silesischen Gebirge.

In innigem Zusammenhang mit den tektonischen Vorgängen im silesischen Gebirge steht die wechselnde Art der Gesteinsmetamorphose, welche wir in verschiedenen Teilen dieses Gebirges antreffen. Scharf drückt sich in ihrer Art die Geschichte des betreffenden Gebirgsstückes aus; trotz aller Verschiedenheiten in den Einzelheiten erkennen wir, daß das gleiche geologische Schicksal die Gesteine in der gleichen Richtung zu verändern trachtet. In der folgenden Tabelle ist der Versuch gemacht, diese Erscheinungen übersichtlich darzustellen.

Wir erkennen bei einer zusammenfassenden Betrachtung der Gesteinsmetamorphosen im silesischen Gebirge, daß die meisten Gesteine polymetamorphe Gesteine sind. Sie verdanken nicht

Übersicht über die Metamorphose im silesischem Gebirge.

Zeit	Geologischer Vorgang	Art der Metamorphose	Zone von:				
			Ramsau-Goldenstein	Kepernik-Hochschar-Kuppel	Mittlere Phyllitzone	Teßgewölbe	Phyllitzone von Maiberg-Würbental
—	—	Regionalmetamorphose	—	Kristalline Schiefer in Katafazies	—	Kristalline Schiefer in Katafazies	—
Vordevon	Intrusion des Kepernikgranites	Kontaktmetamorphose	—	Geringe Spuren, vielleicht K-Abgabe ins Nebengestein	—	—	—
Postdevon aber vor culm.	Überschiebung der moldanubischen Scholle	Dislokationsmetamorphose u. zwar:	Reichweite der moldanubischen Überdeckung				
			Konstruktiv: Serizitphyllite, Biotitporphyroblastenschiefer etc.	Destruktiv: Meso-Diaphthorese. Auswalzung u. Umprägung d. Kepernikgneises Lepidoblastische Verschieferung d. Katagneise, Bildung v. Stauroolithglimmerschiefer.	Konstruktiv: Serizitphyllite, Biotit- und Stauroolithporphyroblastenschiefer	Destruktiv: Mesodiaphthorese, Glimmerschiefer	Destruktiv: ? Beginn d. Epidiaphthorese, Chloritgneise.
Postculm	Stärkerer Zusammenschub, Verschuppung, z. T. Aufschuppung d. Untergrundes	Zonare Dislokationsmetamorphose und zwar:	Destruktiv: Kataklase, Zerschierung d. Porphyroblasten	Destruktiv: Epidiaphthorese, Chloritgneise.	Destruktiv: Kataklase, Zerschierung d. Porphyroblasten	Destruktiv: Epidiaphthorese, Chloritgneise.	z. T. Konstruktiv , z. T. Destruktiv : Serizitphyllit und Quarzite, Ausbildung mechanischer Struktur.

einem einzigen Akt ihre heutige Beschaffenheit, sondern mehrere zeitlich- und artverschiedene Metamorphosen überdecken sich.

Wenig Sicheres läßt sich vorläufig über die ältesten Metamorphosen aussagen. Ihre Zuordnung zu einem geologischen Vorgang kann derzeit noch nicht vorgenommen werden. Es kann jedoch als feststehend betrachtet werden, daß die Intrusion des Kepernikgranites bereits hochmetamorphe kristalline Schiefergesteine von wechselnder Zusammensetzung angetroffen hat. Das Vorkommen von Sillimanit in den später dislokationsmetamorph veränderten Gneisen sagt uns, daß die kristallinen Schiefer in der Fazies der Katazone vorlagen. Auch die Kalksilikatgesteine, die Injektionsgneise, die zahlreichen Amphibolite, lassen den ursprünglichen Katacharakter der kristallinen Schiefer noch heute erkennen.

Fraglich ist ferner der Einfluß, den die Intrusion des Kepernikgneises auf die Metamorphose des Nebengesteines ausgeübt hat. Das Alter dieser Intrusion ist ungewiß; aus regionalen Gründen (Bittescher Gneis) ist vordevonisches Alter wahrscheinlicher, wobei man ohne weiteres annehmen kann, daß die stärkere Wärmetönung bei langsamerer Abkühlung vielleicht bis ins Devon gereicht haben kann. Jedenfalls scheint unter dem silesischen Gebirge durch längere Zeit eine magmatisch labile Zone sich befunden zu haben (posttektonische Granite; vielleicht fällt mit diesen die Bildung der andalusitführenden Quarzlinzen zusammen). Auf keinen Fall kann, wie die mikroskopische Analyse des Kepernikgneises gezeigt hat, dieser als eine syntektonische Intrusion aufgefaßt werden (s. a. 38).

Die Kontaktwirkung, die der Kepernikgranit auf seine Umgebung ausüben konnte, war verhältnismäßig gering; sehen wir ja als ganz allgemeine Erscheinung bei noch viel größeren Granitmassiven eine relativ schmale Kontaktzone in den kristallinen Schiefen des Daches ausgebildet. Vielleicht fand hier stellenweise eine Alkalizufuhr schon bei der Intrusion des Kepernikgranites statt; das Zurücktreten des Stauroliths in gewissen Regionen könnte, wie F. Becke meinte, auf diese Weise seine Erklärung finden. Wohl müssen wir aber auch während der Umformung des Kepernikgneises eine Kaliabfuhr in das Nebengestein annehmen.

Den maßgebendsten Einfluß auf das Gepräge der kristallinen Schiefer des silesischen Gebirges übten aber jene tektonischen

Vorgänge aus, welche zur moldanubischen Überschiebung und der späteren Verschuppung führten. In diesem Sinne sind wir berechtigt, von diesen Gesteinen zu behaupten, daß sie ihren heutigen Habitus einer Dislokationsmetamorphose verdanken, die korrelat dem alpinen Baustil des ganzen Gebirges ist.

Alle Gesteine, die unter der Belastung durch die darübergleitende Scholle deformiert wurden, zeigen als gemeinsamen Zug die Tendenz, ihren Mineralbestand in jenen der Mesozone umzuwandeln. In verschieden starkem Maße finden wir in den einzelnen Zonen diese Umprägung durchgeführt. Häufig blieb die Umwandlung auf halbem Wege stecken, das Gleichgewicht wurde selten erreicht. Es sind daher die meisten dieser Gesteine mit F. Becke als „Ungleichgewichtsgesteine“ zu bezeichnen. Diese Umstände geben die Veranlassung, hier und in ähnlichen Fällen von der Verwendung der Faziesbezeichnungen (Grünschieferfazies, Floititfazies usw.), die für Gleichgewichte geschaffen wurden, Abstand zu nehmen.

Im einzelnen erweist sich die Art der Umwandlung abhängig von dem Grad der Metamorphose, die das Gestein vor der Überschiebung besessen hat. War das Ausgangsmaterial nicht metamorph, so entsprach die Umprägung und Mineralneubildung einer „konstruktiven Metamorphose“; die kristallinen Schiefer, die bereits in Katafazies vorlagen, erfuhren eine Zerstörung ihres Mineralbestandes, die Art ihrer Metamorphose war destruktiv. F. Becke hat bekanntlich diese Art der Umwandlung der Gesteine als „rückschreitende Metamorphose“ (Diaphthorese) bezeichnet; in Anlehnung daran wird diese rückschreitende Metamorphose hier vorläufig als „Mesodiaphthorese“ bezeichnet.

Keinerlei Beziehung läßt sich zwischen dem Grad der Metamorphose und der Entfernung vom Kepernikgneis erkennen; ausschließlich die Stärke der unter Belastung erfolgten Durchbewegung und die Beschaffenheit des Ausgangsmateriales spiegeln sich in den metamorphen Produkten wieder. Der in dem ganzen überschobenen Teile des silesischen Gebirges klar ausgesprochene streifenförmige Wechsel in der Intensität der Metamorphose zeigt deutlich, daß wir die Ausbildung der herrschenden kristallinen Fazies keiner Kontaktmetamorphose zuzuschreiben haben, sondern daß sie ein Produkt einer Dislokationsmetamorphose ist.

In gleicher Weise wie in den Alpen sehen wir in jenen Zonen, in denen ein rascher Gesteinswechsel zu beobachten ist

(zum Beispiel Phyllitzone), daß diejenigen Gesteine, die leichter umzuformen sind, den von der Art der Durchbewegung geforderten Grad der Metamorphose in stärkerem Maße zeigen als jene Gesteine, die relativ schwerer zu deformieren sind.

So erklären sich beispielsweise die neben wenig oder fast gar nicht metamorphen Kalken auftretenden Biotitphyllite zwanglos als eine mit der Durchbewegung im Zusammenhange stehende metamorphe Fazies und dürfen keinesfalls als eine Kontaktfazies betrachtet werden. Nochmals sei in diesem Zusammenhange darauf verwiesen, daß der Staurolith ein typisches Mineral für unter bestimmten Bedingungen durchbewegte kristalline Schiefer ist und seine Anwesenheit nicht als beweisend für eine Kontaktmetamorphose der betreffenden Gesteine angesehen werden darf. Ebenso sind die häufig an Quarzlinsen gebundenen Andalusitvorkommen im alpinen Kristallin weit verbreitet, besonders in Meso-Tonerdesilikatgesteinen, also in der gleichen kristallinen Fazies wie im silesischen Gebirge. Auch diese Andalusite können nicht als Kontaktprodukte des zufällig benachbarten Orthogneises betrachtet werden, da wir in größeren kristallinen Gebieten sehen, daß eine derartige Abhängigkeit sich nicht erweisen läßt.

Auch jene Gebiete des silesischen Gebirges, welche nicht mehr unter der Last der darüber gleitenden moldanubischen Scholle ihre Umprägung erfahren haben, sind durch ihren eigenen metamorphen Stil ausgezeichnet. Durchgehends zeigt sich das Streben, den Gesteinen den Mineralbestand der Epizone aufzuprägen. Bei den Gesteinen, die schon vor der Durchbewegung kristalline Schiefer waren, wirkt sich dieses Streben destruktiv in einer Epiaphthorese aus, die nicht metamorphen Ausgangsprodukte wurden konstruktiv in Serizitphyllite und Serizitquarzite umgewandelt.

Ebenso wie früher, ist auch hier die Metamorphose der Gesteine durch die ganze Serie nicht gleichmäßig verteilt. In viel stärkerem Maße sind bei dieser Art der Durchbewegung die Bewegungen an einzelne Zonen geknüpft, die dann im Grad der Metamorphose vorausseilen, während benachbarte Teile ihren ursprünglichen Habitus mehr oder minder vollständig erhalten haben.

Wenn nun in dieser Zone streifenweise zwischen den Quarziten bei Ziegenhals Phyllite den Habitus von Staurolith-Andalusit-Glimmerschiefern angenommen haben, wie dies von

E. Bederke beschrieben wurde, so ist dies nur eine schöne Bestätigung für die Dislokationsmetamorphose. Die im Verhältnis zu den Quarziten relativ leichter deformierbaren Phyllite müssen, wenn diese Gesellschaft gerade in einer Zone stärkerer Durchbewegung gelegen ist, im Grad der Metamorphose vorausseilen. Im übrigen dürfte vielleicht die unmittelbar im Südosten gelegene Phyllit-Quarzitzone in manchen Fällen eine, wenn auch geringe Überlagerung durch eine höhere Schuppe besessen haben, doch ist eine Entscheidung darüber bei den schlechten Aufschlußverhältnissen heute noch nicht möglich.

Verfolgen wir die beiden Gebiete mit verschiedenem Grad der Dislokationsmetamorphose quer zum Streichen des silesischen Gebirges, so gibt uns ihre Grenze, wie oben gezeigt wurde, gleichzeitig die Grenze an, bis zu welcher die moldanubische Überschiebung gereicht hat.

V. Die Beziehungen zwischen silesischem und moravischem Gebirge.

Wenden wir uns nun der Frage zu, welcher Art die regionale Fortsetzung des silesischen Gebirges ist, so muß zunächst daran erinnert werden, daß sich die direkte Fortsetzung dieses Gebirges weder nach Norden noch nach Süden beobachten läßt. Die heutigen Grenzen sind teils junge Störungen, teils versinkt das Gebirge unter jüngeren Sedimenten. Trotzdem haben wir mit F. E. Sueß (34, 37) das silesische Gebirge mit dem moravischen zu einer Einheit verbunden.

Zahlreiche Züge in der Gesteinsfolge sowohl, als auch in der tektonischen und metamorphen Fazies stimmen im silesischen und moravischen Gebirge vollkommen überein. Unterschiede, die trotz allem bestehen, lassen sich zwanglos auf den Umstand zurückführen, daß die moravischen Kuppeln vollkommen von der moldanubischen Scholle überwältigt worden sind, während dies im silesischen Gebirge nur zum Teil der Fall war. Ein kurzer regionaler Vergleich beider Teile erscheint daher um so mehr gerechtfertigt, als er uns die Möglichkeit gibt, einzelne noch ungeklärte Fragen im Bau der moravischen Kuppeln schärfer zu fassen und sie durch den Vergleich mit den entsprechenden weniger komplizierten Teilen im silesischen Gebirge einer Lösung näher zu bringen.

Was zunächst die einzelnen Zonen im silesischen und moravischen Gebirge betrifft, die sich entsprechen, so kann es keinem

Zweifel unterliegen, daß das Gewölbe der Teßgneise dem Schwarzawa- oder den Thayabatholiten, besonders den vorgranitischen Teilen desselben gleichzustellen ist. Ich teile hier vollkommen die Anschauung Precliks (19—23); die er Zapletal (44) gegenüber vertreten hat.

Die Zone der mittleren Phyllite, die im silesischen Gebirge im Hangenden des Teßgewölbes erscheint und dieses von der Hochschar-Kepernikkuppel trennt, hat ihr tektonisches Äquivalent in den Phylliten und Quarziten, die im Hangenden des Thayabatholithen erscheinen (nachmetamorphe Gesteine Precliks und Waldmanns). Pleißinger Orthogneis, Bittescher Gneis und die dazugehörigen Hüllgesteine entsprechen dem Kepernikgneis und seiner Hülle.

Schließlich bleibt im silesischen Gebirge nur die Phyllitzone von Ramsau-Goldenstein übrig. Ein direktes Äquivalent scheint im moravischen Gebirge zunächst zu fehlen, da F. E. Sueß nachweisen konnte, daß die früher ausgeschiedene Zone der „äußeren Phyllite“ zum größten Teil aus hochgradig diaphthoritisierten moldanubischen Gesteinen besteht. Wie nun neuere Beobachtungen gezeigt haben, stecken in dieser Diaphthoritzone nicht nur die moldanubischen Gesteine, sondern an manchen Stellen auch noch Reste stark ausgewalzter moravischer Phyllite, die dann der Zone von Ramsau-Goldenstein entsprechen würden. Preclik konnte diese Auffassung durch Beobachtungen belegen und ich selbst fand vor kurzem in einem vorübergehenden Aufschluß in der Kuppel von Messeren schwarze Phyllite, die keine moldanubischen Diaphthorite sind.

Wie im silesischen Gebirge deutlich zu sehen ist, wirkte sich die Überschiebung nicht auf einer einzigen Schubfläche aus, sondern ihre Spuren lassen sich tief in den silesischen Gebirgskörper hinein verfolgen. In den südlichen moravischen Teilen wurde die äußere Phyllitzone, die vielleicht stratigraphisch reduziert vorlag, vollkommen aufgearbeitet und mit den aus moldanubischen Katagesteinen hervorgegangenen Diaphthoriten von oft phyllitischem Habitus tektonisch vermengt. Preclik ist im nördlichen Teil des moravischen Gebirges zu ähnlichen Resultaten gelangt.

Auch in anderen fraglichen Punkten des moravischen Gebirgsbaues gibt uns ein Vergleich mit dem silesischen Gebirge wertvolle Hinweise.

Sie betreffen zunächst die Stellung des moravischen Altkristallins.

Wir sehen im Teßgewölbe und seiner Fortsetzung eine Serie kristalliner Schiefer vor uns, die zahlreiche Einlagerungen basischer und anderer Gesteine enthält und in welcher sehr häufig Ader- oder Mischgneise ausgebildet sind. Hier überwiegen die kristallinen Schiefer und jüngere Granite kommen nur ganz untergeordnet vor. Wir haben keinerlei Anhaltspunkte in dieser Serie kristalliner Schiefer etwa Kontaktprodukte der kleinen Granitstücke zu erblicken.

Ähnlich liegen aber die Verhältnisse im Thayabatholithen. Auch hier folgen über dem eigentlichen Batholithen, der hier größere Verbreitung hat, kristalline Schiefer, die zum Teil stark durchadert sind und die Waldmann und Preclik mit Recht als vorgranitische Gesteine, als Altkristallin, bezeichnen. Wenn auch eine kontaktmetamorphe Beeinflussung dieses Altkristallins durch den Granit des Thayabatholithen nicht in Abrede gestellt werden soll, so ist sie meines Erachtens verhältnismäßig gering. Der Granit intrudierte in kristalline Schiefer, die schon vor seiner Intrusion zum Teil als Adergneise ausgebildet waren und hat nur geringen Anteil an dem Grad der Metamorphose dieser Gesteine.

Ähnliches gilt für die Hülschiefer der moravischen Orthogneise. Auch hier zeigt uns ein Vergleich mit dem silesischen Gebirge, daß diese Gesteine ihre Metamorphose nicht dem benachbarten Orthogneis (Kepermikgneis, Bittescher Gneis) verdanken. Auch hier haben die Orthogneise bereits kristalline Schiefer angetroffen, in welche sie intrudierten, und eine allfällige kontaktmetamorphe Beeinflussung, die auch hier nicht schlechtweg geleugnet werden soll, war jedoch von untergeordneter Bedeutung.

Aber auch die tektonische Stellung des Bittescher Gneises, bzw. des Pleissinger Orthogneises, wird durch Bezugnahme auf die Verhältnisse im silesischen Gebirge eindeutiger.

Waldmann (40—43) und Preclik (19—23) sind bekanntlich geneigt, den Bittescher, bzw. Pleissinger Orthogneis deskriptiv als Kerne von Deckfallen aufzufassen, die an der Wurzel mit dem Thayabatholithen zusammenhängen. Es wurde bereits einmal früher darauf hingewiesen, daß gegen diese Vereinigung Bedenken vorliegen (14); die Analyse des silesischen Gebirges hat diese Be-

denken verstärkt. Sie zeigt uns, daß Kepernikgneis und Bittescher Gneis selbständige Glieder im moravisch-silesischen Gebirgskörper sind, die nicht als Abspaltungen der östlich gelegenen Batholithen betrachtet werden können. Auch im silesischen Gebirge bildet der Kepernikgneis keine Deckfalten im gewöhnlichen Sinne und auch im Gebiete des Bittescher Gneises liegen bis jetzt keine zwingenden Gründe vor, die die Annahme von richtigen Deckfalten wahrscheinlich machen würden. In diesem Punkte stimmen meine Anschauungen mit denen Waldmanns überein.

Wertvolle Anhaltspunkte liefert ein Vergleich des silesischen Gebirges mit dem moravischen in bezug auf die Gliederung der Bewegungsvorgänge und der diesen korrelierten metamorphen Prozessen.

Wenn wir die Art der Gesteinsumwandlung etwa in der Thayakuppel betrachten, so sehen wir, daß die unter der moldanubischen Scholle gelegenen Teile des moravischen Gebirges eine Dislokationsmetamorphose mitgemacht haben, die durch das Streben ausgezeichnet ist, ihnen den Mineralbestand der Mesozone aufzuprägen. Mit vollem Recht wird auf Grund der vorliegenden Beobachtungen diese Umprägung als eine unter Druck erzwungene Umformung betrachtet und die über das moravische Gebirge gleitende moldanubische Scholle hierfür verantwortlich gemacht.

Im Liegenden dieser Zonen treffen wir nun im Dache des Thayabatholithen Gesteine an, die gleichfalls starke tektonische Beanspruchung zeigen, aber durchwegs mit der Tendenz, den Mineralbestand der Epizone anzunehmen. Preclik (l. c.) hat diese Gesteine aus dem Thayatale ausführlich beschrieben und scheint ihre Ausbildung gleichfalls der moldanubischen Überschiebung zuzuordnen.

Die Verteilung der Metamorphose in der Thayakuppel erscheint nun ganz unerklärlich, wenn sie im Verlaufe einer Bewegung geschaffen worden wäre. Wenn die unter dem Druck der moldanubischen Scholle umgeformten moravischen Gneise bei dieser Umformung eine Anpassung ihres Mineralbestandes an jenen der Mesozone erfahren haben, so können bei der gleichen Bewegungsphase Gesteine, die sich noch tiefer im Liegenden befinden, also einem noch größeren Belastungsdruck ausgesetzt waren, nicht unter Bedingungen der Epizone

umgewandelt werden. Diese sonderbaren Verhältnisse im Grad der Metamorphose boten seit jeher gewisse Schwierigkeiten bei der Erklärung des moravischen Baues.

Suchen wir zur Lösung dieser Frage Anhaltspunkte durch Vergleich mit dem silesischen Gebirge zu gewinnen, so sehen wir, daß im silesischen Gebirge die Zonen mit so verschiedenem Grad der Metamorphose bei verschiedenen Phasen der Bewegung entstanden sind.

Diese Umprägung der Gesteine bei gleichzeitiger Anpassung an die Mesozone erfolgte während der eigentlichen moldanubischen Überschiebung und unter der Last der moldanubischen Scholle, während die Umprägung der Gesteine bei gleichzeitiger Anpassung an den Mineralbestand der Epizone der jüngeren Verschuppung zuzuordnen ist, die viel strenger an die einzelnen Verschiebungszonen gebunden erscheint. In ähnlicher Weise glaube ich, daß auch im moravischen Gebirge die örtlich beschränkte Epidiaphthorese gewisser Zonen nicht in direkten Zusammenhang mit der moldanubischen Überschiebung zu bringen ist, sondern daß sie jüngeren, gleichgerichteten Bewegungen zugeordnet werden muß.

Waldmann (43) hat auf Grund seiner ausgedehnten Untersuchungen der letzten Jahre in einer soeben erschienenen Arbeit in gleicher Weise diese jüngste Bewegung von den übrigen Bewegungen abgetrennt. Es ist in seinem Gliederungsversuch die jungmoravische Hauptbewegung (Nr. 8), die mit einer Grünschiefer-Metamorphose der Gesteine verbunden ist. In diesem Punkte stimme ich der Anschauung Waldmanns vollkommen zu, kann aber gegen seine übrige Gliederung der Metamorphosen und Bewegungen Bedenken nicht unterdrücken.

Mit Recht betont Waldmann, daß die großen Bewegungen während der moldanubischen Überschiebung den weitaus meisten Gesteinen Struktur und Mineralbestand der Floititfazies (F. Becke) aufprägten. Die floititische Metamorphose wird daher von ihm in folgerichtiger Weise auf die moldanubische Überschiebung zurückgeführt. Die exakten mikroskopischen Beobachtungen Waldmanns lieferten nun die Grundlage zur Gliederung der Vorgänge, die uns ein kompliziertes Wechselspiel zwischen Intrusionen und verschieden stark abgestuften Bewegungen erkennen läßt.

Man könnte aus der übersichtlichen Darstellung Waldmanns leicht den Eindruck gewinnen, als ob die moldanubische Überschiebung in Phasen aufgelöst würde und zwischen diesen Phasen die Intrusion des Bittescher Gneises und anderer Intrusiva erfolgt wäre. Dies ist aber nicht der Fall. Wie mir Waldmann mündlich in freundlicher Weise mitteilte, ist nur seine mittelmoravische Hauptbewegung (Nr. 7, Jungfloititische Metamorphose), der moldanubischen Überschiebung zuzuordnen. Alle anderen Bewegungen, Metamorphosen und Intrusionen (Nr. 2—6, Altfloititische Metamorphose, altmoravische Bewegung usw.) sind älter als die moldanubische Überschiebung und betreffen ältere kristalline und tektonische Fazies.

Es ist notwendig darauf hinzuweisen, daß sowohl der geologische Befund als auch die mikroskopische Untersuchung der Gesteine im ganzen moravisch-silesischen Gebirge eindeutig erkennen lassen, daß die Überschiebung durch die moldanubische Scholle ein großzügiger, einheitlicher Vorgang war, der nicht in einzelnen Intervallen erfolgte. Ebenso zeigt sich überall, daß die basischen Gesteine, der Bittescher Gneis usw. durchwegs älter sind als die Überschiebung selbst und daß sie nicht in Zeiten des Nachlassens der Bewegungen (Zwischenphasen) intrudiert wurden. Nur wenn die Einheitlichkeit der moldanubischen Überschiebung und ihr jüngeres Alter in bezug auf die Orthogneise gewahrt bleibt, läßt sich die strenge, unter Belastung erzwungene Konkordanz der einzelnen Kuppeln verstehen und auf den einheitlichen Überschiebungsvorgang zurückführen.

Was nun die Gliederung der Metamorphosen und Bewegungen vor der eigentlichen moldanubischen Überschiebung betrifft (Waldmann, Nr. 2—6), so wird meiner Meinung nach einerseits die Kontaktwirkung der Orthogneise überschätzt, andererseits der Umstand zu wenig berücksichtigt, daß vor der moldanubischen Überschiebung Gesteine verschiedenen Grades der Metamorphose im Moravischen vorhanden waren. Ein Teil der vormoldanubisch ausgeschiedenen Bewegungen und begleitenden metamorphen Vorgänge ist wohl auch dem Vorgang der Überschiebung selbst zuzuordnen.

In gleicher Weise wie im silesischen Gebirge hat auch in den moravischen Kuppeln das Gesteinsmaterial vor der Überschiebung eine stark wechselnde Zusammensetzung gehabt;

nicht metamorphe Gesteine einerseits, kristalline Schiefer anderseits, bildeten den Stoffbestand, welcher durch die Überschiebung umgeformt wurde, wobei in jeder Gruppe leichter und schwerer deformierbare Gesteine vorhanden waren. Der verschiedene Grad der Metamorphose des Ausgangsmateriales, die relativen Unterschiede in dem Grad der Deformierbarkeit, die das Voraneilen oder Zurückbleiben einzelner Glieder während der Metamorphose bedingen, sind in der Hauptsache für die große Mannigfaltigkeit der heutigen kristallinen Fazies der moravischen Gesteine verantwortlich zu machen, die Waldmann in den letzten Jahren in ausgezeichneter Weise analysiert hat und die in seiner Gliederung eigentlich zum Ausdruck kommt.

Wie uns die Erfahrungen in den Alpen gelehrt haben, ist aber gerade dieser Wechsel im Kleinen für jene dislokationsmetamorph veränderten Gebiete kennzeichnend, die vortektonisch nicht einheitlich zusammengesetzt waren. Die große Mannigfaltigkeit der einzelnen kristallinen Typen, der verschiedene Grad ihrer Anpassung an die Verhältnisse während der Bewegung, oft vorhandene örtliche Unterschiede in den Druckverhältnissen, zeitliche Unterschiede in der Bildung der Porphyroblasten, alle diese Einzelheiten dürfen uns jedoch nicht darüber hinwegtäuschen, daß sie letzten Endes doch nur Begleiterscheinungen eines tektonischen Großvorganges sein können und in den meisten Fällen auch tatsächlich sind. So wichtig einerseits die Feststellung dieser wechselnden Verhältnisse für die tektonische Analyse kristalliner Areale ist, so vorsichtig müssen wir sein, wenn es sich darum handelt, aus diesen Beobachtungen auf Bewegungsphasen zu schließen, denen eine geologische Selbständigkeit zukommt.

Überblicken wir zusammenfassend den Vergleich des silesischen Gebirges mit dem moravischen, so erkennen wir, daß in beiden Teilen im wesentlichen die gleiche Gliederung der Bewegungen und Metamorphosen vorhanden ist.

Im Zusammenhang mit dem Großvorgang der moldanubischen Überschiebung erhielten die Kuppeln ihren streng konkordanten Bau und die Anpassung des Mineralbestandes der Gesteine an die Mesozone, (Jungfloitische Metamorphose Waldmanns, seine mittelmoravische Hauptbewegung, aber auch ein Teil seiner früheren Bewegungen und Metamorphosen mit Ausnahme der Intrusionen.) Die jüngeren Verschuppungen im silesischen Gebirge

haben auch im moravischen Gebirge ihr Äquivalent und führen zonenweise zu Gesteinen mit der Anpassung im Mineralbestand an die Epizone. (Grünschiefer-Metamorphose Waldmanns, bzw. seine jungmoravische Hauptbewegung.)

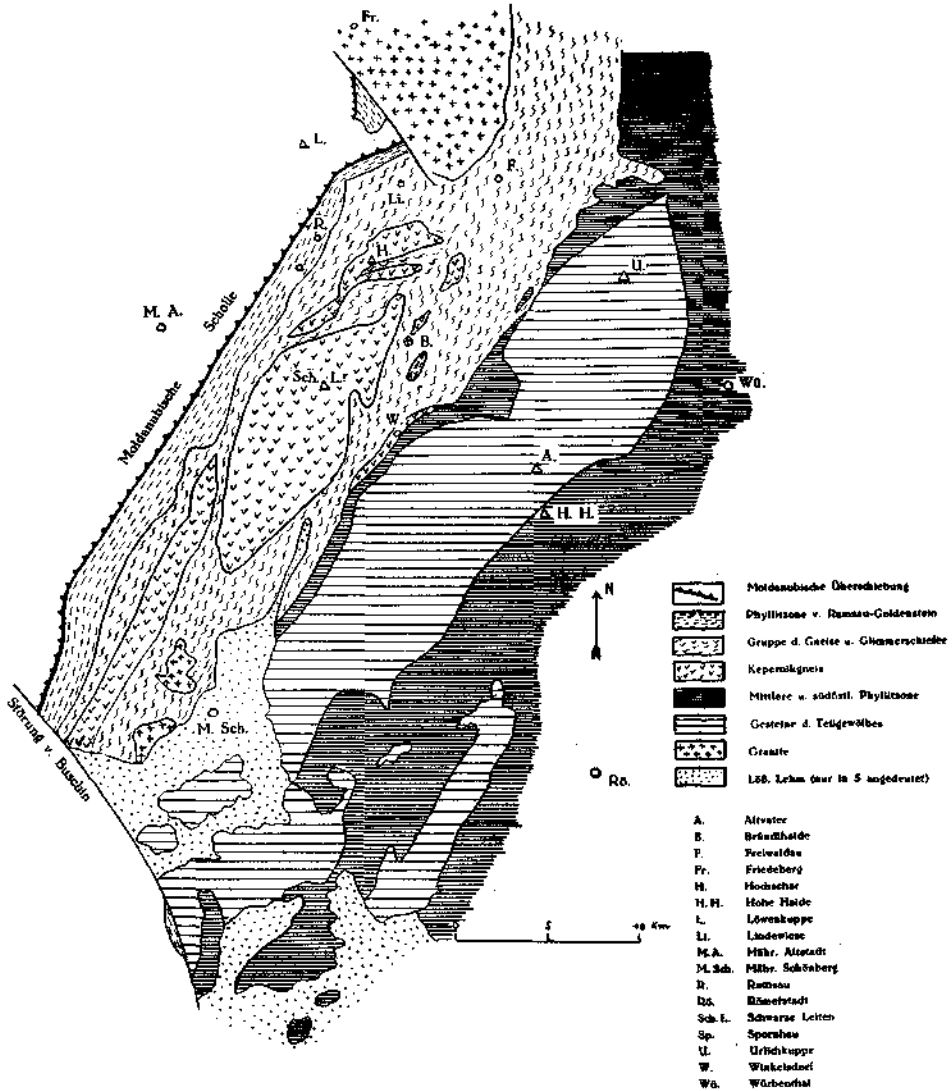
Nicht nur die im wesentlichen gleiche Zusammensetzung, auch die im Großen übereinstimmende Gliederung der tektonischen und metamorphen Vorgänge führen zu der Vereinigung des moravischen und silesischen Gebirges zu einem einheitlichen Gebirgszuge.

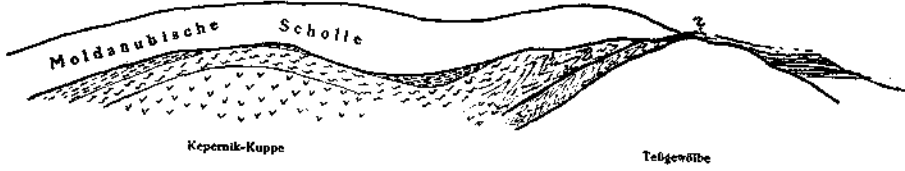
VI. Verzeichnis der wichtigsten Arbeiten:

1. Becke F.: Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die kristallinen Schiefer des Hohen Gesenkes (Altvatergebirges). Sitzungsbericht der Ak. d. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Bd. CI, 1892.
2. Becke F.: Typen der Metamorphose. Geologiska Föreningens, Bd. 42/4, 1920.
3. Becke F. und Schuster M.: Geologische Beobachtungen im Altvatergebirge. Verh. d. Geol. R.-A., Wien, 1887.
4. Becker H.: Die Gneisschollen von Deutsch-Liebau (Ostsudeten). Zeitschrift d. D. G. G., 1929.
5. Bederke E.: Bau und Alter des ostsudetischen Gebirges. N. Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. LIII/B, 1925.
6. Bederke E.: Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. Fortschr. d. Geol. u. Pal., H. 17, 1924.
7. Bederke E.: Grenze von Ost- und Westsudeten. Geol. Rundschau, Bd. XX/3, 1929.
8. Bederke E.: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. Fortschritte der Geol. u. Pal., H. 23, 1929.
9. Born A.: Über Druckschieferung im varistischen Gebirgskörper. Fortschr. d. Geol. u. Pal., H. 23, 1928.
10. Bukowski G. v.: Geol. Karte von Mährisch-Neustadt und Schönberg, Wien, 1905.
11. Cloos H.: Der Gebirgsbau Schlesiens, Berlin, 1922.
12. Drescher F. K.: Zur Tektonik der Intrusivmasse von Friedeberg in Schlesien. Tektonik und Magma II. Abh. d. Preuß. Geol. L.-A., N. F., H. 96.
13. Kölbl L.: Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederöstr. Waldviertel. Jahrb. d. Geol. B.-A., 1922.
14. Kölbl L.: Der Südrand der Böhmisches Masse. Geol. R., Bd. XVIII, 1927.
15. Kobmat F.: Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Abh. d. sächs. geol. L.-A., H. 1, 1927.
16. Kretschmer F.: D. met. Diorit und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau. Jb. d. Geol. R.-A., 1911.
17. Kretschmer F.: Der met. Dioritgabbrogang usw. Jb. d. Geol. R.A., 1917.
18. Preclik K.: Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbungen am Ostrande der Böhmisches Masse. Geol. R., Bd. XVIII, 1927.
19. Preclik K.: Zur Analyse d. moravischen Faltenwurfes im Thaya-tale. Verh. d. G. B.-A., 1924.

21. Preclik K.: Die moravische Phyllitzzone im Thayatale. Sbornik d. Geol. Staatsanstalt, Prag, 1926.
 22. Preclik K.: Das Nordende d. Thayakuppel. Ebenda.
 23. Preclik K.: Erwiderung auf Kapitel V von Zapletal usw. G. R., Bd. XX, 1929.
 24. Rosiwal A.: Aufnahmsberichte. Verh. d. G. R.-A., 1899, 1903.
 25. Rosiwal A.: Originalaufnahmsblätter Freiwaldau und Jauernigg. Archiv d. Geol. B.-A. Wien.
 26. Sander B.: Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik d. Grundgebirges. Verh. d. G. R.-A., 1914.
 27. Sander B.: Zur petr.-tekt. Analyse, III. Jb. d. G. B.-A., 1926.
 28. Schmidt W.: Gesteinsumformung. Denkschr. d. Naturhistorischen Museums, 1925.
 29. Schmidt W.: Gefügestatistik. Tschermaks Min. petr. Mitt., Bd. 38.
 30. Schmidt W.: Gefügesymmetrie und Tektonik. Jb. d. G. B.-A., 1926.
 31. Schön H.: Tektonische Beobachtungen im Altvatergebirge. Zeitschrift des mähr. Landesmuseums (Časopis Morav. zemskeho Musea). Brünn, Bd. XXV.
 32. Sueß F. E.: Bau und Bild d. Böhmisches Masse. Wien, 1903.
 33. Sueß F. E.: Beispiele plastischer und kristalloblastischer Gesteinsumformung. Mitt. d. Geol. Ges., Wien, 1909.
 34. Sueß F. E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehungen zum Grundgebirge d. Hohen Gesenkes. Denkschr. d. Ak. d. Wissensch., Wien, m.-n. Kl., Bd. 78, 1912.
 35. Sueß F. E.: Bemerkungen zur neueren Literatur über die moravischen Fenster. Mitt. d. Geol. Ges., Wien, 1918.
 36. Sueß F. E.: Über die Bedeutung d. sogen. Tiefenstufen im Grundgebirge der variszischen Horste. Tschermaks Min.-petr. Mitt., Wien, 1925, Bd. 38.
 37. Sueß F. E.: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin, 1926.
 38. Sueß F. E.: Les terrains cristallins des Horsts Hercyniens et leur signification pour la tectonique générale. Revue générale des Sciences, T. XXXIX, Nr. 11. Paris, 1928.
 39. Thurst W.: Tektonische Untersuchungen an der Grenze von Ost- und Westsudeten. Dissertation Breslau, 1926.
 40. Waldmann L.: Das Südende der Thayakuppel. Jb. d. G. B.-A., 1922.
 41. Waldmann L.: Aufnahmsberichte über das moravische Gebiet. Anz. d. Ak. d. Wissensch., Wien, 1924, 1925, 1927.
 42. Waldmann L.: Das Waldviertel. Deutsches Vaterland, 1925.
 43. Waldmann L.: Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, Bd. XXI, 1928.
 44. Zapletal K.: Zur Geologie d. böhmischen Masse (mit besonderer Rücksicht auf die moravische Zone). Geol. R., Bd. XIX, 1928.
- (Es wurden nur die wichtigeren Arbeiten ausgeführt, da ausführlichere Literaturzusammenstellungen in Nr. 14, 19, 37, 43 und 44 enthalten sind.)

Kartenskizze d. ältesten Gebirges (vereinfacht).





I. Profil durch das silesische Gebirge nach der moldanubischen Überschiebung (Tendenz d. Bewegung: Horizontale Gleitbewegungen, Stauung am Teßgewölbe)

II. Profil durch das silesische Gebirge nach d. jüngeren Verschuppung (Tendenz d. Bewegung: Aufschuppung an steileren Flächen; stärkeres Zusammenpressen und Verstellen einzelner Zonen).

Posener v. Setzdorf Radkauzone Kepernik in Schwarze Letten Zone v. Winkelendorf Teßgewölbe Gaistenfester Westl. Dürenstadt

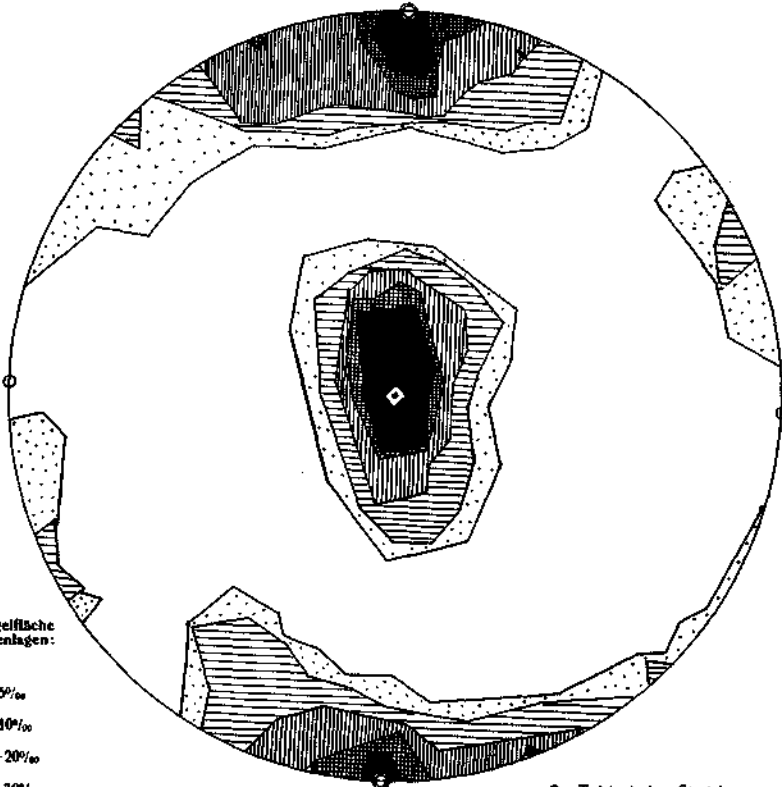


Fig. 1

auf 1/10 der Halbkugeloberfläche entfallen Quarzschichtenlagen:

- 0 - 5%
- 5 - 10%
- 10 - 20%
- 20 - 30%
- 30 - 40%
- > 40%

- Tektonisches Strecken y
- ⊙ Schieferungspol z
- ◇ Durchbewegungsrichtung x