

Abhandlungen  
des  
Sächsischen Geologischen Landesamts  
HEFT 1

---

FRANZ KOSSMAT  
**Gliederung des varistischen  
Gebirgsbaues**

Mit zwei Tafeln und zwei Textfiguren

---

Leipzig 1927

Amtliche Hauptvertriebsstelle: G. A. Kaufmann's Buchhandlung, Dresden

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren allein verantwortlich  
Sächsisches Geologisches Landesamt

Druck von Robert Noske in Borna-Leipzig

## Inhalt.

	Seite
Vorwort . . . . .	3
Die varistischen Bewegungsphasen . . . . .	4
<b>A. Der Westflügel des Faltenbogens zwischen Maas und Elbe . . . . .</b>	<b>5</b>
I. Die Randfalten. (Westfälische Zone) . . . . .	5
II. Die Grauwackenzone des varistischen Gebirges (Rhenoh herzynische Zonen, KOSSMAT) . . . . .	6
II A. Die Sauerland-Oberharz-Zone (Ardennenzone westlich des Rheins) . .	6
Die Iberger Klippe . . . . .	8
II B. Die Unterharzdecke . . . . .	9
II C. Die Stieger Decke . . . . .	12
Äquivalente der Harzdecken im Kellerwald und Lahn-Dill-Gebiet . . .	14
III. Die thüringisch-erzgebirgischen Zonen (Saxothuringische Zonen, KOSSMAT) . . . . .	19
IV. Die aufgeschobenen Grundgebirgsklippen von Münchberg-Wildenfels-Franken berg und die Hauptregion der böhmischen Masse. (Moldanubische Region F. E. SUESS.) . . . . .	22
<b>B. Der Ostflügel des varistischen Bogens . . . . .</b>	<b>24</b>
I. Das oberschlesisch-polnische Steinkohlengebiet . . . . .	24
II. Die ostsudetische Grauwackenzone . . . . .	25
III. Die moravisch-silesische Zone und die lugische Zone . . . . .	27
IV. Die moldanubische Deckscholle der Eule . . . . .	29
Das Verhältnis der lugischen Zone zur erzgebirgischen Region . . . . .	31
Schlußbemerkungen . . . . .	34

## Vorwort.

Als in den 80er Jahren EDUARD SUESS den Versuch unternahm, die einzelnen Bruchstücke alter Rumpfgebirge in West- und Mitteleuropa zu einem paläozoischen Kettengebirge zu verbinden, wurde er auf die große Bedeutung jener Zone aufmerksam, die vom französischen Zentralplateau her durch Vogesen und Schwarzwald in das Erzgebirge und die Sudeten zieht. Aus dem Bereiche dieser Gebirgstheile entlehnte er auch den Namen, den er der Gesamtheit des Faltengürtels gab. „Nirgends treten die Umrisse einzelner alter Gebirgskerne so deutlich hervor als vor dieser Hauptlinie, in der Münchberger Gneissmasse bei Hof und in dem sächsischen Granulitgebirge. Es ist daher entsprechend, daß in dem Lande der Varisker,

dem Vogtlande, der Name des die meisten deutschen Horste umfassenden Gebirges gewählt werde, und es wird dasselbe nach der Curia Variscorum (Hof in Bayern) das variscische Gebirge<sup>1)</sup> genannt werden“ [32, S. 131].

Seitdem SUSS seine Synthese veröffentlicht hat, sind die planmäßigen geologischen Spezialaufnahmen der deutschen Geologischen Landesanstalten und der österreichischen Geologischen Reichsanstalt so weit fortgeschritten, daß das von SUSS geschaffene Gesamtbild in vielen Zügen vervollständigt und vertieft wurde. Andererseits tauchten bei der Verfeinerung der Beobachtungen zahlreiche neue Probleme teils petrographischer und stratigraphischer, teils tektonischer Natur auf. Ihre Lösung wäre außerordentlich schwierig, wenn man nicht unterdessen auch durch die Erforschung des Baues der alpinen, jungen Kettengebirge neue Gesichtspunkte für die Erklärung gewonnen hätte. Vor allem brachte die Erkenntnis der großen Bedeutung von Überschiebungen in zahlreichen Fällen die Lösung petrographischer und stratigraphischer Rätsel. Von neuem trat nun die kristalline Kernregion des varistischen Gebirges in den Vordergrund des Interesses, besonders als FRANZ EDUARD SUSS [33, 34] die großen Überschiebungen im mährischen Ostabschnitt der böhmischen Masse erkannt hatte und bald darauf auch den „alten Gebirgskern“ der Münchberger Gneismasse als aufgeschobene Deckscholle erklärte. Auch innerhalb des scheinbar einfachen Gewölbebaues des Erzgebirges und Granulitgebirges lernte man mehr und mehr die Wirkungen großartiger tangentialer Bewegungsvorgänge im kristallinen Untergrund erkennen. [16, 27].

Auch die Erforschung der äußeren Faltengürtel des großen Gebirgsbogens, vor allem im rheinischen Schiefergebirge und Harz, ist nach Überwindung großer Schwierigkeiten, welche die Gliederung der paläozoischen Schichten bot, so weit fortgeschritten, daß sich der Versuch lohnt, das varistische Gesamtbild, wie es sich nach unseren jetzigen Kenntnissen gestaltet, zu entwerfen. Da gerade das sächsische Gebirge einen der theoretisch wichtigsten Abschnitte des varistischen Bogens darstellt, halte ich es für gerechtfertigt, die Reihe der Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamts mit einer derartigen Zusammenfassung zu eröffnen, um auf diese Weise die Lage Sachsens im alten Bauplan Mitteleuropas zu kennzeichnen.

### Die varistischen Bewegungsphasen.

Die orogenetischen Vorgänge, die zum Aufbau des varistischen Gebirges führten, erstreckten sich auf einen außerordentlich langen Zeitraum, der ungefähr vom Ende der Devonzeit bis in die jüngere Dyas reichte. STILLE [31] hat den Gang dieser Bewegungen in Phasen gegliedert, die er zeitlich

<sup>1)</sup> Die neuere Schreibung ist meist „varistisch“, doch ziehen manche Autoren die Schreibweise „variszisch“ oder auch „variskisch“ vor.

auf Grund von Diskordanzen in der Schichtenreihe folgendermaßen charakterisierte:

Bretonische Phase	zwischen	Oberdevon und Unterkarbon,
Sudetische Phase	„	Unterkarbon und Unterem Oberkarbon (Waldenburger Stufe),
Asturische Phase	„	Saarbrücker und Ottweiler Stufe des höheren Oberkarbons,
Saalische Phase	„	unterem und oberem Rotliegenden,
Pfälzische Phase	„	oberer Dyas und Buntsandstein (richtiger zwischen oberem Rotliegenden und Zechstein).

Hinzuzufügen wäre, daß in Sachsen eine ausgesprochene orogenetische Phase zwischen unterem und mittlerem Oberkarbon, d. h. zwischen Waldenburger und Saarbrücker Stufe, liegt. Im Sinne der obigen Gliederung bezeichne ich sie als „erzgebirgische Phase“, die zwischen die sudetische und asturische Phase einzuschieben ist.

Die Hauptfaltungen des varistischen Gebirges spielten sich in den ersten vier Phasen ab, wobei die sudetische und asturische Phase stark in den Vordergrund treten, obwohl in großen Gebieten, so besonders in den zentraleren Teilen des Gebirges die bretonische Diskordanz eine hervorragende Bedeutung gewinnt. Die saalischen und pfälzischen Bewegungen zeigen bereits das Abklingen des großen Gebirgsbildungsvorganges. Stilles Phasengliederung ist zweifellos für eine übersichtliche Darstellung der Vorgänge und für den zeitlichen Vergleich der einzelnen Gebirgszonen sehr geeignet, wenn man im Auge behält, daß sie den Rhythmus der orogenetischen Vorgänge zu hart gestuft erscheinen läßt, da sie naturgemäß nur deren Kulminationspunkte heraushebt.

## **Die Gliederung der varistischen Gebirgszonen.**

### **A. Der Westflügel des Faltenbogens zwischen Maas und Elbe.**

#### **I. Die Randfalten. (Westfälische Zone.)**

Ganz ähnlich wie die jungen Kettengebirge Europas durch eine mit mächtigen Abtragungsprodukten ausgefüllte Randsenke (Alpen- und Karpathen-Vorland) von den vorliegenden Teilen des Kontinents getrennt sind, ist auch das varistische Gebirge auf seiner im Norden gelegenen Außenseite von einer langgezogenen Senke begleitet. Diese bildete einen Sedimentationstrog, in dem sich konkordant über dem unteren Karbon die flözleeren Sandsteine und dann die produktiven Steinkohlenschichten in einer Mächtigkeit von einigen tausend Metern absetzten. Diese konkordante

Ablagerung ging hier auch zu Zeiten vor sich, als im Inneren des Gebirges die älteren Hauptphasen der Faltungen erfolgten. Erst die asturischen Bewegungen griffen auch auf die äußere Zone über.

Im nordfranzösisch-südbelgischen Kohlenrevier, wo die Ausbreitung des varistischen Gebirges durch das alte Brabanter Massiv (Kambrium und Silur mit diskordantem Mitteldevon) gehemmt war, wurde der Kohlegürtel zu einer stark zusammengedrückten Muldenzone eingezwängt, über deren Südrand die Ardennen in flachen Überschiebungen vorwärts schritten. Derartige Verhältnisse beherrschen das Randgebiet bis in das Aachener Kohlenrevier. Weiter östlich findet gleichzeitig mit dem Untertauchen des stauenden Brabanter Massivs eine freiere Entwicklung des Faltenbaues statt. Das Ausmaß der Überschiebungen wird geringer, gleichzeitig rückt die Kohlenzone im Ruhrgebiet weiter nach Norden vor. Es ist im Untergrunde der niederrheinischen Bucht eine Schwenkung des Gebirgsrandes erfolgt, die E. SUESS als „Sigmoide“ bezeichnete. Er verglich sie mit der Schwenkung, die an der Grenze von Ost- und Westalpen bis weit in das Gebirge hinein den Verlauf der tektonischen Zonen beeinflusst. Zahlreiche Querstörungen stehen mit dieser Erscheinung in Zusammenhang.

Die scharfe tektonische Abgrenzung des Kohlegürtels gegen die südlich benachbarten Gebirgszonen ist im Ruhrgebiet nicht mehr vorhanden. Man beobachtet vielmehr, daß einzelne Antiklinalzüge, wie z. B. der Velberter Sattel, kulissenartig in den Karbongürtel eintreten und im allgemeinen gegen Osten untertauchen [23].

Im Norden des Ruhrgebiets werden die Falten schwach und scheinen schließlich im Untergrund der holländischen Ebene flachwellig auszuklingen. In dieser Weise dürfte sich das Kohlengebiet noch bis unter die Nordsee erstrecken und schließlich in den flachgelagerten Karbongebieten des nordöstlichen Englands wieder auftauchen. Man könnte von einer nordgermanischen Groß-Senke in diesem Teil des ehemaligen varistischen Vorlandes sprechen.

## II. Die Grauwackenzonen des varistischen Gebirges (Rhenohertzynische Zonen)<sup>1)</sup>.

### IIA. Die Sauerland-Oberharz-Zone (Ardennenzone westlich des Rheins).

Mit einer großen Randüberschiebung grenzt sich, wie schon erwähnt, die Ardennenzone westlich des Rheins gegen den Südrand des belgischen Kohlegürtels ab. Hier wares auch, wo man zum erstenmal im varistischen Gebirge Denudationsreste der aufgeschobenen Gebirgsteile in Form von

<sup>1)</sup> Die Bezeichnungen „Rhenohertzynische Zone“ für II und „Saxothuringische Zone“ für III (S. 19) schlägt Verfasser vor.

Deckschollen über Schichten der Kohlenmulde entdeckte. Eine Besprechung der Einzelheiten dieser Erscheinungen liegt nicht im Plane dieser Arbeit.

Die nach Norden aufgeschobenen Silur- und Devonschichten senken sich nach Süden in einzelnen Faltenwellen zur Karbonmulde von Dinant. Auf deren Gegenflügel steigen die älteren Schichten wieder hoch empor, und zwar derart, daß im Gebiet von Rocroi und im Hohen Venn die kambrische Gesteinsgruppe unter dem hier transgredierenden Unterdevon zutage tritt. Eine Linie, die der Achse dieser Antiklinale folgt, schneidet in spitzem Winkel das Streichen des nördlichen Gebirgsrandes, da dieser hier ONO-Richtung besitzt, während die erwähnte Antiklinale gegen Nordosten streicht. Es erfolgt daher im Verlauf gegen den Rhein eine Annäherung der beiden tektonischen Elemente. Dies dürfte mit dem Untertauchen des Brabanter Massivs und dem dadurch ermöglichten Vordringen des varistischen Bogens in Zusammenhang stehen. Im Hohen Venn ist die Annäherung so weit vorgeschritten, daß im Fenster von Theux die eng zusammengestauten Devon- und Karbonschichten des südlichen Teiles der Randzone I unter dem aufgeschobenen Unterdevon und Kambrium der Ardennenzone bloßgelegt sind [5].

Die weiter innen liegenden, also dem SO-Flügel der großen Ardennen-Antiklinale angehörigen Mitteldevonmulden der Eifel zeigen auch die schräg zum allgemeinen ONO-Gebirgsstreichen gerichtete Anordnung.

Im ostrheinischen Gebiet tritt als besonders wichtiges Bauelement der Siegerländer Unterdevonsattel östlich der Eifler Muldenregion in den Vordergrund. Auch er hat die Tendenz, sich im Verlauf nach Nordosten der Außenzone des Gebirges zu nähern. Am Nordrand ist im Sauerland häufig Überfaltung zu beobachten, über deren Ausmaß die Meinungen noch geteilt sind. Es scheint sich nicht um Überschiebungen ersten Ranges, sondern mehr um Überfaltungen und teilweise um Vorgleiten der höheren Schichtpakete zu handeln. Immerhin liegen Erscheinungen vor, die in die Fortsetzung der südbelgischen Hauptüberschiebungszone gehören.

Das Auftreten verschiedener Spezialsättel, von denen die nördlichsten kulissenartig in das randliche Karbongebiet auslaufen, wurde bereits erwähnt [23].

Der Siegerländer Unterdevonsattel taucht gegen Nordosten wie der Kiel eines gekenterten Schiffes hinab, so daß die Achse dann durch das Ostsauerländer Mitteldevon gebildet wird. Schließlich läuft sie schmal in die Nordostspitze des rheinischen Schiefergebirges aus. Im Norden wie im Südosten werden die Schenkel des Hauptsattels durch Oberdevon und Kulm bezeichnet: Im Norden bilden diese Schichten den Rand des Ruhrkarbons, im Südosten stellen sie die jüngsten Horizonte der in zahlreiche Schuppen und Falten gegliederten Dill- und Lahnmulde dar. Südlich der letzteren erhebt sich ein neues, weithin durchlaufendes tektonisches Element,

nämlich die Hunsrück-Taunus-Zone, deren unterdevonische und zum Teil vielleicht noch ältere Gesteine den geschlossenen südlichen Höhenwall des rheinischen Schiefergebirges bilden.

Vom Ostrand des unter die postvaristischen jüngeren Schichtsysteme tauchenden rheinischen Schiefergebirges und nördlichen Kellerwaldes führt uns die tektonische Anordnung hinüber in den schmalen kulmischen Grauwackenrücken von Allendorf an der Werra, weiterhin in den Oberharz (= Nordwestharz) und darüber hinaus bis in das Kulmgebiet von Magdeburg. Im Oberharz haben wir ähnlich wie in den tektonisch stark gestörten Gebieten der Lahn- und Dillmulde sowie des Kellerwaldes ein ONO-streichendes System von Falten und Schuppen des Kulms und des Devons. Im allgemeinen herrscht der Kulm vor, während dessen Unterlage meist in Form von mehr oder minder schmalen Schuppen des oberen und mittleren Devons zutage tritt. Die bedeutendste Zone dieser Art bildet den sogenannten Oberharzer Grünsteinzug zwischen Osterode und Altenau. Nur im Gebiet südlich von Goslar ist als breite, nach Nordwesten überfaltete Antiklinale noch das Unterdevon des Kahlebergzuges bloßgelegt. Diese Emporwölbung scheint in der gleichen Streichrichtung zu liegen wie der große Devonsattel im nördlichen Kellerwald. Im Südwesten ist die Kahleberg-Antiklinale durch den WNW-streichenden Querbruch von Bockswiese-Schulenberg gegen den hier von zahlreichen Erzgängen durchzogenen Kulm von Clausthal abgegrenzt.

### Die Iberger Klippe.

Merkwürdig isoliert tritt im Kulmgebiet des Nordwestharzes am Iberg bei Grund eine fossilreiche Klippe von Riffkalk des unteren Oberdevons auf, der ringsum durch Störungen begrenzt ist. Die tektonische Deutung dieses eigenartigen Vorkommens stößt auf Schwierigkeiten. Zunächst könnte man daran denken, daß sich hier, da man sich gerade in der südwestlichen Verlängerung des Streichens der abgeschnittenen Kahleberg-Antiklinale befindet, um einen Horst handle, der mitten im Kulm des abgesenkten Flügels wieder ein Stück Devon zutage gebracht hat. Schwer verständlich wäre aber, daß dabei gerade das höhere Oberdevon nicht sichtbar ist, und ferner, daß die Iberger Kalke eine Fazies darstellen, die man sonst im Nordwestharz nicht findet. O. WELTER [37] hat aus diesem Grunde den Iberger Kalkklotz nicht als Horst, sondern als letzten Denudationsrest einer aufgeschobenen Gebirgsmasse, also nach Art der Schweizer Klippen, erklärt. Man hat die Frage nicht weiterverfolgt. Gegenwärtig aber müßte sie erneut untersucht werden, denn es zeigt sich, daß die Intensität der Tangentialbewegungen im Harz eine wesentlich größere war, als man früher dachte. Die überkippten Falten und Schuppen des Oberharzes stellen nicht das Höchstausmaß der tektonischen Bewegungen

dar. Wir haben es vielmehr in den östlich anschließenden Teilen des Gebirges mit großen Abscherungsvorgängen zu tun, die so weit gingen, daß der Unterharz (Mittel- und Osthartz) als Überschiebungsdecke über die östlichen Falten und Schuppen des Oberharzes hinwegglitt. Letztere sind in den mittleren Teilen des Gebirges bei Elbingerode und Tanue durch die Denudation als Fenster freigelegt. Ich möchte einstweilen die Frage offen lassen, ob die Iberger Klippe mit diesen östlicheren Vorkommnissen in Zusammenhang stand, oder ob sie ihren Ursprung im Schuppensystem des Oberharzer Grünsteinzuges von Osterode-Altenau haben kann. In letzterem ist allerdings der Iberger Kalk nicht bekannt, wohl aber der Stringocephalenkalk des oberen Mitteldevons, der ihm in seiner Fazies schon verwandt ist und sich gern mit ihm verknüpft. Im Fenster von Elbingerode ist der Iberger Kalk in derartiger Verbindung sogar nachgewiesen. Der Gedanke wäre nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen, daß abgequetschte Partien dieses Gesteins bis in den Nordwestharz vorwärtsgeschoben wurden und uns hier als Iberger Klippe erhalten sind. Jedenfalls bedarf das Problem einer weiteren Untersuchung.

## II B. Die Unterharzdecke.

Die südöstlich fallenden Falten und Schuppen des Devons und Kulms im Nordwestharz sind gegen Südosten begrenzt durch den Höhenzug des Acker-Bruchberges, dessen Stratigraphie trotz vieler Untersuchungen noch nicht völlig geklärt ist. Seine Quarzite erinnern an manche Teile des Silurs und des rheinischen Unterdevons. Da man aber in äußerlich gleichartigen Gesteinen bei Ilsenburg in der nordöstlichen Verlängerung des Acker-Bruchbergzuges typische Lepidophytenreste des Kulms gefunden hat, muß man mit der Vertretung dieser Schichtgruppe rechnen. Überhaupt scheint es sich im Acker-Bruchberg um eine infolge tektonischer Durchmischung komplizierte Gesteinszone zu handeln. Devon ist sicher auf der Südostabdachung vertreten, wo nordwestlich fallende Unterdevongrauwacken und mitteldevonische Schiefer als langer Zug auftreten. Sie liegen im scheinbaren Hangenden der breiten Kulmzone des Siebertales und werden durch diese von dem Devon- und Silurgebiet der Gegend von Andreasberg getrennt. Südlich des letzteren Streifens tritt man in die vielbesprochene Tanner Grauwackenzone, die einst von BEYRICH und LOSSEN als Hauptantiklinale des Harzes aufgefaßt wurde, sich aber auf Grund ihrer Pflanzenreste als jünger darstellt als ihre beiderseitigen Flügel.

Es handelt sich also im Unterharz um höchstmerkwürdige Lagerungsverhältnisse, die von dem verhältnismäßig leicht zu durchblickenden Schuppenbau des Nordwestharzes auffällig abweichen und seit jeher der Deutung große Schwierigkeiten boten. Der Schlüssel für die Lösung dieses Problems liegt meines Erachtens im Gebiet von Elbingerode [18],

das besonders durch die Aufnahmen von M. KOCH stratigraphisch gut geklärt ist. Das Gebiet von Elbingerode wird ringsum von aufgeschobenen Mittel- bis Unterdevonschichten umgrenzt (Textfig. 1 und 2). Es besteht aus einigen ziemlich regelmäßigen Antiklinalkernen von mitteldevonischem Schalstein, deren Flanken aus eisenführenden Stringocephalenkalken, aus Oberdevonschichten und Kulma aufgebaut sind und so unter die peripherische Überschiebungszone einfallen. Man hat das typische Aufschlußbild eines Fensters. Die Überschiebung muß von Süden her über das Gebiet gegangen sein, wobei der von Alaunschiefern unter- und überlagerte Lydithorizont des Kulms der Sattelflanken in ziemlich weiter Erstreckung abgeschürft zu sein scheint, hingegen auf der Nordseite des Fensters angehäuft ist. Die Überschiebungsbahn ist nachträglich durch fortgesetzte Faltung verbogen worden. Es wurde daher der unter ihr liegende Komplex von Elbingerode dort bloßgelegt, wo eine Aufsattelung des Gebirges stattfand.

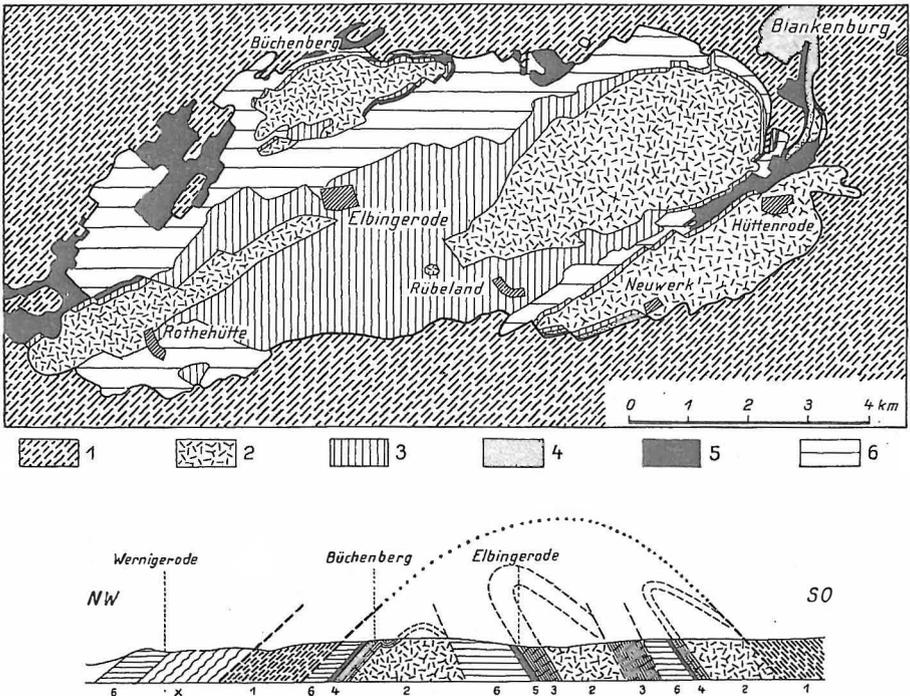


Fig. 1 und 2: Skizzenkarte und Profil des Fensters von Elbingerode im Harz.

Skizzenkarte auf Grundlage der Tafel 2 des geologischen Harzführers von DAHLGRÜN, ERDMANNSDÖRFFER und SCHRIEL. Teil II. Gebr. Bornträger, Berlin 1925. Am Ost- rand des Fensters sind einige kleine Änderungen angebracht.

Profil nach M. KOCH, Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellschaft, 49. Bd. Berlin 1897, Abt. C. S. 14. (Die Zone von Wernigerode wäre nach neueren Erfahrungen anders dar- zustellen.)

Aufgeschobene Unterharzdecke: 1 = Unterdevon und Wissenbacher Schiefer.

Fenster der Oberharzserie: 2 = Schalsteinsattel des Mitteldevons, im östlichen Elbingeroder Sattel mit Einschaltung von Tentaculitenschiefern.

3. Eisenerzführender Stringocephalenkalk des oberen Mitteldevons mit Iberger Kalk des unteren Oberdevons.
4. Buntschiefer und Clymenienkalk des Oberdevons.
5. Kulmkieselschiefer.
6. Kulmtonschiefer und Grauwacke.

Der peripherische Ausstrich der hier als einheitlich angenommenen Überschiebungsfläche ist durch eine verstärkte Linie dargestellt.

× = „Silur“ von Wernigerode (nur im Profil).

Diese spätere Faltung, die teilweise bis zur Überkipfung des nördlichen Fensterrandes führte, hat zweifellos die Erkennung der tektonischen Natur des Gebiets verzögert. Doch hat mir ERDMANNSDÖRFFER nach Erhalt meiner Arbeit [18] eine von ihm gezeichnete Handskizze aus dem Jahre 1919 zugesandt, welche die Erscheinungen im östlichen Teil des Elbingeroder Gebiets durch sattelförmige Verbiegung einer einheitlichen, nordgerichteten Überschiebung, allerdings von mehr örtlichem Charakter, dargestellt hatte.

In analoger Weise wie Elbingerode erkläre ich die Grauwackenzone von Tanne, von der im Jahre 1870 E. BEYRICH in der Erläuterung zum Blatt Zorge schrieb: „Die Tanner Grauwacke bildet, mit mehrfach nachgewiesener sattelförmiger Schichtenstellung, das Liegende der sie beiderseits umgebenden Wieder-Schiefer (d. h. des mittleren bis unteren Devons) und mußte demgemäß für das älteste der im Harz überhaupt erscheinenden Schichtensysteme angesehen werden.“ Dieser scheinbar so nahe liegende Schluß erwies sich als falsch. Der Tanner Grauwackenkomplex entspricht in seiner Fazies auffallend dem Kulm, wird wie dieser von einem plattigen Tonschiefer und einem unteren Kieselschieferhorizont unterlagert und ist nach seiner Cyclostigmen-Flora (mit Knorria) wesentlich jünger als die Schichten, die man früher als sein stratigraphisches Hangendes betrachtete<sup>1)</sup>. Ich fasse die von BEYRICH und LOSSEN dargestellten, auch

<sup>1)</sup> Die genaue Altersgliederung der Tanner Grauwacke bedarf allerdings noch weiterer Klärung. Die von mir in der letzten Arbeit [18.] zitierte Angabe von BODE [2], daß NATHORST für das karbone Alter der Tanner Grauwacke eingetreten sei, ist dahin richtig zu stellen, daß NATHORST die wenigen Florenreste mit oberdevonischen Vorkommnissen verglich. Auch GOTHAN stellt in einer über die Tanner Grauwacke handelnden Arbeit von SCHTEL, die mir im Korrekturabzug freundlich zur Verfügung gestellt wurde, die betreffenden, Cyclostigmen führenden Schichten in den Horizont der zum Oberdevon gerechneten Ursstufe der Bären-Insel. Übrigens wird allgemein angegeben, daß die jungdevonische Flora praktisch bereits dem Kulmtypus entspricht (vgl. z. B. WEDEKINDS Darstellung des Devons in SALOMONS Grundzügen der Geologie Bd. II, S. 201). Ich möchte daher glauben, daß wohl weitere Pflanzenfunde, evtl. in den höheren Grauwacken, noch abzuwarten sind, bis die Altersdiagnose scharf gestellt werden kann. Auffallend bleibt mir, daß die Faziesfolge von Kieselschiefer über Tonschiefer

auf der Harzkarte 1:100 000 zum Ausdruck gebrachten Lagerungsverhältnisse dieser Zone in der gleichen Weise auf, wie jene von Elbingerode und betrachte auch den Tanner Zug als Fenster inmitten des Unterharzes [18]. Die Erscheinung, daß in den meisten Profilen auf der Nordseite der Tanner Zone die nach dieser Deutung ursprünglich aufgeschobenen Devonschichten unter die erwähnten Grauwacken einfallen, ändert nichts am Wesen des Phänomens. Sie hängt einfach damit zusammen, daß die nach der Überschiebung fortdauernden Faltungsvorgänge noch so gewirkt haben, wie in dem weiter nordwestlich liegenden Bereich von Elbingerode. Auch dort kommt Überkipfung des Fenstersattels vor. In den Überschiebungsgebieten der Alpen sind derartige und oft noch viel größere Deformationen von Überschiebungsflächen eine wohlbekanntere Erscheinung.

Die aufgeschobene Unterharzdecke ist kompliziert geschuppt und zeigt in einer Zone, die DAHLGRÜN und SCHRIEL [7] als Silurachse bezeichneten, eine fast zusammenhängende Reihe von fossilführenden Aufschlüssen des Silurs. Diese reichen von Lauterberg über Hasselfelde und Harzgerode zum östlichen Teile des nördlichen Harzrandes. Flache Überschiebungen sind hier beobachtet.

Mit dem schon erwähnten Acker-Bruchbergzug ist der Nordwestrand des Unterharzer Deckensystems erreicht. Seine Erhaltung verdankt der Erstere einer Einfaltung in den unter ihm zu denkenden Kulm des Oberharzes, der auf der einen Seite im Sösegebiet, auf der anderen Seite im Siebertale durch Denudation zutage tritt. Die Überschiebungsdistanz des Unterharzes ist auf Grund der oben gegebenen Deutung der Verhältnisse von Elbingerode und Tanne auf mehr als 25 km zu schätzen.

### IIC. Die Stieger Decke.

Im Dache der Unterharzdecke liegt noch ein Schichtensystem, daß ich als Stieger Decke bezeichnen möchte [18]. Den Falten des Silurs und Devons ruht in der Südharzmulde mit völliger Diskordanz eine eigenartig gemischte Schichtengruppe auf, die nach Beschreibungen von DAHLGRÜN und SCHRIEL im unteren, am Nordrande austreichenden Teile reich an Diabaslagern ist und im übrigen aus einer mannigfach gemischten

zu Grauwacken und Konglomeraten genau dieselbe ist wie im sicheren Kulm, der im Siebertale im Harz nur durch eine schmale Devonrippe vom Tanner Schichtensystem getrennt ist. Außerdem müßte bei Zuweisung des letzteren in die obersten Devonschichten und in deren Grenzhorizont gegen das Unterkarbon noch die Angabe BODÉ's vom Vorkommen unterkarbonischer Tierreste (u. a. *Cyathaxonia cornu*) widerlegt wurden. Für die obigen tektonischen Erwägungen spielt die Entscheidung dieser Fragen übrigens keine große Rolle. Es würde nur die Kulmfazies im Tanner Zug schon früher einsetzen als im Nordwestharz, wenn tatsächlich die betreffenden Schichten noch oberstes Devon wären.

Gruppe von ruscheligen Tonschiefern, Grauwacken- und Quarzitlinsen, Wetz- und Kieselschiefern und einzelnen Konglomeraten besteht. Das Hangende bilden sicher kulmische Kieselschiefer, Tonschiefer und Grauwacken. Diskordant liegt das Rotliegende auf.

DAHLGRÜN und SCHRIEL [7, 30] halten den Stieger Komplex für sehr tiefes Unterkarbon, das auf abgetragendem Devon und Silur transgrediere. Ich kann auf Grund der vorliegenden Verhältnisse diese Meinung nicht teilen, sondern halte die Stieger Serie für einen buntgemischten Komplex, der verschiedene Horizonte von Devon- und Karbongesteinen, vielleicht sogar Silur umschließen dürfte und durch eine Überschiebung von der Unterlage getrennt ist. Daß es sich nicht um eine Transgressionsablagerung handelt, geht auch daraus hervor, daß die Karten westlich von Stiege zwischen dem erwähnten Komplex und der Unterlage nochmals Partien von Kulmkieselschiefer verzeichnen [7, S. 146 und die Harzkarte von LOSSEN].

Im Dach des Stieger Komplexes hat bereits SCHRIEL Abscherungen beobachtet, an denen die hangende Kulmgrauwacke flach vorwärts getrieben ist. Der Ausstrich dieser Abscherungsflächen zeigt auf dem erwähnten Kartenausschnitt von Stiege einen auffälligen Parallelismus mit dem Außenrand des ganzen Stieger Komplexes, was nach meiner Meinung ebenfalls ein indirekter Beweis für die tektonische Natur dieses Randes ist. Zur Stieger Decke rechne ich auch die metamorphe Serie des südöstlichen Harzrandes und die Selke-Mulde, die südlich von Ballenstedt unter dem diskordanten Rotliegenden erscheint und das gleiche stratigraphische Profil bietet wie bei Stiege.

Man gewinnt den Eindruck, daß die Stieger Decke im Großen und Ganzen als südöstlicher Hangendflügel der Unterharzer Gesteinsreihe aufzufassen ist, der an Abscherungsflächen und unter Mitnahme verschiedener Schichtglieder über die zusammengefaltete Hauptpartie der Unterharzzone ein erhebliches Stück weit hinaufgeschoben wurde.

Die voranstehende tektonische Deutung der Lagerungsverhältnisse wurde vom Verfasser im Winter 1926/27 auf Grund der Literatur und der Karten entwickelt. Als es ihm möglich war, die gewonnene Auffassung an Ort und Stelle zu überprüfen, zeigte sich, daß nicht nur im Gebiet von Elbingerode, sondern auch in dem von Tanne und Stiege die Grundlagen, auf denen die neue Deutung fußt, sicher sind. Für Elbingerode konnte in dieser Hinsicht nach den Aufnahmen von KOCH und ERDMANNSDÖRFFER kaum ein Zweifel bestehen. Aber auch in der viel erörterten Zone von Tanne zeigte sich, daß BEYRICH und LOSSEN die Verhältnisse insofern richtig beurteilt hatten, als die Tanner Grauwacken und Plattenschiefer tatsächlich als unter der Unterharzer Devonserie auftauchend bezeichnet werden müssen — auch dort, wo ihr Nordrand auf diese überfaltet ist. Wo die Devonschiefer und Diabase in schmalen Ausläufern ausspitzen, z. B. nördlich von Voigtsfelde und nördlich von Tanne, heben sie sich heraus. Die Kontakte mit der Tanner Grauwacke sind tektonisch und zwar bilden die tiefsten Horizonte der letzteren, nämlich die Plattenschiefer, in der Hauptsache den Kern des Zuges und haben bei Tanne in erheblicher Ausdehnung die von BEYRICH betonte sattelförmige Lagerung.

Sehr interessant sind die Klippen bei Bad Lauterberg. Der dortige Fundpunkt von Graptolithenschiefern des Silurs tritt unter einer zur Stieger Decke gehörigen, aber von ihr durch Erosion getrennten Gruppe von Diabasen, ruscheligen Schiefen und Kulmkieselschiefern auf. Die Tanner Grauwacken fallen in südwestlicher Richtung darunter ein.

Die durch ihre herzynische Fauna ausgezeichnete Devonkalkklippe des Rothhäuser Tales nordwestlich von Bad Lauterberg hat BODÉ [2] untersucht und durch seine Schürffungen festgestellt, daß der Kontakt mit der Tanner Grauwacke tektonisch ist.

Was das „Silur“-Gebiet von Wernigerode anbelangt, erhielt Verf. bei der Durchquerung den Eindruck, daß hier Kieselschiefer, Kieselkalke und Plattenschiefer des Kulms zutage treten, und daß diese Zone samt den sie im Norden begleitenden Kulmgrauwacken des Schloßberges und Tiergartens tektonisch zur Oberharz Serie gehört. Sie wird durch ein wenige Kilometer breites Mittel- und Unterdevongebiet der Unterharzdecke vom Elbingeroder Fenster getrennt. Das Profil von M. KOCHE (vgl. Fig. 2) bedarf hier einer Korrektur. Da die *Cardiola interrupta*, auf Grund derer die Zuweisung der Wernigeröder Schichten zum Silur erfolgte, von einer Bergwerks-Halde stammt, scheint die ganze Frage eine Neuüberprüfung zu verlangen.

### Äquivalente der Harzdecken im Kellerwald und Lahn-Dill-Gebiet.

Wenn die oben gegebene Auffassung des Harzes richtig ist, dann können diese Erscheinungen nicht isoliert dastehen, sondern müssen sich in Anbetracht des großen Ausmaßes der Bewegungen auch im Fortstreichen der gleichen varistischen Gebirgszonen irgendwie zeigen.

Über die Beziehungen nach Osten läßt sich naturgemäß wenig sagen. Hier ist nur bekannt, daß östlich der Zone der Kulmgrauwacken des Flechtinger Höhenzuges (Fortsetzung der Oberharzzone) ein heller Quarzit bei Gommern erscheint. Er entspricht in seiner Beschaffenheit und in seiner Pflanzenführung den Quarziten, die bei Ilseburg kulmische Knorrien geliefert haben und ihrem Streichen nach zur Acker-Bruchbergzone gehören. Zum mindesten erscheint hier also eine Ausbildung des Kulms, die dem Oberharz fremd, hingegen in der Stirnzone der Unterharzdecke bekannt ist.

Gehen wir vom Harz nach Südwesten, so finden wir auf der linken Seite der Werra bei Sooden-Allendorf inmitten des Zechstein-Trias-Gebiets den schmalen Grauwackenhorst, dessen Gesteine BEYRICH mit der Tanner Grauwacke verglichen hat [22]. Es werden in ihm Pflanzen Spuren, so *Archaeocalamites*, angegeben. Auf der Südostseite dieser Zone finden sich im scheinbaren Hangenden Tonschiefer und Diabase, die dem Devonkomplex des Unterharzes, d. h. den „Wieder Schichten“ LOSSENS vergleichbar sind. Das ganze Profil erinnert an jenes der südlichen Einfassung der Tanner Grauwackenzone im Unterharz.

Wesentlich wichtiger sind die Erscheinungen im Kellerwald. Der durch Fundstellen silurischer, z. T. auch devonischer Fossilien ausgezeichnete Gesteinszug, der südlich von den normalen Devon-Kulm-Profilen des nördlichen Kellerwaldes auftritt, scheint mir das Bild eines eingefalteten Deckschollen-

streifens von Gesteinen der Unterharzentwicklung zu bilden. Auf seiner Nordseite zeigt die Karte von DENCKMANN [9, Taf. 2] eine ganze Anzahl kleiner Quarzitklippen, die von Oberdevon und anderen Schichten eingefasst sind. Im Süden ist die nachgewiesene Silurzone von einem Kulmgebiet begrenzt, dessen Kieselschiefer nach DENCKMANN'S Auffassung auf dem Silur transgredieren, da sie von ihm abfallen. Ich glaube, daß eine derartige stratigraphische Diskordanz sich wohl anders äußern würde. Wenn auch die Kulmkieselschiefer wegen der in ihnen vorkommenden Radiolarien nicht gerade Tiefseebildungen zu sein brauchen, so haben sie doch nicht das Gepräge der Basalschichten eines mit starker Diskordanz transgredierenden Komplexes. Nach einer orogenetischen Bewegung, die so radikal war, daß in geologisch kurzer Zeit (zwischen oberem Clymenienkalk und tiefem Unterkarbon) die Faltenzüge bis auf Silur abgetragen werden konnten, müßte man doch anders beschaffene Basisschichten einer übergreifenden Schichtfolge erwarten. Viel wahrscheinlicher ist mir hier wie im Unterharz die Erklärung, daß die anscheinend horstähnliche Silur-Devonrippe nur der Rest einer auf den Kulm aufgeschobenen Schichtgruppe ist. Ihre Erhaltung würden diese Gesteine dem Umstand verdanken, daß sie nachträglich tektonisch eingeklemmt wurden, wobei ihre ursprüngliche Unterlage, nämlich der von ihnen überfahrene Kulm, stellenweise emporgefaltet oder emporgeschuppt ist.

Merkwürdig ähnliche Verhältnisse finden sich im Grenzgebiet zwischen Lahn- und Dillmulde. Die Lahnmulde im Süden, die Dillmulde im Norden haben eine Schichtenentwicklung des Devons und Kulms, die stark an das Gebiet von Elbingerode und an den Oberharz erinnert und mit ihnen zweifellos dem Sauerländer Ablagerungsbezirk im weiteren Sinne zugewiesen werden muß. Schalsteine, eisenerzführende Stringocephalenkalke und andere Schichtglieder verbinden sich in allen diesen Gebieten zu einer verwandten Faziesgruppierung.

Mitten zwischen den beiden, im einzelnen stark geschuppten Mulden tritt eine Entwicklung auf, die sich besonders an das Gebiet beiderseits der Hörre knüpft.

AHLBURG [12] fasste sie als Nordrandfazies der Lahnmulde auf und bezeichnete ihren Bereich als „Horstgebiet der Hörre“. Klippenquarzite [Silur?, eventuell auch Unterdevon], Koblenzer Schichten, mitteldevonische Schiefer mit den berühmten Einlagerungen der „herzynischen“ Kalke von Greifenstein, Ballersbach, Günterode und mit Vorkommnissen von Pentamerusquarziten charakterisieren in auffallender Weise dieses „Horstgebiet“. Tektonisch bemerkenswert ist, daß der Streifen der oben genannten herzynischen Kalke von Greifenstein, Ballersbach, Günterode gerade den auf Kulmschichten der Dillmulde aufgeschobenen Nordrand der Hörrezone bildet. In der Marburger Gegend, also in der streichenden

östlichen Verlängerung der „Horstzone“, ist graptolithenführendes Silur und herzynisches Unterdevon bekannt geworden. Das Vorkommen weist bereits deutlich zu dem in mäßiger Entfernung befindlichen Gebiet des südlichen Kellerwaldes hinüber.

Große Schwierigkeiten haben seinerzeit die Hörre-Grauwacken und die mit ihnen verknüpften Plattenschiefer gemacht. Nachdem sie durch lange Zeit dem Silur zugewiesen waren, hat sie AHLBURG in das Oberdevon gestellt<sup>1)</sup>. Die Flora der Plattenschiefer schien nicht zu widersprechen. In neuester Zeit kam KEGEL zu folgendem Ergebnis: „Es zeigt sich nun in der Tat, daß der größte Teil der bisher als Hörregrauwacke bezeichneten feldspatreichen Grauwacken sowohl im Handstück wie auch in der Zusammensetzung der Gesteinsfolge von der Kulmgrauwacke nicht zu unterscheiden ist, sofern man gewisse quarzitische Sandsteine und Grauwackensandsteine außer Betracht läßt. Dieser Teil der Hörregrauwacken, das haben die neuen Aufnahmen gelehrt, steht nun mit plattigen Schiefen (einem Teil der Schiffelborner Schichten) in solcher Verbindung, daß als normale Aufeinanderfolge die Reihe Kieselschiefer, Tonschiefer, Grauwacken an zahlreichen Stellen in die Augen springt. Dabei zeigte sich, daß diese Gesteine in kleineren und größeren Mulden und Fetzen einem anders gearteten Kern der Hörregesteine aufgelagert sind. Wo, wie beispielsweise südlich des Mühlbergs bei Katzenfurt, die Achse einer solchen Kulmmulde aushebt, haben sich die Kieselschiefer in größerer Mächtigkeit erhalten. Auf den Flanken der Mulden sind sie oft nicht mehr nachweisbar, sei es nun, daß sie ursprünglich fehlten, oder sei es, daß sie tektonischen Bewegungen zum Opfer fielen [13, S. 293, 294].“

Die Vermutung, daß es sich um Kulm handle, wurde dadurch bestätigt, daß gelegentlich einer vom geologischen Institut der Universität Gießen unternommenen Studienexkursion in den Hörregrauwacken Reste echter Lepidodendren gefunden wurden, die W. GOTHAN als unzweifelhaft kulmisch erkannte. Auch die schon früher bekannte Flora der Plattenschiefer von Sinn ist als kulmisch zu bezeichnen und wurde nur aus dem Grunde früher dem Oberdevon zugewiesen, weil die geologischen Gründe dafür zu sprechen schienen.

Gleichzeitig ist auch bezüglich der früher zum Oberkarbon gezogenen Grauwacken von Gießen eine Klärung erfolgt. Sie sind, genau so wie die Hörregrauwacken, an der Basis von Kieselschiefen begleitet und gehören gleichfalls zum Kulm. In der Gegend von Gießen, also gerade im mittleren Teil der Gießener Grauwackenmulde, ist dort, wo diese unter den postvaristischen Schichten verschwindet, Silur und pentamerusführender

<sup>1)</sup> Man wird an die Wandlung der Anschauungen über die Tanner Grauwacken erinnert.

Mitteldevonkalk bei Linden festgestellt worden. AHLBURG hat daher bereits dieses „Horstgebiet am Südostrande der Lahnmulde“ in Beziehung gesetzt zu dem „Horstgebiet der Hörre“ [12, S. 64]. So ergibt sich das merkwürdige Bild, daß die Lahnmulde nicht nur im Norden, sondern auch im Osten begleitet ist von Gebieten der Unterharzfazies, die sich wie Fremdkörper in den Bereich der normalen Fazies der Lahn-Dill-Mulde eindrängen. Nach meiner Ansicht muß man sich da, besonders in Anbetracht der Erscheinungen im Harz, mindestens die Frage vorlegen, ob nicht die scheinbaren Horstgebiete am Nordrand der Lahnmulde und in der Gegend bei Gießen in Wahrheit eingeklemmte Deckschollenreste sind.

Ich möchte vermuten, daß die Schuppen von Günterode und Eisenroth nördlich der Hörre noch zum aufgeschobenen System (II B) gehören, dem ihre herzynische Devonfazies entspricht.

Die Frage, ob die als Kulm erkannten Hörregrauwacken mit zu dem angenommenen Deckschollengebiet gehören, oder zu dessen Unterlage, kann hier nicht erörtert werden.

Kompliziert werden im Lahn-Dill-Gebiet die Verhältnisse noch dadurch, daß die gesamten Schichtsysteme von einer intensiven Schuppung ergriffen sind. Hierher gehört z. B. die Deckdiabas-Überschiebung, deren Rand den südlichen Teil des Hörre-Kulms überlappt [12].

Selbstverständlich gibt es in den tektonisch und stratigraphisch ungewöhnlich schwierigen Gebieten, wie wir sie im Lahn- und Dillgebiet vorfinden, so viele Probleme, daß es verfehlt wäre, ohne weiteres auf Grund der bisherigen Arbeiten eine neue Deutung restlos durchführen zu wollen. Man wird geduldig abwarten müssen, was die Feldbeobachtungen bringen werden. Aber aufwerfen muß man diese Fragen unbedingt schon jetzt. Wie ich denke, fügen sich im großen die erwähnten Hinweise in dem ganzen Gebirgsstreifen vom Harz bis ins Lahngebiet zu einem so geschlossenem Bilde zusammen, daß man hierin ein Argument für die Berechtigung des ausgesprochenen Gedankenganges erblicken kann.

Wie schon bei Besprechung der Sauerland-Oberharzzone gesagt wurde, steigen im rheinischen Schiefergebirge die Faltenachsen etwas höher an als im Harz. Damit steht in Übereinstimmung, daß im Hörregebiet die Fortsetzung der verhältnismäßig zusammenhängenden, nur von einigen Fenstern durchlöcherten Unterharzdecke bloß noch auf schmale Züge reduziert ist. Ganz entsprechend bildet die nach obiger Deutung darunter liegende Sauerland-Oberharz-Entwicklung, die wir im Unterharz nur in Form der erwähnten Fenster sahen, nunmehr die weit ausgedehnten Falten- und Schuppenzüge der Lahn-Dillmulde. Verfolgen wir das Gebirge noch weiter nach Südwesten zum Rhein, so sind nicht nur die letzten Klippen der scheinbaren Horstzone verschwunden, sondern mit ihnen auch die Kulm- und jüngeren Devonschichten der Lahn-Dill-Mulde. Wir

befinden uns bei Koblenz in einer weiten, durch isoklinale Schichtwiederholungen [10] komplizierten Synklinalregion der unterdevonischen Koblenzer Schichten, die hier den Siegerländer Sattel von der Hunsrück-Taunus-Zone trennt.

Die Frage, wie sich die oben versuchte Neudeutung der AHLBURG'schen Horst- oder Klippenzone zu den Erscheinungen verhält, die im Jahre 1910 vom GERTH aus dem Taunusgebirge [11] angegeben wurden, muß einstweilen noch offen bleiben. GERTH hat Gründe vorgebracht, die dafür sprechen, daß im Taunus große Überschiebungen stattgefunden haben, die den altdevonischen Taunusquarzit weithin in das Hangende jüngerer Devonschichten gebracht haben. Er nimmt eine nachträglich gefaltete Taunusdecke an, unter der hier und da die begrabene Schichtfolge in Form von Fenstern aufgeschlossen ist. GERTH, dessen Ansicht in neuerer Zeit bekämpft wurde [21], hat meines Erachtens das Verdienst, eines der wichtigsten Probleme im Bau des östlichen rheinischen Schiefergebirges aufgeworfen zu haben.

LEPPLA [20], auf dessen Arbeit mich kürzlich cand. geol. GELLERT aufmerksam machte, hat in der westrheinischen Fortsetzung der Taunuszone noch in Profilen an der Saar Verhältnisse gefunden, die er bei aller vorsichtigen Zurückhaltung als Überschiebungsrand des Taunusquarzits deutet. Auch weiter nördlich, am Nordrand der Hunsrückschiefer gegen höheres Unterdevon sind Überschiebungen bekannt und man darf wohl vermuten, daß das Mitteldevon bei Olkenbach am Ostende der Triasbucht von Trier seine Erhaltung nicht einer bloßen Einmuldung verdankt. Auch das Rheinprofil zeigt dort, wo es die Koblenzer Mulde bei Goarshausen quert, isoklinale Schichtwiederholungen, die im Prinzip an den Schuppenbau des Lahngbiets erinnern [10]. Es sind also noch viele tektonische Besonderheiten zu erwarten.

Man kann mitunter lesen, daß das varistische Gebirge um so weit stärker denudiert sei als die Alpen, daß jene oberen Überschiebungsmassen, die in letzteren einen so breiten Raum einnehmen, bis zur Wurzel abgetragen seien. Dies ist gewiß nicht der Fall. Das varistische Gebirge ist vielmehr bis heute in keinem wesentlich anderen Denudationsniveau geschnitten als zur Rotliegendzeit, d. h. am Ende der Faltung. Es ist kaum so tief abgetragen wie die Alpen es wären, wenn man die heutigen Talsohlen als Denudationsfläche nähme. Damit wären aber noch lange nicht die oberen alpinen Überschiebungsserien, z. B. jene der nördlichen Kalkalpen, verschwunden.

Im großen Ganzen ergibt die tektonische Hauptgliederung der rhenoherynischen Zonen des varistischen Gebirges vom Rhein bis in den Harz folgende Anordnung:

- IIA. Sauerland-Oberharzzone, vorwiegend mit ziemlich durchsichtigem Falten- und Schuppenbau der Devon- und Kulmschichten.
- IIB. Unterharzdecke, aufgeschoben auf IIA. Sie besteht aus allen Schichten vom Silur bis in den Kulm und hebt sich gegen Westen, so daß wir im Grenzgebiet zwischen Lahn- und Dill-Mulde ihre letzten von der Denudation noch verschonten Reste als eingeschuppte schmale Streifen finden.
- IIC. Die Stiegerdecke des Südharzes, wohl vorwiegend aus Devon und Kulm bestehend und als weit vorgedrängter südlicher Hangendflügel von IIB. zu deuten. Ihre westliche Fortsetzung ist einstweilen unbekannt, wenn sie nicht in der südlichen Randzone des Taunus zu suchen ist.

Keine von den rhenoharzynischen Gebirgszonen tritt in den Bereich Sachsens ein. Sie ziehen alle weit im Norden des Landes vorbei. Erst die nächstinnere der großen varistischen Gebirgseinheiten ist am Aufbau des sächsischen Untergrundes beteiligt und erlangt hier sogar ihre typische Entwicklung, so daß seinerzeit E. SUSS dem Vogtlande den Namen für das ganze gewaltige Gebirgssystem entlehnen konnte.

### III. Die Thüringisch-erzgebirgischen Zonen. (Saxothuringische Zonen KOSSMAT.)

Unbekannt ist die Art des Verbandes zwischen dem südlichen Rand des Grauwackengürtels und den nächstinneren Gebirgstteilen. Sowohl südlich des Hunsrück-Taunus, als auch südlich des Harzes ist das alte Gebirge abgesunken und von jüngeren Schichten verdeckt. Aus den Fragmenten aber, die in geringer Entfernung vom Abbruche sichtbar werden, entnehmen wir, daß hier eine Zone kristallinen Grundgebirges durchzieht. Teile davon sehen wir im Kyffhäuser, im nordwestlichen Thüringer Wald, im Spessart, Odenwald und schließlich in einigen Kuppen bei Albersweiler westlich des Rheins.

Bezüglich des tektonischen Verhältnisses dieses kristallinen Gebietes zum Grauwackengürtel darf man wohl vermuten, daß es sich nicht um einfaches Auftauchen der tieferen Gesteinsgruppen handelt. Die Arbeiten von SCHRIEL im Bereiche des Südharzes haben gezeigt, daß die sogenannte Stieger Serie hier nach Süden flach unter den Kulm taucht und daß die Grauwacken des letzteren an Scherungsflächen nach Norden vorwärts getrieben sind. Da nun südlich vom Harzrand am Abfall des Kyffhäusers zur goldenen Aue bereits eine Partie von Gneisen und von mylonitischen Graniten ansteht, scheint mir die Vermutung gerechtfertigt, daß diese kristalline Zone an die untertauchende paläozoische Harzserie von Süden herangeschoben war, und daß die erwähnten Abscherungserscheinungen

im Hangenden der Stieger Serie zu dieser angenommenen Aufschiebung der kristallinen Gesteine von Zone III in Beziehung stehen.

Die besten Einblicke in den Bau der Zone III erlangt man im thüringisch-erzgebirgischen Bereich, nach dem man diese Einheit zweckmäßig benennen kann. Man hat es hier mit einer scheinbar konkordanten Gesteinsreihe zu tun, deren basale Teile aus verschiedenen Gneisarten bestehen. An sie schließen sich muskowitzreiche Glimmerschiefer und Phyllite mit gelegentlichen Einschaltungen von verschiedenen anderen metamorphen Sedimenttypen und von Linsen mannigfacher Amphibolite an. Ohne Überschreitung einer scharfen Grenze gelangt man aus den oberen Teilen der metamorphen Serie in die kambro-silurische Tonschiefergruppe und in das Silur; in der oberen Abteilung des letzteren bilden die graptolithen-führenden Alaun- und Kieselschiefer einen wichtigen Leithorizont. Die Ablagerungslücke des Unterdevons macht sich durch keine auffällige Winkeldiskordanz bemerkbar. Über den durch zahlreiche Diabaseinschaltungen ausgezeichneten Mittel- und Oberdevonschichten folgen mit einer neuen Ablagerungslücke Kulmschiefer und -grauwacken, die überall noch an der Faltung beteiligt sind. Nur in der zunehmend größeren Ausbildung der höheren Kulmschichten kommt das Herannahen des gebirgsbildenden Vorganges zum Ausdruck. Die Hauptfaltung erfolgte am Ende des Kulms; aber eine schwächere Phase trat innerhalb des erzgebirgischen Bereichs in der Übergangszeit zwischen Waldenburger und Saarbrücker Stufe ein. Die asturische, saalische und pfälzische Phase zeigen nur mehr das Ausklingen der Bewegungen. Die Intrusion der großen Granitbatholithen war wohl in der Hauptsache gegen Ende der älteren Gebirgsbildungsstadien erfolgt.

Es wäre eine überflüssige Wiederholung, wenn hier näher auf den Bau der saxothuringischen Faltenregion eingegangen würde. Es sei daher verwiesen auf die Übersicht der Geologie von Sachsen [15], auf J. WALTHERS Geologie von Thüringen, sowie auf die neuen Veröffentlichungen der Thüringischen Geologischen Gesellschaft.

Das kristalline Grundgebirge der saxothuringischen Zonen kommt in drei größeren Aufsattelungen zutage.

III A. Die nördlichste bildet die Zone Kyffhäuser-westlicher Thüringer Wald. In letzterem ist das von Graniten durchbrochene Gneis - Glimmerschiefergebiet von Brotterode und Ruhla zu nennen. Die Verbindung zum Gneis- und Glimmerschiefergebiet des Vorder-Spessarts ist durch kristalline Auswürflinge im Basalt bei Fulda angedeutet. Auch das Böllsteinmassiv im östlichen Odenwald, mit Biotitgneiskernen, Muskowitgneisen, Glimmerschiefern und Marmoren gehört entschieden dieser Zone an [35, S. 99, 191]. Anderes Gepräge hat der westliche Odenwald mit seinen Glimmerschiefern, seinen kontaktmetamorphen altpaläozoischen

Sedimenten und den mannigfaltigen basischen bis sauren Plutoniten. F. E. SUESS hat hier größere tektonische Probleme angedeutet, doch ist die Erstreckung des kristallinen Grundgebirges zu sehr unterbrochen, um weitgehende Schlußfolgerungen zuzulassen.

III B. Viel bessere Aufschlüsse bietet die zweite große Aufwölbung der Zone III im Fichtel- und Erzgebirge. In letzterem hat sich gezeigt, daß der scheinbar einfache Gewölbebau dieser „Sattelzone“ sehr komplizierte Strukturen in sich birgt. Die Gneise und deren Schieferhülle sind durch tangentiale Gleitbewegungen tektonisch durchmischt und in scheinbarer Wechsellagerung miteinander zu einem „Zwiebelschalenbau“ verzahnt. Der Bau erinnert in vielen Stücken an die pennische Grundgebirgstektonik der Alpen [15].

Diese tektonischen Verschiebungen vollzogen sich in der Tiefe des Gebirges und waren von den durch reichliche Muskowitbildung gekennzeichneten Umkristallisationen begleitet, die man als „lepidoblastisch“ bezeichnet. Die zentralen Gneiskerne blieben aber in der Tiefe noch in Verbindung mit der magmatischen Region, denn wir sehen sowohl im Erzgebirge bei Fleyh, Bobritzsch u. a. O., wie auch im Fichtelgebirge, als letzte Intrusionen im Kuppelgebiet noch Granite hochkommen, die den Faltungsvorgang in flüssiger Phase überdauert haben. Man kann das Erzgebirge vielleicht zweckmäßig als „kernautochthon“ bezeichnen. Die Hangendteile der Gneiskuppeln sind aber, wie schon erwähnt, durch die Tangentialbewegungen förmlich in Fahnen ausgezogen worden. Sicher haben auch die scheinbar konkordanten Schieferhüllen im Dach der Gneise beträchtliche Tangentialverschiebungen erfahren.

Auf Grund der tektonischen Erfahrungen im Erzgebirge ist anzunehmen, daß auch in der Spessart- westthüringischen Zone das kristalline Grundgebirge ähnliche Beanspruchungen erfahren hat. Wir befinden uns durchwegs im Bereiche der „Wandertektonik“, wie sie F. E. SUESS nennt.

Eine Sonderstellung hat die verhältnismäßig kleine Granulitkuppel, die nördlich vom Erzgebirge als Kern einer breiten Antiklinale sichtbar wird, und zwar unter einem stark zerfaserten Gabbromantel und einer metamorphen Schieferhülle. Letztere hat sich tangential gegenüber dem Kern verschoben und zeigt ebenso wie die peripherischen Teile des Granulits die Spuren dieser Beanspruchung in Form lepidoblastischer Umkristallisation. Der Granulitkern selbst hat aber eine Beschaffenheit, die nach Ansicht von SCHEUMANN [27] und mir auf syntektonische Intrusion hinweist, d. h. auf ein Erstarren des Granulits unter gleichzeitigen tektonischen Beanspruchungen.

F. E. SUESS betrachtet den Granulit freilich als fremdes Element im Bereich der Zone III. Er vermutet, daß er aus dem Gebiet der moldanubischen Intrusionstektonik stamme, und durch Überschiebung über

das Erzgebirge hinweg an seinen Platz gekommen sei. Ich halte dagegen das Granulitgebirge für kernautochthon und als besonderes Intrusionsstadium zur Zeit der Faltung. Der Zusammenhang mit dem Magmaherd blieb über letztere hinaus erhalten, denn der Granulit ist überall durchschwärmt von jungen granitischen Nachschüben, die ihm blutsverwandt sind, aber erst nach der Hauptfaltung erstarrten [25, 15].

#### **IV. Die aufgeschobenen Grundgebirgsschollen von Münchberg-Wildenfels-Frankenberg und die Hauptregion der böhmischen Masse. (Moldanubische Region nach F. E. SUESS.)**

Die Erscheinung der Gneisschollen im Bereich des vogtländischen Paläozoikums ist im Laufe der letzten Jahre so häufig in der Literatur besprochen worden, daß es hier genügt, auf sie hinzuweisen. Nachdem schon GÜMBEL die Beobachtung gemacht hatte, daß die Münchberger Gneismasse ringsum das umgebende Palaeozoikum scheinbar überlagert, hat F. E. SUESS [34] auf Grund seiner Untersuchungen die Schlußfolgerung gezogen, daß es sich um eine wurzellose Schubmasse handle. Die kleine Amphibolitscholle des Wartturmberges, die isoliert von der Hauptmasse dem Paläozoikum bei Hof auflagert, trägt wesentlich dazu bei, diese Auffassung zu unterstützen. Die neuen Arbeiten von WURM [39, 40] haben die Ansicht von F. E. SUESS bestätigt und weitere Argumente dafür erbracht, daß eine Deckscholle vorliegt, deren Herkunftsgebiet südlich der Fichtelgebirgskuppel am Nordrand der böhmischen Masse zu suchen ist. Ganz ähnliche Erwägungen gelten auch für die kleine Wildenfeler Gneisscholle und für das Frankengerger Zwischengebirge [15, 28], dessen Gneis- und Amphibolgesteine völlig isoliert inmitten jener paläozoischen Mulde auftreten, die das Erzgebirge und Granulitgebirge voneinander scheidet.

Einer Deutung dieser Vorkommnisse als „durchspießende“ Gneishorste stehen ganz ähnliche Gründe gegenüber, wie sie seinerzeit die Alpengeologen veranlaßten, die Deutung der Schweizer Klippen als ortständige Aufragungen abzulehnen und die Wurzellosigkeit dieser Schollen anzuerkennen. Es liegen zweifellos ganz gewaltige Vorgänge zu Grunde, denn die Entfernung von den Klippen bis zur Ausgangsregion, nämlich dem Randgebiet der zentralen böhmischen Masse, ist mit mindestens 50 Kilometern zu veranschlagen. Dieser Umstand war wohl die wichtigste Veranlassung für die Zurückhaltung gegenüber der von F. E. SUESS gegebenen Deutung der Münchberger Scholle.

Der Überschiebungsrand muß im Frankengerger Gebiet am Ende des Kulms das erzgebirgische Becken erreicht haben, denn die Konglomerate der Waldenburger Schichten (sogenannter oberer Kulm von Hainichen und Berthelsdorf b. Chemnitz) transgredieren bereits über den Westrand der

Deckscholle. Sie haben aber noch nachträglich gemeinsam mit dieser Verbiegungen und Störungen erfahren. Von Interesse ist, daß die post-tektonische Granitintrusion des Eibenstocker Massivs im westlichen Erzgebirge aus der moldanubischen Gneisregion quer durch die Überschiebungszone durchgreift bis in den erzgebirgischen Bau. Ähnlich hat auch im Harz der Granit des Brocken die Deckengrenze durchbrochen.

Eine Schilderung des moldanubischen Kerngebietes der böhmischen Masse würde nur einen Auszug der Darstellung von F. E. SUESS bringen können. Es sei daher nur kurz darauf verwiesen, daß hier Biotitgneise des tieferen Grundgebirges (katogene Gneise), in Vergesellschaftung mit mannigfachen hochmetamorphen Sedimenten und Mischgesteinen, von riesigen Granitmassen durchsetzt werden. Es herrscht im Gneisgebiet ein höchst verworrener Bau, der sich häufig den Umrissen von Granitbatholithen anschließt. F. E. SUESS bezeichnet die ganze Erscheinungsform als Intrusionstektonik und stellt diese der Wandertektonik, d. h. den Überschiebungsstrukturen der erzgebirgisch-thüringischen Zone des Grundgebirges scharf gegenüber [35].

Die tektonische Trennung zwischen Erzgebirge und zentraler böhmischer Masse kommt auch stratigraphisch stark zum Ausdruck. In letzterer liegt bekanntlich als eine ungeheure gefaltete Mulde die algonkische und altpaläozoische Schichtenserie des mittleren Böhmens. Sehr wesentlich ist, daß in dieser Region die mittelkambrische und untersilurische Diskordanz unversehrt erhalten sind. In der erzgebirgisch-thüringischen Zone sind hingegen diese Diskordanzen offenbar durch die intensive tangentielle Durchbewegung unter großer Belastung verwischt, so daß man im Erzgebirge ein konkordantes Profil vom kristallinen Grundgebirge bis ins Altpaläozoikum zu sehen glaubt.

In der Entwicklung des Kambriums, in der kalkreichen Obersilur- und Devonfazies, sowie in der Fossilführung weist die mittelböhmische Entwicklung sehr viele grundlegende Unterschiede gegenüber der vogtländisch-thüringischen Schichtenfolge auf. Sie schließt außerdem bereits mit einem pflanzenführenden oberen Mitteldevon ab. — Offenbar haben hier schon im Oberdevon die frühvaristischen Bewegungen eingesetzt und sich im Kulm zu den großen Überschiebungsvorgängen gesteigert<sup>1)</sup>.

Schwierig zu beantworten ist die Frage, wie sich die kristallinen Zonen von Sachsen und Franken nach Westdeutschland fortsetzen. Das mächtige Erzgebirgs- und Fichtelgebirgsgewölbe scheint unter seinem Schiefer-

---

<sup>1)</sup> Nur am Westrand der Münchberger Gneisscholle hat WURM in den äußerst komplizierten Schuppen eine an das mittlere Böhmen erinnernde Entwicklung des Altpaläozoikums gefunden, die er als „bayerische Fazies“ bezeichnet. Nach seinen Ausführungen scheint es, daß es sich hier um Schichten handelt, die an der Vorderseite der Überschiebung von ihrer Unterlage abgehoben und mitgeschleift wurden.

mantel zu verschwinden. Letzterer schließt sich ja ganz deutlich um die Fichtelgebirgskuppel. Schon dieser Umstand drängt zur Vermutung, daß Schwarzwald und Vogesen, also die sogenannten oberrheinischen Horste, bereits zur Zone IV, also zum Moldanubikum gehören. Diese Ansicht hat F. E. Süss bereits ausgesprochen, und zwar ließ er sich dabei von den Erscheinungen der Intrusionstektonik leiten, die in den beiden genannten oberrheinischen Massiven ähnlich stark in den Vordergrund rücken, wie in der zentralen böhmischen Masse. Zwanglos ergibt sich dann über die Vogesen hinweg die Fortsetzung des moldanubischen Typus in das französische Zentralplateau, das ja sehr viele Parallelen mit der zentralen böhmischen Masse aufweist.

Einstweilen ist nichts Sicheres darüber auszusagen, ob in den oberrheinischen Massiven die moldanubische Überschiebung in großem Ausmaße besteht. Wichtig ist, daß in den Vogesen die altpaläozoischen Steiger und Weiler Schiefer unter die Gneise des Urbeisgebietes einfallen, und zwar so unvermittelt, daß man wohl daran denken kann, hier die Fortsetzung der moldanubischen Überschiebung über der Verlängerung des vogtländisch-thüringischen Paläozoikums zu sehen. Ob die Überschiebung noch so großes Ausmaß hat, wie im Gebiet der Münchberg-Frankenberger Deckschollen, ist fraglich. Es könnte ganz gut der Betrag des Zusammenschubs hier ein geringerer sein. Damit würde vielleicht in Einklang stehen, daß der Kulm (der dem eigentlichen moldanubischen Gebiet fehlt) im Schwarzwald und in den Vogesen eine ähnliche Rolle spielt, wie in den nördlichen Randgebirgen der böhmischen Masse — nämlich wie im Erzgebirge und in den Sudeten. Besonders an letztere erinnert in den Vogesen und im Schwarzwald die starke Kulmdiskordanz über gefaltetem und von Batholithen durchbrochenem Untergrund. Die Diskordanz hängt zweifellos mit der Nähe der Axialregion des varistischen Gebirges zusammen, in der die vorkulmischen Bewegungen viel stärker waren, als in den äußeren Gürteln.

## **B. Der Ostflügel des varistischen Bogens.**

### **I. Das oberschlesisch-polnische Steinkohlengebiet.**

Dieses stellt eine breit angelegte Mulde dar, die nur am Westrand gelegentlich eine schwache, gegen das Muldeninnere gerichtete Überfaltung zeigt, sonst aber sehr einfache Lagerungsverhältnisse besitzt. Wir stehen hier wieder in der ehemaligen Randsenke des varistischen Gebirges. Gebirgseinwärts steigen die Kulm- und Devonfalten des Niederen Gesenkes empor, während außerhalb, also am Ostflügeldes Steinkohlengebietes, bereits die unterkarbonischen Kalke des Krakauer Gebiets und Devonschichten, die zu jenen des Gebirges von Kielce in naher Beziehung stehen, in ver-

hältnismäßig einfacher Lagerung auftauchen. Die nordwestlich streichenden Faltenzüge des Kambriums, Silurs und Devons von Kielce müssen wir bereits als eine außerhalb des eigentlichen varistischen Systems liegende Zone von Grenzfalten der russischen Region betrachten.

Mit der Zugehörigkeit der oberschlesisch-polnischen Kohlenmulde zum Randgürtel des varistischen Gebirges ist noch nicht die Frage entschieden, ob die Steinkohlenablagerungen im Untergrund der norddeutschen Tiefebene ununterbrochen bis zu dem nordwestdeutschen Abschnitt des Kohlengürtels, dessen letzte Aufragungen wir einstweilen bei Osnabrück kennen, durchziehen. Die Randsenke wird nicht überall die gleiche Breite und Tiefe gehabt haben. Sie dürfte dort, wo der vorspringende varistische Bogen nahe an den Rand des starren nordeuropäischen Kontinentalgebietes herankam, eine Verschmälerung erfahren haben, so daß die Karbonzone hier stellenweise verdrückt oder späterer Denudation zum Opfer gefallen sein kann. Ursprünglich aber wird wohl ein zusammenhängender Ablagerungsgürtel vorhanden gewesen sein, der weiterhin in Vorderasien wieder bekannt ist. Das Karbon an der kleinasiatischen Nordküste hat auffallende Merkmale mit unserem Randsenkenkarbon gemeinsam [38], besonders wenn man bedenkt, daß in einer südlich anschließenden Gebirgszone das Devon der Bosphorusgegend rheinische Entwicklung zeigt.

## II. Die ostsudetische Grauwackenzone.

Im südlichen Mähren zwischen Brünn und Weißkirchen taucht aus den jungen Ablagerungen des Karpathenvorlandes die zu den Sudeten gehörige Zone des „Niederer Gesenkes“ auf. Mit nordöstlichem bis nordnordöstlichem Streichen erstreckt sie sich, nur durch die breiten Anschüttungen des Marchtales bei Olmütz streckenweise verdeckt, bis zum Rand der breiten Oderebene Schlesiens, von wo ab sie unter den Ablagerungen des Tieflandes begraben bleibt. Es herrscht innerhalb dieses Devon- und Kulmgürtels ein komplizierter Faltenbau, von dem die durch E. TETZE, G. v. BUKOWSKI und L. v. TAUSCH aufgenommenen Blätter der österreichischen geologischen Spezialkarte Kenntnis geben. Unter dem Devon, dessen Basis an verschiedenen Stellen aus konglomeratischen Schichten besteht, taucht stellenweise, so z. B. auf dem Kartenblatte Olmütz [36], ein aus Phylliten, Amphiboliten, vielleicht auch Gneisen bestehender alter Untergrund auf. Aus dem nördlichen Teil dieser Sudetenzone erwähnt BADERKE das Vorkommen von Gneisgeröllen in den geschieferten Unterdevonkonglomeraten bei Dürreifein westlich Engelsbach und bei Ober-Grund südwestlich von Zuckmantel [Neues Jahrbuch f. Min., Geol. u. Pal., Beilageband LIII; Abt. B., S. 104, Stuttgart 1925].

Diese wichtigen Beobachtungen aus verschiedenen Teilen der ostsudetischen Devonzone beweisen, daß die varistische Faltung hier eine

Region ergriffen hat, die bereits von der kaledonischen Gebirgsbildung in Anspruch genommen worden war. In mancher Beziehung sieht man sich erinnert an die Verhältnisse des Brabanter Horstes im Vorland des westvaristischen Gebirgsabschnittes. Auch die Devon-Diskordanzen in den Ardennen gehören in dieselbe Gruppe von Erscheinungen.

Unklar sind einstweilen noch die Lagerungen im Bereiche des Brünner Granit-Syenit-Stocks. Hier verzeichnen die geologischen Aufnahmen eine grobklastische, z. T. an Old Red erinnernde Basalbildung des Devons über dem plutonischen Untergrund. Kontakterscheinungen sind nicht vorhanden. Neue Untersuchungen müssen erst zeigen, ob die Grenze hier als ursprüngliche Auflagerung über einem vorvaristischen Grundgebirge oder als eine Abscherungsfläche aufgefasst werden muß, wie F. E. SUESS anzunehmen geneigt ist [35, S. 228].

Die Grenze der ostsudetischen Grauwackenzone gegen die  
moravisch-silesische Einheit.

Im Westen grenzt die Zone der nichtmetamorphen Devonschichten des Niederen Gesenkes an die aus intensiv durchbewegten kristallinen Gesteinen bestehende moravisch-silesische Zone, wie sie ihr Erforscher F. E. SUESS genannt hat. Während wir im westvaristischen Abschnitt leider nirgends die Berührung zwischen den Grauwackenzonen [II] und dem kristallinen Gürtel Spessart—Kyffhäuser [Zone III] aufgeschlossen sehen, tritt im moravisch-silesischen Gebiet die Grenze in erheblicher Erstreckung zutage und verspricht noch viele interessante Aufschlüsse über tektonische Fragen. Erwähnt sei, daß BUKOWSKI in dem von ihm aufgenommenen Blatt Mährisch-Neustadt—Schönberg [4] unregelmäßige Schollen von silesischem Chloritgneis im Gebiet der steilgestellten Devonfalten verzeichnet. Die Art des Auftretens dieser zum Teil eingefalteten, aber das Streichen der Devonzüge unregelmäßig überschneidenden Schollen, die nicht selten dem Devon auf eine längere Strecke auflagern, spricht meines Erachtens nicht für Aufbrüche, sondern für eingeklemmte Deckschollen.

Auch die Grenze zwischen dem bekannten Würbentaler Unterdevonquarzit und dem kristallinen Grundgebirge des Altvater ist, wie bereits F. E. SUESS hervorhob, nicht eine einfache Auflagerung, sondern zeigt starke tektonische Störungen [33]. Auch BEDERKE beschreibt auffällige Bewegungsflächen an der östlichen Grenze des Altvatergneises, betont aber, daß letzterer bereits den Untergrund der Devonablagerungen gebildet haben muß und vordevonische Metamorphose habe [l. c. 1925, S. 104].

F. E. SUESS fasst seine Eindrücke von der Natur der Westgrenze des sudetischen Devon- und Kulmgebiets in folgender Weise zusammen: „Wenn man den silesisch-moravischen Bau in seinen größeren Zusammen-

hängen ins Auge fasst, so sieht man, daß das nichtmetamorphe Devon weit ausgebreitet ist unter dem Kulm der Außenzonen, daß es dann aber unter die Überschiebungsdecke hineinzieht und dort am besten seine nichtmetamorphe Beschaffenheit bewahrt hat, wo es die Unterlage der aufgeschobenen moravischen Decken bildet [35, S. 232]“.

Eine nähere tektonische Parallelisierung der Devon-Kulmzone der Sudeten mit den einzelnen Einheiten der westvaristischen rhenoharzynischen Zonen im Harz und rheinischen Schiefergebirge ist selbstverständlich ausgeschlossen. Es erscheint fast unmöglich, daß einzelne Falten und Überschiebungen, mögen sie noch so groß sein, auf eine derartige Entfernung durchstreichen.

Auffallend ist die geringe Breite des Grauwacken-Gürtels im sudetischen Abschnitt, verglichen mit der reichen Entfaltung im westvaristischen Bereich. Man wird an die Erscheinungen im Karpathenbogen erinnert, wo die im Hauptabschnitt der Karpathen breit entfaltete Flyschzone weiter östlich auffallend verschmälert und teilweise durch die von innen vordringenden kristallinen Zonen fast überwältigt ist. Dies ist besonders dort der Fall, wo das Gebirge in gewaltsamer Wendung zurückbiegt zur Gegend des Donaudurchbruchs am Eisernen Tor. Man kann geradezu die Sudeten-Schlinge mit dieser walachischen Schlinge vergleichen.

### III. Die moravisch-silesische Zone und die lugische Zone.

**Moravisch-silesische Zone.** Die von F. E. SUESS am Ostrande der böhmischen Masse als besondere tektonische Einheit erkannte moravische Zone zerfällt der Länge nach in eine Thayakuppel bei Znaim und in eine Schwarzawakuppel bei Groß-Bittesch. Nach F. E. SUESS ist sie „ein Gebirge für sich“, von alpinem Deckenbau und zwar in kuppelförmiger Anordnung.

Das moravische Hangendglied ist der serizitische „Bittescher“ Augengneis, der mit konkordantem Verband dem Parallelgefüge der moldanubischen Glimmerschiefer (vergl. Gebirgszone IV) angepasst ist und von ihnen umrahmt sowie überdeckt wird. Im Kern der Kuppel taucht der Thayabatholith auf, der randlich zu Flasergneis wird, ähnlich den Zentralgneisen der Alpen. Zwischen dem Kernbatholith und der Bittescher Gneisdecke sind metamorphe Sedimente, nämlich Tonschiefer, Grauwacken, Quarzite und graue Kalke eingeschaltet, die als verändertes Devon gedeutet werden. Ihre Metamorphose reicht vom phyllitischen Typus bis zur Ausbildung von granat- und staurolithführenden Glimmerschiefern. Die ganze Zone gehört einer geringeren Tiefenstufe der Metamorphose an, als die der aufgeschobenen muldanubischen Region. Letztere ist zum tiefsten Grundgebirge zu rechnen, das wir in Mitteleuropa kennen.

Nördlich von der Unterbrechung der moravischen Zone durch den eingesenkten Rotliegendzug von Mährisch-Trübau—Boskowitz erscheinen Gesteinszüge von ähnlichem Charakter erst auf der linken Marchseite und bilden hier das hochaufragende, nordnordoststreichende Altvatergebirge, das sich in die Gegend von Freiwaldau fortsetzt. Deutliche Spuren dieser Zone sind in den nördlich vom jungen Sudetenabbruch aus der Ebene aufragenden Hügeln der Rummelsberggruppe östlich von Nimptsch in Form von Glimmerschiefern, Quarziten, kristallinen Kalken, Amphiboliten beobachtet. Es handelt sich hier um die „silesische Zone“ von F. E. SUESS.

Völlig offen ist die Frage, wo die Aequivalente der moravisch-silesischen Zone im Westflügel des varistischen Bogens zu suchen sind. Es ist nicht ausgeschlossen, daß in ihr ein metamorphes Aequivalent der innersten Zonen des rhenoheryznischen Gürtels zutage tritt.

**Lugische Zone** <sup>1)</sup>. Im Westen taucht die silesische Zone auf der Strecke von Buschin in Mähren bis Friedeberg in Schlesien an der sogenannten Ramsaulinie bei Goldenstein unter die von Westen her aufgeschobene kristalline Region des Spieglitzer Schneeberges, die zum lugischen System von F. E. SUESS gehört. Das Streichen ist hier Nordnordost, biegt aber in der Nähe des sudetischen Randbruches in die NNW-Richtung ein, worin nach meiner Ansicht die Tendenz zur Einfügung in den Bogen zum Ausdruck kommt. An der Ramsauer Linie bei Goldenstein neigen sich tonschieferähnliche Phyllite und nichtmetamorphe Kalke der silesischen Zone unter grobschuppige granatführende Glimmerschiefer der Spieglitzer Gebirgseinheit, so daß hier der Kontrast besonders auffallend in die Erscheinung tritt. Weiter nördlich scheint dies nicht mehr so sehr der Fall zu sein, da hier beiderseits der tektonischen Linie Granatglimmerschiefer mit Einlagerungen von Zweiglimmergneisen erwähnt werden.

„Die herrschenden Gesteine des Spieglitzer Schneeberges sind Zweiglimmergneise (ROSIWAL's Rote Gneise), auch Muscovitgneise, Glimmerschiefer und Gneisglimmerschiefer, Graphitlager, dazu sehr mannigfache Hornblendegesteine, z. T. epidot- oder augitführend, und kristalline Kalke, aber auch Züge von Biotitgneis in der Gegend vom Marchtale bei Platsch nordwärts und a. a. O. Es ist fast die ganze regellos gemengte Mannigfaltigkeit der moldanubischen Gesteine“ [35, S. 151]. F. E. SUESS betrachtet diese Serie als z. T. lepidoblastisch verschieferten Ausläufer der moldanubischen Scholle [35, S. 240].

Ich muß allerdings sagen, daß mich diese Gesteinsgesellschaft, in der auch dichte Gneise eine Rolle spielen, weit mehr an die petrographische Zusammensetzung des westlichen Erzgebirges im weiteren Umkreis von

<sup>1)</sup> Name nach dem Volksstamm der Luger bei TACITUS [SUESS, 35, S. 4].

Wiesenthal erinnert. Die lepidoblastische Verschieferung mit reichlicher Muskowitbildung charakterisiert ja auch dieses Gebiet und unterscheidet es nach SWEß vom Moldanubikum.

Auch die Entwicklung des Paläozoikums im lugischen Abschnitt der Sudeten hat hier nach meiner Auffassung sehr mitzusprechen. Das im kristallinen Gebiet der Spiegltitzer Schneebergregion eingemuldete Glatzer Gebiet mit seinen Phylliten, seinen silurischen Alaun- und Kiesel-schiefern, seinen — von BEDERKE [1] allerdings für vordevonisch angesehenen — Diabasen, seinem fossilführenden Oberdevon und seinem Kulm erinnert stark an die vogtländisch-thüringische Fazies. Damit stimmt offenbar auch die Entwicklung des Paläozoikums im Bober-Katzbachgebirge überein, das am Nordrand der Westsudeten, also noch im lugischen Bereich liegt. Die Abweichung von dem moldanubischen Paläozoikum mit seinen kalkreichen Obersilur-Devon-Schichten ist eine so tiefgreifende, daß die Frage, ob der lugische Gebirgsabschnitt nähere Beziehungen zur saxothuringischen Zone [III] oder zur moldanubischen Zone [IV] hat, auch von diesem Standpunkt aus in ersterem Sinne zu entscheiden ist.

Die kristallinen Gesteine der Ostsudeten gehören mit jenen der Westsudeten zu einer und derselben „lugischen“ Grundgebirgsregion. Sie stehen, wie auch F. E. SWEß betont hat [35, S. 122 und 136] mit ihnen in Verbindung. Von dem kristallinen Gürtel, der das östliche Riesengebirge einfaßt, lösen sich Züge nach Südosten ab, die unverkennbar in den bereits zu den Ostsudeten gehörigen „böhmischen Kamm“ (Adler- und Habelschwerdter Gebirge) fortsetzen.

Über das Verbindungsgebiet zwischen den Westsudeten und Ostsudeten habe ich mich in meiner Arbeit von 1925 [17, S. 353, 354] folgendermaßen ausgesprochen: „In den Mittelsudeten taucht die kristalline Unterlage verhältnismäßig tief hinab. Soweit man die Verbindungen unter den transgredierenden Karbon-Dyas-Oberkreidenschichten verfolgen oder kombinieren kann, darf angenommen werden, daß von dem kristallinen Schiefergürtel des östlichen Riesengebirges ein schmaler Streifen Gneis und Glimmerschiefer in südöstlicher Richtung die Verbindung mit dem Adler- und Habelschwerdter Gebirge herstellt. Im weiteren Verlauf schließt sich letzteres der ausgedehnten Grundgebirgsauftragung der Ostsudeten („Hohes Gesenke“) an.“

#### IV. Die moldanubische Deckscholle der Eule.

„Nördlich des Habelschwerdter Gneis-Glimmerschiefer-Zuges müssen Phyllite und Silur-Devon-Schichten den weitaus größten Teil des Untergrundes der Mittelsudetenmulde einnehmen, denn sie tauchen sowohl im NW. und N. von Waldenburg, als auch bei Glatz unter den transgre-

dierenden jüngeren Schichten empor. Hier liegt also die tiefste Depression der alten Faltenzone und zerlegt diese in einen west- und ostsudetischen Abschnitt.

Um so auffallender ist es, daß sich gerade in dieser muldenförmigen Depression das Gneismassiv der Eule wie eine nach Westen zugespitzte Insel erhebt. In ganz geringer, oft kaum 1 km betragender Entfernung vom Gneisrand tauchen im NW und SO unveränderte Silurschiefer und kalkige Oberdevonschichten auf (z. B. bei Oberkunzendorf, Adelsbach, Ebersdorf, Herzogswalde) und setzen sich in den Glatzer Kessel fort.

Der unmittelbare Kontakt mit dem Gneis ist durch transgredierendes Kulmkonglomerat mit *Productus giganteus* (obere Stufe des Unterkarbons) verhüllt. Es greift lokal bis auf die Höhen des Eulengebirges und nimmt offenbar eine ähnliche Lagerung ein, wie wir sie an dem Konglomerat der Hainichen-Berthelsdorfer Schichten in der Frankenberg- Gegend beobachten konnten. Der zeitliche Unterschied ist gewiß nicht groß, er beträgt etwa die Spanne von oberem Unterkarbon zu unterem Oberkarbon.

Fassen wir die gesamte Anordnung ins Auge, so drängt sich die Vermutung auf, daß die Eule eine analoge Stellung im Gebirgsbaue einnimmt wie die Frankenberg-Wildenfels-Münchberger Gneisschollen“. (KOSMAT, 17 S. 154).

In dieser Auffassung der Eule sind F. E. SUESS und ich völlig einig und haben diese Ansicht unabhängig von einander ausgesprochen. Die Frage ist nun, ob die an der Ramsauer Überschiebung auf die silesische Zone hinaufbewegte kristalline Region des Spieglitzer Schneeberggebiets der Ostsudeten als eine zwar unter der Eule liegende, aber auch noch moldanubische Zone oder als eine sudetische Teildecke aufzufassen ist. Nach meiner oben dargelegten Ansicht sprechen wichtige Umstände, vor allem die von F. E. SUESS selbst gegebene Darstellung ihrer Gesteinszusammensetzung, ferner ihre Verbindung mit dem relativ autochthonen Riesengebirgskristallin und die Fazies ihres Paläozoikums entschieden für die letztere Deutung.

In neuerer Zeit wurde die Ansicht vertreten [29, S. 84 ff; 41] daß auf der Nordseite der Eule die gneisführenden Konglomerate samt den sie begleitenden Grauwacken nicht den Kulmkonglomeraten mit *Productus giganteus* entsprechen, die bei Silberberg dem Gneis aufliegen, sondern daß sie dem oberen Devon angehören. Die Eule müßte danach schon in dem letztgenannten Zeitabschnitt ihre heutige Stellung eingenommen haben. Die sonstigen tektonischen Argumente, die für die Wurzellosigkeit der Eule sprechen, werden übrigens auch damit nicht aus der Welt geschafft.

Mir scheinen die vorgebrachten Gründe nicht stichhaltig für die vorgenommene Änderung in der Altersauffassung. Grobe Konglomerate, wie jene in dem Kalkgraben bei Alt-Liebichau, die außer Eule-Gneisen und anderen Gesteinen auch oberdevonische Sphaerocodienkalke einschließen [29] und dabei dem wirklichen Kulm der weiteren Um-

gebung so ähnlich sehen, sind doch sehr verdächtig. Die schmalen tektonisch gestörten Partien von fossilführenden Oberdevonschiefern, die scheinbar als Einlagerungen auftreten und der Anlaß für die neue Auffassung der Altersfrage waren, erwecken mir ganz den Eindruck, daß sie Aufschuppungen der Unterlage seien.

ZIMMERMANN hat nunmehr auf dem Kartenblatte Schweidnitz den ganzen, mehrere Kilometer breiten Zug der erwähnten Grauwacken und Konglomerate auf Grund des Streichens und Fallens in der Umgebung des Kunzendorfer Kalkbruchs [41, S. 17, 26] ins Oberdevon gestellt und schreibt: „Wenn dies zutrifft, dann hat das Schweidnitzer Oberdevon eine bisher weder aus Schlesien noch sonst aus Deutschland bekannte petrographische Ausbildung und damit zusammenhängend eine über alles Erwartete große, vielleicht 1100 m betragende Mächtigkeit“ [41, S. 17].

Nun ist folgendes zu erwägen: Die Konglomerate und Grauwacken, die den Sphaerocodien führenden, fossilreichen Kunzendorfer Kalk scheinbar unterlagern und von ZIMMERMANN als unterstes Oberdevon bezeichnet werden, setzen nach Westen in ununterbrochenem Zuge breit in das Blatt Freiburg fort. Sie ziehen über Liebichau in das Gebiet von Fürstenstein, dessen Gesteine aus guten Gründen von BEDERKE [1, S. 39] noch wie früher beim Kulm gelassen werden, während sie ZIMMERMANN folgerichtig zu seinem untersten Oberdevon rechnen muß. Nun finden sich im Fürstensteiner Konglomerat bei Kolonie Zeisberg [8, S. 45] außer Geröllen von Graniten, Gneisen und vielen anderen Gesteinen auch Rollstücke von Kalken mit häufigen Resten von *Clymenia laevigata*, also einem Fossil des ganz hohen Oberdevons. Wenn man alle diese Tatsachen zusammenhält, dann muß man meines Erachtens zu dem Schlusse kommen, daß hier innere Widersprüche vorliegen, deren Lösung unbedingt erfolgen muß, bevor man die Auffassung vom kulkmischen Alter, zu der die früheren Geologen gelangt waren, aufgibt und einen oberdevonischen Pseudokulm in diesem Sudetenteile annimmt.

Auch der Ausweg, anzunehmen, daß es sich um eine konglomeratische Ausbildung der (übrigens in den klassischen Aufschlüssen kaum ein Dutzend Meter mächtigen) Wocklumeria- und Gattendorfia-Zone des allerobersten Devons handle, würde nicht die oben erwähnten Widersprüche beseitigen, denn die Zuweisung der strittigen Konglomerate zum Oberdevon erfolgte ja auf Grund scheinbar mit ihnen wechselagernder Buchiolaschiefer des unteren Oberdevons.

Die obigen Fragen habe ich auch gelegentlich eines geologischen Kolloquiums in Halle im November 1926 kurz behandelt.

### Das Verhältnis der luginischen Zone zur erzgebirgischen Region.

Eine Frage von großer theoretischer Bedeutung ist die nach dem Verhältnis des luginischen Sudetenteiles zum Erzgebirge. Es war den sächsischen Geologen immer klar, daß an der kritischen Stelle, wo beide Systeme zusammenkommen, nicht ein Umbiegen von dem einen in das andere stattfindet, sondern daß hier eine wichtige tektonische Scheidung Platz greift. HERMANN CREDNER unterschied immer streng eine erzgebirgische und eine Lausitzer Provinz in Sachsen. Die Grenze beider zog er am Südwestrande des Elbtalschiefergebirges. Die Gneisgewölbe des nordöstlichen Erzgebirges verschwinden an der Störung Nossen-Tharandt-Gottleuba [mittelsächsische Überschiebung nach PIETZSCH [26] plötzlich und werden von den durch granitische und syenitische Magmen

durchbrochenen altpaläozoischen Schichten des Elbtalschiefersystems ganz unvermittelt begrenzt. Es steht fest, daß diese Zone sich unter der transgredierenden Kreide nach Südosten fortsetzt. Sie ist in der Elbschlucht nördlich von Tetschen bloßgelegt und muß weiterhin in den Westsudeten unterirdischen Anschluß an die kristalline und altpaläozoische Schieferzone der Südseite des Riesengebirges finden. F. E. SUESS zieht sie daher mit Recht zu seinem lugischen System. Andererseits kann aber für den sächsischen Geologen kein Zweifel bestehen, daß die Elbtalschieferzone im Nordwesten über Wilsdruff und Döbeln mit dem zum erzgebirgisch-thüringischen Faltenystem gehörigen Schiefermantel des Granulitgebirges zusammenhängt, der weiterhin im Vogtland die Hülle des Fichtel- und Erzgebirges bildet.

F. E. SUESS hat die Autochthonie des Granulitgebirges bezweifelt und die Möglichkeit angedeutet, daß es samt seinem Schiefermantel als besondere Überschiebungsdecke zwischen die erzgebirgische Region im Liegenden und die Frankenberger moldanubische Gneisscholle im Hangenden einzuschalten sei. Es wäre von Süden her über die liegenden Falten des Erzgebirges hinweggewandert. Diese Anschauung würde nach dem, was oben über das Elbtalschiefersystem gesagt wurde, die Folgerung nach sich ziehen, daß mit dem Granulitgebirge auch die lugische Zone der Westsudeten als ein über die erzgebirgischen Gewölbe und deren unterirdische östliche Fortsetzung gewandertes Deckensystem zu betrachten sei.

Ich kann aber diesen Weg aus verschiedenen Gründen nicht gangbar finden. Erstens ist zwischen den moldanubischen Münchberg-Frankenberger Deckschollen und den Gewölben der Fichtelgebirgs-Erzgebirgs-Region nur die normale vogtländisch-thüringische Schichtserie vorhanden, genau so, wie wir sie über dem kristallinen Untergrund des westlichen Thüringer Waldes finden. Kein dem Granulitgebirge entsprechendes Deckensystem schaltet sich zwischen Erzgebirgs-Fichtelgebirgskristallin und diesem Paläozoikum ein. Zweitens muß die Granulitkuppel trotz der Besonderheit ihrer petrographischen Merkmale, die für F. E. SUESS ihre Bodenständigkeit in dieser Zone zweifelhaft machen, doch mit dem autochthonen Untergrund in Verbindung stehen. Wir sehen nämlich, daß im ganzen Granulitgewölbe, und zwar mit Beschränkung auf dieses, die „posttektonischen“, d. h. nach den großen Bewegungen emporgedrungenen Mittweidaer Granite durchsetzen. Hierher gehören nicht nur die auf allen Karten verzeichneten größeren Gangstöcke dieses Gesteins, sondern auch die zahllosen verzweigten Granitapophysen, von denen wohl kein einziger größerer Granulitaufschluß frei ist. Diese magmatische Durchtränkung, deren Material nach den Untersuchungen von SCHEUMANN und PHILIPPSBORN [25] blutsverwandt mit dem Granulit ist, wäre nach meiner Ansicht völlig unmöglich, wenn der Granulit nicht „kernautochthon“ wäre, d. h.

wenn er nicht bis in die spätesten Stadien des Faltungsvorganges in voller Verbindung mit seinem ursprünglichen Magmaherd geblieben wäre. Dies müßte aber ausgeschlossen sein, wenn er als eine von Süden gekommenen Decke einem fremden Schichtensystem aufläge.

Durch oberflächlich noch größere Batholithen, nämlich das Meißner Syenit-Granit-Massiv in der Elbtalzone, das Lausitzer und Iser-Riesengebirgs-Granitmassiv jenseits der Elbe ist der westsudetische Gebirgsabschnitt ausgezeichnet. Besonders das Massiv des Riesengebirges, das gerade im Bereiche eines Gneis- und kristallinen Schiefergebietes emporgedrungen ist und große Partien von diesem verdrängt hat, erinnert mich an die Granitmasse, die den Kern der sicher autochthonen Fichtelgebirgs-gneise großenteils verzehrt hat. Dazu müssen wir berücksichtigen, daß die Granitarmut des Erzgebirges nur eine scheinbare, durch die zufällige Höhenlage der Denudationsfläche bedingte Eigenart sein dürfte. Wäre das Gebirge tiefer geschnitten, dann würden die Granite von Bobritzsch bei Freiberg, von Fleyh in Böhmen und andere kleine Vorkommnisse zu einer riesigen Batholithenregion zusammenfließen. Es würde dann ein Bild entstehen, das ähnlich jenem des westlugischen Sudetenabschnittes an die Intrusionstektonik der zentralen böhmischen Masse erinnern müßte.

Es liegt somit nach meiner Ansicht in tektonischer, petrographischer und stratigraphischer Beziehung kein Anlaß vor, die lugische Zone aus der Zone III herauszunehmen und als Ausläufer der Einheit IV, also der moldanubischen Masse, zu betrachten.

Damit soll nicht etwa gesagt werden, daß der Sudetenkamm die Fortsetzung gerade des Erzgebirges darstelle. Das kristalline Grundgebirge der Einheit III, zu dessen verbreitetsten Merkmalen unter anderem der konkordante, durch Tangentialbewegungen veranlasste Verband der Gneise mit ihrer muskowitzreichen Schieferhülle gehört, tritt im westvaristischen Abschnitt, wie wir gesehen haben, in mehreren Achsen zutage. Die Spessart-Westthüringer Zone und die Fichtelgebirgs-Erzgebirgs-Zone stellen nur spezielle Wellenberge des beiden gemeinsamen kristallinen Grundgebirges dar. Es hat überhaupt den Anschein, daß die Fichtelgebirgs-Erzgebirgs-Aufwölbung als solche weder im Westen noch im Osten eine unmittelbare Fortsetzung hat. Sie taucht unter und wird von anderen, neu auftauchenden, sie gewissermaßen ablösenden Teilen der in der Tiefe zusammenhängenden Grundgebirgsregion der Zone III abgelöst.

Erzgebirgisches und lugisches System vikariieren nach meiner Ansicht für einander. Wenn man einwendet, daß im riesengebirgischen kristallinen Schiefergebiet derartige tektonische Schichtwiederholungen, wie sie in den Gewölben des Erzgebirges auftreten, nicht zu beobachten sind, so möchte ich dagegen bemerken, daß die zweifache scheinbare Ein-

lagerung von Glimmerschiefern in Gneis nördlich des Riesengebirges ebenfalls auf starke tangentielle Durchbewegung hindeutet. Auch die von BERG beschriebenen Wechsellagerungen von Gneis und kristallinen Schiefen im östlichen Riesengebirge [Abh. d. preuß. geol. L.A. Nr.68, Berlin 1912] erinnern mich an erzgebirgische Lagerungstypen. Daß im Riesengebirge nicht die klassische Gewölbeform der erzgebirgischen Region sichtbar ist, kann nicht entscheidend sein, denn die späteren batholithischen Durchbrüche haben zuviel von der früheren Grundgebirgsanlage zerstört. In dieser Beziehung ist es im Fichtelgebirge, dessen Verwandtschaft und sogar Zusammengehörigkeit mit den erzgebirgischen Gewölben nach der ganzen Situation doch unzweifelhaft bleibt, nicht wesentlich besser bestellt, als in den Westsudeten.

K. PIETZSCH hat neuerdings die geologischen Verhältnisse in der kritischen Grenzzone zwischen erzgebirgischem und lugischem Abschnitt des varistischen Gebirges untersucht. Er gibt darüber eine Darstellung in Heft 2 dieser „Abhandlungen d. Sächs. Geol. Landesamts“. Besonders mache ich auf den von ihm erbrachten Nachweis aufmerksam, daß entlang der Elbtalschieferzone eine starke Transversalverschiebung stattgefunden hat. Sie hat den lugischen Abschnitt im Verhältnis zum erzgebirgischen beträchtlich nach Südosten verschleppt. Mit diesem Vorgang dürfte auch die Häufung der großen Batholithenmassen gerade in diesem Abschnitt des Gebirges zusammenhängen. Es zeigen sich hier im großen Maßstabe transversale, mit Schleppungserscheinungen verknüpfte Zerlegungen im inneren Teile des varistischen Bogens<sup>1)</sup>. Verwandte Erscheinungen in kleinerem Maßstab sind auch innerhalb der eigentlichen saxothuringischen Region selbst nachzuweisen. Man vergleiche z. B. die sigmoidale Schleppung des Sattels von Berga nördlich des Kirchberger Granitgebietes [15.]

Man könnte daran denken, daß die lugische Zone, deren westlichste, sehr stark an Freiburger Typen erinnernde Gneise wir in Nordsachsen bei Sageritz und Strehla an der Elbe sehen, sich weiterhin im Untergrunde direkt mit der westthüringisch-spessartischen Aufsattelung des kristallinen Gebirges in Verbindung setze. Doch glaube ich, daß es dieser Kombination nicht bedarf, um die Zugehörigkeit des lugischen Systems zur varistischen Zone III, d. h. zum saxothuringischen Grundgebirge zu begründen.

### Schlußbemerkungen.

Wenn wir aus der von einigen Deckschollen moldanubischer Herkunft gekrönten Faltenregion der Zone III, also aus dem erzgebirgischen

---

<sup>1)</sup> Auch im Mittel- und Osthartz zeigen die tektonischen Zonen eine sigmoidale Verbiegung. Es scheint sogar, daß das Auftreten des Brocken- und Ramberg-Granits daran geknüpft war.

oder aus dem sudetischen Gebirgswall in das zusammenhängende moldanubische Gebiet der böhmischen Masse eintreten, dann befinden wir uns in der Kernpartie des varistischen Gebirges, für deren Erscheinungsform F. E. SUSS die Bezeichnung Intrusionstektonik vorgeschlagen hat. Über Schwarzwald und Vogesen setzt sich dieser Typus in das französische Zentralplateau und in die südlichen Teile des bretonischen Grundgebirges fort. Auch in gewissen zentralen Teilen der spanischen Meseta begegnen wir ähnlichen Verhältnissen wieder.

Hinsichtlich der Fazies der paläozoischen Ablagerungen greifen bis mitten in die böhmische Masse bereits südlichere Elemente ein. Das Profil, das uns die zentralböhmische Mulde vom Algonkium aufwärts bis in das Mitteldevon liefert, hat besonders innerhalb der kambrischen und silurischen Abteilung schon viele Analogien mit der Montagne Noire am Südrand des französischen Zentralplateaus und mit Vorkommnissen in den spanischen Rumpfgebirgen. Südlich der böhmischen Masse, in den karnischen Alpen, sind wir nicht mehr in der Zentralregion des varistischen Gebirges, sondern bereits in dessen südlicher Sedimentärzone, die sich weiterhin bis in die Pyrenäen und nach Asturien fortgezogen hat. Die Schichtfolgen vervollständigen sich hier nach oben; wir kommen bis in den Bereich paralischer und mariner Karbon- und Perm-vorkommnisse, die uns bereits den Rand des großen Mittelmeeres dieser Zeit andeuten. Ich möchte diese südlichen Faltungen des karbonischen Gebirges als Zone V mit dem Namen paläodinarischer Gürtel bezeichnen.

Wir haben damit den Bereich des karbonischen Kettengebirges durchwandert, etwa ähnlich, wie wenn wir durch den jungen Kettengebirgsgürtel vom alpin-karpathischen Vorland bei Wien bis zur Adria wandern würden. Freilich sind die südlichen Sedimentärfalten des karbonischen Kettengebirges durch die jungen mediterranen Faltungen in Mitteleuropa überholt und umgeprägt. Nur in Nordspanien lassen sie noch deutliche Reste ihres ehemaligen Faltenbaues erkennen. Darin beruht der große Wert der schönen, in tektonischer Beziehung an dinarische Faltenbilder erinnernden Profile von Asturien, die im vergangenen Jahre bei den Exkursionen des Internationalen Geologenkongresses gezeigt wurden.

Innerhalb Deutschlands müssen wir uns begnügen, die Bruchstücke der nördlichen bis inneren Zonen des varistischen Gebirges, soweit sie uns unter der jüngeren Bedeckung sichtbar sind, zusammenzufügen. Trotz aller Schwierigkeiten, trotz der Zerstückelung durch die „Karpinsky'schen“ Nordweststörungen, die mit dem Randabbruch der russischen Tafel korrespondieren und besonders die der letzteren nahen Sudeten stark mitgenommen haben, treten die großen Züge des varistischen Baues immer klarer zutage. Vereinzelt Inselkuppen und manche Bohrerergebnisse im weiten ebenen Zwischengebiet zwischen dem östlichen und westlichen

Teil des Bogens helfen dazu. Wir finden die westsudetischen Silurquarzite der Umgebung von Görlitz wieder bei Dobrilugk, wir kennen aus einer Bohrung bei Dessau mylonitisierte Granite als vermutliches Verbindungsstück zwischen dem Kyffhäuser und den Graniten der Westsudeten. Nur die rhenohertzynischen Zonen in dem großen Abschnitt zwischen Magdeburg-Zerbst und den äußeren Ostsudeten haben sich bis jetzt unseren Beobachtungen völlig entzogen.

Eine interessante Ergänzung zum Bild des varistischen Bogens geben die großen Oberkarbon-Rotliegend-Senken, die mit ihren porphyrischen Eruptionen die Schlußphasen der varistischen Gebirgsbildung kennzeichnen. Trotz der Abweichungen, die zwischen den Verhältnissen dieser Zeit und jenen der Hauptfaltungs-Periode bestanden, ist noch ein gewisser Zusammenhang mit der großen Faltengebirgsanordnung nicht zu verkennen. A. BORN [3] hat diese Erscheinungen in einer sehr übersichtlichen Form zur Darstellung gebracht. Wir können daraus entnehmen, daß die große Rotliegendensenke, die aus dem Saargebiet über Thüringen, Westsachsen und den südlichen Harzrand zu verfolgen ist, sich auf Grund einzelner Bohrerergebnisse bei Hillmersdorf u. a. O. in das nördliche Vorgebäude der Westsudeten (Löwenberger Mulde) und von hier bis in die Mittelsudeten hineinverfolgen läßt. Im größten Teile ihrer Erstreckung hält sie sich offenkundig an die saxothuringische Zone und kennzeichnet deren nachträgliches Absinken gegenüber der äußeren rhenohertzynische Zone des varistischen Gebirges. Merkwürdig ist, daß auch die aufgeschobene moldanubische Region im Hinterland des Erzgebirges und der Sudeten zur Oberkarbon-Rotliegendzeit in ähnlicher Weise niedergebroschen ist. Wir sehen nämlich die erwähnten jungpaläozoischen Kontinental-Ablagerungen sowohl im nordwestlichen wie auch nordöstlichen Böhmen weit verbreitet und als Ausfüllung der Boskowitz Senke bis in die Gegend von Rossitz in Mähren (westlich von Brünn) fortsetzen. Diese nach Norden konvexe halbmondförmige jungpaläozoische Senke ist für die noch im heutigen Bilde auffällige Abgrenzung zwischen dem Kern der böhmischen Masse und dem erzgebirgischen, sowie sudetischen Randwall maßgebend geworden.

Zum Schlusse möchte ich noch einige Worte über den Vergleich zwischen dem varistischen und dem karpathischen Gebirgsbogen sagen. Von vielen Geologen werden derartige Vergleiche zwischen zeitlich und räumlich so weit auseinanderliegenden Gebirgselementen der Erdrinde als unvorsichtig abgelehnt. Trotzdem glaube ich, daß die Analogie zwischen dem varistischen Bogen der Karbonzeit und dem karpathischen Bogen der Tertiärzeit so weit geht, daß der Vergleich gemacht werden muß. Die Karpathen zeigen uns förmlich eine um 100 geographische Meilen [19, S. 37] nach Südosten gerückte Kopie des varistischen Bogens. Die Randsenke

am Nordrande, die dem Grauwackengürtel des varistischen Gebirges in vieler Hinsicht entsprechende karpathische Flyschzone, die Klippenphänomene und die kristallinen Kernzonen haben viel Verwandtes. Die Durchtränkung des Unterbaues mit syntektonischen und spät- bis posttektonischen Batholithenmassen ist allerdings in diesem Gebirge der Tertiärzeit eine sehr viel geringere gewesen. Auffallende Analogien hingegen bieten wieder die Inneneinbrüche sowohl des alten, wie des jungen Bogens und die sie begleitenden vulkanischen Effusionen. Die Trachyte, Andesite und Basalte des innerkarpathischen Vulkankranzes wiederholen in großen Zügen das, was wir an den innervaristischen Porphyren, Porphyriten und Melaphyren sehen. Bis in den Typus der an diese Eruptivphase geknüpften sulfidischen Erzgänge hinein wiederholen sich die Analogien. In derartigen Erscheinungen treten zweifellos tiefbegründete Gesetze zutage. Wir dürfen uns daher solchen Vergleichen nicht verschließen, denn auf Erwägungen ähnlicher Art beruhen ja schließlich alle unsere Erfahrungen über den Werdegang der Kettengebirge, über ihre Beziehungen zu Geosynklinalen und über ihre Verbindungen mit den magmatischen Zyklen. Auf diesem vergleichenden Wege dürfen wir endlich auch Aufschlüsse über die großen Probleme der Krustenbewegungen, vor allem über die Frage der tangentialen Verlagerungen der Erdrinde erwarten.

---

## Literatur.

1. BEDERKE, E., Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. Berlin [Gebr. Bornträger] 1924.
2. BODE, A., Über das Herzyn und rheinische Unterdevon des Harzes, besonders der Gegend von Bad Lauterberg. Jahrb. d. Preuß. Geolog. Landesanstalt für 1921 Bd. XLII S. 187—256.
3. BORN, A., Die jungpaläozoischen kontinentalen Geosynklinalen Mitteleuropas. Abh. Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt a. M. 1922.
4. BUKOWSKI, G. v., Blatt Mährisch-Neustadt und Schönberg. K. K. Geolog. Reichsanstalt. Wien 1905.
5. Carte géologique de la Belgique. 1:60000. Blatt 8. Brüssel 1920.
6. CLOOS, H., Der Gebirgsbau Schlesiens. Berlin [Gebr. Bornträger] 1922.
7. DAHLGRÜN, ERDMANNSDÖRFER und SCHRIEL, Harz I und II, Sammlung geolog. Führer Nr. 29 und 30. Berlin [Gebr. Bornträger] 1925.
8. DATHE, E. und ZIMMERMANN, E., Erläuterungen zum Blatt Freiburg der Geolog. Spezialkarte von Preußen. Berlin 1912.
9. DENCKMANN, A., Der geologische Bau des Kellerwaldes. Abh. d. Preuß. Geolog. Landesanstalt N. F. Heft 34. Berlin 1901.
10. FUCHS, A., Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten am Mittelrhein. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellschaft Bd. 59, Abh. S. 96. Berlin 1917.
11. GERTH, H., Gebirgsbau und Fazies im südlichen Teile des rheinischen Schiefergebirges. Geolog. Rundschau 1910 S. 82—96.
12. KEGEL, W., Abriß der Geologie der Lahnmulde. Erläuterung zu einer von Ahlburg hinterlassenen Übersichtskarte und Profildarstellung der Lahnmulde. Abh. d. Preuß. Geolog. Landesanstalt N. F. Heft 86. Berlin 1922.
13. — Das Unterkarbon und die varistische Faltung im östlichen Lahngebiet. Jahrb. d. Preuß. Geolog. Landesanstalt für 1924 Bd. XLV S. 287—305.
14. — und RICHTER, R., Zur Stratigraphie der Sattelachse zwischen Lahn- und Dillmulde. Jahrb. d. Preuß. Geolog. Landesanstalt für 1923, Bd. XLIV, S. 514—516.
15. KOSSMAT, F., Übersicht der Geologie von Sachsen. 2. Aufl. Leipzig 1925.
16. — Über die Tektonik des Gneisgebiets im westlichen Erzgebirge. Centralblatt f. Min., Geologie und Pal. S. 136 und 158. Stuttgart 1916.
17. — Erscheinungen und Probleme des Überschiebungsbau im varistischen Gebirge Sachsens und der Sudetenländer. Centralblatt f. Min., Geol. und Pal., Abt. B, Stuttgart 1925.
18. — Ein Problem der Harztektonik: Der Überschiebungsbau des Unterharzes. Centralbl. f. Min., Geol. und Pal., Abt. B. Stuttgart 1927.
19. — Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abh. d. Sächs. Akad. d. Wiss., math. phys. Kl., Bd. 38, 2. Leipzig 1921.

20. LEPPLA, A., Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. Jahrb. d. Preuß. Geolog. Landesanstalt für 1924, Bd. XLV., S. 1—88.
  21. MICHELS, F., Zur Tektonik des südlichen Taunus. Sitzungsberichte d. Preuß. Geolog. Landesanstalt Bd. I., S. 73—77. Berlin 1926,
  22. MOESTA, F., und BEYRICH, F., Blatt Allendorf der Geologischen Spezialkarte von Preußen. Berlin 1886.
  23. PAECKELMANN, W., Geologisch-tektonische Übersichtskarte des rheinischen Schiefergebirges, 1 : 200000. Preuß. Geolog. Landesanstalt. Berlin 1926.
  24. — Bemerkungen über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Brilon in Westfalen. Jahrb. d. Preuß. Geolog. Landesanstalt für 1926, Bd. XLVI, S. 210.
  25. PHILIPSBORN, H. v., Über mylonitische Granitgneise in der nördlichen Randzone des sächsischen Granulitgebirges. Verh. Sächs. Akad. d. Wiss., math. phys. Kl., Bd. 35, I S. 38. Leipzig 1923.
  26. PIETZSCH, K., Das Elbtalschiefergebirge. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. Bd. 69 Abb. S. 177—286. Berlin 1917.
  27. SCHEUMANN, K.H., Die Gesteins- und mineralfazielle Stellung der Metakieselschiefergruppe der südlichen Randfazies des sächsischen Granulitgebirges. Abh. d. Sächs. Akad. d. Wiss., math.-phys. Kl., Bd. 39 Nr. 3. Leipzig 1924.
  28. — Die magmatisch-orogenetische Stellung der Frankenger Gneisgesteine. Abh. d. math.-phys. Kl. d. Sächs. Akad. d. Wiss. Bd. 39 Nr. 1. Leipzig 1924.
  29. SCHINDEWOLF, O., Einige Bemerkungen über das Sphaerocodienkonglomerat von Alt-Liebichau bei Freiburg in Schlesien. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellschaft Bd. 77, Abb. S. 84—96. Berlin 1925.
  30. SCHRIEL, W., Transgressionen und Gebirgsbildungen im älteren Palaeozoikum des südlichen Mittelharzes. Jahrb. d. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1924 S. 205—248.
  31. STILLE, H., Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin [Gebr. Bornträger] 1925.
  32. SUSS, Eduard, Das Antlitz der Erde. Bd. 2. Wien-Leipzig [Tempsky] 1888.
  33. SUSS, F. E., Die Moravischen Fenster. Denkschrift. d. K. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl. Wien 1912.
  34. — Vorläufige Mitteilungen über die Münchberger Deckscholle. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., Bd. 121 Abt. 2a Heft X S. 253. Wien 1912.
  35. — Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. (Mit ausführlicher Literatur). Berlin [Gebr. Bornträger] 1926.
  36. TRETZE, E., Blatt Olmütz der k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien 1892.
  37. WALTER, O., Über die Deutung des Ibergers bei Grund im Harz. Sitzungsberichte der niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde. Bonn 1910.
  38. WILSER, J., Die Steinkohlen in der Schwarzmeerrandung, insbesondere bei Heraklea-Zonguldag. Geolog. Rundschau 1927 S. 1—37.
  39. WURM, A., Über den Bauplan des varistischen Gebirges am Westrand der böhmischen Masse. Geolog. Rundschau 1926 S. 251—257.
  40. — Geologie von Bayern, I. Berlin [Gebr. Bornträger] 1925.
  41. ZIMMERMANN, E., Erläuterungen zu Blatt Schweidnitz der preuß. geolog. Spezialkarte. Berlin 1924.
-

## **Buchstabenerklärung zur Karte Tafel I.**

- A = Altwater-Gebirge, Ad = Adler-Gebirge,  
Bk = Bober-Katzbach-Gebirge, BrH = Brabanter Horst,  
D = Dillmulde, Di = Mulde von Dinant,  
E = Erzgebirge, Ei = Eifel, Eu = Eulengebirge,  
F = Frankenberger Scholle, Fi = Fichtelgebirge,  
G = Granulitgebirge, Gs = Gesenke,  
H = Hunsrück, K = Kellerwald,  
Ky = Kyffhäuser, L = Lahnmulde,  
La = Lausitzer Massiv, M = Münchberger Scholle,  
R = Riesengebirge, Ro = Massiv von Rocroi,  
S = Sauerländer Sattel, Sch = Schwarzawa-Kuppel,  
Sp = Spessart,  
SS = Spiegkitzer Schneeberg,  
T = Taunus, Th = Thaya-Kuppel,  
V = Venn,  
W = Wildenfelser Scholle.
-

**I. Westfälische Zone und Vorland.**

-  Produktives und flözleeres Oberkarbon
-  Unterkarbon und Devon
-  Silur und Kambrium des Brabanter Horsts

**II. Rhenoherynische Zonen.**

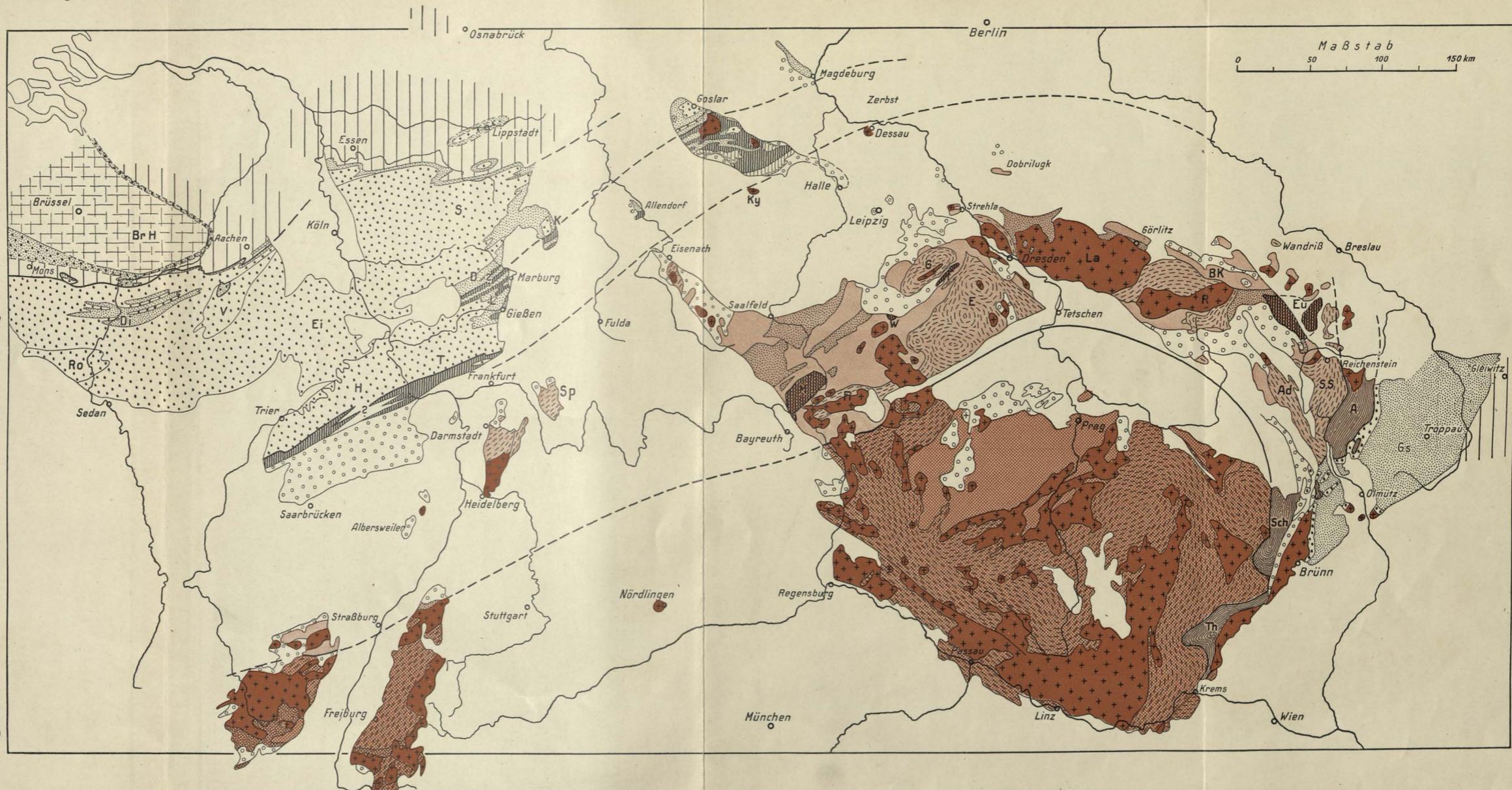
-  Kulm und Kohlenkalk
-  Devon und älteres Paläozoikum } der Zone II A
-  Paläozoikum der Zone II B
-  Paläozoikum der Zone II C

**III. Saxothuringische und Sudetische Zonen**

-  Kulm
-  Altpaläozoikum
-  Gneise und Kristalline Schiefer der moravisch-silesischen Entwicklung
-  Gneise und Kristalline Schiefer der erzgebirgischen und iugischen Entwicklung

**IV. Moldanubische Region.**

-  Kulm der oberrheinischen Massive
-  Algonkium und Altpaläozoikum
-  Gneise und Kristalline Schiefer
-  Moldanubische Deckschollen
-  Granitische Batholithen aller Zonen
-  Transgredierendes Oberkarbon und Rotliegendes
-  Postvaristische Überlagerung (Zechstein bis Quartär)



## Erläuterung der Tafel II.

### Fig. 1. Gesamtprofil durch den Westflügel des varistischen Bogens.

I. Westfälische Zone.

II. Rhenoharzynische Zonen: II A. = Sauerland-Oberharz Zone. II B — C. = westliche Fortsetzung der Unterharz-Decken im östlichen rheinischen Schiefergebirge.

III. Saxothuringische Zonen: III A. = Spessart — Thüringer Wald-Zone. III B. = Fichtelgebirgs- und Erzgebirgszone.

IV. Moldanubische Region mit vorliegender Deckscholle.

Abkürzungen für Gebirgstteile: RK = Ruhrkohlegürtel, S = Sauerländer Sattel, D = Dillmulde, H-K = Hörre-Kellerwaldzug, T = Taunus, RS = Ruhlaer Sattel, Z.M. = Ziegenrückmulde, Fi = Fichtelgebirge, M = Münchberger Gneisscholle, Er = Erbdörfel Grundgebirgsgebiet.

Gesteinsgruppen:  $kr_1$  = Kristallines Grundgebirge der moldanubischen Region,  $kr_2$  = Kristallines Grundgebirge der saxothuringischen Zonen, p = Phyllite und phyllitische Tonschiefer, s = Silur, t = Devon, cu = Kulm, co = Oberkarbon, G = Granit.

### Fig. 2. Profil vom Granulitgebirge durch die Frankenger Deckscholle zum Erzgebirge. Maßstab 1:100 000.

Gesteine des Erzgebirges und Granulitgebirges:

gnf = Freiburger Grauer Gneis, gnk = feinkörnig-schuppiger Grauer Gneis, mg = Muskowitgneis („Roter Gneis“) und schuppiger Granat-Muskowitschiefer,

ga = Gabbro, sp = Serpentin, g = Granulit, Gr = Lagergranit, G = Mittweidaer Granit,

gg = Gneisglimmerschiefer und Cordieritgneis, m = Glimmerschiefer, p = Phyllit pq = Phyllitquarzit, px = metamorphe Grauwacke, l = eingeklemmte Metakieselschiefer (Silur?).

s = Silur, t = Devon, cu = Kulm.

Gesteine der Frankenger Deckscholle:

gna = Frankenger Augengneis, hm = Muskowit-Hornblendeschiefer, hp = Amphibol-Epidotschiefer („Prasinitschiefer“).

P = Rotliegendporphyre und Tuffe.

### Fig. 3 und 4. Schematisches Harzprofil. Maßstab 1:100 000.

(Mit Benutzung der geologischen Spezialkarte u. a. m.)

II A. = Oberharzzone:  $t_1$  = Unterdevon,  $t_2$  = Mittel- und Oberdevon,  $cu_1$  = Kulmkiesel- und -tonschiefer,  $cu_2$  = Kulmgrauwacken und Schiefer,  $cu_{1-2}^t$  = Tanner Plattenschiefer, Kieselschiefer und Grauwacken (hier ebenfalls als Kulm aufgefaßt).

II B. = Unterharz-Decke: s = Silur, eg = „Eckergneis“, t = Devon im allgemeinen.

II C. = Stieger Decke: st = Stieger Schiefer und Diabase,  $cu_1$  = Kulmkiesel- und -tonschiefer,  $cu_2$  = Kulmgrauwacken und -schiefer.

Intrusivgesteine: ga = Gabbro, G = Granit.

Postvaristische Decke: z-ro = Zechstein und Oberrotliegendes, bs = Buntsandstein, mk = Muschelkalk, k = Keuper, j = Jura (Lias),  $cr_1$  = Untere Kreide.

