

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR  
Forschungsbereich Geo- und Kosmoswissenschaften  
**ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE**

---

Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde  
Nr. 44, Teil 1

**Probleme der Varisziden  
in Mitteleuropa und im Gebiet der UdSSR**

Als Manuskript gedruckt  
Potsdam 1977

Wissenschaftliche Redaktion: Dr. E. Schroeder

Technische Redaktion: Dipl.-Phil. K. Hasert

A 4121/77

P 22/77

# I n h a l t s v e r z e i c h n i s

## Teil 1

Vorwort	5
BANKWITZ, P.: Überblick über den Magmatismus und die Metamorphose im Altpaläozoikum Mittel- und Westeuropas	7
NEUMANN, W.: Über die Beziehung des Granulitgebirges zum Zentralsächsi- schen Lineament - ein Beispiel für die genetische Entwicklung alter Kerne in den Varisziden Mitteleuropas	31
KAMALETDINOV, M.A.; KAZANCEVA, T.T.: Bau und Bildungsgeschichte des Baschkirischen Antiklinoriums im Südural	47
SCHROEDER, E.: Probleme des Initialmagmatismus in den mittel- europäischen Varisziden	65
PAECH, H.-J.: Vergleichende Betrachtungen zur paläotektonischen Ent- wicklung während der variszischen Flyschetappe im Südural und in Mitteleuropa	75
KAMALETDINOV, M.A.; FATTACHUTDINOV, S.G.; KAZANCEVA, T.T.: Der paläo- zoische Flysch des Urals	99
SCHWAB, M.: Zur geologischen und tektonischen Entwicklung des rhen- herzynischen Variszikums im Harz	117
SENČENKO, G.S.; SCHROEDER, E.: Vergleich der Faltenstrukturen des Süd- urals und der mitteleuropäischen Varisziden	149
MATVEEVSKAJA, A.L.; MÖBUS, G.: Zur vergleichenden Charakteristik der variszischen Strukturen Südsibiriens und Mitteleuropas	189
BURTMAN, V.S.: Evolution des Deformationsstils in paläozoischen Faltensystemen	217
PAECH, H.-J.: Zum Alter tektogener Deformationen im mitteleuropäischen Variszikum	257

Die Veröffentlichung Nr. 44 besteht aus zwei Teilen.  
Das vollständige Inhaltsverzeichnis befindet sich am Schluß von Teil 2.



## V o r w o r t

Ausgewählte Probleme der vergleichenden Tektonik variszischer Tektogene im Gebiet von Mitteleuropa und der UdSSR standen während der Jahre 1969 - 1975 im Mittelpunkt der bilateralen Zusammenarbeit der Akademien der Wissenschaften der DDR und UdSSR, speziell zwischen dem Zentralinstitut für Physik der Erde der AdW der DDR, dem Geologischen Institut der AdW der UdSSR sowie mehreren weiteren geowissenschaftlichen Einrichtungen in Nowosibirsk, Ufa und Duschanbe. Diese langfristig angelegten Forschungen stellen, wie in anderem Zusammenhang bereits berichtet, einerseits eine enge thematisch-theoretische Verbindung zu den klassischen tektonischen Schulen von H. STILLE, S. VON BUBNOFF und N.S. ŠATSKIJ her, basieren andererseits aber auch auf den Zielstellungen nationaler Forschungspläne, die auf eine gezielte Umsetzung der theoretischen Ergebnisse in die Ressourcenforschung orientieren (JUBITZ & JANSIN, Z. Geol. Wiss., Berlin 4 (1976) 1, S. 49-58).

Entscheidende Voraussetzungen, um relevante Probleme des Baues und der Entwicklung der Varisziden beider Territorien als Beitrag zur allgemeinen Erforschung des Geosynklinalprozesses analysieren und lösen zu können, waren kollektive geologische Arbeits- exkursionen mit z.T. expeditionsartigem Charakter durch den Südrural, die Kolywan-Tom-Zone Südsibiriens und den Südtjanschan (Tadschikische SSR) sowie die klassischen Gebiete der Varisziden in der DDR. Durch diesen Erfahrungs- und Meinungsaustausch und die Diskussion sowohl der Geländebefunde als auch deren theoretischer Interpretation wurde eine optimale Ausgangsbasis in der Beziehung beider Länder auf dem Gebiet der geologischen Grundlagenforschung geschaffen, um die gegenseitigen Regionalkenntnisse systematisch zu vertiefen und gemeinsame Analogievergleiche -- speziell zu Fragen der formationell-strukturellen Entwicklung der Flysch- und Molassenetappe, der Vorentwicklung der Geosynklinalen sowie zum Deformationsstil (u.a. Deckenbau, innere Gesteinsdeformation) -- der wichtigsten Typengebiete der Varisziden in den untersuchten Räumen anzustellen.

Derartige Arbeiten schließen naturgemäß zur gegenseitigen Verständigung auch terminologische Fragen ein, so z. B. zu den Begriffen "Orogen/Orogenese", die in der deutschsprachigen Fassung des Sammelbandes in der Regel durch die Termini "Tektogen/Tektogenese" bzw. "Morphogen/Morphogenese" ersetzt wurden, um Mißverständnisse auszuschließen.

Der vorliegende Sammelband ist dieser Gesamtproblematik gewidmet und enthält Aufsätze von Einzelautoren sowie Autorenkollektiven beider Länder im Sinne einer Auswahl von wichtigen Schwerpunktfragen.

Die Veröffentlichung der Forschungsergebnisse gibt den beteiligten Mitarbeitern Gelegenheit, sowohl unseren sowjetischen Partnern als auch der Leitung der Akademie der Wissenschaften der DDR für die großzügige Unterstützung dieser Regionalvergleiche zu danken. Unser besonderer Dank gilt Herrn Akademiker Prof. A.V. PEJVE, Direktor des Geologischen Instituts der AdW der UdSSR, Herrn Akademiker Prof. A.L. JANSIN, Leiter des

sowjetischen Teils des Forschungsprogrammes, und nicht zuletzt Herrn Prof. Dr. habil. H. KAUTZLEBEN, Direktor des Zentralinstituts für Physik der Erde der AdW der DDR, für ihre langfristige aktive Förderung dieser Forschungen, die heute eine wichtige Voraussetzung für die Aufnahme der multilateralen Arbeiten im Rahmen der Problemkommission IX der Akademien der Wissenschaften sozialistischer Länder "Geosynklinalprozeß und Entwicklung der Erdkruste" bilden. In diesen Dank schließen wir zugleich das gesamte Kollektiv der wissenschaftlichen und wissenschaftlich-technischen Mitarbeiter beider Länder ein, die an der Durchführung, Auswertung und Dokumentation der Forschungen mitgewirkt haben.

KARL-BERNHARD JUBITZ

Potsdam und Berlin,  
November 1976

Überblick über den Magmatismus und die Metamorphose  
im Altpaläozoikum Mittel- und Westeuropas

von

PETER BANKWITZ<sup>1)</sup>

Z u s a m m e n f a s s u n g

Vulkanismus, Metamorphose und Plutonismus weisen drei Aktivitätsspitzen auf, die zeitlich Aktivitätsetappen in der Entwicklung der britischen Kaledoniden entsprechen (Maxima des Vulkanismus bei 550 - 480 Mill. J., der Metamorphose bei 440 Mill. J., der Granitintrusionen bei 400 Mill. J.). Während eine kaledonische Metamorphose verbreitet stattgefunden zu haben scheint, fehlt eine kaledonische Tektogenese. In zahlreichen Gebieten Mittel- und Westeuropas waren die altpaläozoischen Tiefenprozesse für die spätere Entwicklung von Bedeutung.

S u m m a r y

Volcanism, metamorphism and plutonism show three peaks of activity corresponding to activity stages in the development of the British Caledonides (maxima of volcanism at 550 - 480 million years b.p., of metamorphism at 440 m.y., of granite intrusions at 400 m.y.). Whereas a Caledonian metamorphism seems to have taken place on a wide scale, there was no Caledonian tectogenesis. In different regions of Central and Western Europe the Lower Palaeozoic depth processes were of importance for later development.

R é s u m é

Le volcanisme, la métamorphose et le plutonisme ont trois points culminants, qui correspondent temporellement aux étapes d'activité dans le développement des Caledonides britanniques (maximums du volcanisme environ 550 - 480 millions d'ans, de la métamorphose environ 440 millions d'ans, de l'intrusion de granite environ 400 millions d'ans). Pendant qu'apparemment une métamorphose calédonienne répandue eut lieu, il n'y avait pas de tectogenèse calédonienne. Dans nombreuses régions de l'Europe centrale et occidentale les procès en profondeur vieux-paléozoïques sont d'importance pour le développement postérieur.

---

1) Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde, Berlin

## Р э з ю м е

Вулканизм, метаморфизм и плутонизм показывают три пика активности, которые соответствуют по времени этапам активности в развитии британских каледонид (максимум вулканизма около 550–480 мил. лет, метаморфизм – около 440 мил. лет, интрузия гранита – около 400 мил. лет). В то время как каледонский метаморфизм повидимому имеет большое распространение, отсутствует каледонский тектогенез. В различных областях Средней и Западной Европы древнепалеозойские глубинные процессы имели значение для более позднего развития.

1. Vorbemerkungen

Im folgenden werden einige magmatische und metamorphe Prozesse erwähnt, die im Verlaufe von Kambrium, Ordoviz und Silur im Verbreitungsgebiet der mittel- und westeuropäischen Varisziden sowie in den Alpen (Abb. 1) gewirkt haben. In den behandelten Zeitraum fällt die kaledonische Tektogenese, die das variszische Europa, Meso-Europa nach STILLE (1950), nicht betroffen haben soll. Es liegen jedoch zahlreiche geologische und physikalische Altersbestimmungen vor, die auf kaledonische Tiefenprozesse hinweisen (Vulkanismus, Plutonismus, Metamorphose). Leider fehlt eine geeignete Methode, um die synchronen Auswirkungen strukturbildender Prozesse des Unterbaues im Oberbau zu identifizieren. Es muß betont werden, daß hier nicht die Auffassung vertreten wird, es sei in den mittel- und westeuropäischen Varisziden eine kaledonische Tektogenese (im Sinne einer tektonischen Deformation) nachzuweisen.

Es ist nicht das Anliegen dieser Arbeit, die altpaläozoische Entwicklung insgesamt darzustellen; vielmehr wird nur auf besondere Aktivitäten hingewiesen. Der Überblick soll zeigen, daß in einem Zeitraum, in dem innerhalb des behandelten Gebietes keine Ausfaltung einer Geosynklinale erfolgte, eine Krustenmobilität existierte, die nach Art und Intensität Geosynklinalprozessen entspricht.

Da die variszische Entwicklung zu unterschiedlichen Zeiten begonnen hat (Ordoviz bis Devon), könnte man den Vulkanismus des Silurs zu einem Teil dem variszischen Zyklus zuordnen. Das Silur wird jedoch deshalb mit berücksichtigt, weil physikalische Altersbestimmungen auf Tiefenprozesse während des Silurs hinweisen, wie sie erst wieder im Karbon auftreten. Sie gehen an Intensität weit über den silurischen Diabas-Vulkanismus hinaus (die Signifikanz der Altersbestimmungen wird dabei vorausgesetzt).

Die Betrachtungen ließen sich für Mittel- und Westeuropa noch wesentlich intensivieren, ferner würden Vergleiche mit anderen Paläozoiden weiterhelfen. Dabei bietet sich unter anderem ein Vergleich mit dem Tjanschan an. In den Kaledoniden des Nord- und Mittel-Tjanschan ist die Haupttektogenese mit saurem Vulkanismus und Plutonismus ardennisch (Silur/Devon-Grenze; BUŠ 1970). Die tektonische Episode war schwächer. Die Initialite sind kambro-ordovizisch, während sie im Süd-Tjanschan, wo die Hauptfaltung variszisch war, bis in das Devon reichen.

Hinsichtlich des Gebrauchs der Begriffe Kambrium, Ordoviz und Silur ist zu beachten, daß das Kambrium nur an wenigen Stellen orthochronologisch datiert ist, in den



meisten Fällen - wie auch das Ordoviz - nur lithostratigraphisch eingestuft werden kann. Silur ist in fast allen erwähnten Vorkommen durch Fauna belegt.

## 2. regionale Übersichten

### 2.1. NW-Rand des Böhmisches Massivs (Südteil DDR)

In allen Vorkommen von Altpaläozoikum im Südteil der DDR sind Magmatite - besonders Vulkanite - bekannt (Abb. 2).

Im Ruhlaer Kristallin (NEUMANN 1974) sind im Kambrium mehrere basische Vulkanite vorhanden, dagegen nur einmal ein saures Gestein; im Ordoviz sind zwei saure Magmatite bekannt. Nur die kambrischen Vorkommen nehmen einen wesentlichen Teil innerhalb des Profils ein.

Zwischen dem Ruhlaer Kristallin und dem Schwarzburger Antiklinorium enthält der variszische Thüringer Hauptgranit (Abb. 2) bei Zella-Mehlis zahlreiche Metabasit-Xenolithe, die man als Relikte eines prävariszischen Magmatismus auffassen kann (Abb. 3).

Weiter nach Südosten folgt das Schwarzburger Antiklinorium, das auf beiden Flanken einen altpaläozoischen Magmatismus aufweist. Auf der NW-Flanke liegt im Gebiet von Vesser eine kambro-ordovizische Vulkanitfolge, die nach Mächtigkeit und Chemismus zu den markantesten Vorkommen des altpaläozoischen Magmatismus in Mitteleuropa gehört. Es handelt sich um Diabase, Keratophyre (BANKWITZ & KAEMMEL 1958; MEINEL 1969), Tuffe und vulkanische Konglomerate. Sie beginnt über einer Quarzitfolge mit Keratophyren, die allmählich in Basite (in Schiefen) übergehen. Die Mächtigkeit dürfte einschließlich der Sedimente 1000 m erreichen, wovon die Vulkanite mehrere hundert Meter einnehmen. Ihre Lagerungsverhältnisse sind in Abb. 4 charakterisiert.

An der SE-Flanke des Schwarzburger Antiklinoriums enthält das Kambrium lokal einen sauren Vulkanitanteil (Abb. 5; BANKWITZ & BANKWITZ 1975), der 50 m mächtig werden kann (Laven, Tuffe, vulkanische Konglomerate usw.). Das Ordoviz ist im unteren Teil (Frauenbachschichten, Tremadoc) durch bis 50 m mächtige Keratophyrtuffe und Rhyolithe sowie vulkanische Konglomerate ausgezeichnet. Danach liegt das Ordoviz im Schwarzburger Antiklinorium eigentlich in Bayerischer Fazies vor.

Innerhalb des Thüringischen Schiefergebirges treten weiter im Osten geringmächtige basische Tuffe im Tremadoc im Gebiet des Lobensteiner Horstes auf. An der Westflanke der Erzgebirgs-Antiklinalzone sind im Vogtland basische Vulkanite zwar im Ordoviz und im Bereich der Grenze Kambrium/Ordoviz verbreitet, im Profil aber nur unbedeutend (allein das Ordoviz ist dort ca. 2 km mächtig). Im Llandovery sind örtlich ebenfalls Tuffe und Tuffite vorhanden.

Der Westrand des Erzgebirges ist im Altpaläozoikum u.a. dadurch gekennzeichnet, daß die Phycodenschichten (unteres Ordoviz) Schichtverstellungen sardischen Alters aufweisen und daß bereits während ihrer Ablagerung ein flacher Faltenbau angelegt

**Abb. 1. Verbreitung altpaläozoischer Gesteine in Mittel- und Westeuropa**

Gebietsbezeichnungen und geologische Einheiten: 1 - Wales, 2 - Armorikanisches Massiv, 3 - Zentralmassiv, 4 - Pyrenäen, 5 - Ardennen, 6 - Westalpen, 7 - Ostalpen, 8 - Südalpen, 9 - Schwarzwald und Vogesen, 10 - Odenwald, 11 - Moldanubikum, 12 - Sudeten, 13 - Góry Świętokrzyskie, 14 - Gemeriden, 15 - Ostkarpaten, 16 - Munții Apuseni, 17 - Poiana Ruscă, 18 - Südkarpaten, 19 - Dinariden, 20 - Schonen, 21 - Fichtelgebirge, 22 - Frankenwald.  
Geologische Zeiteinheiten: 23 - Jungproterozoikum bis Altpaläozoikum, 24 - Altpaläozoikum (Kambrium, Ordoviz, Silur)



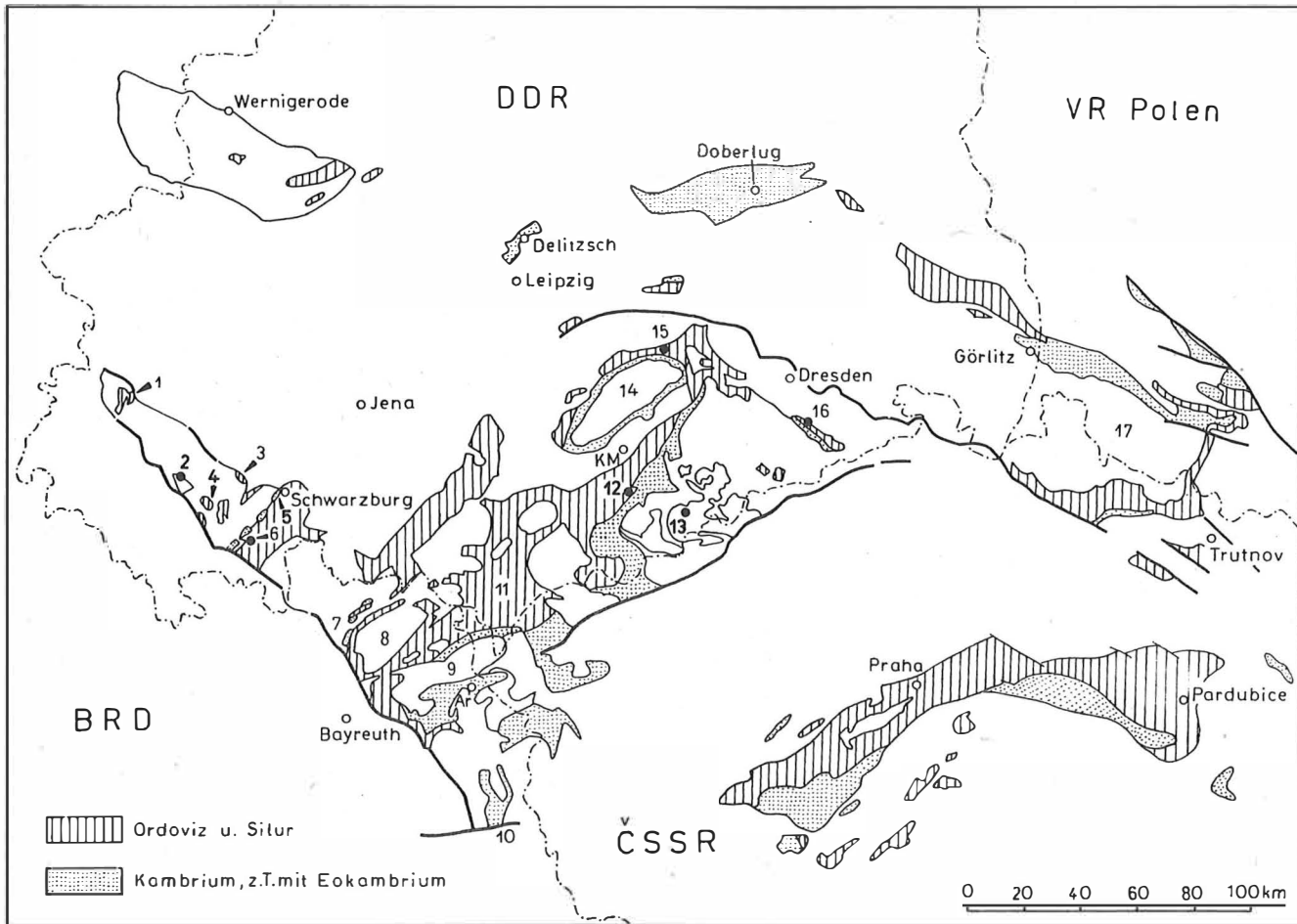


Abb. 2. Vorkommen von Kambrium, Ordoviz und Silur im Südteil der DDR und in angrenzenden Gebieten

Gebietsbezeichnungen und altpaläozoische Magmatitvorkommen: 1 - Ruhlaer Kristallin, 2 - Metabasit-Xenolithe im Granit nördlich Zella-Mehlis, 3 - Keratophyr-Diabas-Folge am Ehrenberg bei Ilmenau, 4 - Keratophyr-Diabas-Folge des Schiefergebirges bei Schmiedefeld und Vesser, 5 - Vulkanite im Kambrium (Goldisthaler Schichten) an der SE-Flanke des Schwarzburger Antiklinoriums, 6 - Vulkanite im Ordoviz an der SE-Flanke des Schwarzburger Antiklinoriums, 7 - Frankenwald, 8 - Münchberger Gneismasse, 9 - Fichtelgebirge, 10 - Oberpfalz, 11 - Vogtland, 12 - Diabasfolge nördlich Herold, 13 - Erzgebirgs-Rotgneis, Pockautal, 14 - Granulitgebirge, 15 - Sericitgneise bei Döbeln, 16 - Granitoid des Elbtalsynklinoriums, 17 - Jizerské hory; auffällige Ziffern bezeichnen Gebiete, von denen eine Detailabbildung (Abb. 3 - 7) vorliegt.

KM - Karl-Marx-Stadt, Ar - Arzberg

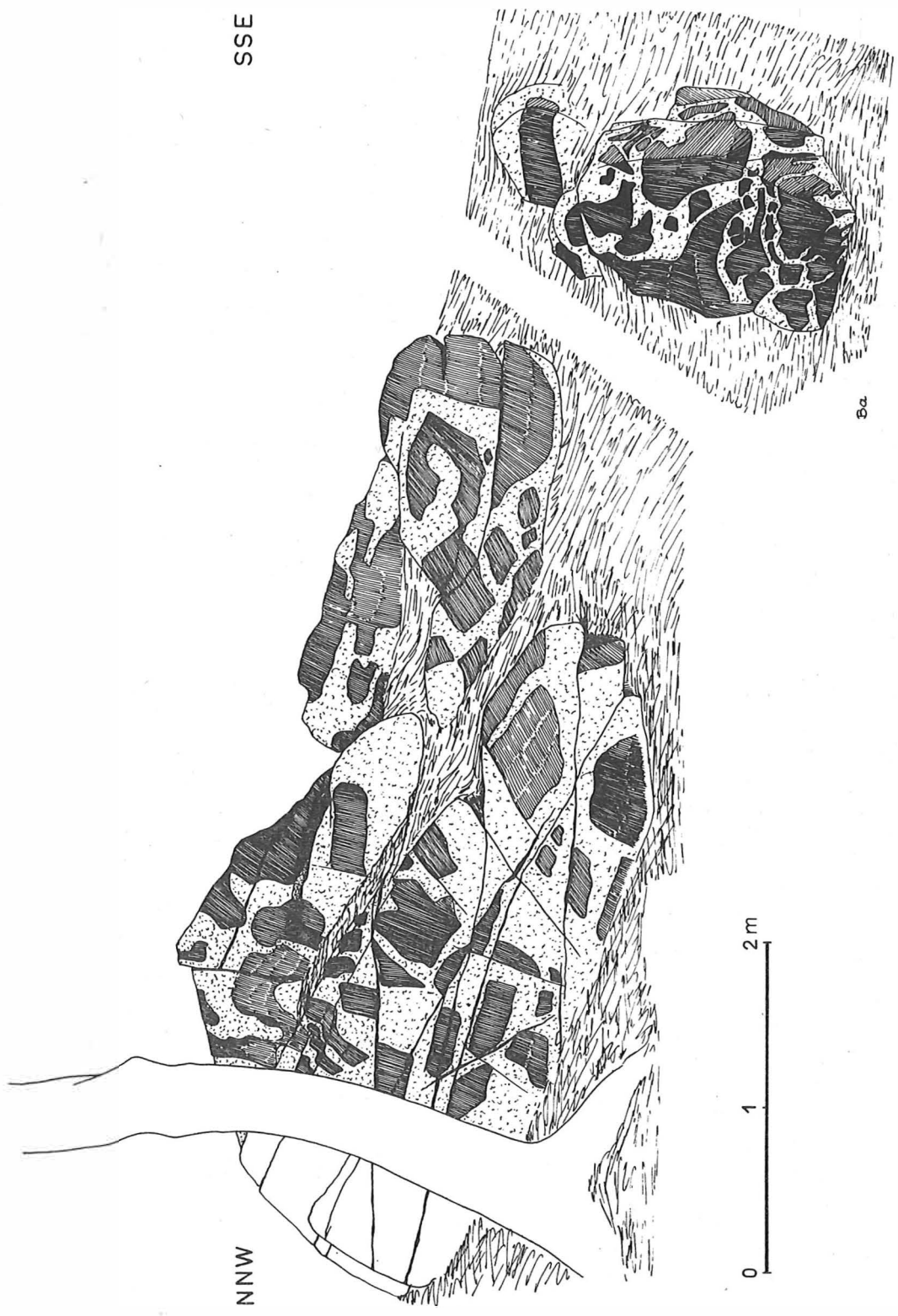
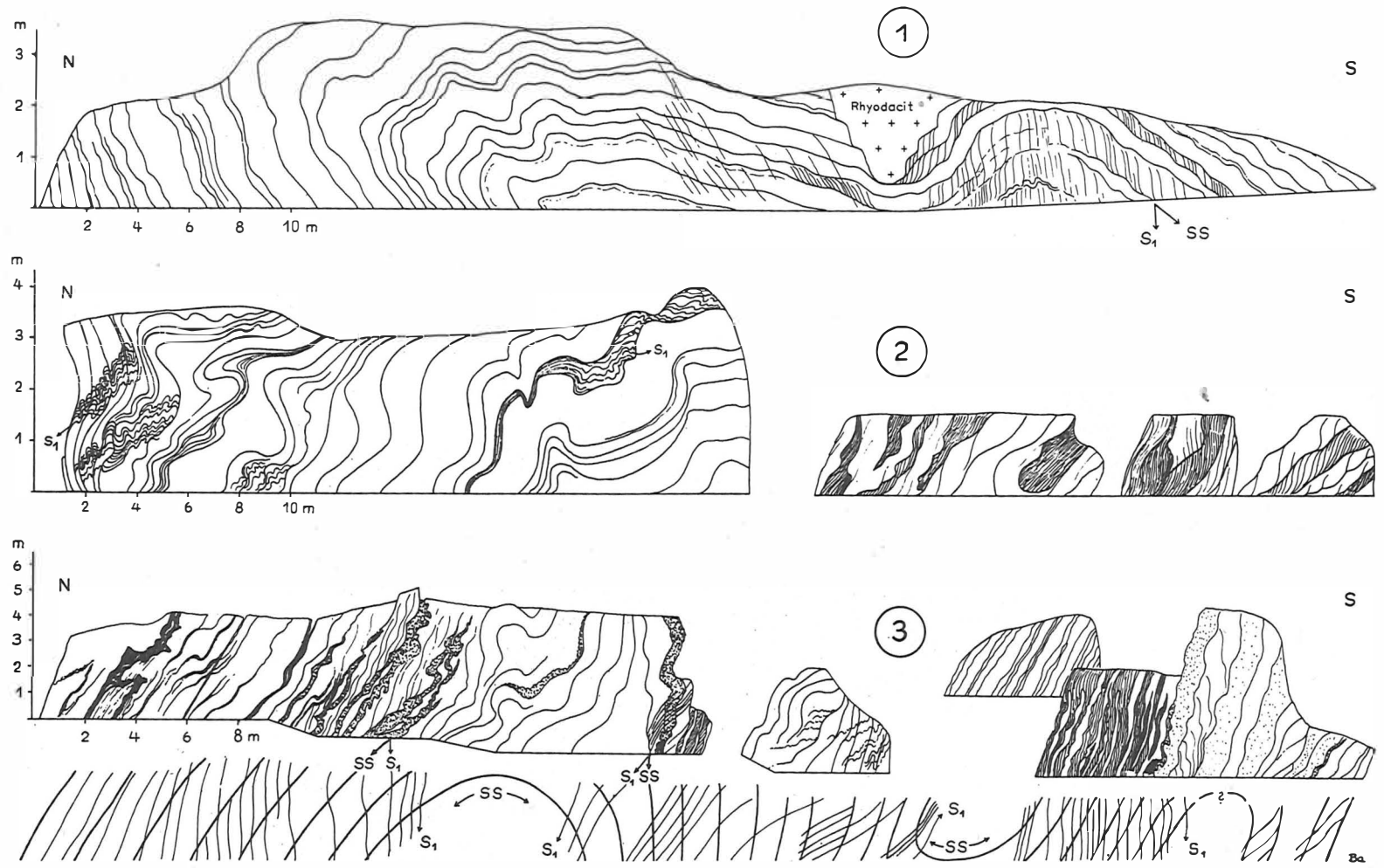


Abb. 3. Metabasit-Xenolithe in Granit am nordwestlichen Stadttrand von Zella-Mehlis  
(Thuringer Wald)



**Abb. 4.** Schnitte durch die Keratophyr-Diabas-Folge des Kambro-Ordoviz auf der Nordwestflanke des Schwarzburger Anti-  
 klinoriums, Schiefergebirge bei Schmiedefeld und Vesser  
 1 - Bahneinschnitt, Nahetal, südlich Neuwerk; Wechsellagerung: Diabase - gebänderte Hornsteine - massige  
 Hornsteine; 2 - Straßenanschnitt, Nahetal, südlich Bellermannstein, Wechsellagerung von Keratophyren und  
 Chloritischiefers; 3 - Felsen unterhalb Bellermannstein, Wechsellagerung: Keratophyre - Diabase - Diabas-  
 tuffe - gebänderte Hornsteine

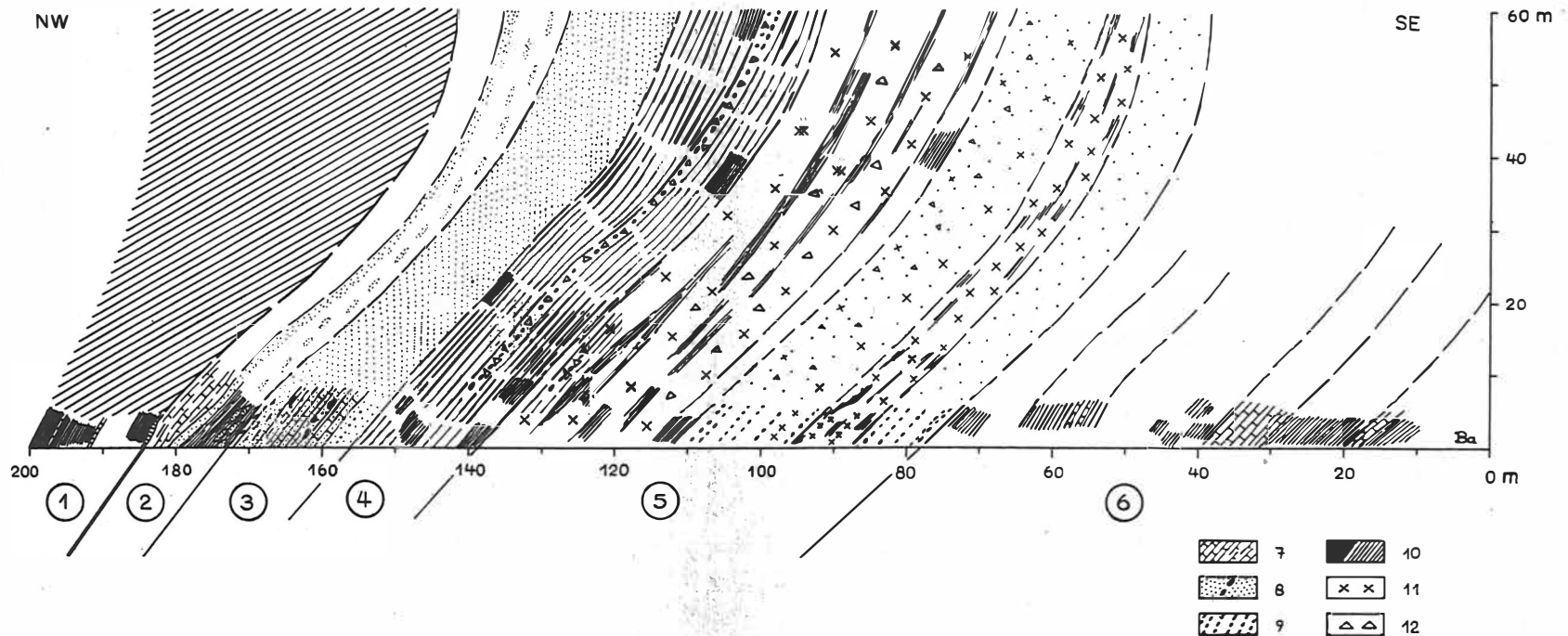
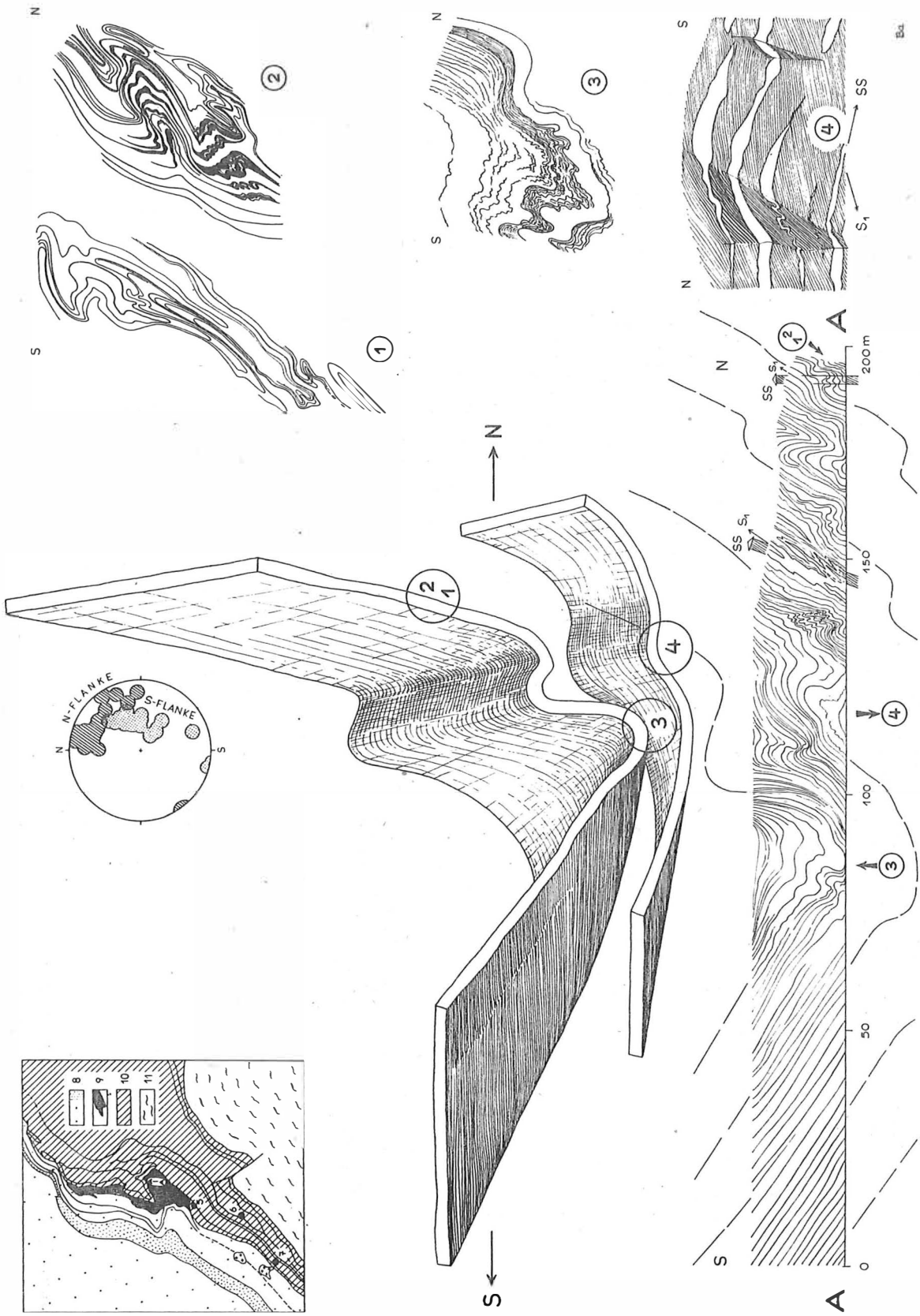


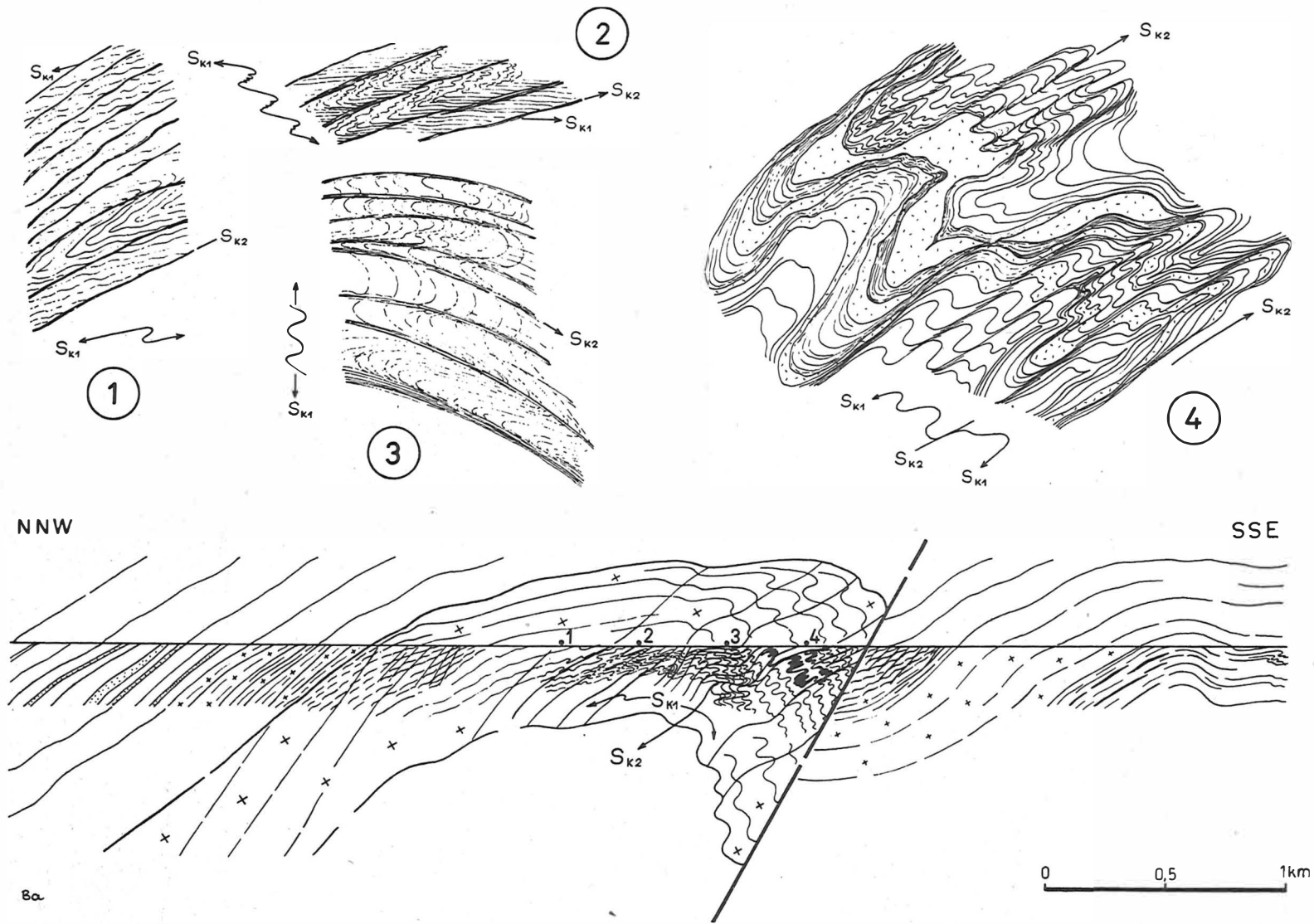
Abb. 5. Schnitt durch die kambrische Vulkanitfolge an der Südostflanke des Schwarzburger Antiklinoriums, Blambachtal und Rabenhügel, nordwestlich von Sitzendorf. Der Schnitt zeigt den Südostflügel einer überkippten Großfalte; die Schieferung fällt flacher nach Nordwesten ein als die Schichtung bzw. liegt teilweise schichtparallel.

(1) - Proterozoikum, Katzhütter Serie (bevorzugt dunkle Tonschiefer); (2) - Übergangsfolge (Quarzite bzw. Arkosen, dunkle Tonschiefer); (3) - (5) - Basisfolge des Kambriums: (3) - Äquivalent des Basisquarzits (Arkose, z.T. tuffitisch, quarzitisches Schiefer), (4) - speckig glänzende, helle, sericitisch-quarzitisches Schiefer (Tuffe?, Rhyolithe?) mit Pyroklastit-Einlagerung, (5) - Vulkanitfolge (fluidale Rhyolithe, Perlite, Pyroklastite, Tuffe, Konglomerate); (6) - Schiefer, z.T. quarzitisches, Quarzite  
 Gesteine: 7 - Quarzite/quarzitisches Schiefer, 8 - Arkosen/teilweise konglomeratisches, 9 - sericitisches Arkose-Feinkonglomerat mit Hornstein- und Pyroklastit-Lagen (früher: "konglomeratisches Arkose"), 10 - Tonschiefer, dunkelblau/hell, 11 - Rhyolithe, 12 - Pyroklastite

Abb. 6. Metabasit nördlich von Herold (südlich Karl-Marx-Stadt); geologische Position: Grenze Kambrium/Ordoviz;  
Lage: Nordwest-Randzone des Erzgebirges  
Raumbild: Großfaltenbau im Metabasit des Venusberges. Profil A—A - Westwand des Steinbruchs Venusberg:  
nichttautozonale Mulde, glatte N--S streichende Flanke und in Dekameter- bis Millimeter-Dimension stark  
gefaltete WNW—ESE streichende Flanke  
Diagramm:  $s_1$ -Flächen; Nord-Flanke schraffiert, Süd-Flanke punktiert  
Kleinfalten (Detailskizzen): (1) - Höhe 2 m, (2) - Höhe 75 cm, beide aus dem Flankenbereich bei m 200;  
(3) - Höhe 1 m, aus der Muldenumbiegung bei m 117; (1) - (3) von der Westwand des Steinbruchs; (4) -  
ca. 4 m hoch, Ostwand: Wechsellagerung Basit und Tuff, aus dem Liegenden bei m 117  
Lageskizze links oben nach HOTH & LORENZ (1966): 5 - Herold, 6 - Ehrenfriedersdorf, 7 - Geyer, 8 - Ordo-  
vizium, 9 - Metabasit, 10 - Kambrium, 11 - Proterozoikum (Erzgebirgsgneise)







**Abb. 7. Rotgneis des Erzgebirges**  
 Schnitt durch das Pockautal, südlich Zöblitz. Deformationsstil eines intrusiven jungproterozoischen oder altpaläozoischen Magmatits mit drei Schieferungssystemen (nur zwei sind dargestellt). Die Antiklinale ist südostvergent; intensive Kleinfaltung in überkippter Scheitelzone. Mindestmächtigkeit 500 m

worden ist (DOUFFET 1970). In weiten Teilen des Vogtlandes, der Erzgebirgs-Nordrandzone und im westlichen Sachsen transgredieren die Phycodenschichten (WIEFEL, DOUFFET & STEINBACH 1970). Insgesamt sind aber solche lithologischen Anzeichen einer kaledonischen Krustenaktivität in Mitteleuropa selten (siehe auch Abschnitt 2.5.).

Im Erzgebirge sind Metabasite im unteren Kambrium geringmächtig (LORENZ & HOTH 1964), im höheren Kambrium (Joachimsthaler Schichten) dagegen häufiger vertreten. In das höhere Kambrium oder in das untere Ordoviz (Frauenbachschichten) gehören südlich von Karl-Marx-Stadt Grünschiefer, die nach HOTH & LORENZ (1966) bis zu 200 m mächtig werden können. Abb. 6 zeigt einen Ausschnitt vom tektonischen Bau dieser Grünschiefer bei Herold.

Im Mittelsächsischen Synklinorium (zwischen Granulitgebirge und Erzgebirge) gelten Hornblendeschiefer als vulkanogene Bildungen des Kambriums und Ordoviz; Tuffe sind im Llandovery untergeordnet vorhanden. In den Synklinorien am NE-Rand von Erz- und Granulitgebirge sind im Kambrium vor allem Basite enthalten, während dem Ordoviz (vermutlich den Frauenbachschichten) Porphyroide eingelagert sind, z.B. die Sericitgneise von Döbeln.

In den Synklinalzonen von Delitzsch und Doberlug liegen basische Vulkanite und Tufflagen im Unterkambrium bzw. im untersten Mittelkambrium (BRAUSE 1969). Sardische Bewegungen zwischen Mittelkambrium und mittlerem Ordoviz sind nach BRAUSE (1970) die Ursache für die Faltung des Kambriums bei Doberlug.

Im Görlitzer Synklinorium ist das Unterkambrium stellenweise als Sandstein-Diabas-Tuff-Serie ausgebildet (Mächtigkeit bis zu 50 m); das Ordoviz ist vulkanitfrei; im Ludlow sind Diabase und Diabastuffe selten (HIRSCHMANN 1966; HIRSCHMANN & BRAUSE 1969). - Im Harz sind im Ludlow nur örtlich Quarzkeratophyrlagen nachgewiesen worden.

Als altpaläozoisch sind im Süden der DDR folgende Plutonite einzustufen: Granit von Zeitz - Weissenfels (südlich Leipzig; 520 Mill. J.<sup>1)</sup>), Teile der Rotgneise im Erzgebirge (Abb. 7) sowie in der Lausitzer Antiklinalzone der Rumburger Granit (er kommt als Geröll in Konglomeraten des Ordoviz vor; CHALOUPSKÝ 1958).

## 2.2. Westsudeten

Im Kaczawa-Gebirge treten Vulkanite vom Mittelkambrium an bis zum Ordoviz auf: Diabase, Tuffe, Keratophyre, Porphyroide. Die Mächtigkeit erreicht vermutlich viele hundert Meter (OBERC 1966, 1972). Nördlich von Kłodzko beginnt das Paläozoikum mit wahrscheinlich mittelkambrischen Metadiabasen und Amphiboliten.

In den Jizerské hory sind geringmächtige Diabase und deren Tuffe im Ludlow enthalten; im Jěstéd werden Metabasite und Keratophyre des Silurs dagegen maximal 300 m mächtig.

1) Physikalische Alterszahlen werden hier und im folgenden stets ohne die Toleranzen genannt.

### 2.3. Barrandium

Das Altpaläozoikum des Barrandiums ist vulkanitreich: Im Unterkambrium finden sich geringmächtige Lagen von Porphyrtuffen (HAVLIČEK 1971), im oberen Mittelkambrium Felsithorizonte, das Oberkambrium ist insgesamt eine Vulkanitfolge von 500 m Mächtigkeit (Křivoklát-Rokycany-Zone). Die oberkambrischen Vulkanite sind von Dazit- und Andesiten bis zu Rhyolithen deutlich differenziert (WALDHAUSROVÁ 1971); südlich Rokycany treten auch Basalte auf, die lokal bis in das Tremadoc reichen. Der kambrische Vulkanismus gilt als subsequent zur assyntischen Tektogenese. Nach der physikalischen Altersbestimmung von 474 Mill. J. (VIDAL u.a. 1975) könnte er eventuell ordovizisch sein. Das Ordoviz hat einen basischen Vulkanismus, der lokal mit ca. 1000 m vom Tremadoc bis zum Llanvirn am intensivsten war und im Caradoc an Intensität abnahm. Abweichend vom sonstigen Aufbau des Silurs in Mitteleuropa kann im Barrandium eine Diabas-Split-, Ultrabazit- und Tuff-Assoziation - besonders im Wenlock - über 200 m mächtig werden. Silurische Diabastufflagen sind auch aus den Železne hory bekannt.

### 2.4. Moldanubikum

Seit vielen Jahren ist bekannt, daß das Moldanubikum wesentlich aus proterozoischen Gesteinen besteht, aber sowohl variszisch regionalmetamorphosiert als auch von variszischen Granitbatholithen durchsetzt wurde, d.h. keinesfalls als assyntisch kratonisiert gelten kann (DUDEK & SUK 1965; VEJNAR 1962). Ein variszisches Metamorphosealter war mit physikalischen Bestimmungen allerdings nicht gesichert. GRAUERT, HÁNNY & SOPTRAJANOVA (1973, 1974) wiesen für Teile des südwestlichen Moldanubikums eine kaledonische Regionalmetamorphose nach (471 - 436 Mill. J.), die bis zur Bildung anatektischer Schmelzen geführt hat. Die Konsequenzen aus diesem Nachweis, der von mehreren Autoren bestätigt wird, sind noch nicht zu übersehen. Ein Zwischengebirge im STILLESchen Sinne kann das Moldanubikum im Paläozoikum nicht gewesen sein. Den südlichsten, österreichischen Teil des Moldanubikums rechnet THIELE (1970) wegen der starken paläozoischen Metamorphose zu den Zentraliden des Varisziden-Südstamms. Die kürzeste Entfernung zwischen Altpaläozoikum der Alpen und Moldanubikum beträgt nur etwa 60 km! Eventuell hat im Ordoviz eine Hebungstendenz den Ablauf des Tiefenprozesses unterbrochen, der erst im variszischen Zyklus zur Konsolidierung geführt hat.

### 2.5. Frankenwald, Münchberger Gneismasse

Im Mittelkambrium des Frankenwaldes kommen saure bis basische Vulkanite vor (LUDWIG 1969). SDZUY (1972) nimmt an, daß während des Kambriums ein Sattelbau angelegt wurde, zu dem dieser Vulkanismus gehört (jungsalairische Phase, d.h. zwischen Mittel- und Oberkambrium). Im Silur sind Diabastuffe und -tuffite vorhanden. Östlich der Münchberger Gneismasse wird die mehrere hundert Meter mächtige Prasinit-Phyllit-Serie aus geologischen Gründen in das Ordoviz gestellt (Tremadoc). Die Richtigkeit der Einstufung wird durch eine Altersbestimmung an Marmor (486 Mill. J.) bestätigt. Manche Autoren vertreten allerdings auch ein höheres Alter. Die im Hangenden folgende Randschiefer-Serie gehört in das Arenig bis Llanvirn. Die in ihr enthaltenen Vulkanite sind ge-

ringmächtiger als die Vulkanite des Tremadoc. Das Ordoviz in der Umrandung der Münchberger Masse liegt stellenweise in der sogenannten Bayerischen Fazies vor (SDZUY 1971), die sich von der Thüringischen Fazies u.a. durch das Auftreten von Vulkaniten unterscheidet.

## 2.6. Fichtelgebirge

Die stratigraphische Zuordnung der Schichten ist noch nicht ganz geklärt. Das Kambrium wird nach VON GAERTNER (1942) durch die Arzberger Serie vertreten. Ihr unterer Teil, eine bis 500 m mächtige Diabas-Folge, könnte auch in das Proterozoikum gehören. Ein Augengneis wird im Norden von Sedimenten flankiert, die in das Kambrium gehören. Seine Intrusion kann möglicherweise im Ordoviz erfolgt sein. Im unteren Ordoviz liegen im Fichtelgebirge Aplitgranite, die nach RICHTER (1963) während des Ordoviz intrudiert sind und mit kaledonischen Bodenunruhen in Verbindung stehen. Im oberen Ordoviz sind Diabase eingeschaltet; das Silur ist frei von Vulkaniten. Südöstlich vom Fichtelgebirge liegen tuffitische Lagen in Frauenbachschichten. Generell sind im Fichtelgebirge ein extensiver Diabasvulkanismus im tiefsten Paläozoikum (oder höchsten Proterozoikum) und ein verbreiteter saurer hochintrusiver Plutonismus im Ordoviz vorhanden.

## 2.7. Oberpfalz

In diesem Gebiet verläuft die Grenze zwischen dem Saxothuringikum und dem Moldanubikum. Das Saxothuringikum beginnt mit einer Bunten Folge, die basische und saure Magmatite enthält und möglicherweise in das Kambrium gestellt werden kann. Granitgänge im hangenden Ordoviz werden mit den Aplitgraniten im Fichtelgebirge verglichen und könnten danach intraordovizisches Alter haben (VON GAERTNER & SCHMITZ 1968). Das im Südosten folgende Moldanubikum wird von vielen Autoren als präkambrisch eingestuft; es ist aber zu beachten, daß GRAUERT, HÁNNY & SOPTRAJANOVA (1974) für einige moldanubische Gesteine ein kambro-ordovizisches Sedimentationsalter nicht ausschließen.

## 2.8. Taunus - Schwarzwald - Odenwald - Vogesen

Am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges treten im Taunus Phyllite auf, die vermutlich mindestens bis in das Kambro-Ordoviz herabreichen. Eingelagerte Sericitgneise dürften einen ordovizischen Vulkanismus repräsentieren.

Von Spessart, Odenwald und Schwarzwald sind keine kambro-ordovizischen Schichten bekannt. Dafür liegt nach LEUTWEIN & SONET (1974) das Homogenisierungsalter von Gneisen des Südschwarzwalds bei 441 Mill. J. (Grenze Ordoviz/Silur; takonisch). Der auch nach geologischen Kriterien älteste Granit im Schwarzwald, der Lenzkirchgranit, hat ein Alter von 427 Mill. J. (Silur). Im Spessartkristallin sind die Intrusionsalter von Rotgneisen mit 384 Mill. J. bestimmt worden (KREUZER u.a. 1973), was dem Unterdevon entspricht. Da der Granit der Bohrung Saar 1 ein Alter von 381 Mill. J. hat, ist eine zeitgleiche Intrusion in beiden Gebieten anzunehmen. Es ist auffällig, daß der Eckergneis im Harz mit 379 Mill. J. (SCHOELL, LENZ & HARRE 1973) ebenfalls ein

unterdevonisches Metamorphosealter aufweist. Es handelt sich dabei bereits um früh-variszische Vorgänge, die nicht Gegenstand dieses Beitrages sind. Sie wurden erwähnt, weil sich eventuell ein Altersunterschied der Metamorphose mit 440 Mill. J. im Süden (Saxothuringikum bzw. Mitteldeutsche Kristallinzone) und ca. 380 Mill. J. im Norden (Rhenoherynikum) andeutet.

Möglicherweise sind basische Metamorphite im Bergsträßer Odenwald Vulkanite des oberen Silurs (OKRUSCH u.a. 1975); allerdings ist ein proterozoisches Alter nicht auszuschließen. Im Bällsteiner Odenwald könnte die Regionalmetamorphose (Vergneisung, Anatexis) kaledonisches Alter haben (wie auch im Ruhlaer Kristallin kaledonische Vorgänge gewirkt haben müßten).

Am Nordrand der Vogesen ist das Ordoviz zusammen mit dem Briovérien erst variszisch epimetamorph umgewandelt worden (357 Mill. J.; CLAUER & BONHOMME 1970). Dagegen ist eine katazonale Metamorphose in Granuliten mit 509 Mill. J. datiert, d.h. tremadocisch (BONHOMME & FLUCK 1974), während eine nur mesozonale Metamorphose im Grundgebirge der Vogesen an der Silur/Devon-Grenze vonstatten ging (407 Mill. J.).

## 2.9. Ardennen

Im Kambrium treten keine Vulkanite auf, erst im Caradoc des Brabanter Massivs; das Llandovery enthält ebenfalls Rhyolithe. Die Antiklinalzone von Condroz weist im Llandovery basische und keratophyrische Tuffe auf. Insgesamt ist aber der Vulkanismus in den Ardennen relativ unbedeutend; die wenigen vorhandenen Plutonite sind altersmäßig nicht bestimmt, jedoch vermutlich variszisch.

## 2.10. Armorikanisches Massiv

Der zur cadomischen Tektogenese subsequente saure Vulkanismus ist kambrisch, kann aber bis in das Tremadoc heraufreichen (COGNÉ 1974). Er ist in der Synklinale südlich von Rennes, in der Synklinale von Coevrous (Ostteil des Massivs) sowie am Südrand des Antiklinoriums von Mauges (Südostteil) nachgewiesen. Vom Ordoviz sind basische und keratophyrische Lagen (bis 50 m) im Caradoc und vom unteren Silur solche Vulkanite südlich von Brest und nördlich von Nantes bekannt. Granodiorite des südlichen Massivteils haben Intrusionsalter zwischen 455 und 420 Mill. J. (takonisch); insgesamt überwiegen aber variszische Granite. Die altpaläozoischen Vulkanite haben bei weitem nicht die Bedeutung wie in Mitteleuropa südlich der Kristallinzone und in den Alpen.

## 2.11. Zentralmassiv

CHEVENOY (1974) gliedert das Zentralmassiv in eine Nord-, eine mittlere Ruténo-Limousin-Einheit und eine südliche Cevenole-Zone. Die lithostratigraphische Gliederung des Massivs ist zur Zeit noch unvollkommen, so daß über das Altpaläozoikum nur von Gebieten mit niedriger Metamorphose hinreichende Informationen vorliegen. Aus der nördlichen Einheit sind altpaläozoische Granite bekannt (506 Mill. J.) bzw. zu vermuten,

es überwiegen aber die mit variszischem Alter. In der mittleren Einheit sind Rhyolithe im unteren(?) Kambrium vorhanden, und eine saure bis basische Vulkanitfolge könnte kambro-ordovizisches Alter haben (Limousin; GROLIER 1971). Bezüglich der Metamorphose reichen die physikalischen Alterszahlen von 500 bis 390 Mill. J. (Mehrzahl bei 440 Mill. J., Ordoviz/Silur-Grenze). Der mit 150 km Ausdehnung zu den größten Plutonen des Zentralmassivs gehörende Granit von Margeride hat mit 420 - 400 Mill. J. (Silur) eindeutig ein kaledonisches Alter. In der südlichen Cevenole-Zone beginnt das Kambrium in den Cevennen und dem Albigeois mit einer vulkano-detritischen Folge (saurer Vulkanismus). Im Ordoviz treten basische Vulkanite im Tremadoc sowie saure Vulkanite im Arenig(?) auf. Die großen Granitmassive der Cevennen haben kaledonische Intrusionsalter (420 - 400 Mill. J.).

In der Montagne Noire enthält das Unterkambrium nur sehr wenige Amphibolite und Rhyolithtuffe. Im Ordoviz lag die Hauptphase des Vulkanismus im unteren Caradoc: Andesite, Tuffe im Südostteil der Montagne Noire. Weitere Vulkanite sind nicht bekannt, obwohl das Kambro-Ordoviz ca. 4200 m mächtig ist. Für eine kaledonische Tiefenmobilisierung spricht die Verjüngung des cadomischen Granits von Mendic (Ostrand der Montagne Noire; 453 Mill. J., oberes Ordoviz).

## 2.12. Iberische Halbinsel

In den Pyrenäen sind aus dem Kambro-Ordoviz nur die Porphyrite von Aspres bekannt, die bis in das Caradoc reichen und eventuell als Anzeichen takonischer Bewegungen zu werten sind. Wie in der Montagne Noire ist dieser Vulkanismus aber im Vergleich zu der bis 4000 m mächtigen Sedimentfolge unbedeutend.

Die Galizisch-Kastilische Zone Spaniens weist vom Oberkambrium bis zum Ordoviz einen kräftigen Geosynklinalvulkanismus auf. Auch in der Ossa-Morena-Zone enthält in der Sierra Morena das Oberkambrium eine bis zu 500 m mächtige Grünsteinfolge - ähnlich die Ostlusitanisch-Alcudische Zone. Das Silur führt nur örtlich basische Vulkanite im Llandoverly (WALTER 1972). Da die Gebiete mit dem erheblichen kambro-ordovizischen Vulkanismus erst variszisch ausgefaltet wurden, ist dieser einem unvollendeten kaledonischen Zyklus zuzuschreiben. Über die Metamorphosealter liegen keine Daten vor.

## 2.13. Alpen

Sicheres Altpaläozoikum ist erst ab Caradoc bekannt (FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1972), allerdings gehört eine liegende vulkanische Folge sicher ebenfalls in das Ordoviz. Generell spricht nichts dagegen, daß in Metamorphiten, besonders der Ostalpen, auch Kambrium enthalten ist. Das datierte Ordoviz beginnt in den Ost- und Südalpen generell mit einer vulkanogen-pelitisch-sandigen Flachwasserfazies. Der Vulkanismus nimmt hauptsächlich den Zeitraum Caradoc und Ashgill ein, er reicht nur im Grazer Bergland bis in das Unterdevon. Die Häufung vulkanischer Bildungen an der Ordoviz/Silur-Grenze ist ein Kennzeichen der Ost- und Südalpen. Wenn der Vulkanismus auch meist basisch ist, sind im Unterschied zum Saxothuringikum saure Gesteine relativ stark beteiligt (Porphyroide). Die Vulkanite können mehrere hundert Meter mächtig werden.

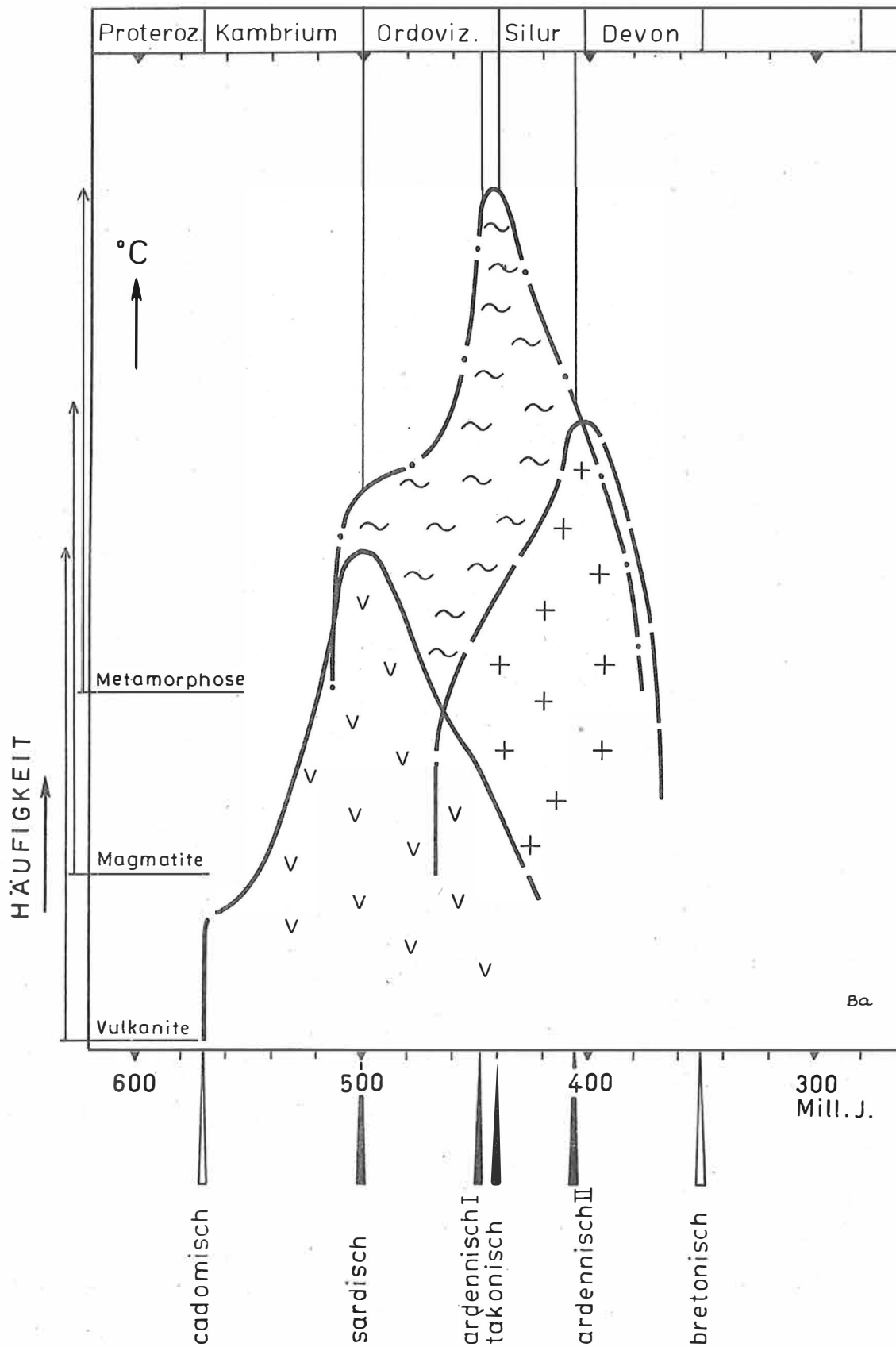
Östlich der Alpen sind Vulkanite im Altpaläozoikum in Ungarn und in den Karpaten bekannt, z.B. in der Gelnica-Gruppe der Gemeriden (nach MAHEL' 1973: Kambro-Ordoviz), in den Veporiden und der Diabas-Porphyr-Serie nördlich des Balaton-Sees (FLÜGEL 1975). In den Ostkarpaten sind altpaläozoische Vulkanite an mehreren Stellen nachgewiesen; zum Teil werden sie mit einer kaledonischen Krustenaktivität in Verbindung gebracht (KRÄUTNER & KRÄUTNER 1974; MUREŞAN, IONCICĂ & TĂNĂSESCU 1974: K/Ar-Alter von 420 und 415 Mill. J., d.h. Silur).

Aus dem gesamten Alpenraum sind in den letzten 10 Jahren physikalisch datierte kaledonische Metamorphosealter bestimmt worden: Zone von Ivrea 440 - 420 Mill. J. (GRAESER & HUNZIKER 1968 u.a.), Nordteil Mont-Blanc-Kristallin 500 - 400 Mill. J. (VON RAUMER 1971), Silvretta-Kristallin 428 Mill. J. (GRAUERT 1966), Ötztal-Kristallin 500 bis 400 Mill. J. (SCHMIDT u.a. 1967), Hohe Tauern 497 - 414 (z.B. BORSI u.a. 1973). Auf die Existenz einer kaledonischen Regionalmetamorphose in den Alpen im Zeitraum 500 bis 400 Mill. J. haben zuerst JÄGER und GRAUERT aufmerksam gemacht. Da die Alpen - wie auch das Moldanubikum - im Silur vom Meer bedeckt waren, würde die Realität einer kaledonischen Regionalmetamorphose, die ihr Maximum an der Ordoviz/Silur-Grenze gehabt zu haben scheint, genauso wie im Moldanubikum Anlaß sein, die Vorstellungen über synchrone Vorgänge in verschiedenen Niveaus der Erdkruste neu zu überdenken.

Einige Autoren haben aus unterschiedlichen Motiven die seit 80 Jahren erörterte und bis heute nicht gelöste Frage des Zusammenhangs zwischen dem mitteleuropäischen Variszikum und dem Paläozoikum der Alpen wiederum diskutiert (BRAUSE 1970; CLAR 1971; SCHÖNENBERG 1970, 1973). Geht man von kaledonischen Metamorphosen aus, die durch physikalische Datierungen in Moldanubikum, Schwarzwald und Zentralmassiv wahrscheinlich gemacht worden sind, und berücksichtigt man Lageveränderungen, die das Paläozoikum der Alpen in alpidischer Zeit erfahren hat, dann gehören die Alpen unmittelbar zum Raum der mitteleuropäischen Paläozoiden, und erst in variszischer Zeit wurde die Verbindung über das Moravo-Silesikum am Ostrand des Moldanubikums hergestellt. Eventuell ist diese Bogenform des Oberbaus erst ab Devon wirksam gewesen, nachdem es eine altpaläozoische Teilkonsolidierung gegeben hatte. Das schließt synchrone Entwicklungen im alpinen und außeralpinen Altpaläozoikum nicht aus.

Abb. 8. Schematische Darstellung der Aktivitätszyklen des Altpaläozoikums auf der Basis von physikalischen und geologischen Altersbestimmungen  
 Ordinate: Häufigkeit der Daten bzw. Temperatur. Das Maximum des Vulkanismus liegt bei 500 Mill.J. (Grenze Kambrium/Ordoviz, sardisch). Das Maximum der Metamorphose liegt an der Ordoviz/Silur-Grenze (takonisch) und das Maximum der Granitintrusionen nahe der Grenze Silur/Devon (ardennisch)





### 3. Schlußfolgerungen

Im Verbreitungsgebiet der späteren europäischen Varisziden gibt es vielfach einen altpaläozoischen Vulkanismus, der nicht als Eugeosynklinalentwicklung zum variszischen Zyklus gehört. An zahlreichen Stellen ist ferner eine kaledonische Metamorphose bekannt geworden, der aber keine kaledonische Tektogenese der altpaläozoischen Schichten entsprach. Vom Moldanubikum bis zum Zentralmassiv sind Granitintrusionen mit kaledonischem Intrusionsalter bekannt geworden.

Die altpaläozoische Entwicklung der Alpen, besonders der Ostalpen, kann man mit der des außeralpinen Europas zum Teil korrelieren. Möglicherweise wurden bisher die Konsolidierungsalter im Bereich der Vindelizischen Schwelle als zu hoch angesehen.

In Abb. 8 sind als Schema die in Kap. 2 erwähnten Aktivitäten in Form von verbreitetem Vulkanismus, Plutonismus und von Metamorphose nach geologischen und physikalischen Datierungen eingetragen. Es soll zum Ausdruck kommen, daß insgesamt gesehen der Vulkanismus im Kambrium und Ordoviz seinen Höhepunkt hatte (550 - 480 Mill. J.) und damit zeitlich vor dem Maximum der kaledonischen Metamorphose in Mittel- und Westeuropa sowie in den Alpen lag. Die Alterszahlen der Metamorphose häufen sich bei 440 Mill. J. (Grenze Ordoviz/Silur). Die Granitoide weisen ein Maximum in der Zeit von Silur bis Unterdevon auf, schließen aber recht eng an das Maximum der Metamorphose an. Die Daten in Abb. 8 sind ohne Bezug zur regionaltektonischen und zur Sedimentationsgeschichte dargestellt und auch nicht für Teilgebiete untergliedert. Die Reihenfolge der Erscheinungen (Vulkanismus, Metamorphose, Plutonismus) entspricht einer Geosynklinalentwicklung im STILLEschen Sinne. Wieweit die altpaläozoische Regionalmetamorphose auch einer Dynamometamorphose entspricht, ist zur Zeit nicht zu entscheiden. Die Temperaturen müssen in der oberen Kruste bei 500 °C gelegen haben, stellenweise (Vogesen, Moldanubikum) erheblich darüber. Noch immer ist nicht geklärt, ob Regionalmetamorphose nur tektonische Absenkung oder nur (bzw. auch) Anstieg der Wärme-front bedeutet, welchen Anteil die lateralen Spannungen haben und ob bzw. wie schnell eine isostatisch ausgelöste Hebung eine Regionalmetamorphose unterbrechen kann.

Die im Text genannten und in Abb. 8 demonstrierten Aktivitätsepisoden an der Wende Kambrium zu Ordoviz und Ordoviz zu Silur entsprechen auffallend zwei der drei Aktivitätszeiten in den britischen Kaledoniden (RAST & CRIMES 1969): lakelandisch (460 - 440 Mill. J.), d.h. mittelordovizisch, und cymrisch (420 - 405 Mill. J.), nahe der Grenze Silur zu Devon. Die dritte, die grampische Phase (550 - 510 Mill. J.) scheint ihr Maximum etwas vor demjenigen des Vulkanismus in den genannten Gebieten gehabt zu haben, trotzdem ist der Zeitraum vergleichbar. Man kann diese zeitliche Analogie als zufällig ansehen; es sollte aber auf einen möglichen Zusammenhang hingewiesen werden.

Offenbar sind die Beziehungen zwischen Tiefenprozessen und der synchronen Entwicklung im Sedimentationsraum nicht bekannt genug, um die altpaläozoische Entwicklung im Sedimentationsablauf identifizieren zu können. Bisher sind aus objektiven Gründen bei der vergleichenden Betrachtung von Vorland und Orogen die Endstadien bevorzugt untersucht worden, bei denen die Morphotektonik die wesentlichste Rolle spielt. In Anbetracht der Häufigkeit der Vorgänge innerhalb enger Zeitabschnitte (Abb. 8) ist zu fragen, welches Gewicht den hier geschilderten Prozessen zukommt, unabhängig davon, daß sie offen-

bar nicht zu solchen morphotektonischen Erscheinungen geführt haben, wie sie im Karbon und Perm für den variszischen Zyklus charakteristisch waren.

### Literatur

- BANKWITZ, E.; BANKWITZ, P.: Zur Sedimentation proterozoischer und kambrischer Gesteine im Schwarzburger Antiklinorium.  
Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 10, S. 1279-1305
- BANKWITZ, P.; KAEMMEL, T.: Beitrag zur Geologie des Grundgebirges zwischen Ruhlaer und Schwarzburger Sattel (Thüringen).  
Geologie, Berlin 7 (1958) 3-6, S. 597-609
- BONHOMME, M.; FLUCK, P.: Compléments de pétrographie et analyse isotopique rubidium - strontium des gneiss granulitiques de Sainte-Marie-aux-Mines.  
Bull. Sci. géol., Strasbourg 27 (1974) 4, S. 271-283
- BORSI, S.; DEL MORO, A.; SASSI, F.; ZIRPOLI, G.: Metamorphic evolution of the Austriac rocks to the south of the Tauern window (eastern Alps): radiometric and geopetrologic data.  
Mem. Soc. geol. ital., Pisa 12 (1973), S. 549-571
- BRAUSE, H.: Das verdeckte Altpaläozoikum der Lausitz und seine regionale Stellung.  
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenw. u. Montangeol., Berlin 1968 (1969) 1, 143 S.
- BRAUSE, H.: Ur-Europa und das gefaltete sächsische Paläozoikum.  
Ber. dt. Ges. geol. Wiss., Berlin A 15 (1970) 3, S. 327-367
- BUŠ, V.A.: Zu den Kaledoniden und Varisziden des Tjan-Šan.  
Geologie, Berlin 19 (1970) 1, S. 5-16
- CHALOUPSKÝ, J.: Geologicko-petrografické pomeří v údolí Jizery mezi Harrochovem a Dolní Rokytnicí.  
Sb. ústř. Úst. geol., Odd. geol., Praha 24 (1958) 1, S. 189-236
- CHENEVOY, M.: Le Massif Central. In: DEBELMAS, J. (Hrsg.), Géologie de la France, Vol. 1, S. 162-228.  
Paris: Doin 1974
- CLAR, E.: Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variskischen Gebirges in den Ostalpen.  
Z. dt. geol. Ges., Hannover 122 (1971), S. 161-167
- CLAUER, N.; BONHOMME, M.: Datation rubidium - strontium dans les schistes de Steige et la série de Ville, Vosges.  
Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr., Strasbourg 23 (1970) 3-4, S. 191-208
- COGNÉ, J.: Le Massif Armoricaïn. In: DEBELMAS, J. (Hrsg.), Géologie de la France, Vol. 1, S. 105-161.  
Paris: Doin 1974
- DOUFFET, H.: Stratigraphie und Lagerung des Ordoviziums im Bereich der Südvogtländisch-Westerzgebirgischen Querzone. In: Exkursionsführer "Altpaläozoikum und Vorpaläozoikum des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges unter Berücksichtigung des Metamorphosegrades", S.4-5.  
Berlin: Dt. Ges. geol. Wiss. 1970
- DUDEK, A.; SUK, M.: Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums.  
Ber. geol. Ges. DDR, Berlin 10 (1965) 2, S. 147-161
- EWALD, H.; GARBE, S.; NEY, P.: Die Isotopenzusammensetzung von Strontium aus Meerwasser und aus rubidium-armen Gesteinen.  
Z. Naturforsch. 11 A (1956). S. 521-522
- FLÜGEL, H.W.; SCHÖNLAUB, H.P.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich.  
Verh. geol. Bundesanst., Wien (1972) 2, S. 187-198

- FLÜGEL, H.W.: Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa.  
Geol. Rdsch., Stuttgart 64 (1975) 1, S. 1-62
- FRANKE, D.: Zu den Varisziden und zum Problem der Kaledoniden im nördlichen Mitteleuropa.  
Ber. dt. Ges. geol. Wiss., Berlin A 12 (1967) 1/2, S. 83-140
- GAERTNER, H.R. VON: Die Schichtgliederung der Phyllitgebiete in Thüringen und Nordbayern und ihre Einordnung in das stratigraphische Schema.  
Jb. Reichsanst. Bodenforsch., Berlin 62 (1942), S. 54-80
- GAERTNER, H.R. VON; SCHMITZ, H.H.: Geologisch-petrographische Beobachtungen in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in der nördlichen Oberpfalz.  
Geol. Jb., Hannover 85 (1968), S. 315-370
- GRAESER, S.; HUNZIKER, J.C.: Rb-Sr- und Pb-Isotopen-Bestimmungen an Gesteinen und Mineralien der Ivrea-Zone.  
Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., Zürich 48 (1968), S. 189-204
- GRAUERT, B.: Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland).  
Earth and planet. Sci. Lett., Amsterdam 1 (1966), S. 139-147
- GRAUERT, B.; HÄNNY, R.; SOPTRAJANOVA, G.: Age and origin of detrital zircons from the pre-Permian basements of the Bohemian Massif and the Alps.  
Contr. Mineral. and Petrol., Berlin 40 (1973) 2, S. 105-130
- GRAUERT, B.; HÄNNY, R.; SOPTRAJANOVA, G.: Geochronology of a polymetamorphic and anatexitic gneiss region: The Moldanubikum of the area Lam - Deggendorf, eastern Bavaria.  
Contr. Mineral. and Petrol., Berlin 45 (1974) 1, S. 37-63
- GROLIER, J.: La série de la Sioule (Puy-de-Dôme, Allier).  
Mém. Bur. Rech. géol. et min., Paris 64 (1971), 163 S.
- HAVLIČEK, V.: Stratigraphy of the Cambrian of central Bohemia.  
Sb. geol. věd, Praha G 20 (1971), S. 7-52
- HIRSCHMANN, G.: Assynthetische und variszische Baueinheiten im Grundgebirge der Oberlausitz.  
Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 212 (1966), 146 S.
- HIRSCHMANN, G.; BRAUSE, H. (Hrsg.): Exkursionsführer "Alt- und Vorpaläozoikum des Görlitzer Schiefergebirges und der westlichen Sudeten".  
Berlin: Dt. Ges. geol. Wiss. 1969
- HIRSCHMANN, G.; HOTH, K.; LORENZ, W.: Die sedimentologisch-tektonische Entwicklung der Saxothuringisch-Lugischen Zone im Proterozoikum und tiefen Paläozoikum.  
Internat. geol. Congr., Report 23rd Sess., Proceed., Praha 4 (1968), S. 141-155
- HOTH, K.; LORENZ, W.: Die skarnhöflichen Horizonte des westlichen Erzgebirges.  
Geologie, Berlin 15 (1966) 7, S. 769-799
- JÄGER, E.: Gesteinsbildende und orogene Phasen in der Entwicklungsgeschichte der Alpen.  
Geol. Jb., Beih., Hannover 80 (1969), S. 185-195
- KRÄUTNER, H.G.; KRÄUTNER, F.: Litostratigrafia seriei de Tulgheș, din pinza de Putna, în regiunea Botuș-Breaza (Carpații Orientali).  
Dări Seamă Ședinț., București 60 (1974) 1, S. 27-52
- KREBS, W.; WACHENDORF, H.: Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of Central Europe.  
Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder 84 (1973), S. 2611-2630
- KREUZER, H.; LENZ, H.; HARRE, W.; MATTHES, S.; OKRUSCH, M.; RICHTER, P.: Zur Altersstellung der Rotgneise im Spessart. Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen.  
Geol. Jb., Hannover A 2 (1973), S. 69-88
- KURZE, M.: Ergebnisse einer Spezialkartierung im Altpaläozoikum südlich Frankenberg/Sachsen.  
Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 241 (1968), S. 45-56

- LEUTWEIN, F.; SOMET, J.: Geochronologische Untersuchungen im Südschwarzwald.  
N. Jb. Mineral., Abh., Stuttgart 121 (1974), S. 252-271
- LORENZ, W.; HOTH, K.: Die lithostratigraphische Gliederung des kristallinen Vorsilurs in der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone.  
Geologie, Beih., Berlin 44 (1964), 44 S.
- LOTZE, F.: Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums.  
Geologie, Berlin 7 (1958) 3-6, S. 727-750
- LUDWIG, V.: Lithologische Untersuchung des Kambriums im Frankenwald (Bayern).  
Geol. Jb., Hannover 87 (1969), S. 89-156
- MAHEL, M.: Tectonical structures of the West Carpathians Mts.  
10th Congr. Carp.-Balk. Geol. Ass., Guide to Exc. A, Bratislava 1973
- MEINEL, G.: Zur Kenntnis des prätrémadocischen initialen Magmatismus im Bereich des Thüringer Schiefergebirges.  
Geologie, Berlin 18 (1969) 2, S. 236-237
- MUREȘAN, M.; IONCIĂ, M.; TĂNĂȘESCU, A.: Asupra prezentei metamorfitelor caledoniene în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali (Seria de Dâmuc).  
Dări Seamă Ședinț., București 60 (1974) 5, S. 47-54
- NEUMANN, W.: Mitteldeutsche Kristallinzone. In: HOPPE, W.; SEIDEL, G. (Hrsg.), Geologie von Thüringen, S. 77-118.  
Gotha: Haack 1974
- OBERC, J.: Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin.  
Inst. geol. Prace, Warszawa 47 (1966), S. 1-92
- OBERC, J.: Ähnlichkeiten und Unterschiede zwischen Lugikum und Silesikum im Lichte neuer Forschungen.  
Geologie, Berlin 21 (1972) 1, S. 5-23
- OKRUSCH, M.; RAUMER, J. VON; MATTHES, S.; SCHUBERT, W.: Mineralfazies und Stellung der Metamorphite im kristallinen Odenwald.  
Aufschluß, Heidelberg, Sonderband 27 (1975), S. 109-134
- RAST, N.; CRIMES, T.P.: Caledonian orogenic episodes in the British Isles and north-western France and their tectonic and chronological interpretation.  
Tectonophysics, Amsterdam 7 (1969) 4, S. 277-307
- RAUMER, J.F. VON: Das Mont-Blanc-Massiv-Altkristallin im Bereich schwacher alpiner Metamorphose.  
Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., Zürich 51 (1971) 1, S. 193-225
- RICHTER, D.: Stratigraphisch-tektonische Analyse des kristallinen westlichen Fichtelgebirges unter besonderer Berücksichtigung der prävariszischen Magmatite.  
Geotekt. Forsch., Stuttgart 16 (1963), 120 S.
- SCHMIDT, K.; JÄGER, E.; GRÜNENFELDER, M.; GRÖGLER, N.: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges.  
Ecl. Geol. helvet., Basel 60 (1967) 2, S. 529-536
- SCHOELL, M.; LENZ, H.; HARRE, W.: Das Alter der Hauptmetamorphose des Eckergneises im Harz auf Grund von Rb/Sr-Datierungen.  
Geol. Jb., Hannover A 9 (1973), S. 89-95
- SCHÖNENBERG, R.: Über das Altpaläozoikum der südlichen Ostalpen (Karawanken - Klagenfurter Becken - Saualpenkristallin).  
Geol. Rdsch., Stuttgart 56 (1967), S. 473-480
- SCHÖNENBERG, R.: Das variszische Orogen im Raume der Südost-Alpen.  
Geotekt. Forsch., Stuttgart 35 (1970), S. 1-22
- SCHÖNENBERG, R.: Zur Frage der Verbindung von Sudetikum und ostalpinem Variszikum.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 14 (1973) 2, S. 437-450
- SDZUY, K.: The Ordovician in Bavaria.  
Mém. Bur. Rech. géol. et min., Paris 73 (1971), S. 379-390

- SDZUY, K.: Die Pressecker Sattelzone und die ältere Baugeschichte des Frankenwaldes.  
Z. dt. geol. Ges., Hannover 123 (1972), S. 273-289
- ŠKVR, V.: Metamorphic processes in the Bohemian Massif.  
Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder 81 (1970), S. 955-960
- STETTNER, G.: Metamorphes Saxothuringikum Nordostbayerns.  
Erläuter. Geol. Karte v. Bayern 1 : 500 000, München 1964, S. 17-35
- STETTNER, G.: Zur geotektonischen Entwicklung im Westteil der Böhmisches Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils im orogenen Bewegungssystem.  
Z. dt. geol. Ges., Hannover 123 (1972), S. 291-326
- STILLE, H.: Die kaledonische Faltung Mitteleuropas im Bilde der gesamteuropäischen.  
Z. dt. geol. Ges., Hannover 100 (1950), S. 223-266
- THIELE, O.: Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen.  
Geologie, Berlin 19 (1970) 1, S. 17-24
- VEJNAR, Z.: Zum Problem des absoluten Alters der kristallinen Schiefer und der Intrusiva des westböhmisches Kristallins.  
Krystalinikum, Praha 1 (1962), S. 149-159
- VIDAL, P.; AUVRAY, B.; CHARLOT, R.; FEDIUK, F.; HAMEURT, J.; WALDHAUSROVÁ, J.: Radiometric age of volcanics of the Cambrian "Krivoklat-Rokycany" complex (Bohemian Massif).  
Geol. Rdsch., Stuttgart 64 (1975) 2, S. 563-570
- WALDHAUSROVÁ, J.: The chemistry of the Cambrian volcanics in the Barrandian area.  
Krystalinikum, Praha 8 (1971), S. 45-75
- WALTER, R.: Paläogeographie des Siluriums in Nord-, Mittel- und Westeuropa.  
Geotekt. Forsch., Stuttgart 41 (1972), 180 S.
- WATERLOT, G.; BEUGNIES, A.; BOUTE, A.; u.a.: Guides Géologiques régionaux, Ardenne Luxembourg.  
Paris: Masson 1973
- WIEFEL, H.; DOUFFET, H.; STEINBACH, W.: Korrelation des Ordoviziums im Südtteil der DDR. In: Exkursionsführer "Altpaläozoikum und Vorpäaläozoikum des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges unter Berücksichtigung des Metamorphosegrades", S. 3.  
Berlin: Dt. Ges. geol. Wiss. 1970
- WIEFEL, H.; WUCHER, K.; DOUFFET, H.; BANKWITZ, P.; THOMAE, W.: Ordovizium des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges (Lithostratigraphie und Metamorphose). In: Exkursionsführer "Altpaläozoikum und Vorpäaläozoikum des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges unter Berücksichtigung des Metamorphosegrades", S. 17-37.  
Berlin: Dt. Ges. geol. Wiss. 1970

Über die Beziehung des Granulitgebirges zum Zentral-  
sächsischen Lineament - ein Beispiel für die genetische  
Entwicklung alter Kerne in den Varisziden Mitteleuropas

von

WERNER NEUMANN <sup>1)</sup>

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die Beziehung des sächsischen Granulitgebirges zum Zentralsächsischen Lineament beruht auf einer gemeinsamen SE-Vergenz als Ausdruck einer übergeordneten SE-Polarität. Aus der paläogeographisch-tektonischen Analyse des Wildenfels-Frankenberger Teilsynklinoriums lassen sich kurzzeitige Kompressionsetappen im Ordovizium, Oberdevon und Dinant ableiten, die durch langzeitige Sedimentationsetappen, verbunden mit Dilatation, getrennt sind. Erstere haben historische Strukturstockwerke geschaffen, die an den Lineamentbereich gebunden sind und durch Auspressung der Zwischengebirgsgneise erklärt werden können.

S u m m a r y

The relationship between the Saxon granulitic mountains and the Central Saxon lineament rests on a common SE vergency as an expression of a superior SE polarity. From palaeogeographic-tectonic analysis of the Wildenfels-Frankenberg partial synclorium brief compression stages in the Ordovician, Upper Devonian and Dinantian can be derived, which have been separated by prolonged sedimentation stages coupled with dilatation. The compression stages created historical structural layers, which are linked with the lineament region and can be explained by the median gneiss unit being squeezed out.

R é s u m é

Le rapport de la Montagne granulitique saxonne avec le Linéament de la Saxe centrale repose sur un déversement vers le sud-est, expression d'une polarité sud-est supérieure. De l'analyse paléogéographique et tectonique du synclinal composé partiel de Wildenfels--Frankenberg on peut déduire de courtes étapes de compression dans l'Ordovicien, le Dévonien supérieur et le Dinantien, qui sont séparées par d'étapes de sédimentation

<sup>1)</sup> Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde, Berlin

de longue durée, accompagnées de dilatation. Les premières ont produit des étages structurels historiques, qui sont liés à la sphère du Linéament et qu'on peut expliquer par une éjection des gneiss des massifs intermédiaires.

## Р е з ю м е

Отношения между Саксонскими Гранулитовыми горами и Централно-Саксонском линеаментом характеризуются общей юго-восточной вергентностью как выражение юго-восточной полярности высшего порядка. Из палеогеографически-тектонического анализа Вильденфельс-Франкенбергского субсинклинория выявляются кратковременные этапы сжатия в ордовике, верхнем девоне и динанте, которые отделены друг от друга долговременными этапами осадконакопления в условиях общего растяжения. Создались исторические структурные этажи, которые связаны с линеаментом и могут быть объяснены выжиманием межгорных гнейсов.

### 1. Einleitung

Im Südteil der Saxothuringischen Zone des variszischen Tektogens Mitteleuropas liegt zwischen der Ostthüringisch-Mittelsächsischen Antiklinalzone im Nordwesten und der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone im Südosten das Westsächsische Synklinorium. Es wird unterteilt in das Vogtländische Teilsynklinorium im Südwesten und das Wildenfels-Frankenberger Teilsynklinorium im Nordosten. Letzteres wird zum größeren Teil durch permokarbonische Molassebildungen der Wardau-Hainichener Senke verdeckt (Abb. 1 und 2).

Entlang der Achse des Synklinoriums ragen an drei Stellen Gneise als "Zwischengebirge" aus dem Untergrund auf, in deren Nachbarschaft das gefaltete Paläozoikum in "bayerischer" Fazies, einer Flachwasserfazies mit vielen Schichtlücken, mit primärer Rotfärbung unterordovizischer Pelite, küstennahen Sandsteinen des Oberordoviziums und mit Schwellenkalken im Devon und Dinant, ausgebildet ist. Dagegen hat sich die Normalfazies, die "thüringische Fazies", in etwas tieferem Wasser unter monotoneren und ungestörteren Faziesverhältnissen abgelagert. Die Sonderentwicklung der Fazies in Zusammenhang mit Schwellen aus hochliegenden Gneisen führte zur Charakterisierung der Achsenzzone des Synklinoriums als "Zentralsächsisches Lineament" (WATZNAUER 1965). Es läßt sich von der Fränkischen Linie im Südwesten bis zum Elbelineament im Nordosten etwa 180 km weit verfolgen. Gemessen an den heutigen Oberflächenanschnitten der keilförmig hochgepreßten Gneismassive, beträgt die Breite der Lineamentzone zwischen 4 und 15 km. Am größten ist das Münchberger Gneismassiv im Südwesten (15 km breit, 40 km lang, Fläche etwa 500 km<sup>2</sup>). In der Größenordnung folgt das Gneismassiv von Frankenberg-Mobendorf im Nordosten, das 4 km breit und 20 km lang (Fläche etwa 70 km<sup>2</sup>) sein dürfte, denkt man sich die Bedeckung durch Karbon und Rotliegendes im Gebiet zwischen



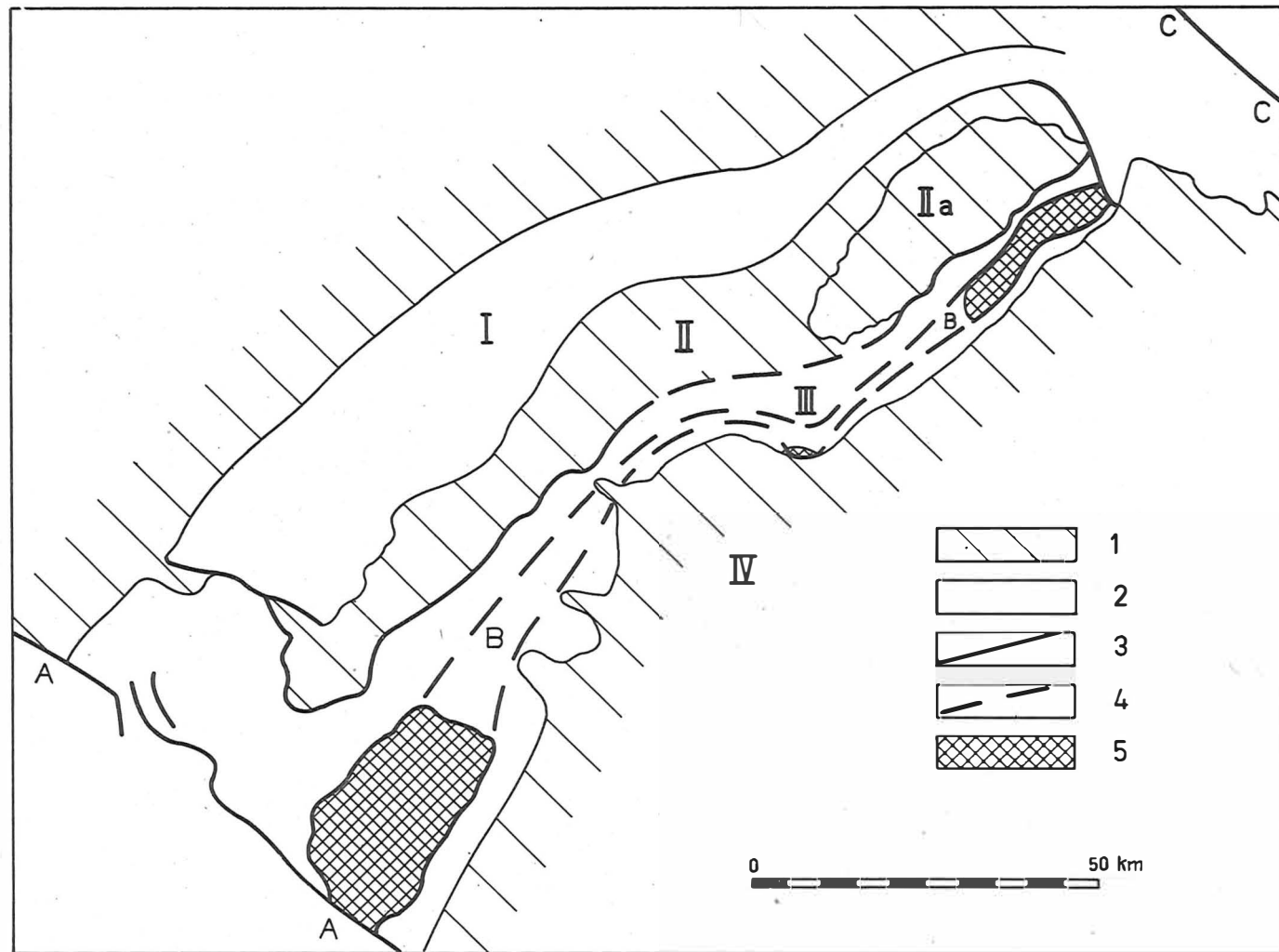


Abb. 1. Strukturen des Grundgebirges im Südteil der Saxothuringischen Zone des variszischen Tektogens im Gebiet der DDR

1 - Antiklinalzone; 2 - Synklinalzone; 3 - Störung; 4 - Störung, verdeckt; 5 Gneisaufbrüche entlang der Zone des Zentralsächsischen Lineaments;

A - Fränkische Linie; B - Zentralsächsisches Lineament; C - Elbelineament; I - Ostthüringisch-Nord-sächsische Synklinalzone; II - Ostthüringisch-Mittelsächsische Antiklinalzone; II a - Granulitkomplex; III - Westsächsisches Synklinorium; IV - Fichtelgebirgisch-Erzgebirgische Antiklinalzone

Flöha und Hainichen (Abb. 2) hinweg. Die dritte zutage ausstreichende Gneisscholle liegt bei Wildenfels (Abb. 2) an der Grenze der Rotliegend-Bedeckung zu ordovizischen Gesteinen der Erzgebirgsnordrandzone. Sie ist nur 2 km lang und 0,6 km breit (Fläche etwa 1 km<sup>2</sup>).

Vermutlich sind die Gneise auch im verdeckten Untergrund als hochliegender Längswulst vorhanden. Als Ursache für die Gneisaufschiebung nimmt VON GAERTNER (1950) an, daß variszisch gefaltete Massen mit einheitlicher SE-Vergenz von Nordwesten her vorrückten und am Lineament nach unten abtauchten. Durch starke Einengung mußten Schichten nach unten ausweichen, sie wurden gleichsam verschluckt, und die bereits hochliegenden Gneise gelangten kompensativ nach oben und liegen heute wie ein Deckel über der Verschluckungsnarbe.

Generell heben sich die Achsen der variszischen Antiklinorien und Synklinorien nach Nordosten in Richtung auf das Elbelineament heraus, so daß ältere Gesteinskomplexe durch Erosion angeschnitten worden sind. So streicht das sächsische Granulitgebirge im Osten der Ostthüringisch-Mittelsächsischen Antiklinalzone aus, an die sich nach Nordwesten die Ostthüringisch-Nordwestsächsische Synklinalzone anschließt (Abb. 1). Das Granulitgebirge besteht aus dem eigentlichen Granulitkomplex und dem Schiefermantel. Der Granulitkomplex hat die Form einer SW—NE gestreckten flachen Ellipse (Abb. 2) mit 45 km langer Hauptachse und 17 km langer Nebenachse. Ihr Flächeninhalt beträgt 550 km<sup>2</sup>, wovon etwa 75 % durch Pleistozän und Tertiär bedeckt sind.

Auch im Granulitgebirge machen sich die SE-Vergenz und die Massenwanderung zur Lineamentzone bemerkbar, durch welche Devon und Dinant auf seiner SE-Flanke eine metamorphe Prägung erhielten, die auf der NW-Flanke fehlt.

Ziel dieser Studie soll sein, die Entwicklung des Zentralsächsischen Lineaments in dem 50 km langen Teilstück zwischen Granulitgebirge und Erzgebirge (Abb. 2) von der paläogeographisch-tektonischen Seite in Zeitetappen zu erfassen. Hierfür bildet die stratigraphische Einstufung der Schichtpakete eine notwendige Voraussetzung, die von anderer Seite (KURZE 1966, 1969; SCHREIBER 1967) mit Hilfe von Fossilfunden selbst in epi- bis mesozonalen Bereichen durchgeführt werden konnte. In den höher metamorphen Serien ist man auf lithostratigraphischen Regionalvergleich, auf Diskordanzen durch Transgression, Metamorphose oder Diaphthorese angewiesen, um Entwicklungsstadien zeitlich einordnen zu können. Ein solcher Lösungsweg führt dazu, historische Strukturstockwerke zu erkennen, von denen die älteren als "alte Kerne" zutage ausstreichen. Sie wurden bereits frühzeitig konsolidiert und haben als hochliegende Blöcke die paläogeographisch-tektonische Entwicklung in der variszischen Geosynklinale beeinflusst.

Nicht unerwähnt soll bleiben, daß es in der Erforschungsgeschichte Zeiten gab, in denen man die Gneisaufbrüche des Westsächsischen Synklinoriums als Reste einer von Süden gekommenen tektonischen Decke auffaßte, die auch über den Granulitkomplex hinweggegangen sein soll (1912 - 1927; F.E. SUESS, SCHEUMANN, KOSSMAT). Vorher galten die Gneise der Synklinalzone entweder als magmatische Lakkolithe mit devonisch-dinantischer Intrusionszeit (NAUMANN, LEPSIUS) oder bereits als Aufpressung älteren Untergrunds (GUMBEL, ROTHFLETZ). Ausführlich gehen SCHWAN (1957, 1974) und KURZE (1966) auf die Erforschungsgeschichte der Lineamentzone im betrachteten Gebiet ein.

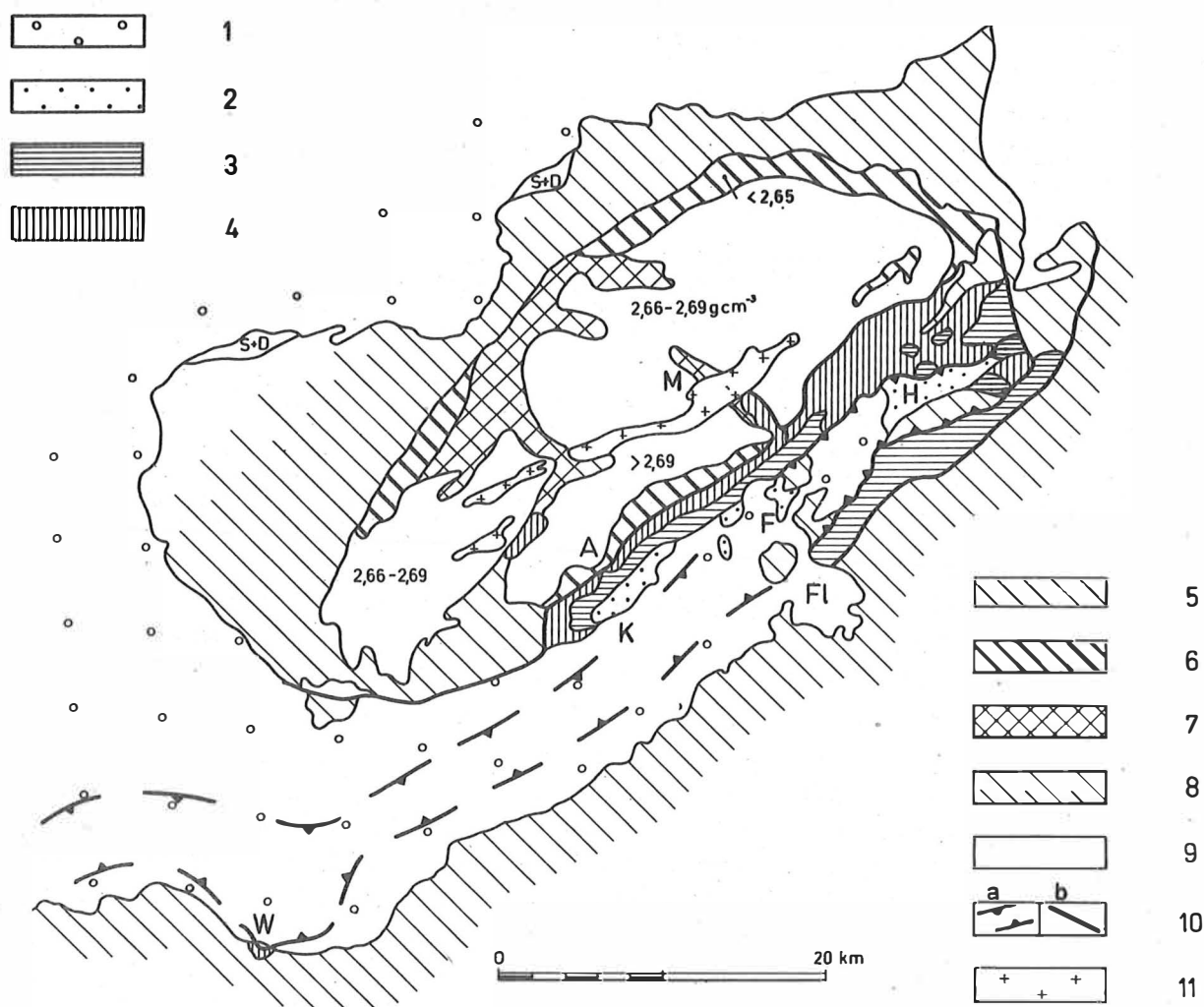


Abb. 2. Oberflächenanschnitte der historischen Strukturstockwerke des Granulitgebirges, des Westsächsischen Synklinoriums (verdeckt durch das Permosiles der Werdau-Hainichener Senke) sowie des Nordrandes der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone

1 - Permosiles (6. Stockwerk); 2 - Frühmolasse der Hainichener Schichten (5. Stockwerk); 3 - höheres Oberdevon bis tieferes Dinant (4. Stockwerk); 4 - höheres Ordovizium bis tieferes Oberdevon (3. Stockwerk); 5 - Oberriphäum bis tieferes Ordovizium (2. Stockwerk); 6 - ordovizische Diaphthorite des 1. Stockwerks (Granulitkomplex); 7 - ordovizische Anateris der oberriphäischen Verwitterungskruste, die auf das unterlagernde 1. Stockwerk übergreifen hat; 8 - ausklingende ordovizische Metamorphose im Schiefermantel auf der Nordwestflanke des Granulitkomplexes; 9 - mittelriphäischer Granulitkomplex = Leptynitformation der moldanubischen Hauptgruppe (1. Stockwerk); 10 a - Zentralsächsisches Lineament; 10 b - Störung; 11 - Mittweidaer Granit; S + D - Silur und Devon, nicht metamorph. Im Granulitkomplex sind Dichtewerte nach KOPF (1968) eingetragen. A - Auerswalde; F - Frankenberg; Fl - Flöha; H - Hainichen; K - Karl-Marx-Stadt; M - Mittweida; W - Wildenfels

Die genetischen Deutungen des Granulitmassivs waren ganz ähnlich. Seine Erforscher haben es entweder als ganz alten Gesteinskomplex eingestuft oder nahmen eine besondere Art von Intrusion an, die unter Druck (Piezokristallisation) im Devon - Dinant erfolgte.

## 2. Die historischen Strukturstockwerke

Es lassen sich im Granulitgebirge und in der südlich vorgelagerten Lineamentzone fünf historische Strukturstockwerke ausscheiden, die durch Tektogenesen bzw. Deformationsphasen geschaffen worden sind (NEUMANN 1975; NEUMANN, im Druck). Darüber liegt als 6. Stockwerk das Permosiles der Werdau-Hainichener Senke, dessen Konglomerate und Sandsteine weder gefaltet noch metamorph sind.

Vom Hangenden zum Liegenden folgen:

6. Stockwerk: Etwa 1000 m mächtige Molassebildungen des Siles und Unterrotliegenden (1 in Abb. 2). Sie greifen ungefaltet über die zur Ruhe gekommene Lineamentzone hinweg.
5. Stockwerk: Etwa 1000 m mächtige Frühmolasse der Hainichener Schichten (2 in Abb. 2). Sie hat sich im Dinant III beta-gamma (Einstufung durch Flora) abgelagert und wurde in der erzgebirgischen Phase an der Grenze Namur A/B germanotyp gefaltet.
4. Stockwerk: Höheres Oberdevon bis Dinant (3 in Abb. 2). Die Folge ist südlich der Zwischengebirgsgneise etwa dreimal so mächtig (etwa 1,3 km) wie nördlich von ihnen (0,4 km). Sie beginnt im Süden mit leptogeosynklinalen hellen und schwarzen Kiesel-schiefern, die sich in einem schmalen, tiefen Trog nördlich der Randstörung zum Erzgebirge abgelagert haben. Darüber folgen Rotschiefer, an deren Basis KURZE (1969) Conodonten des Oberdevons III und IV gefunden hat. Die Rotschiefer sind mit basischen Vulkaniten verknüpft, auch tritt in ihrem Niveau eine allochthone Gleitdecke aus silurischen Kiesel-schiefern und oberordovizischen Döbra-Sandsteinen auf. Flyschartige Grauwacken mit zwischengelagerten sandigen Tonsteinen und schließlich Diabastuffe bilden den Abschluß des 4. Stockwerks, das in der sudetischen Phase (vor Dinant III beta) gefaltet wurde. Eine Phyllitisierung ging von Störungs- oder Pressungszonen aus.
3. Stockwerk: Etwa 1,4 km mächtiges höheres Ordovizium bis tieferes Oberdevon (4 in Abb. 2). Die Äquivalente des oberordovizischen Döbra-Sandsteins und die Kiesel-schiefer des Silurs sind gute Leithorizonte für die Kartierung. Das Devon enthält zwei Lager aus basischen Vulkaniten, Tuffen und Kalken. Nur auf der SE-Seite des Granulitkomplexes ist das Devon metamorph (Phyllite, Frasinite, Andalusit-Glimmer-schiefer). Es wird deshalb vermutet, daß der Raum zwischen Granulit- und Erzgebirge intraoberdevonisch stark eingeengt wurde, was die Metamorphose des 3. Stockwerks verursacht hat. Nördlich von Hainichen (Abb. 2) liegen auf den mittelsteil nach Süden einfallenden Frasiniten des 3. Stockwerks noch Reste der einstigen transgressiven Bedeckung durch das sudetisch gefaltete 4. Stockwerk, die zum Teil nicht metamorph sind und deren Schichten flach liegen. Aus diesem Hiatus ergibt sich, daß die Metamorphose des 3. Stockwerks vor Auflagerung des 4. Stockwerks, also intraoberdevonisch, erfolgt sein muß. Südlich der Zwischengebirgsgneise sind die Schichten des 3. Stockwerks nicht aufgeschlossen, aber im Untergrund zu vermuten.

2. Stockwerk: Oberriphäikum bis tieferes Ordovizium (5 in Abb. 2). Im Oberriphäikum (Zeitskala nach KELLER 1973) war der sächsische Granulitkomplex als Teil eines größeren Festlands herausgehoben und durch Erosion freigelegt worden. Er war von einer über 100 m mächtigen Decke aus siallitischen Verwitterungslehmen bedeckt (NEUMANN 1974, 1976). Die Schichtlücke umfaßt einen Zeitraum von etwa 250 Millionen Jahren, in dem sich im südlich angrenzenden Senkungsgebiet des Erzgebirges eine über 5 km mächtige Schichtfolge vorwiegend aus Grauwacken hat ablagern können. Auch die Edukte der Zwischengebirgsgneise haben oberriphäisches Alter. Im Granulitgebirge wurden als jüngstes Oberriphäikum nur etwa 150 m mächtige pelitische Grauwacken sedimentiert, die unter dem Basisquarzit des Kambriums liegen. Das Kambrium und tiefere Ordovizium (Einstufung nach lithologischem Regionalvergleich) wird an der NW-Flanke des Granulitkomplexes etwa 2,5 km mächtig. An seiner SE-Flanke sind die Schichten des 2. Stockwerks an einer Störung abgesunken und deshalb nicht aufgeschlossen. Intraordovizisch erfolgt die Metamorphose des 2. Stockwerks (5 in Abb. 2). Sie war deshalb so stark (Sillimanit, Staurolith), weil der bereits konsolidierte alte Kern des Granulitkomplexes randlich unter Bildung von Friktionswärme verschiefert wurde (6 in Abb. 2) und weil die wasserhaltigen Verwitterungslehme in anatektische Cordieritgneise umgewandelt wurden, wobei auch der Granulitkomplex von oben her aufgeschmolzen worden ist (7 in Abb. 2). Nach der intraordovizischen Tektogenese hob sich die SE-Seite des Granulitsockels an einer Störung heraus, und die Sedimente des 2. Stockwerks verfielen hier der Abtragung. Nur Reste der Verwitterungskruste blieben in Vertiefungen als Cordieritgneise erhalten, auf denen heute nördlich von Frankenberg (Abb. 2) transgressiv das höhere Ordovizium und Silur des 3. Stockwerks mit deutlichem Hiatus zwischen ordovizischer und oberdevonischer Metamorphose liegen. Auch greift die oberdevonische Metamorphose bei Auerswalde (Abb. 2) über die Störung an der SE-Seite des Granulitkomplexes nach Norden vor und hat die Anatexite der Verwitterungskruste — sie gehören zum 2. Stockwerk — auf 100 m Breite diaphthoritisiert. — Nordwestlich des Granulitkomplexes sind keine derartig scharfen Metamorphosegrenzen zu finden, da sich hier das Rückland der nach Südosten, zum Zentralsächsischen Lineament, bewegten Granulit-scholle befindet. Auf Gneisglimmerschiefer folgen nach außen Glimmerschiefer, Phyllite und anchimetamorphe Gesteine. Die intraordovizische Metamorphose klingt aus (8 in Abb. 2), und Silur und Devon (S + D in Abb. 2) sind bereits nicht mehr metamorph.
1. Stockwerk: Mittelriphäikum (9 in Abb. 2). Der sächsische Granulitkomplex wird als Äquivalent der Leptynitformation der moldanubischen Hauptgruppe Böhmens betrachtet, die vermutlich in der dalslandisch-grenvillischen Tektogenese vor 845 - 1150 Millionen Jahren gefaltet wurde (ZOUBEK 1974). Da die Grenze Mittel-/Oberriphäikum nach KELLER (1973) bei 1100 Millionen Jahren liegt, soll die moldanubische Hauptgruppe in dieser Studie als zum Mittelriphäikum gehörig betrachtet werden. Im Gegensatz zu Böhmen ist die unter der Leptynitformation folgende monotone Gruppe in Sachsen nicht aufgeschlossen. Ein Anzeichen der über den Leptyniten liegenden organogenen Gruppe kann ein kleines Vorkommen von Graphitquarzit beim Orte Winkeln sein. — Da in den leukokraten Varietäten der sächsischen Granulite die für eine Einstufung in die Granulitfazies aussagekräftigen monoklinen und rhombischen Pyroxene fehlen, wurde vorgeschlagen, sie in "Leptynite" (COGNÉ & VON ÉLLER 1961) oder "Granoblastite" (WINKLER & SEN 1973) umzubenennen. Wichtiger als die Diskussion über die Mineralfazieszugehörigkeit der Granulite (= Leptynite) ist die

Tatsache, daß sie in Sachsen wie in Böhmen stets Ultrabasite in "zerstreut flächenhafter Verbreitung" umschließen (ZOUBEK 1965). Sie werden deshalb als Rhyolithe und zugehörige Tuffe eines primitiven Geosynklinalmagmatismus der moldanubischen Zeit gedeutet, in der die Erdkruste noch geringmächtig war, so daß Mantelmaterial ohne Hilfe tiefreichender Brüche in darüberliegende saure Differentiate eindringen konnte (ZOUBEK 1965, 1974). Vermutlich haben sich die ersten Sedimente Mitteleuropas (Riphäikum) direkt auf ozeanischen Basalten abgelagert (MURATOW 1973), an deren Kontakt Plagioklasmagma (Anorthosite) im tieferen Teil von Grundorogenen entstand (MICHOT 1965).

### 3. Die paläogeographisch-tektonische Entwicklung

Um die Existenz der historischen Strukturstockwerke zu begründen und um die älteren metamorphen Gesteinsfolgen stratigraphisch einbinden zu können, wurde im vorhergehenden Kapitel von den durch Fossilien belegten jüngeren Schichten ausgegangen. Mit Hilfe der Gliederung der Gesteinsserien in historische Strukturstockwerke soll nun versucht werden, die etappenweise Entwicklung von Paläogeographie und Tektonik des Raumes zwischen Granulit- und Erzgebirge vom höheren Präkambrium bis zur variszischen Endkonsolidation zu skizzieren. Hierzu wurden stark schematisierte paläotektonische NW—SE-Schnitte entworfen (Abb. 3), deren Abfolge einen Wechsel von Kompressions- und Dilatationsetappen erkennen läßt. In Dilatationszeiten fand die Sedimentation der Schichten des jeweiligen Stockwerks statt, wobei aus Spalten vorwiegend basische Magmen ausflossen, während es in Kompressionszeiten zur Faltung und Metamorphose, also zur Strukturbildung innerhalb des Stockwerks, kam.

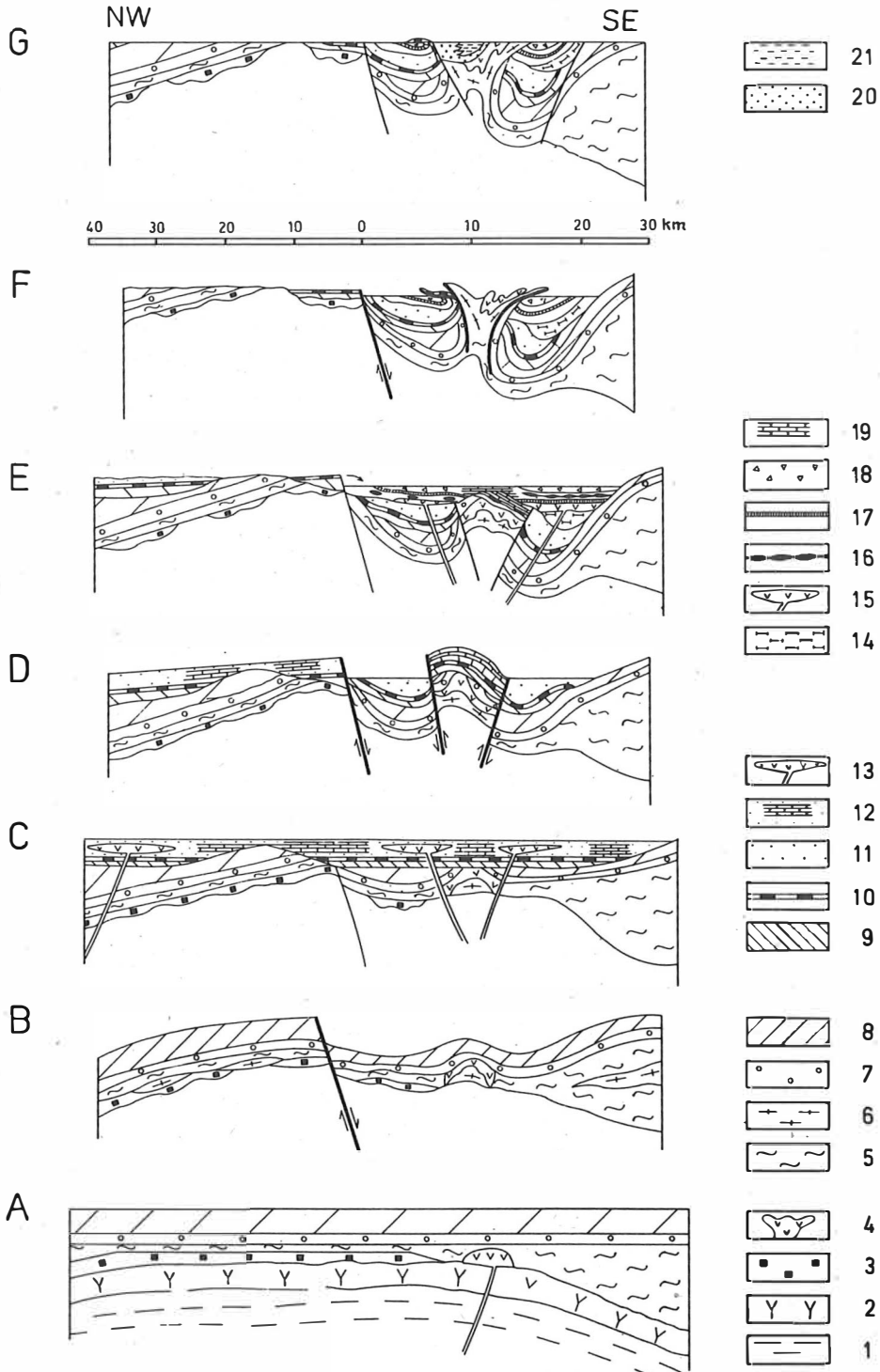
Folgende Kompressions- und Dilatationsetappen lassen sich ausscheiden:

1. Die grenvillische Kompressionsetappe (in Abb. 3 nicht dargestellt) hat das 1. Strukturstockwerk geprägt.
2. In der oberriphäisch-ordovizischen Dilatationszeit (Abb. 3, A) wurde der Raum des Erzgebirges mobil und senkte sich über 5 km ab, während der Granulitkomplex im Oberriphäikum zu einem Festland gehörte, das — tiefgründig erodiert — von einer Verwitterungskruste bedeckt war. Granuliteinschlüsse im Pyroxengranitporphyr östlich von Leipzig (REINISCH 1896) deuten an, daß sich der Granulitkomplex in seiner Hochlage nach Norden weiterverfolgen läßt. Möglicherweise bildete sich bereits im Oberriphäikum eine erste Anlage des Zentralsächsischen Lineaments in Form einer Störung zwischen dem herausgehobenen kratonisierten Festland und der abgesenkten Mobilzone des Erzgebirges heraus. Auf dieser Dilatationsspalte konnten basische Vulkanite (später in hornblende- und chloritführende Gesteine der "hm"-Serie umgewandelt) extrudieren, die mit Rhyolithen (später in Leptitgneise umgewandelt) vergesellschaftet waren und in dieser Paragenese im Erzgebirge zu fehlen scheinen (SCHREIBER 1967, S. 355). — Die Moho-Diskontinuität liegt heute unter dem Granulitgebirge nur 27 km, unter dem Erzgebirge, wo negative Schwerewerte bis -40 mgal auftreten, jedoch 32 km tief (JUNGE 1969). Der Schwereabfall setzt am Zentralsächsischen Lineament ein, das noch durch positive Werte bis zu +12 mgal ausgezeichnet ist (GROSSE, OELSNER & BREMER 1961), so daß eine Hochlage der Unterkruste angenommen wird (WURM 1965). Vermutlich hat sich also die paläogeographische Grenze

zwischen dem Festland und der erzgebirgischen Mobilzone bis heute im Schwerebild und der Krustenmächtigkeit erhalten. - Während des Kambroordoviziums war der sächsische Granulitkomplex abgesunken und bildete eine Untiefe. Es transgredierte Sande und sandig-gebänderte Pelite einer Flachwasserfazies mit nach oben hin zunehmendem Pelitanteil. Untiefen existierten ebenso in der Lineamentzone, an denen sich lateritischer Detritus absetzte und so die primäre Rotfärbung des unteren Teils der Phycoden-Folge (höheres Tremadoc bis Arenig) verursachte (WATZNAUER 1969).

3. In der ordovizischen Kompressionsetappe wurde das 2. Stockwerk metamorphosiert, wobei aus den oberrhätischen Grauwacken Gneise und aus den kambroordovizischen Sanden und Tonen Glimmerschiefer und Phyllite hervorgingen (Abb. 3, B). Am Kontakt des Granulitkomplexes mit den Schichten des 2. Stockwerks bildeten sich an Stellen starker Pressung bevorzugt aus der Verwitterungskruste und aus dem geringmächtigen jüngsten Oberrhätikum syntektonische Granitgneise. Im Vergleich zum Granulitgebirge erreichen die etwa zur selben Zeit entstandenen Granitgneise im Erzgebirge und in der Lineamentzone größere Ausmaße. Schließlich hoben sich am Übergang von der Kompressions- zur Dilatationsetappe drei Schwellen (Granulitgebirge, Lineamentzone, Erzgebirge) heraus, an denen die Erosion einsetzen konnte. Die Lineamentschwelle hat sich kompensativ zur großen Abschiebung an der SE-Seite des Granulitkomplexes emporgewölbt, wobei die partielle Granitisierung der Lineamentgneise auf Grund des Dichteabfalls den Aufstieg begünstigt haben kann. Die Kompetenz und Rigidität des später keilförmig herausgepreßten Blockes führt SCHWAN (1974) auf die Krustenverdickung durch die Bildung der Granitgneise (Rotgneislakkolith) zurück.
4. In der folgenden Dilatationsetappe transgredierte die Schichten des 3. Stockwerks, also höheres Ordovizium, Silur und Devon, über die drei erodierten Schwellen bzw. über deren Randzonen in bayerischer Fazies (küstennaher Döbra-Sandstein, Schwellenkalke des Devons) (Abb. 3, C). Auf Dilatationsspalten konnten spilitische sowie keratophyrische Vulkanite aufsteigen, die sich mit ihren Tuffen am Rand der Schwellen zu großen Vulkanbauten vereinigten, denen Kalke zwischengelagert sind (Rabenstein, Berbersdorf). In den tieferen Bereichen der schmalen Tröge zu beiden Seiten der Lineamentschwelle erfolgte die Sedimentation unter den Bedingungen der thüringischen Fazies. Beide Faziesbereiche verzahnen sich, so daß eine genauere Abgrenzung schwierig ist (SCHREIBER 1967, S. 330).
5. Der Raum zwischen Granulit- und Erzgebirge engte sich intraoberdevonisch stark ein (Abb. 3, D). Möglicherweise hat die in Richtung auf das Lineament vorrückende Granulitscholle die zu einem konsolidierten Kern verfestigten Zwischengebirgsgneise an ihrem NW-Rand hochgekippt, wo heute die tieferen Bereiche (Granitgneise) angeschnitten sind. Durch den Einengungsdruck bildete sich in den devonischen Spiliten nordwestlich der hochgedrückten Gneismasse eine Hochdruckfazies der Metamorphose mit glaukophanitischen Hornblende heraus (WEG 1931), während am Rande des Granulitkomplexes in einem Störungsfeld der Berbersdorfer Granit mit einer Aureole von Andalusit-Glimmerschiefern entstand.
6. Es folgte eine Zeit der Dilatation, in der die Schichten des 4. Stockwerks sedimentiert wurden (Abb. 3, E). Eine paläogeographische Ungleichwertigkeit macht sich insofern bemerkbar, als der Trog südlich der an das Lineament gebundenen Gneise etwa drei- bis viermal so tief abgesenkt wurde wie der nördliche, so daß im Südtrog in einem frühen leptogeosynklinalen Stadium helle und schwarze Kieselschiefer mit Hämatit-Jaspiliten zum Absatz kamen. Mit den darüber folgenden Rotschiefern sind im

II a	III	IV
------	-----	----





Südtrog mächtige Basite mit ihren Tuffen verknüpft, die ebenfalls eine starke Bodenabsenkung belegen. In diese von Süden nach Norden zu der Lineamentschwelle vorrückende Furchen hat sich über den Rotschiefern eine Gleitdecke aus Döbra-Sandsteinen und silurischen Kieselschiefern eingebettet. Sie ist vermutlich von der Gneisschwelle abgerutscht, deren in oberdevonischer Zeit abgekippter SE-Teil noch von den Schichten des 3. Stockwerks bedeckt war. - Im Nordtrog liegt die hier geringmächtigere Gleitdecke unter den Rotschiefern. Ihre Platznahme erfolgte also etwas früher von der SE-Seite des Granulitkomplexes. Das bedeutet, daß sich zuerst der Granulitkomplex, etwas später die Zwischengebirgsgneise herausgehoben haben, womit eine Wanderung der Hebungsimpulse von Nordwesten nach Südosten — eine SE-Polarität — angezeigt ist. Auch die abschließende Sedimentation von Grauwacken und zwischengelagerten sandigen Tonen erreicht im Südtrog größere Mächtigkeiten. Die Grauwacken führen Kalk- und Granitgerölle. Auf der Lineamentschwelle setzten sich im Dinant Kalke ab (Wildenfels), während an ihrem Rande Quarzkeratophyre intrudierten.

7. In der sudetischen Kompressionsetappe wurden die Zwischengebirgsgneise keil- oder pilzförmig herausgedrückt und den Schichten des 4. Stockwerks aufgeschoben (Abb. 3, F). Im Gneiskeil ist bei Frankenberg der SE-vergente Südteil etwa fünfmal so breit wie der NW-vergente Nordteil (nach Abb. 11 bei SCHWAN 1973). Die SE-Vergenz der Frankenger Gneise ergänzt somit die in der vorausgegangenen Dilatationsphase wirksam gewesene paläogeographische SE-Polarität. - Die tiefere Absenkung des Troges südlich der Zwischengebirgsgneise läßt auf eine größere Mobilität des Untergrundes schließen, so daß die hochgedrückten Gneise nach Süden eine größere Bewegungsfreiheit hatten. Sie äußert sich auch dadurch, daß die angrenzenden Schichten des 4. Stockwerks im Süden nicht metamorphosiert worden sind. Nördlich des Gneiskeils aber gibt es am Treppenhauer bei Frankenberg einen großartigen Aufschluß, wo die Schichten des 4. Stockwerks durch die nach Nordwesten gerichtete Gneisaufschichtung überfaltet und phyllitisiert wurden. Dabei gelangten silurische Kieselschiefer des 3. Stockwerks als tektonische Schuppe mit einer Schubweite von etwa 1 km auf die überfalteten Schichten des 4. Stockwerks.

Abb. 3. Paläotektonische Schnitte durch den Granulitkomplex (II a), das Westsächsische Synklinorium (III) und den Nordrand der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone (IV)

1 - nicht aufgeschlossene monotone Gruppe der moldanubischen Hauptgruppe (= Mittelriphäikum); 2 - Leptynitformation; 3 - oberriphäische Verwitterungskruste; 4 - basische oberriphäische Vulkanite; 5 - Oberriphäikum; 6 - syntektonische Granitgneise; 7 - Unter- und Mittelkambrium; 8 - Oberkambrium bis tieferes Ordovizium (Frauenbach- und Phycoden-Folge) 9 - höheres Ordovizium; 10 - Silur; 11 - Devon (bis tieferes Oberdevon); 12 - Schwellenkalke; 13 - basische und keratophyrische Vulkanite; 14 - Kieselschiefer (höheres Oberdevon); 15 - basische Vulkanite; 16 - allochthone Gleitdecke; 17 - Rotschiefer (höheres Oberdevon); 18 - Flyschgrauwacken (tieferes Dinant); 19 - Schwellenkalke; 20 - Konglomerate (Hainichener Schichten); 21 - Sandsteine, Schiefer-tone mit Kohlenflözen (Hainichener Schichten). A - Oberriphäisch-ordovizische Sedimentationsetappe auf grenvillisch konsolidiertem Sockel; B - ordovizische Kompressionsetappe; C - ordovizisch-devonische Sedimentationsetappe; D - intraoberdevonische Kompressionsetappe; E - oberdevonisch-dinantische Sedimentationsetappe; F - dinantische Kompressionsetappe; G - Etappe der Sedimentation des Dinant III beta-gamma (Frühmolasse von Hainichen)

8. Die ungleich stärkere Heraushebung des NW-Flügels der Lineamentgneise während der sudetischen Phase kann man wiederum durch Vorrücken der Granulitscholle zum Lineament erklären. Sie ergibt sich auch daraus, daß in der folgenden Dilatationszeit während des Dinant III beta-gamma dieser NW-Flügel stärker zurücksank, so daß sich hier in einer schmalen Furche die Hainichener Frühmolasse des 5. Stockwerks verhältnismäßig rasch ablagerte (Abb. 3, G). Von Nordwesten her wurde ein Fächer grober Konglomerate geschüttet, der sich nach Südosten zu mit toniger Fazies verzahnte (PAECH 1977).
9. Zu einer nur germanotypen Faltung der Schichten des 5. Stockwerks kam es während der erzgebirgischen Phase an der Grenze Namur A/B über dem versteiften Sockel der Lineamentgneise (in Abb. 3 nicht dargestellt).
10. Schließlich folgte als Abschluß eine Dilatationsetappe (in Abb. 3 nicht dargestellt), in der permosilesische Molasse über die zur Ruhe gekommene Lineamentzone transgredierte und die Senke zwischen Granulit- und Erzgebirge ausfüllte.

#### 4. Ergänzende Betrachtung zur paläogeographisch-tektonischen Rekonstruktion

Im vorstehenden Kapitel wurde versucht, die paläogeographisch-tektonische Entwicklung der Schwächezone zwischen Granulit- und Erzgebirge in einzelne Stadien aufzulösen. Da große Teile der Lineamentzone heute durch die permosilesische Molasse der Werdau-Hainichener Senke verdeckt sind, scheint dieser Versuch zunächst problematisch zu sein. Es mußte deshalb aus den heutigen Oberflächenaufschlüssen ein stark generalisiertes Schema der zeitlichen Entwicklung abgeleitet werden, das einen fünffachen Rhythmus von alternierenden Kompressions- und Dilatationsetappen erkennen läßt. Während der Kompressionszeiten kam es zur Prägung der historischen Strukturstockwerke. Die jeweils nachfolgende Heraushebung und Erosion der drei persistierenden Schwellen des Granulit- und Erzgebirges sowie des lineamentären Zwischengebirges leiten zu den Dilatationszeiten über, in denen diese Schwellen als Untiefen die Sedimentation des nächstjüngeren Stockwerks beeinflußt haben.

Devonische und dinantische Schwellenkalke kommen heute nur bei Wildenfels im südlichen Vorland der aufgeschobenen Gneisscholle vor. Zu ihnen gehören auch Kalke des tieferen Oberdevons (SCHREIBER 1967), ohne daß sich ein Deformationsunterschied zwischen dem 3. und 4. Strukturstockwerk bemerkbar macht. Zur Erklärung ist eine Schutzwirkung des Schwellensockels anzunehmen. Auf der Schwelle können die Kalke des 4. Stockwerks transgressiv die Kalke des 3. Stockwerks überlagert haben, wie das in Abb. 3, E auf der nach Südosten abgekippten Gneisschwelle angedeutet ist. Eine Schutzwirkung der in den Schwellen austreichenden konsolidierten Gebirgskerne geht auch daraus hervor, daß die von den Schwellen abgerutschten Döbra-Sandsteine und silurischen Kieselschiefer nicht metamorph sind, während sie im autochthonen Verband an der SE-Flanke des Granulitkomplexes in Glimmerschieferfazies vorliegen.

Schließlich ist zu vermuten, daß die ordovizische, oberdevonische und dinantische Hochbewegung der Gneise entlang der 180 km langen Lineamentzone in Zeit und Raum ungleichmäßig erfolgte. Das generelle Achsenauftauchen nach Nordosten war vermutlich an Querstörungen gestaffelt.

## 5. Analyse der Beziehung des Granulitgebirges zum Zentralsächsischen Lineament

Nach den Ergebnissen des Internationalen Tiefenseismischen Profils VI (KNOTHE 1972) ist im Untergrund des Ostthüringischen Synklinoriums der obere Mantel aufgewölbt und liegt etwa ebenso hoch (bei 27 - 28 km) wie unter dem Granulitgebirge. Möglicherweise befand sich hier im Paläozoikum der Aufstiegsscheitel eines subkrustalen Konvektionsstroms, von dem die etappenweisen Bewegungen der Kruste in Richtung zum Zentralsächsischen Lineament ausgingen. Als Stirn der wandernden Massen zeichnet sich die SE-Flanke des Granulitkomplexes ab. Hier kam es durch Einengung des Raumes zwischen Granulit- und Erzgebirge im Oberdevon zur Metamorphose der Schichten des 3. Stockwerks (höheres Ordovizium bis tieferes Oberdevon) und in der sudetischen Phase zur Faltung und teilweisen Metamorphose der Schichten des 4. Stockwerks (höheres Oberdevon bis Dinant). Durch diese SE-Vergenz wurde der alte Kern des Granulitkomplexes im Südosten hochgekippt, so daß die Erosion tieferliegende Plagiogranulite dazitischen Ursprungs freilegen konnte, die Dichten über  $2,69 \text{ g cm}^{-3}$  aufweisen (KOPF 1968, Abb. 5). Nach Norden schließt sich eine Zone mit Dichten zwischen  $2,66$  und  $2,69 \text{ g cm}^{-3}$  an, während der intraordovizisch verschieferte NW-Rand des Granulitkomplexes durch seine geringe Dichte unter  $2,65 \text{ g cm}^{-3}$  auffällt (Abb. 2). Die Überprägung zeichnet sich im Quarzteilgefüge durch Ausbildung monokliner Kreuzgürtel ab, während in den Gebieten der höheren Dichte die rhombischen Pseudozweigürtel des Tiefenstockwerks auftreten (BEHR 1961, Anl. IV), die in der dalslandisch-grenvillischen Tektogenese entstanden sind.

Die Beziehung zwischen dem Granulitgebirge und dem Zentralsächsischen Lineament äußert sich nun dadurch, daß auch die Zwischengebirgsgneise einen breiten SE-Flügel mit SE-Vergenz haben. Sie gingen aus oberriphäischen Edukten hervor, die intraordovizisch als Bestandteile des 2. Stockwerks zu Gneisen metamorphosiert worden sind. In dieser Zeit bildeten sich auch die syntektonischen Granitgneise, die heute den größeren Teil der Frankenberg-Mobendorfer Gneisscholle einnehmen. In den späteren Einengungsphasen wurden die Lineamentgneise im Zuge ihrer Hochbewegung stark diaphthorisiert und parallel zur Lineamentrichtung gestreckt, was sich im Quarzteilgefüge durch Ausbildung von Kreuzgürteln mit betont kleinen Öffnungswinkeln äußert (KURZE 1966). Auch sind die Gneise heute in ein Mosaik von Einzelschuppen zerlegt (siehe SCHWAN 1973, Abb. 11), deren Sprunghöhen auf Grund fehlender Leithorizonte noch nicht ermittelt werden konnten.

Da die letzte Heraushebung der Gneise in der sudetischen Phase stattfand, ist man versucht, die gesamte Überprägung und Verschuppung dieser Phase zuzuschreiben. Der SE-betonte Aufstieg während der sudetischen Phase harmoniert zwar mit der vorausgegangen Sedimentation der Schichten des 4. Stockwerks (höheres Oberdevon bis Dinant), die südlich der Lineamentgneise in einem tieferen Trog erfolgte als nördlich. Doch sind die Schichten des 4. Stockwerks südlich des Kontaktes zur aufgeschobenen Gneisscholle nicht metamorph. Eine Übereinstimmung des Metamorphosegrades besteht aber zwischen den Lineamentgneisen und den Schichten des 3. Stockwerks (Prasinite von Hainichen-Berbersdorf), wobei dieser Kontakt heute nur am NW-Rand der Gneise abgeschlossen ist. Zur Diaphthorese der Gneise kam es deshalb vermutlich zum größeren Teil bereits in der oberdevonischen Einengungsetappe, während ihre Verschuppung hauptsächlich erst in der sudetischen Phase eintrat.

6. Ergebnisse

Das Zentralsächsische Lineament ging vermutlich aus einer Schwächezone hervor, die in oberrhiphaischer Zeit ein kratonisiertes Festland im Norden von der erzgebirgischen Mobilzone im Süden trennte. Im Paläozoikum war das Lineament eine äußerst labile Ausgleichszone, in der ein aus Nordwesten kommender subkrustaler Konvektionsstrom nach unten abtauchte. Er verursachte Bewegungsimpulse in der Erdkruste, deren angesammelte Energie sich in den Kompressionsetappen des Oberdevons und Dinants durch Faltung und Metamorphose der zuvor in den Dilatationsetappen abgelagerten Schichten auswirkte. Die Gefügeprägung war im betrachteten Bereich deshalb so stark, weil der grenvillisch konsolidierte Kern des Granulitkomplexes schließlich bis auf 1,5 km Entfernung an den ordovizisch konsolidierten Kern der Zwischengebirgsgneise herangeschoben worden war. Wegen zunehmender Einengung des Raumes zwischen Granulit- und Erzgebirge mußten die Zwischengebirgsgneise nach oben ausweichen. Sie wurden dabei im Oberdevon diaphthoritisiert und schließlich — zerlegt in einzelne Schuppen — den Synklinalsedimenten in der sudetischen Phase aufgeschoben.

Literatur

- BEHR, H.-J.: Beiträge zur petrographischen und tektonischen Analyse des sächsischen Granulitgebirges.  
Freiberger Forsch.-H., Berlin C 119 (1961), S. 5-118
- COGNÉ, J.; ELLER, J.-P. VON: Défense et illustration des termes leptynite et granulite en pétrographie des roches métamorphiques.  
Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg 14 (1961) 2, S. 59-64
- GAERTNER, H.-R. VON: Probleme des Saxothuringikums.  
Geol. Jb., Hannover/Celle 65 (1950), S. 409-450
- GROSSE, S.; OELSNER, Ch.; BREMER, H.: Über die gravimetrische Vermessung des Vogtlandes und des Erzgebirges.  
Z. angew. Geol., Berlin 7 (1961) 7, S. 357-362
- JUNGE, Ch.: Ergebnisse der am Geophysikalischen Observatorium Collm in den Jahren 1961 bis 1965 durchgeführten sprengseismischen Messungen.  
Veröff. geophys. Inst. Karl-Marx-Univ. Leipzig, 2. Serie, Berlin 19 (1969) 3, S. 145-340
- KELLER, B.M.: Rifej i ego mesto v edinoj stratigrafičeskoj škale dokembrija.  
Sov. Geol., Moskva (1973) 6, S. 3-17
- KNOTHE, Ch.: Deutsche Demokratische Republik. In: Die Struktur der Erdkruste Mittel- und Südosteuropas nach Angaben der Tiefenseismik, S. 59-68.  
Geodät. u. geophysikal. Veröff., Berlin III 27 (1972)
- KOPF, M.: Zur petrophysikalischen Untersuchung und Abgrenzung von metamorphen Para- und Orthokomplexen.  
Internat. geol. Congr., Report 23rd Sess., Praha 4 (1968), S. 237-251
- KURZE, M.: Die tektonisch-fazielle Entwicklung im Nordostteil des Zentralsächsischen Lineaments.  
Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 201 (1966), S. 1-89
- KURZE, M.: Ergebnisse einer Spezialkartierung im Altpaläozoikum südlich Frankenberg/Sachsen.  
Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 241 (1969), S. 47-56
- MICHOT, P.: Les orogènes fondamentaux (Die Grundorogene).  
Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 190 (1965), S. 49-61

- MURATOW, M.W.: Die frühen Ären in der Geschichte der Erde.  
Z. angew. Geol., Berlin 19 (1973) 3, S. 148-155
- NEUMANN, W.: Über fossile und metamorphe Verwitterungsbildungen auf dem sächsischen Granulitmassiv und an seinem Rande.  
Z. geol. Wiss., Berlin 2 (1974) 6, S. 705-713
- NEUMANN, W.: Zur erdgeschichtlichen Entwicklung des sächsischen Granulitgebirges.  
Z. angew. Geol., Berlin 21 (1975) 11, S. 537-541
- NEUMANN, W.: Geologisch-geochemische Kurzcharakteristik einer präkambrischen Verwitterungskruste auf dem sächsischen Granulitmassiv.  
Z. angew. Geol., Berlin 22 (1976) 4, S. 177-181
- NEUMANN, W.: Zur Paläogeographie, Tektonik und Metamorphose des sächsischen Granulitgebirges.  
Internat. Kolloquium "West- und Mitteleuropäisches Variszikum", Rennes 1974 (im Druck)
- PAECH, H.-J.: Zur Charakterisierung variszischer Frühmolassen Mitteleuropas unter besonderer Berücksichtigung der Hainicher Schichten.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 44 (1977) 2
- REINISCH, R.: Über Einschlüsse im Granitporphyr des Leipziger Kreises.  
Tschermaks min.-petr. Mitt., Wien 16 (1896) 6, S. 465-503
- SCHREIBER, A.: Zur geologischen Stellung des Wildenfelser Zwischengebirges.  
Jb. Geol., Berlin 1 (1967), S. 325-359
- SCHWAN, W.: Zur tektonischen Stellung der Sächsischen Zwischengebirge.  
Ber. geol. Ges. DDR, Berlin 2 (1957) 2, S. 93-108
- SCHWAN, W.: Zur Ableitung der Großtektonik eines Gebirges aus leitenden Strukturen seiner Kleintektonik. Möglichkeiten und Grenzen einer geotektonischen Arbeitsmethode.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 14 (1973) 2, S. 317-352
- SCHWAN, W.: Die sächsischen Zwischengebirge und Vergleiche mit der Münchberger Gneismasse und anderen analogen Kristallinvorkommen im Saxothuringikum.  
Erlanger geol. Abh., Erlangen 99 (1974), 189 S.
- WATZNAUER, A.: Stratigraphie und Fazies des erzgebirgischen Kristallins im Rahmen des mitteleuropäischen Varistikums.  
Geol. Rdsch., Stuttgart 54 (1965) 2, S. 853-860
- WATZNAUER, A.: Das Problem der Zwischengebirge im Saxothuringikum.  
Mber. dt. Akad. Wiss. Berlin, Berlin 11 (1969) 7, S. 511-516
- WEG, O.: Die zwischengebirgische Prasinitzscholle bei Hainichen-Berbersdorf.  
Abh. sächs. geol. Landesamt, Leipzig 11 (1931), 140 S.
- WINKLER, G.F.; SEN, S.K.: Nomenclature of granulite and other high grade metamorphic rocks.  
N. Jb. Min., Mh., Stuttgart 1973 (1973) 9, S. 393-402
- WURM, A.: Das Schwerebild und seine geologische Deutung im Bereich der Münchberger Gneismasse.  
N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., Stuttgart 1965 (1965) 2, S. 111-115
- ZOUBEK, V.: Moldanubikum und seine Stellung im geologischen Bau Mitteleuropas.  
Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 190 (1965), S. 129-148
- ZOUBEK, V.: Remarques sur le Précambrien des zones mobiles de l'Europe Centrale et Occidentale.  
Conférence "Précambrien des zones mobiles de l'Europe" (Liblice 1972), Praha 1974, S. 33-62



Bau und Bildungsgeschichte des Baschkirischen Antiklinoriums im Südrural

von

MURAT ABDULCHAKEVIČ KAMALETDINOV und TAMARA TIMOFEEVNA KAZANCEVA<sup>1)</sup>

## Z u s a m m e n f a s s u n g

Das Baschkirische Antiklinorium besitzt einen komplizierten tektonischen Baustil mit großen Aufschiebungen und Deckenüberschiebungen. Die Intensität der Deformation nimmt nach Osten zu. Einige Decken entstanden bereits in präordovizischer Zeit. Die späteren Bewegungen waren an altangelegte, während des Riphäikums und Paläozoikums mehrfach reaktivierte Störungszonen gebunden. Demnach zeigt das Antiklinorium eine ausgesprochen postume Strukturentwicklung.

## S u m m a r y

The Bashkir anticlinorium has a complex tectonic style with large upthrusts and nappelike overthrusts. The intensity of deformation increases towards the east. Some nappes originated as early as pre-Ordovician times. The later movements were connected with early fault zones which were often reactivated during the Ripheic and Palaeozoic eras. Consequently, the anticlinorium shows a pronouncedly posthumous structural development.

## R é s u m é

L'anticlinorium de la Bachkirie a un style tectonique très compliqué, avec de grandes failles centrifuges et nappes de chevauchement. La déformation s'intensifie vers l'est. Quelques couches résultent de la période préordovicienne. Les mouvements postérieurs étaient obligés aux vieilles zones de failles, réactivées plusieurs fois pendant le Riphéique et Paléozoïque. En conséquence, l'anticlinorium montre un développement structurel posthume prononcé.

---

1) Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Baschkirische Filiale, Institut für Geologie, Ufa

## Р е з ю м е

Башкирский антиклинорий характеризуется сложным тектоническим стилем строения с крупными взбросами и покровами. Интенсивность деформации увеличивается к востоку. Некоторые покровы возникли уже в доордовикское время. Более поздние движения связаны с древними во время рифея и палеозоя неоднократно реактивированными зонами нарушений. Таким образом, антиклинорий обнаруживает очевидно унаследованное структурное развитие.

1. Einleitung

Die Strukturbezeichnungen "Antiklinorium" und "Synklinorium" wurden von DANA (1873) eingeführt. Seitdem erhielten diese Termini weite Verbreitung in der geologischen Literatur, und man begann, in fast allen Faltungsgebieten, darunter auch im Ural, entsprechende Strukturen auszuscheiden.

Unter Antiklinorien verstand DANA komplexe, aus Geantiklinalen hervorgegangene Antiklinalzonen. Demgegenüber führte er die Synklinorien auf tiefe und langgestreckte Einsenkungen der Erdkruste zurück. Nach DANA sind daher Antiklinorien und Synklinorien Strukturen mit langanhaltender postumer Geschichte. Dies wird vielfach als Beweis dafür angesehen, daß Vertikalbewegungen bei der Krustenentwicklung die Hauptrolle spielen.

Nach PETRUŠEVSKIJ (1964, S. 4) z.B. bedeutet Postunität "eine lange, im Verlaufe vieler geologischer Zeitabschnitte vor sich gehende Übertragung der Bewegungsbesonderheiten der unteren Horizonte an die oberen. Natürlich kann eine vertikale Weiterleitung tektonischer Tendenzen im Verlauf von Dutzenden und Hunderten von Millionen Jahren nur beim Vorhandensein vertikal wirkender Kräfte stattfinden, d.h. bei Vorherrschen stabiler vertikaler Bewegungen."

An der Westflanke des Südurals scheidet GORSKIJ (1940, 1958) als Hauptstrukturelemente das Baschkirische Antiklinorium, das Silair-Synklinorium und das Uraltau-Antiklinorium aus.

Das Baschkirische Antiklinorium stellt eine große Struktur dar, die aus Gesteinen des Oberen Präkambriums und des Paläozoikums besteht (Abb. 1). Im Westen grenzt das Antiklinorium an die Ural-Randsenke und den Ostrand des Plateaus von Ufa (Gebiet des Karatau-Gebirges), im Osten an das Silair-Synklinorium und die Uraltau-Zone, nördlich von Kirjabiniskoje an die Frisakmara-Zone der Ostflanke des Urals. Das Baschkirische Antiklinorium erreicht eine Länge von 350 km, seine größte Breite beträgt 110 km.

Durch die Untersuchungen ŠATSKIJ (1945) wurde festgestellt, daß das Baschkirische Antiklinorium in seiner gegenwärtigen Struktur die Hauptformen der präkambrischen Tektonik nachzeichnet. Dies wurde von den meisten Geologen als Beweis für das Primat vertikaler Krustenbewegungen in der Strukturentwicklung des Antiklinoriums gedeutet. ŠATSKIJ (1945) schreibt hierzu: "... die Existenz allgemeiner Tangentialkräfte im Ural,



die gegenüber den Vertikalbewegungen vorherrschen, muß bezweifelt werden" (S. 53); und weiter: "... Vertikalbewegungen spielten im Ural und insbesondere auf seiner Westflanke bei der Entstehung der Strukturen eine große Rolle. Es ist möglich, daß viele große steile Überschiebungen nur der Ausdruck steiler Tiefenbrüche in den oberflächlichen Teilen der Erdkruste sind" (S. 83).

BELOUSOV (1954, 1962), SYČEVA-MICHAJLOVA (1962), ĚZ, GAFT & KUZNECOV (1965), OFFMAN & BUŠ (1972), BUŠ & OFFMAN (1975) sowie eine Reihe anderer Autoren sind der Ansicht, daß der Ural strukturell aus einem System großer Horste, Flexuren und Stufen besteht. Die Faltung der Westflanke betrachten viele Bearbeiter "als Reaktion der geschichteten Folgen der Erdkruste auf vertikale Differentialbewegungen ihrer Blöcke an Brüchen. Sie weisen auf die Entwicklung der kuppelartigen oder Kofferfaltung im Karatau und im südlichen Teil des Baschkirischen Antiklinoriums hin und heben hervor, daß nicht nur Decken, sondern auch flache Überschiebungen fehlen" (SYČEVA-MICHAJLOVA 1962, S. 266).

Im Gegensatz zu den eben skizzierten Vorstellungen ergaben die von den Verfassern durchgeführten langjährigen detaillierten tektonischen Untersuchungen, daß das Baschkirische Antiklinorium einen Deckenbau besitzt, der durch horizontale Pressung bei Fehlen nennenswerter Vertikalbewegungen entstanden ist. Da das Baschkirische Antiklinorium im tektonischen Baustil große Ähnlichkeit mit anderen positiven Strukturen sowohl im Ural wie auch in ähnlichen Faltungsgebieten kaledonischen, variszischen und alpidischen Alters hat, dürfte es von Interesse sein, die Besonderheiten des Baues und die Hauptetappen seiner Bildung zu betrachten.

## 2. Stratigraphischer Überblick

Die ältesten Gesteine sind die archaisch-altproterozoischen Bildungen des Taratasch-Gneiskomplexes, die im nördlichen Teil des Baschkirischen Antiklinoriums aufgeschlossen sind (GARAN' 1939, 1963; SMIRNOV 1956). Sie bilden die Taratasch-Aufragung des kristallinen Fundaments der Osteuropäischen Tafel (Abb. 1).

Am Aufbau des Taratasch-Komplexes sind vor allem Augengneise, Phyllitgneise, Biotit-, Granat-Biotit- und Granat-Sillimanit-Biotit-Gneise beteiligt. Untergeordnet kommen glimmerhaltige Quarzite, quarzitische Glimmerschiefer sowie Eisen-(Magnetit-)Quarzite und Jaspilite vor. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt über 800 m. Zahlreich sind kleine Intrusionen von Graniten und Gabbros. Das Alter der Gesteine des Taratasch-Komplexes beträgt 2,7 bis 3,3 Milliarden Jahre.

Über diesen archaisch-altproterozoischen Bildungen liegt mit tiefer Erosions- und scharfer Winkeldiskordanz eine 10 - 12 km mächtige Folge oberpräkambrischer terrigener und karbonatischer Gesteine. Physikalische Altersbestimmungen zeigten, daß die älteste Serie, die Bursjan-Serie, im Zeitraum vor 1650/1600 bis 1350 Millionen Jahren entstanden ist, während das Alter der jüngsten Serie, der Ascha-Serie, nach Glaukonitdatierungen 575 - 600 Millionen Jahre beträgt (GARRIS 1960). Die oberflächlich ausstreichenden vorpaläozoischen Gesteine repräsentieren also einen Zeitraum von über 1 Mil-

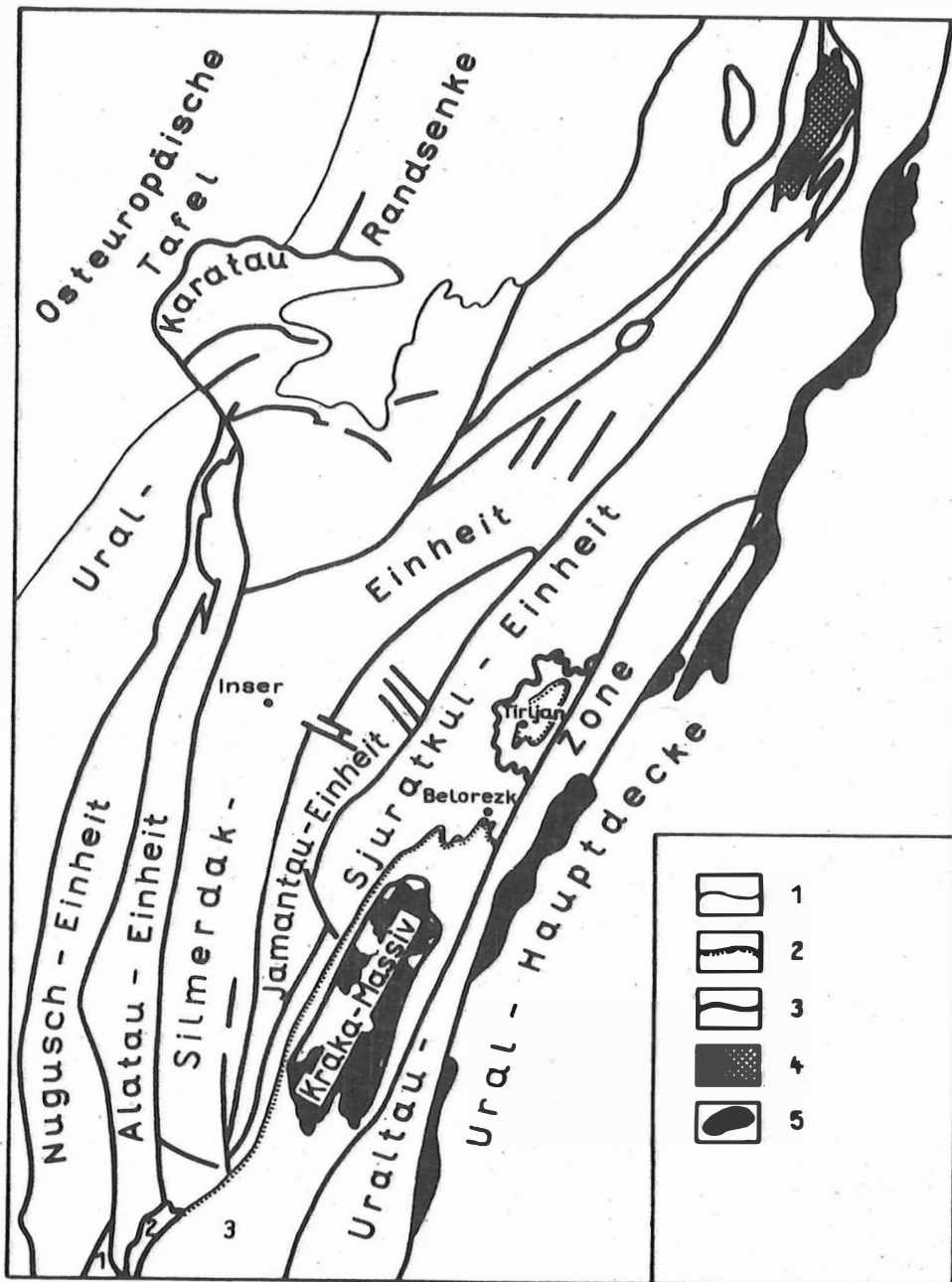


Abb. 1. Tektonisches Schema des Baschkirischen Antiklinoriums  
 Symbole: 1 - Grenzen der Strukturfazieszonen (ohne Bruchstörungen);  
 2 - stratigraphische Grenze zwischen Riphäikum und Paläozoikum;  
 3 - tektonische Kontakte; 4 - Taratasch-Vorsprung des kristallinen  
 Fundaments der Osteuropäischen Tafel; 5 - Ultrabasitmassive (allochthon). -  
 Tektonische Einheiten des Silair-Synklinoriums: 1 - Sujuschewo-Einheit;  
 2 - Ik-Einheit; 3 - Muradymowo-Einheit

liarde Jahren. Sie bildeten sich zwischen der karelidischen und der baikalischen Fal-tungsepoche und stellen eines der vollständigsten und repräsentativsten Profile des Oberen Präkambriums auf der Erde dar (Typusgebiet des Riphäikums; ŠATSKIJ 1945, 1960).

Durch Untersuchungen von NALIVKIN (1931, 1943), IVANOV (1937, 1964), GARAN' (1939, 1960), GORJAINOVA & FAL'KOVA (1940), ŠATSKIJ (1945), OLLI (1948), OŽIGANOV (1951, 1964), SMIRNOV (1956), ROMANOV, SINICYN, JAKOVLEV u.a. konnte das Riphäikum des Besch-kirischen Antiklinoriums von unten nach oben in Bursjan-, Jurmatau- und Karatau-Serie gegliedert werden, die voneinander durch Winkeldiskordanzen und Sedimentationslücken getrennt sind. Innerhalb jeder Serie wird nach lithologischen Merkmalen eine große An-zahl von Folgen und Stufen ausgeschieden. In das Wendium werden die Uk-Folge und die Ascha-Serie gestellt.

Trotz ihrer großen Mächtigkeit sind die Ablagerungen des Riphäikums und des Wendiums nur schwach metamorph. Die terrigenen Bildungen liegen als Tonschiefer und phyllitische Tonschiefer, Quarzsandsteine und Quarzitsandsteine vor. Hierbei "ist kein wesentlicher Unterschied im Grad der Metamorphose zwischen Folgen in verschiedenen stratigraphischen Niveaus festzustellen" (OŽIGANOV 1964).

Dies zeugt neben dem fast völligen Fehlen von Vulkaniten und Intrusionen davon, daß sich die alten Folgen des Baschkirischen Antiklinoriums auf dem konsolidierten Granit-Gneis-Fundament der Osteuropäischen Tafel gebildet haben. ŠATSKIJ (1945) stellte eine starke Mächtigkeitsreduktion der Karatau-Serie zum Scheitel des Baschkirischen Anti-klinoriums hin und im Gebiet des Karatau-Gebirges fest. Das gab ihm die Möglichkeit, den frühen Beginn der Hebung des Axialbereichs der Struktur zu erkennen, der mindestens in der Silmerdak-Zeit lag.

In westlicher Richtung, zum Innern der Osteuropäischen Tafel hin, werden Mächtigkeit und stratigraphische Vollständigkeit der Ablagerungen des Riphäikums und Wendiums all-mählich reduziert; innerhalb der großen Hebungszonen der Tafel keilen sie vollständig aus.

Die auf den Flanken des Baschkirischen Antiklinoriums aufgeschlossenen paläozoischen Schichten haben oberordovizisches bis unterpermisches Alter. Ihre Gesamtmächtigkeit er-reicht 3000 m. Im Gebiet des Karatau-Gebirges ist, analog zu den Verhältnissen im Obe-ren Riphäikum, die Mächtigkeit reduziert; Ordovizium, Silur, Unter- und z.T. Mittelde- von fallen aus.

Die paläozoischen Bildungen (bis einschließlich Mittelkarbon) am Westflügel des Baschkirischen Antiklinoriums haben große Ähnlichkeit mit gleichaltrigen Ablagerungen der Ural-Randsenke und des östlichen Randes der Tafel, zeichnen sich aber durch etwas erhöhte Mächtigkeit und größere stratigraphische Vollständigkeit aus, was von einer relativen Absenkungstendenz zeugt. In dieser Zeit entstehen Sedimente vom Tafeltyp, die im Oberkarbon durch Flysch und im Unterperm (bis zum Artinsk) durch Molassen ab-gelöst werden. Die Dolomite und Gipse des Kungurs schließlich belegen eine schnelle Verflachung des Meeresbeckens vor Beginn des kontinentalen Regimes.

### 3. Beschreibung des Überschiebungsbaues

Die riphäischen und paläozoischen Gesteine, aus denen das Baschkirische Antiklinorium besteht, sind durch Überschiebungen in zahlreiche allochthone Deckeneinheiten zerlegt, die von Osten her übereinandergeschoben wurden. Zu ihnen gehören (von W nach E): Nugusch-, Alatau-, Silmerdak-, Jamantau- und Sjuratkul-Einheit (Abb. 1 und 2). Die NW-Flanke des Antiklinoriums wird durch eine Serie etwa E—W streichender Überschiebungen des Karatau-Strukturkomplexes kompliziert. Im Baschkirischen Antiklinorium ist ebenso wie in der Ural-Randsenke die Falten tektonik den Überschiebungen untergeordnet und stellt lediglich eine sekundäre Komplizierung der allochthonen Einheiten dar.

Die Nugusch-Einheit läßt sich längs der Westflanke des Baschkirischen Antiklinoriums über mehr als 200 km bei einer aufgeschlossenen Breite bis zu 30 km verfolgen. Im Süden vereinigt sie sich mit der Suren-Einheit des Silair-Synklinoriums, mit der sie gemeinsam als einheitliche allochthone Masse transportiert wurde.

Im Grundriß bildet die Nugusch-Einheit eine meridional gestreckte und schwach nach Westen ausgebogene Zone, die im Gebiet des Flusses Lemesa von Osten her durch die Alatau-Einheit überdeckt wird. An der Oberfläche besteht sie aus Gesteinen der Ascha-Serie des Wendiums sowie aus mittlerem und oberem Paläozoikum. Die Schichten tauchen nach Westen und Süden ab. Nur im Bereich des Flusses Urjuk, im Kern einer kleinen Antiklinale, sind Sandsteine der Inzer-Folge und Kalke der Kataw-Folge des Oberen Riphäikums aufgeschlossen.

Zwischen Bolschoi Ik und Belaja läßt sich das Liegende der Nugusch-Einheit längs der Westgrenze der Assel-Tastuba-Kalke verfolgen, die hier auf Sandsteine und Argillite des Artinsk aufgeschoben sind.

Weiter nördlich, zwischen Nugusch und Belaja, liegen infolge der Erosion des frontalen Teils der Einheit Kalke des Karbons und Oberdevons neben Gesteinen des Artinsk. Noch weiter nördlich schneidet die submeridional streichende Überschiebungsbahn eine Reihe von Falten, die aus unterpermischen und karbonischen Schichten bestehen. Nördlich von Krasnoussolsk verläuft die Überschiebung entlang der Ostgrenze des Kungurs und verschwindet dann unter dem Karatau-Komplex. Da die Überschiebungsbahn überall innerhalb paläozoischer Schichtfolgen liegt, ist ihre stratigraphische Amplitude unbedeutend. Nur an den Flüssen Urjuk und Silim sowie 20 km südlich des letzteren sind Sandsteine der Ascha-Serie von Osten her auf oberdevonische und karbonische Kalke der Randzone des Urals überschoben.

Die Größe des tektonischen Halbfensters zwischen Nugusch und Belaja vermittelt einen Eindruck vom Horizontaltransport längs der Nugusch-Überschiebung, der hier 5 km beträgt. Tatsächlich ist jedoch die Überschiebungsweite erheblich größer, wie eine Tiefbohrung am Fluß Maly Ik, im südlichen Teil der Nugusch-Einheit, gezeigt hat. Nach den Ergebnissen dieser Bohrung zu urteilen, beträgt die Amplitude der Überschiebung dort nicht weniger als 10 - 15 km (KAMALETDINOV 1974).

Die Gesteine der Ascha-Serie, aus denen die Nugusch-Einheit besteht, fallen mit  $30 - 40^\circ$  monoklinal nach Westen ein. Mit Annäherung an die westliche Stirnseite der Einheit nimmt die Dislozierung der Gesteine wesentlich zu. Hier ist im Bereich paläozoischer Schichten eine Serie linearer Falten zu verfolgen, in deren Kernen Gesteine der Ascha-Serie aufgeschlossen sind.

Zwischen Maly Ik und Belaja wird die Nugusch-Einheit durch die Antiklinale von Jamasch (Jamantau) kompliziert. Ihr Kern besteht aus Gesteinen der Ascha-Serie des Wendiums; paläozoische bis einschließlich oberkarbonische Schichten bilden die Flanken. Die Antiklinale ist symmetrisch aufgebaut mit Einfallswinkeln von  $40 - 50^\circ$  an den Flanken. Sie läßt sich bis zum linken Ufer des Flusses Maly Ik verfolgen; dort wird sie tektonisch von mittelkarbonischem Flysch der allochthonen Sujuschewo-Einheit des Silair-Synklinoriums überdeckt.

Nordwestlich der Antiklinale von Jamasch folgt eine kleine Synklinalsenke und dann die Antiklinale von Kusnezowo. Der flache und breite, aus oberdevonischen Kalken bestehende Scheitel der Struktur liegt am linken Ufer des Nugusch. Die karbonischen und unterpermischen Schichten der Flanken fallen mit  $20 - 40^\circ$  ein. Das südliche periklinale Abtauchen der Falte erfolgt auf der Breite von Mrakowo. Am linken Nugusch-Ufer ist der Scheitel der Kusnezowo-Antiklinale vollständig erodiert. Hier sind in einem tektonischen Halbfenster unter devonischen Kalken Sandsteine und Argillite des Artinsk (Unterperm), welche die Ostflanke der Ural-Randsenke bilden, aufgeschlossen.

Im Osten folgt als nächste Großstruktur des Baschkirischen Antiklinoriums die Alatau-Einheit. Sie besteht aus Gesteinen der Karatau- und der Ascha-Serie, im südlichen und nördlichen Teil außerdem aus paläozoischen Schichten. Letztere unterscheiden sich nach Zusammensetzung und Aufbau nicht wesentlich von den gleichaltrigen Bildungen der Nugusch-Einheit, wenngleich für sie eine etwas größere Mächtigkeit und größere Vollständigkeit des Profils kennzeichnend sind, die von einer relativ größeren Absenkung dieses Gebietes während des Paläozoikums zeugen. So beträgt die Mächtigkeit der Wjasowaja-Schichten (Mitteldevon) an der Ostflanke der Alatau-Überschiebung, bei Maksjutowo an der Belaja, 80 m, während sie an der Westflanke, bei Akbuta, nicht über 10 m hinausgeht.

Die Alatau-Einheit läßt sich in submeridionaler Richtung vom Fluß Uk im Norden bis zum linken Ufer der Belaja im Süden verfolgen, d.h. auf eine Entfernung von 225 km. Ihre größte Breite beträgt im Bereich der Straße Sterlitamak - Belorezk 25 km. Im Süden taucht sie unter die Decken von Ik und Muradymowo des Silair-Synklinoriums unter. Längs der Alatau-Überschiebung sind die intensiv dislozierten Schichtenfolgen (vorwiegend die Silmerdak-Folge) der Karatau-Serie auf Ascha-Folgen überschoben, in den Becken der Flüsse Belaja und Silim auf paläozoische Ablagerungen der Nugusch-Einheit. Das Einfallen der Überschiebungsfläche variiert in weiten Grenzen. Die flachste Neigung wurde 1932 am Oberlauf des Urjuk durch ALKSNE bestimmt und beträgt  $5 - 8^\circ$ .

Die horizontale Schubweite der Alatau-Überschiebung kann nur näherungsweise bestimmt werden, wobei sie am sichersten im Süden, im Belaja-Becken, festzustellen ist. Hier

überdeckt die Alatau-Überschiebung von Osten her teilweise die Sujuschewo-Synklinale des Silair-Synklinoriums. Die Schichten, aus denen die Ostflanke der Synklinale besteht, streichen spitzwinklig zur Überschiebungslinie. Wenn wir gedanklich diese Schichten unter dem Allochthon der Alatau-Einheit verlängern und die Ostflanke der Struktur berücksichtigen, dann erhalten wir eine horizontale Schubweite von nicht weniger als 10 km.

Strukturell entspricht die Alatau-Einheit einer großen linearen Antiklinale (Alatau-Antiklinorium) und besteht aus engen, stellenweise nach Westen überkippten Falten, die häufig durch Brüche gestört sind.

Die Silmerdak-Einheit baut sich aus Gesteinen der Bursjan-, Jurmatau- und Karatau-Serie auf. Ihr Grundriß hat die Form einer NNE—SSW streichenden Zone, die im mittleren Teil verbreitert und leicht nach NW ausgebogen ist (Abb. 1). Die Länge beträgt bis 300 km, die Breite im mittleren Teil 50 km. Im NE reicht die Silmerdak-Einheit bis zur Taratasch-Aufragung des kristallinen Fundaments, im Süden verbindet sie sich mit der Decke von Muradymowo im Silair-Synklinorium. Der Ostteil der Struktur ist unter den Einheiten von Jamantau und Sjuratkul verborgen.

Längs der Silmerdak-Überschiebung sind die verschiedenen Glieder der Silmerdak-Folge von Osten her auf die Ascha-Serie des Wendiums und die obersten Teile der Karatau-Serie der Alatau-Einheit überschoben. Im Bereich des Flusses Inzer liegen Sandsteine der Silmerdak-Folge auf Oberdevonkalken, die mit Winkeln von 30 - 35° nach Osten einfallen, und südlich des Silim-Oberlaufes überdecken sie Gesteine der Minjar-Folge und der Ascha-Serie.

Nach OLLI fällt die Überschiebungsfläche im Durchschnitt mit 30° nach Osten ein. Berücksichtigt man, daß die Silmerdak-Einheit gemeinsam mit der Muradymowo-Einheit (KAMALETDINOV 1974) als einheitliche allochthone Masse verfrachtet wurde, dann muß ein horizontaler Verschiebungsbetrag von nicht weniger als 10 - 15 km angenommen werden.

Die nördlichen und südlichen Teile der Silmerdak-Einheit sind erheblich intensiver disloziert als der mittlere Abschnitt, in dem die oberen Teile der Karatau-Serie aufgeschlossen sind.

Der Südteil der Einheit wird nördlich der Belaja durch die Kurgas-Antiklinale kompliziert. In ihrem Scheitel sind Schichten der Juscha-(Bakal-)Folge der Bursjan-Serie aufgeschlossen; die Flanken bestehen aus der Sigalga-, Sigasa-Komarovsk- und Awsjan-Folge des mittleren Riphäikums. Die Struktur läßt sich nördlich des Flusses Belaja in meridionaler Richtung über 30 km verfolgen. Sigalga-Quarzite bilden dann eine deutliche Periklinale. Die Antiklinale wird maximal 15 km breit. Sie ist asymmetrisch gebaut mit einer steileren Westflanke. Scheitel und Flanken der Kurgas-Struktur haben im S (im Gegensatz zum N) keinen periklinalen Schluß, sondern brechen abrupt ab, wobei sie von E—W streichenden paläozoischen Schichten überdeckt werden. Dies zeigt, daß der Südteil der Kurgas-Struktur durch einen E—W verlaufenden Bruch gestört ist. Der Bruch ist präordovizisch, was durch die stratigraphisch diskordante Auflagerung des Ordoviziums auf verschiedene Folgen des Unteren und Mittleren Riphäikums am rechten Ufer der Belaja bewiesen wird (KELLER 1949; CHOMENTOVSKIJ 1952; usw.).

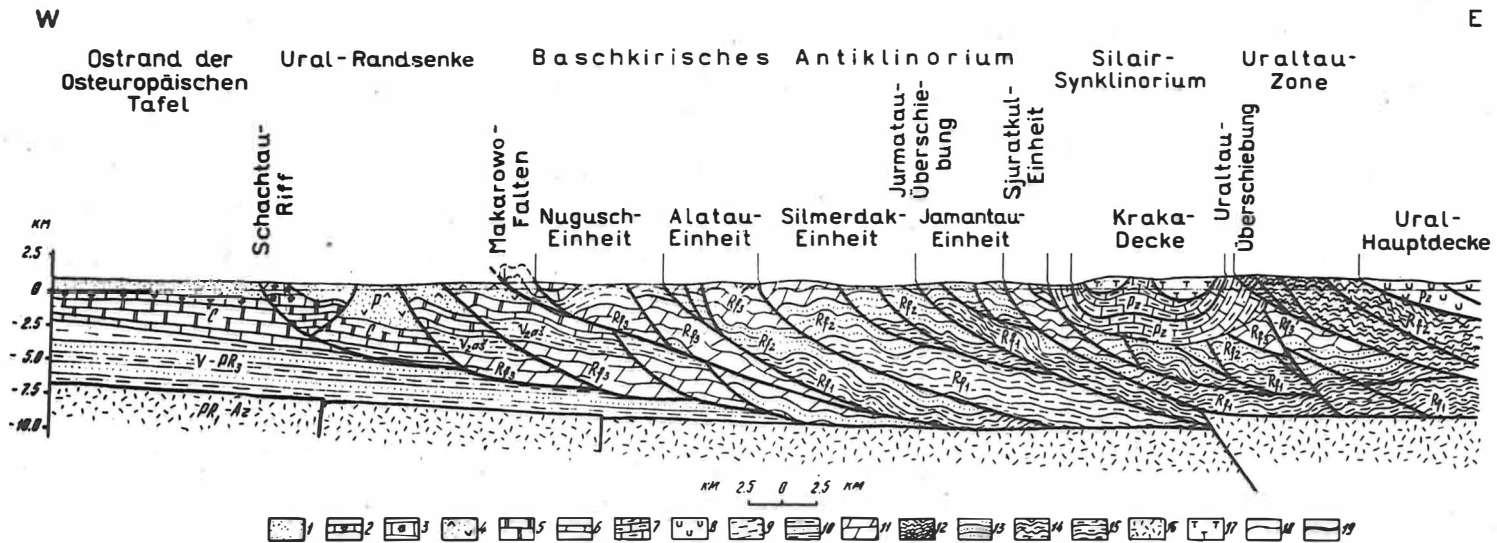


Abb. 2. Schematisches geologisches Profil durch das Baschkirische Antiklinorium

1 - Oberperm: Sandsteine, Argillite; 2 - Unterperm: Kalke, Dolomite, darüber Gipse; 3 - Unterperm (Assel, Sakmara, Artinsk): Riffkalke; 4 - Perm, ungegliedert: Argillite, Sandsteine, Mergel, Gipse, Anhydrite, Kalke; 5 - Karbon: Kalke, Dolomite, Zwischenlagen von Sandsteinen; 6 - Devon: Kalke, Dolomite, Zwischenlagen von Sandsteinen; 7 - Paläozoikum: Argillite, Sandsteine, Kalke; 8 - Paläozoikum der Ural-Hauptdecke: vulkanogen-sedimentäre Gesteine; 9 - Ascha-Serie des Wendiums: Sandsteine, Aleurolithe, Argillite; 10 - Oberes Riphäikum bis Wendium: Sandsteine, Argillite, Kalke; 11 - Oberes Riphäikum: Kalke, Sandsteine, Argillite, Aleurolithe; 12 - Oberes Riphäikum der Uraltau-Zone: Quarzite, metamorphe Schiefer; 13 - Mittleres Riphäikum: Quarzitsandsteine, Sandsteine, Aleurolithe, Dolomite; 14 - Mittleres Riphäikum der Uraltau-Zone: metamorphe Schiefer, Quarzite, Amphibolite; 15 - Unteres Riphäikum: Quarzite, Sandsteine, Dolomite, Mergel; 16 - Archäikum bis Unteres Proterozoikum: Gneise, Jaspilite, Eisenquarzite, Granite; 17 - Serpentine; 18 - stratigraphische Grenzen; 19 - tektonische Kontakte

Die beschriebene Störung stellt offensichtlich eine linksseitige Blattverschiebung im präordovizischen Fundament und zugleich die Südbegrenzung eines großen allochthonen Massivs riphäischer Gesteine dar (KAMALETDINOV 1974).

An der Belaja-Horizontalverschiebung kam es zu keinen postumen Bewegungen mehr. Die Silmerdak-Einheit wurde in der Folgezeit nur noch gemeinsam mit der Muradymowo-Decke des Silair-Synklinoriums als einheitliche allochthone Struktur verlagert. Darauf weist das Verschmelzen der Überschiebungen von Silmerdak und Muradymowo hin, das von KELLER (1949) festgestellt und durch die nachfolgenden detaillierten geologischen Aufnahmen bestätigt wurde.

Der mittlere Teil der Silmerdak-Einheit, der aus Gesteinen der Karatau- und z.T. der Jurmatau-Serie besteht, ist in relativ flache große Falten gelegt, die sich zu einer gemeinsamen Synklinale (Inser-Megasynklinale) gruppieren. Letztere läßt sich vom Silim-Oberlauf im Süden bis zum Jurjusan-Oberlauf im Norden verfolgen, wobei ihre Achse immer mehr nach NE umbiegt. Im Kern der Struktur sind stellenweise Gesteine der Inser- und der Minjar-Folge aufgeschlossen, die flache, NNE—SSW streichende Falten bilden. Die Westflanke der Megasynklinale besteht aus Quarziten der Silmerdak-Folge, während auf der östlichen, steileren Flanke außerdem Gesteine der Awsjan-, Sigasa-Komarowsk- und Sigalga-Folge aufgeschlossen sind.

Die komplizierte Schuppenstruktur des nördlichen Teils der Silmerdak-Einheit führt die Bezeichnung "Strukturkomplex von Bakal-Satka" (OLLI & ROMANOV 1959). Hier sind ebenso wie im südlichen Teil der Silmerdak-Einheit die altangelegten Dislokationen in den riphäischen Gesteinen deutlich fixiert, was insbesondere daraus hervorgeht, daß die Tonschiefer der silurischen Bolschaja-Arscha-Folge am NE-Ende von Slokasowo unter-riphäische Dolomite der Satka-Serie überlagern (KAMALETDINOV 1974). ESIPOV (1948) und SMIRNOV (1951, 1956) beobachteten eine transgressive Auflagerung mitteldevonischer Eifelsandsteine auf verschiedenen Folgen des Oberen Riphäikums. Am linken Ufer des Ai (nördlich von Berdjusch) liegen mitteldevonische Takata-Sandsteine erosiv und winkeldiskordant auf Gesteinen der Kataw-, Inser- und Minjar-Folge. Es wird angenommen, daß die ordovizischen Sandsteine an den Flanken des Taratasch-Hebungsgebiets das unmittelbar Hangende der Ai-Folge bilden.

Der Karatau-Überschiebungskomplex liegt nördlich der Inser-Megasynklinale der Silmerdak-Einheit. Durch sein etwa ost-westliches Streichen unterscheidet er sich deutlich von den übrigen Strukturen der Westflanke des Südurals (Abb. 1). SATSKIJ (1945) betrachtete ihn als gehobenen Block der Russischen Tafel. Geophysikalische Untersuchungen haben jedoch gezeigt, daß die Oberfläche des Fundaments hier nicht gehoben ist, sondern eine tiefe Senke bildet (Absenkung auf 12 km).

Im SE-Teil des Karatau-Komplexes liegen neben einer Anzahl kleinerer Strukturen die großen Antiklinalen von Beresowo und Minjar (Adshigardak). In ihren Kernen sind Quarzsandsteine der Silmerdak-Folge aufgeschlossen. Im NW-Teil des Komplexes treten der monoklinale Karatau-Block und der darübergeschobene Block der Worobi-Berge hervor.

Längs der Karatau-Überschiebung liegen die mit 25 - 35° nach Süden einfallenden Sandsteine der Silmerdak-Folge auf Schichten des Unterperms und Oberkarbons und stellenweise auf Kalken des Mittel- und Unterkarbons. Vor der Überschiebungsfrente befindet



sich eine 100 - 400 m breite Zone zermalmter, silifizierter Gesteine. Das Einfallen der Karatau-Überschiebung beträgt am Oberlauf des Bolschoi Air und in der Bias-Schlucht  $12 - 13^{\circ}$ .

Im SW werden die Dislokationen des Karatau-Komplexes durch die linksseitige Ascha-Blattverschiebung abgeschnitten, an der eine 20 - 200 m breite Zerrüttungs- und Mylonitisierungszone zu beobachten ist. Westlich von Ascha ergaben Bohrungen, daß innerhalb der paläozoischen und vorpaläozoischen (Ascha-)Schichten sehr flache, NW—SE streichende Falten vorkommen, die nicht mit dem angenähert E—W verlaufenden Streichen der Dislokationen des Karatau-Komplexes übereinstimmen. Die Ascha-Blattverschiebung fällt relativ steil ein, wovon ihr geradliniger Verlauf zeugt. Sie macht sich nördlich des Karatau-Gebirges oberflächlich nicht bemerkbar; nach geophysikalischen Daten setzt sich jedoch in der Tiefe eine große Störung in nordwestlicher Richtung bis zum linken Ufer der Kama fort und klingt in permischen Schichten aus (ARCHIPOV u.a. 1968). Diese alte verdeckte Störung im Fundament der Ost-europäischen Tafel spielte offensichtlich bei der Entstehung der Dislokationen des Karatau-Komplexes eine wichtige Rolle. Die unterschiedliche Bewegungsgeschwindigkeit, bei der die westlichen Teile des Karatau-Komplexes den östlich benachbarten Zonen vorauseilten, führte letztlich auch zur Entstehung der eigenartigen E—W-Dislokationen dieses Komplexes.

Die Jamantau-Einheit besteht aus Gesteinen des Unteren und Mittleren Riphäikums, im südlichen Teil lokal auch aus solchen der Karatau-Serie. Sie ist bis zu 200 km lang und bis zu 25 km breit. Die bogenförmige Zone keilt im N tektonisch aus; im S verengt sie sich am rechten Ufer der Belaja (bis auf 2 bis 3 km) und wird hier diskordant von paläozoischen Schichten überdeckt. Im W sind die riphäischen Gesteine der Jamantau-Einheit an der Jurmatau-Überschiebung auf die Silmerdak-Decke überschoben, während sie selbst von E her durch die Sjuratkul-Einheit überdeckt werden.

Die präkambrischen Schichten, aus denen die Jamantau-Einheit besteht, unterscheiden sich faziell etwas von den gleichaltrigen Bildungen der westlich benachbarten Zone. Beispielsweise entspricht der Ai-Folge hier die Inzer-Folge, die sich von der erstgenannten durch die feinerkörnige Zusammensetzung unterscheidet. Erstmalig erscheinen hier Gesteine der Maschak-Folge, die in den westlichen Gebieten nicht bekannt sind. In der Inzer-Folge nehmen Tonschiefer an Bedeutung wesentlich zu, und die Mächtigkeit der gesamten Folge erhöht sich etwas. Auch in den anderen Folgen sind geringe fazielle Änderungen zu beobachten.

Der nördliche, breitere Teil der Jamantau-Einheit entspricht strukturell einer großen Antiklinale, die unter der Bezeichnung "Jamantau-Antiklinorium" bekannt ist. Die zahlreichen Antiklinalen und Synklinalen, die diese Struktur aufbauen, haben submeridionales und NE—SW-Streichen. Zahlreiche Störungen laufen sowohl konkordant zur Faltung als auch in E—W-Richtung.

Längs der Jurmatau-Überschiebung sind die Silmerdak- und andere Folgen des Oberen Riphäikums auf ältere Gesteine der Awsjan-, Sigasa-Komarowsk- und der Sigalga-Folge überschoben, wobei ihr Streichen spitzwinklig abgeschnitten wird.

Auf der Breite des Dorfes Inzer und nördlich davon komplizieren Querstörungen die Jamantau-Antiklinale. Östlich von Inzer entstand an E—W-Brüchen ein tektonisches Halbfenster, in dem Gesteine der Sigalga- und der Sigasa-Komarowsk-Folge, die das Liegende der Überschiebung bilden, aufgeschlossen sind. Das Halbfenster erstreckt sich nach Osten über eine Entfernung bis 8 km, was auch dem minimalen horizontalen Verschiebungsbetrag der Jurmatau-Störung entspricht. Diskordante Überlagerung durch paläozoische Schichten im Belaja-Tal belegt überzeugend eine bereits präordovizische Entstehung der Überschiebung.

Östlich der Strukturen von Silmerdak und Jamantau liegt die große S j u r a t - k u l - E i n h e i t. Die an ihrem Aufbau beteiligten Gesteine reichen stratigraphisch von der Maschak- und Sigalga-Folge des Riphäikums bis zur Famenne-Stufe des Oberdevons. Sie lassen sich in einer bis 35 km breiten Zone von der Ostflanke des Taratasch-Hebungsgebiets bis zum Belaja-Tal, d.h. auf eine Entfernung von über 300 km, verfolgen. Weiter südlich tauchen sie unter paläozoische Schichten des Silair-Synklinoriums ab, die sie mit scharfer Winkeldiskordanz überdecken.

Die riphäischen und paläozoischen Gesteine der Sjuratku-Einheit sind von Osten her auf die Jamantau-Einheit und nördlich vom Jurjusan-Oberlauf auf die Silmerdak-Einheit aufgeschoben worden.

Im Bereich der Sjuratku-Einheit zeigt die Zusammensetzung der riphäischen Schichten weitere Veränderungen. In den Gesteinen der Maschak-Folge treten umgewandelte Effusiva auf, in den oberen Teilen der Kataw-Folge werden die Kalke durch terrigene Gesteine ersetzt, und in den basalen Teilen der Ascha-Serie erscheinen tillitähnliche Bildungen.

Die Gesteine der Sjuratku-Einheit sind intensiv gefaltet und durch zahlreiche Brüche verschiedenen Streichens gestört. Im wesentlichen erfolgte diese komplizierte Dislozierung in präoberordovizischer Zeit, denn oberordovizische Konglomerate und Sandsteine der Basis des paläozoischen Profils folgen diskordant. Im Südteil der Einheit ist deutlich erkennbar, wie auf den riphäischen Gesteinen diskordant NE—SW streichende paläozoische Schichten liegen. Die riphäischen Gesteine sind bruchtektonisch stark gestört, ferner sind die Lagerungsverhältnisse durch N—S streichende Falten kompliziert. Sandsteine des Ordoviziums liegen hier auf der Sigalga-, Sigasa-Komarowsk-, Awsjan-, Silmerdak-, Kataw-, Inzer- und Minjar-Folge sowie auf Gesteinen der Ascha-Serie.

Ferner sind an der Westflanke der Jurjusan-Synklinale längs der beschriebenen Überschiebung deutliche Horizontalverschiebungen paläozoischen Alters festzustellen. Paläozoikum fehlt westlich der Überschiebungslinie völlig.

Der östliche Teil der Sjuratku-Einheit wird in seiner ganzen Ausdehnung von oberpräkambrischen Schiefen und Quarziten der Uraltau-Zone tektonisch überdeckt.

Abschließend ist noch zu bemerken, daß auf dem rechten Belaja-Ufer im Gebiet Belorezk ein Gesteinskomplex bekannt ist, der sich von den alten Folgen des Baschkirischen Antiklinoriums durch höhergradige Regionalmetamorphose und von den Gesteinen

der Uraltau-Zone durch geringere Metamorphose sowie durch das Auftreten karbonatischer Gesteine unterscheidet. Er besteht aus Glimmerquarziten, verschiedenartigen Glimmerschiefern und untergeordnet aus Marmoren und kristallinen Magnesiten. Stellenweise kommen Amphibolite und zusammen mit ihnen Amphibol führende Glimmerschiefer vor (OŽIGANOV 1964). Die Gesteine des Belorezk-Komplexes lassen sich von Usjan im Süden bis zum Fluß Tirljan im Norden über eine Strecke von etwa 120 km verfolgen; die größte Breite bei Belorezk beträgt 40 km.

Es ist anzunehmen, daß dieser Komplex die Reste einer tektonischen Decke darstellt, die vor dem Ordovizium, möglicherweise vor dem Wendium, von Osten her auf die alten Folgen des Baschkirischen Antiklinoriums überschoben wurde. Auf diesen Komplex selber sind - ebenfalls von E her - metamorphe Bildungen der Uraltau-Zone überschoben.

#### 4. Entwicklungsgeschichtlicher Abriß

Das archaisch-altproterozoische Fundament der Osteuropäischen Tafel läßt sich im Bereich der gesamten Westflanke des Süd- und Mittelurals auf Grund geologischer und geophysikalischer Daten verfolgen (SIMONENKO & TOLSTICHINA 1963; GAFAROV 1970). Bemerkenswert ist, daß die Oberfläche des Fundaments unter dem Baschkirischen Antiklinorium keine positive Struktur, sondern eine breite, flache, submeridional streichende Senke, die sog. Westuralsenke, bildet (OGARINOV 1968). Im zentralen Teil dieser Senke ist die Oberfläche des Fundaments bis in eine Tiefe von 12 bis 14 km abgesunken. Andererseits gelangen aber hier Gesteine von der Basis des riphäischen Profils der Ural-Westflanke an die Oberfläche. Die Lage der Oberfläche des kristallinen Fundaments verhält sich also völlig anders als die Struktur der riphäischen und paläozoischen Gesteine.

Es wurde vorgeschlagen, diese eigenartige Struktur, die im ganzen die Gestalt einer bikonvexen Linse hat, als *D i k l i n o r i u m* zu bezeichnen (KAMALETDINOV 1972, 1974). Ihre Entstehung läßt sich nur durch tektonische Akkumulation oberpräkambrischer und paläozoischer Gesteine über dem kristallinen Fundament erklären. Derartige Prozesse, die mit Überschiebungen, Deckenbildung und Faltung zusammenhängen, traten auf der Westabdachung des Südurals erstmals am Ende des Frühriphäikums in Erscheinung. Im Bereich des heutigen Baschkirischen Antiklinoriums entstanden während dieser Zeit die Sjuratkul-Überschiebung und die mit ihr zusammenhängende Antiklinale von Malinogorsk. Diese alte positive Struktur gliederte die Süduralsenke in zwei submeridional streichende Teilsenken (OLLI & ROMANOV 1962). Die Jurmatau-Serie liegt erosiv und mit Winkeldiskordanz auf verschiedenen Horizonten der Juscha- und der Suran-Folge. In den Konglomeraten der Maschak-Folge treten reichlich Gerölle auf, die im Vergleich zu den unmittelbar unterlagernden Gesteinen eine höhere Metamorphose aufweisen (IVANOV 1964).

Am Ende der Maschak-Zeit kam es erneut zur Faltung, in deren Ergebnis westlich der Jamantau-Antiklinale die Gesteine der Maschak-Folge völlig erodiert wurden.

Die tektonischen Bewegungen vor der Silmerdak-Zeit sind einerseits durch die an manchen Stellen zu beobachtende Erosion der Awsjan- und der Sigasa-Komarowsk-Folge

belegt, ferner dadurch, daß im stratigraphischen Profil die Dolomite der Awsjan-Folge durch die grobkörnigen basalen Sandsteine der Silmerdak-Folge ersetzt werden.

Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß nach den Ergebnissen der Mächtigkeitsanalyse (ŠATSKIJ 1945) die Karatau-Serie auf einer geantiklinalen Hebung entstanden ist, die sich im Bereich des heutigen Baschkirischen Antiklinoriums bereits vor der Silmerdak-Zeit gebildet hatte.

Zu intensiven tektonischen Bewegungen, die als baikalisch bezeichnet werden, kam es vor Ablagerung der Ascha-Serie. In der Uraltau-Zone entstand zu dieser Zeit ein großes Gebirgsmassiv. Zugleich wurden die präkambrischen Folgen des Baschkirischen Antiklinoriums in tektonische Einheiten zerlegt, nach Westen verfrachtet und linear gefaltet.

Aus den westlichen Gebieten sind von der Basis der Ascha-Serie Konglomerate mit Geröllen von Gesteinen der Minjar-, Inzer- und Kataw-Folge bekannt. Stellenweise existiert auch eine geringe Winkeldiskordanz zwischen der Ascha- und der Minjar-Folge (IVANOV 1964).

Die Abtragung des baikalischen Gebirges führte im Wendium zur Bildung der bis 1500 m mächtigen Ascha-Molasse. Nach OŽIGANOVA (1963) sind die Ablagerungen der Ascha-Folge fast ausschließlich durch die Erosion von Gesteinen des metamorphen Komplexes der Uraltau-Zone entstanden.

Aus dem bisher Gesagten ergibt sich, daß schon die ersten Überschiebungs- und Faltendislokationen positive Reliefformen und eine wesentliche Mächtigkeitszunahme der riphäischen Schichtfolgen durch tektonische Akkumulation erzeugten. Sich mehrfach wiederholend, bedingten solche Prozesse später die postume Entwicklung. Nach geophysikalischen Daten sind diese Krustenbereiche durch ein ausgedünntes Granit-Gneis-Fundament gekennzeichnet; es sind Zonen mit größerer Sedimentakkumulation und wahrscheinlich höherer Mobilität als in den westlich benachbarten Zonen. Große Überschiebungen und Deckenbewegungen brachten unterschiedliche Schichtglieder des riphäischen Profils an die Oberfläche. Durch tektonische Akkumulation entstanden auch die "Wurzeln" des Baschkirischen Antiklinoriums, die tief in das kristalline Fundament eintauchen.

An den tektonischen Bewegungen, die das Baschkirische Antiklinorium schufen, hatten das alte Granit-Gneis-Fundament sowie die "Basalt"-Schicht und der obere Mantel keinen aktiven Anteil. Im Gegenteil: Während des Riphäikums und des größten Teils des Paläozoikums sanken letztere ständig ab. Die Absenkung des Fundaments ging sehr langsam vonstatten, als isostatischer Ausgleich für die Auflast der akkumulierten Sedimente und der entstandenen Decken.

Nach Akkumulation der Ascha-Molasse erfolgte in präordovizischer Zeit erneut eine Faltung. Sie war die Ursache für Bewegungen an der Silmerdak-Überschiebung und für die Reliefbildung im zentralen Teil des Baschkirischen Antiklinoriums. Die ordovizische Transgression, die große Flächen der Ural-Westflanke einnahm, konnte den Scheitel des Baschkirischen Antiklinoriums nicht überfluten. Die Quarzsandsteine und Kon-

glomerate des mittleren und oberen Ordoviziums liegen erosiv und mit Winkeldiskordanz auf riphäischen Bildungen, wie an der südlichen Periklinale und längs der Ostflanke des Baschkirischen Antiklinoriums deutlich zu beobachten ist.

Schwache tektonische Bewegungen zu Beginn des Tournais äußerten sich längs der Alatau-Überschiebung; sie bewirkten Hebungen im Axialteil des Antiklinoriums und in der Karatau-Zone und führten zu einer teilweisen Erosion der unterlagernden Bildungen (KAMALETDINOV & KAMALETDINOV 1966).

Im Visé stellten sich im Ural wieder relativ ruhige Verhältnisse ein; auf weiten Flächen bildeten sich marine Karbonatsedimente. Im Mittelkarbon führten neue gebirgsbildende Bewegungen im Süd- und Mittelural zur Entstehung mächtiger Schichtfolgen aus terrigenem Flysch und flyschoiden Gesteinen.

Die tektonische Aktivität nahm auch in der anschließenden Epoche bis zum Ende des Paläozoikums zu. In dieser Zeit wanderte die Gebirgsbildung nach Westen, und bereits gegen Ende des Mittelkarbons wurden die großen allochthonen Massive aus eugeosynklinalen Gesteinen von Osten her auf die miogeosynklinale Zone des Urals überschoben (KAMALETDINOV & KAZANCEVA 1970). Wegen des tiefen Erosionsanschnitts blieben Deckenreste aus eugeosynklinalen Bildungen des Unter- und Mittelpaläozoikums nur in den Synklinalensenken (Silair-Synklinorium, Tirljan-Mulde, Amphitheater von Ufa, Lemwa-Senke) erhalten.

Die Faltungen hielten im Ural bis in die Trias und den Unteren Jura an. Dabei wurden die Deckenreste zusammen mit den unterlagernden Gesteinen des Parautochthons verfaltet.

## 5. Schlußfolgerungen

Es konnte gezeigt werden, daß das Baschkirische Antiklinorium einen komplizierten tektonischen Baustil mit großen Überschiebungen und Decken besitzt. Der Beanspruchungsgrad nimmt innerhalb des Antiklinoriums gesetzmäßig nach Osten zu, wobei Silmerdak-, Jamantau- und Sjuratkul-Einheit bereits im Präordovizium gebildet und intensiv disloziert worden sind. Gleichzeitig wurden die genannten Strukturen zu einem einheitlichen allochthonen Massiv verschweißt und im weiteren gemeinsam verfrachtet. Daher sind die Überschiebungen von Jurmatau und Sjuratkul im Süden stratigraphisch diskordant von paläozoischen Schichten überdeckt, in denen sie sich nicht weiterverfolgen lassen.

Das Baschkirische Antiklinorium hat sich über lange Zeiträume hinweg postum entwickelt. Als Zone einer tektonischen Akkumulation läßt es sich erstmalig am Ende des Frühriphäikums nachweisen. Im Folgezeitraum - bis zum Ende des Paläozoikums - kam es im Gebiet des heutigen Baschkirischen Antiklinoriums mehrfach zur Bildung von Überschiebungen und Decken, die jeweils von Faltungen begleitet war. Spätere tektonische Bewegungen erfolgten längs altangelegter Überschiebungs- und Deckenbahnen, die im Verlauf der riphäischen und paläozoischen Epoche mehrfach wiederauflebten. Das bestimmte zugleich die postume Entwicklung der Struktur des Antiklinoriums.

Das Baschkirische Antiklinorium ist folglich eine Zone früher tektonischer Akkumulation mit postumer Entwicklung. Wie die hier gebrachten Darlegungen zeigen, widerspricht das Postumitätsprinzip nicht der Vorstellung, wonach Horizontalbewegungen die Hauptrolle bei der Bildung der Struktur der Faltengebiete spielen.

### Literatur

- ARCHIPOV, V.I.; ACHMADIEV, JU.CH.; OVDINA, G.K.; OGARINOV, I.S.: Anomalii sily tjažesti i glubinnaja tektonika Južnogo Urala. In: Glubinnoe stroenie Urala, S. 94-101. Moskva: "Nauka" 1968
- BELOUSOV, V.V.: Osnovnye voprosy geotektoniki. Moskva: Gosgeoltechizdat 1954
- BELOUSOV, V.V.: Problema proischoždenija skladčatosti. In: Skladčatye deformacii zemnoj kory, ich tipy i mehanizm obrazovanija, S. 3-8. Moskva: Izd. Akad. Nauk SSSR 1962
- BUS, E.A.; OFFMAN, P.E.: O neftegazonosnosti Južnogo Urala v svete novych dannych. Geol. Nefti i Gaza, Moskva (1975) 4, S. 20-23
- CHOMENTOVSKIJ, V.V.: K istorii razvitija antiklinorija Jamantau. Bjull. mosk. Obšč. Ispyt. Prir., Otdel geol., Moskva 27 (1952) 1
- DANA, I.D.: On some results of the Earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains and the nature of the Earth's interior. Amer. J. Sci., New Haven 5 (1873), S. 423-443
- ESIPOV, P.M.: O kaledonskich dviženijach na zapadnom sklone Srednego Urala. Dokl. AN SSSR, Moskva 63 (1948) 4
- EZ, V.V.; GAFT, D.E.; KUZNECOV, B.I.: Morfologija i uslovija obrazovanija golomorfnoj skladčatosti na primere Zilairskogo sinklinorija Južnogo Urala. Moskva: "Nauka" 1965
- GAFAROV, R.A.: O glubinnom stroenii fundamenta v zone sočlenenija Vostočnoj-Evropejskoj platformy i Urala. Izvest. AN SSSR, Ser. geol., Moskva (1970) 8, S. 3-14
- GARAN', M.I.: Dokembrijskie otloženija zapadnogo sklona Južnogo Urala i svjazannye s nimi poleznye iskopaemye. Tr. XVII sessii Meždunar. geol. Kongr., SSSR, 1937, Moskva 2 (1939), S. 173-181
- GARAN', M.I.: Dokembrij i kembrij Urala. XXI sessija Meždunar. geol. Kongr., Dokl. sov. geol., problema 8 (Stratigr. pozdn. dokembrija i kembrija), Moskva (1960), S. 43-54
- GARAN', M.I.: Zapadnyj sklon i central'naja zona Južnogo Urala. In: Verchnij dokembrij, Stratigrafija SSSR. Moskva: Gosgeoltechizdat 1963
- GARRIS, M.A.: Pervye rezul'taty opredelenija kalij-argonovym metodom absoljutnogo vozrasta gornych porod vostočnoj okrainy Russkoj platformy i Južnogo Urala. In: Tr. VI sessii Komis. po opred. abs. vozrasta geol. formacij (22-27 maja 1957 g.), S. 27-39. Moskva: Izd. Akad. Nauk SSSR 1960
- GORJAINOVA, O.P.; FAL'KOVA, E.A.: Geologija Inzerskogo i Zigazino-Komarovskogo rajonov Baškirskoj ASSR. Tr. Baškir. Gos. un-ta 2 (1940)
- GORSKIJ, I.I.: Geologičeskaja karta Urala. Ob'jasnitel'naja zapiska. Moskva: Gosgeoltechizdat 1940

- GORSKIJ, I.I.: Ural'sko-Novozemel'skaja skladčataja oblast'. In: Geol. stroenie SSSR, T. 3.  
Moskva: Gosgeoltechizdat 1958
- IVANOV, A.I.: K stratigrafii i drevnemu orogenezu zapadnogo sklona Južnogo Urala.  
Tr. Bašgeoltresta 7 (1937)
- IVANOV, A.I.: Drevnie svity zapadnogo sklona Južnogo Urala. In: Geologija SSSR, T. 13,  
Č. 1. Geologičeskoe opisanie.  
Moskva: Nedra 1964
- KAMALETDINOV, M.A.: Osnovnye osobennosti tektoniki zapadnogo sklona Južnogo Urala  
(Autorref. Diss., Doktor geol.-mineral. Wissenschaften).  
Moskva: Izd. Geol. Inst. Akad. Nauk SSSR 1972
- KAMALETDINOV, M.A.: Pokrovnnye struktury Urala.  
Moskva: "Nauka" 1974
- KAMALETDINOV, M.A.; KAMALETDINOV, R.A.: Paleogeomorfologičeskaja obstanovka v  
turnejskij vek na territorii Baškirskego antiklinorija. In: Voprosy regional'noj  
paleogeomorfologii.  
Ufa 1966
- KAMALETDINOV, M.A.; KAZANCEVA, T.T.: Osobennosti stroenija nadvigov i šar'-  
jažej Južnogo Urala.  
Bjull. mosk. Obšč. Ispyt. Prir., Otdel geol., Moskva 45 (1970) 4, S. 60-76
- KELLER, B.M.: Fliševaja formacija v Zilairskom sinklinorii na Južnom Urale i schodnye  
s nej obrazovanija.  
Moskva 1949
- NALIVKIN, D.V.: Ob uslovijach obrazovanija drevnych nemych tolšč zapadnogo sklona  
Urala.  
Tr. Vses. geol.-razv. ob'edin. 70 (1931)
- NALIVKIN, D.V.: Geologičeskaja istorija Urala.  
Sverdlovsk: Sverdlgiz 1943
- OFFMAN, P.E.; BUŠ, E.A.: O tektonike zapadnogo sklona Urala v svjazi s problemoj ego  
gazoneftenosnosti.  
Izvest. AN SSSR, Ser. geol., Moskva (1972) 7, S. 21-30
- OGARINOV, I.S.: Glubinnaja struktura Urala i sopredel'nyh regionov. In: Glubinnoe  
stroenie Urala, S. 109-116.  
Moskva: "Nauka" 1968
- OLLI, A.I.: Drevnie otloženiya zapadnogo sklona Urala.  
Saratov 1948
- OLLI, A.I.; ROMANOV, V.A.: Tektoničeskaja karta Baškirii.  
Ufa 1959
- OLLI, A.I.; ROMANOV, V.A.: Istoriya tektoničeskogo razvitija Južnogo Urala v paleo-  
tektoničeskich kartach.  
Tezisy dokl. sovešč. po problemam tektoniki, Moskva (1962)
- OŽIGANOV, D.G.: K voprosu ob uslovijach obrazovanija drevnich svit zapadnogo sklona  
Baškirskego Urala.  
Uč. zap. Baškir. ped. in-ta 3 (1951)
- OŽIGANOV, D.G.: Dokembrij (Baškirskego i Orenburgskego oblasti). Obščij obzor. In:  
Geologija SSSR, T. 13.  
Moskva: Nedra 1964
- OŽIGANOVA, L.D.: O vozmožnosti sopostavlenija verchnebavlijskego serif vostoka  
Russkego platformy i ašinskego svity zapadnogo sklona Južnogo Urala. In: Vopr.  
geol. vost. okrainy Russk. platformy i Južnogo Urala, T. 8.  
Ufa 1963

- PETRUSEVSKIJ, B.A.: O principe unasledovannosti razvitija, vertikal'nych dviženijach i probleme krupnych gorizontal'nych peremesčenij.  
Bjull. mosk. Obšč. Ispyt. Prir., Otdel geol., Moskva 39 (1964) 1, S. 3-9
- ŠATSKIJ, N.S.: Očerki tektoniki Volgo-Ural'skoj neftenosnoj oblasti i smežnoj časti zapadnogo sklona Južnogo Urala.  
Bjull. mosk. Obšč. Ispyt. Prir., Otdel geol., Moskva (1945) 2
- ŠATSKIJ, N.S.: Principy stratigrafii pozdnego dokembrija i ob'em rifejskoj grupy.  
XXI Sessija Meždunar. geol. Kongr., Dokl. sov. geol., problema 8 (Stratigrafija pozdn. dokembrija i kembrija), Moskva (1960), S. 5-15
- SIMONENKO, T.N.; TOLSTICHINA, M.M.: K voprosu sočlenenija Urala i Russkoj platformy.  
Tr. vses. nauč.-issl. geol. Inst., nov. ser., Moskva 85 (1963)
- SMIRNOV, G.A.: O tektoničeskich osobennostjach central'noj časti Ufinskogo amfiteatra.  
Dokl. AN SSSR, Moskva 84 (1951)
- SMIRNOV, G.A.: Ufinskij amfiteatr. Č. I: Stratigrafičeskoe opisanie.  
Moskva 1956
- SYČEVA-MICHAJLOVA, M.A.: O vzaimootnoženii skladok i tektoničeskich razryvov v Ural'skom Karatau i južnoj časti Baškirskogo antiklinorija. In: Skladčatye deformacii zemnoj kory, ich tipy i mehanizm obrazovanija, S. 265-283.  
Moskva: Izd. Akad. Nauk SSSR 1962



Probleme des Initialmagmatismus in den mitteleuropäischen Varisziden

von

ERICH SCHROEDER<sup>1)</sup>

Z u s a m m e n f a s s u n g

Devonisch-unterkarbonische Initialmagmatite treten sowohl in den Innenzonen als auch in der Außenzone der mitteleuropäischen Varisziden auf. Die meisten Vorkommen liegen nachweisbar über altpaläozoisch-jungproterozoischen Sedimentfolgen und können nicht als Fragmente einer durch Ozeanboden-Spreading neugebildeten Kruste angesehen werden.

S u m m a r y

Devonian - Lower Carboniferous magmatic rocks of the initial stage occur both in the interior zones and in the exterior zone of the Central European Variscids. As can be shown, most of the occurrences lie above Lower Palaeozoic - Upper Proterozoic sediment sequences and cannot be regarded as fragments of a new crust formed by ocean-floor spreading.

R é s u m é

Les magmatites initiales du Dévonien - Carbonifère inférieur apparaissent non seulement dans les zones intérieures, mais aussi dans la zone extérieure des Variscides de l'Europe centrale. On peut démontrer que la plupart des gisements se trouvent sur des successions de couches vieux-paléozoïques/jeune-protérozoïques; ils ne peuvent pas être considérés comme des fragments d'une nouvelle croûte formée par l'extension du fond de l'océan.

Р э з ю м е

Девон-раннекаменноугольные инициальные магматические образования распространены во внешних и внутренних зонах варисцид Средней Европы. Большая их часть залегает в стратиграфических разрезах выше раннепалеозойских и позднепалеозойских осадочных толщ. Эти инициальные магматические породы не могут рассматриваться в качестве фрагментов новой коры, образованной расширением дна океана.

<sup>1)</sup> Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde, Berlin

## 1. Problemstellung

Typische Produkte des initialen Magmatismus in den mitteleuropäischen Varisziden sind Spilite, Diabase und Keratophyre vorwiegend mittel- und oberdevonischen Alters. Die Initialite treten im Saxothuringikum, im Rhenoherynikum und in anderen Zonen des Tektogens auf, also sowohl in Innenzonen als auch in der Außenzone (Abb. 1). Nach der Verteilung von Initialmagmatiten lassen sich daher die mitteleuropäischen Varisziden nicht wie die Uraliden oder die Appalachen quer zum Streichen in eine äußere miogeosynklinale und eine innere eugeosynklinale Zone gliedern. Verschiedentlich wird darauf hingewiesen, daß der initiale Magmatismus im Rhenoherynikum, d.h. in der Außenzone, größere Intensität als im Saxothuringikum erreicht. Allerdings steht eine quantitative Analyse noch aus.

Auch im Ostteil der Außenzone des Südurals sind an einigen Stellen initiale Magmatite anzutreffen. Gegenwärtig besteht noch keine endgültige Klarheit darüber, ob es sich um aus der Innenzone stammende allochthone Komplexe handelt oder um autochthone Bildungen innerhalb der Außenzone (SENČENKO & SCHROEDER 1977). Im zweiten Falle würde die Außenzone des Urals ebenfalls eugeosynklinale Merkmale aufweisen, also ähnlich wie das Rhenoherynikum, jedoch in geringerem Ausmaß.

Der initiale Magmatismus liefert Hinweise auf die krustalen Spannungsfelder während des Geosynkinalstadiums. Nach plattentektonischen Vorstellungen weisen Initialmagmatite mit spezifischem Chemismus auf ehemalige ozeanische Krustenstreifen innerhalb der Geosynklinale und damit auf den ensimatischen Ursprung der Eugeosynkinalzonen hin. Diese ozeanische Kruste fiel später größtenteils der Subduktion zum Opfer. Ihre Reste können heute infolge Obduktion über ehemaligen ensialischen Zonen liegen, Kollisionsnarben zwischen Kontinentalschollen bezeichnen oder Anwachsstreifen der Kontinente darstellen. Bildungsmilieu und Platznahme der Initialite werden somit zu entscheidenden Kriterien für den Charakter des Geosynkinalregimes, für die Krustenentwicklung und die Dimension der Krustenbewegungen.

## 2. Hauptetappen des initialen Magmatismus in Mitteleuropa

Dem mitteldevonischen bis unterkarbonischen Initialmagmatismus der variszischen Geosynklinale ist an verschiedenen Stellen ein oberproterozoischer und kambrosilurischer Initialmagmatismus vorausgegangen, im Rhenoherynikum außerdem eine unterdevonische Vorphase mit sauren Vulkaniten. Wie das Auftreten von Initialiten zeigt, kann das Altpaläozoikum des Gesamtgebietes nach magmatologischen Kriterien keineswegs pauschal als tafelähnliche Entwicklungsetappe aufgefaßt werden. Ebensowenig gibt es in den zentralen Teilen der mitteleuropäischen Varisziden strukturelle oder fazielle Hinweise auf Kaledoniden im Sinne einer vollständigen Tektogen- und Morphogenentwicklung. Wohl aber ist eine alpinotype kaledonische Tektogenese mit entsprechenden Winkeldiskordanzen aus den Ardennen bekannt, mit der vermutlich das Fehlen von postsilurischen Initialiten im Westteil des Ardennisch-Rheinischen Schiefergebirges zusammenhängt. Die reiche Entwicklung des mitteldevonischen bis unterkarbonischen Initialmagmatismus im rechtsrheinischen Rhenoherynikum könnte auf ein Ausklingen der kaledonischen Tektogenese in diesem Raum hinweisen.

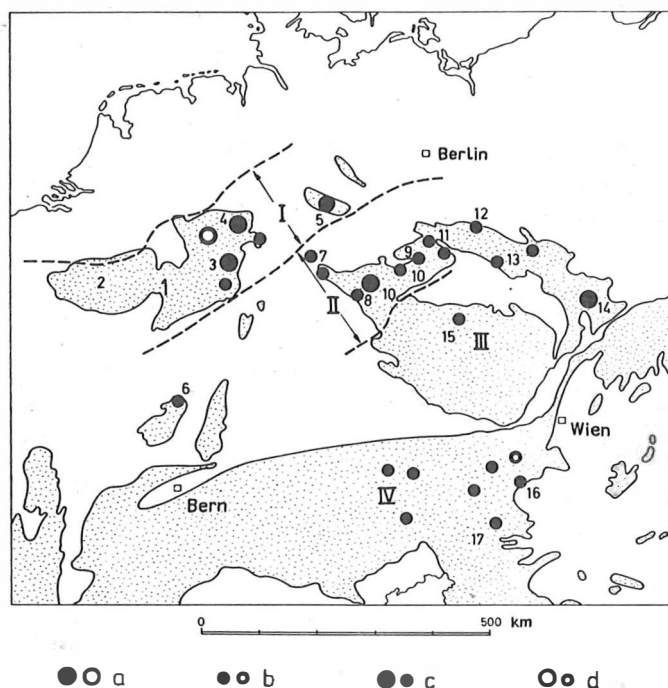


Abb. 1. Skizze wichtiger Vorkommen paläozoischer Geosynklinalmagmatite in Mitteleuropa  
 a - Hauptfördergebiete, b - kleinere Fördergebiete (Auswahl), c - basische (und intermediäre bis saure) Magmatite, d - saure (und intermediäre) Magmatite; I - Rhenohercynikum, II - Saxothuringikum, III - Böhmisches Massiv, IV - Ostalpen; 1 - Ardennisch-Rheinisches Schiefergebirge, 2 - Ardennen, 3 - Lahn-Dill-Gebiet, 4 - Sauerland, 5 - Harz, 6 - Vogesen, 7 - Thüringer Wald, 8 - Thüringisch-Vogtländisch-Nordbayerisches Schiefergebirge, 9 - Granulitgebirge, 10 - Fichtelgebirgisch-Erzgebirgische Antiklinalzone, 11 - Elbezone, 12 - Görlitzer Schiefergebirge, 13 - Westsudeten, 14 - Ostsudeten, 15 - Prager Synklinorium, 16 - Grazer Bergland, 17 - Karawanken

Zumindest Teile der späteren variszischen Geosynklinalzone hatten demnach bereits im Altpaläozoikum und vor allem im Oberproterozoikum mehr oder weniger deutlich geosynklinalen Charakter. Die kaledonische und die assyntische Tektogenese erfaßten nur bestimmte Bereiche dieser Zone, während es in anderen Abschnitten zu keinem tektogenen Hiatus kam. Ob von einer zusammenhängenden oberproterozoisch-paläozoischen Geosynklinalentwicklung oder von Geosynklinalen der assyntischen, kaledonischen und variszischen Ära gesprochen wird, bleibt daher weitgehend eine Frage der Bewertungsmaßstäbe.

### 3. Hauptgebiete mit typischen Initialmagmatiten

Als wichtigste Gebiete, in denen devonisch-unterkarbonische Initialite auftreten, sind zu nennen: Ostteil des Ardennisch-Rheinischen Schiefergebirges, Harz, Thüringisch-Vogtländisch-Nordbayerisches Schiefergebirge, Elbezone, Görlitzer Schiefergebirge, Ostsudeten, Vogesen, Ostalpen (Grazer Bergland, Karawanken). Altpaläozoische Initialite kommen im Thüringer Wald (Ruhlaer Kristallin und Gebiet von Vesser), in der lineamentartigen oberfränkisch-zentralsächsischen Zone, in den Randgebieten der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone, in den Westsudeten, im Prager Synklinorium und in den Ostalpen vor (BANKWITZ 1977). Eine über lange Zeiten immer wieder auflebende magmatische Tätigkeit ist anscheinend besonders für lokale Senkungströge oder lineamentartige Zonen typisch.

Wegen der geringen Verbreitung vordevonischer Schichten im Rhenoherynikum östlich der Ardennen besteht keine Klarheit über Verbreitung und Stärke des altpaläozoischen Initialmagmatismus in diesem Gebiet. Zahlreiche Basitlagen im Unterdevon und Silur des Bergaer Antiklinoriums im Saxothuringikum stellen lagergangartige Intrusionen dar, die zum oberdevonischen Magmatismus gehören (vgl. Abb. 2). Bei stärker gestörten Lagerungsverhältnissen oder in metamorphen Bereichen können Verband und Alter nicht in jedem Falle bestimmt werden.

Wie die vorstehende kurze Übersicht zeigt, treten Initialite in allen größeren Synklinalenheiten auf. Allerdings ist die Verteilung nicht gleichmäßig, sondern die Initialite bleiben auf bestimmte Teile dieser Einheiten beschränkt. Im Ostteil des Ardennisch-Rheinischen Schiefergebirges stellen Lahn-Dill-Gebiet und östliches Sauerland die Hauptfördergebiete dar. Sie fallen nicht mit den Hauptförderzonen des sauren Unterdevonvulkanismus zusammen. Wichtige Eruptionszentren des zentralen saxothuringischen Megasyklinoriums liegen in dessen Südostteil, speziell im Raum des Oberfränkisch-Zentralsächsischen Lineaments. Das Rhenoherynikum gliedert sich in Längsrichtung in mio- und pliomagmatische Abschnitte. Die pliomagmatischen Gebiete weisen auch in den nördlichen Teilen der Zone starke Magmenförderung auf. Eine Zunahme der Aktivität des Initialmagmatismus und der spätgeosynklinalen Senkung mit Annäherung an die heutige Hessische Senke ist im Rheinischen Schiefergebirge festzustellen, aber auch im Variszikum nordwestlich des Böhmisches Massivs angedeutet.

### 4. Erscheinungsform und Gesteinsbestand der Initialite

Typische Erscheinungsformen sind submarine Lavaströme, oft mit ausgezeichneter Pillow-Struktur, ferner Tuffe, sonstige Vulkanoklastite und subvulkanische Körper, vor allem Gangkomplexe. Bei den Gangkomplexen handelt es sich um Schwärme von Lagergängen, die sich annähernd horizontal in ältere Sedimentfolgen eingeschoben haben und teilweise in situ differenziert sind (Abb. 2). Typische "sheeted complexes" mit zahlreichen engständigen steilen Gängen wurden nicht beobachtet. Einschaltungen von Ultrabasiten (Pikriten) und gabbroartigen Gesteinen innerhalb des devonisch-unterkarbonischen Geosynklinalkomplexes stellen Differentiate bzw. abweichende Erstarrungsformen von Lagergängen oder anderen subvulkanischen Körpern basischer Magmen dar, jedoch keine plutonischen Glieder typischer Ophiolith-Assoziationen. Als solche

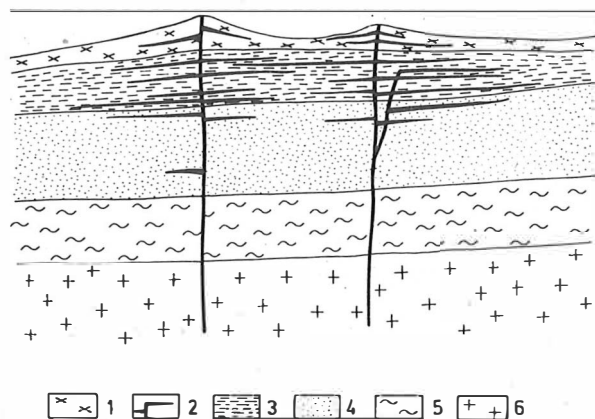


Abb. 2. Schema des oberdevonischen Initialmagmatismus im Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirge

1 - oberdevonische Laven und Vulkanoklastite, 2 - intrusive (subvulkanische) oberdevonische Magmatite, 3 - Silur bis Mitteldevon, 4 - Kambrium und Ordovizium, 5 - Jungproterozoikum (wahrscheinlich vorhanden), 6 - Kristallinsockel (vermutet)

kämen höchstens die mit Gabbroschollen verknüpften Serpentinite in Betracht, die innerhalb oder am Rande von Kristallineinheiten auftreten, vor allem am Südrand des Sächsischen Granulitgebirges. Eine Verbindung mit devonischen Initialvulkaniten im Sinne einer Ophiolith-Assoziation kann nach dem derzeitigen Kenntnisstand keinesfalls als wahrscheinlich oder gar gesichert gelten, zumal neuere Beobachtungen (NEUMANN 1977) auf ein vorjüngstproterozoisches Alter der Serpentinite hinweisen.

Häufig sind mit den basaltischen Laven und Tuffen keratophyrische Vulkanite verknüpft. Als präbasaltisch kann der saure unterdevonische Keratophyrvulkanismus des zentralen rechtsrheinischen Schiefergebirges bezeichnet werden. Postbasaltische Bildungen stellen dagegen die unterkarbonischen Quarzkeratophyrtuffe des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges dar, deren Mächtigkeit viel geringer als die der unterdevonischen Vulkanite des Rheinischen Schiefergebirges ist. Es verdient Beachtung, daß die jüngsten Eruptionen unmittelbar vor dem Hauptflyschstadium stattgefunden haben.

## 5. Verbandsverhältnisse der Initialmagmatite

Im Rheinischen Schiefergebirge liegt unter den Hauptgliedern des Geosynklinalmagmatismus terrigenes Unterdevon in neritischer, "rheinischer" Fazies. Dagegen gehören die Begleitgesteine der Vulkanite, vor allem im Lahn-Dill-Gebiet, zum mehr bathyalen, "herzynischen" Faziestyp, was auf eine Vertiefung des Geosynklinalmeeres hinweist. Der initiale Magmatismus meidet offensichtlich Zeiten und Gebiete mächtiger rheinischer Ablagerungen (KEGEL 1950). Dennoch erreichen die prävulkanischen Devonsedimente im Ostteil des Rheinischen Schiefergebirges wesentlich größere Mächtigkeit als beispielsweise im zentralen Megasyklinorium des Saxothuringikums.

Die Kenntnisse über die vordevonische Geschichte sind lückenhaft, jedoch weisen einige Ordoviz- und Silurvorkommen auf das Vorhandensein altpaläozoischer Schichtenfolgen im Untergrund des Ardennisch-Rheinischen Schiefergebirges hin. Die Initialvulkanite des Devons und Unterkarbons sind demnach auf einer wesentlich älteren Kruste entstanden und stellen Einschaltungen in eine normal ausgebildete Schichtenfolge dar. Es handelt sich nicht um die oberen Teile einer im Sinne der Spreading-Hypothese neugebildeten Kruste, sondern um Schmelzmaterial, das an schmalen Förderspalten in einer bereits vorhandenen Kruste aufgedrungen ist und diese teils in Form von Effusiva überlagert, teils in Gestalt subvulkanischer Bildungen mehr oder weniger stark durchtränkt.

Im Thüringischen Schiefergebirge (RÜSLER 1962) wird diese Situation wegen der weiteren Verbreitung des Altpaläozoikums und Oberen Proterozoikums noch klarer (Abb. 2). Dem variszischen Geosynklinalmagmatismus gehen eine oberproterozoische Geosynklinalstufe, eine altpaläozoische Zwischenstufe und eine silurisch-tiefdevonische leptogeosynklinale Stufe voraus. Am Vorhandensein eines kristallinen Sockels ist kaum zu zweifeln. Ob dieser Befund auf sämtliche Vorkommen übertragen werden kann, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen. Das komplizierte Kartenbild des vogtländischen Vulkanitgebiets scheint auf abweichende Verhältnisse hinzudeuten, jedoch spricht auch hier das Auftreten tiefordovizischer Schollen für höheres Krustenalter. Weniger sicher ist demgegenüber die Position vieler Magmatite in den Olisthostrom-Gebieten des Harzes. Daß sich in einigen Gebieten, z.B. am SE-Rand des Rhenoherynikums oder im Oberfränkisch-Zentralsächsischen Lineament, Narbenzonen verbergen könnten, die auf Kollisionsfronten von kontinentalen Platten bzw. Mikroplatten infolge Schließung ozeanischer Geosynklinalzonen zurückgehen, erscheint nicht ausgeschlossen, ist jedoch als unwahrscheinlich anzusehen.

## 6. Geochemische Kennzeichen der Initialmagmatite

Zumindest ein Teil der Geosynklinalvulkanite entspricht nach plattentektonischen Vorstellungen der zweiten seismischen Schicht, die im Kammbereich mittelozeanischer Rücken entsteht und sich zum Fundament der ozeanischen Kruste entwickelt. Dredgeproben und Bohrkerne aus der Tiefsee zeigten, daß sich die Basalte des Ozeanbodens und speziell die der mittelozeanischen Rücken nach verschiedenen Kriterien von den Basalten sowohl der Kontinente als auch der Inselbögen und der ozeanischen Inseln oder Kuppen unterscheiden. Hierauf basieren die Bemühungen, speziell mit Hilfe geochemischer Kriterien einzelne Glieder des Geosynklinalmagmatismus als Relikte ozeanischer

Kruste zu identifizieren und damit zugleich Hinweise auf alte Plattenbewegungen zu erhalten. Allerdings ergeben sich aus der unerwartet großen Variationsbreite der Krustengesteine in einer Tiefseebohrung am Mittelatlantischen Rücken (MELSON & AUMENTO 1974) gewisse Bedenken hinsichtlich der Aussagesicherheit petro- und geochemischer Daten für den Nachweis des geotektonischen Bildungsmilieus basaltischer Ozeanbodengesteine.

Wie HERRMANN & WEDEPOHL (1970) gezeigt haben, liegen die Gehalte an  $K_2O$  und  $P_2O_5$  in verschiedenen spilitischen Gesteinen der variszischen Geosynklinale Mitteleuropas merklich höher als in ozeanischen Rückenbasalten. Auf Grund der relativen Lanthanidenverteilung (vgl. auch HERRMANN, POTTS & KNAKE 1974) lassen sich die untersuchten Initialite mit kontinentalen tholeiitischen Basalten vergleichen (nach HERRMANN & WEDEPOHL 1970, S. 255, mit tholeiitischen Basalten der Kontinente und ozeanischen Inseln). Demgegenüber weisen BURRETT & GRIFFITHS (1974) darauf hin, daß die Ti/Zr-Verhältnisse einiger Initialite aus dem Rhenoharzynikum mit den entsprechenden Werten für ozeanische Rückenbasalte übereinstimmen. Nicht in das Feld der ozeanischen Rückenbasalte des Ti/Zr-Korrelationsdiagramms (PEARCE & CANN 1973) fallen die von MUCKE (1973) angegebenen mittleren Ti- und Zr-Gehalte für Diabase und Spilite des Elbingeröder Komplexes im Harz.

Untersuchungen an paläozoischen Spiliten aus den südlichen Ostalpen führten zu dem Ergebnis, "daß diese Spilite nur mit Alkali-Olivin-Basalten oder deren Differentiaten kontinentaler oder ozeanischer Bereiche zu vergleichen sind" (LOESCHKE 1975). Eine Unterscheidung zwischen Basalten ozeanischer Inseln und kontinentalen Basalten läßt sich mit Hilfe der Ti-, Zr- und Y-Gehalte nicht treffen, und damit bleibt auch die Frage nach dem Krustencharakter des Gebietes zur Zeit der Spilitförderung offen. LOESCHKE zieht deshalb die Ausbildung der Laven und ihrer Begleitsedimente heran. Da diese für größere Wassertiefen sprechen, sei eine Förderung im kontinentalen Bereich zwar nicht ausgeschlossen, aber wenig wahrscheinlich.

## 7. Fragen der geotektonischen Interpretation

Die Diskussion über das geotektonische Bildungsmilieu der Initialmagmatite kann im Hinblick auf plattentektonische Vorstellungen unter zwei Hauptaspekten gesehen werden:

1. Sind die Initialite an Plattengrenzen oder innerhalb einer Platte entstanden?
2. Sind die Initialite Reste eines infolge Subduktion verschwundenen ozeanischen Krustenbereichs?

Wenn keine Analogie zwischen Initialiten und ozeanischen Rückenbasalten gefunden wird, scheidet Bildung durch Ozeanboden-Spreading an einer divergenten Plattengrenze aus. Dies paßt zu dem oben erwähnten Geländebefund in mehreren Teilgebieten der mitteleuropäischen Varisziden. Eine Antwort auf die zweite Frage ist damit noch nicht gefunden, denn auch Intraplattenbasalte vom Typ ozeanischer Inseln oder Kuppen würden für eine früher vorhandene und dann verschwundene ozeanische Kruste sprechen. Dabei braucht natürlich keineswegs an einen Ozean von den Dimensionen des Atlantiks oder gar des Pazifiks gedacht zu werden. Die fragliche ozeanische Kruste könnte wesentlich älter als

die letzten Initialvulkanite sein. Allerdings entfällt diese Variante beim Vorhandensein eines alten Kristallinsockels.

Für das Verschwinden der ozeanischen Kruste sind ebenso wie für ihre Bildung neben dem plattentektonischen Schema auch andere Modelle zu diskutieren, beispielsweise Krustentransformationen im fixistischen Sinne. Wahrscheinlich dürften verschiedenartige Mechanismen wirksam sein, wobei ihr Anteil von Fall zu Fall erheblich variiert. Damit muß die Frage nach dem Krustentyp der paläozoischen Geosynklinalgürtel offenbleiben. Es könnte sich, zumindest bereichsweise, um mobilisierte, erheblichen Vertikalbewegungen unterworfenen quasikontinentale Krustenbereiche mit riftartiger Zerspaltung handeln. Die stofflichen Kennzeichen der Magmatite eines solchen Gebietes werden möglicherweise vorwiegend vom tektonischen Regime und erst in zweiter Linie vom Krustentyp bestimmt. Ähnlicher Chemismus von Insel- oder Kuppenbasalten braucht weder ähnliche Dimensionen noch gleichen Krustenbau der Meeresräume zu beweisen.

Im Zusammenhang mit dieser Problematik ist schließlich auch zu prüfen, ob eine Bindung von Magmatit-Assoziationen des initialen Typs an konvergente Plattengrenzen in Betracht kommt, also an Inselbögen, vor allem in deren frühen Entwicklungsstadien, oder an Randmeere.

#### Literatur

- BANKWITZ, P.: Überblick über den Magmatismus und die Metamorphose im Altpaläozoikum Mittel- und Westeuropas.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 44 (1977) 1, S. 7-30
- BURRETT, C.F.; GRIFFITHS, J.: The case for a Mid-European ocean. In: Colloque international "La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale", Programme des Séances et résumés des publications.  
Rennes 1974
- HERRMANN, A.G.; POTTS, M.J.; KNAKE, D.: Geochemistry of the Rare Earth elements in spilites from the oceanic and continental crust.  
Contr. Mineral. and Petrol., Berlin 44 (1974) 1, S. 1-16
- HERRMANN, A.G.; WEDEPOHL, K.H.: Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der variskischen Geosyncline in Nordwestdeutschland.  
Contr. Mineral. and Petrol., Berlin 29 (1970) 3, S. 255-274
- KEGEL, W.: Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinale.  
Z. dt. geol. Ges., Hannover 100 (1950), S. 267-289
- LOESCHKE, J.: Spurenelement-Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretationen.  
Geol. Rdsch., Stuttgart 64 (1975) 1, S. 62-74
- MELSON, W.G.; AUMENTO, F.: Deep Sea Drilling Project. Leg 37 - the volcanic layer.  
Geotimes, Falls Church 19 (1974) 12, S. 16-18
- MUCKE, D.: Initialer Magmatismus im Elbingeröder Komplex des Harzes.  
Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 279 (1973), 221 S.
- NEUMANN, W.: Über die Beziehung des Granulitgebirges zum Zentralsächsischen Lineament (Ein Beispiel für die genetische Entwicklung alter Kerne in den Varisziden Mitteleuropas).  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 44 (1977) 1, S. 31-45



- PEARCE, J.A.; CANN, J.R.: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.  
Earth and planet. Sci. Lett., Amsterdam 19 (1973) 2, S. 290-300
- RÜSLER, H.J.: Zur Entstehung der oberdevonischen Eisenerze vom Typ Lahn—Dill in Ostthüringen.  
Freiberger Forsch.-H., Berlin C 138 (1962), 79 S.
- SENČENKO, G.S.; SCHROEDER, E.: Vergleich der Faltenstrukturen des Südurals und der mitteleuropäischen Varisziden.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 44 (1977) 1, S. 149-188



Vergleichende Betrachtungen zur paläotektonischen Entwicklung  
während der variszischen Flyschetappe im Südural und in Mitteleuropa

von

HANS-JÜRGEN PAECH<sup>1)</sup>

Z u s a m m e n f a s s u n g

Übereinstimmende Merkmale des variszischen Flysches im Südural und in Mitteleuropa sind: Turbiditflysch und Olisthostrome bilden sich in stark absinkenden Trögen vor tektonisch aktiven Hebungszonen. Typisch ist Mächtigkeits- und Faziesasymmetrie. Außerhalb des Flyschtroges herrscht pelagische Sedimentation. Entsprechend der Polarität verschiebt sich der tektonisch aktive Bereich langsam (maximal 3 mm/Jahr) in Richtung Tafel. Unterschiede bestehen in Dauer der Flyschetappe, Zusammensetzung des Turbiditflysches, Meerestiefe, Zeiten maximaler Flyschentwicklung, Ausbildung von frühen Molassen und Ausbildung der Olisthostrome.

S u m m a r y

Corresponding features of the Variscan flysch in the Southern Urals and in Central Europe are as follows: turbiditic flysch and olistostromes form in intensively sinking troughs in front of tectonically active uplift areas. Asymmetry in thickness and facies is typical. Outside the flysch trough, pelagic sedimentation predominates. In accordance with the polarity the tectonically active region slowly moves (up to 3 mm/year) towards the platform. There are differences in the length of the flysch stage, the composition of the turbiditic flysch, the sea depth, the periods of maximum flysch development, the composition of early molasses and of the olistostromes.

R é s u m é

Les caractéristiques concordantes du flysch varisque dans l'Oural méridional et en Europe centrale sont les suivantes: Le flysch de turbidité et les olisthostromes se forment dans les bassins de subsidence forte devant des zones de soulèvement tectoniquement actives. Des asymétries d'épaisseur et de faciès sont typiques. En dehors du bassin de flysch se trouve la sédimentation pélagique. Selon la polarité, la zone tectonique active se déplace lentement en direction de la plate-forme (au maximum 3 mm par an). Il y a des différences relatives à la durée de l'étape de flysch, à la composition du flysch avec des turbidites, à la profondeur de la mer, aux étapes de l'évolution maxima du flysch, ainsi qu' à la formation des premières molasses et des olisthostromes.

<sup>1)</sup> Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde, Berlin

## Р е з ю м е

Соответствующими друг другу признаками варисцийского флиша на Южном Урале и в Средней Европе являются следующие: турбидитный флиш и олистостромы образуются в сильно спускающихся трогах перед тектонически активными зонами поднятия. Типичной является асимметрия мощностей и фаций. Вне трога флиша господствует пелагическое осадконакопление. Соответственно полярности тектонически активная область передвигается медленно (максимально 3 мм в год) в направлении платформы. Различия состоят в продолжительности флишевого этапа, составе турбидитного флиша, глубине моря, временах максимального развития флиша, образовании ранних молассов и образовании олистострома.

1. Einleitung

Uraliden und mitteleuropäische Rheniden (STILLE 1926) grenzen entweder unmittelbar oder im nördlichen Mitteleuropa durch einen meist schmalen kaledonischen Saum getrennt an die Osteuropäische Tafel. Somit ist die geotektonische Position beider Tektogene einander ähnlich. Wenn hier deren paläotektonische Entwicklung im Rahmen des Paläozooidenvergleiches gegenübergestellt werden soll, so bieten die variszische Flyschformation und ihre zeitlichen Äquivalente besonders günstige Voraussetzungen, da sie sehr deutlich das tektonische Regime widerspiegeln. Wegen der Lagerstätten in den Vorsenken (Erdöl, Kali, Kohle) hat die Bearbeitung auch hohe praktische Bedeutung. Für das mitteleuropäische Gebiet liegt eine zusammenfassende paläotektonische Analyse vor (PAECH, im Druck), auf welche hier vielfach Bezug genommen werden wird. Für den Ural — der Autor beschränkt sich auf den Süduрал, insbesondere das Silair-Synklinorium und die Ural-Vorsenke — fehlt eine entsprechende Zusammenfassung. Allerdings stellte CHVOROVA (1961) eine Monographie zusammen, die für den Zeitabschnitt Mittelkarbon bis Unteres Perm einen ausgezeichneten Überblick vermittelt und auf die häufig zurückgegriffen werden wird. Zahlreiche Arbeiten stammen aus der Feder von G.A. SMIRNOV und Mitarbeitern (vgl. Literatur). GROMIN (1974) befaßte sich mit den Symmetrieverhältnissen der Flyschablagerungen des Süduрала. Allein aus den Veröffentlichungen wäre aber kein Überblick zu erarbeiten gewesen. Eine Arbeitsexkursion in den Süduрал (Leitung M.A. KAMALETDINOV) und Diskussionen mit A.L. JANŠIN und I.V. CHVOROVA haben die Bemühungen des Autors sehr gefördert. Ihnen sei stellvertretend für viele weitere sowjetische Kollegen gedankt. Ein weiterer Dank gilt Prof. Dr. K.-B. JUBITZ und Dr. E. SCHROEDER für Diskussionen und kritische Hinweise.

2. Kurze Beschreibung von Flyschgesteinen und gleichalten Bildungen

Das Geosynklinalstadium wird meist durch einen Abschnitt abgeschlossen, der durch Flyschbildungen geprägt ist (Flyschetappe). Charakteristisch für Flysch sind mächtige marine turbiditische Ablagerungen und Olisthostrome. Es bestehen hierbei enge Beziehungen zu mächtigen terrigenen Ablagerungen (z.B. Silair-Serie), die nicht als typischer Flysch anzusehen sind, aber ein vergleichbares Krustenstadium widerspiegeln. Weil sie ebenso wie Flyschablagerungen als Abtragungsschutt eines tektonisch aktiven

Hochgebietes angesehen werden können, sind sie in die Betrachtung einbezogen worden. Andererseits gehen echte Flyschablagerungen in Außensenken nach oben und lateral in Molassen über, wobei proximaler Flysch schon einer Molasse ähneln kann. Der Übergang zwischen Flysch und Molasse ist bei fehlender Diskordanz fließend, dementsprechend ist auch keine scharfe Grenze zu erwarten. Als zweckmäßig erweist es sich, die Molasse zumindest mit dem Einsetzen der ersten kontinentalen Ablagerung beginnen zu lassen (PAECH 1973 a). Bei synchron zur Flyschsedimentation erfolgender Molassebildung in Innensenken wird von Frühmolassen (VON BUBNOFF 1949) gesprochen.

Als zeitliche Äquivalente der Flyschablagerungen sind im marinen Bereich zu unterscheiden:

pelagische Formationen, d.h. Gesteinsserien, die kaum oder nicht detritisch beeinflusst sind und im wesentlichen durch chemogene Kalke, Kieselgesteine oder geringmächtige Pelite vertreten werden, und

Kalkfolgen des den Tafelgebieten vorgelagerten bzw. aufgelagerten Schelfes, die bei entsprechendem Relief als Liefergebiet für detritische Kalkeinlagerungen innerhalb des pelagischen Areals wirksam sein können.

Außerdem extrudieren in Ural und Mitteleuropa synchron zur Flyschsedimentation initiale Vulkanite, die — wie in Mitteleuropa — lokal im Liegenden der Flyschserien (Deckdiabas des Tournai) oder — wie im Südural — an der Grenze zwischen Liefergebiet und Akkumulationsgebiet (Silair-Serie nach SMIRNOV & SMIRNOVA 1961) und ebenfalls in gesonderten eugeosynklinalen Gebieten des Osturals besonders in Zeiten unmittelbar vor der Flyschetappe (SMIRNOV u.a. 1974) auftreten (Abb. 4).

Flyschsedimente bilden sich vorwiegend in Außensenken und nur selten in Senken innerhalb des Tektogens. Die kleinen mitteleuropäischen Flyschtröge südöstlich der Mitteldeutschen Schwelle (Abb. 2 und 3) erinnern schon an Innensenken des nachfolgenden Molassestadiums. In den Außensenken sind eine ausgesprochen asymmetrische Formationsreihe und asymmetrische Mächtigkeits- und Faziesanordnung typisch, so daß sie mit Saumsenken zu vergleichen sind. Dem Liefergebiet ist ein Saum vorgelagert, der durch mächtige klastische Folgen (meist Flysch) in Verbindung mit starken Absenkungen gekennzeichnet ist. Die Aufbereitung der klastischen Sedimente nimmt nach außen zu, innen finden sich proximale Ablagerungen mit Vormacht von Psammiten sowie Psephiten und Übergängen zur Molasseformation. Nach außen wird der Flysch immer feinklastischer, bis von distaler Ausbildung gesprochen werden kann. Eine Sonderstellung nehmen in dieser Zone die Olisthostrome ein.

Weiter nach außen in Richtung Vorland folgt mit meist recht scharfer Grenze eine Zone mit pelagischen Formationen, deren detritische Einschaltungen — soweit überhaupt vorhanden — meist von der Tafel stammen. Ganz außen befindet sich ein Gebiet (alte oder epikaledonische Tafel), dessen Rand durch Kalke verdeckt ist. Insgesamt ergibt sich folgende Reihenfolge:

Liefergebiet, wird in dieser Zeit teilweise gefaltet sowie herausgehoben;

Flyschtrög als Gebiet starker Absenkung, mit Turbiditflysch und Olisthostromen, meist über 1 km mächtig, selten zum Tektogen hin Übergang in Molasseformation;

pelagischer Ablagerungsraum mit pelagischen Karbonaten, Kieselgesteinen und Peliten, sehr geringmächtig (ca. 100 m), selten Detritus von der Tafel enthaltend; Tafel, gekennzeichnet durch Kalke mittlerer, z.T. stark schwankender Mächtigkeit (10 - 2000 m), teilweise als Hebungszone frei von Sedimentation.

### 3. Überblick über die Geologie der Vergleichsgebiete

Durch die voneinander weitgehend unabhängige geologische Erforschung beider Gebiete haben sich zwei stratigraphische Skalen herausgebildet, die zunächst tabellarisch als Überblick nebeneinandergestellt werden sollen (Tab. 1). Da die Begriffe Unterkarbon und Oberkarbon in Ural und Mitteleuropa einen anderen Zeitraum umfassen, werden für mitteleuropäische Gebiete Dinant und Siles zur Unterteilung des Karbons verwendet.

Tab. 1. Gegenüberstellung der stratigraphischen Einheiten des Südurals und Mitteleuropas (Schema)

Südural		Mitteleuropa		
Perm	Ufa-Stufe Kungur-Stufe Sakmara-Stufe Artinsk-Stufe Assel-Stufe	Perm	Zechstein Rotliegendes	
Oberkarbon	Orenburg-Stufe Sjantschurino-Horizont Absanovo-Horizont	Siles	Stefan	
Mittelkarbon	Solotogorsk-Folge Kugartschino-Horizont		----- Westfal	
Unterkarbon	Namur-Stufe	Dinant	Namur	
	Visé-Stufe		Visé	Goniatites-(III) Pericyclus-(II)
	Tournai-Stufe		Tournai	Gattendorfia-(I)

#### 3.1. Südural

Typischer Flysch ist im südlich des Baschkirischen Antiklinoriums gelegenen Teil des Südurals hauptsächlich an das Silair-Synklinorium und auch an die Ural-Vorsenke gebunden. Im Ostural beginnt die Flyschbildung schon im Frasné mit Olisthostromen (SMIRNOV u.a. 1974). Das Silair-Synklinorium wird östlich durch das Uraltau-Antiklinorium mit präkambrischen, z.T. hochmetamorphen Gesteinen begrenzt (Abb. 1). Innerhalb dieses Synklinoriums werden die Gesteinsfolgen nach W, d.h. nach außen, immer jünger. Im östlichen Teil ist die Silair-Serie (Famenne - Tournai) aufgeschlossen, eine über 5 km mächtige Serie terrigener Gesteine, die zwar nicht als typischer Flysch angesehen wird, diesem aber zumindest sehr verwandt ist. SMIRNOV & SMIRNOVA (1961) und SMIRNOV u.a. (1974) sprechen von flyschoiden Serien, KELLER (1949) insbesondere wegen der eingelagerten Pelitfolgen von Aspidformation. Der Flyschoidcharakter

der Silair-Serie ist besonders in ihrem westlichen Verbreitungsgebiet zu erkennen, d.h. westlich des Uraltau-Antiklinoriums (gradierte Schichtung, Sohlmarken, Konvolutionen), wo die Gesteinsfolgen sehr an die Verhältnisse des Thüringischen Schiefergebirges erinnern. Östlich des Uraltau-Antiklinoriums wird dagegen die Silair-Serie durch konglomeratreiche Klastika vertreten (z.T. bestehen 74 % des Profils aus Psephit; SMIRNOV & SMIRNOVA 1961, S. 62), die einer proximalen Ausbildung sehr ähnlich sind. Weit verbreitet findet sich Schrägschichtung im Meterbereich. Somit bestehen Analogien zum proximalen Namurflysch bei Magdeburg (PAECH 1973 b). Insgesamt besteht ein sehr breites Becken zwischen einem Hebungsgebiet im Osten (Abb. 1), dem sich nach Osten ein Bereich mit vorwiegend vulkanogenen Bildungen und Karbonaten anschließt, und der Tafel im Westen (vgl. Abb. 4). Der Abtragungsschutt besteht aus Kieselgesteinen, basischen und sauren Vulkaniten sowie verschiedenen klastischen Gesteinen.

Für das Tournai werden von SMIRNOV & SMIRNOVA (1967) schon kontinentale Ablagerungen ausgewiesen, die ihrer Unterlage diskordant aufliegen. Vermutlich handelt es sich um molassoide Ablagerungen, zumal gleichaltrige Vulkanite von SMIRNOV & SMIRNOVA (1967) nicht mit den älteren, d.h. mitteldevonischen eugeosynklinalen Vulkaniten assoziiert, sondern als Beginn eines neuen Entwicklungsabschnittes angesehen werden. Damit ist eine Ansprache als subsequente Vulkanite zu erwägen.

Im Visé ist die paläogeographische Situation dadurch gekennzeichnet, daß im Südural im Bereich des jetzigen Uraltau eine Schwelle entsteht (SMIRNOV 1957), an deren Westflanke ein Trog mit bis 1000 m mächtigen Flyschablagerungen gefüllt wird, während östlich der Schwelle im schon gefalteten Ostural in schmalen streichenden Intramontanecken kohleführende Formationen, teilweise auch Vulkanite stark variierender Zusammensetzung akkumuliert werden. Ein Vergleich mit den mitteleuropäischen Frühmolassen wird dadurch erschwert, daß im Obervisé des Osturals marine Karbonate Vorherrschaft gewinnen.

Das Namur zeigt ähnliche Verhältnisse wie das Visé (Abb. 4). Vorwiegend kommen Kalke (100 - 500 m), nur untergeordnet flyschoidale Klastite zur Ablagerung. Der Vulkanismus ist erloschen. Die Schwelle im Bereich des Uraltau hebt sich jetzt deutlich ab.

Nach der tektonischen Ruhepause des Namurs beginnt eine zweite Teiletappe der Flyschbildung. Über Aufbau, Zusammensetzung und Entwicklungstendenzen des Flyschtroges westlich des jetzigen Uraltau gibt die Monographie von CHEVOROVA (1961) Auskunft. Bezogen auf die Lage der pränamurischen Flyschtröge, ist die Achse des mittelkarbonischen Flyschtroges deutlich nach W gewandert (vgl. Abb. 4), so daß Polarität im Sinne von AUBOUIN (1965) klar zu erkennen ist. Flysch wird durch turbiditische Serien mit Mächtigkeiten über 1 km vertreten, denen bis 200 m mächtige Olisthostrome zwischengeschaltet sein können. Der Abtragungsschutt besteht vorwiegend aus Kalken, ohne daß ein bestandsmäßiger Unterschied zwischen Turbiditflysch und Olisthostrom vorhanden wäre. In regionaler Hinsicht liegen die Olisthostrome zwischen proximalen Ablagerungen und typischem turbiditischem Flysch.

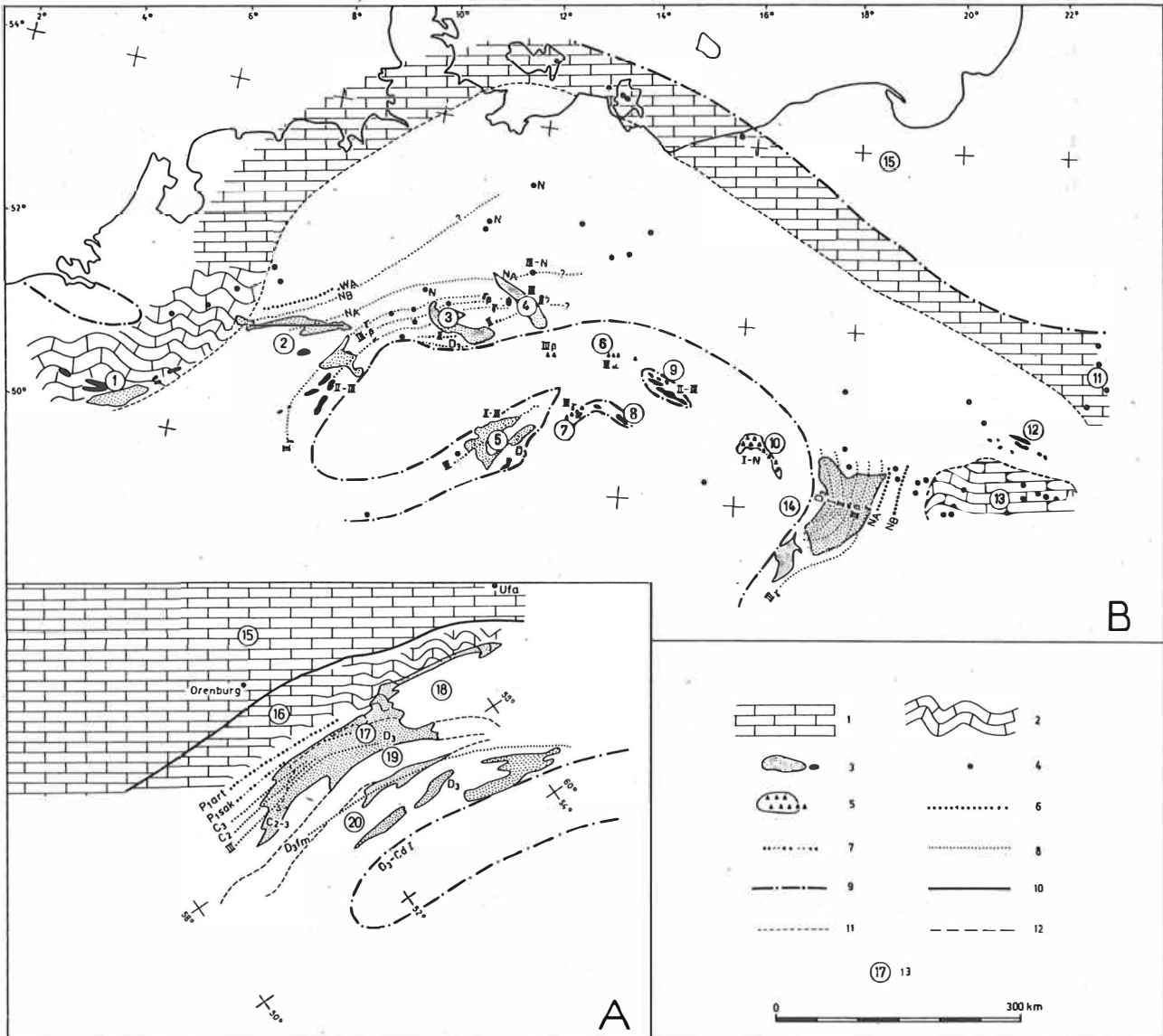


Abb. 1. Paläotektonische Schemakarten der variszischen Flyschetappe für den Südrural (A) und Mitteleuropa (B)

Symbole: 1 - Karbonat, ungefaltet; 2 - Karbonat, gefaltet; 3 - Übertageaufschlüsse mit Gesteinen der Flyschetappe (ohne Frühmolasse); 4 - Bohraufschlüsse mit Gesteinen der Flyschetappe (ohne Frühmolasse); 5 - Frühmolasse; 6 - Achse eines Molassetroges; 7 - Achse eines Troges mit Beteiligung von Flysch- und Molassegesteinen; 8 - Achse eines Flyschtroges; 9 - Außengrenze eines Hebungsgebietes; 10 - Ostgrenze der Osteuropäischen Tafel; 11 - Faziesgrenze; 12 - wichtige geologische Grenze; 13 - Gebietsbezeichnung



Über die Sedimentationsverhältnisse im Magnitogorsker Synklinorium, also östlich der Schwelle, finden sich Hinweise bei SMIRNOW (1957). Hier treten bis 750 m mächtige Sandsteine, Kalksandsteine und aus Kalkgeröllen bestehende Konglomerate auf, die partienweise sehr gut erhaltene Pflanzenreste aufweisen (untypisch für Flysch), außerdem aber auch Cephalopoden führende Einlagerungen enthalten. Eine formationelle Einstufung dieser Serien kann nicht gegeben werden. SMIRNOW (1953) spricht unter Vorbehalt von litoralen Ablagerungen.

Die paläogeographische Situation des Unteren Perms (Assel - Artinsk) ähnelt der des Mittel- und Oberkarbons. Einem breiten Liefergebiet ist eine Saumsenke vorgelagert (Ural-Vorsenke), die durch asymmetrische Fazies- und teilweise auch Mächtigkeitsverteilung gekennzeichnet ist. Mächtige (ca. 1,5 km) klastische Folgen, allerdings mit kontinentalem Anteil, werden seitlich durch pelagische Kalke (100 m) vertreten, die ihrerseits durch eine Riffkette von der Osteuropäischen Tafel getrennt werden (Abb. 4).

Die permischen Ablagerungen der Ural-Vorsenke (Assel - Artinsk) werden von CHVOROVA (1961) als Untere Molasse zusammengefaßt. Vom sedimentologischen Standpunkt aus sind hierin aber noch genügend Flyschablagerungen vorhanden (CHVOROVA 1961, S. 303), so daß der Verfasser dazu neigt, diese der Flyschformation zuzurechnen, während nur die küstennahen Bildungen, insbesondere die kontinentalen Konglomerate, als Molassen aufzufassen sind. Bei einer derartigen Deutung wandert in der Außensenke des Südurals der Bereich mit Molassebildung parallel zur Verlagerung des Flyschsaumes im Laufe der Entwicklung nach außen in Richtung Tafel. Am Schluß wird nach und nach die Flyschsedimentation durch Molassen abgelöst. Während Flyschablagerungen an tiefe Ablagerungsräume gebunden sind, akkumulieren sich Molassen in flachen Senken. In der oberen Artinsk-Stufe ist die Ural-Vorsenke mit Ausnahme einer schmalen Zone vor der Osteuropäischen Tafel verflacht. Flyschablagerungen können sich nicht mehr bilden. Bei den klastischen Folgen haben Molassen die Vormacht erlangt. Mit dem Artinsk ist aber die Entwicklung der Ural-Vorsenke noch nicht abgeschlossen. Nach dem Kungur, das durch mächtiges Salinar gekennzeichnet ist, bilden sich in der Ufa-Stufe mächtige Rotsedimente (ca. 1,5 km), die noch in die Faltung einbezogen sind.

Gebietsbezeichnungen: (1) - Synklinalen von Dinant und Namur; (2) - Rheinisches Schiefergebirge; (3) - Harz; (4) - Flechtingen-Roßlauer Scholle; (5) - Thüringisch-Vogtländisches Schiefergebirge; (6) - Dinant von Doberlug; (7) - Dinant von Hainichen; (8) - Elbtal-Schiefergebirge; (9) - Görlitzer Schiefergebirge; (10) - Innersudetische Mulde und Góry Bardzkie; (11) - Podlasie-Lublin-Zone; (12) - Góry Świętokrzyskie; (13) - Karpatenvorland; (14) - Moravo-Silesische Zone; (15) - Osteuropäische Tafel; (16) - Ural-Vorsenke; (17) - Silair-Synklinorium; (18) - Baschkirisches Antiklinorium; (19) - Uraltau-Antiklinorium; (20) - Magnitogorsk-Synklinorium

Abkürzungen: P<sub>1</sub> art - Artinsk-Stufe; P<sub>1</sub> sak - Sakmara-Stufe; C<sub>3</sub> - Oberkarbon; C<sub>2</sub> - Mittelkarbon; W<sub>A</sub> - Westfal A; N<sub>A,B</sub> - Namur A bzw. B; III - Goniatites-Stufe alpha+beta+gamma; II - Pericyclus-Stufe; I - Gattendorfia-Stufe; D<sub>3</sub>fm - Famenne-Stufe

Der Faltungsstil der beschriebenen klastischen Folgen (Flysch, Molasse und flyschoide Serien) und ihrer Zeitäquivalente unterliegt beträchtlichen Schwankungen (vgl. SENCENKO & SCHROEDER 1977), selbst dann, wenn nur die miogeosynklinale Zone des Südurals berücksichtigt wird. Die Deformationsintensität nimmt nach Westen ab. Die Silair-Serie, die nahe dem Uraltau — im Gegensatz zur Westvergenz der übrigen Westflanke des Südurals — Ostvergenz zeigt, ist so stark gefaltet, daß eine Schieferung entstehen konnte. Weiter nach Westen stehen ungeschieferte, aber alpinotyp gefaltete Serien an, während in der Ural-Vorsenke die Faltung ausklingt. Weit verbreitet sind im Südural Decken. Während über Größe, Überschiebungsweite usw. der Decken aus dem Inneren des Ural-Tektogens die Meinungen stark auseinandergehen (z.B. KAMALETDINOV & KAZANCEVA 1970; SENCENKO 1964), ist der Überschiebungscharakter der Ural-Westflanke allgemein anerkannt.

Wie schon 1936 JANSIN mitteilt, dauerte die Faltung am Rand des Urals bis in die Untere Trias, am nördlichen Ural sogar bis in die Obere Trias an. Die Hauptfaltung ist — ohne eine genaue Fixierung geben zu können — ab Oberdevon und hauptsächlich im Mittel- und Oberkarbon eingetreten.

### 3.2. Mitteleuropa

Im Gegensatz zu den Verhältnissen im Südural ist der variszische Flysch in Mitteleuropa nur in einzelnen isolierten, meist im Mesozoikum herausgehobenen Schollen abgeschlossen (Abb. 1). Über die Verbreitung des Flysches und seiner zeitlichen Äquivalente in den dazwischenliegenden Gebieten geben nur einzelne Bohrungen Auskunft. Trotzdem läßt sich ein ähnlicher Bauplan wie im Ural erkennen. Mit geringen Modifikationen nimmt das Flyschalter nach außen in Richtung Osteuropäische Tafel ab. Die ältesten Schichten, die als variszischer Flysch angesehen werden können (ELIAŠ 1973), gehören dem oberen Mitteldevon an. Weiter verbreitet ist der Abtragungsschutt erst im Famenne. Es sind sowohl psephitische Folgen an der nördlichen Erzgebirgsflanke als auch über 1000 m mächtige Grauwackenserien an der NW-Flanke der Mitteldeutschen Schwelle vorhanden (Abb. 2). Ab Pericyclus-Stufe bilden sich typische Flyschfolgen (PAECH, im Druck), die dann im Laufe der Entwicklung nach außen auf den pelagischen Sedimentationsraum der Mitteleuropäischen Karbonsenke übergreifen und diesen nach und nach einschnüren (Abb. 3). Die generelle Schüttungsrichtung ist nach außen zum Vorland hin gerichtet, so auch von der Mitteldeutschen Schwelle (BRINKMANN 1948), die vorwiegend nach NW und kaum nach SE in das Gebiet des jetzigen Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges Sedimentmaterial liefert. Die Menge des bereitgestellten Abtragungsschuttes variiert beträchtlich. Besonders hoch ist der Abtragungsbetrag im Namur, wo ein über 100 km breites und auch über 500 km langgestrecktes Gebiet von über 1000 m mächtigen Sedimenten eingedeckt wird. Damit wird die dinantische Tiefsee der Mitteleuropäischen Karbonsenke (PAECH, im Druck) allmählich ausgefüllt. Im Namur C hat das Sedimentationsniveau den Meeresspiegel erreicht, und die Flyschablagerungen werden durch Molasse abgelöst (PAECH 1973 a). Der im Dinant typische asymmetrische Aufbau, wie er für Saumsenken charakteristisch ist, geht im Westfal verloren. Im Stefan wird die Sedimentation der Mitteleuropäischen Karbonsenke auf einen Restraum zurückgedrängt, der vom Emsland in der BRD und von der Insel Rügen in der DDR (GLUŠKO u.a. 1974) bekannt ist. Im Autun, das im Gebiet der DDR meist durch subsequeunte Vulkanite vertreten wird,

und später im Saxon erweitert sich der Sedimentationsraum wieder und greift auf das nunmehr variszisch gefaltete Tektogen über (Abb. 4; vgl. LUDWIG 1977).

Die Kohlenkalksedimentation mit z.T. beträchtlichen Mächtigkeiten (auf Rügen über 2000 m, HOFFMANN u.a. 1975) beschränkt sich auf den Rand der Osteuropäischen Tafel und das Kaledonikum und ist im Verhältnis zu der Situation der Osteuropäischen Tafel vor dem Südural kurzlebig. Sie beginnt im Oberdevon und klingt im Oberen Dinant aus (Abb. 3).

In Mitteleuropa bilden sich gleichzeitig mit Flysch schon Molassen (Abb. 2 und 3), einmal auf ehemaligem Kohlenkalkgebiet (z.B. Gebiet Aachen), einem morphologisch prädestinierten Hochgebiet, und zum anderen in Innensenken, deren Ausfüllungen nach VON BUBNOFF (1949) als Frühmolassen bezeichnet werden (vgl. PAECH 1977 b). Frühmolassen liegen ihrer Unterlage, die örtlich auch Dinant enthält, diskordant auf, so daß bewiesen ist, daß hier die variszische Hauptfaltung schon im Dinant stattfindet, als in extern gelegenen Gebieten der variszischen Geosynklinale noch Flyschregime herrscht. Zusammen mit den Ergebnissen von Untersuchungen an Geröllen aus Flyschserien läßt sich also postulieren, daß für den mitteleuropäischen Raum eine Faltungsfront (WUNDERLICH 1966) seit dem Oberdevon nach außen wandert und erst im obersten Westfal endgültig verklingt (vgl. PAECH 1977 a).

Tektogene Nachläuferbewegungen mit Störungsbildung sind im Rotliegenden besonders bei Beteiligung von Vulkaniten weit verbreitet. Sie klingen aber im Laufe der Entwicklung aus, und meist ist das Saxon schon ohne permische Störungen (BENEK & PAECH 1974).

Die Faltentektonik der Rheniden ist ähnlich der des Südurals, wenn das Rhenoheryzium und die Westflanke des Urals verglichen werden. Von der Mitteldeutschen Kristallzone aus nimmt die Deformationsintensität nach außen über phyllitisch beanspruchte, geschieferte, alpinotyp gefaltete aber ungeschieferte, schwach gefaltete, germanotyp gestörte bis zu unbeanspruchten Serien auf dem Vorland ab.

Räumlich gesehen reicht die variszische Faltung weiter nach Norden (GLUŠKO u.a. 1974), als man bisher annahm. Die Faltung erfaßt teilweise auch das Kohlenkalkareal (vgl. Abb. 1). In Belgien und bei Aachen in der BRD sind die Kalke alpinotyp gefaltet, auf Rügen in der DDR nur germanotyp gestört (HOFFMANN u.a. 1975).

#### 4. Vergleich zwischen Südural und Mitteleuropa

Nach einigen ausgewählten sedimentologischen und paläotektonischen Merkmalen sollen beide Untersuchungsgebiete miteinander verglichen werden, wobei Gemeinsamkeiten und Unterschiede herauszustellen sind.

Was Größe und Form anbelangt, so weisen beide Flyschareale einige Unterschiede auf. In Mitteleuropa werden im Streichen größere Räume von der Flyschbildung erfaßt als im Südural, wo die Flyschbildung durch ein Hochgebiet gehemmt zu sein scheint, das heute das Baschkirische Antiklinorium einnimmt (Abb. 1). Hier herrscht ähnlich wie auf der Osteuropäischen Tafel während der Flyschetappe Karbonatsedimentation. Allerdings setzt

sich nördlich des Baschkirischen Antiklinoriums die Flyschbildung fort (ČUVASOV 1972; ELISEEV 1973). Außerdem zeigt der Verlauf der Flyschzonen in den zu vergleichenden Gebieten Unterschiede. Der Süduural, und damit auch das Silair-Synklinorium, ist durch einen schwach bogenförmigen Verlauf gekennzeichnet, die Rheniden Mitteleuropas zeichnen dagegen besonders durch das Einbiegen in die Moravo-Silesische Zone einen recht engen Bogen nach (Abb. 1).

Unterschiedlich ist auch die Dauer der Flyschetappe. In beiden Gebieten setzt sie etwa mit dem Famenne ein. In Mitteleuropa endet sie aber schon im Namur (PAECH 1973 a) oder, wenn der alpine Raum auch berücksichtigt wird, erst im Westfal (SCHÖNENBERG 1973). Dagegen endet sie im Süduural viel später. Flyschablagerungen sind noch aus der Artinsk-Stufe bekannt (CHVOROVA 1961), so daß das Flyschregime noch bis ins untere Perm fort dauert.

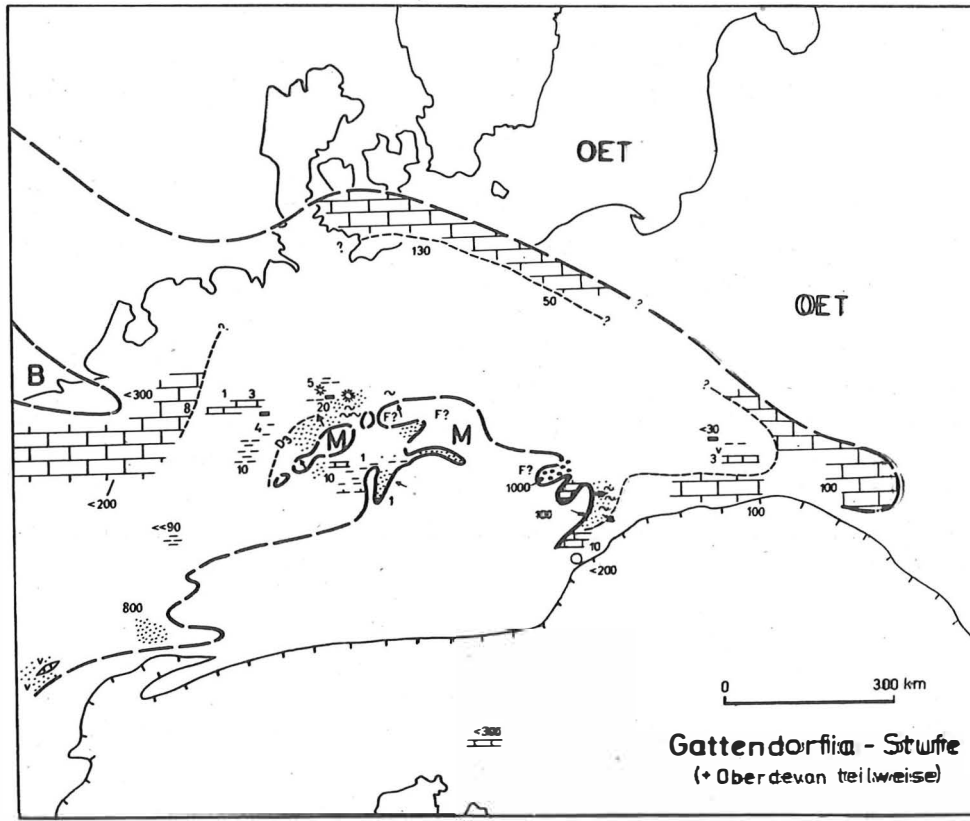
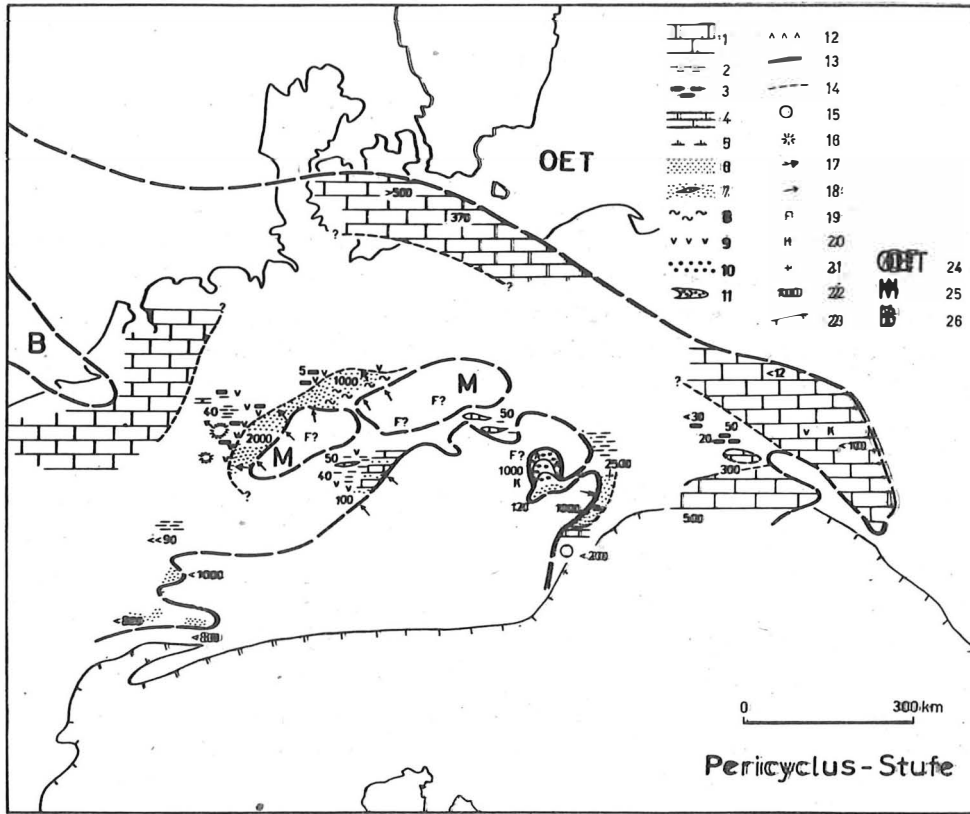
#### 4.1. Vergleich des sedimentologischen Regimes

Im Generellen gleicht sich die Sedimentologie der Flyschperiode im Süduural und in Mitteleuropa. Beinahe alle Gesteinstypen sind sowohl in den Uraliden als auch in den Rheniden anzutreffen, so Olisthostrome, Turbiditflysch in verschiedener fazieller Ausbildung, pelagische Gesteinsvarietäten und Karbonate der Tafelgebiete. Diese generelle Identität, auf die in sedimentologisch ausgerichteten Flyscharbeiten verwiesen wird (z.B. PETTIJOHN & POTTER 1964), wird aber durch graduelle Unterschiede modifiziert.

Am offensichtlichsten sind die Unterschiede bei der Ausbildung der Olisthostrome. Im Harz und auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle sind weit über 500 m mächtige Olisthostrome charakteristisch (LUTZENS 1972; SCHWAB 1970/1976), deren Olistholithe — soweit sie nicht wie Vulkanite und organogene Kalke zur raschen Lithifizierung neigen — während des Gleitvorganges aus unverfestigten Geosynklinalgesteinen bestehen (LUTZENS & PAECH 1975). Es finden sich sowohl altpaläozoische Olistholithe (Ordovizium, Silur und Devon) als auch Fragmente von Flyschfolgen, die sich in räumlicher und zeitlicher Hinsicht unmittelbar vor dem Schlammstrom gebildet haben. Nach detaillierten Olistholith-Untersuchungen durch LUTZENS (1972) kann ein Gleitmechanismus angenommen werden, wonach die jüngsten Schichten des Liefergebietes zuerst und die ältesten zuletzt in der Art von Gleitblättern abgleiten. Dieser als Umstapelungsprinzip bezeichnete Vorgang erklärt die Verteilung der verschieden alten Olistholithe innerhalb des Olisthostromprofils; unten überwiegen junge, oben dagegen alte Olistholithe.

Abb. 2. Paläotektonische Schemakarten von Mitteleuropa; Gattendorfia- und Pericyclus-Stufe

Symbole: 1 - Kohlenkalkfazies; 2 - 5 pelagische Fazies (2 - Tonstein, 3 - Kieselgestein, 4 - Kalkstein, 5 - Mergelstein); 6 - Turbiditflysch; 7 - desgl., mit Kohlenkalkeinlagerung; 8 - Olisthostrom; 9 - Initialit; 10 - Molasse; 11 - desgl., paralisch; 12 - Vulkanit, subsequent; 13 - Verbreitungsgrenze, primär; 14 - Faziesgrenze; 15 - Riff, lebend; 16 - Riff, tot; 17 - Polarität; 18 - Schüttungsrichtung; 19 - variszisch bereits gefaltetes Gebiet; 20 - Kohleeinlagerung; 21 - Plutonismus; 22 - Mächtigkeit [m]; 23 - Außengrenze des Alpidikums; 24 - Osteuropäische Tafel; 25 - Mitteldeutsche Schwelle; 26 - Brabanter Massiv



Schlammströme können gleichzeitig mit Trübeströmen entstehen. Sie beziehen ihr Abtragungsmaterial in Mitteleuropa aber aus anderen Liefergebieten als der Turbiditflysch. Das Olisthostrommaterial ist aus einer Zone abzuleiten, die vorwiegend aus unverfestigten und damit auch ungefalteten Geosynklinalgesteinen besteht, der Turbiditflysch dagegen aus einem schon konsolidierten, d.h. verfestigten und gefalteten Komplex.

Eng mit der Olisthostrombildung sind die Gleitdecken des Harzes verbunden (SCHWAB 1970/1976; LUTZENS 1973), die auch als flache Riesenolistholithe mit einem Rauminhalt von annähernd  $100 \text{ km}^3$  aufgefaßt werden können (LUTZENS & PAECH 1975).

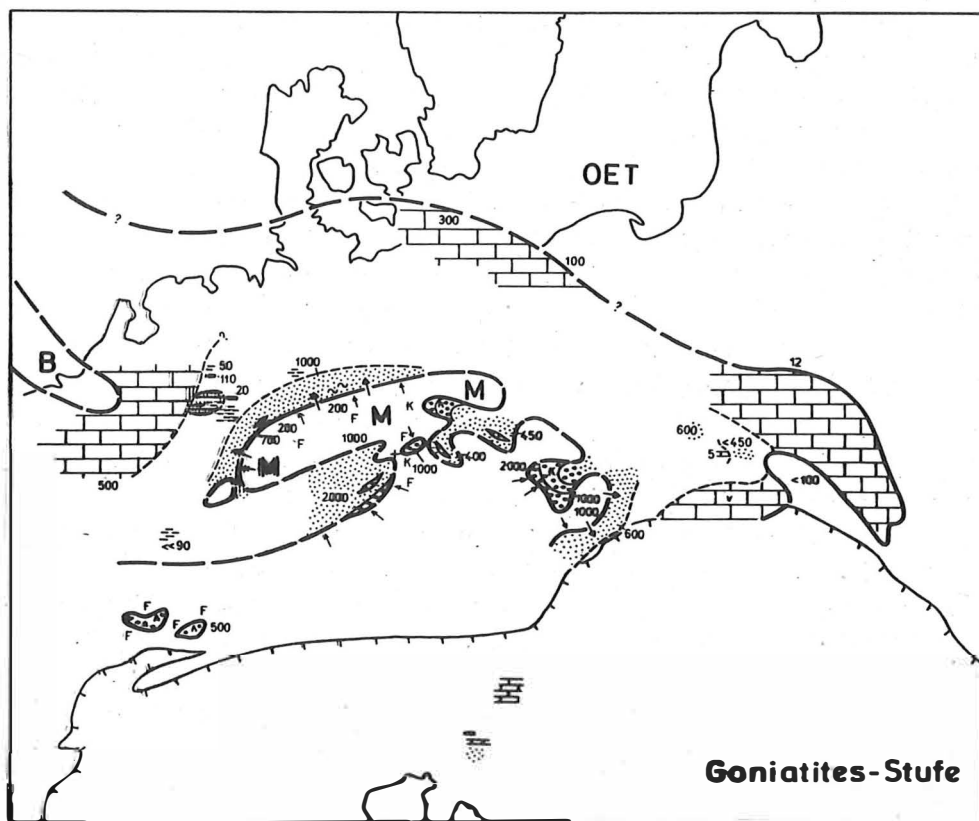
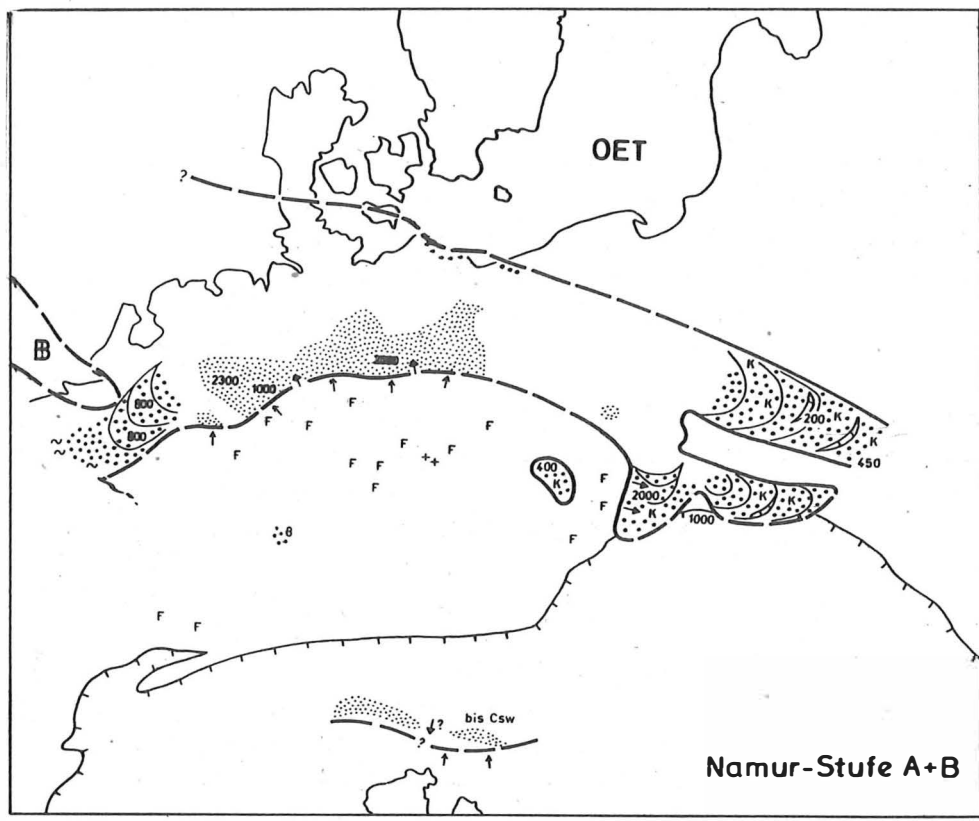
Die Olisthostrome des Südurals, die detailliert von BOGDANOV (1946), KELLER (1949) und CHVOROVA (1961) beschrieben worden sind (vgl. auch VON BUBNOFF 1952), zeigen dagegen abweichenden Aufbau. So erreicht ihre Mächtigkeit mit maximal 200 m nicht das Ausmaß der Schlammstromablagerungen des Harzes. Ihre flächenhafte Verbreitung steht mit  $18 \text{ km} \times >40 \text{ km}$  (CHVOROVA 1961, S. 156) kaum der Mitteleuropas nach, wo Olisthostrome im östlichen Rhenoharzynikum auf einer Fläche von  $15 \times 100 \text{ km}$  bekannt sind.

Unter den Olistholithen sind im Südural zwei genetisch verschiedene Varietäten zu unterscheiden. Einmal handelt es sich um Kalke, die mitunter in Gesellschaft mit Konglomeraten auftreten. Die entsprechenden Olistholithe können Durchmesser von 30 m erreichen. Diese Varietät ist offensichtlich während des Gleitens bei der Olisthostrombildung schon verfestigt gewesen. Das kann sich zwar schon dadurch erklären, daß es meist bioherme Kalke sind. Da diese Kalkbruchstücke aber auch recht häufig zugerundet sind, kann angenommen werden, daß sie vor der Schlammstrombildung als grobklastisches Sediment schon aufbereitet wurden. Zum anderen finden sich Olistholithe aus Psammit-Pelit-Wechselagerungen, die während des Gleitens noch plastisch deformierbar waren, wie sich an den Kontaktstellen mit festen Kalkolistholithen an Druckstellen erkennen läßt.

Die Olistholithe im Südural bestehen vorwiegend aus karbonischen Gesteinen, so daß sie meist nicht viel älter als das Olisthostrom selbst sind. In oberkarbonen Olisthostromen konnten sogar oberkarbonische Olistholithe nachgewiesen werden.

Offensichtlich bilden sich die uralidischen Olisthostrome im Gegensatz zu denen des Harzes einaktig und damit auch kurzzeitig. Während in Mitteleuropa eine Gesteinsplatte nach der anderen in das Becken abrutscht und ein relativ langer Zeitraum für die Umstapelung zur Verfügung stehen muß, reichen im Südural kurze Zeitabschnitte aus. Diese Schlußfolgerung läßt sich aus der Verteilung der Olistholithe ableiten. CHVOROVA (1961, S. 155) berichtet von einer Abnahme der Größe und des Anteils von Kalkolistholithen in der Vertikalen und in Richtung Beckenzentrum. Diese Erscheinung steht mit der Deutung als einzeitiges Ereignis am besten im Einklang. Im Harz ist bisher keine regelmäßige Größenabnahme der Olistholithe bekannt.

Abb. 3. Paläotektonische Schemakarten von Mitteleuropa; Goniatis- und Namur-Stufe  
Symbole vgl. Abb. 2



Die Ursachen für die von den Verhältnissen in Mitteleuropa abweichende Entwicklung der Olisthostrome des Südural sind vor allem darin zu suchen, daß der Anteil an Kalkolistholithen sehr hoch ist. Dieser Umstand ist auch für die Ausbildung des uralischen Turbiditflysches von Bedeutung.

Bei einem Vergleich des vorwiegend *turbiditisch* entwickelten Flysches fällt der hohe Psephitanteil im Südural auf. Das betrifft sowohl das klastische Famenne (74 % nach SMIRNOV & SMIRNOVA 1961, S. 62) als auch die jüngeren Flyschfolgen. Außerdem ist der hohe Anteil von Karbonatgeröllen auffällig, die mit Ausnahme der Silair-Serie (Famenne und Tournai) in allen klastischen Ablagerungen des Südural — sowohl im Flysch als auch in der Molasse — Vormacht besitzen. In Mitteleuropa überwiegen dagegen polymikte Geröllassoziationen.

Am Schluß der sedimentologischen Betrachtung soll auf die Besonderheiten des *pelagischen* Sedimentationsraumes eingegangen werden. Während die Mitteleuropäische Karbonsenke durch einen breiten pelagischen Bereich mit nur wenigen, lokal auftretenden detritischen Karbonateinschaltungen, die teilweise auf abgestorbene Riffe zu beziehen sind, gekennzeichnet ist (Abb. 2 und 3), die überdies mit Annäherung an den Saum mit Flyschsedimentation vollkommen verschwinden (Hinweis auf große Wassertiefe!), fehlt im Südural meist ein ausschließlich pelagischer Ablagerungsraum, der in der Lemwa-Zone des nördlichen Urals vorhanden ist (ELISEEV 1973). Der Einfluß der Liefergebiete, besonders der Kalkareale im Bereich der Osteuropäischen Tafel, aber auch des Uralgebietes, ist so bedeutend, daß die pelagische Sedimentation häufig durch Einschaltungen von klastischen Karbonaten unterbrochen wird. Insgesamt überwiegen also in der Zone zwischen reiner Flyschsedimentation und reiner Karbonatausscheidung der Osteuropäischen Tafel karbonatische Gesteine, die aber nur zu einem Teil als chemogene Ablagerungen angesehen werden können, oft dagegen klastisch entwickelt und auf die Karbonatkomplexe der Osteuropäischen Tafel zu beziehen sind.

Die Bedeutung der Karbonate im Südural zeigt sich in Flyschprofilen neben dem hohen Geröllanteil von Karbonaten auch darin, daß im Flyschgebiet die pelagische Phase durch Karbonate vertreten wird, während sie in Mitteleuropa durch Kieselgesteine oder Pelite ausgezeichnet ist.

#### 4.2. Vergleich des paläotektonischen Regimes

Die paläotektonische Situation des Südural und der Rheniden ist während der variszischen Flyschetappe sehr ähnlich. Vor einem Liefergebiet, das sich durch maximale Sedimentbereitstellung und hohe tektonische Aktivität auszeichnet, befindet sich eine tektonisch hoch aktive trogförmige Senkungszone als kompensierendes Element, die das klastische Abtragungsmaterial in der Art von Flysch- bzw. Flyschoidformationen aufnimmt. Weiter nach außen in Richtung Vorland folgt ein Bereich mit vorwiegender pelagischer Sedimentation, den allerdings auch klastisches Material — meist nur aus dem Gebiet der Tafel — erreicht. Die weiter außen gelegene Tafel zeichnet sich durch meist schwache Absenkung, verbunden mit der Bildung von Kalken, oder durch Hebungstendenz aus.



Im Ural und in Mitteleuropa zeigt sich in der Außensenke der gleiche Entwicklungstrend, der unter dem Begriff *Polarität* (AUBOUIN 1965) zusammengefaßt werden kann. Diese Polarität äußert sich in der asymmetrischen Mächtigkeits- und Faziesanordnung (Abb. 4), wie sie für Saumsenken charakteristisch ist, und in dem Wandern der Zonen mit bestimmten Erscheinungen und Prozessen nach außen. So vergrößert sich im Rahmen der Polarität das Liefergebiet, die Zone mit Flyschsedimentation verschiebt sich ebenso nach außen wie die der randlichen Molassebildung, und mit zeitlicher Verzögerung verlagert sich die Faltungsfrent in Richtung Osteuropäische Tafel. Zeitgleich zu diesem Prozeß vollzieht sich — verbunden mit einer Verflachung des Ablagerungsgebietes — eine Einschnürung der marinen pelagischen Gebiete und schließlich der Übergang in Molasse, wobei das Meer vollkommen verdrängt wird.

Tab. 2. Geschwindigkeiten der Trogachsenverlagerung [mm/Jahr] für die variszische Flyschetappe (Faltungseinengung ist unberücksichtigt)

Stufe	Geschwindigkeiten der Trogachsenverlagerung [mm/Jahr]			Stufe
	Harz/Rheinisches Schiefergebirge	Moravo-Silesikum	Südural	
Unteres Rotliegendes	-	-	1,5	Artinsk
Stefan	-	-	0,6	Sakmara
Westfal	1,0	-	0,5	Assel
Namur	2,2	?	0,2	Oberkarbon
Visé	3,0	2,0	1	Mittelkarbon
Tournai	1,0	3,0	1,5	Namur
Famenne	-	3,0	1,5	Visé
		-		Tournai
				Famenne

Die Geschwindigkeiten der Trogverlagerung, die man gleichsam auf die Verlagerung der Zone mit Flyschsedimentation, aber auch auf die Vergrößerung des Liefergebietes beziehen kann, lassen sich größenordnungsmäßig für die Außenzone der Geosynklinalen, d.h. für die Mitteleuropäische Karbon-senke nördlich der Mitteldeutschen Schwelle und für den westlichen, miogeosynklinalen Südural, berechnen. Die Geschwindigkeiten sind aber mit maximal 3 mm/Jahr auffallend gering (Tab. 2), wobei sich im Südural minimale Werte ergeben. Dabei sind aber die absoluten Verschiebungsbeträge einander ähnlich (Abb. 1 und 4); die Geschwindigkeitsunterschiede resultieren aus der unterschiedlichen Dauer der Flyschetappe. Diese währt im Südural ca. 90 Mill., in Mitteleuropa dagegen mit ca. 45 Mill. Jahren nur etwa die Hälfte der Zeit. — Die hier errechneten Geschwindigkeiten lassen zwar die bei der Faltung eingetretene Einengung unberücksichtigt; die Werte sind bei anzunehmender mittlerer Einengung von 50 % größenordnungsmäßig aber nicht grundsätzlich verschieden.

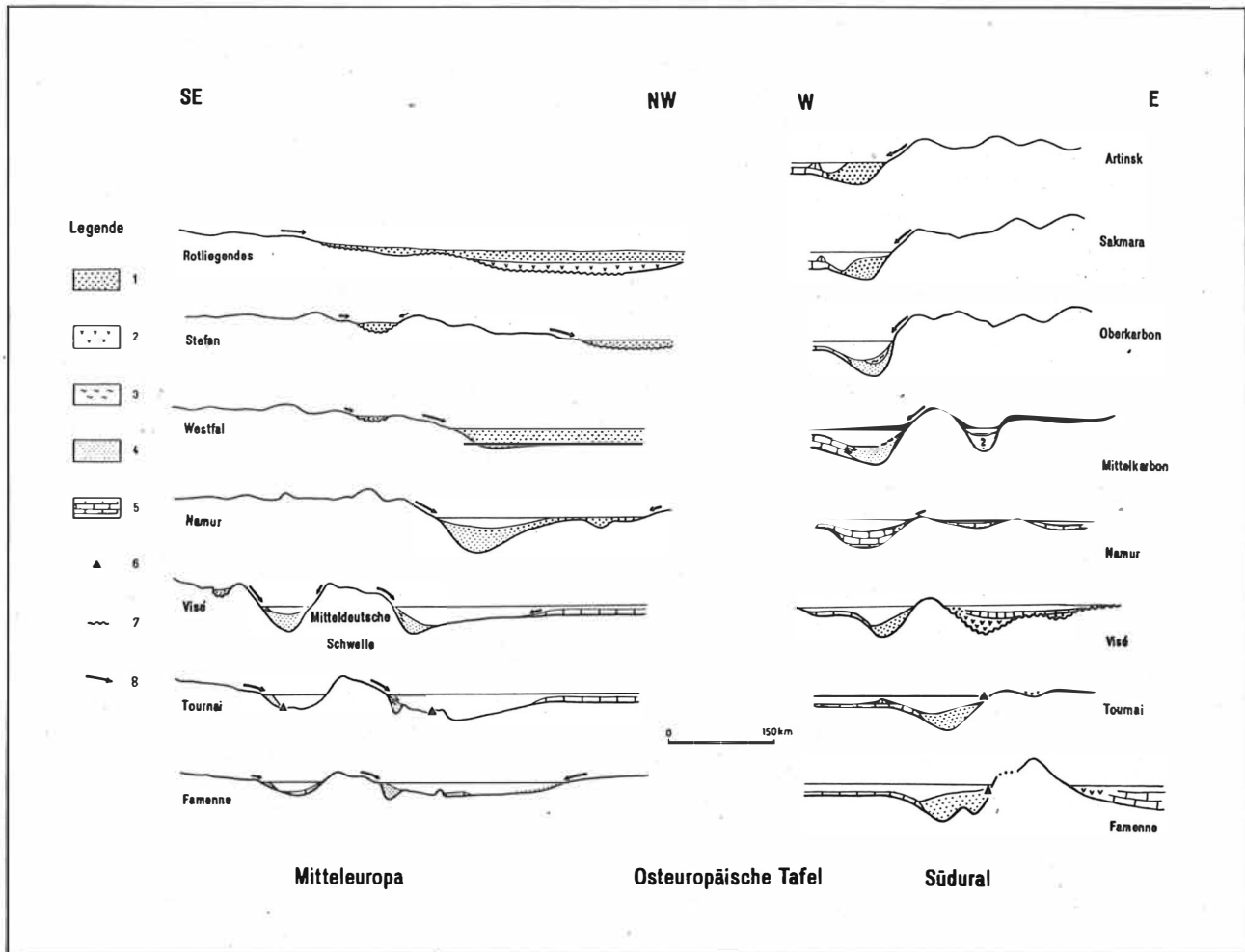


Abb. 4. Paläotektonische Schnitte für die Zeit der Flyschentwicklung in Mitteleuropa und im Südural

Symbole: 1 - Molasse, sedimentär; 2 - subsequente Vulkanite; 3 - Olisthostrom; 4 - Flysch, meist turbiditisch; 5 - Karbonat; 6 - Initialit; 7 - Diskordanz; 8 - Schüttungsrichtung (lange Pfeile - starke Schüttung, kurze Pfeile - schwache Schüttung)

Bei den Geschwindigkeiten handelt es sich lediglich um geschätzte Werte, die näherungsweise die Verschiebung pro Zeiteinheit wiedergeben. Der Bewegungsmechanismus ist weitgehend unbekannt, aller Wahrscheinlichkeit nach wirkt er diskontinuierlich. Zeiten hoher und geringer Geschwindigkeiten wechseln miteinander ab, auch Stillstandszeiten erscheinen möglich. Demgegenüber sind rückläufige Tendenzen unwahrscheinlich. Dieser diskontinuierliche Bewegungsablauf spiegelt sich in der Menge des angelieferten klastischen Materials wider. In Mitteleuropa werden besonders im unteren Namur, im Südural besonders in Famenne und Tournai (Silair-Serie) große Sedimentmengen bereitgestellt. Die Sedimentanlieferung erfolgt also nicht überall mit gleicher Stärke. Dies wird besonders auch dadurch unterstrichen, daß im Namur, in der Zeit maximaler Sedimentbereitstellung in Mitteleuropa, im Südural kaum klastisches Material in die Außensenke des Südurals transportiert wird. Auch in nicht so weit voneinander entfernten Gebieten, wie z.B. im Rheinischen Schiefergebirge und im Moravo-Silesikum, erfolgt die maximale Zufuhr nicht gleichzeitig.

Die Absenkungsbeträge sind — nach den Mächtigkeiten zu urteilen — in beiden Gebieten ähnlich, wobei die ca. 5 km mächtige Silair-Serie des Südurals ein Extrem darstellt. Meist variieren die Flyschmächtigkeiten zwischen 1 und 2 km. Hierbei ist aber zu bemerken, daß die Mächtigkeiten verschieden alter Flyschpakete nicht zu einer Gesamtmächtigkeit addiert werden dürfen, da sie dachziegelartig nebeneinander und nicht übereinander angeordnet sind.

Die Ablagerungstiefe der Flyschsedimente scheint in beiden Gebieten unterschiedlich gewesen zu sein. Durch die Vormacht von Kalken im pelagischen Ablagerungsraum des Südurals deutet sich eine geringere Wassertiefe (CHVOROVA 1961 schätzt auf 1000 m) als in der Mitteleuropäischen Karbonsenke an (PAECH, im Druck).

Die Vergleichsgebiete unterscheiden sich in der Anordnung und Lebensdauer von intrageosynklinalen Schwellen (Abb. 4). In Mitteleuropa ist die Mitteldeutsche Schwelle bekannt, die während der gesamten Flyschetappe wirksam ist. Im Ural bilden sich dagegen mehrere Schwellen heraus. Zu Beginn der Flyschetappe befindet sich eine Schwelle im Ostural, die das Material für die Silair-Serie anliefert. Diese Schwelle ist bis in das Visé vorhanden, wird dann aber in den Ablagerungsraum wieder einbezogen.

An der Grenze zwischen mio- und eugeosynklinalen Ural entsteht seit dem Visé eine andere intrageosynklinalen Schwelle, die sich im Laufe der Entwicklung vergrößert, bis sich im Oberkarbon ein zusammenhängendes uralidisches Hebungsgebiet herausgebildet hat.

Eine Besonderheit der Ural-Außensenke, d.h. der Senke westlich des Hebungsgebietes im Bereich des Uraltau (miogeosynklinaler Ural), besteht darin, daß bei ihrer Verlagerung auf Bereiche übergegriffen wird, die davor durch Karbonatsedimentation gekennzeichnet sind. Zwar sind diese Karbonate trotz ihrer tafelartigen Ausbildung kein eindeutiger Hinweis auf die östliche Ausdehnung der Osteuropäischen Tafel. Es hat aber den Anschein, daß diese teilweise randlich bei der Saumsenkenbildung überwältigt wird. Dafür spricht einmal das Vorkommen von sehr

groben Brekzien (Saplajak-Brekzie des Oberkarbons, Siantschurino-Horizont), die von der Osteuropäischen Tafel herzuleiten sind (CHVOROVA 1961, S. 200). Zum anderen läßt sich die gegenüber Mitteleuropa weitaus höhere Beteiligung klastischer Kalke im pelagischen Sedimentationsraum dadurch erklären, daß der karbonatische Sedimentationsraum im Karbon weiter östlich liegt als später im Perm. Ebenso unterstützt die Vormacht von Kalken im Geröllbestand diese Vorstellung.

Insgesamt zeichnet sich die Osteuropäische Tafel vor dem Südural durch eine Mobilität aus, die sich besonders in der Anlieferung von Kalkpartikeln verschiedenster Durchmesser (über 10 m bis kleinste Partikeln) äußert. Teilweise dürfte die Tafel auch über den Meeresspiegel herausgehoben worden sein (CHVOROVA 1961).

Demgegenüber ist die Situation in Mitteleuropa durch einen recht konstanten Außenrand der Karbonatsedimentation gekennzeichnet. Hier ist der Einfluß durch Lieferung klastischer Kalke gering.

Abweichend von der Flyschetappe der mitteleuropäischen Varisziden, die trotz diskontinuierlicher Anlieferung von Abtragungsschutt eine geschlossene Etappe darstellt, zeigt sich im Ural eine deutliche *Z w e i t e i l u n g* der Flyschetappe. Vom Famenne bis zum Visé bilden sich flyschoide Serien, die in relativ breiten Senken zur Ablagerung kommen. Polarität ist vorhanden, aber nicht so ausgeprägt wie in der Ural-Außensenke ab Mittelkarbon.

Die Grenze zum jüngeren Abschnitt der Flyschetappe bilden Kalke, die im Namur fast im gesamten Südural sedimentiert werden. Der Anteil klastischen Materials ist in dieser Zeit äußerst gering (Abb. 4).

Nach einer tektonischen Ruhepause beginnt im Mittelkarbon der zweite Abschnitt der Flyschetappe, deren Ablagerungen besonders in der Ural-Außensenke akkumuliert werden. Eine ausgeprägte Polarität ist kennzeichnend.

Eng mit der Flyschbildung ist die *F a l t u n g* des Tektogens verbunden. Das läßt sich in Mitteleuropa belegen, da wegen diskordant auflagernder Molasse Möglichkeiten bestehen, das Faltungsalter zu bestimmen (vgl. PAECH 1977 a). Besonders wichtig sind die Diskordanzen im Liegenden der Frühmolassen, die sich in Innensenken gleichzeitig mit der Flyschsedimentation der Restgeosynklinale ablagern. Insgesamt ergibt sich eine nach außen wandernde Faltungsfront (WUNDERLICH 1966). Aus den Untersuchungsergebnissen von SMIRNOV u.a. (1974) läßt sich für den Südural ein ähnlicher Faltungsablauf rekonstruieren. Die Faltung beginnt im Ostural im Oberdevon. Unter dem Obertournai bzw. Visé befindet sich eine nächste Diskordanz, die für bretonische Bewegungen spricht. Nach einer Ruhepause beginnt die variszische Hauptfaltung im Mittel- und Oberkarbon von neuem. Sie dauert allerdings länger und verklingt erst in der unteren Trias (JANŠIN 1936). Dabei werden auch die ehemaligen Stabilgebiete mit Kalksedimentation in die Faltung einbezogen (vgl. Abb. 1).

## 5. Schlußfolgerungen

Aus den hier vorgelegten Untersuchungsergebnissen lassen sich einige Schlußfolgerungen ziehen:

Flyschablagerungen sind sich — unabhängig vom Alter — in ihrer sedimentologischen Ausbildung besonders im Aufschlußbereich wegen der primären Sedimentstrukturen sehr ähnlich. Dies ist in zahlreichen Arbeiten (DZUŁYNSKI & WALTON 1965; PETTIJOHN & POTTER 1964) belegt worden. Da die Akzente des vorliegenden Aufsatzes mehr auf dem paläotektonischen Regime während der Flyschperiode liegen, konnten einige Besonderheiten erkannt werden, die auf lokalen Modifikationen des generellen Krustenprozesses beruhen. Die Krustenentwicklung während der Flyschetappe ist dadurch charakterisiert, daß Flysch und flyschoide Serien an tektonisch sehr aktive Senkungsgebiete gebunden sind, die als Kompensation der angrenzenden Liefergebiete mit ähnlicher, wenn nicht gar gleicher tektonischer Aktivität — mit umgekehrten Vorzeichen allerdings — einsinken.

Bei breiten Becken, die meist an Außenzonen der Geosynklinalen gebunden sind, ist während der Flyschetappe Polarität kennzeichnend. Dabei verschiebt sich der Bereich mit Flyschsedimentation, der gleichzeitig durch hohe tektonische Mobilität charakterisiert ist, im Laufe der Entwicklung nach außen und überlagert pelagische Formationen, teilweise auch Tafelformationen. Der Aufbau dieser Außenzonen mit Flyschsedimentation erinnert in seiner Asymmetrie (Mächtigkeit, Fazies, Absenkungsbeträge) an Saumsenken.

Die Ausfüllung kleinerer Senken, wie sie aus dem Gebiet südlich der Mitteldeutschen Schwelle bekannt sind, erfolgt ohne deutliche Polarität. Zwar ist dort im Oberdevon auch eine schwache asymmetrische Faziesverteilung mit Klastika im SE und pelagischen Kalken in NW zu erkennen, aber die Ausfüllung der kleinen Becken ist so schnell abgeschlossen, daß eine Polarität gar nicht verwirklicht werden konnte.

Eine Besonderheit der Flyschentwicklung im Südural ist die hohe Beteiligung von Karbonaten. Neben klimatischen Faktoren dürfte hierbei auch das paläotektonische Regime eine ausschlaggebende Rolle gespielt haben. Insbesondere ist hier die schrittweise Einbeziehung eines Bereiches ehemaliger tafelförmiger Karbonatsedimentation in den Einflußbereich der durch Flyschsedimentation gekennzeichneten tektonisch aktiven Zone von ausschlaggebender Bedeutung. Die Karbonate stammen nicht ausschließlich aus dem jetzigen Uralgebiet. Besonders die klastischen Karbonate werden aus westlichen Richtungen geschüttet. Hierin kündigt sich schon die spätere tektogene Überwältigung an. In der Mitteleuropäischen Karbonsenke ist der Einfluß des Kohlenkalksaumes der Osteuropäischen Tafel oder der vorgelagerten epikaledonischen Tafel unbedeutend. Selbst die von PIRLET (1972) erkannten, aus Kohlenkalk-Olistholithen bestehenden Olisthostrome werden durch Bewegungen des Tektogens, nicht der Tafel, verursacht. Dort, wo dem Kohlenkalksaum ein breiter pelagischer Sedimentationsraum vorgelagert ist, bleibt der Einfluß des Tektogens auf den Bereich mit tafelförmiger Karbonatbildung klein. Die Karbonate sind hier meist nicht mehr gefaltet (Abb. 1), sondern höchstens wie auf der Insel Rügen (SCHMIDT & FRANKE 1975) bruchtektonisch beansprucht.

Auch die unterschiedliche Ausbildung der Olisthostrome im Ural und in Mitteleuropa dürfte paläotektonische Ursachen haben. Während in Mitteleuropa einige Geosynklinalbereiche allmählich herausgehoben werden, vor der allgemeinen Faltung abrutschen und Olisthostrome bilden können, stammen die süduralischen Olisthostrome aus Bereichen, die im wesentlichen schon von der Faltung betroffen sind, ehe die Olistholithe abgleiten. Nur die obersten Schichten des Geosynklinalbodens gelangen als unverfestigte Olistholithe in das Olisthostrom.

Als weitere Schlußfolgerung aus den Untersuchungsergebnissen wurde der diskontinuierliche Verlauf der tektonischen Prozesse erkannt. Das bedeutet, daß sich die Polarität in allen ihren Erscheinungsformen nicht kontinuierlich entwickelt, sondern daß Zeiten hoher tektonischer Aktivität von Perioden schwacher tektonischer Bewegungen abgelöst, teilweise sogar unterbrochen werden. Die Maxima und Minima tektonischer Prozesse entsprechen sich in Ural und Mitteleuropa nicht. So ist in den Rheniden an die sudetische Phase im weiteren Sinne ein hoher tektonischer Impuls geknüpft, wie die verstärkte Sedimentzufuhr im Unteren Namur erkennen läßt. Demgegenüber zeichnet sich das Namur im Südural durch ausgesprochen geringe tektonische Aktivität aus.

Dieser Umstand leitet zu einer anderen Erkenntnis über, die den Zonenbau von Tektogenen betrifft. Wegen ihrer charakteristischen Ausbildung lassen sich Flyschzonen in Tektogenen besonders gut parallelisieren, mitunter sogar über weite Strecken und auch dann, wenn entsprechende Aufschlüsse fehlen. Aus den Verhältnissen im Südural, speziell im Baschkirischen Antiklinorium, läßt sich ableiten, daß Flyschzonen durch quer angeordnete Hochgebiete unterbrochen sein können. Im Südural reicht während des Famenne und Tournai (Silair-Serie) der Trog mit mächtigen klastischen Ablagerungen noch weiter nach Norden (Abb. 1), später im Mittel- und Oberkarbon wird die Entwicklung des Flysches durch die Karbonatsedimentation auf dem Hochgebiet des Baschkirischen Antiklinoriums gebremst. Erst die Molassebildungen der Ural-Vorsenke lassen sich wieder weiter nach Norden verfolgen, wodurch die Verbindung zum mittel- bis oberkarbonischen Flysch des mittleren Urals hergestellt wird. Diese Erkenntnis hat für die Rheniden insofern Bedeutung, als die sehr feine Zonengliederung des Rhenoherynikums teilweise übertrieben zu werden scheint. Wenn auch die Ablehnung des Zonarbaus der mitteleuropäischen Varisziden durch KREBS & WACHENDORF (1974) extrem ist, indem sie nur einzelne ovale Aufwölbungszonen als strukturbestimmend annehmen, so muß den beiden Autoren doch darin zugestimmt werden, daß der bis in schmale Zonen untergliederte Bau des Rhenoherynikums nicht durch aufschlußlose Gebiete verlängert werden darf.

Weitere Schlußfolgerungen gelten streichenden langgestreckten Hochgebieten, in denen präkambrische Gesteine auftreten, nämlich der Mitteldeutschen Kristallinzone Mitteleuropas und dem Uraltau-Antiklinorium des Urals (Abb. 1). Diese beiden Zonen bieten sich bei einem regionaltektonischen Vergleich als äquivalente Strukturen an. Ganz abgesehen von dem unterschiedlichen Metamorphosecharakter — im Uraltau überwiegt Hochdruckmetamorphose (ZWART & SOBOLEV 1973), während sich die Mitteldeutsche Kristallinschwelle durch Niederdruckmetamorphose auszeichnet — verhalten sich Uraltau und Mitteldeutsche Kristallinschwelle während der Flyschetappe verschieden, worauf SCHROEDER (1972) schon hinwies.

Der Uraltau ist im Oberdevon und Tournai kein sedimentlieferndes Schwellengebiet. Nur im Visé, Namur und Mittelkarbon bildet sich in diesem Bereich eine Schwelle heraus. In Mitteleuropa ist die Mitteldeutsche Schwelle seit dem Famenne schon aktiv und wird im Namur an das zentrale mitteleuropäische Hebungsgebiet angegliedert.

Die an die Flyschentwicklung anschließende Molassebildung vollzieht sich in beiden Gebieten verschieden. In der Ural-Vorsenke beginnt bei Verflachung des Meeres die Molassesedimentation, die aber im Laufe ihrer Entwicklung zunächst auf den Bereich der Ural-Vorsenke beschränkt bleibt. Sie greift in dieser ersten Phase weder auf die Osteuropäische Tafel — bedingt durch eine geschlossene Kette von Riffen — noch auf das Uraltektogen über (Abb. 4). Vulkanite fehlen, wie es allgemein für Saumsenken charakteristisch ist.

In Mitteleuropa überfluten die Molassen dagegen weite Flächen des Vorlandes. Mächtigkeits- und Faziesasymmetrie der Saumsenke sind undeutlich. Vulkanite fehlen noch. Erst als die Molassen wieder tektogenwärts vorgreifen (Abb. 4), kommt es zu beachtlicher vulkanischer Tätigkeit (BENEK, KATZUNG & RÖLLIG 1976). So findet sich in Mitteleuropa im Untergrund des Molassebeckens der Mitteleuropäischen Unterpermsenke ein über 100 km breiter Streifen, der durch variszische Faltung ausgezeichnet ist.

#### Literatur

- AUBOUIN, J.: Geosynclines.  
Amsterdam: Elsevier 1965
- BENEK, R.; KATZUNG, G.; RÖLLIG, G.: Variszischer subsequenter Vulkanismus und tektogene Entwicklung im Gebiet der DDR.  
Jb. Geol., Berlin 7/8 (1976), S. 17-31
- BENEK, R.; PAECH, H.-J.: Zur Paläotektonik des Permosiles im Gebiet der Flechtinger Scholle (Bezirk Magdeburg).  
Z. geol. Wiss., Berlin 2 (1974) 10, S. 1143-1155
- BEŽAEV, M.M.: Fliševaja formacija vostočnogo sklona Urala i ej facial'nyj sostav.  
Dokl. AN SSSR, Moskva 161 (1965) 5, S. 1161-1164
- BOGDANOV, A.A.: O proischoždenii gorizontov glinistych brekčij v kamennougol'nom fliše bassejna r. Sakmary.  
Izv. AN SSSR, Ser. geol., Moskva (1946) 6, S. 91-103
- BOGDANOV, A.A.; u.a.: Meždunarodnaja tektoničeskaja karta Evropy masštaba 1 : 2 500 000.  
Moskva 1964 (1964 a)
- BOGDANOV, A.A.; u.a.: Tektonika Evropy, objasnitel'naja zapiska k Meždunarodnoj tektoničeskaj karte Evropy masštaba 1 : 2 500 000.  
Moskva: "Nauka", Nedra 1964 (1964 b)
- BRINKMANN, R.: Die Mitteldeutsche Schwelle.  
Geol. Rdsch., Stuttgart 36 (1948), S. 56-66
- BUBNOFF, S. VON: Einführung in die Erdgeschichte. II. Teil: Mittelzeit — Neuzeit — Synthese, 2. Aufl.  
Halle: Mitteldeutsche Druckerei u. Verlagsanst. 1949
- BUBNOFF, S. VON: Fennoarmatia.  
Berlin: Akademie-Verlag 1952

- CHVOROVA, I.V.: Fliševaja i nižnemolassovaja formaciji južnogo Urala.  
Trudy geol. Inst. AN SSSR, Moskva 37 (1961), 350 S.
- ČUVASOV, V.I.: Verchnij karbon na zapadnom sklonu Srednego Urala.  
Sov. Geol., Moskva (1972) 11, S. 106-119
- DZUZYNSKI, S.; WALTON, E.K.: Sedimentary features of Flysch and Greywackes.  
Amsterdam, London, New York: Elsevier 1965
- ELIAŠ, M.: Sedimentological excursions (Guide to excursion I, X. Congr. Carpathian-Balkan-geol. Assoc.).  
Bratislava 1973
- ELISEEV, A.I.: Karbon Lemvinskoj zony Severa Urala.  
Leningrad: Nauka 1973
- GLUŠKO, V.V.; DIKENSTEJN, G. CH.; SCHMIDT, K. [ŠMIDT]; GOLDBECKER, K. [GOL'DEBECKER]:  
Rajonirovanie severnoj časti territorii GDR po vozrastu skladčatogo osnovanija.  
Sov. Geol., Moskva (1974) 5, S. 37-43
- GROMIN, V.I.: O strukture fliševoj formaciji južnogo Urala.  
Geol. i Geofiz., Novosibirsk (1974) 6, S. 122-126
- HOFFMANN, N.; LINDERT, W.; WEYER, D.; ILLERS, K.-H.: Zum Unterkarbon-Vorkommen auf den Inseln Rügen und Hiddensee.  
Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 7, S. 851-873
- JANSIN, A.L.: O rasprostranenii triasovykh otloženij na Urale i vozraste ural'skich nadvigov.  
Izv. AN SSSR, Ser. geol., Moskva (1936) 4, S. 511-538
- KAMALETDINOV, M.A.; KAZANCEVA, T.T.: Überschiebungs- und Deckenbau an der Westflanke des Südurals.  
Geologie, Berlin 19 (1970) 5, S. 545-562
- KELLER, B.M.: Fliševaja formacija paleozoja v zilairskoj sinklinorii na južnom Urale i schođnye s nej obrazovanija.  
Trudy Inst. geol. Nauk AN SSSR, geol. Ser., Moskva 104 (1949), 164 S.
- KREBS, W.; WACHENDORF, H.: Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge. Abbilder eines orogenen Diapirismus.  
N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., Stuttgart 147 (1974) 1, S. 30-60
- LUDWIG, A.O.: Die Eislebener Schichten (Saxon) als Übergang zum Tafeldeckgebirge.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 44 (1977) 2
- LUTZENS, H.: Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes.  
Geologie, Beih., Berlin 74 (1972), 105 S.
- LUTZENS, H.: Zur Altersstellung der Olisthostrome und Gleitdecken im Harz unter besonderer Berücksichtigung der Initialmagmatite.  
Z. geol. Wiss., Themenh., Berlin 1 (1973), S. 137-144
- LUTZENS, H.; PAECH, H.-J.: Sedimentologie, Paläogeographie und Paläotektonik während des Flyschstadiums im östlichen Rhenoharzynikum (Harz und Flechtinger Scholle).  
Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 12, S. 1509-1525
- PAECH, H.-J.: Zur Grenze zwischen Flysch und Molasse im variszischen Orogen Mittel-europas.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 14 (1973) 2, S. 353-372 (1973 a)
- PAECH, H.-J.: Zur Sedimentologie der Grauwacken-Pelit-Wechselagerung der Flechtinger Scholle (Bezirk Magdeburg).  
Z. geol. Wiss., Berlin 1 (1973) 7, S. 805-813 (1973 b)
- PAECH, H.-J.: Zum Alter tektogener Deformationen im mitteleuropäischen Variszikum.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 44 (1977) 1, S. 257-280 (1977 a)
- PAECH, H.-J.: Zur Charakterisierung variszischer Frühmolassen Mitteleuropas unter besonderer Berücksichtigung der Hainicher Schichten.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 44 (1977) 2 (1977 b)



- PAECH, H.-J.: Zur Paläotektonik des Karbons in Mitteleuropa während der Flysch-  
etappe. Vortrag, 8. Internat. Kongreß f. Stratigraphie u. Geologie des  
Karbons, Moskva 1975.  
Moskva (im Druck)
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E.: Atlas and glossary of primary sedimentary structures.  
Berlin u.a.: Springer-Verlag 1964
- PIRLET, H.: La "Grande Brèche" viséenne est un olisthostrome. Son rôle dans la  
constitution du géosynclinal varisque en Belgique.  
Ann. Soc. géol. Belgique, Liège 95 (1972) 1, S. 53-134
- POZNER, V.M.: Atlas litologo-paleogeografických kart SSSR masštaba 1 : 7 500 000,  
II cast'.  
Moskva 1969
- SCHMIDT, K.; FRANKE, D.: Stand und Probleme der Karbonforschung in der Deutschen  
Demokratischen Republik. Teil I: Unterkarbon.  
Z. geol. Wiss.. Berlin 3 (1975) 7, S. 819-849
- SCHÖNENBERG, R.: Zur Frage der Verbindung von Sudetikum und ostalpinem Variszikum.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 14 (1973) 2, S. 437-450
- SCHROEDER, E.: Grundaspekte eines geotektonischen Vergleichs zwischen dem Südural  
und dem mitteleuropäischen Variszikum.  
Geologie, Berlin 21 (1972) 4/5, S. 368-388
- SCHWAB, M.: Beiträge zur Tektonik der Rhenoharzynischen Zone im Gebiet der Deutschen  
Demokratischen Republik mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im  
Unterharz.  
Habil.-Schr. Halle 1970. - Jb. Geol., Berlin 5/6 (1976), S. 9-117
- SENČENKO, G.S.: Morfogenetičeskije tipy tektoničeskich struktur zony sočlenenija  
Russkoj platformy i skladčatoj oblasti Južnogo Urala. In: Skladčatye oblasti  
Evrazii, S. 65-77.  
Moskva: "Nauka" 1964
- SENČENKO, G.S.; SCHROEDER, E.: Vergleich der Faltenstrukturen des Südurals und der  
mitteleuropäischen Varisziden.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 44 (1977) 1, S. 149-188
- SMIRNOV, G.A.: Materialy k paleogeografii Urala, Stat'ja 1: Srednij karbon.  
Trudy gorno-geol. Inst. Ural. Fil. AN SSSR, Moskva 22 (1953), 75 S.
- SMIRNOV, G.A.: Materialy k paleogeografii Urala, Stat'ja 2: Vizejskij jarus.  
Trudy gorno-geol. Inst. Ural. Fil. AN SSSR, Sverdlovsk 29 (1957), 118 S.
- SMIRNOV, G.A.: K istorii tektoničeskogo razvitija Urala po dannym litologo-  
facial'nych issledovanij.  
Geotektonika. Moskva (1971) 2, S. 29-37
- SMIRNOV, G.A.; SMIRNOVA, T.A.: Materialy k paleogeografii Urala, Očerk III:  
Famenskij vek.  
Trudy gorno-geol. Inst. Ural. Fil. AN SSSR, Sverdlovsk 60 (1961), 84 S.
- SMIRNOV, G.A.; SMIRNOVA, T.A.: Materialy k paleogeografii Urala, Očerk IV:  
Turnejskij vek.  
Sverdlovsk: Ural. Fil. AN SSSR 1967
- SMIRNOV, G.A.; u.a.: Materialy k paleogeografii Urala, Očerk V: Franskij vek.  
Moskva: "Nauka" 1974
- STILLE, H.: Stammbaum der Gebirge und Vorländer.  
Congr. geol. internat. 14 ses., Resum. comun. anunc., Madrid (1926),  
S. 185-186
- TESCHKE, H.-J.: Zu einigen Fragen der Entwicklung des Südwestrandes der Osteuro-  
päischen Tafel.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 14 (1973) 3, S. 623-640

VINOGRADOV, A.P.: Atlas litologo-paleogeografičeskich kart Russkoj platformy i ee geosinklinal'nogo obramlenija masštaba 1 : 5 000 000, čast' I.  
Moskva 1961

WUNDERLICH, H.-G.: Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung.  
Mannheim: Bibliographisches Institut 1966

ZWART, H.J.; SOBOLEV, V.S.: Metamorphic map of Europe 1 : 2 500 000.  
Paris: Unesco 1973

Der paläozoische Flysch des Urals

von

MURAT ABDULCHAKOVIČ KAMALETDINOV, SPARTAK GABDRACHMANOVIČ FATTACHUTDINOV,  
TAMARA TIMOFEEVNA KAZANCEVA<sup>1)</sup>

Z u s a m m e n f a s s u n g

Zur petrographischen und sedimentologischen Beschreibung der paläozoischen Flyschgesteine des Urals werden Beispiele aus dem südlichen (Ost- und Westflanke) und dem mittleren Ural herangezogen. Der Flysch besteht aus einer mächtigen rhythmischen Wechsellagerung von Sandsteinen und Argilliten. Teilweise sind auch Konglomerate und Brekzien (darunter Wildflysch) sowie Kalkeinlagerungen beteiligt. Neben der Geröllzusammensetzung und den Sedimentstrukturen (Schrägschichtung) wird auch die stratigraphisch wichtige Fauna aufgeführt. Die Flyschablagerung beginnt im Silur, erreicht im Oberdevon—Tournai (besonders Silair-Serie) ihren ersten Höhepunkt und setzt sich dann im Mittelkarbon und Oberkarbon fort.

S u m m a r y

For a petrographic and sedimentological description of the Palaeozoic flysch rocks of the Ural mountains, examples are taken from the Southern (eastern and western flanks) and the Central Urals. The flysch consists of a thick rhythmic alternation of sandstones and argillites. Sometimes conglomerates and breccias (including wildflysch) as well as limestone intercalations also take part. In addition to the composition of the detritus and the sediment structures (cross bedding) the stratigraphically important fauna is given. Flysch deposition begins in the Silurian, reaches its first climax in the Upper Devonian—Tournaisian (especially the Silair series) and then continues in the Middle and Upper Carboniferous.

R é s u m é

On recourt à des exemples de l'Oural méridional (les flancs de l'est et de l'ouest) et central pour donner une description pétrographique et sédimentologique des roches de flysch paléozoïques. Le flysch est composé d'un épais gisement alternant rythmiquement de grès et d'argillites. Partiellement des conglomérats et des brèches (entre eux

<sup>1)</sup> Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Baschkirische Filiale, Geologisches Institut, Ufa

le flysch sauvage) y prennent part, ainsi que des stratifications de calcaire. Outre la composition des galets et les structures sédimentaires (stratification entrecroisée) aussi la faune y est comprise, qui est de haute importance stratigraphique. La sédimentation du flysch, qui commence dans le Silurien, atteint le premier point culminant dans le Dévonien supérieur—Tournai (particulièrement dans la série Silaire) et se continue dans le Carbonifère moyen et supérieur.

## Резюме

Для петрографического и седиментологического описания палеозойских флишевых горных пород Урала берутся примеры с Южного Урала (восточный и западный склоны) и Среднего Урала. Флиш состоит из мощного ритмичного переслаивания песчаников и аргиллитов. Частично участвуют также конгломераты и брекчии (среди них дикий флиш) также как и прослойки известняков. Наряду с составом гальки и осадочными структурами (косая слоистость) приводится также стратиграфически важная фауна. Осадконакопление флиша начинается в силуре, достигает в верхнем девоне—турне (особенно зилаирская серия) своего первого кульминационного пункта и продолжается потом в среднем и верхнем карбоне.

### 1. Vorbemerkungen

In Faltengebieten sind Flysch und flyschoidе Bildungen weit verbreitet. Sie kennzeichnen die Reifeetappe der Geosynklinalentwicklung, in der es zur Entstehung von Inselbögen kommt. Diese Etappe stellt einen wichtigen Wendepunkt in der Entwicklung einer Geosynklinale dar. Das generelle Zerrungsregime wird durch Pressungsbeanspruchungen abgelöst. "Flysch ist eine typische Formation, die auf synchron verlaufende Faltungsprozesse hinweist: wenn Flysch oder flyschoidе Gesteine abgelagert werden, findet gleichzeitig eine Faltung statt" (NALIVKIN 1961).

Während der Entwicklung einer Geosynklinale kommt es mehrfach zu Faltungen und zu der daran geknüpften Bildung von Flysch. Studien an Flyschgesteinen sind daher für die Rekonstruktion der geologischen Geschichte der Faltengürtel sehr wichtig. Im Ural (Abb. 1) tritt Flysch in verschiedenen Teilen des stratigraphischen Profils auf (Untersilur bis Oberkarbon). Er bildete sich zunächst in der eugeosynklinalen Zone des östlichen Urals, später auch in der westlichen miogeosynklinalen Zone.

### 2. Silurischer Flysch

Silurischer Flysch wird in der Sakmara-Decke ausgeschieden, deren Gesteine in der eugeosynklinalen Zone des Urals entstanden und anschließend auf die Einheiten der Ural-Westflanke überschoben worden sind. Der silurische Flysch besteht aus einer rhythmisch aufgebauten Folge von Argilliten, Aleurolithen, Sandsteinen, Graveliten und Konglomeraten bzw. Brekzien. Bei dem klastischen Material handelt es sich hauptsächlich um kieselige Gesteine. Typisch ist eine Wechsellagerung der aufgezählten Gesteins-

varietäten im Zentimeter- und Meterbereich. Diese Rhythmizität läßt sich in den Aufschlüssen am Fluß Wasjam unterhalb von Russki Wasjam deutlich beobachten (Abfolge von unten nach oben):

1. mittelkörnige Sandsteine	0,2 m
Aleurolithe	0,05 m
Argillite	0,03 m
2. mittel- und feinkörnige Sandsteine	0,8 m
Aleurolithe	0,02 m
Argillite	0,02 m
3. Gravelite und grobkörnige Sandsteine	2,0 m
Aleurolithe	0,15 m
Argillite	0,02 m
4. feinkörnige Sandsteine	0,25 m
Argillite	0,08 m
phtanitische Schiefer	0,12 m

Vollständige Rhythmen treten seltener auf, wobei die Schichtmächtigkeit im Zentimeter- bis Dezimeterbereich liegt. Außerdem sind am Aufbau des silurischen Flyschs bis 200 m mächtige Brekzien mit vorwiegend ungerundeten Gesteinsbruchstücken beteiligt. Sie treten an der Basis der Rhythmen auf und werden von anderen klastischen Gesteinen mit nach oben abnehmender Korngröße überlagert.

Die Gesamtmächtigkeit des silurischen Flyschs der Sakmara-Decke beträgt über 1500 m. Das Alter ist durch Funde von Ludlow-Graptolithen in kohlig-tonigen Zwischenlagen des mittleren und oberen Teiles der flyschoiden Schichtenfolge beim Dorf Sakmar-Nasargulowo belegt. Die unteren Teile des Profils entsprechen dem Llandovery.

### 3. Mittel- und oberdevonischer Flysch des eugeosynklinalen Urals

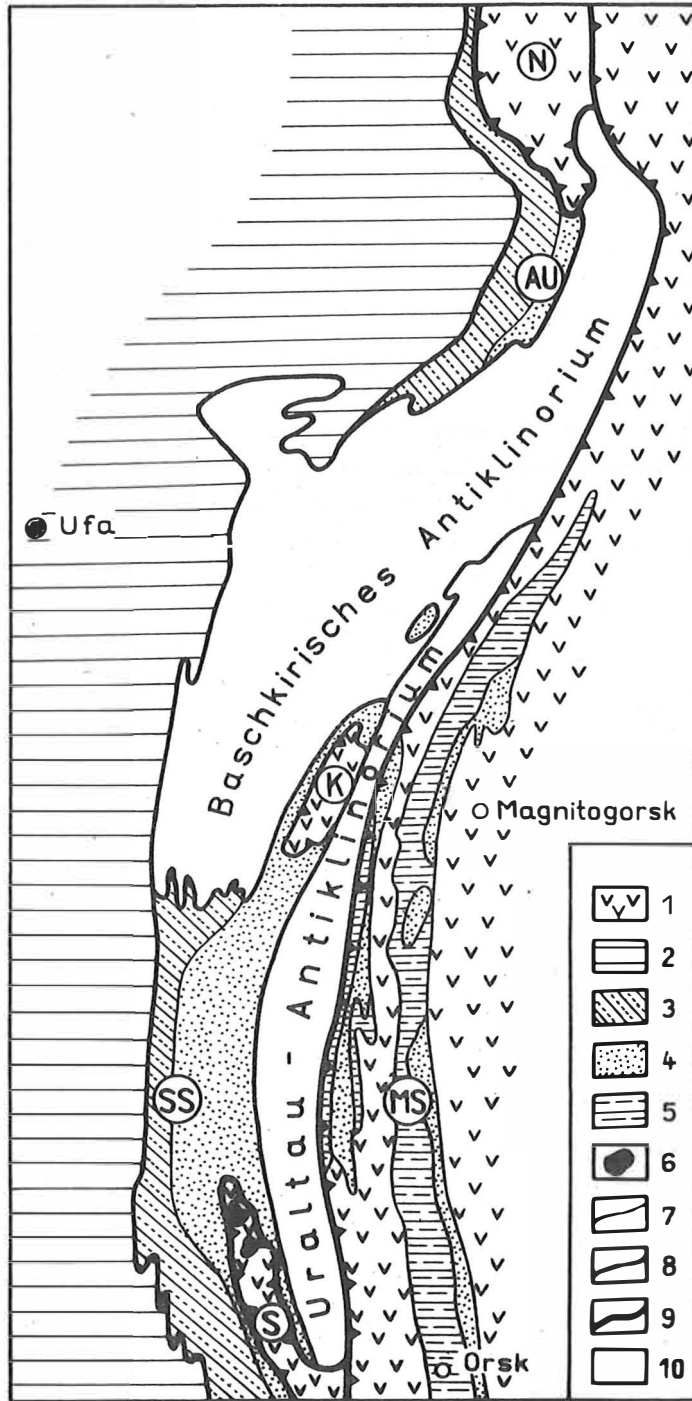
Zur Flyschformation der eugeosynklinalen Zone gehören die Ulutau-Serie des Givet und die Silair-Serie des Famenne und Untertournai.

#### 3.1. Ulutau-Serie

Die Ulutau-Serie ist innerhalb des Magnitogorsker Synklinoriums in der Bijagoda-Urtasym-Strukturfazieszone am weitesten verbreitet, weniger in der Irendyk- und Magnitogorsk-Zone. Nach lithologischen Merkmalen werden die Bildungen der Ulutau-Serie in drei Folgen untergliedert.

Die u n t e r e F o l g e besteht aus einer engen Wechsellagerung von kieselligen Tuffiten, Tuffaleurolithen, fein- bis mittelkörnigen psammitischen Tuffen. Ihre Mächtigkeit beträgt 450 m.

Die etwa 1000 m mächtige m i t t l e r e F o l g e umfaßt psammitische und psephitisch-psammitische Tuffe vorwiegend andesitisch-porphyritischer Zusammensetzung.



Im mittleren Teil ist eine Schicht von Tuffkonglomeraten zu beobachten; an der Zusammensetzung des klastischen Materials sind Kalkgerölle beteiligt. Eine gute Vorstellung von der lithologischen Zusammensetzung und dem Schichtungscharakter liefert das von uns beschriebene Profil an der Westflanke der Maljasha-Synklinale beim Dorf Tasch-Turgan (Abfolge von unten nach oben):

Tuff, kleinkörnig, mit wenigen Zwischenlagen (Mächtigkeit etwa 1 m) von grobkörnigem Tuff, seltener Tuffargillit, 240 m

Tuff, psammitisch, grobkörnig, mit psephitischen Zwischenlagen, in Tuffkonglomerat übergehend, 18 m

Wechselagerung von psammitischem grobkörnigem Tuff mit mittel- und kleinkörnigen Einlagerungen, 25 m

Tuff, pseudopsammitisch, 30 m

Tuff, kleinkörnig, geschichtet, 0,5 m

Tuff, mittelkörnig, mit einzelnen bis 10 - 15 cm großen Bruchstücken kieseligen Tuffits, 19 m

Tuff, kleinkörnig, fleckig, geschichtet, 96 m

Tuff, grobkörnig, 18 m

Tuff, mittel- bis kleinkörnig, gefleckt, 12 m

Aleuolithischer Tuff bis Tuffaleuolith, geschichtet, 1,2 m

Rhythmische Wechselagerung grob-, mittel- und feinkörniger Tuffe und kieseliger Tuffite, 100 m. Die Mächtigkeit der Glieder der Rhythmen verhält sich wie 4 : 2 : 0,3; 5 : 1 : 0,2 usw.

Tuff, psammitisch, grobkörnig, 30 m

Tuff, mittel- bis kleinkörnig, fleckig, 7 m

Tuff, psammitisch, grobkörnig, mit deutlicher kugelige Absonderung (die Größe der Kugeln erreicht 30 - 40 cm), 10 m

Tuff, psephitisch, mit Zwischenlagen psammitischen grob- und mittelkörnigen Tuffs, 49 m

Abb. 1. Schema der Verbreitung von Flyschablagerungen im Süd- und Mittelural

1 - Magmatogene Komplexe; 2 - Paläozoikum der Ural-Vorsenke und des Südostteils der Osteuropäischen Tafel; 3 - mittelkarbonischer Flysch; 4 - oberdevonisch-unterkarbonischer Flysch; 5 - mittel- bis oberdevonischer Flysch; 6 - silurischer Flysch; 7 - Grenzen der Flyschverbreitung; 8 - Grenzen tektonischer Strukturen; 9 - Deckenüberschiebungen (N - Njasepetrowsk, K - Kraka, S - Sakmara); 10 - Präkambrium. SS - Silair-Synklinorium, MS - Magnitogorsk-Synklinorium, AU - Amphitheater von Ufa

Tuff, feinkörnig, fleckig, selten mit 0,5 - 3 m mächtigen Zwischenlagen von Tuffargillit und kieseligen Tuffiten, 202 m

Tuff, psammitisch, mit kugelliger Absonderung, 15 m

Tuff, psammitisch, feinkörnig, bereichsweise fleckig, mit Zwischenlagen kieseligen Tuffiten, 35 m

Flyschoider Wechsellagerung psammitischer Tuffe (grob- bis feinkörnig), in den grobkörnigen Schichten mit kugelliger Absonderung, 53 m

Tuff, psammitisch, grob- und mittelkörnig, mit kugelliger Absonderung (Größe der Kugeln bis 2 m), 101 m

In der oberen Folge nimmt der Anteil saurer Tuffe zu. Eine Besonderheit dieser Folge sind gefleckte mittelkörnige psammitische Tuffe intermediärer und saurer Zusammensetzung. Häufig ist eine rhythmische Wechsellagerung von grob- bis feinklastischen Tuffen zu beobachten. In den Rhythmen dominieren mittelkörnige, meist gefleckte Varietäten. Die Mächtigkeit in den Rhythmen verteilt sich folgendermaßen: grobkörnig 2 - 7 m, mittelkörnig 20 - 40 m, feinkörnig 10 - 15 m, feinkörnig 0 - 3 m. Häufig fallen grob- oder feinkörnige Schichten aus, während mittelkörnige gefleckte Varietäten stets vorhanden sind. Im oberen Teil des Pakets treten hin und wieder bis 5 m mächtige Schichten einer engen Wechsellagerung von Tuffaleurolithen und kieseligen Tuffiten auf. Die Mächtigkeit der unteren Folge erreicht 750 m, die Gesamtmächtigkeit der Ulutau-Serie 2000 m.

In den Gesteinen treten häufig Schrägschichtung und submarine Rutschungsstrukturen auf. Charakteristisch sind vor allem folgende Schrägschichtungstypen: 1. Schrägschichtung mit fast parallelen oder schwach transversalen Schichtgrenzen. Die Mächtigkeit der einzelnen Schrägschichtungsblätter liegt bei 1 - 5 mm, ihr Neigungswinkel bei 10 bis 25°. Häufig werden die schrägschichteten Partien (Mächtigkeit 1 - 20 cm) durch horizontalgeschichtete, 0,5 - 5 cm mächtige Lagen voneinander getrennt. Die Schrägschichtungsblätter lassen sich in Richtung des Einfallens 5 m weit verfolgen ohne erkennbare Veränderungen in Bau und Mächtigkeit. 2. Verschieden gerichtete Schrägschichtung mit flachen und geringmächtigen, unregelmäßig angeschnittenen oder gegeneinander geneigten Schrägschichtungsblättern, deren Neigung 2 - 10° beträgt. 3. Kleinmaßstäbliche Schrägschichtung mit stark geneigten Schrägschichtungsblättern (Mächtigkeit 1 bis 2 cm). Ihre Länge übersteigt nicht 50 cm, ihre Neigung kann 45° erreichen.

Alle oben beschriebenen Schrägschichtungsvarietäten sind nach NALIVKIN und CHABAKOV für Meeresbodenströmungen kennzeichnend, ferner für Zonen mit Wellenrippeln und den submarinen Teil von Deltas.

Submarine Gleitung führt zur Bildung von eigenartigen Fältchen, die zwischen ungestörten Schichten auftreten. Durch plastische Verformung noch unverfestigter Sedimente kommt es zu gedrehten, schlingen- und fächerartigen Fältchen, die sich bisweilen mehrfach überlagern. Stellenweise entstehen Ballenstrukturen, wodurch das Gestein ein konglomeratartiges Aussehen erhält.

Die beschriebenen schichtinternen Verformungen gehen einerseits auf seismische und tektonische Aktivität, andererseits auf die relativ steile Neigung des Meeresbodens während der Sedimentation und der Frühdiagenese zurück.



### 3.2. Silair-Serie

Die Silair-Serie ist im Bereich des Magnitogorsker Synklinoriums in den Sakmara- und Bijagoda-Urtasym-Strukturfazieszonen gut aufgeschlossen. Sie liegen konkordant und bisweilen mit allmählichem Übergang auf Gesteinen der älteren Koltuban-Serie (Frasne). Die Silair-Serie besteht aus rhythmisch wechsellagernden polymikten Sandsteinen, Aleurolithen und Argilliten, während kieselig-tonige Schiefer und Gravelite zurücktreten. An der Basis der Serie treten häufig Blockkonglomerate auf, jedoch wurde der unmittelbar darunterliegende Mukas-Horizont (Koltuban-Serie) nicht erodiert. Konglomerate analoger Zusammensetzung sind auch aus dem jüngeren Teil der Silair-Serie bekannt.

Gut untersucht ist der Blockhorizont von Bijagoda (SMIRNOV, SMIRNOVA & KLJUŽINA 1972), der sich in N—S-Richtung von Bijagoda bis Turkmen erstreckt. Er besteht aus heterogenem Blockmaterial (Kieselgesteine, Kalksteine, Effusiva) und psammitischem Zement. Nach SMIRNOV, SMIRNOVA & KLJUŽINA (1972) kommen bis 500 m lange Einzelschollen vor. Die Mächtigkeit des Horizonts beträgt etwa 300 m.

Schrägschichtung stellt eine charakteristische Besonderheit der Silair-Serie dar. Die Schrägschichtungsblätter sind untereinander parallel und zeigen sowohl zum Hangenden als auch zum Liegenden eine Winkeldiskordanz. An verschiedenen Stellen des stratigraphischen Profils wurde im wesentlichen ein Schrägschichtungstyp festgestellt, der wahrscheinlich für submarine Strömungen kennzeichnend ist. - Die Mächtigkeit der Silair-Serie erreicht in den vollständigsten Profilen der Ostflanke des Südurals 2000 Meter.

## 4. Oberdevonischer und karbonischer Flysch der Westflanke des Südurals

### 4.1. Oberdevon

Die Famenne-Stufe ist am weitesten verbreitet, da sie den gesamten zentralen und östlichen Teil des Silair-Synklinoriums einnimmt. Sie besteht wie an der Ural-Ostflanke aus einer mächtigen Schichtenfolge terrigener flyschoider Gesteine (vorwiegend Grauwacken) der Silair-Serie<sup>1)</sup>. Am linken Ufer der Belaja und weiter südlich bis zum Bolschoi Ik liegt diese Serie auf der schwach erodierten Oberfläche der Barma-Kalke (Frasne) und auf älteren Gesteinen bis herunter zur Eifel-Stufe. An anderen Stellen ist das Liegende der Silair-Serie nicht bekannt. Möglicherweise liegt die Serie an der Westflanke des Uraltau silurischen oder unterdevonischen Kiesel-schiefern auf.

Im nördlichen Teil des Silair-Synklinoriums, am Fluß Kainui, wird die Silair-Serie in drei Folgen (von unten nach oben) gegliedert: Temir-Folge, vertreten durch Tonschiefer mit Zwischenlagen von Grauwackensandsteinen; Kansk-Folge, bestehend aus Grauwacken mit Tonschieferzwischenlagen; Jaumba-Folge, eine Wechsellagerung von Grauwackensandsteinen, Aleurolithen und Argilliten (KAZANCEVA 1970). Weiter südlich scheidet KELLER (1949) am Bolschoi Ik und Bolschoi Suren über der Temir-Folge die Astasch- und

<sup>1)</sup> KELLER (1949) bezeichnet sie als Aspidformation.

die Awaschla-Folge aus, die der Kansk- bzw. der Jaumba-Folge entsprechen. In der Awasch-Folge herrschen Grauwacken vor, in der Awaschla-Folge dagegen Tonschiefer.

Weiter im Süden lassen sich die genannten Folgen nicht ausgliedern, da hier die gesamte Silair-Serie durch eine einförmige, rhythmische Wechsellagerung von Sandsteinen, Aleurolithen und Tonschiefern mit Pflanzenresten vertreten ist. Dünne Kalkzwischenlagen führen Famenne-Foraminiferen. In Kalksteinlinsen am Kuruil und Bischtrjak kommen zahlreiche Brachiopoden (*Liorhynchus baschkiricus* TSCHERN.) vor. Die Mächtigkeit der Silair-Serie ist am Bolschoi Ik bei Muradymowo nicht höher als 600 - 700 m, nach Osten nimmt sie auf 2 - 3 km zu.

#### 4.2. Karbon

Karbonische Schichten, die sich als meridional streichende Zone längs der Westflanke des Silair-Synklinoriums verfolgen lassen, werden in eine Reihe von weit aushaltenden Folgen unterteilt. Das **U n t e r k a r b o n** umfaßt die Folgen der Tournai- und Visé-Stufe.

##### Tournai-Stufe

Jamaschla-Folge (bis 300 m): grünliche und dunkle verfestigte Argillite und glasartige Silicite, untergeordnet mit Zwischenlagen aphanitischer Sandsteine mit Foraminiferen: *Endothyra ex gr. latispiralis* LIP., *Brunsiina aff. irregularis* MOEL.

##### Visé-Stufe

Masit-Folge (bis 500 m): ein ziemlich einförmiges Gesteinspaket, in dem grünliche, weiche glimmerige Argillite vorherrschen, die bei der Verwitterung blätterig zerfallen. Es gibt 2 - 3 m mächtige Zwischenlagen dichter plattiger Sandsteine und seltene dünne Zwischenlagen von Kalksteinen mit *Archaediscus* sp.

Kuruil-Folge (bis 300 m): feste kieselige Kalksteine und Tonschiefer, die mit dunklen kieseligen Argilliten wechsellagern. Die Kalksteine enthalten selten *Endothyra primaeva* RAUS., *Spiriferina peracuta* KON.

Itkul-Folge (bis 500 m): graue Mergel und Argillite mit Zwischenlagen von Sandsteinen und jaspisartigen Siliciten. Kalkzwischenlagen führen *Archaediscus karreri* BRADY, *Parastaffella*.

Buchartscha-Folge (bis 350 m): im unteren Teil dunkle feinplattige, oben dickbankige Crinoidenkalke, bisweilen brekziiert, selten mit kleinwüchsiger Fauna (Brachiopoden, Goniatiten und Foraminiferen) mit *Striatifera striata* FISCH., *Goniatites fimbriatus* FOORD & CREEK, *Reticuloceras reticulatum* PHILL., *Staffella compressa* RAUS.

Unbetowo-Folge (bis 250 m): rhythmische Wechsellagerung verschiedenartiger Sandsteine, Mergel und Kalksteine. Die Fauna umfaßt u.a. *Archaediscus baschkiricus* KREST & THEOD., *Staffella antiqua* DUT., *Reticuloceras bilingue* SALT.

Das **M i t t e l k a r b o n** ist durch mächtigen terrigenen Flysch vertreten. Die Baschkirische Stufe besteht aus grünlich-grauen Argilliten, die mit Sandsteinen und seltenen Kalkzwischenlagen abwechseln. Die Moskau-Stufe setzt sich aus Argilliten

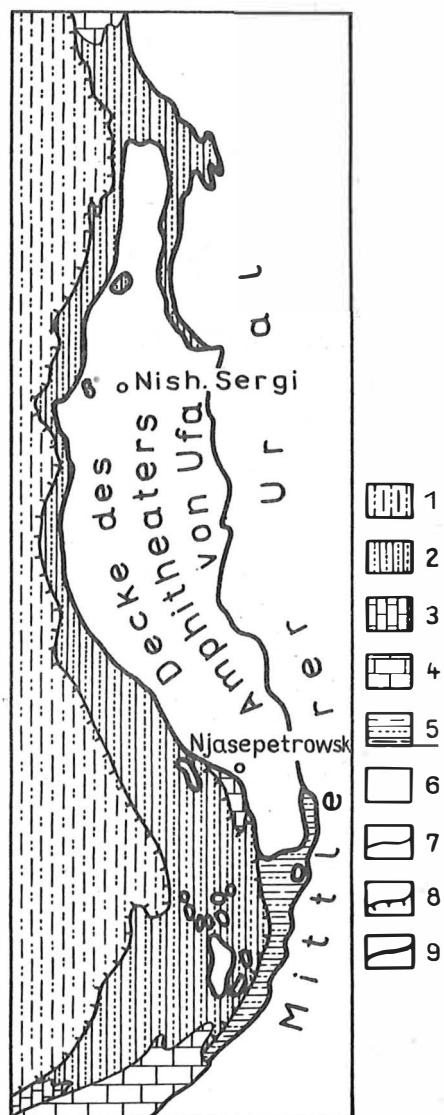


Abb. 2. Schematische geologische Karte des Amphitheaters von Ufa

- 1 - Unterperm, graue Molasse;
- 2 - Ober- und Mittelkarbon, terrigener Flysch;
- 3 - Ober- und Mittelkarbon, karbonatische Gesteine;
- 4 - Unterkarbon, Kalksteine;
- 5 - Oberdevon, terrigener Flysch (Silair-Serie);
- 6 - Präkarbon;
- 7 - geologische Grenzen;
- 8 - Überschiebungen;
- 9 - Deckenüberschiebungen

und Sandsteinen mit zwei Paketen plattiger pelitomorpher Kalksteine zusammen, die CHVOROVA (1961) als Kalk von Solotogorsk bezeichnet hat. Für diese Gesteine ist rhythmische Schichtung kennzeichnend.

Die Baschkirische Stufe hat bei Schigrysch, auf der Ostflanke der Synklinale von Sujuschewo, eine Mächtigkeit von 750 m. Auf der Westflanke der gleichen Synklinale geht die Mächtigkeit bis auf 150 - 200 m zurück, und weiter nördlich, auf der Wasserscheide von Maly Ik und Belaja, übersteigt sie 50 m nicht. An Suren und Uskalyk beträgt die Mächtigkeit der Baschkirischen Stufe 400 m, am Fluß Assel und weiter südlich steigt sie auf 750 m und mehr an.

Die Moskau-Stufe hat auf der Westflanke der Synklinale von Sujuschewo eine Mächtigkeit von 80 - 100 m, weiter östlich und südlich erreicht sie 600 - 700 m.

Das O b e r k a r b o n wird in drei Horizonte gegliedert, und zwar in die Horizonte von Absan, Siantschur und Orenburg.

Absan-Horizont (bis 700 m): grünlich-graue und dunkle Argillite, Aleurolithe und Sandsteine mit Zwischenlagen sandiger Kalksteine, die charakteristische Flyschrhythmen bilden. Kalkzwischenlagen enthalten u.a. *Triticites montiparus* MOELL., *Triticites lucidus* RAUS.

Siantschur-Horizont: Grob- und Blockkonglomerate, bestehend aus schwach gerundeten Kalksteinblöcken, die 2 - 3 m groß werden und durch karbonatisches Bindemittel verfestigt sind. Die Kalkbruchstücke enthalten Fossilien aller drei Abteilungen des Karbons (*Striatifera striata* FISCH., *Choristites bisulcatiformis* SEM., *Metapronorites cuneilobatus* RUZH.) u.a. Es kommen Zwischenlagen und Schichtpakete sandig-schiefriger Gesteine vor. Die maximale Mächtigkeit des Horizonts erreicht im Süden 250 m. Bei diesen Bildungen handelt es sich um typischen Wildflysch, der am Fuße einer großen karbonischen Hebungszone entstand. Nach der Zusammensetzung der Schollen und Blöcke zu urteilen, lag diese Hebungszone im Westen im Bereich der karbonischen Kalksteine in Tafelfazies.

Orenburg-Horizont: rhythmische Wechsellagerung von Argilliten und grünlich-grauen Sandsteinen, mit dünnen Zwischenlagen dunkelgrauer sandiger Mergel und organogener Kalksteine mit *Triticites jigulensis* RAUS. Die Mächtigkeit des Orenburg-Horizonts erreicht zwischen Bolschoi und Maly Ik 1000 m.

## 5. Oberdevonischer und karbonischer Flysch des Mittelurals (Amphitheater von Ufa)

Im Amphitheater von Ufa ist der Flysch ebenso wie im Silair-Synklinorium im Oberdevon und untersten Unterkarbon, ferner im Mittel- und Oberkarbon ausgebildet (Abb. 2).

### 5.1. Famenne und Untertournai

Die Silair-Serie (Famenne bis Tournai) des Amphitheaters unterscheidet sich nicht von den gleichaltrigen Gesteinen des Silair-Synklinoriums. Im Gegensatz dazu weicht das Profil des Mittel- und Oberkarbons geringfügig von dem Flysch des Silair-Synklinoriums ab.

## 5.2. Mittelkarbon

Die mittelkarbonischen Schichten des Amphitheaters von Ufa zeichnen sich durch eine erhebliche Variabilität der lithologischen Zusammensetzung und der Mächtigkeit aus. Im größeren Teil des zu behandelnden Gebiets sind sie durch mächtige terrigene flyschoidale Gesteine vertreten, die südlich von Slokasowo durch Kalksteine und Dolomite ersetzt werden. Eine deutliche Zunahme karbonatischer Gesteine erfolgt auch nördlich von Unkurda.

Nach der Foraminiferen- und Brachiopodenfauna wird das Mittelkarbon des Amphitheaters von Ufa in die Baschkirische und die Moskau-Stufe untergliedert. Es muß jedoch bemerkt werden, daß die lithologische Einförmigkeit der Gesteine, ihre Fos-silarmut und eine disharmonische Kleinfaltung die Bearbeitung des Profils, seine Gliederung und die flächenhafte Verfolgung stratigraphischer Grenzen erschweren.

Die terrigene Fazies der **B a s c h k i r i s c h e n S t u f e** wurde von SMIRNOV (1949) als Uraim-Folge zusammengefaßt. Sie ist innerhalb des Amphitheaters von Ufa sehr weit verbreitet. Zwischen den Flüssen Bolschoi Arscha im Süden und Uraim im Norden bildet sie eine breite (bis 20 km) submeridional streichende Zone, die im Osten durch Brüche, im Westen durch Gesteine der Asjam- und der Abdresjak-Folge (Moskau-Stufe) begrenzt wird.

Die Uraim-Folge besteht aus rhythmisch wechsellagernden Sandsteinen, Aleurolithen und Argilliten mit Zwischenlagen von Kalksteinen, Graveliten und Konglomeraten. An der Basis der Rhythmen liegen häufig grobkörnige Sandsteine, im oberen Teil Argillite. Die Mächtigkeit der Rhythmen schwankt zwischen 20 - 30 cm und einigen Metern.

Die Sandsteine der Uraim-Folge sind grau, grünlich- und dunkelgrau, polymikt und von wechselnder Korngröße (kleinkörnig bis gravelitisch). Das sandige Material ist schlecht sortiert. Die eckigen bis schwach gerundeten Körner bestehen aus Effusivgesteinen, kieseligen Gesteinen (verschieden gefärbte Jaspisse, feinkörnige Kiesel-schiefer), Quarz, Feldspat, Chlorit, Karbonat, selten Glaukonit. Die Feldspatkörner sind pelitisiert und sericitisiert. Grundmasse oder Kontaktzement bestehen aus Calcit oder aus Produkten der mechanischen Zerreißung gesteinsbildender Körner. Klüfte verschiedener Richtung sind gewöhnlich mit Calcit oder Quarz ausgefüllt. Inkohlte Pflanzenreste werden häufig durch Pyrit verdrängt. Die Aleurolithe entsprechen nach mineralogischer Zusammensetzung und Bindemittel den Sandsteinen.

Die Argillite sind dunkelgrau und grünlichgrau, fest, mit muscheligen Bruch. Sie enthalten Beimengungen aleurolithischer Körnchen von Quarz, Kieselgesteinen, Glimmermineralen und eine Gesteinsgrundmasse aus pelitischem Material.

Die Kalksteine sind dunkelgrau, dicht, fest, mikrogeschichtet, in Zwischenlagen bräunlich, mit deutlichem Geruch nach Bitumen, mikro- bis kleinkristallin, mit unbedeutender Beimengung von aleurolithischen Quarzkörnern, klüftig; Calcit und Gips füllen die Klüfte aus.

In den psammitischen Graveliten bestehen die Gerölle aus verschiedenen kieseligen Gesteinen: Jaspis, Quarzit, Chalcedon und feinkörnigem Kieselschiefer. Das klastische Material ist völlig unsortiert. Außer kieseligen Gesteinen sind Gesteinsbruchstücke von Effusiva, Karbonatgesteinen, Quarz und Feldspäten zu beobachten. Das Bindemittel ist entweder calcitisch oder calcitisch-pelitisch und läßt sich bisweilen auf mechanisch verwitterte gesteinsbildende Minerale zurückführen.

Die Konglomerate enthalten Gerölle kieseliger und karbonatischer Gesteine, untergeordnet treten Körner von Quarz, Effusiva und Pyrit auf. Die Gerölle besitzen einen unterschiedlichen Abrundungsgrad, vorwiegend sind sie 10 - 15 mm groß, jedoch kommen auch Konglomerate vor, in denen die Gerölldurchmesser 30 cm erreichen. Viele Gerölle werden von Klüften mit Calcit- oder Quarzfällung durchsetzt. Das Bindemittel ist calcitisch, bereichsweise durch Gips sulfatisiert. In einigen Proben findet sich poikilitisches, calcitisches Bindemittel.

Im zentralen Teil des Gebiets dominieren Sandsteine. Nördlich von Kotowo ist eine merkliche Zunahme von Argilliten und Kalken zu beobachten. Die Gesteine der Uraim-Folge werden nach Osten grobkörniger, woraus hervorgeht, daß sich das Abtragungsgebiet in dieser Richtung befand.

Da die Uraim-Folge im Osten fast überall durch Brüche begrenzt wird, gelang es nicht, ihr Liegendes zu untersuchen. Die Mächtigkeit der Folge schwankt beträchtlich. Tiefbohrungen bei Unkurda haben gezeigt, daß sie nicht weniger als 1500 m beträgt; südlich von Karantraw reduziert sie sich offensichtlich auf einige hundert Meter, worauf auch die Nähe der Visé-Kalke und der Asjam-Konglomerate hinweist.

Südlich von Samar wird das terrigene Schichtpaket der Uraim-Folge durch Kalksteine abgelöst, die NALIVKIN (1949) eingehend untersucht hat. Es handelt sich um dunkelgraue und bräunlichgraue, körnige und aphanitische Kalksteine mit Foraminiferen. Der obere Teil ist erodiert. Infolge der Erosion schwankt die Mächtigkeit der Kalksteine zwischen 70 und 300 m.

Im südlichen Teil des Amphitheaters von Ufa besteht die **M o s k a u - S t u f e** aus drei einander teilweise oder vollständig vertretenden Gesteinskomplexen, die als Asjam-, Abdresjak- und Serga-Folge bezeichnet werden.

Eine Folge von Konglomeraten und Sandsteinen, die die Bergrücken Asjam, Taratai und Saryjak im südlichen Teil des Amphitheaters von Ufa aufbaut, wurde von SMIRNOV (1949) unter der Bezeichnung **A s j a m - F o l g e** beschrieben (Abb. 3). Sie besteht in der Hauptsache aus zwei Gesteinsvarietäten:

- unsortierte Blockkonglomerate aus gut gerundeten Geröllen grauer Quarzite mit 0,5 m, seltener bis 1,5 m Durchmesser; als Zwickelfüllung dienen Gesteinsbruchstücke von Kieselschiefern und Effusivgesteinen;
- Konglomerate aus schwach gerundeten und ungerundeten Gesteinsbruchstücken (3 - 7 cm) von Kieselgesteinen, seltener Quarziten und Effusiva. Diese Konglomerate, die eine fazielle Vertretung der Asjam-Folge darstellen, werden von uns als Taratai-Konglomerate bezeichnet.

Als Zwischenlagen und Linsen, aber ebenso im Bindemittel der Konglomerate sind graue und rostgraue, grobklastische Sandsteine vorhanden, die im wesentlichen aus Kiesel-schiefer-Bruchstücken bestehen. Hin und wieder kommen Gerölle und Blöcke heller und dunkler Kalksteine mit Fauna vor.

Es sei bemerkt, daß die Asjam-Konglomerate nicht überall entwickelt sind und häufig durch Sandsteine der unteren Abdresjak-Folge ersetzt werden. Die Mächtigkeit der Asjam-Folge liegt zwischen 0 und 200 m.

Die A b d r e s j a k - F o l g e wurde von SMIRNOV (1949) aufgestellt und nach einer Lokalität im Südteil des Amphitheaters von Ufa benannt. Sie läßt sich als ununterbrochene, bis 1,5 km breite Zone von Nassibasch im Norden bis Unkurda im Süden verfolgen, wo sie durch eine Störung abgeschnitten wird. Östlich dieser Störung, nördlich von Postnikowo, erscheinen in der terrigenen Abdresjak-Folge aphanitische und körnige Kalke, die faziell zur Serga-Folge überleiten.

SMIRNOV (1956) und NALIVKIN (1949) beschreiben in der Abdresjak-Folge zwei Schichtpakete:

- polymikte Konglomerate der Tursakal-Folge (unten) und
- polymikte Sandsteine mit Tonschieferzwischenlagen (oben).

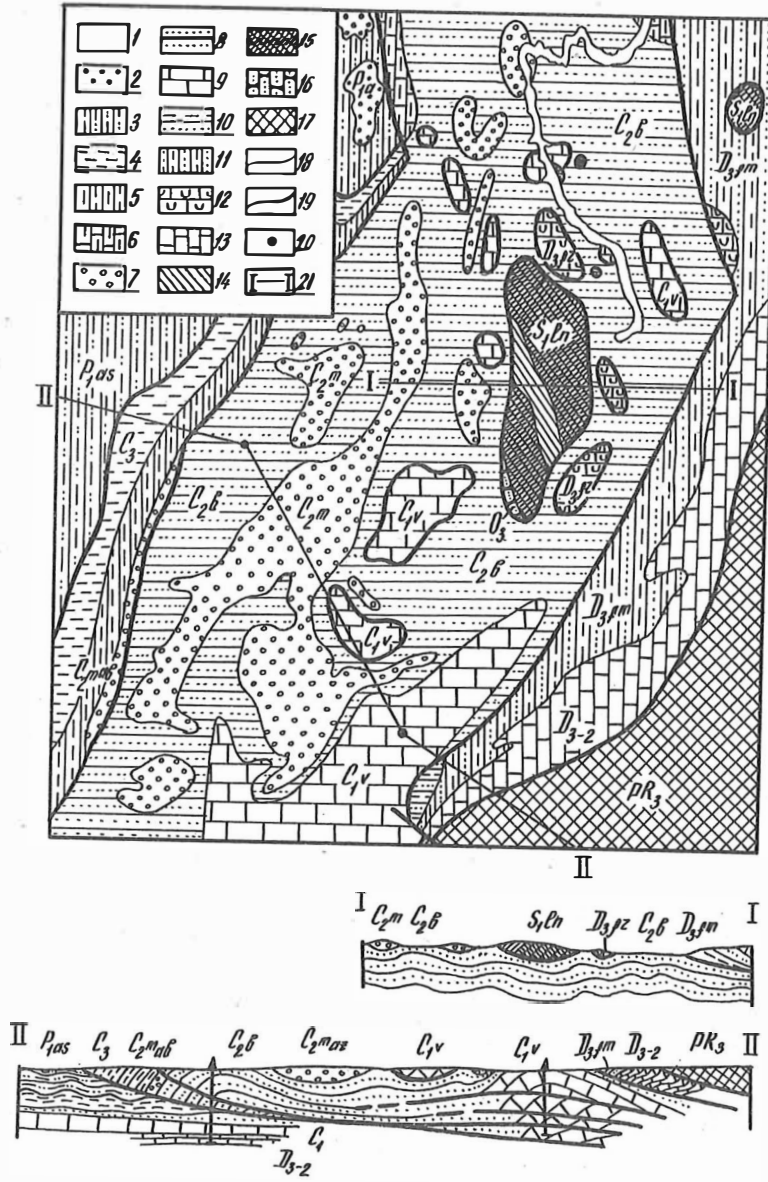
Da die unteren Konglomerate gleiches Alter wie die Asjam-Folge haben, wurden sie von uns mit dieser zusammen behandelt.

NALIVKIN (1949) weist darauf hin, daß in den Gesteinen der Abdresjak-Folge Foraminiferen des Podolsk- und des Mjatschkowo-Horizonts der Moskau-Stufe vorkommen. Wir konnten Foraminiferen des Wereja-Horizonts feststellen. Demnach muß die Abdresjak-Folge der ganzen Moskau-Stufe entsprechen.

Die Abdresjak-Folge besteht aus polymikten Sandsteinen mit Zwischenlagen von Aleurolithen und Argilliten, seltener Kalken. Ihre Gesteine liegen auf der Asjam-Folge und dort, wo die Asjam-Konglomerate fehlen, unmittelbar auf der Uraim-Folge.

Foraminiferen der Moskau-Stufe, die für die Abdresjak-Folge charakteristisch sind, wurden von uns mehrfach im Verbreitungsgebiet der Uraim-Folge angetroffen. Daraus geht hervor, daß Abdresjak-Gesteine stellenweise in Gestalt isolierter Vorkommen über den Uraim-Gesteinen erhalten geblieben sind. Infolge der lithologischen Einförmigkeit beider Folgen ist jedoch eine Grenzziehung sehr schwierig. Beim Fehlen der Asjam-Konglomerate läßt sich keine klare Grenze zwischen der Abdresjak- und der Uraim-Folge finden.

Die Sandsteine der Abdresjak-Folge sind gelblich bis grünlich gefärbt, ungleichkörnig, polymikt. Das schwach gerundete Psammitmaterial besteht aus Kieselgesteinen, tonig-kieseligen Schieferen, Effusiva, stark rissigem Quarz mit Aggregatpolarisation, ferner Chlorit, wenigen Körnern von Plagioklas und Karbonat. Das Bindemittel ist häufig karbonatisch, bisweilen tonig-eisenschüssig. Die Argillite sind von grünlich-gelblicher Farbe. Unter dem Mikroskop läßt sich ein mikrokörnig-feinnadeliges, unregelmäßiges Gemenge von Tonmineralen mit aleurolithischen Körnchen von Quarz, Chlorit und Erzmineralen beobachten. Die Mächtigkeit der Folge beträgt 600 - 800 m.





Die *Serga-Folge* wurde erstmalig 1949 von NALIVKIN ausgeschieden und nach dem Fluß *Serga* benannt, an dem ihre besten Aufschlüsse liegen. Sie läßt sich als unterbrochener Streifen von Kotowo am Uraim bis fast zum Bissert-Werk verfolgen. Nach NALIVKIN wird die *Serga-Folge* durch drei Hauptgesteinstypen vertreten:

- rhythmisch wechsellagernde, feinkörnige, grünlichgraue feingebänderte Tonschiefer; bisweilen treten Kiesel-schiefer auf, die mit den Nadeln von Kiesel-schwämmen übersät sind;
- graue aphanitische, geschichtete Kalksteine mit muscheligen Bruch und Linsen schwarzer Hornsteine;
- körnige Kalksteine, die eine große Anzahl von Hornsteinlinsen enthalten; in Zwischenlagen sind die Kalke geradezu übersät mit Foraminiferen, Brachiopoden, Korallen, Crinoiden und Bryozoen.

Die Kalksteine liegen als mächtige, ziemlich schnell auskeilende Linsen in den terrigenen Gesteinen. Im Osten herrschen sandig-schiefrige Schichten vor, in den zentralen Gebieten aphanitische Kalke und im Westen körnige Kalke.

Die volle Mächtigkeit der *Serga-Folge* wurde im Untersuchungsgebiet nicht genau ermittelt; offensichtlich ist sie nicht größer als 800 m.

### 5.3. Oberkarbon

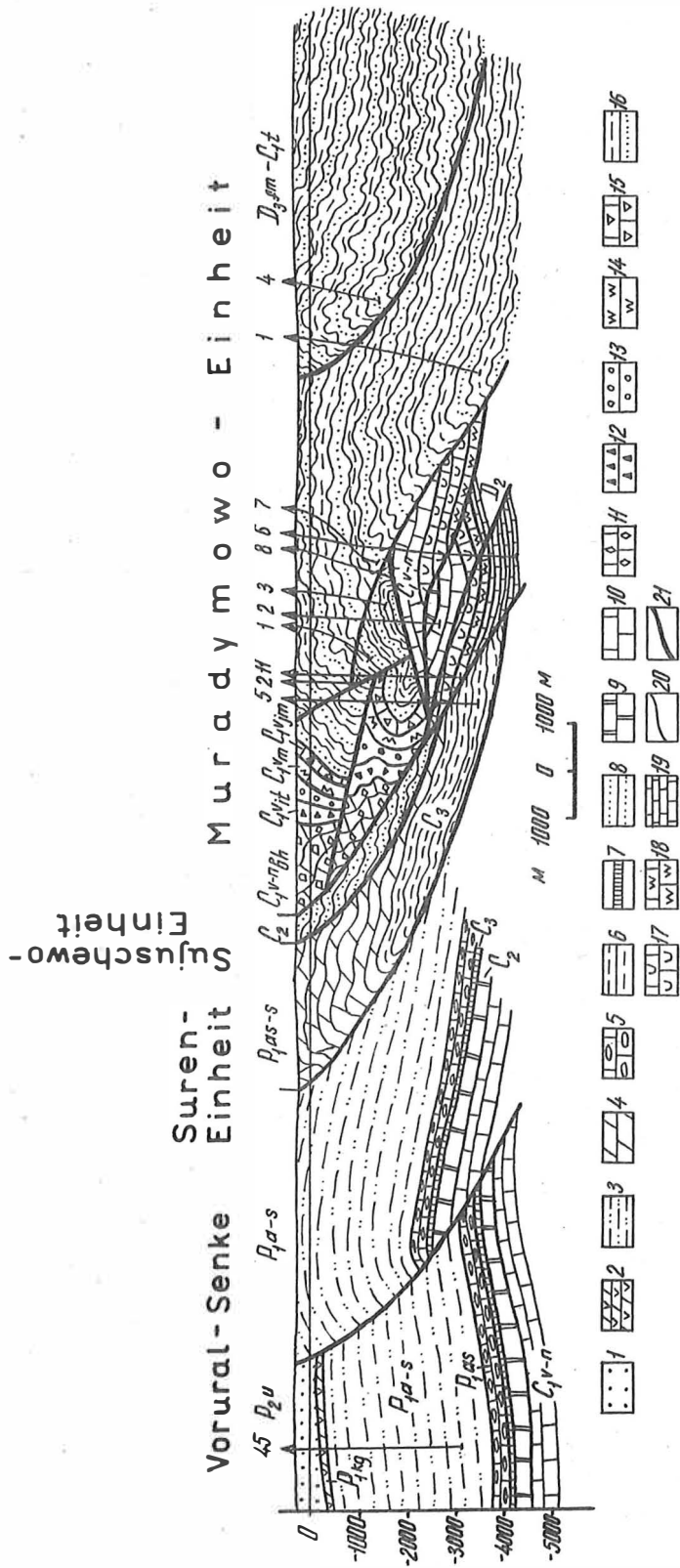
Die Gesteine des Oberkarbons bestehen aus einer einförmigen flyschoiden Schichtfolge, die CHABAKOV als *Wasselga-Folge* ausgliederte. Sie lassen sich als submeridional streichender Streifen nach Norden bis Unkurda verfolgen, wo sie durch eine Störung abgeschnitten werden. Im nördlichen Teil wird dieser Streifen nicht breiter als 5 - 6 km. Westlich von Unkurda ist die *Wasselga-Folge* im Scheitel der Kalinow-Antiklinale abgeschlossen. Sie schließt allmählich an die *Abdresjak-* und die *Nowaja-Kurka-Folge* an, so daß eine Grenze nur unter Vorbehalt gezogen werden kann.

Abb. 3. Schematische geologische Karte des Gebietes zwischen Uraim und Urgala mit den Schnitten I-I und II-II

1 - Quartär: Tone, Sande, Kiese; 2 bis 3 - Unterperm (2 - Artinsk-Stufe, Belokatai-Folge: Sandsteine, Konglomerate; 3 - Assel-Stufe: Argillite, Sandsteine, Aleurolithe); 4 - Oberkarbon: Sandsteine, Aleurolithe, Argillite; 5 bis 8 - Mittelkarbon (5 - Moskau-Stufe, Abdresjak-Folge: Argillite, Aleurolithe; 6 - Moskau-Stufe, *Serga-Folge*: polymikte Sandsteine, Argillite; 7 - Moskau-Stufe, Asjam-Folge: Konglomerate, Gravelite mit Zwischenlagen von Sandsteinen; 8 - Baschkirische Stufe, Uraim-Folge: Sandsteine, Argillite mit Zwischenlagen von Konglomeraten); 9 - Visé-Stufe: riffogene Kalksteine; 10 - Tournai-Stufe, oberer Teil der Silair-Serie: Argillite, Aleurolithe; 11 - Famenne-Stufe, Silair-Serie: Argillite, Aleurolithe, Sandsteine; 12 - Frasn-Stufe: graue Kalksteine; 13 - Ober- und Mitteldevon, ungegliedert: Kalksteine; 14 bis 15 - Llandovery-Stufe, Urgala-Folge (14 - Tonschiefer, 15 - Kiesel-schiefer); 16 - Caradoc-Stufe: kalkige Quarzsandsteine; 17 - Oberes Proterozoikum: Quarz- und Quarz-Feldspat-Sandsteine, Tonschiefer, phyllitisch; 18 - geologische Grenzen; 19 - tektonische Kontakte; 20 - Bohrungen; 21 - Profillinien

Abb. 4. Geologischer Schnitt durch das Silair-Synklinorium

1 - Oberperm, Ufa-Stufe: Konglomerate, Sandsteine, Argillite; 2 bis 5 - Unterperm (2 - Kungur-Stufe: Dolomite, Gipse; 3 - Artinsk- und Sakmara-Stufe: Sandsteine, Argillite, Kalksteine; 4 - Assel- und Sakmara-Stufe: Kalksteine, Argillite, Aleurolithe; 5 - Assel-Stufe: Kalksteine mit Zwischenlagen von Argilliten); 6 bis 7: Oberkarbon (6 - Allochthon: Argillite, Sandsteine; 7 - Kalksteine, Mergel); 8 bis 9 - Mittelkarbon (8 - Allochthon der Sujuschewo-Decke: Argillite, Aleurolithe, Sandsteine; 9 - Kalksteine, Dolomite); 10 - Visé und Namur des Autochthons und der unteren Decken: Sandsteine, Dolomite; 11 bis 15 - Unterkarbon des Allochthons von Muradymowo (11 - Buchartscha-Folge der Namur- und der Visé-Stufe: Kalke mit Zwischenlagen von Argilliten; 12 - Itkul-Folge der Visé-Stufe: kieselige Argillite, Silicite; 14 - Masit-Folge der Visé-Stufe: Argillite, Sandsteine; 15 - Jamaschla-Folge der Visé-Stufe: Argillite und Silicite mit Zwischenlagen von Kalksteinen); 16 - Oberdevon bis Unterkarbon der Silair-Serie (Decke von Muradymowo): Argillite und Grauwackensandsteine; 17 bis 19 - devonische und unterkarbonische Schichten der unteren tektonischen Decken (17 - Kalksteine; 18 - Frasné-Stufe: Kalksteine mit tonigen Zwischenlagen; 19 - Mitteldevon: Kalksteine); 20 - geologische Grenzen; 21 - tektonische Kontakte



Die nicht weniger als 600 - 700 m mächtige Wasselga-Folge besteht aus einer Wechsel-lagerung grünlich-dunkelgrauer, feinkörniger, feingeschichteter Sandsteine und grünlich-dunkelgrauer Argillite und Mergel. Bisweilen kommen linsenartige Zwischenlagen von Graveliten vor.

Die Sandsteine sind polymikt, stark kalkig, stark verkittet und zeigen häufig kuge-lige Absonderung. Ihre Körner bestehen im wesentlichen aus Chalcedon, Kieselschiefer, Quarz- und Karbonatbruchstücken. Der Kalkstein ist mikrokristallin. Untergeordnete Bedeutung haben Feldspat, Chlorit, Biotit, Epidot, Glaukonit und Effusiva. Die Kör-ner sind schlecht sortiert, eckig. Das Bindemittel ist karbonatisch und karbonatisch-tonig, schwach chloritisiert.

Bei den Argilliten handelt es sich um grünlichgraue, dichte Gesteine mit Zwischen-lagen von Aleuolithen, mit dispers verteilten kohligen Partikeln, mit Chlorit- sowie Glaukonitführung.

Die grünlich- und dunkelgrauen, dichten Mergel bestehen aus mikrokristallinem Cal-cit und amorpher toniger Substanz mit einzelnen aleuolithischen Quarzkörnern und Bruchstücken mikrokristalliner Karbonatgesteine.

Die Konglomerate enthalten kleine, gut gerundete Gerölle (bis 3 cm) von Quarziten und Kieselgesteinen. Aufschlüsse in den Konglomeraten liegen südlich des Dorfes Kar-antraw.

Alle Flyschfolgen weisen sehr komplizierte Lagerungsverhältnisse auf. Sie liegen sämtlich allochthon, und zwar wurden sie Dutzende Kilometer weit nach Westen über-schoben (Abb. 3 u. 4).

#### Literatur

- CHVOROVA, I.V.: Fliševaja i nižnemolassovaja formaciji Južnogo Urala.  
Trudy geol. Inst. AN SSSR, Moskva 37 (1961)
- KAZANCEVA, T.T.: Geologičeskoe stroenie severnoj časti Zilairskogo sinklinorija Južnogo Urala v svjazi s perspektivami neftegazonosnosti. Avtoreferat dissertacii.  
Moskva 1970
- KELLER, B.M.: Fliševaja formacija paleozoja v Zilairskom sinklinorii na Južnom Urale i schođnye s nej obrazovanija.  
Trudy Inst. geol. Nauk AN SSSR, Moskva 104 (1949)
- NALIVKIN, V.D.: Stratigrafija i tektonika Ufinskogo plato i Jurjuzano-Sylvenskoj depressii.  
Moskva: Gostechizdat 1949
- NALIVKIN, V.D.: Fliš - kontinental'nye otloženija.  
Dokl. AN SSSR, Moskva 141 (1961) 4
- SMIRNOV, G.A.: Novye dannye po geologii Ufinskogo amfiteatra.  
Bjull. mosk. Obšč. Ispyt. Prir., Otdel geol., Moskva 24 (1949) 5
- SMIRNOV, G.A.: Ufinskij amfiteatr. Č. 1: Stratigrafičeskoe opisanie.  
Moskva 1956
- SMIRNOV, G.A.; SMIRNOVA, T.A.; KLJUŽINA, M.L.: Verchnefranskaja olistostroma na vostočnom sklone Južnogo Urala.  
Dokl. AN SSSR, Moskva 204 (1972) 6

Zur geologischen und tektonischen Entwicklung des rhenherzynischen  
Variszikums im Harz

---

von

MAX SCHWAB<sup>1)</sup>

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die lithologisch-paläogeographische und tektonische Entwicklung des Harzes wird durch die Bildung der paläozoischen Gesteine (Ordovizium bis Namur) im externidischen Rhenischen Trog der mitteleuropäischen variszischen Geosynklinale bestimmt. Durch die Gliederung des Troges in Becken- und Schwellenbereiche kam es zur Ausbildung einer differenzierten Fazies und zur Platznahme initialer Vulkanite an den Schwellenflanken. Das Miogeosynklinalstadium wird durch Olisthostrome und Flyschgrauwacken beherrscht. Gravitative Deckenüberschiebungen leiten die tektonischen Deformationen ein.

S u m m a r y

The lithologic-palaeogeographic and tectonic development of the Harz Mountains is determined by the formation of Palaeozoic rocks (Ordovician to Namurian) within the Rhenic trough of the Central European variscan geosyncline. Division of the trough into basins and swells gave rise to the development of a differentiated facies as well as to the emplacement of initial volcanics at the flanks of the swells. The mio-geosynclinal stage is dominated by olistostromes and flysch graywackes. Gravitational nappe thrusting initiates the tectonic deformations.

R é s u m é

Le développement lithologique-paléogéographique et tectonique du Harz est arrêté par la formation des roches paléozoïques (Ordovicien jusqu'au Namurien) dans le Bassin externidique rhénique du géosynclinal varisque de l'Europe centrale. La division du bassin en régions de fosse et régions de seuil a donné lieu à la formation d'un faciès différencié et à la sédimentation de vulcanites initiales aux flancs de seuil. La phase miogéosynclinale est dominée par des olisthostromes et de la flysch-grauwacke. La déformation tectonique est ouverte par des charriages gravitationnels.

---

1) Martin-Luther-Universität, Sektion Geographie, Halle

## Р е з ю м е

Литологически-палеогеографическое и тектоническое развитие Гарца характеризуется образованием палеозойских толщ (ордовик - намюр) в зоне экстернид Рейнского трога средневропейской варисцийской геосинклинали. В связи с дифференциацией трога в структуре опускания и поднятия образовались разнообразные фации, и в области склонов поднятий внедрились инициальные вулканиты. Во время миогеосинклинальной стадии развития преобладало образование олистостромов и флишовых граувакк. Тектонические деформации начинаются с шарьяжами.

1. Vorwort

Die nachstehenden Ausführungen stellen die Zusammenfassung von Untersuchungsergebnissen dar, die vom Verfasser in der Zeit von 1965 bis 1973 im Harz gewonnen wurden (SCHWAB 1976) und die ergänzt sind durch die Ergebnisse der Harztagung der Gesellschaft für Geologische Wissenschaften im Herbst 1973 (vgl. Themenheft "Neue Erkenntnisse zur Stratigraphie, Lithologie und Tektonik des Harzes" der Zeitschrift für Geologische Wissenschaften und Exkursionsführer "Lithologie, Paläogeographie und Tektonik des Paläozoikums im Rhenoharzsynklinum des Harzes und der Flechtinger Scholle"). Der Beitrag verfolgt das Ziel, eine Synthese der lithologisch-paläogeographischen und tektonischen Entwicklung des geosynklinalen Paläozoikums zu geben.

2. Zur paläogeographischen Entwicklung der variszischen Geosynklinalsedimente im Harz

Der Bildungsraum der paläozoischen Gesteine des Harzes war der SE-Teil des Rhenoharzsynklinischen Troges, dessen SE-Rand im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinzone lag. Die im Präkambrium angelegte Kristallinzone vermittelte vom Kambrium bis zum Silur als stabiles Gebiet zwischen dem bereits stärker absinkenden Saxothuringischen Trog im Südosten und dem noch nicht differenzierten Rhenoharzsynklinischen Trog im Nordwesten. Das im Raum von Halle über dem Kristallin erbohrte Kambrium konnte im Harz noch nicht nachgewiesen werden. Das Ordovizium der Wippraer Einheit (BURMANN 1973) entspricht stratigraphisch dem Griffelschiefer des Saxothuringischen Troges, der sich dort durch einen hohen Kohlenstoff- und Pyritgehalt auszeichnet. Nach Nordwesten nehmen sandige Einschaltungen zu. Im Harz herrscht schließlich eine litorale Flachmeerfazies. Die in Thüringen im Hangenden folgenden Gerölltonschiefer (sog. Lederschiefer) wurden bisher für den Harz nicht beschrieben, doch fand der Verfasser in der Serie 3 der Wippraer Einheit in sandigen Tonschiefern Tonschiefergerölle, die auch im Harz im höheren Ordovizium auf eine stärkere Krustenmobilität hinweisen.

Die silurischen Schichten des Harzes kamen als Olistholithe aus dem Bereich der Mitteldeutschen Kristallinzone. Ihre Ausbildung belegt die relative Hochlage dieser Zone im Silur. Im Vergleich mit den silurischen Ablagerungen des Saxothuringischen Troges sind die Graptolithenschiefer im Harz sandiger und kohlenstoffärmer. Kieselschiefer und kieselige Phosphoritkonkretionen fehlen im Harz; ihre Bildung beginnt

erst im Unterdevon (Kieselgallenschiefer). Statt der in Thüringen 10 - 20 m mächtigen, schwefelkiesreichen, tonigen Kalksteine (Ockerkalk) kennt man im Harz nur geringmächtige Linsen und Lagen dunkelgrauer toniger Kalksteine. Das Auftreten von *Scyphocrinus* belegt das stratigraphische Niveau der Ockerkalkgruppe im Harz (Budnanium). Die jüngsten Graptolithen gehören in die Zone des *Monograptus transgrediens transgrediens* (MARONDE 1968), die in die sog. Oberen Graptolithenschiefer Thüringens (Lochkov) überleitet (REICHSTEIN u.a. 1968, S. 48/49).

Die devonischen Ablagerungen sind im Harz sowohl in der flachmarinen rheinischen als auch in der hochmarinen herzynischen Fazies entwickelt. Der Rhenoherynische Trog zeigt nun vom Saxothuringischen Trog abweichende, eigene paläogeographische Züge. Zwischen beiden Trögen bildet die Mitteldeutsche Kristallinzone eine deutliche Schwelle (Mitteldeutsche Schwelle nach BRINKMANN 1948). Im Bereich des Harzes war der Rhenoherynische Trog durch die Oberharz- und die Mittelharzschwelle gegliedert. Nordwestlich der Mittelharzschwelle befand sich das Hauptverbreitungsgebiet der rheinischen Fazies mit Sandsteinen und kalkigen Grauwacken sowie reichen Brachiopoden- und Korallenfaunen. Die Schüttung der Klastika erfolgte vom Nordkontinent. Im Südosten der Mittelharzschwelle und in ihrem Bereich lag das Hauptverbreitungsgebiet der herzynischen Fazies mit den für diese typischen Herzynkalken. Nach RUCHHOLZ (1964) wird die Herzynkalkbildung durch eine zyklische Sedimentation charakterisiert, in der sich Zeiten bevorzugter karbonatischer Sedimentation mit der Zufuhr von Klastika ablösen. Die Fazies der Herzynkalke reicht von einer in tieferen Meeresteilen entstandenen Fazies (geflachte mikritische Schlammkalke mit Cephalopoden, Conodonten und Foraminiferen, Bank- und Knollenkalke mit Styliolinen, Brachiopoden und Trilobiten) bis zu einer in seichteren Meeresteilen gebildeten Fazies (organodetritische, körnige und spätige, sparitische Kalksteine mit Crinoiden, Trilobiten und Brachiopoden). Charakteristisch sind in der Flachmeerfazies Aufarbeitungserscheinungen (z.B. endostratische Brekzien). Übergänge zwischen den neritischen und den hemipelagischen Verhältnissen bilden die feinkörnigen bis dichten Styliolinenkalke. Da es sich bei den Herzynkalken ausnahmslos um Olistholithe handelt, ist eine Lokalisierung der primären Ablagerungsräume nicht möglich. Die Bindung der Herzynkalke an die Nordflanke der Mitteldeutschen Schwelle ist wahrscheinlich.

Zu Beginn des Mitteldevons wanderte die rheinische Fazies endgültig aus dem Bereich des Harzes (Calceolaschiefer) nach Norden. Es bildete sich ein nur von der Oberharzschwelle gegliedertes tiefes Becken mit schwefelwasserstoffreichem Milieu, in dem sich die herzynischen Wissenbacher Schiefer absetzten. Im Oberharzer Devonsattel enthält dieser Tonschiefer die syngenetisch-sedimentäre Sulfidzlagerrstätte des Rammelsberges bei Goslar. An den Flanken der Oberharzschwelle und im Bereich der Mittelharzschwelle kam es zu intensiven submarinen Diabasergüssen. Hier setzte sich dieser Vulkanismus mit Keratophyr- und Schalsteineruptionen im Givet fort. Auf durch den Vulkanismus entstandenen Untiefen kam es zur Bildung mächtiger Riffkomplexe (Stringocephalenkalke), die im Hangenden in die Riffkalke der Adorfstufe (Iberger Kalk) übergehen. Mit dem Keratophyrvulkanismus sind die sedimentär-exhalativen Roteisenerze (Lahn-Dill-Typ) des Elbingeröder Komplexes verbunden.

In den Randbereichen der Riffe wurden im Givet und im Oberdevon kalkige Schiefer und bituminöse allodapische Kalke der Flinzfazies sedimentiert (STOPPEL & ZSCHEKED

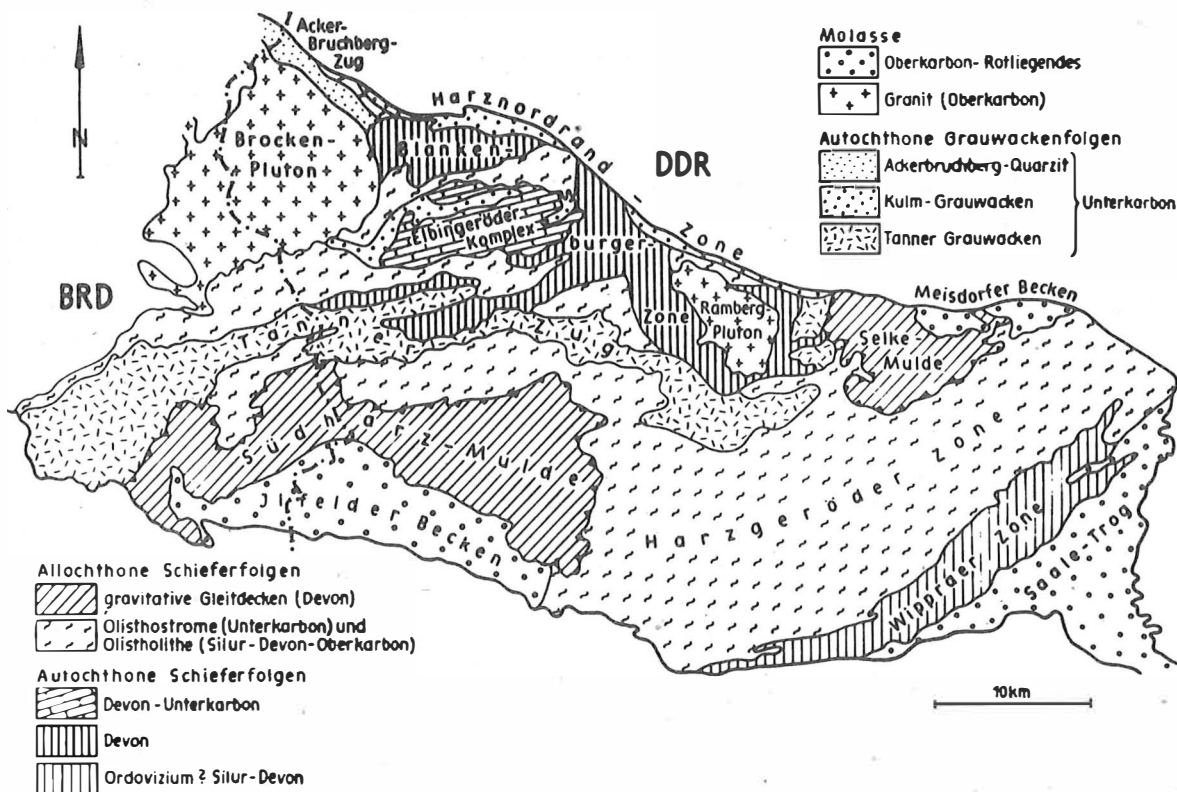


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte des Unter- und Mittelharzes

1971). Im Frasné wurde diese Entwicklung durch weitverbreitete Kieselschieferablagerungen unterbrochen. In Hochlagen schieden sich die Cephalopodenkalke des Neoharz ab, und in den Becken entstanden die Buntschiefer. Ihre Rotfärbung beziehen SCHRIEL & STOPPEL (1961) auf die Abtragung des Old-Red-Kontinentes. REICHSTEIN (1964) bringt sie mit den Roteisenvererzungen am Elbingeröder Komplex in Zusammenhang. Im Oberdevon begann das Miogeosynklinalstadium. Es setzte aber nicht gleichzeitig im Harz ein, wie es sich am besten an der Flyschentwicklung zeigen läßt. Es werden drei zeitlich und räumlich unterscheidbare Grauwacken-(Flysch-)Komplexe ausgehalten:

- Südharz-Selke-Grauwacke im Südharz (Famenne);
- Tanner Grauwacke (höchstes Oberdevon bis Dinant III  $\alpha$ );
- Kulmgrauwacken im Mittel- und Oberharz (Dinant II - Namur).

Nach REICHSTEIN (1965) eilen den Grauwacken jeweils Kieselschiefer- und Tonschieferablagerungen nach Nordwesten voraus. Vor dem Einsetzen der Grauwacken erlosch in dem jeweiligen Sedimentationsraum die Förderung der Diabaslaven. Die Schüttung der Grauwacken erfolgte in küstenparallelen Trübeströmen, deren Material von der bis zum kristallinen Fundament abgetragenen Mitteldeutschen Schwelle stammte. Noch vor der Bildung der Tanner Grauwacken bzw. gleichzeitig mit ihrer Ablagerung lösten sich Schlammströme von den Flanken der Mitteldeutschen Schwelle und füllten als Olisthostrome den



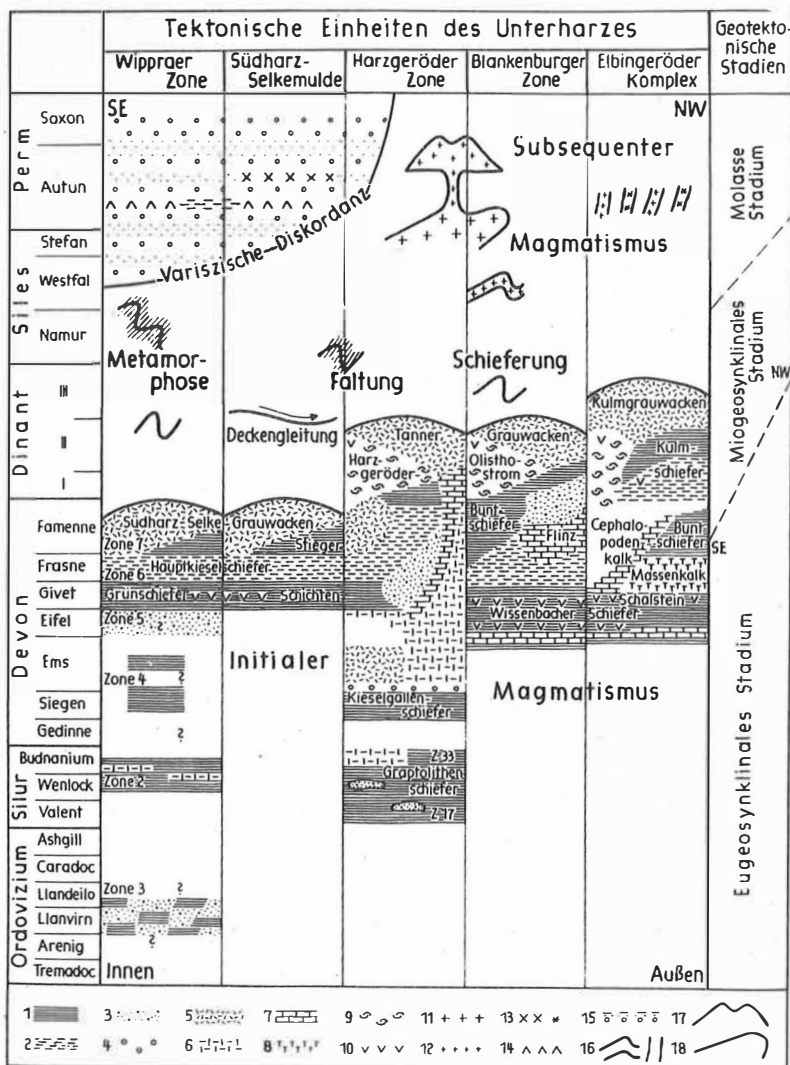


Abb. 2. Die geologische Entwicklung des Unter- und Mittelharzes

- 1 - Tonschiefer, 2 - Kiesel-schiefer, 3 - Quarzite und Sandsteine, 4 - Konglomerate, 5 - Grauwacken, 6 - Herzynkalke, 7 - Flnzkalke, 8 - Riffkalke, 9 - Olisthostrome, 10 - Diabase, 11 - Granite, 12 - Porphyre, 13 - Porphyrite, 14 - Melaphyre, 15 - Konglomerate, Sand- und Schluffsteine, 16 - Gänge, 17 - Vulkane, 18 - Plutone

Unterharztrog, an dessen NW-Flanke sich die Sedimentation der Tanner Grauwacken vollzog (Abb. 3).

Im Famenne fehlten noch die Olisthostrome. Unmittelbar an den Nordrand der Mitteldeutschen Schwelle schloß sich der Flyschtrogl mit den grobsandigen bis feinkonglomeratischen Südharz-Selke-Grauwacken an. Nach Nordwesten folgte das Buntschieferbecken. Im Dinant war dann der Flyschtrogl in verschiedene Fazieszonen gegliedert, die im Streichen parallel zur Mitteldeutschen Schwelle verliefen (Abb. 3). Ihre gegenseitige Abgrenzung ist nicht scharf, und die Fazieseinheiten verzahnten sich sowohl lateral als auch vertikal. Troglinterne Schwellen, z.B. die Mittelharzschwelle, bildeten analoge Fazieszonen.

Eine besondere Fazies stellen die quarzitischen Sandsteine dar, die gegenüber den Grauwacken durch ihre gute Sortierung und Reife auffallen. Besonders die Acker-Bruchberg-Quarzite sind in ihrer paläogeographischen Bedeutung umstritten (SCHWAN 1967; PUTTRICH & SCHWAN 1974; BURCHARDT 1974). Anscheinend handelt es sich um nehrungsartige Bildungen, in denen entweder Grauwacken (SCHWAN) oder die Verwitterungsprodukte von Graniten des Nordkontinentes aufbereitet wurden.

### 3. Zur Ausbildung des initialen Vulkanismus im Harz

Der initiale Magmatismus begann im Harz im Silur mit Quarzkeratophyrtuffen. Da es sich bei den keratophyrtuffführenden Tonschiefern um größere Olistholithe des Harzgeröder Olisthostroms handelt, sind exakte Angaben über Alter und Herkunft der Tuffe nicht möglich (HOPPE 1967). Auch in unterdevonischen Ablagerungen sind Keratophyrtuffe bekannt. Die im Kahlebergsandstein des Oberharzes auftretenden Tuffe sind autochthon. Der Keratophyrvulkanismus hält bis in das Untereifel an. Seine Produkte - lager- und linsenförmige, geringmächtige Brocken- und Aschentuffe - finden sich im Mitteldevon vor allem in den Wissenbacher Schiefern. Der erste Höhepunkt des initialen Vulkanismus ereignete sich ebenfalls während der Ablagerung der Wissenbacher Schiefer im Eifel. Es bildeten sich weitverbreitet sehr mächtige Diabase und Spilite. Die als Pillowlaven ausgebildeten Spilite sind fein- bis grobkörnig. Als Hauptkomponenten treten auf: Labrador, Bytownit, monokliner Augit, Titaneisen. Chlorit und Hornblende sind meist Verwitterungsprodukte der Augite. Weitere Verwitterungsbildungen sind Epidot, Albit, Zoisit, Leukoxen und Titanit.

Am Elbingeröder Komplex entstand im Obereifel bis Untergivet die 400 m mächtige Schalsteinserie. Nach MUCKE (1973) handelt es sich dabei um eine Wechsellagerung von Keratophyren, Spiliten und deren vulkanoklastischen und vulkanochemischen Derivaten. Die vulkanogen-sedimentären Gesteine unterdrückten die detritisch-klastische Sedimentation fast vollständig. Die meist schwarzgrünen, aphanitischen Spilite treten nach MUCKE als kompakte Decken- oder als Pillowlaven auf. Sie sind als Klastolaven (mit Einschlüssen älterer Spilite), Agglomeratlaven (mit Einschlüssen von Keratophyren) oder als Xenolithlaven (mit Einschlüssen von Tonschiefern, Kalken, Vulkanoklastiten oder Eisenerzen) ausgebildet. Die Keratophyre sind häufig brekziös. Die Schalsteinserie gliedert sich in eine untere und eine mittlere spilitische sowie eine obere keratophyrische Gruppe.

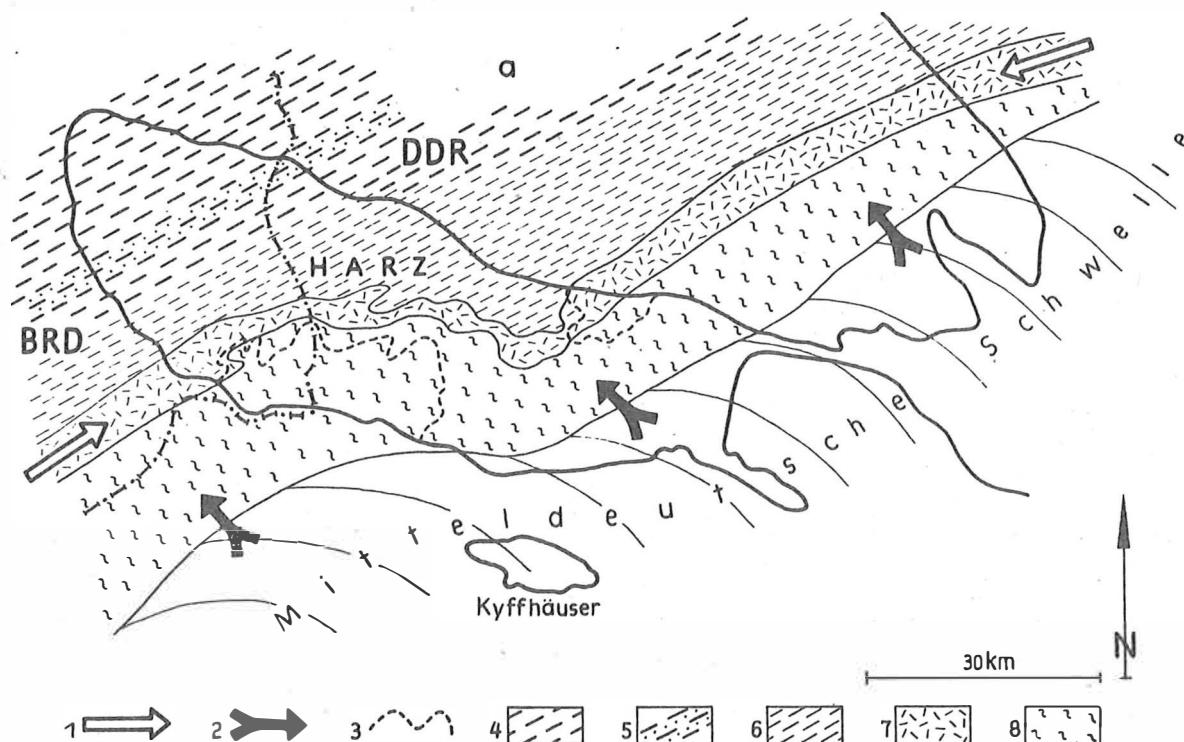


Abb. 3. Paläogeographische Karte des mittleren Dinants im Harz

1 - Transportrichtung der Tanner Grauwacken, 2 - Transportrichtung des Harzgeröder Olisthostroms, 3 - Begrenzung von Südharz- und Selke-Mulde, 4 - pelagischer Flysch (Kiesel-schiefer), 5 - sandige Einlagerungen im pelagischen Flysch (Quarzite), 6 - pelitischer Flysch (Kulmtonschiefer), 7 - sandiger Flysch (Tanner Grauwacken), 8 - Schlammstromablagerungen (Olisthostrome)

Im oberen Givet entstanden die Diabase und Tuffe der oberen Stieger Schichten und der Wippraer Einheit. Während für die dichten Diabase und Tuffe der Stieger Schichten neuere petrographische Untersuchungen fehlen, wurden die "Grünschiefer" von Wippra von FRANZKE (1969) detailliert beschrieben. Am Aufbau des Grünschieferzuges sind epizonalmetamorphe körnige sowie dichte und feldspatporphyrische Diabase, Tuffe, Tuffite und Pelite (Phyllite) beteiligt. Die Grünschiefer liegen in Prasinitfazies vor (Albit, Epidot, Hornblende). Die Gesteine des Grünschieferzuges der Wippraer Einheit sind autochthon, während die Diabasserie der Stieger Schichten zur Südharz-Selke-Decke gehört. Die Grünschiefer dieser Einheit faßt FISCHER (1929) als Diaphthorite auf. Es wird angenommen, daß die Diabase der Stieger Schichten sich ebenso wie die der Wippraer Einheit an der NW-Flanke der Mitteldeschen Schwelle bildeten und später in den Deckentransport einbezogen wurden.

Nach dem Givet herrschte im Harz eine vulkanische Ruhepause, die im Visé durch die Deckdiabasergüsse beendet wurde. Nach MUCKE (1973) handelt es sich am Elbingeröder Komplex um Kristalltuffe (Einschaltungen in Kulmkiesel- und Kulmtonschiefern) und um tuffitische Vulkanochemite. Nach dem Mineralbestand (Andesin, Biotit, Quarz) sind es Phänorhyodazit- und Phänotatit-Andesit-Tuffe, die aus anatektisch veränderten Diabasmagmen entstanden. Verbreitet sind auch Vulkanochemite. Die Deckdiabase des Oberharzes sind vorwiegend grobkörnig entwickelt. Sie entstanden im Dinant I - II (MEISCHNER & SCHNEIDER 1970). Im Unterharz sind die Deckdiabase stratigraphisch noch nicht belegt, jedoch scheinen sie auch dort eine weite Verbreitung zu besitzen. So gehören zum Deckdiabas nach SCHWAB (1970/1976) die zahlreichen grobkörnigen Diabase im Harzgeröder Olisthostrom, die dort als Olistholithe, aber auch als Lager- und Saigergänge mit Kontakten gegen die Olisthostrommatrix auftreten. Der Deckdiabasvulkanismus des Harzes zeichnet sich wie derjenige des Rheinischen Schiefergebirges durch eine Zweiphasigkeit mit sauren und basischen Anteilen aus (PILGER 1951). Mit dem Deckdiabas erlosch der initiale Vulkanismus in der variszischen Geosynklinale.

Die Verbreitung der Initialite im Harz (LUTZENS & SCHWAB 1972) läßt bei Berücksichtigung der paläotektonischen Verhältnisse erkennen, daß die Hauptförderzonen der initialen Magmatite an den Schwellenflanken (Westharz, Mittelharz- und Mitteldeutsche Schwelle) lagen. Nach MUCKE (1973) öffneten sich besonders in den Kreuzungsbereichen zwischen SW—NE streichenden Zerrspalten und meridional gerichteten tektonischen Zonen (lineamentäre Zonen nach MOHR 1969) die Spalten für den Aufstieg der Schmelzen. Die Richtung der Förderspalten dürfte im variszischen SW—NE-Streichen gelegen haben. Auffällig ist das von NW nach SE gerichtete Wandern des initialen Vulkanismus vom Eifel zum Frasn. Nach der Eruptionspause im Famenne wanderte die Förderung wieder nach NW.

#### 4. Die geodynamischen Prozesse im Flyschstadium des Harzes

Die Lage des Rheinischen Troges in der Außenzone der mitteleuropäischen variszischen Geosynklinale bestimmt die Besonderheiten der geodynamischen Entwicklung des Harzes. Bis zum Oberdevon herrschten eugeosynklinale Verhältnisse; dann setzte im Unterharz im Famenne das Flyschstadium ein. Die Flyschentwicklung begann an der Nordflanke der Mitteldeutschen Schwelle mit der Anlage eines typischen Flyschtroges und der Ausbildung proximaler und distaler Fazies im Bereich eines mobilen Schelfes (MEISCHNER 1971). Kräftige aufwärts gerichtete Bewegungen der Schwelle führten zur tiefgreifenden Abtragung der Schwellenhülle. Auf tiefreichenden Brüchen wurden an der Schwellenflanke basische Schmelzen (Diabase) gefördert. Diese Entwicklung setzte sich im Unterkarbon unter ständiger Verlagerung der Fazieszonen nach NW fort. Neben der Ablagerung von Grauwacken bildeten sich gewaltige Schlammströme, die zu extrem mächtigen Olisthostromen führten, und gravitative Gleitdecken (Abb. 1).

##### 4.1. Die Ausbildung, Verbreitung und geotektonische Position der Olisthostrome

Die Olisthostrome des Harzes bestehen in der Regel aus einer tonig-schluffig-sandigen unterkarbonischen Matrix mit meist tektonisch stark deformierten silurischen,

devonischen und vereinzelt auch unterkarbonischen Olistholithen. Diese Gesteinskörper wurden zuvor als tektonische Quetschlinen, als Boudins und als Schuppen gedeutet. Inzwischen durchteuften mehrere Bohrungen die Olisthostrome, so daß gute Kenntnisse über die Verbreitung und die Mächtigkeiten bestehen (LUTZENS 1972). Die Olisthostrome finden sich in größter Verbreitung in der Harzgeröder Zone, ferner in den südöstlich, südwestlich und nördlich des Elbingeröder Komplexes gelegenen Bereichen der Blankenburger Einheit. Nach diesen Vorkommen unterschied SCHWAB (1970/1976) Harzgeröder, Bodetal-, Harzrand- und Hüttenröder Olisthostrom. Diese vier Olisthostrome stellen Schlammstromablagerungen dar, die unterschiedliche Abtragungsgebiete besaßen und im Unterkarbon entstanden sind. Eine exakte Altersdatierung fehlt noch, und ihre genaue Abgrenzung bedarf weiterer Spezialkartierungen. Da die jüngsten Olistholithe Kalksteine des Unterkarbons I/II sind, müssen die entsprechenden Olisthostrome jünger sein. Nach dem Vorkommen von Grauwackenolistholithen datierte LUTZENS (1972) die Olisthostrome als jüngstes Unterkarbon bzw. Namur. Nach SCHWAB (1970/1976) bildeten sich die Olisthostrome vor und gleichzeitig mit der Hauptschüttung der Grauwacken im Unterkarbon II bis III (Abb. 2). Das Harzgeröder Olisthostrom führt als Olistholithe Gesteine aus der Schieferhülle der Mitteldeutschen Schwelle und untergeordnet Abtragungsprodukte einer im heutigen Unterharz gelegenen Schwelle (Unterharzschwelle) (vgl. LÜTKE 1973). Typische Olistholithe sind silurische Tonschiefer und die Herzynkalke (Unterde von bis Unterkarbon). Im Bodetal-Olisthostrom sind Abtragungsprodukte der Mittelharzschwelle verbreitet: Flinzkalke, Keratophyre, Schalsteine, Quarzite. Im Hüttenröder Olisthostrom kommen die Abtragungsprodukte des Elbingeröder Komplexes hinzu: Kalksteine und Schiefer der Schwellenhülle, Massenkalk und Eisenerz. Im Harzrand-Olisthostrom herrschen Herzynkalke vor. In allen Olisthostromen fehlen als Olistholithe Ophiolithe, Metamorphite und Granitoide.

Die Hauptrichtung des Schlammstromtransportes entspricht der von S nach N fortschreitenden Tektogenentwicklung; es erfolgten aber auch Schüttungen von N nach S. Nach den Bohrungen liegen gesicherte Angaben über die Mächtigkeit des Harzgeröder Olisthostroms (1200 m; LUTZENS 1972) und des Hüttenröder Olisthostroms (1000 m) vor. Die Olistholithe besitzen gewaltige Dimensionen. Kalklinsen mit Durchmessern von einigen hundert Metern und Mächtigkeiten bis zu 80 m sind bekannt (Herzynkalke). Andere Megolistholithe sind als flachlagernde Gleitklippen oder Gleitdecken entwickelt. Zu ihnen zählen die Wissenbacher Schiefer und Diabase (Abb. 4) am Nordrande des Elbingeröder Komplexes (LUTZENS 1972), die aus dem Dach des Brockenplutons abgeleitet werden (BURCHARDT 1974; KREBS & WACHENDORF 1974), und die in der östlichen Harzgeröder Zone bei relativ geringen Mächtigkeiten weite Flächen einnehmenden Ton- und Kieselschiefer des "Ostharzer Silurs" (REICHSTEIN 1965). Wegen der intensiven tektonischen Überprägung bestand lange die Ansicht, daß in den silurischen Schieferserien ungestörte stratigraphische Abfolgen vorliegen. Es zeigte sich aber auch hier die Vermengung altersunterschiedlicher Gesteine. Zahlreiche Diabasvorkommen erwiesen sich ebenfalls als Olistholithe. Eine Anzahl dieser Diabase besitzt Kontakte, u.a. mit der Olisthostrommatrix. Vom Verfasser wird angenommen, daß es sowohl echte Olistholithe von älteren Diabasen als auch jüngere, d.h. unterkarbonische Diabase gibt, die während der Olisthostrombildung in die Schlammströme eindrangten. Dieses Auftreten unterkarbonischer Diabase im Harzgeröder Olisthostrom wird von LUTZENS (1973) bestritten.

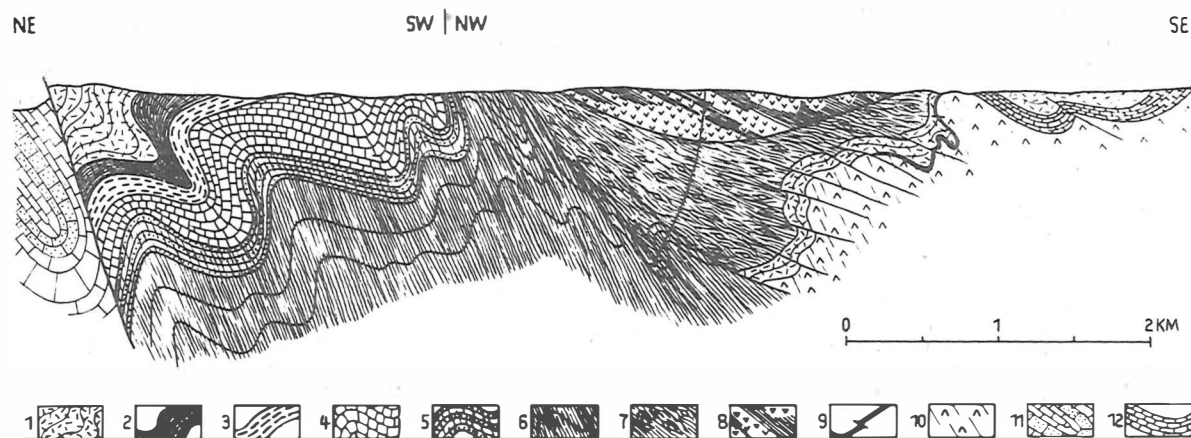


Abb. 4. Schnitt vom Nordharzrand bei Wernigerode zum Elbingeröder Komplex (unter Verwendung von Schnitten von LUTZENS, RABITZSCH, REICHSTEIN und eigenen Aufnahmen)

- 1 - Kulmgrauwacken, 2 - Kulmkieselschiefer, 3-5 - Wernigeröder Schichten (Oberdevon-Givet),  
 6 - Wissenbacher Schiefer, autochthon (Eifel), 7 - Hüttenröder Olisthostrom (Dinant),  
 8 - Wissenbacher Schiefer, allochthon (Eifel), 9 - Eisenerz (Givet), 10 - Schalstein (Givet),  
 11 - Zechstein bis Kreide des Subherzynen Beckens, 12 - Massenkalk (Frasne bis Givet)

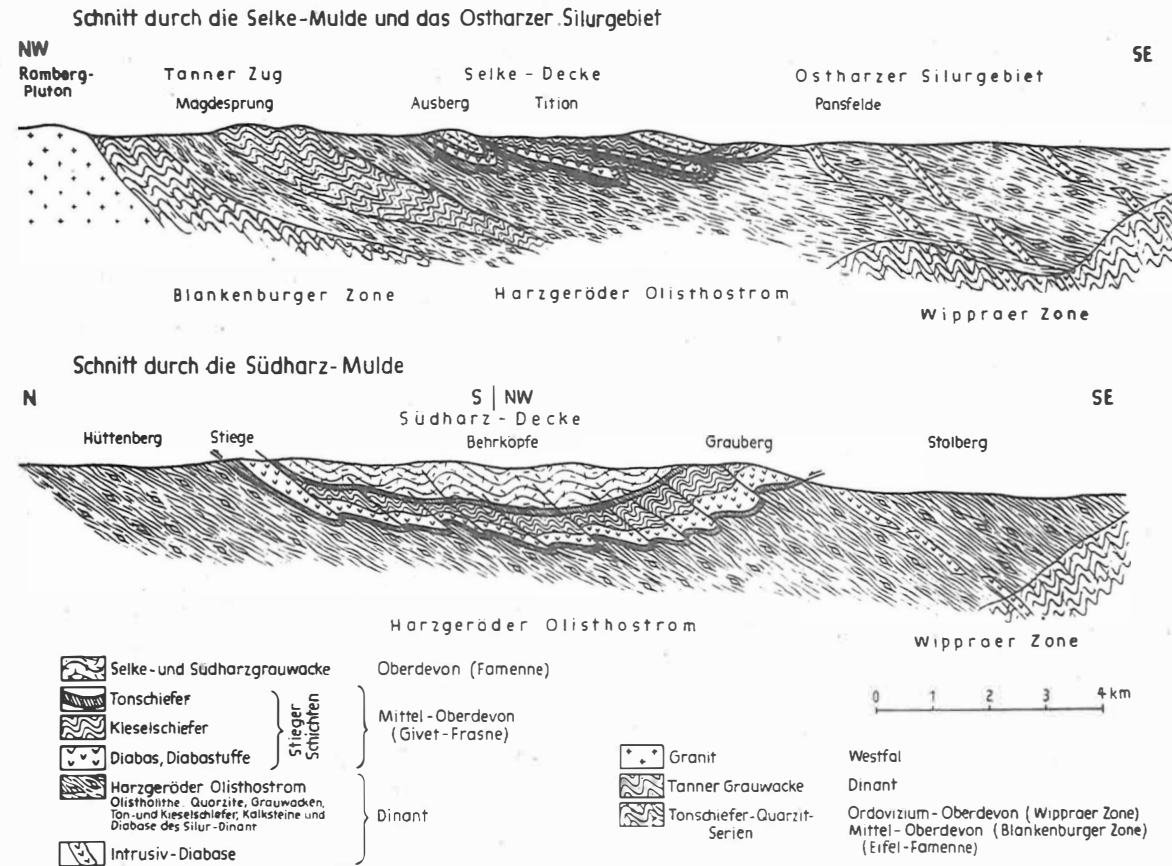


Abb. 5. Schnitte durch die Selke-Mulde und die Südharz-Mulde

Im Oberharz fehlen nach den Angaben der westdeutschen Geologen die für den Unterharz typischen Olisthostrome. Von der Westharzschwelle beschrieben STOPPEL & ZSCHEKED (1963, 1971) lokale intraformationelle Rutschmassen. Im Liegenden des Acker-Bruchberg-Quarzituges vermutet SCHWAB (in LUTZENS & SCHWAB 1972) ein Olisthostrom geringerer Ausdehnung, für das die geologischen Spezialkarten sowie Aufschlußbeschreibungen von SCHWAN (1950), MEYER (1965) und KOCHMANN (1968) zugrunde gelegt werden. Diese Ansicht wird von KREBS & WACHENDORF (1974) abgelehnt.

Die durch das submarine Relief, die stofflichen Eigenschaften der pelitischen Substanz (CHAPMAN 1974) und die gravitativen Kräfte gesteuerte Olisthostrombildung vollzog sich im Flyschstadium zeitlich und räumlich vor, aber schon unter dem Einfluß der nach NW vorrückenden Faltungsfront (WUNDERLICH 1965). Die Verbindung der Schlammströme mit dem noch aktiven Diabasvulkanismus und die postdiabasisch einsetzende Grauwackensedimentation (KREBS 1968) veranlaßten SCHWAB (1970/1976, 1974), die Olisthostrombildung vor die Hauptschüttung der Grauwacken in die nach NW wandernden Tröge einzustufen. Im Gegensatz hierzu vertritt LUTZENS (1972, 1973) die Ansicht, daß die Olisthostrome nach der Grauwackensedimentation als synparoxysmale Bildungen entstanden (vgl. SCHWAN 1974, KREBS & WACHENDORF 1974). Für beide Deutungen der Lagerungsverhältnisse gibt es im Gelände Belege. Die Tiefbohrungen sprechen für die Darstellung nach LUTZENS, vorausgesetzt, daß die im Liegenden der Olisthostrome erbohrten Grauwacken nicht jeweils den älteren Zyklen im Sinne von REICHSTEIN (1965) angehören, was aber nach der Schwermineralführung der Grauwacken in der Bohrung Götzenteiche anzunehmen ist. Das Harzgeröder Olisthostrom überlagert hier distale, d.h. küstenfern abgelagerte oberdevonische Grauwacken.

Das Material der Grauwacken wurde küstenparallel transportiert, die Trübestrome bewegten sich von SW nach NE (PLESSMANN 1961; RIBBERT 1975). Die Olisthostrome entstanden dagegen aus senkrecht von den Schwellen in die Tröge gleitenden, also SE—NW gerichteten Schlammströmen. So erklären sich die unterschiedlichen Abtragungsgebiete von Grauwacken und Olisthostromen. Nach LINDERT (1971) führen die oberdevonischen Grauwacken Abtragungsprodukte magmatischer Gesteine (Rhyolithe, Granite) und die unterkarbonischen Grauwacken Metamorphite (Glimmerschiefer, Gneise). Diese Gesteine finden sich nicht als Olistholithe. Die Rutschmassen spiegeln die Abtragung der Schwellenhülle wider. Zunächst wurden die jüngeren Schichten der Schwellenhülle und danach immer ältere Anteile abgetragen. LUTZENS (1972) bezeichnete diesen Vorgang als Umstapelung.

Olisthostrome und Grauwacken bildeten sich in mehreren Etappen. In der Regel überdauerte die Grauwackensedimentation die Schlammstrombildung. Die Schlammströme nahmen jeweils ältere Grauwacken als Olistholithe auf. Unterhalb der Schwellenflanken verzahnten sich die Trübestrom- und Schlammstromablagerungen.

#### 4.2. Die Bildung der gravitativen Gleitdecken

Neun Jahre nach der Wiederbelebung deckentektonischer Vorstellungen im Harz durch REICHSTEIN (1965) anerkannte auch SCHWAN (1974), der konsequenteste Vertreter gebundener Tektonik, die wurzellose Lagerung von Südharz- und Selke-Mulde (vgl. die Gegenüber-



stellung der kontroversen Ansichten in SCHWAN 1970, 1971 und PATZELT 1973 b). Gegenwärtig werden vor allem der Transportmechanismus und die Richtung der Deckenbewegung diskutiert. Von SCHWAB (1970/1976, 1974) wird die Ansicht vertreten, daß die ursprünglich zusammenhängende Decke von Südharz- und Selke-Mulde (= Osthartzdecke REICHSTEINS) präkompressiv und gravitativ von der aufsteigenden Mitteldeutschen Schwelle abglitt und um etwa 24 km nach NNW verfrachtet wurde. Unter Zugrundelegung von Angaben aus den Alpen (TRÜMPY 1955; TOLLMANN 1974) könnte sich der Transport der Decke in einem Zeitraum von 0,4 - 2 Mill. Jahren vollzogen haben, wenn man Transportgeschwindigkeiten von 10 - 50 mm/Jahr annimmt. Erst nach ihrer Platznahme wurde die Decke gefaltet und innendeformiert. Da der Weg der Decke über die Wippraer Einheit ging, kann diese nicht als die Wurzelzone (DAHLGRÜN 1933; REICHSTEIN 1965) gelten. Die Deckengleitung schloß sich genetisch und räumlich unmittelbar an die Olisthostrombildung an. Akzeptiert man die von BREDDIN (1973) für das rhenoardennische Variszikum entwickelte Vorstellung über den Deckenschub im Massiv von Stavelot-Venn, so liegt eine Ursache für den Deckenbau im Zusammenwirken von Auflast- und Tangentialeinengung, d.h., auflastbedingtes horizontales, gravitatives Gesteinsfließen und Längung durch Innendeformation (Schieferung) bewirkten den aktiven Deckenvorschub. Die Zone des passiven Deckenvorschubes war in Schubrichtung der aktiven Zone vorgelagert. In ihr wirkten die gravitativen Kräfte, hier befand sich der Weg der Südharz-Selke-Decke. Beide Zonen verlagerten sich nach NW. Im Gebiet des heutigen Harzes wurden die passiven Bereiche des Deckenvorschubes von der aktiven Zone überwältigt und die Olisthostrome und Deckenschollen gemeinsam mit dem autochthonen Untergrund verfaltet.

Die Schichtenfolge der Südharz-Selke-Einheit liegt wurzellos über dem Harzgeröder Olisthostrom (Abb. 5). An ihrer Basis ist eine starke Beanspruchung der überschobenen Gesteine zu beobachten. Die bis zur Mylonitisierung und Kataklase reichende Beanspruchung kann nicht als Phyllonitisierung im Sinne einer Diaphthorese (FISCHER 1929) bezeichnet werden, weil die schwache epizonale Metamorphose der Gesteine allmählich nach S zunimmt (FRANZKE 1969). Die bereits überschobenen Gesteine wurden erst im Verlaufe der Faltung von der Metamorphose betroffen.

Die Stieger Schichten und die mit ihnen in Verbindung stehenden Diabase und Tuffe bilden die tiefsten Teile der Decke. Ihre Lagerung ist flach und durch Verschuppungen gekennzeichnet (WACHENDORF 1966; KNEIDL & WILD 1969; GLÄSSER 1971; BREMER 1972). Während SCHWAB (1970/1976) von der Annahme ausging, die Stieger Schichten seien in mehr oder weniger ungestörtem Verband überschoben (SCHRIEL 1933; DAMM 1960), sehen KREBS & WACHENDORF (1974) in den Stieger Schichten eine Melange. LUTZENS (1975) rechnet sie faziell und genetisch zum Harzgeröder Olisthostrom. Die Diabase und Kieselschiefer werden als flachlagernde Olistholithe angesehen, über denen die noch im ungestörten Verband mit Tonschiefern befindlichen Südharz- und Selke-Grauwacken lagern. Nach SCHWAB (1970/1976), GLÄSSER (1971) und BREMER (1972) stellen die starren Grauwacken selbständige tektonische Stockwerke dar, die nach der gravitativen Gleitung bei der tektonischen Deformation nochmals über ihrer Unterlage absicherten. Sie wurden unter der Auflast der gravitativ en bloc bewegten, mehrere hundert Meter mächtigen Südharz-Selke-Grauwacken intensiv zerschert, wobei aber die ursprüngliche stratigraphische Abfolge erhalten blieb. Dies unterscheidet die Stieger Schichten von den "umgestapelten" Schlemmstrombildungen des Harzgeröder Olisthostroms. Die Entwicklung der Lage-

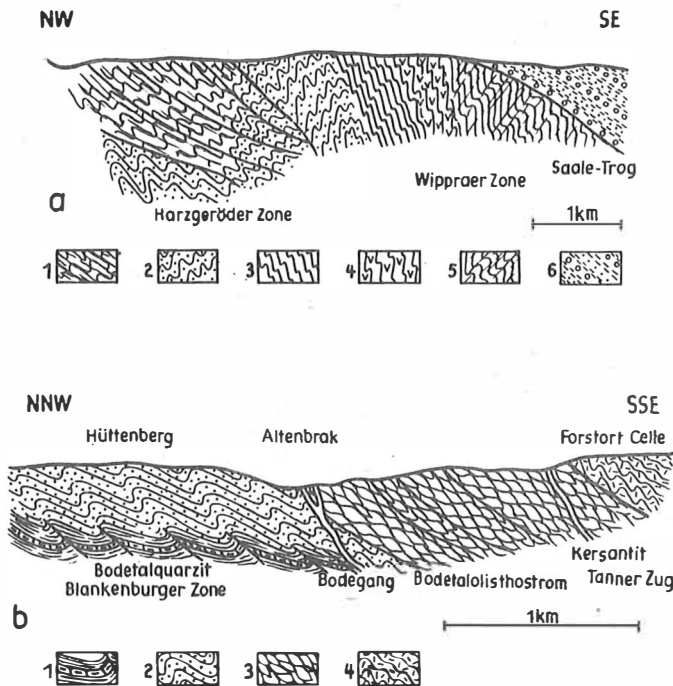


Abb. 6. a: Schnitt durch die Wippraer Zone; 1 - Harzgeröder Olisthostrom (Dinant), 2 - Phyllite und Quarzite der Serien 2 und 3 (Ordoviz, Silur), 3 - Klippmühlquarzit (Serie 4), Ottrelithschiefer (Serie 5) (Devon), 4 - Grünschiefer (Serie 6) (Mitteldevon), 5 - Grauwacken und Kieselschiefer der Serie 7 (Oberdevon), 6 - Molassesedimente (Oberkarbon)  
 b: Schnitt durch die Blankenburger Zone bei Altenbrak; 1 - Wissenbacher Schiefer (Eifel), 2 - Bodetalquarzit (Eifel - Famenne?), 3 - Bodetalolisthostrom (Dinant), 4 - Tanner Grauwacke (Dinant)

rungsverhältnisse in Südharz- und Selke-Mulde erfolgte in vier Phasen:

1. Sedimentation in einem schwellenwärts gelegenen Raum des mobilen Schelfes. Mit den oberdevonischen Grauwacken setzte die Abtragung der Hülle der Mitteldeutschen Schwelle ein (Herzynkalkgerölle, vgl. RUCHHOLZ & WARNCKE 1963; Granodiorit- und Rhyolithgerölle, vgl. LINDERT 1971; paläogeographische Karten in BURCHARDT 1974).
2. Olisthostrombildung im frühen Visé in einem der Schwelle im NW vorgelagerten Trog. Die Abtragung der Schwellenhülle spiegelt sich in der umgekehrten stratigraphischen Abfolge der Olistholithe im Olisthostrom wider.
3. Gravitative Gleitung der Südharz-Selke-Decke nach NW unter Ausbildung einer Scherzone an flachen Schubbahnen über dem Harzgeröder Olisthostrom. Die stratigraphische Abfolge in der Decke bleibt erhalten.

#### 4. NW-vergente Faltung, Schieferung und Einbeziehung der allochthonen Schichten in die regionale Metamorphose.

Nur die 1. Sedimentationsphase kann direkt stratigraphisch eingestuft werden. Nach SCHWAB (1970/1976) müßten sich die Phasen 2 und 3 entweder vor oder noch während der Ablagerung der Tanner Grauwacken abgespielt haben, d.h. im unteren Visé. Nach LUTZENS (1975) vollzogen sich die Phasen 2 und 3 erst nach der Bildung der unterkarbonischen Grauwacken im oberen Visé oder unteren Namur (vgl. PATZELT 1973 b). Die von LUTZENS (1975), SCHWAN (1974), KREBS & WACHENDORF (1974), BURCHARDT (1974) vertretene Ansicht steht im Widerspruch zu den Vorgängen während der 4. Phase, weil die regionale Metamorphose, die eine tiefere Versenkung der betroffenen Gesteine voraussetzt, in der Mitteldeutschen Schwelle schon im Visé wirkte. Demnach kann die Mitteldeutsche Schwelle nur bis zum unteren Visé als Herkunftsgebiet des Harzgeröder Olisthostroms und der Südharz-Selke-Decke angesehen werden. Unter Zugrundelegung der von KREBS & WACHENDORF (1973, 1974) entwickelten Anschauung bezüglich aufsteigender Wärmefronten über Manteldiapiren gewinnt die Ansicht von LUTZENS an Wahrscheinlichkeit. Nach BRAUSE (1975 a), der das Prinzip der Versenkungsmetamorphose vertritt, folgten die Olisthostrome einer nach SE gerichteten Abströmung. Diese Auffassung läßt sich nur schwer mit den gegenwärtigen paläogeographischen Vorstellungen in Übereinstimmung bringen.

#### 5. Die Faltung der paläozoischen Gesteine im Harz

##### 5.1. Das Alter der Faltung

Die tektonischen Bewegungen begannen im Harz mit bruchtektonischen Verstellungen im eugeosynklinalen Stadium. Sie schufen die Voraussetzungen für die Förderung von basischen Schmelzen, die auf trogachsenparallel SW—NE streichenden, tiefreichenden Spalten im Kreuzungsbereich mit meridionalen Tiefenbrüchen aufstiegen (MUCKE 1973). Vertikale Verstellungen sind an den Riffen von Elbingerode und Iberg nachzuweisen (FRANKE 1973). Im Frasne wurde die Absenkung des Riffuntergrundes unterbrochen, und zu Beginn des Unterkarbons führten Hebungen zu teilweiser Abtragung. Später füllten sich tektonisch angelegte Karstspalten mit unterkarbonischen Sedimenten. Schließlich wurden an den Flanken des Elbingeröder Komplexes Rutschungen und Schlammströme sowie der Deckdiabasvulkanismus durch weitere vertikale Verstellungen ausgelöst. Die Grauwackensedimentation begleitete die tektogene Kompression. Gemeinsam mit den Sedimentationsräumen rückte die Faltungswelle von der internen zur externen Flanke des Rheinischen Troges vor. Diese Bewegungsrichtung zeichnet sich auch in der ausgeprägten NW-Vergenz der Faltenstrukturen ab. Durch die SE—NW gerichtete Einengung wurden die SW—NE streichenden Förderspalten für die basischen Schmelzen geschlossen und die Bildung von Diabasen unterbrochen. Mit der Grauwackensedimentation ist deshalb keine Diabasförderung verbunden.

Die Faltung begann im Gebiet der Mitteldeutschen Schwelle im Oberdevon, spätestens im Tournai; im Namur erreichte sie den Oberharz (Abb. 9). Das Vorrücken der Faltung von SE nach NW nahm für 100 km etwa 30 Mill. Jahre in Anspruch (etwa 3 mm im Jahr). Als jüngste Bildung wurde das Harzgeröder Olisthostrom von der Regionalmetamorphose betroffen. Die pelitischen Anteile der unternamurischen Oberharzger Kulmgrauwacken sind

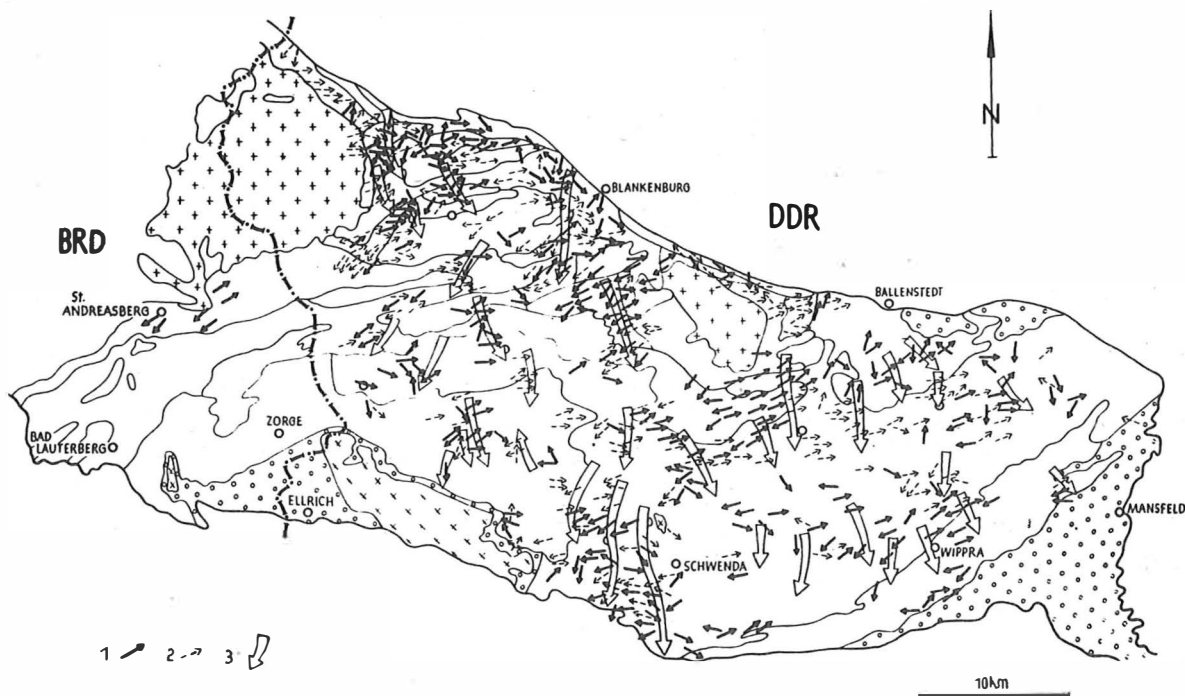


Abb. 7. Übersichtskarte für das Streichen und Fallen der  $B_1$ -Achsen im Unter- und Mittelharz

1 - Faltenachsen, 2 - Lineare, 3 - konstruierte Achsenrichtung der Querrichtung

die jüngsten geschieferten Gesteine (im Sinne der Auffassung von SCHWAB). Nicht mehr von Faltung und Schieferung betroffen wurden der oberkarbonische rhyolithische Bodegang und die Molassesedimente des Oberkarbons (Westfal, Stefan), die mit annähernd rechtwinkliger Winkeldiskordanz die steilstehenden, epizonal metamorphosierten Gesteine der Wippraer Einheit überlagern (Abb. 6). Im Oberharz sind die ältesten Molassen unterpermisch. Hier umfaßt die Schichtlücke zwischen der jüngsten Flyschbildung und der Molasse etwa 40 Mill. Jahre (mittleres Namur bis unteres Autun). Auch im Unterharz entspricht diese Schichtlücke einem Zeitraum von 40 Mill. Jahren (unteres Visé bis mittleres Westfal). Es ist demnach für die einzelnen geologisch-tektonischen Einheiten des Harzes mit einer etwa 40 Mill. Jahre dauernden Periode zu rechnen, in der Faltung, Schieferung, regionale Metamorphose herrschten und die Umwandlung zum Morphogen vor sich ging (Abb. 9). Eine Zuordnung bestimmter Ereignisse zu den gebirgsbildenden Phasen im Sinne von STILLE (bretonische, sudetische und asturische Phase) ist im Harz nicht möglich.

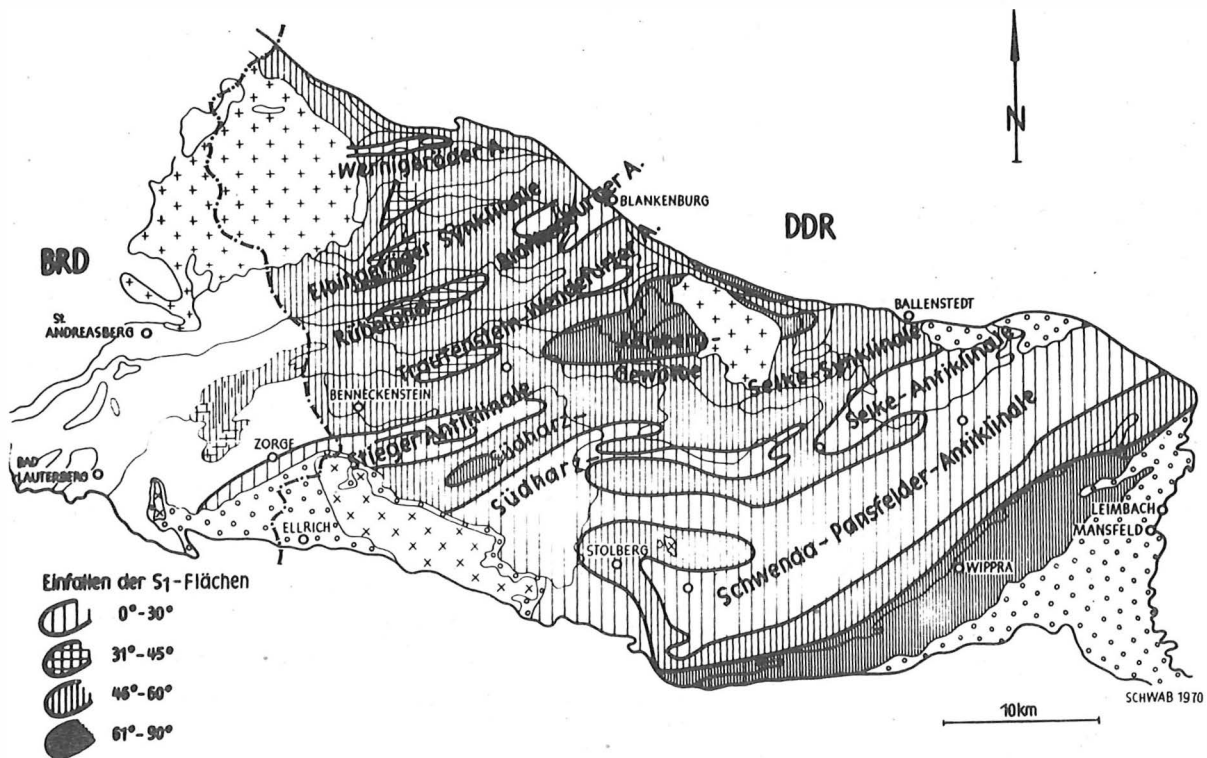


Abb. 8. Karte der Isoklinen für das Einfallen der Schieferungsflächen im Unter- und Mittelharz

## 5.2. Die tektonischen Deformationen

Die strukturellen Einheiten des Harzes zeichnen sich durch einen disharmonischen Stockwerkbau aus. Nach den Gefügen lassen sich Bereiche mit Phyllit- und mit Schiefergebirgstektonik (SCHROEDER 1958) unterscheiden. Die feintektonischen Untersuchungen beruhen auf der Feststellung der Raumlage und auf der statistischen Erhebung folgender Gefügeelemente: Streichen und Fallen der Schichtflächen  $ss$ , Schieferflächen  $s_1$ ,  $s_2$  (Abb. 8), Kluft- und Verwerfungsflächen, der linearen Elemente wie Faltenachsen, Schnittgeraden, Bewegungsspuren (Abb. 7). Ferner wurden die verschiedenen Schieferungstypen und Scherflächen analysiert. Als Ergebnis der feintektonischen Analyse des Unterharzes unterscheidet SCHWAB (1970/1976) folgende von der Gesteinsausbildung und der Tiefenlage abhängige tektonische Deformationsstufen:

1. Schichtfaltung mit Aufrichtungswinkeln der Faltenachsen zwischen  $30^\circ$  und  $70^\circ$ , Beschränkung der inneren Deformation auf Transversalschieferung in pelitischen Lagen, schwache Vergenz;
2. Schichtfaltung und innere Deformation für alle Schichten, Aufrichtungswinkel zwischen  $50^\circ$  und  $90^\circ$ , planare Schieferflächen ( $s_1$ ), Abscherungen von Faltenachsen-

keln parallel zu den Mittelebenen der Falten in größeren Abständen, mittelsteile Vergenz;

3. Schieferungsfaltung und weit verbreitete Parallelschieferung ( $s_2/s_1$ ), planolinerare Schieferflächen, Aufrichtungswinkel der Schieferungsfalten ( $B_2$ )  $45^\circ - 80^\circ$ ,  $s_2$ -Schieferflächen als Schubklüftung und Knickschieferung, Abscherungen an flachen Scherflächen parallel zu den Mittelebenen der Falten häufig, starke NW-Vergenz;
4. Schieferungsfaltung ( $B_2$ ), Parallelschieferung ( $s_2/s_1$ ), planolinerare Schieferflächen, steiles Einfallen, Aufrichtungswinkel der  $B_2$ -Falten zwischen  $50^\circ$  und  $80^\circ$ ,  $s_2$ -Schieferflächen mit steilem Einfallen,  $s_3$ -Schieferflächen als Knickflächen sporadisch auftretend, schwache bis mittelsteile Vergenz.

Diese vier Abstufungen der Deformationsintensität, die sich auch in der von Stufe 1 nach Stufe 4 sich steigernden Gesteinsdichte der pelitischen Gesteine (Stufe 1:  $2,65 \text{ g cm}^{-2}$ ; Stufe 2:  $2,70 \text{ g cm}^{-2}$ ; Stufe 3/4:  $2,76 \text{ g cm}^{-2}$ ) und im Übergang von der Anchi-metamorphose in die epizonale Metamorphose zeigen (PAECH und SCHWAB), lassen sich entsprechend Tab. 1 den Harzeinheiten zuordnen.

Die räumliche Lage der linearen Gefügeelemente der  $B_1$ -Faltung wurde für den Unterharz in Abb. 7 zusammengefaßt. Bei einem generellen SW—NE-Streichen der Faltenachsen werden Abweichungen vor allem in die WNW—ESE-Richtung festgestellt. Die Deutung der WNW—ESE streichenden Zonen ist umstritten. Eine primäre Anlage dieser "Querzonen" (SCHWAN 1956) ist wahrscheinlich, da diese Bereiche schon von den unterpermischen NNW streichenden Mittelharzer Gängen durchsetzt werden, so daß eine Verstellung an saxo-nisch angelegten Störungen nicht in Frage kommt.

Im Oberharz wird das SW—NE-Streichen weit weniger gestört. Hier sind - wie auch im Unterharz - nur lokale Abweichungen an SE—NW und N—S streichenden Verwerfungen festzustellen (MOHR 1969; SPERLING 1969). Das Achsenstreichen geht auf eine SE—NW gerichtete tektonische Kompression zurück. Mit dieser Beanspruchung ist eine Querfaltung verbunden, deren Achsen meridional verlaufen (Abb. 7). Diese Querfaltung drückt sich sowohl in einem  $b \perp b'$ -Gefüge als auch in der Verbiegung des gesamten s-Flächen-Gefüges um die Querfaltenachsen aus. Das Maß der Kompression ist wie die Gesteinsgefüge fazies- und stockwerksabhängig. Die Verkürzung der pelitischen Gesteine durch die  $B_1$ -Faltung schwankt zwischen 5 und 65 % der Urlänge und durch die  $B_2$ -Faltung zwischen 70 und 95 %. Legt man mittlere Einengungsbeträge zugrunde, die im SE (Wippraer und Harzgeröder Einheit) bei 80 % und im NW (Clausthaler Einheit) bei 40 % liegen, dann kann man eine von SE nach NW abnehmende Faltungsintensität im Harz feststellen (WUNDERLICH 1965). Die Faltung klingt im Harz nicht aus, die Abnahme ihrer Intensität ist die Folge unterschiedlich tiefer Oberflächenanschnitte (SCHWAN 1956). So sind in der Clausthaler Zone die höchsten Falten angeschnitten (RIBBERT 1975). Die tektonischen Gefüge der tieferen Anschnitte des Oberharzer Devonsattels entsprechen im wesentlichen, sieht man von faziestektonisch bedingten Unterschieden ab, denjenigen der Blankenburger Zone des Unterharzes.

Ausbildung und Intensität der Faltung werden neben der Gesteinsfazies (Faziestek-tonik nach SCHWAN) sehr wesentlich von der Versenkungstiefe während der tektonischen Deformation beeinflußt. Diese Beziehungen sind besonders auch an der Verbreitung und Ausbildung der 2. Faltung zu beobachten. In allen strukturellen Einheiten des Unter-

Tab. 1. Die tektonische Deformation in den geologisch-tektonischen Einheiten des Harzes

Geolog.-tekton. Einheiten Lithotypen	Faltungstypen	Vergenz	Deformationsintensität
Wippraer Einheit Phyllite	B <sub>1</sub> - u. B <sub>2</sub> -Faltung, ss//s <sub>1</sub> ; s <sub>2</sub>	steiler Vergenzfächer, NW u. SE	Stufe 4
Harzgeröder Zone Olisthostrom	B <sub>1</sub> - u. B <sub>2</sub> -Faltung, an flachen Scherflächen verschuppt, ss//s <sub>1</sub> ; s <sub>2</sub>	flache NW-Vergenz, 60-90°	Stufe 3
Tanner Zug Grauwacken	B <sub>1</sub> -Faltung, s <sub>1</sub> (transversal)	wechselnde NW- u. SE-Vergenz	Stufe 1
Südharz-Selke-Einheit Melange	B <sub>1</sub> - u. B <sub>2</sub> -Faltung, an flachen Scherflächen verschuppt, ss//s <sub>1</sub> ; (s <sub>2</sub> )	flache NW-Vergenz, 60-90°	Stufe 3
Grauwacken	B <sub>1</sub> -Faltung, an flachen Scherflächen verschuppt, s <sub>1</sub> (transversal)	wechselnde NW-Vergenz	Stufe 1
Blankenburger Zone Tonschiefer, Quarzite	B <sub>1</sub> -Faltung, schwach verschuppt, s <sub>1</sub> (transversal); (s <sub>2</sub> )	wechselnde NW-Vergenz	Stufe 2, lokal auch Stufe 3
Elbingeröder Komplex Grauwacken	B <sub>1</sub> -Faltung, s <sub>1</sub> (transversal)	wechselnde NW-Vergenz	Stufe 1
Riffkalke	B <sub>1</sub> -Verbiegungen, schwach innendeformiert		Stufe 1
Hüttenröder Olisthostrom	B <sub>1</sub> -Faltung, an flachen Scherflächen verschuppt, ss//s <sub>1</sub> u. transversal; s <sub>2</sub> lokal	flache NW-Vergenz, 40-70°	Stufe 3
Sieber-Mulde Grauwacken	B <sub>1</sub> -Faltung, s <sub>1</sub> (transversal)	wechselnde NW- u. SE-Vergenz	Stufe 1 u. 2
Acker-Bruchberg-Zone Quarzit	B <sub>1</sub> -Faltung, an steilen Scherflächen verschuppt, s <sub>1</sub> (transversal)	steiler NW/SE-Vergenzfächer	Stufe 2
Söse-Mulde Tonschiefer	B <sub>1</sub> -Faltung, an Scherflächen verschuppt, s <sub>1</sub> (transversal)	steile NW-Vergenz	Stufe 2
Oberharzzer Diabaszug	B <sub>1</sub> -Faltung, an Scherflächen verschuppt, s <sub>1</sub> (transversal)	steile NW-Vergenz	Stufe 2
Clausthaler Zone Grauwacken	B <sub>1</sub> -Faltung, s <sub>1</sub> (transversal)	vorwiegend mittelsteile Vergenz, 50-70°	Stufe 1
Oberharzzer Sattel Sandstein	B <sub>1</sub> -Faltung s <sub>1</sub> (transversal)	steile NW-Vergenz, 70-80°	Stufe 1
Tonschiefer	B <sub>1</sub> -Faltung, an Scherflächen verschuppt, s <sub>1</sub> (transversal); (s <sub>2</sub> lokal)	mittelsteile NW-Vergenz	Stufe 2

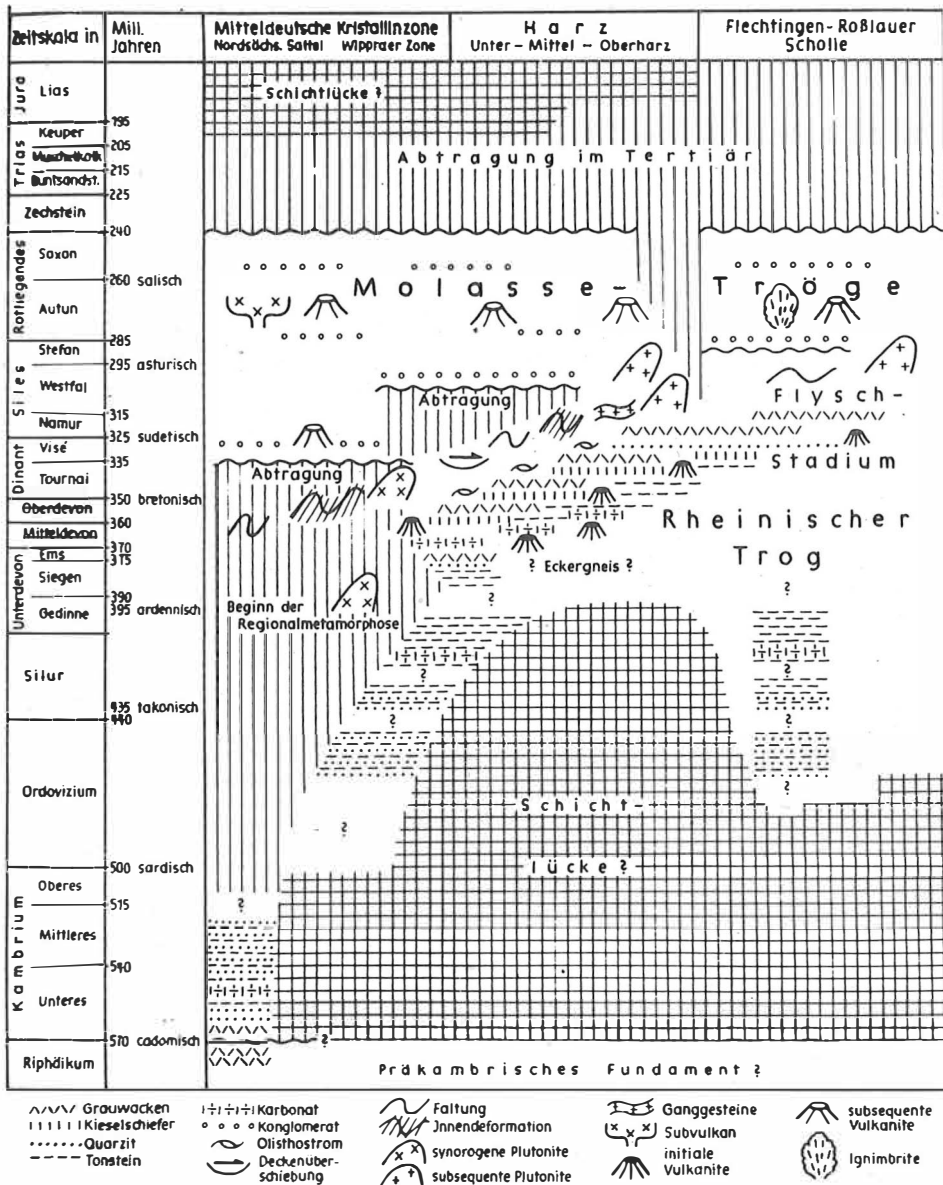


Abb. 9. Schema der geotektonischen Entwicklung im N-Teil der Mitteldeutschen Kristallinzone und in der östlichen Rhenoharzynischen Zone



harzes wurden - obwohl junge Bildungen - die Olisthostrome von dieser  $b_2$ -Beanspruchung betroffen. In den Olisthostromen liegen deshalb tektonisch tiefe Anschnitte vor. Die an der heutigen Oberfläche ausstreichenden Olisthostrome befinden sich in Aufwölbungen, die im Zusammenhang mit der  $b_2$ -Beanspruchung entstanden sind. Diese Aufwölbungen werden von flachen  $s_1$ -Flächengewölben gebildet (SCHWAB u.a. 1970). Es ist nicht auszuschließen, daß kuppelförmig aufsteigende Migmatitfronten (vgl. KREBS & WACHENDORF 1974) diese  $B_2$ -Strukturen hervorriefen, nachdem zuvor die sich mit den Olisthostromen füllenden Tröge, von einem Abstrom erfaßt, relativ tief einsanken. Während die Tröge Aufstiegstendenzen zeigten, wurden präexistierende Schwellen abgesenkt, so die Mittelharzschwelle mit dem Elbingeröder Riff. Der Elbingeröder Komplex ist nach den heutigen Lagerungsverhältnissen als  $B_1$ -Sattel in  $B_2$ -Muldenstellung zu bezeichnen, der von  $B_2$ -Antiklinalen aus dem Hüttenröder Olisthostrom flankiert wird. Auch Südharz- und Selkemulde sind  $B_2$ -Strukturen. Sie gehörten ursprünglich einer gemeinsamen  $B_2$ -Synklinalzone an, die erst im Morphogenstadium durch die Bildung der als Abtragungsgebiet für die Molassesedimente dienenden Unterharzschwelle in die beiden Teilmulden aufgelöst wurde. Die Absenkung der Mulden hielt im Morphogenstadium an, was durch die Anlage der Molassebecken von Ilfeld und Meisdorf demonstriert wird. In der Isoklinenkarte für die  $s_1$ -Flächen (Abb. 8) bilden sich die  $B_2$ -Großstrukturen gut ab.

### 5.3. Die Gesteinsmetamorphose

Regionalmetamorphe Gesteine sind im Harz in der Wippraer Einheit, in der Blankenburger Einheit und als Eckergneis im Brockenmassiv verbreitet. Ferner werden Metamorphite als Einschlüsse in Rhyolithgängen beobachtet.

Die ordovizischen bis oberdevonischen Phyllite der Wippraer Einheit (Abb. 2) liegen in Grünschieferfazies (Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies) des Barrow-Typs vor (FISCHER 1929; FRANZKE 1969). Nach dem Auftreten von Karpholith ist mit Temperaturen um  $400\text{ }^{\circ}\text{C}$  bei 2,5 kb zu rechnen (DASGUPTA, SEIFERT & SCHREYER 1974). Der größte Teil der von Diabasen und Diabastuffen abzuleitenden Grünschiefer gehört zur höchsttemperierten Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies (FRANZKE 1969), doch beobachtete FRANZKE auch den für die Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies kritischen Stilpnomelan, der in den höher temperierten Diabasgrünschiefern verschwindet. Auch das Auftreten von Pumpellyit (LUSZNAT 1959) spricht für Temperaturen unter  $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ . - Von den nur aus Bohrungen bekannten Phylliten der Blankenburger Zone und den Ortho- und Paragneiseinschlüssen im Bodegang liegen noch keine Untersuchungen vor.

Das Verbreitungsgebiet des Eckergneises liegt im Streichen des Acker-Bruchberg-Zuges zwischen dem Harzburger Gabbro im W und den Brockengraniten im E. Die sedimentären Metamorphite fallen flach unter die Granite und steiler unter den Harzburger Gabbro ein. Sie werden diskordant von Gabbro- und Granitgängen durchsetzt. Nach dem Mineralbestand handelt es sich um kontaktmetamorphe Biotit-Cordierit-Schieferhornfelse mit Einschaltungen von Hornblende-Plagioklas-Gesteinen und Kalk-Silikat-Hornfelsen (ERDMANNSDÖRFFER 1909) oder um ein kompliziert entstandenes, polymetamorphes Material (CHATTERJEE, PLESSMANN & WUNDERLICH 1960), das sich aus Para-Glimmerschiefern über

eine Diaphthorese und endlich über die Kontaktmetamorphose bildete. Nach SCHOELL, LENZ & HARRE (1973) ergaben Rb/Sr-Isotopenanalysen des Eckergneises ein Isochronenalter von  $379 \pm 10$  Mill. Jahren (Unterdevon), das als Zeitpunkt für die erste Metamorphose interpretiert wird (Abb. 9). Der Eckergneis wird als das primäre Dach des Harzburger Gabbros angesehen. Zwischen den Eckergneis und die Schichten des Ackerbruchberg-Zuges soll sich die Intrusion des Brockenplutons eingeschoben haben.

#### 6. Die tektonischen Stockwerke und die Lagerungsverhältnisse der Gesteine im Harz

Die strukturellen Einheiten im Harz zeichnen sich sowohl durch einen disharmonischen als auch durch einen historischen Stockwerkbau aus. Den disharmonischen Stockwerken liegen vor allem faziestektonische Kriterien und die Intensität der tektonischen Beanspruchung in Abhängigkeit von der Tiefe zugrunde. Die historischen Stockwerke leiten sich von der geodynamischen Entwicklung ab. Unter historischen Aspekten sind vier tektonische Hauptstockwerke auszuhalten:

1. Stockwerk der Molassesedimente: autochthon, ungefalted;
2. Stockwerk der Flyschsedimente: autochthon, gefaltet, innendeformiert;
3. Stockwerk der Olisthostrome und Gleitdecken: allochthon, gefaltet, innendeformiert;
4. Stockwerk der Schiefergesteine: autochthon, gefaltet, innendeformiert.

Die Gesteine dieser lithofaziell vorgezeichneten tektonischen Stockwerke wurden mit Ausnahme des Molassestockwerkes gemeinsam gefaltet, geschiefert (innendeformiert) und bei größerer Versenkung metamorphosiert. Die Lagerungsverhältnisse sind außer auf die rein sedimentären Prozesse während der Ablagerung der Schichten vor allem auf die nachstehenden Vorgänge zurückzuführen:

1. Bildung synsedimentärer und epigenetischer initialer Magmatite im Eugeosynklinalstadium;
2. Umlagerung eugeosynklinaler Sedimente und initialer Vulkanite durch Schlammströme und durch gravitative Gleitungen;
3. tektonische Kompression der autochthonen eugeosynklinalen Gesteine gemeinsam mit den allochthonen Gleitmassen und dem autochthonen Flysch;
4. tektonische Verstellung der gefalteten, geschieferten und verschuppten Gesteine an vertikalen Brüchen und Aufstieg von subsequenten Schmelzen und hydrothermalen Lösungen.

Die teilweise recht komplizierten Lagerungsverhältnisse im Harz, deren grundsätzliche Klärung wir in erster Linie den Untersuchungen von SCHRIEL, DAHLGRÜN, GALLWITZ, SCHWAN, ZÖLLICH u.a. verdanken, werden im Rahmen dieser Übersicht nur tabellarisch zusammengefaßt (Tab. 1 und 2) und durch geologische Schnitte (Abb. 4, 5, 6) illustriert. In Tab. 2 sind die Lagerungsverhältnisse der geologisch-tektonischen Einheiten kurz als Antiklinorien, Synklinorien und Synklinalzonen charakterisiert. Unberücksichtigt bleiben in der Übersicht neben den speziellen Lagerungsverhältnissen auch die von SCHWAN und anderen Autoren als Hauptstörungen bezeichneten Grenzstörungen zwischen den verschiedenen Einheiten, die meist als Aufschiebungen vorliegen. In den verschuppten Antiklinorien und Synklinorien werden häufig die Falten zerschert oder von Schuppen vertreten, wenn es sich um primär gestörte Schichtverbände handelt.

Tab. 2. Die tektonischen Hauptstockwerke in den geologisch-tektonischen Einheiten des Harzes

Geolog.-tekton. Einheiten	Tektonische Hauptstockwerke (1 bis 4)	Tektonische Lagerung
Wippraer Einheit	autochthone Phyllite (4)	verschupptes Antiklinorium mit steilen $B_2$ -Falten
Harzgeröder Zone	allochthone Phyllite, Tonschiefer im Olisthostrom (3)	verschupptes Synklinorium mit flachen $B_2$ -Gewölben
Tanner Zug	autochthone Grauwacken u. Grauwackenschiefer (2)	$B_1$ -Synklinalzone, randlich durch Harzgeröder Zone überschoben
Südharz-Selke-Einheit	allochthone Tonschiefer in Melange u. Grauwacken (3)	gravitative Decke als $B_2$ -Synklinalzone über Harzgeröder Synklinorium
Blankenburger Zone	autochthone Phyllite, Tonschiefer, Quarzite u. Kalksteine (4)	verschupptes Antiklinorium mit Schiefergebirgsdeformation im Anschnitt-niveau
Elbingeröder Komplex	autochthone Vulkanite, Kalksteine, Grauwacken, flankiert von Olisthostrom (3), (4)	Antiklinorium in $B_2$ -Synklinalzone
Sieber-Mulde	autochthone Grauwacken u. Grauwackenschiefer (2)	$B_1$ -Synklinorium
Acker-Bruchberg-Einheit	autochthone Quarzite und Quarzitschiefer über allochthonem Olisthostrom (2), (3)	verschupptes $B_1$ -Synklinorium in $B_2$ -Synklinalzone
Söse-Mulde	autochthone Grauwacken, Grauwackenschiefer u. Tonschiefer (2), (4)	$B_1$ -Synklinorium
Oberharzer Diabaszug	autochthone Tonschiefer u. Diabase (4)	verschupptes $B_1$ -Antiklinorium
Clausthaler Zone	autochthone Grauwacken u. Grauwackenschiefer (2)	$B_1$ -Synklinorium mit rel. weitspannigen Sätteln u. Mulden
Oberharzer Devonsattel	autochthone Sandsteine, Tonschiefer u. Diabase (4)	$B_1$ -Antiklinorium

## 7. Die spätvariszischen Deformationen

Im Morphogenstadium entwickelte sich im Harz ein Gitter von WNW—ESE, NNW—SSE und NNE—SSW gerichteten Brüchen, Gangspalten und Verwerfungen, das Beziehungen sowohl zum variszischen als auch zum jüngeren saxonischen Beanspruchungsplan besitzt. Bis zum unteren Autun wirkte sich der Einfluß der von SSE angreifenden variszischen Druckkomponente aus. Ab Westfal war der Einfluß NNE gerichteter lineamentärer Zonen wirksam, und vom oberen Autun an setzten sich WNW bzw. NW streichende offene Spalten durch, die dann im Mesozoikum das beherrschende tektonische Element wurden. Im Verlaufe des Morphogenstadiums ist eine gegen den Uhrzeigersinn gerichtete Drehung der Hauptbeanspruchungen festzustellen (FRANZKE 1974), die vor allem mit Hilfe der zeitlich datierbaren Platznahme subsequenter Schmelzen und der Paragenesenfolge von Erz- und Mineralgängen (KUSCHKA & FRANZKE 1974) analysiert werden kann.

In die NNE—SSW streichenden lineamentären Zonen intrudierten die Magmen der Plutone. In den höheren Krustenteilen benutzten sie auch die in der variszischen Druckrichtung gelegenen NNW—SSE streichenden Spalten zum Aufstieg. Diese auch als Dehnungsfugen im Scharnier der Harzsigmoide gedeuteten Spalten dienten dann als Aufstiegswege der Mittelharzer Gänge. Die WNW—ESE streichenden, bis ins untere Autun noch geschlossenen Scherflächen des variszischen Beanspruchungsplanes wurden vom Autun ab mineralisiert. Der älteren Sulfidmineralisation auf NW—SE orientierten Spalten folgte nach FRANZKE (1974) die Karbonspat- und Fluorit-Baryt-Mineralisation auf WNW—ESE streichenden Brüchen. Der infolge von Scherbewegungen noch dispersen Verteilung von Sulfiden und Karbonspäten steht die Abscheidung mächtigerer Baryt- und Fluoritgänge auf gezerrten Scherspaltan und Fiedergängen gegenüber (FRANZKE 1974).

Die WNW—ESE streichenden Zerrungsstrukturen entstanden im Mesozoikum im Rückland der als Aufschiebung ausgebildeten, ebenfalls WNW—ESE gerichteten Harznordrandstörung (FOUCAR 1936; WUNDERLICH 1953), an der sich das paläozoische Grundgebirge des Harzes auf das oberpermisch-mesozoische Tafelstockwerk des Subherzynen Beckens schob (Abb. 4). Diese Bewegungen hatten ihren Höhepunkt in der Oberkreide (subherzynische Phasen). Sie wurden von Abschiebungsbewegungen an parallel gerichteten Brüchen im südlichen Rückland des Harzes begleitet. Dabei wurde der Harz als WNW—ESE streichende, leistenförmige Scholle herausgehoben und nach SSW gekippt. Dadurch greift am südlichen Harzrand das Tafelstockwerk transgressiv auf das Grundgebirgsstockwerk über, während der nördliche Harzrand als Störungszone ausgebildet ist, an der das Tafelstockwerk bei der Heraushebung aufgeschleppt und überkippt wurde (vgl. MÖBUS 1966).

## 8. Der Gebirgsbau des Harzes im variszischen Tektogen

Der Harz bildet einen Abschnitt des über das Rheinische Schiefergebirge, die Ardennen bis nach Cornwall reichenden Faltengebirgsgürtels der Rheniden und gehört - nördlich der von BRAUSE (1970) als Mitteldeutsche Scheitelzone bezeichneten Mitteldeutschen Kristallinzonen gelegen - zu den variszischen Externiden. Der Faltenbau der Rheniden entwickelte sich weitgehend frei mit N-Vergenz gegen die im Vorland liegende Osteuropäische Tafel (siegentypischer Bau nach BRAUSE 1970) und folgte damit der ausgesprochen polaren Entwicklung des Flyschstadiums der Geosynklinalen. Tiefdruckmetamorphose charakterisiert die Rheniden als herzynotypes Orogen (ZWART 1967).

In den tektonischen Modellen für das mitteleuropäische variszische Gebirge spielt der Südrand der Rheniden mit der Mitteldeutschen Kristallinzone eine wichtige Rolle. Nach LAURENT (1972) befand sich am S-Rand und nach JOHNSON (1973) am N-Rand der nach SCHROEDER (1973) ensialischen Rheniden die Hauptdeformationszone zwischen zwei kontinentalen europäischen Platten. Schon die Gegensätzlichkeit der Ansichten beider Modelle belegt die Schwächen dieser plattentektonischen Interpretationen. Neuere plattentektonische Arbeiten, die sich vor allem auf den in den Rheniden weit verbreiteten mitteldevonischen bis unterkarbonischen initialen Vulkanismus stützen, legen ihrem Modell die nach S gerichtete Subduktion einer ozeanischen Platte zugrunde (RIDING 1974). ANDERSON (1975) wendet ein solches Modell auf den Harz an. Die ozeanische Lithosphäre tauchte nach ANDERSON nördlich des Oberharzes nach S ab, und das Harzgebiet lag im Paläozoikum über der BENIOFF-Zone im Bereich eines Inselbogen-Tiefseeegraben-Gebietes (Oberharzer Diabaszug, Mittelharzer Schwelle) und des Schelfes eines stabilen Kontinentes (Mitteldeutsche Schwelle). Über die Position des Kohlenkalkschelfes der nördlichen Rheniden sagt ANDERSON nichts aus.

Entgegen anderen Modellen erfordert die Interpretation des Harzes durch ANDERSON eine exakte Prüfung, die sich u.a. auf die geochemische Evolution der initialen Vulkanite, die nach HERRMANN & WEDEPOHL (1970) kontinentalen tholeiitischen Charakter besitzen, den Harzburger Gabbro, die Fragen der Abgrenzung der Harzer Olisthostrome von einer Subduktionsmelange, die geophysikalische Erkundung des Tiefenbaues erstrecken muß. Das Modell schließt die tektonische Deformation der Gesteine durch eine nach NW wandernde Faltung nicht aus, auch wenn keine nach N vorrückende Platte im Sinne eines Gebirges vom Andentyp (NICOLAS 1972) den Vorstellungen von ANDERSON zugrunde liegt.

Keine Diskussionsgrundlage bietet das Modell von BURRETT (1972). Dieser Autor postuliert einen Mitteleuropäischen Ozean im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinzone und eine nach N unter die Rheniden abtauchende Subduktionszone. Dieses nicht nur aus der Sicht der Harzgeologie abzulehnende Modell wurde u.a. von SCHROEDER (1973), THIERBACH (1975) und AGER (1975) zurückgewiesen.

Den extremen plattentektonischen Ansichten stehen die im Hinblick auf mobilistische Vorstellungen zurückhaltenden Äußerungen mitteleuropäischer Geologen (z.B. SCHROEDER 1973), Ablehnung (z.B. KREBS & WACHENDORF 1973) und die betonte Vertretung des Modells der tektogenetischen Zyklen in der Geosynklinal- und Tektogenentwicklung gegenüber (z.B. MAASS 1974). Das aus variszischer Sicht vertretbare Maß eines Mobilismus findet sich bei BRAUSE (1975 b). Dieser Autor geht von südwardigen Paläodriftbewegungen aus, die die Trogabensenkung und Faltung in Mitteleuropa bestimmten. Dabei wird die Faltung der Rheniden als ein sich nach N fortpflanzender Rückstau mit einer durch südliche Unterströmung vorherrschenden N-Vergenz betrachtet. Nach KREBS & WACHENDORF (1974) bilden sich in der Mitteldeutschen Kristallinzone anatektische Kernbereiche ab, die durch lokal begrenzte, diapirartige Wärmequellen entstanden. An den Flanken der Manteldiapire sanken infolge gravitativer Ungleichgewichte korrespondierende Tröge ein. Dieser vertikalen Primärtektogenese stand eine lateral wirksame Sekundärtektogenese gegenüber, die in der sedimentären Hülle zu gravitativen Gleitungen führte. Die Rheniden waren der Ausgangspunkt für das von KREBS (1975) vertretene Konzept der "globalen Vertikaltektonik".

Der Südrand der Rheniden gegen die Mitteldeutsche Kristallinzone wird durch eine Tiefenstörung gebildet, die am S-Rand des Rheinischen Schiefergebirges den Hunsrück gegen den Saar-Nahe-Trog (Molassestockwerk) begrenzt. Dieser Tiefenbruch (MURAWSKI 1975) streicht in NE-Richtung bis in das Gebiet südlich des Harzes, wo er in der Grenzzone zwischen der Wippraer Einheit und dem Saaletrog zu suchen ist. Überträgt man die von MURAWSKI publizierten Angaben auf das südliche Harzvorland, dann muß man auch hier eine SSE fallende, listrisch verbogene, bis unter die Moho-Diskontinuität reichende Tiefenstörung annehmen. An diesem Tiefenbruch wurde die Südscholle (einschließlich Moho-Diskontinuität) um einen bei 2 km liegenden Betrag gegenüber der Nordscholle abgesenkt. Die geologische Geschichte dieses Tiefenbruches kann durch die stoffliche Analyse der Mitteldeutschen Kristallinzone (NEUMANN 1974), des Harzes und des Saaletroges in einzigartiger Weise belegt werden, und es wird erwartet, daß diese Analyse zur Klärung der noch offenen geotektonischen Probleme beiträgt.

### Literatur

- AGER, D.V.: The geological evolution of Europe.  
Proc. geol. Assoc., Colchester 86 (1975) 2, S. 127-154
- ANDERSON, T.A.: Carboniferous subduction complex in the Harz Mountains, Germany.  
Bull. geol. Soc. Amer., Boulder 86 (1975) 1, S. 77-82
- Autorenkollektiv: Exkursionsführer Lithologie, Paläogeographie und Tektonik des Paläozoikums im Rhenoharzynikum des Harzes und der Flechtinger Scholle.  
Berlin: Ges. geol. Wiss. DDR 1973; 170 S.
- BORSDORF, K.H.: Beitrag zur Lithologie der quarzitführenden Schiefererien ("Hauptquarzit") von Wienrode-Altenbrak (Harz).  
Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 3, S. 301-306
- BRAUSE, H.: Variszischer Faltenbau und "Mitteldeutsche Kristallinzone".  
Geologie, Berlin 19 (1970) 3, S. 281-292
- BRAUSE, H.: Diskussionsbemerkung zur Geotektonik des Harzes.  
Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 3, S. 307-312 (1975 a)
- BRAUSE, H.: Paläodrift - Tektonik in Mitteleuropa.  
Z. angew. Geol., Berlin 21 (1975) 7, S. 338-349 (1975 b)
- BREDDIN, H.: Tiefentektonik und Deckenbau im Massiv von Stavelot-Venn (Ardennen und Rheinisches Schiefergebirge).  
Geol. Mitt., Aachen 12 (1973) 1, S. 81-130
- BREMER, B.: Stockwerkstektonische Untersuchungen im Südostharzkomplex (Ostharzer Silurgebiet, Harzgeröder Zone, Selkemuße).  
Hercynia, Leipzig N.F. 2 (1972) 1, S. 75-96
- BRINKMANN, R.: Die mitteldeutsche Schwelle.  
Geol. Rdsch., Stuttgart 36 (1948) 1, S. 55-66
- BURCHARDT, I.: Bemerkungen zur Altersstellung der Metamorphen Zone des Ostharzes.  
Geologie, Berlin 18 (1969) 2, S. 232-235
- BURCHARDT, I.: Ergebnisse petrographischer und genetischer Untersuchungen an Quarziten und Quarzsandsteinen des Harzes und des Flechtingen-Roßlauer Paläozoikums.  
Diss. Martin-Luther-Univ. Halle 1974
- BURMANN, G.: Das Ordovizium der nördlichen Phyllitzzone. Teil II: Wippraer Zone.  
Z. geol. Wiss., Berlin (1973) Themenheft 1, S. 9-43
- BURRETT, C.F.: Plate tectonics and the Hercynian orogeny.  
Nature, London 239 (1972), S. 155-157

- CHAPMAN, R.E.: Clay diapirism and overthrust faulting.  
Bull. geol. Soc. Amer., Boulder 85 (1974) 10, S. 1597-1602
- CHATTERJEE, N.D.; PLESSMANN, W.; WUNDERLICH, H.G.: Zur Altersstellung des Ecker-  
gneises im Harz.  
N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., Stuttgart (1960), S. 368-379
- DAHLGRÜN, G.: Blatt Halberstadt. Geol. Übersichtskarte von Deutschland im Maß-  
stab 1 : 200 000, Blatt 100.  
Berlin 1933
- DAMM, B.: Die Stieger Schichten im Westharz.  
Diss. Techn. Univ. (West-)Berlin 1960; 106 S.
- DASGUPTA, N.C.; SEIFERT, F.; SCHREYER, W.: Stability of manganocordierite and  
related phase equilibria in part of the system  $MnO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ .  
Contr. Mineral. and Petrol., Berlin 43 (1974) 4, S. 275-294
- ERDMANNSDÖRFFER, O.H.: Der Eckergneis im Harz.  
Jb. preuß. geol. Landesanst., Berlin 30 (1909), S. 324-386
- FISCHER, G.: Die Gesteine der metamorphen Zone von Wippra.  
Abh. preuß. geol. Landesanst., Berlin N.F. 121 (1929); 64 S.
- FOUCAR, K.: Der Bau der Aufrichtungszone am nördlichen Harzrand und die Klüftung  
ihrer Gesteine.  
Jb. Hall. Verband, Halle N.F. 15 (1936), S. 53-140
- FRANKE, W.: Fazies, Bau und Entwicklungsgeschichte des Iberger Riffes (Mittel-  
devon bis Unterkarbon III, NW-Harz, W-Deutschland).  
Geol. Jb., Hannover A 11 (1973); 127 S.
- FRANZKE, H.J.: Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der Grünschiefer von  
Wippra (Harz).  
Hercynia, Leipzig N.F. 6 (1969) 2, S. 187-206
- FRANZKE, H.J.: Zur Strukturanalyse der hydrothermalen Mineralgangsysteme des  
Unterharzes.  
Diss. Martin-Luther-Univ. Halle 1974
- GLÄSSER, W.: Stockwerkstektonische Untersuchungen im Südostharzkomplex (östliche  
Südharzmulde und westliche Harzgeröder Schuppenzone).  
Hercynia, Leipzig N.F. 8 (1971) 3, S. 212-223
- HERRMANN, A.G.; WEDEPOHL, K.H.: Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der  
Variskischen Geosyncline in Nordwestdeutschland.  
Contr. Mineral. and Petrol., Berlin 29 (1970) 3, S. 255-274
- HOPPE, G.: Die Zirkone eines pyroklastischen Gesteins aus dem Silur von Hasselfelde  
(Harz).  
Geologie, Berlin 16 (1967) 5, S. 542-549
- JOHNSON, G.A.L.: Closing of the Carboniferous sea in western Europe. In: Implications  
of Continental Drift to the Earth Sciences, Bd. II, S. 843-850.  
London, New York: Academic Press 1973
- KNEIDL, V.; WILD, R.: Das Oberdevon in der westlichen Südharzmulde.  
N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., Stuttgart 134 (1969), S. 147-174
- KOCHMANN, G.: Die oberdevonische bis unterkarbonische Schichtenfolge und der Schuppen-  
bau im NW-Bereich des mittleren Acker-Bruchberg-Zuges (Oberharz).  
Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg 1968
- KREBS, W.: Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoharzsynikum.  
Geotekt. Forsch., Stuttgart 28 (1968), S. 1-71
- KREBS, W.: Formation of southwest Pacific island arc-trench and mountain systems:  
Plate or global vertical tectonics?  
Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa 59 (1975) 9, S. 1639-1666

- KREBS, W.; WACHENDORF, H.: Proterozoic-palaeozoic geosynclinal and orogenic evolution of Central Europe.  
Bull. geol. Soc. Amer., Boulder 84 (1973) 8, S. 2611-2630
- KREBS, W.; WACHENDORF, H.: Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge - Abbilder eines orogenen Diapirismus.  
N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., Stuttgart 147 (1974), S. 30-60
- KUSCHKA, E.; FRANZKE, H.J.: Zur Kenntnis der Hydrothermalite des Harzes.  
Z. geol. Wiss., Berlin 2 (1974) 12, S. 1417-1436
- LAURENT, R.: The Hercynides of South Europe, a model.  
Internat. geol. Congr., 24th Sess., Bd. 3, Montreal 1972, S. 363-370
- LINDERT, W.: Die Grundgebirgskomponenten in den altpaläozoischen Konglomeraten des Harzes.  
Geologie, Berlin, Beih. 70 (1971); 99 S.
- LÜTKE, F.: Sedimentation und Resedimentation im Unterharz.  
Z. dt. geol. Ges., Hannover 124 (1973) 1, S. 355-362
- LUSZNAT, M.: Die tektonische Prägung der metamorphen Zone des Südostharzes und das Problem ihrer Altersstellung.  
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chemie, Geol. u. Biol., Berlin 1958 (1959) 8; 72 S.
- LUTZENS, H.: Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes.  
Diss. Martin-Luther-Univ. Halle 1969.- Geologie, Berlin, Beih. 74 (1972); 105 S.
- LUTZENS, H.: Zur Altersstellung der Olisthostrome und Gleitdecken im Harz unter besonderer Berücksichtigung der Initialmagmatite.  
Z. geol. Wiss., Berlin (1973) Themenheft 1, S. 137-144
- LUTZENS, H.: Ein Beitrag zur Geologie des Unterharzes - Metamorphe Zone, Südharz- und Selkemuß.  
Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 3, S. 267-299
- LUTZENS, H.; PAECH, H.J.: Sedimentologie, Paläogeographie und Paläotektonik während des Flyschstadiums im östlichen Rhenoharzynikum (Harz, Flechtingen-Roßlauer Scholle).  
Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 12, S. 1509-1525
- LUTZENS, H.; SCHWAB, M.: Die tektonische Stellung des Harzes im variszischen Orogen.  
Geologie, Berlin 21 (1972) 6, S. 627-640
- MAASS, R.: Zur Tektogenese.  
N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., Stuttgart (1974) 11, S. 685-701
- MARONDE, H.D.: Geologische Untersuchungen im Grenzbereich Silur - Devon des Südwestharzes.  
Geol. Jb., Hannover 86 (1968), S. 113-172
- MEISCHNER, D.: Clastic sedimentation in the Variscan geosyncline east of the River Rhine.  
VIIIth internat. sediment. Congress, Guidebook, Heidelberg 1971, S. 9-43
- MEISCHNER, D.; SCHNEIDER, J.: Oberdevon und älteres Unterkarbon zwischen Acker- und Diabaszug im Oberharz.  
N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., Stuttgart 135 (1970), S. 42-81
- MEYER, K.D.: Stratigraphie und Tektonik des Allerzuges am Nordwestrand des Acker-Bruchberges bei Riefensbeck im Harz.  
Geol. Jb., Hannover 82 (1965), S. 385-436
- MÖBUS, G.: Abriß der Geologie des Harzes.  
Leipzig: B.G. Teubner 1966
- MOHR, K.: Zur paläozoischen Entwicklung und Lineamenttektonik des Harzes, speziell des Westharzes.  
Clausthaler tekt. Hefte, Clausthal-Zellerfeld 9 (1969), S. 19-110



- MUCKE, D.: Initialer Magmatismus im Elbingeröder Komplex.  
Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 279 (1973); 221 S.
- MURAWSKI, H.: Die Grenzzone Hunsrück/Saar-Nahe-Senke als geologisch-geophysikalisches Problem.  
Z. dt. geol. Ges., Hannover 126 (1975) 1, S. 49-62
- NEUMANN, W.: Mitteldeutsche Kristallinzone. In: Geologie von Thüringen, S. 77-118.  
Gotha: Haack 1974
- NICOLAS, A.: Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type?  
Nature, London 236 (1972). S. 221-223
- PATZELT, G.: Zum Problem submariner Gleitmassen im Variszikum des Osthazeres und einige stratigraphische Konsequenzen.  
Z. geol. Wiss., Berlin (1973) Themenheft 1, S. 145-154 (1973 a)
- PATZELT, G.: Tektonische Probleme des Osthazeres.  
Z. geol. Wiss., Berlin (1973) Themenheft 1, S. 155-166 (1973 b)
- PILGER, A.: Tektonische Probleme des initialen Vulkanismus.  
Geol. Jb., Hannover 65 (1951), S. 1-30
- PLESSMANN, W.: Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung.  
Geol. Jb., Hannover 78 (1961), S. 503-566
- PUTTRICH, J.; SCHWAN, W.: Die Probleme der Paläogeographie und Faziesbildung in der Hörre-Gommern-Zone, speziell am Acker-Bruchberg (Harz).  
N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., Stuttgart 146 (1974) 3, S. 347-384
- RABITZSCH, K.: Das Faziesbild der klastischen Kulmsedimentation im Harz.  
Hallesches Jb. mitteldt. Erdgesch., Leipzig 10 (1970), S. 27-44
- RABITZSCH, K.: Zur Geologie der unterkarbonischen Schieferserien im Gebiet südlich Rübeland (Harz).  
Z. geol. Wiss., Berlin (1973) Themenheft 1, S. 91-110
- REICHSTEIN, M.: Die Stratigraphie der Herzynkalke bei Günthersberge im Unterharz und das Problem der Herzynkalkentstehung.  
Geologie, Berlin, Beih. 34 (1962); 73 S.
- REICHSTEIN, M.: Stratigraphische Konzeptionen zur Metamorphen Zone des Harzes.  
Geologie, Berlin 13 (1964) 1, S. 5-25
- REICHSTEIN, M.: Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz.  
Geologie, Berlin 14 (1965) 9, S. 1039-1076
- REICHSTEIN, M.; SCHMIDT, K.; FREYER, G.; GRÄBE, R.; RUCHHOLZ, K.; TRÖGER, K.-A.:  
Stratigraphy of the (Ordovician) Silurian and Devonian of the Saxothuringicum and the Harz.  
23rd internat. geol. Congr., Guide to Excursion 36 AC, Praha 1968; 54 S.
- RIBBERT, K.H.: Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Unterkarbon nördlich des Oberharzer Diabaszuges (NW-Harz).  
Göttinger Arb. Geol. u. Paläont., Göttingen 18 (1975); 58 S.
- RIDING, R.: Model of the Hercynian foldbelt.  
Earth and planet. Sci. Lett., Amsterdam 24 (1974) 1, S. 125-135
- RUCHHOLZ, K.: Stratigraphie und Fazies des Devons der mittleren Harzgeröder Faltenzone im Unterharz und westlich Wernigerode.  
Geologie, Berlin, Beih. 41 (1964); 119 S.
- RUCHHOLZ, K.: Lithologie und Faziesentwicklung der Herzynkalke - ein Beitrag zu ihrer Redefinition.  
Wiss. Z. Univ. Greifswald, math.-nat. R. 21 (1972), S. 197-204
- RUCHHOLZ, K.; WARNCKE, D.: Zur Altersstellung der Grauwackenfolge in der Südharzmulde.  
Geologie, Berlin 12 (1963) 8, S. 921-927

- SCHOELL, M.; LENZ, H.; HARRE, W.: Das Alter der Hauptmetamorphose des Eckergneises im Harz auf Grund von Rb/Sr-Datierungen.  
Geol. Jb., Hannover A 2 (1973), S. 89-95
- SCHRIEL, W.: Zur Deckenfrage im Harz.  
Jb. preuß. geol. Landesanst., Berlin 53 (1933), S. 125-156
- SCHRIEL, W.: Kritische Betrachtung zur Deckenfrage im Harz.  
Z. dt. geol. Ges., Berlin 91 (1939) 7. S. 469-497
- SCHRIEL, W.; STOPPEL, D.: Das Alter der Hauptkieselschiefer Lossens und der Buntschiefer in der Südharzmulde.  
Z. dt. geol. Ges., Hannover 109 (1957), S. 559-565
- SCHRIEL, W.; STOPPEL, D.: Fazies, Paläogeographie und Tektonik im Mittel- und Oberdevon des Harzes.  
Geol. Jb., Hannover 78 (1961), S. 719-760
- SCHROEDER, E.: Schiefergebirgstektonik und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg-Greizer Zone (Ostthüringen).  
Geologie, Berlin 7 (1958) 3/6, S. 465-483
- SCHROEDER, E.: Probleme tektonischer Untersuchungen im Orogen, speziell in den Varisziden.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 14 (1973) 2, S. 273-302
- SCHWAB, M.: Zur Geologie des Harzes. In: Exkursionsführer "Lithologie, Paläogeographie und Tektonik des Paläozoikums im Rhenoharzynikum des Harzes und der Flechtinger Scholle", S. 3-15.  
Berlin 1973
- SCHWAB, M.: Harz - verkehrt gestapelt. Neue Theorien zum Gebirgsbau des Harzes.  
Wiss. u. Fortschr., Berlin 24 (1974) 2/3, S. 85-90 u. 140-145
- SCHWAB, M.: Beiträge zur Tektonik der Rhenoharzynischen Zone im Gebiet der DDR mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Unterharz.  
Habil.-Schr. Martin-Luther-Univ. Halle 1970.- Jb. Geol., Berlin 5/6 (1976), S. 9-117
- SCHWAB, M.; BREMER, D.; GLÄSSER, W.; HILGENBERG, J.: Der tektonische Bau der Harzgeröder Zone im Harz.  
Wiss. Z. Martin-Luther-Univ., math.-nat. R., Halle 19 (1970) 1, S. 7-18
- SCHWAN, W.: Die Acker-Bruchberg-Schichten des Harzes.  
Abh. preuß. geol. Landesanst., Berlin N.F. 216 (1950), S. 9-47
- SCHWAN, W.: Gliederung und Faltung des Harzes in Raum und Zeit.  
Geotekt. Symposium zu Ehren v. H. STILLE, Stuttgart 1956, S. 272-288
- SCHWAN, W.: Zur Stratigraphie, Paläogeographie und Faziesbildung der Hörre-Gommern- und Tanner Systeme.  
Erlanger geol. Abh., Erlangen 65 (1967); 70 S.
- SCHWAN, W.: Erneut zur Frage: Deckentektonik oder bodengebundene Deformation im Harzvariszikum?  
Geologie, Berlin 19 (1970) 5, S. 525-548
- SCHWAN, W.: Die Problematik neuer Deckenbauvorstellungen vom Harzvariszikum und dessen raumgebundene Gestaltung.  
Geotekt. Forsch., Stuttgart 38 (1971), S. 1-106
- SCHWAN, W.: Flysch, Olisthostrome und Gleitdecken im Harz.  
Z. dt. geol. Ges., Hannover 125 (1974) 2, S. 253-267
- SPERLING, H.: Zur Großtektonik im Nordwest-Harz und zur Erzführung in tektonisch vorgezeichneten Bereichen der Oberharzer Erzgänge.  
Z. dt. geol. Ges., Hannover 118 (1969) 2, S. 285-289
- STOPPEL, D.; ZSCHEKED, J.G.: Frühdiagenetische Sedifluktionen im Mittel- und Oberdevon des Westharzes.  
Ber. naturhist. Ges. Hannover, Hannover 107 (1963), S. 5-18

- STOPPEL, D.; ZSCHEKED, J.G.: Zur Biostratigraphie und Fazies des höheren Mitteldevons und Oberdevons im Westharz mit Hilfe der Conodonten- und Ostrakodenchronologie.  
Geol. Jb., Hannover, Beih. 108 (1971); 84 S.
- THIERBACH, H.: Zur Entwicklung globaltektonischer Anschauungen und deren Einfluß auf die Interpretation tektonischer Hauptelemente Mitteleuropas.  
Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 4, S. 417-429
- TOLLMANN, A.: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik.  
Wien: F. Deuticke 1974; 404 S.
- TRÜMPY, R.: Wechselbeziehungen zwischen Paläogeographie und Deckenbau.  
Vjschr. naturforsch. Ges. Zürich, Zürich 100 (1955), S. 217-231
- WACHENDORF, H.: Das Devon und Karbon der Sieber-Mulde (Harz).  
N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., Stuttgart 126 (1966), S. 183-203
- WUNDERLICH, H.: Bau und Entwicklung des Harznordrandes bei Bad Harzburg.  
Geol. Rdsch., Stuttgart 41 (1953), S. 200-223
- WUNDERLICH, H.G.: Maß, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges, Ruhrkarbons und Harzes.  
Geol. Rdsch., Stuttgart 54 (1965) 2, S. 861-882
- ZÖLLICH, S.M.: Zur Deckenfrage im Mittelharz. Die tektonische Stellung der Schaleinsattel bei Elbingerode.  
Abh. preuß. geol. Landesanst., Berlin N.F. 191 (1939); 146 S.
- ZWART, H.J.: The duality of orogenic belts.  
Geol. en Mijnb., 's Gravenhage 46 (1967) 8, S. 283-309



Vergleich der Faltenstrukturen des Südurals und der mitteleuropäischen Varisziden

von

GENNADIJ STEPANOVIČ SENČENKO<sup>1)</sup> und ERICH SCHROEDER<sup>2)</sup>

Z u s a m m e n f a s s u n g

Das tektonische Inventar der Varisziden des Südurals und Mitteleuropas wird auf der Grundlage der Zonengliederung beschrieben und verglichen. Lineare Falten kennzeichnen Gebiete mit paläozoischen Geosynklinalsedimenten, "hybride" Strukturen die Vulkanitgebiete des Osturals, Brachyantiklinal-Strukturen die Kristallinzonen. Charakteristische Bautypen wie Antiklinorien und Synklinorien, Fächerstrukturen, bedeutende Überschiebungen oder andere Störungen sind in beiden Gebieten vorhanden, aber teilweise unterschiedlich angeordnet. Die Strukturentwicklung hängt sowohl vom primären Gesteinsmaterial als auch vom Tektogentyp und der Stellung im Tektogenkörper ab.

S u m m a r y

The tectonic inventory of the Variscides of the Southern Urals and Central Europe is described and compared on the basis of zonal division. Linear folds distinguish areas with Palaeozoic geosynclinal sediments, "hybrid" structures characterize the regions of volcanic rocks in the Eastern Urals and brachyantyclinal structures mark the crystalline zones. Characteristic structures such as anticlinoria and synclinoria, fan structures, important overthrusts or other faults are present in both regions but to some extent differently arranged. The structural development depends on the primary rock material as well as on the type of tectogene and the position within the tectogene.

R é s u m é

L'inventaire tectonique des Variscides (chaînes hercyniennes) du sud de l'Oural et de l'Europe centrale est défini et comparé sur la base de la division par zones. Des

1) Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Baschkirische Filiale, Geologisches Institut, Ufa

2) Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde, Berlin

plis linéaires caractérisent des rayons avec des sédiments géosynclinaux paléozoïques, des structures "hybrides" marquent les rayons extrusifs de l'Oural oriental, des structures brachyanticlinales signalent les zones cristallines. Il y a des structures caractéristiques tels comme les anticlinoriums et les synclinoriums, les structures en éventail, les chevauchements majeurs ou d'autres failles dans tous les deux rayons, mais en partie, elles sont disposées différemment. Le développement de la structure dépend non seulement de la matière rocheuse primaire, mais aussi du type du tectogène et de la position dans le corps du tectogène.

## Р э з ю м е

Тектонический инвентарь варисцид Южного Урала и Средней Европы описывается и сравнивается на основе зонального расчленения. Линейные складки обозначают области с палеозойскими геосинклинальными седиментами, "гибридные" структуры - области вулканитов восточного Урала, брахиантиклинальные структуры - кристаллические зоны. Характерные типы построения как антиклинории и синклинории, веерообразные структуры, значительные надвиги или другие разрывы имеют место в обеих областях, но частично различно упорядочены. Развитие структур зависит как от первичного материала породы, так и от типа тектогена и места в теле тектогена.

### 1. Problemstellung

Die Uraliden und die annähernd altersgleichen mittel- und westeuropäischen Varisziden stellen geotektonische Einheiten erster Ordnung im Bauplan Europas dar. Von einer vergleichenden Analyse dieser beiden Tektogene sind Aussagen über Ähnlichkeiten und Unterschiede in ihrer Entwicklung, ihrem inneren Bau und ihren Wechselbeziehungen mit der alten Osteuropäischen Tafel, aber auch allgemeine Erkenntnisse zum Geosynklinalprozeß, zum Werdegang der Tektogene und damit zur Krustendynamik zu erwarten.

Wertvolle Beiträge zum geotektonischen Vergleich zwischen den variszischen Tektogenen des europäischen Raumes haben u.a. STILLE, VON BUENOFF und ŠATSKIJ erarbeitet. Neuere Synthesen der Kenntnisse über die Varisziden enthalten die tektonischen und lithologisch-paläogeographischen Kartenwerke (z.B. Internationale Tektonische Karte von Europa, Tektonische Karte von Eurasien, Atlas lithologisch-paläogeographischer Karten der UdSSR) und ihre Legenden. Ausgehend von diesen Zusammenstellungen konnten Grundaspekte eines Vergleichs zwischen dem Südural und dem mitteleuropäischen Variszikum skizziert werden (SCHROEDER 1972). Bei den genannten Untersuchungen standen allgemeine Fragen, wie lithologischer Charakter der Geosynklinalbildungen, Faltungsalter, Magmatismus und tektonische Zonengliederung, im Mittelpunkt der Diskussion.

Sowohl die Uraliden (Abb. 1, 4) als auch die mitteleuropäischen Varisziden (Abb. 5, 6) lassen eine Gliederung in (1.) Randsenke, (2.) gefaltete Außenzone, (3.) kristalline Außenzone, (4.) gefaltete Innenzone und (5.) kristalline Zentralzone erkennen (Tab. 1). Eine Korrelierung zwischen den Zonen beider Tektogene kann allerdings nur mit Vorbehalt erfolgen. Die in Tab. 1 wiedergegebene Variante bietet sich nach dem derzeitigen Kenntnisstand als beste Lösung an.

Tab. 1. Zonengliederung der südlichen Uraliden und der mitteleuropäischen Varisziden

Südliche Uraliden	Mitteleuropäische Varisziden	
1. Ural-Randsenke	1. Subvariszische Zone	
2. Westural-Faltenzone (Baschkirisches Antiklinorium und Silair-Synklinorium)	2. Rhenoharzynische Zone	
3. Zentrales Hebungsgebiet (Uraltau)	3. Mitteldeutsche Kristallinzone	} Saxothuringische Zone
4. Tagil-Magnitogorsk-Megasynklinorium	4. Zentrales Megasynklinorium der Saxothuringischen Zone (Thüringisch-Vogtländisch-Nordbayerisches Schiefergebirge usw.)	
5. Ostural-Hebungsgebiet, Transural-Senkungszone (Tscheljabinsk-Bredy-Synklinorium) usw.	5. Fichtelgebirgisch-Erzgebirgische Antiklinalzone, Moldanubische Zone, Moravosilesische Zone usw.	

Problematisch ist vor allem die Position der östlichen Zonen der Uraliden bzw. der südlichen Zonen der mitteleuropäischen Varisziden, die im folgenden nicht eingehend betrachtet werden können. In Mitteleuropa liegt zwischen dem zentralen Megasynklinorium der Saxothuringischen Zone und dem alpin-karpatischen Paläozoikum eine sehr breite, vorwiegend kristalline Zentralzone mit einzelnen untergeordneten Synklinorien (SCHÖNENBERG 1970). Diese Zentralzone entspricht offenbar dem Gesamtkomplex der Transural-Zonen (Ostural-Hebungsgebiet, Transural-Senke, Transural-Hebungsgebiet, Tobol-Kustanai-Senke u.a.).

Gegenstand des vorliegenden Beitrages zum Vergleich zwischen Uraliden und mitteleuropäischen Varisziden ist in erster Linie eine vergleichende Charakteristik der tektonischen Strukturen. Um das tektonische Inventar größerer Einheiten zusammenfassend behandeln und vergleichen zu können, liegt dieser Darstellung die Zonengliederung der Tektogene zugrunde. Jede Zone zeichnet sich durch charakteristische Gesteinskomplexe, durch eine spezifische geotektonische Position und im Zusammenhang damit durch strukturelle Besonderheiten aus.

Der Aufsatz ist aus geologischen Studien in verschiedenen Gebieten der UdSSR und der DDR hervorgegangen, die gemeinsam von Mitarbeitern der Akademie der Wissenschaften der UdSSR und des Zentralinstituts für Physik der Erde der Akademie der Wissenschaften der DDR durchgeführt worden sind.

## 2. Strukturen des Südurals

### 2.1. Ural-Randsenke

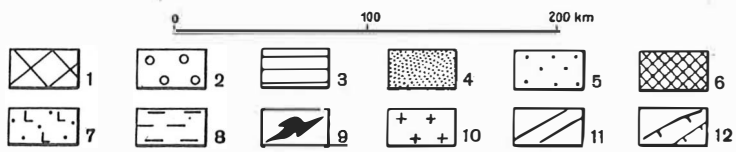
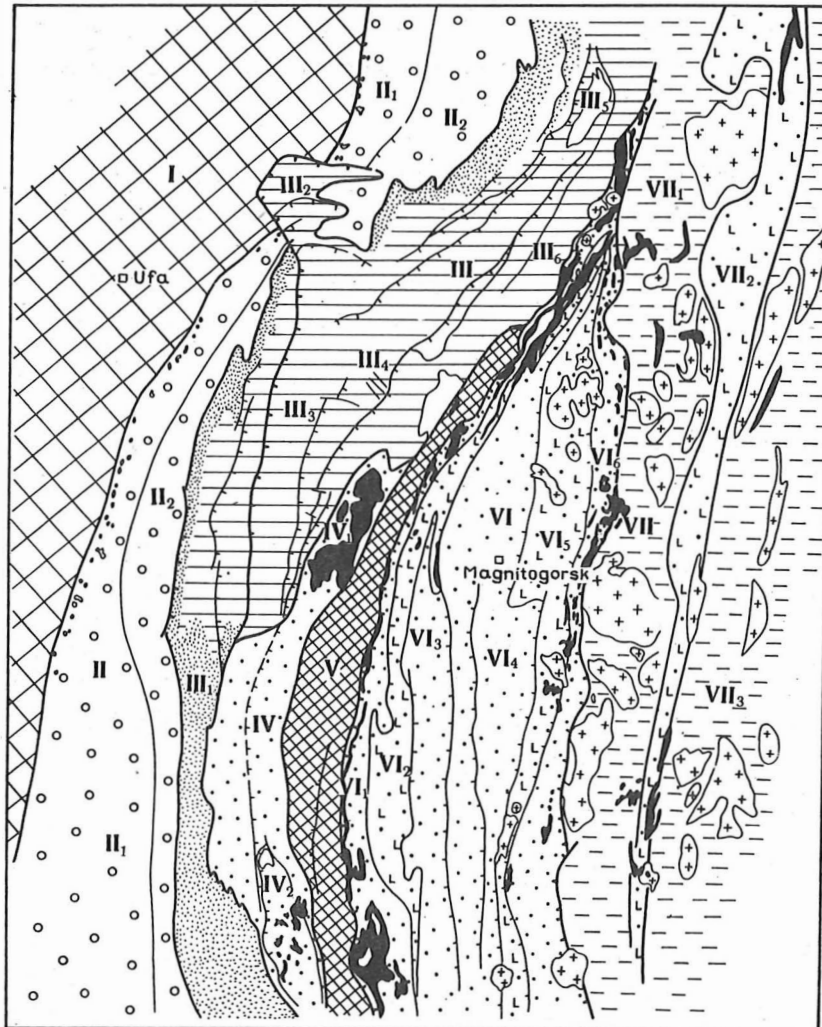
Zwischen der Osteuropäischen Tafel und der Ural-Randsenke ist eine deutliche Grenze ausgebildet, der ein Gürtel mächtiger Kalkriffe des Unterperms (Sakmara und Artinsk) folgt. Die Riffe liegen über einer flexurartigen, stellenweise auch gestörten Abbiegung mittel- bis oberdevonischer und karbonischer Tafelbildungen in Karbonatfazies, aus denen die Unterlage der Randsenke besteht. Im Zentrum der Senke werden die 1000 bis 2000 m mächtigen Riffkalke durch tonige und tonig-kalkige Gesteine einer sogenannten Depressionsfazies abgelöst, deren Mächtigkeit nur 100 bis 150 m beträgt. Gleichzeitig entstand am Ostrand die 1200 bis 1400 m mächtige Sandstein-Konglomerat-Folge der grauen unteren Molasse. Alle genannten Folgen bilden zusammen mit dem unterlagernden Riphäikum das untere Stockwerk (Subsalinar). Darüber folgt das evaporitisch-karbonatische Kungur, dessen Mächtigkeit von Norden nach Süden zunimmt und im südlichen oder Ik-Sakmara-Abschnitt nach geophysikalischen Daten 1500 bis 2000 m erreicht, wobei der überwiegende Teil des Profils aus Steinsalz besteht. Das Kungur stellt ein selbständiges Stockwerk dar (Salinar). Im Hangenden schließen sich vorwiegend terrigene, teilweise auch karbonatische Bildungen des Oberperms und der Untertrias an. Die größten Mächtigkeiten dieser roten oberen Molasse sind wiederum im Südabschnitt der Senke festzustellen.

#### Abb. 1. Tektonisches Schema des Südurals

I Osteuropäische Tafel; II Ural-Randsenke: II<sub>1</sub> Außenzone, II<sub>2</sub> Innenzone; III Baschkirisches Hebungsgebiet: III<sub>1</sub> Flanke des Hebungsgebiets, III<sub>2</sub> Karatau-Komplex, III<sub>3</sub> Inzer-Synklinorium, III<sub>4</sub> Jamantau-Antiklinorium, III<sub>5</sub> Taratasch-Antiklinorium, III<sub>6</sub> Belorezk-Slatoust-Komplex; IV Silair-Synklinorium: IV<sub>1</sub> Kraka-Gebiet, IV<sub>2</sub> Sakmara-Gebiet; V Uraltau-Antiklinorium; VI Magnitogorsk-Megasynklinorium: VI<sub>1</sub> Wosnessenski-Sakmara-Zone, VI<sub>2</sub> Irendyk- und Baimak-Buribai-Antiklinorium, VI<sub>3</sub> Kisil-Urtasym-Antiklinorium, VI<sub>4</sub> Magnitogorsk-Synklinorium, VI<sub>5</sub> Achunowo-Kazbach-Antiklinorium, VI<sub>6</sub> Kulminski-Synklinorium; VII Ural-Tobol-Hebungsgebiet: VII<sub>1</sub> Ostural-Hebungsgebiet, VII<sub>2</sub> Tscheljabinsk-Bredy-Synklinorium, VII<sub>3</sub> Transural-Hebungsgebiet

1 - Tafelbildungen; 2 - Perm und Trias der Randsenke; 3 - Riphäikum des Baschkirischen Hebungsgebiets; 4 - Paläozoikum der Westflanke, 5 - Paläozoikum des Silair-Synklinoriums und des Magnitogorsk-Megasynklinoriums; 6 - Riphäikum des Uraltau-Antiklinoriums; 7 - vorwiegend vulkanogenes Paläozoikum des Magnitogorsk-Megasynklinoriums und des Tscheljabinsk-Bredy-Synklinoriums; 8 - Präkambrium und Paläozoikum des Ural-Tobol-Hebungsgebietes, 9 - Ultrabasite; 10 - Granite, Granitgneise; 11 - Grenzen der Strukturzonen; 12 - Bruchstörungen





Auf Grund des Charakters der Faltenstrukturen läßt sich die Randsenke in Außenzone und Innenzone gliedern (SENČENKO 1964). Die Grenze nähert sich im nördlichen Abschnitt (Jurjusan-Ai-Senke) dem Westrand, im zentralen Abschnitt (Belaja-Senke) liegt sie etwa in der Mitte, und im Südabschnitt verlagert sie sich in die östliche Hälfte der Randsenke (Abb. 1).

Die Falten der **Außenzone** haben meist ovale, in N—S-Richtung leicht gestreckte Umrisse. Bei den Antiklinalen herrschen schmale und steile (kammartige), bei den Synklinalen dagegen breite und flache Formen vor, was auf die Einpressung von Salz in die Antiklinalenscheitel und die Ausfüllung der Synklinalen mit Rotserien zurückgeht. In Gebieten mit großen Salinarmächtigkeiten haben sich typische Diapire mit Schlingenstrukturen entwickelt (BOGDANOV 1947).

Für die **Innenzone** sind andere Faltenformen charakteristisch (Abb. 2). Im Grenzbereich zwischen Randsenke und Baschkirischem Antiklinorium treten kofferförmige asymmetrische Brachyantiklinalen auf, gelegentlich auch lineare Falten. Aus Bohrungen ist bekannt, daß die Falten größtenteils durch Auf- und Überschiebungen gestört werden. In der Regel sind diese Störungen an die Westflanken der Antiklinalen gebunden und weisen ein Einfallen von 25 bis 70° Ost auf. Die senkrechte Schubhöhe schwankt zwischen 50 und 1000 m, die horizontale Schubweite zwischen 100 und 1200 m.

Weiter südlich, d.h. im Grenzbereich zwischen der Randsenke und dem Silair-Synklinorium, werden die kofferförmigen Brachystrukturen von Linearfalten bzw. "kammartigen" Antiklinalen abgelöst. Im Bereich der nördlichsten Struktur, der Tausch-Antiklinale, wurde eine 30 bis 40° Ost einfallende Überschiebung mit 900 m Schubhöhe und 1800 bis 2000 m Schubweite nachgewiesen. Der Westrand des Silair-Synklinoriums ist an einer flachen Überschiebung 10 bis 15 km weit auf die Randsenke aufgeschoben (KAMALETDINOV 1968). Auf die Frage der Deckenstrukturen des Südurals wird weiter unten nochmals einzugehen sein.

## 2.2. Westural-Faltenzone

Die Tektonik des eigentlichen Ural-Faltensystems östlich der Randsenke wird durch große Antiklinorien und Synklinorien beherrscht. Sedimentation und Faltung der Synklinorien sind das Ergebnis der paläozoischen Entwicklungsetappe. Demgegenüber wurde die Struktur der Antiklinorien bereits im Präkambrium angelegt und später im Verlauf der variszischen Tektogenese überarbeitet. Längs Tiefenbrüchen intrudierten an den Grenzen der Großstrukturen saure und basische Magmen. Die unterschiedliche Entstehungsgeschichte und die wechselseitige Beeinflussung der tektonischen Elemente wirkten sich zwangsläufig auf die Besonderheiten ihrer Strukturen aus.

Im **Baschkirischen Hebungsbereich**, das mit dem Silair-Synklinorium zur Westural-Faltenzone zusammengefaßt wird (SOBOLEV 1963), lassen sich u.a. Karatau- und Belorezk-Slatoust-Komplex, Jamantau-Antiklinorium, Inzer- und Silim-Schischenjak-Synklinorium ausscheiden. Diese Einheiten bestehen aus maximal 10 bis 12 km mächtigem terrigenem, seltener karbonatischem oder effusivem Oberproterozoikum, das in die Bursjanzy-, Jurmatinzy- und Karatau-Serie (Unteres, Mittleres und Oberes Riphäi-

kum) sowie die Ascha-Serie (Wendium) gegliedert wird. Der Metamorphosegrad erreicht im Westteil nur die Grünschieferfazies, im Ostteil dagegen die Amphibolitfazies. Wegen der metamorphen Überprägung sind Vergleiche zwischen den Folgen der westlichen und der östlichen Gebiete (Belorezk-Slatoust-Komplex) nicht immer möglich. Mit Hilfe radiogeochronologischer Methoden wurden baikalische (680 - 660 und 600 - 550 Mill. Jahre), kaledonische (430 - 380 Mill. Jahre) und variszische (330 - 280 Mill. Jahre) Etappen der Metamorphose und des teils effusiven, teils intrusiven Magmatismus festgestellt.

Die verschiedenen Teile des Baschkirischen Hebungsgebietes unterscheiden sich nicht nur im Metamorphosegrad, sondern auch in den tektonischen Strukturen. Charakteristisch für die östlichen Gebiete, zu denen Urenginski-, Slatoust-, Belorezk-, Messeli-Arschinski- und Bakal-Satka-Zone gehören, ist eine intensive Faltung des metamorphen Riphäikums. Paläozoikum tritt selten auf und bildet einfache, isolierte aufgelagerte Synklinalsenken (Tirljan- und Jurjusan-Synklinale). Weite Verbreitung zeigen große komplizierte, Dutzende Kilometer lange Linearfalten großer Amplitude, die von mehrere Kilometer mächtigen Serien aufgebaut werden. Es sind aufrechte oder asymmetrische Falten, meist mit rundem Scharnier und relativ steilen, 50 - 70° einfallenden Flanken. Stark überkippte oder liegende Falten fehlen. Zum tektonischen Inventar gehören ferner regionale Störungen mit Aufschiebungscharakter und steilem Einfallen nach Osten, seltener auch nach Westen. Daneben kommen auch asymmetrische, kompliziert gebaute Hebungsgebiete mit stärker isometrischem Umriß vor, z.B. Iremel-, Malinogorsk- und Askarowo-Hebungsgebiet.

Den etwa N—S streichenden Großfalten sind Falten zweiter Ordnung aufgesetzt. Ihre Länge erreicht einige Kilometer, die Breite beträgt einige hundert Meter bis 2 km. Zahlreiche, vorwiegend westvergente Falten dieses Typs sind besonders für das Bakal-Satka-Gebiet charakteristisch, aber auch westlich des Belorezk-Gebiets zu beobachten. In der weiter nordöstlich gelegenen Urenginski-Zone sind die Falten ostvergent. Die Falten zweiter Ordnung haben oft keine runden, sondern spitze Scharniere und sind stark eingeengt.

Im Bereich der großen isometrischen Hebungsgebiete, wie Iremel- und Malinogorsk-Gebiet, sind kurze, geschlossene, etwa E—W streichende Brachyantiklinalen entwickelt, die diese Hebungsgebiete konzentrisch umrahmen. An die Stelle der im regionalen Streichen verlaufenden Aufschiebungen treten hier Querstörungen verschiedener Art.

In den Gebieten mit Linearfaltung sind fast überall disharmonische und isoklinale Kleinfalten (Amplitude 10 - 40 m) und Fältelungen entwickelt. Isoklinale Kleinfalten treten lokal auf, oft in der Nähe von Bruchzonen. Generell nimmt die Intensität der Kleinfaltung in schieferigen und tonig-karbonatischen Serien zu, während sie in mächtigen, grob gebankten Quarzit- und Sandstein-Serien zurückgeht.

Die westlichen und die südlichsten Teile des Baschkirischen Hebungsgebiets zeichnen sich durch eine Kombination von Linearfaltung und Block- bis Kofferfaltung aus. Zu diesem Bereich gehören Jamantau-Antiklinorium, Inzer-Synklinorium, Karatau-Komplex und die an die Randsenke angrenzende Westflanke des Hebungsgebiets. Nach den Merkmalen der Falten und Bruchstörungen kön-

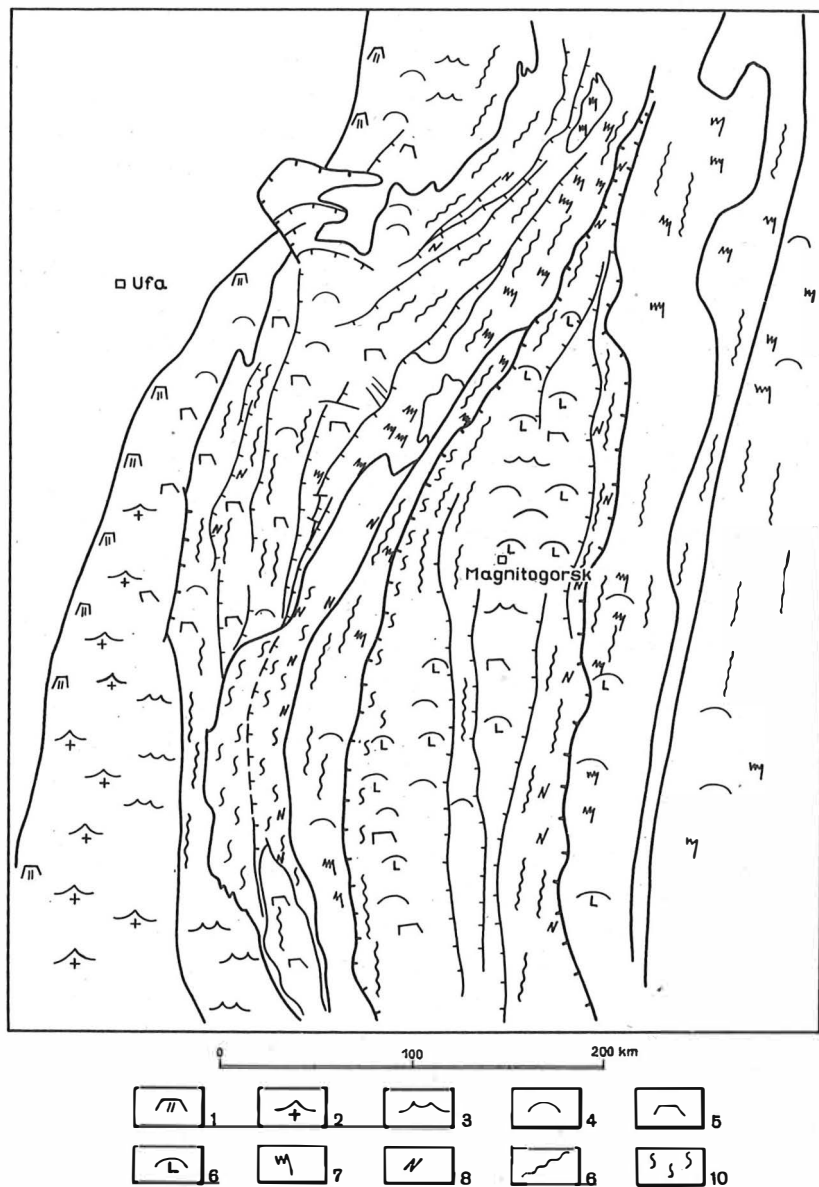


Abb. 2. Schema der Morphologie tektonischer Strukturen im Südurals

1 - Riffe des Oberkarbons und Artinsk; 2 - Salzdiapire und -falten;  
 3 bis 6: Falten des Zwischen- oder Übergangstyps: 3 - kammartige Strukturen,  
 4 - kuppelartige Strukturen, 5 - kofferförmige Strukturen, 6 - tektonisch-  
 vulkanogene ("hybride") Strukturen; 7 bis 10: Linearfalten: 7 - komplizierte  
 Strukturen in hochmetamorphen präkambrischen Gesteinen, 8 - Isoklinalfalten,  
 9 - lineare Großfalten, 10 - komplizierte lineare Kleinfalten in der Silair-  
 Folge

nen mehrere Zonen ausgeschieden werden (Abb. 2). Neben großen Linearfalten sind kofferartige Falten, monoklinale Schollen und isometrische brachyantiklinale Hebungsgebiete weit verbreitet. Ganz im Westen treten die Linearfalten zugunsten der anderen Typen zurück. Die meisten Falten, und zwar sowohl die linearen als auch die koffer- und schollenförmigen, sind hier westvergent. Bruchstörungen spielen stets eine große Rolle. Während es sich jedoch im Gebiet der Linearfaltung meist um streichende Elemente handelt, sind am Westrand vor allem Querstörungen anzutreffen, die wahrscheinlich eher die Ursache für die Faltenbildung als deren Ergebnis darstellen.

Das allgemeine Abtauchen des Baschkirischen Hebungsgebietes nach Westen sowie das Auftreten regionaler, nach Osten einfallender Auf- oder Überschiebungen (z.B. Silmerdak-Störung, Alatau-Störung) führt dazu, daß von der Silim-Schischenjak-Zone an immer jüngere Serien in den Faltenbau einbezogen werden. Ganz im Westen, im Bereich der Ural-Randsenke, erfaßt die Faltung auch noch die permischen Rotsedimente. Für das ganze Gebiet ist daher eine treppenartige Struktur kennzeichnend. Jede Stufe dieser Treppe zeichnet sich durch das Auftreten von Gesteinen bestimmten Alters und durch eine spezifische Tektonik aus.

Kleinfalten spielen eine geringere Rolle als im Bereich linearer Faltung und besitzen selten isoklinale Charakter. Die meisten Kleinfalten sind disharmonische, stets offene Falten mit spitzen oder runden Scharnieren. Sie treten nur in schiefen und tonig-karbonatischen Serien der Satka-, Sigasino-Komarowo-, Awsjan- und Kataw-Folge häufiger auf. Im westlichsten Teil des Gebietes fehlt Kleinfaltung entweder ganz, oder sie bleibt auf die Nähe von Bruchzonen beschränkt.

Das Silair-Synklinorium mit seinen 3 - 4 km mächtigen terrigenen Ablagerungen des Oberdevons und Untertournais, die stellenweise eine unvollkommene flyschartige Rhythmizität aufweisen, zeichnet sich durch ein spezifisches Strukturinventar aus. Charakteristische Merkmale sind die Linearität seiner Falten, das weite Aushalten der N—S bis NNE—SSW streichenden Falten, die durchgehende Ausbildung von gleichwertigen, oft durch Längsstörungen getrennten Antiklinalen und Synklinalen. Die Dimensionen der Falten schwanken in weiten Grenzen. Am häufigsten sind 3 bis 10 km lange und 200 m bis 1,5 km breite Falten. Im Querschnitt bildet der Falten Spiegel ein System von mehreren größeren positiven und negativen Elementen (z.B. Kuwalatski-, Dmitrijewski- und Astasch-System). Fast jeder Schnitt durch das Synklinorium läßt ferner eine deutliche Strukturdivergenz erkennen. An beiden Flanken fallen die Faltenachsenflächen und die zahlreichen, an steile oder überkippte Falten-schenkel gebundenen streichenden Störungen gegen das Zentrum des Synklinoriums ein, so daß ein Fächerbau entsteht.

In einer schmalen Zone am Ostrand des Synklinoriums, unmittelbar an der Grenze zum Uraltau-Antiklinorium, herrschen stark eingeengte, oft isoklinale Kleinfalten mit Ostvergenz vor. Sie haben spitze Scharniere und gerade Schenkel. In den meisten Fällen sind die flach einfallenden Westschenkel stark ausgedünnt. In der Kuwalatski-Senke, dem axialen Teil des Synklinoriums, ist die Faltungsintensität schwächer, die Breite der Falten nimmt zu, und die Falten werden konzentrisch mit runden Scharnieren. Stark eingeengte Falten bleiben auf den Bereich regionaler Störungszonen beschränkt. Der

breitere Westrand des Synklinoriums weist Westvergenz auf. Im Gegensatz zum Ostrand spielen stark eingeengte spitzwinklige Falten eine untergeordnete Rolle, und isoklinale Formen sind nur sehr selten zu beobachten.

Im Grenzbereich zur Randsenke, wo die Mächtigkeit des Karbon-Unterperm-Profiles anschwillt und typisch entwickelter Stefan-Flysch auftritt (KELLER 1949), überwiegen schmale, mehrere Dutzend Kilometer lange westvergente Antiklinalen und Synklinalen. An ihre Westflanken sind vielfach flach nach Osten einfallende Überschiebungen gebunden. Wie durch Bohrungen nachgewiesen wurde, liegen an einer dieser Überschiebungen Gesteine der Silair-Folge und des gesamten Unterkarbons über Westfal, das wie im Ostteil der Russischen Tafel und unter der Randsenke in Karbonatfazies ausgebildet ist und sich deutlich von den an der Oberfläche anstehenden flyschartigen Bildungen gleichen Alters unterscheidet. Der Bau dieses Abschnitts ist in mehreren Veröffentlichungen detailliert dargestellt worden (z.B. KAMALETDINOV, NADEŽKIN & KAMALETDINOV 1966; KAMALETDINOV, KAZANCEVA & KAZANCEV 1969; KAMALETDINOV & KAZANCEVA 1970 a und 1970 b; KAMALETDINOV 1974).

An beiden Enden des Silair-Synklinoriums streichen eugeosynklinale Bildungen des Silurs und Unterdevons aus. Sowohl im Kraka-Gebiet im Norden als auch im Sakmara-Gebiet im Süden treten neben vulkanogenen und sedimentären Gesteinen Dunite, Harzburgite, Serpentinite und andere Ultrabasite auf (Abb. 1). Typische Merkmale sind Faltenformen, die vom allgemeinen Strukturtyp des Synklinoriums abweichen, und eine Zerlegung in tektonisch begrenzte Blöcke.

In den letzten Jahren wurde die Auffassung vertreten, daß es sich bei beiden Gebieten um allochthone Einheiten handelt (KAMALETDINOV & KAZANCEV 1968; KAZANCEVA & KAMALETDINOV 1969; KAMALETDINOV, KAZANCEV & KAZANCEVA 1970; KAMALETDINOV 1974). Im Hinblick darauf sowie unter Berücksichtigung der Überschiebungstektonik am Westrand des Silair-Synklinoriums und einiger anderer Feststellungen wird auch schon von einem Deckenbau des gesamten Urals gesprochen (Abb. 4). Einer solchen Auffassung stehen jedoch verschiedene geologische und geophysikalische Daten entgegen. Hingewiesen sei auf die geophysikalisch nachgewiesene bedeutende baikalische, kaledonische und variszische Überarbeitung des archaisch-altproterozoischen Fundaments im inneren Teil der Miogeosynklinalzone, auf den Charakter des Magmatismus und der Metamorphose, auf die weit nach Süden reichende Erstreckung der Sakmara-Zone und ihr Abtauchen unter Analoge der Silair-Folge in den Mugodshary, ferner auf verschiedene strukturelle Kriterien. Der Deckenbau kann daher heute nur als denkbare Variante, aber keineswegs als einzige Lösung betrachtet werden. Möglicherweise stellen die zur Diskussion stehenden Gebiete gehobene und später überpreßte Horste dar, an deren Basis große Serpentin-Protrusionen auftreten, wodurch die randlichen Überschiebungen auf Gesteine der Silair-Folge erleichtert wurden. Das Silair-Synklinorium würde nach dieser Deutung aus dem nördlichen Teil einer selbständigen Zone mit eugeosynklinalem Charakter hervorgegangen sein, die bereits primär westlich vom Uraltau gelegen hat und nach Bohrungen und geophysikalischen Daten weit über die Grenzen des Südurals hinaus bis zum nördlichen Ustjurt-Gebiet zwischen Aralsee und Kaspischem Meer verfolgt werden kann (OGARINOV & SENČENKO 1974).

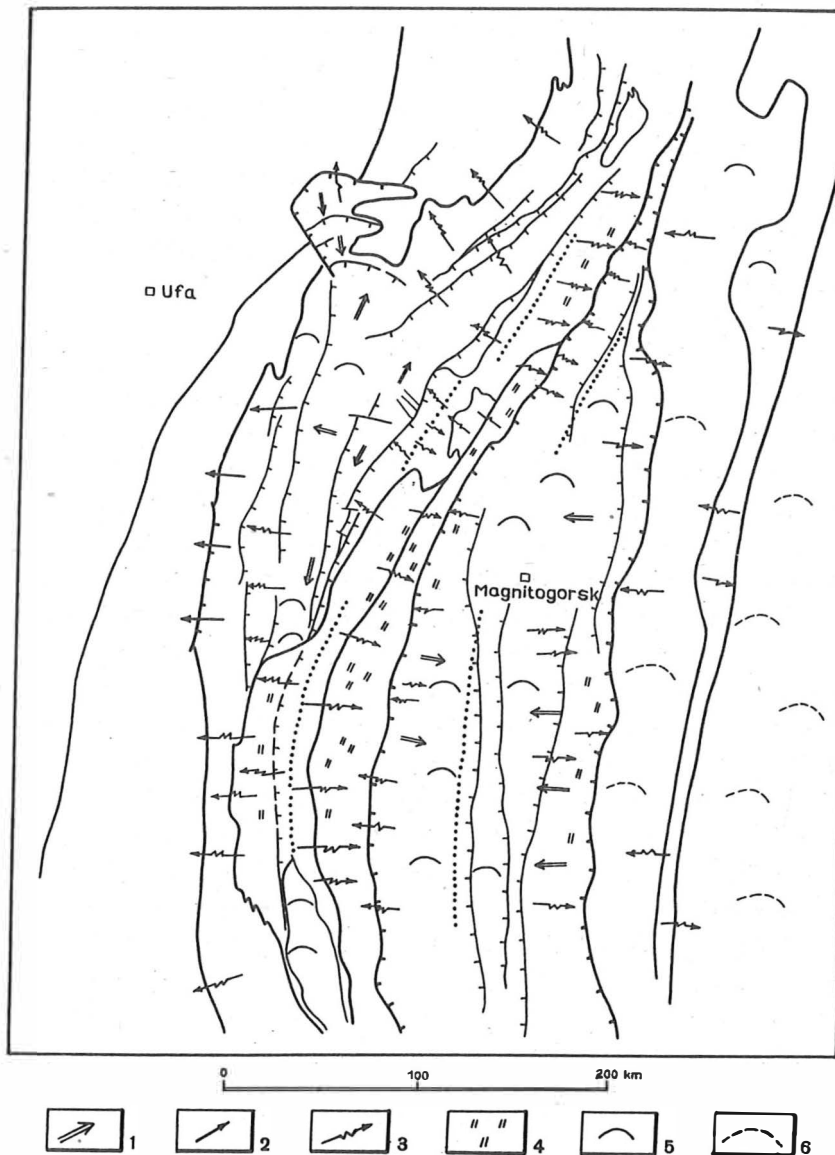


Abb. 3. Schema der Faltenvergenzen im Südrural

1 - Richtung des Abtauchens großer monoklinaler Blöcke; 2 - Vergenz von Großfalten; 3 - Vergenz von Großfalten, denen Kleinfalten mit gleicher Vergenz überlagert sind; 4 - Falten mit Achsenflächenschieferung; 5 - kammartige, kofferförmige und "hybride" Strukturen ohne ausgeprägte Vergenz; 6 - Granitgneis-Kuppeln, "hybride" Falten mit unklarer, nicht ausreichend untersuchter Vergenz

### 2.3. Uraltau-Antiklinorium

Das Uraltau-Antiklinorium besteht aus mittel- und oberrhipäischen Quarziten, Glimmer- und Graphitschiefern sowie stark veränderten basischen Effusiva. Die Maksjutowo-Serie bildet den unteren, die Suwanjak-Serie den oberen Teil des Profils. Starke Metamorphose zeichnet den gesamten Komplex aus, in besonderem Maße aber die Maksjutowo-Serie, deren ursprünglich eklogitische Fazies vor 420 - 400 Mill. Jahren von einer Tiefendiaphthorose mit Glaukophanschiefer-Bildung überprägt wurde. Eine letzte Metamorphose vor 350 - 300 Mill. Jahren unter Bedingungen der Grünschieferfazies hat beide Serien erfaßt (LENNYCH 1966).

Der Uraltau stellt ein großes asymmetrisches, etwa N—S streichendes Antiklinorium dar, dessen steilere Ostflanke teilweise durch die Ural-Hauptstörung unterdrückt wird. Charakteristisch für die Innenstruktur sind große kuppelartige, im Umriß oft isometrische Brachyantiklinalen, die eine Achsenundulation bedingen, und komplizierte, intensiv eingeeengte, stellenweise isoklinale Kleinfalten innerhalb einzelner Folgen. Kuppelartige Großstrukturen zeichnen sich sehr deutlich im Südteil des Antiklinoriums in Gesteinen der unteren Maksjutowo-Serie ab. Offensichtlich werden sie in den nördlichen Gebieten des Südurals durch gewöhnliche Linearfalten abgelöst. Die Vergenz der Kleinfalten ist vorwiegend gegen die Scheitel der Großstrukturen und gegen die Achse des Antiklinoriums gerichtet. An seiner Peripherie und an den Flanken der großen brachyantiklinalen Hebungsgebiete tritt Spezialfaltung sowohl in den mächtigen Quarziten als auch in den Glimmer- und Quarzitschiefern auf. Im Scheitel der Hebungsgebiete und im Axialteil des Antiklinoriums sind die überkippten und liegenden Spitzfalten nur in Quarzitserien deutlich sichtbar, während in den Schieferpaketen eine spätere Schieferung die früher vorhandene Kleinfaltung oft völlig überprägt hat. Eine große Rolle spielen die zahlreichen Bruchstrukturen, deren Charakter jedoch noch ungenügend untersucht ist. Verschiedene Störungen verlaufen parallel oder spitzwinklig zur Hauptstreichrichtung der Faltenstrukturen. Untergeordnete Bedeutung haben die annähernd E—W streichenden Störungen. Die regionalen Bruchstrukturen, von denen das Antiklinorium im Westen und Osten begrenzt wird, fallen nach geophysikalischen Daten wahrscheinlich unter das Antiklinorium ein, so daß sich ein keilförmiger Querschnitt ergibt (PERFIL'EV & CHERASKOV 1964; PERFIL'EV 1968).

Zweifellos geht die komplizierte tektonische Struktur des Uraltau-Antiklinoriums auf mehrere präkambrische und paläozoische Entwicklungsetappen zurück, deren relative Bedeutung noch nicht endgültig geklärt ist. Die konkordante Verformung der Silair-Folge und der oberen Teile des Uraltau-Komplexes im Grenzbereich beider Einheiten weist ebenso wie das relativ junge Metamorphosealter auf die große Bedeutung altpaläozoischer und variszischer Bewegungen bei der Strukturbildung des Uraltau hin.

### 2.4. Magnitogorsk-Megasynklinorium

Die ordovizischen bis karbonischen, stellenweise auch permischen sedimentären, vulkanogen-sedimentären und vulkanogenen Serien des Magnitogorsk-Megasynklinoriums (Südteil der Tagil-Magnitogorsk-Senkungszone) erreichen im Norden 6 - 7 km, im Bereich von Magnitogorsk 8 - 9 km und im Süden 11 - 12 km Mächtigkeit. Fast überall



entfallen davon zwei Drittel und mehr auf effusive magmatische Bildungen, dagegen nur ein Drittel auf Sedimentserien. Ferner sind einige große und zahlreiche kleine Intrusionen anzutreffen. Aus diesen Gründen haben typische sedimentäre Bildungen großer Mächtigkeit wie die Silair-Folge, Ablagerungen des Karbons (Unterkarbon bis Westfal), in einigen Gebieten auch Ulutau- und Koltuban-Folge des Devons nur relativ geringe Verbreitung. Hiervon und von einigen anderen geologischen und tektonischen Faktoren hängt in hohem Maße das Auftreten der verschiedenen Faltenantypen ab.

Zwei charakteristische Züge des tektonischen Baus sind besonders hervorzuheben:

1. Die frühgeosynklinalen magmatischen Komplexe des Silurs bis Mitteldevons sind an die randlichen Teile des Megasyklinoriums geknüpft, die im Frühstadium der Eugeosynklinalentwicklung selbständige Senkungsbereiche darstellten, aus denen später Antiklinorien hervorgingen (Irendyk- und Achunowo-Kazbach-Antiklinorium). Zum Zentrum des Megasyklinoriums keilen diese Komplexe aus, oder ihre Mächtigkeit wird stark reduziert. Im Zentralbereich, dem eigentlichen Magnitogorsk-Synklinorium, beschränkte sich intensive magmatische Tätigkeit auf das Unterkarbon. Geophysikalische Daten weisen darauf hin, daß im Zentralteil, wo karbonatisches Unterkarbon bis Westfal austreichen, eine Tiefenstruktur mit Antiklinoriumscharakter vorhanden ist, die durch einen variszisch schwach überarbeiteten riphäischen Komplex bedingt sein dürfte.
2. In den Randgebieten des Megasyklinoriums liegen relativ schmale, jedoch sehr langgestreckte Synklinalsenken. Hierzu gehören das mit oberdevonischen und unterkarbonischen Ablagerungen (Silair-, Beresowo- und Kisil-Folge) gefüllte Wosnessenski-Sakmara-Synklinorium im Westen und das aus terrigenen flyschartigen Bildungen des Unter- und Mittelkarbons aufgebaute Kulminski-Synklinorium im Osten. Beide Senken liegen anscheinend auf frühpaläozoischen magmatogenen Bildungen. Die Randbrüche des Magnitogorsk-Megasyklinoriums werden im Westen generell und im Osten an vielen Stellen von ultrabasischen Gesteinskörpern begleitet.

Diesen strukturellen Gegebenheiten entspricht auch die räumliche Anordnung der Faltenantypen. Echte Linearfaltung ist bedeutend weniger verbreitet, als auf Grund der intensiven Eugeosynklinalentwicklung während des gesamten Paläozoikums zu erwarten wäre. Sie konzentriert sich auf das bereits genannte Wosnessenski-Sakmara- und das Kulminski-Synklinorium sowie auf einige Teile des Magnitogorsk-Synklinoriums (Abb. 2).

Das Wosnessenski-Sakmara-Synklinorium zeigt ähnliche Baumerkmale wie das Silair-Synklinorium, zumal es aus einem der Silair-Folge nach Alter und Zusammensetzung analogen Gesteinskomplex besteht. An der Ural-Hauptstörung entwickelten sich dort, wo ultrabasische Gesteine, vor allem Serpentine auftreten, komplizierte schuppenartige Strukturen (z.B. Wosnessenski- und Mindjaski-Gebiet). Generell ist Westvergenz charakteristisch, jedoch kommen in Bereichen, wo sich das Synklinorium verbreitert, auch Falten mit vertikalen Achsenflächen häufig vor, und stellenweise tritt Ostvergenz auf.

Im Kulminski-Synklinorium sind langgestreckte lineare Antiklinalen und Synklinalen mit steil ( $50 - 70^{\circ}$ ) einfallenden Flanken und spitzen Scharnieren dort anzutreffen, wo karbonische und teilweise oberdevonische Gesteine austreichen. Ostvergenz dürfte vorherrschen.

Linearfaltung kennzeichnet auch den nördlichen, stark verschmälerten Teil des Magnitogorsk-Synklinoriums. Wegen des Auftretens magmatogener Bildungen sind hier 15 - 20 km lange konzentrische Falten großer Breite (6 - 8 km) entwickelt, die nur stellenweise von Spezialfalten überlagert werden. Schieferung und Klüftung mit N-S bis NW-SE-Streichen sind überall entwickelt.

Irendyk-, Baimak- und Achunowo-Kazbach-Antiklinorium bestehen aus vulkanogenem Silur bis Mitteldevon (Diabase, Spilite, Pyroxen-Plagioklas-Porphyrte, Albitophyre, Brekzien, Tuffe, Tuffite). Diese inneren Antiklinorien werden durch ganz andere Faltenformen charakterisiert. Beispielsweise stellt das über 200 km lange und 10 - 30 km breite Irendyk-Antiklinorium fast in allen Abschnitten eine große Monoklinale dar, die nur stellenweise Spezialfalten aufweist. Gefaltete Bereiche sind an Sedimentpakete in der Umrahmung der zahlreichen Vulkanbauten und Lavaströme gebunden. Im Westen ist das Antiklinorium durch eine Störung begrenzt und auf das Wosnessenski-Sakmara-Synklinorium aufgeschoben. Im Osten liegt im allgemeinen ein normaler stratigraphischer Verband mit mittel- bis oberdevonischen Folgen vor, die relativ flache, einfach gebaute und vermutlich synsedimentäre Mulden bilden (Imangulowo-, Chudolasowski-, Urtasym-Mulde). Dieses Gebiet wird auch als Kisil-Urtasym-Synklinorium bezeichnet. Es grenzt im Osten an einer großen, steil nach Westen einfallenden Störung gegen das Magnitogorsk-Synklinorium.

Das im südwestlichsten Teil des Megasyklinoriums gelegene Baimak-Antiklinorium löst kulissenartig das Irendyk-Antiklinorium ab. Es besteht im wesentlichen aus einem silurischen Komplex basischer Effusiva und Intrusiva, während die sedimentären, vor allem aus Kieselschiefern aufgebauten Anteile zurücktreten. Insgesamt stellt das Antiklinorium ein ausgedehntes, in N-S-Richtung gestrecktes Hebungsgebiet mit steilerer Westflanke dar. Bohrungen und andere Untersuchungen haben in den letzten Jahren gezeigt, daß große magmatische, vorherrschend effusive Körper strukturbestimmend sind. Sie werden von jüngeren Quarzalbitophyr-Intrusionen durchsetzt und von Bruchstörungen in einzelne Schollen gegliedert. Das Hebungsgebiet umfaßt außerdem eine große Zahl vulkanischer Zentralbauten. Echte Faltenformen treten nur an den Rändern von Vulkanbauten und anderen magmatischen Komplexen auf.

Ähnlichen Bau haben sowohl das Achunowo-Kazbach-Antiklinorium am Ostrand als auch das Utschaly-Gebiet im Nordteil des Megasyklinoriums. Auch dort sind "hybride" Strukturen verbreitet, in denen magmatische Körper und Vulkanbauten die Hauptrolle spielen, während Faltenformen zurücktreten. Auch an der Peripherie der bereits erwähnten Mulden gibt es solche Strukturen in Form isolierter hybrider "Brachyantiklinalen" (Karamalytasch-, Sibai-, Bakrusjak-Brachyantiklinale u.a.). Sie erreichen 15 - 20 km Länge und 5 - 10 km Breite.

Abschließend sei hervorgehoben, daß für das Magnitogorsk-Megasyklinorium ähnlich wie für das Silair-Synklinorium ein allgemeiner Fächerbau charakteristisch ist. Die Vergenz der Faltenysteme an beiden Rändern, besonders in den Synklinorien, ist gegen die umrahmenden Antiklinorien gerichtet. Entsprechend fallen die zahlreichen streichenden Störungen und die großen monoklinalen Schollen der Hebungsgebiete vorwiegend gegen den Zentralteil ein.

## 2.5. Östlichste Zonen des Südurals

Ostural-Hebungsgebiet, Ostural-Senke (Tscheljabinsk-Bredy-Synklinorium) und Trans-ural-Hebungsgebiet sind schlecht aufgeschlossen und unzureichend erforscht, so daß viele Fragen ihres Baus noch zur Diskussion stehen. Jede Zone stellt eine komplizierte tektonische Struktur von einigen hundert Kilometern Länge und 30 - 40 km Breite mit Teilantiklinorien, Teilsynklinorien und Spezialfalten dar. Angaben über die Tektonik der genannten Gebiete finden sich in den Arbeiten von MAMAEV (1965) und SOBOLEV (1969).

Zum Ostural-Hebungsgebiet gehören im Südural Tscheljabinsk-, Kotschkar- und Dshabyk-Karagai-Antiklinorium, deren Bau übereinstimmende Merkmale aufweist. Große Flächen nehmen jungpaläozoische Granitoidmassive ein, die in den Scheiteln großer Hebungsgebiete brachyantiklinalen Typs liegen und zwischen denen komplizierte Linearfalten entwickelt sind (Abb. 3). Form und Größe dieser Falten hängen von der Konfiguration und den Abmessungen der Granitoidkörper ab. Früher wurden viele Metamorphite dieser Zone in das Präkambrium eingestuft, jedoch lassen seltene Faunenfunde neuerdings immer deutlicher auf relativ junges Alter schließen.

Sicheres Präkambrium und Kambrium treten in einzelnen Schollen auf, z.B. in Profilen am Fluß Sanarka. Sie zeigen nur geringe Verbreitung.

Über die Form der Granitkörper und ihre Tiefenfortsetzung besteht nicht überall Klarheit. Nach geologischen und geophysikalischen Daten verbreitern sich die größten Massive (Tscheljabinsk-, Dshabyk-Karagai-, Suuduk-Massiv u.a.) nach unten und vereinigen sich möglicherweise in der Tiefe. Lakkolithartige Lagerungsform ist demnach ausgeschlossen (SOBOLEV 1969). Das Einfallen der Gesteine des Rahmens und der Kontakte beträgt beim Tscheljabinsk-Massiv  $30 - 80^\circ$  und ist überall nach außen gerichtet, so daß Konkordanz vorherrscht. Ähnliche Verhältnisse finden sich auch bei anderen Granitoidkörpern.

Das Kotschkar-Antiklinorium umfaßt mehrere brachyantiklinale, bis 15 km breite Hebungsgebiete mit Granitmassiven im Zentrum. Dazwischen liegen tiefe, 1,5 bis 4 km breite Synklinalebereiche, die ein kompliziert verzweigtes System bilden. Die granitnahen Flanken der Synklinalen bestehen aus Grünschiefern vermutlich untersilurischen Alters, ihre Kerne aus kohleführenden Graphitschiefern, Effusiva und Kalkmarmoren des Unterkarbons. Es handelt sich meist um schmale, geschlossene Synklinalen mit  $50$  bis  $70^\circ$  einfallenden Schenkeln.

Die Ostural-Senkungszone wird im Südural durch das über 300 km lange und 7 bis 40 km breite Tscheljabinsk-Bredy-Megasynklinorium vertreten. Wegen des schwachen Reliefs und der weiten Verbreitung mesozoisch-känozoischer Deckgebirgsschichten liegen nur lückenhafte Kenntnisse über den Bau des paläozoischen Grundgebirges vor. Danach handelt es sich um eine offene, mehr oder weniger asymmetrische Synklinalsenke mit steilerer, stellenweise reduzierter, bis  $70^\circ$  einfallender Ostflanke. Die kompliziert gebauten Spezialfalten sind steil zusammengepreßt, von zahlreichen vertikalen oder steilen Störungen durchzogen und randlich oft von serpentinierten Ultrabasitkörpern begleitet. Das Profil umfaßt Ordovizium bis West-

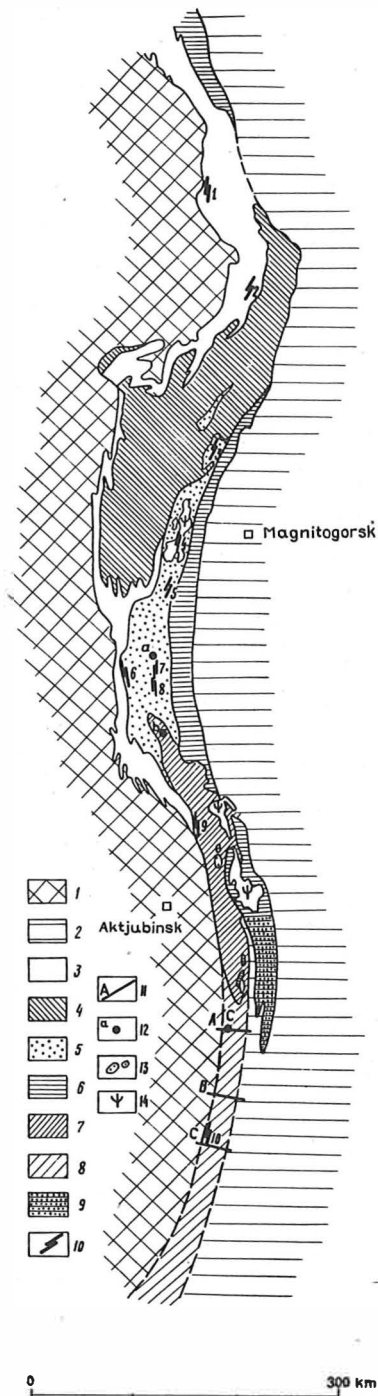


Abb. 4. Tektonische Skizze der Westflanke des Südurals mit vermuteten Deckenüberschiebungen

- 1 - Tafel und Randsenke;
- 2 - Magnitogorsk-Megasynklinorium;
- 3 - Jungpaläozoikum;
- 4 - Baschkirisches Hebungsgebiet;
- 5 - Silair-Synklinorium;
- 6 - Uraltau-Antiklinorium;
- 7 - Sakmara-Zone;
- 8 - verdeckter Teil der Sakmara-Zone;
- 9 - verdeckter Teil des Uraltau-(Ebeta-)Antiklinoriums;

10: Deckenüberschiebungen:

- 1 - Njasepetrowsk,
- 2 - Amphitheater von Ufa,
- 3 - Tirljan,
- 4 - Kraka,
- 5 - Ksylbalyk,
- 6 - Astasch,
- 7 - Sjuren,
- 8 - Silair,
- 9 - Sakmara,

10 - Kokpektin;

11 - abgebohrte Profile:

- A - Isembetowo,
- B - Koskul,
- C - Kokpektin;

12 - Bohrungen:

- a - Sosnowka 3,
- b - Sakmara 1,
- c - Isembetowo G-6;

13 - Jegendin- und Aitpai-Synklinale;

14 - Ultrabasite

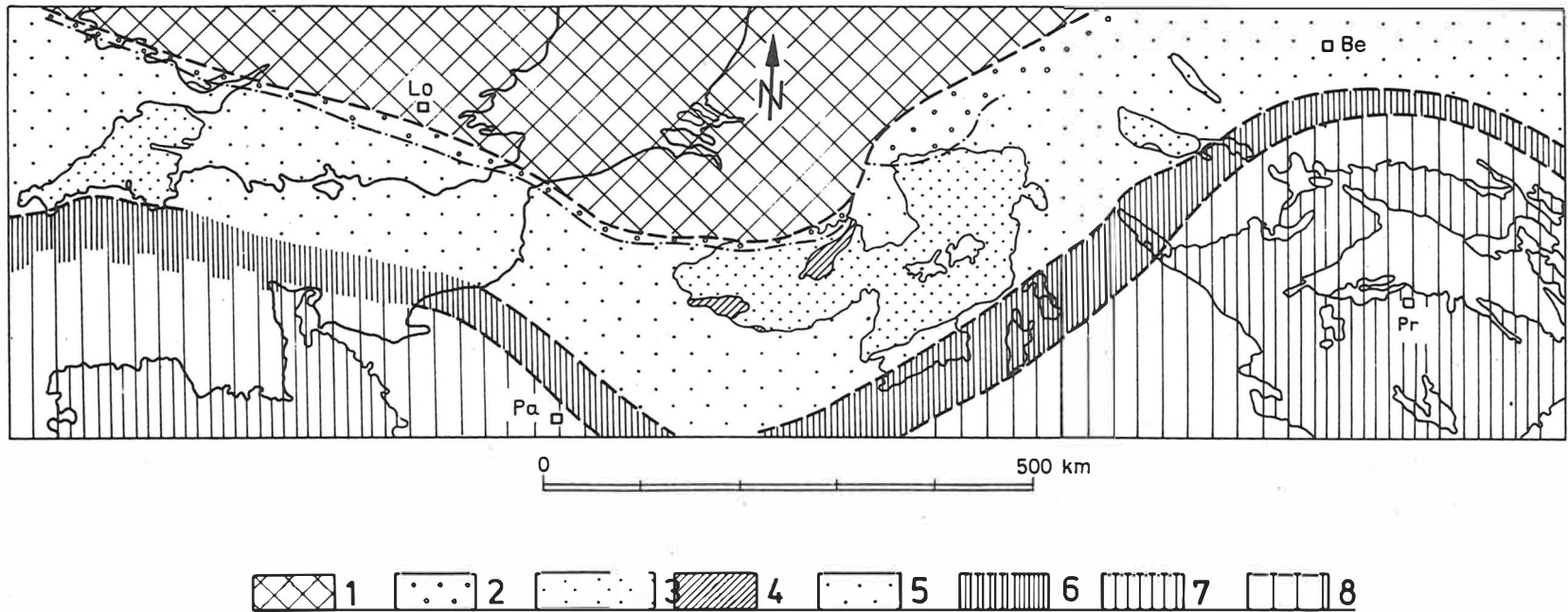


Abb. 5. Gliederungsschema für den Nordteil der Varisziden Mittel- und Westeuropas

1 - Prävariszische Tafel; 2 - Subvariszische Zone; 3 - Rhenoharzynische Zone, Grundgebirge aufgeschlossen; 4 - Vordevon der Ardennen-Massive; 5 - Rhenoharzynische Zone, Grundgebirge unter Molasse oder Tafeldeckgebirge; 6 - Mitteldeutsche Kristallinzone und Äquivalente (Nordrand der Innenzone); 7 - südlich der Kristallinzone gelegene Einheiten, Grundgebirge aufgeschlossen; 8 - südlich der Kristallinzone gelegene Einheiten, Grundgebirge unter Molasse oder Tafeldeckgebirge

Lo - London, Pa - Paris, Be - Berlin, Pr - Praha

fal. Effusive vulkanogene Bildungen, die in zwei Niveaus (Ordovizium bis Unterdevon, Obertournai bis Visé) auftreten, gliedern es in drei selbständige Stockwerke.

Nach MAMAEV (1965) wurde das Megasyntklinorium in Form grabenartiger Senken auf baikalischem Fundament angelegt. Im nördlichen Abschnitt liegt das Kopeisk-Syntklinorium, ein System großer, bis 15 km breiter Gräben, die mit mächtigen, z.T. kohleführenden Sedimentfolgen und Effusiva des Jungpaläozoikums und unteren Mesozoikums gefüllt sind. Aus dem Vorhandensein triassischer Basaltlaven und kleiner, aber teilweise komplizierter Falten in triassisch-unterjurassischen Ablagerungen geht hervor, daß auch noch in der Tafelstufe Bewegungen an einzelnen Schollen stattgefunden haben.

Das Transural-Hebungsgebiet besteht ebenfalls aus einer Reihe großer antiklinaler Hebungsgebiete, in denen alt- und mittelpaläozoische Metamorphite einschließlich metamorpher Sedimente und Effusiva auftreten, ferner aus Synklinorien mit terrigenem und karbonatischem Unterkarbon sowie verschiedenartigen vulkanogenen Bildungen. Der Bau der Zone scheint insgesamt sehr kompliziert zu sein. Für eine vergleichende Charakteristik der Faltenstrukturen reichen die bisherigen Kenntnisse nicht aus.

### 3. Strukturen der mitteleuropäischen Varisziden

#### 3.1. Subvariszische Zone

Am nördlichen Außenrand der mitteleuropäischen Varisziden erstreckt sich eine meist verdeckte, durch einige Hochlagen gegliederte Zone mit kohleführenden Molasseablagerungen des Siles. Sie ist teilweise mehrere hundert Kilometer breit und greift im Norden weit auf das prävariszische Vorland über. Abweichende Verhältnisse liegen in Nordfrankreich und Belgien vor, wo das Siles südlich vom prävariszisch gefalteten Brabant-Massiv nur in einem 5 bis 10 km breiten Streifen auftritt.

Wegen der ungewöhnlichen Breite des Molassebeckens und der geringen Mächtigkeits- und Faziesgradienten besonders im Westfal kann nur mit Vorbehalt von einer Randsenke gesprochen werden. Der breite nördliche, als Vorlandbecken zu betrachtende Teil weist keine nennenswerte variszische Deformation auf. Im Gegensatz dazu ist im Süden ein maximal etwa 60 km breiter Streifen noch von der Faltung erfaßt und damit in das variszische Tektogen einbezogen worden. Dieser Bereich der gefalteten Molasse sollte als Subvariszische Zone oder Subvariszikum bezeichnet werden (Abb. 6).

Zutage ausstreichende oder unter geringmächtigem Deckgebirge liegende Gesteine des Subvariszikums kommen nur am Nordrand des Ardennisch-Rheinischen Schiefergebirges vor. Infolge der Bergbautätigkeit sind die tektonischen Strukturen hier sehr gut bekannt. Die folgenden Ausführungen müssen sich daher auf dieses Gebiet beschränken.

Der linksrheinische Abschnitt des Subvariszikums umfaßt den Kohlengürtel Nordfrankreich - Belgien - Aachen. Er entspricht dem Oberflächenanschnitt des Kerns der Synklinale von Namur. Im heutigen Kartenbild wird diese Struktur durch die markante, im Streichen über mehr als 300 km zu verfolgende Condroz-

Überschiebung scharf nach Süden begrenzt (FOURMARIER 1954). Gesteine der Synklinale von Namur sind aber auch noch mehrere Kilometer weiter südlich im Liegenden der Überschiebung nachgewiesen. Der Innenbau der Synklinale zeichnet sich durch nordvergente Falten, vor allem aber durch weitere, zum Teil sehr flache Überschiebungen aus. Etwas geringere Schubweiten wurden im NE bei Aachen festgestellt.

Im Rhein-Ruhr-Revier, dem *r e c h t s r h e i n i s c h e n* *A b s c h n i t t* des Subvariszikums, ist ein 130 km langer und 60 km breiter Bereich gut erforscht (ROSENFELD 1968; HEDEMANN u.a. 1972). Die etwa 5500 m mächtige Sedimentfolge des Siles reicht vom Namur A bis ins Westfal C. Am Südrand des Rhein-Ruhr-Reviers verlaufen die Ausstriche der Dinant/Siles-Grenze und teilweise auch der Grenze Namur B/Namur C generell E—W, zeigen jedoch infolge des NE—SW streichenden Faltenbaus mehrere Ausbiegungen. Innerhalb des Reviers streichen die stratigraphischen Einheiten, außer an Störungen, ganz überwiegend NE—SW (HOYER u.a. 1969, 1971). Östlich der Velberter Antiklinale gilt dies auch für die Grenze zwischen Flysch- und Molassekomplex (Grenze Namur B/Namur C), die als eigentliche Südgrenze des Subvariszikums aufzufassen ist. Ursprünglich reichte das produktive Siles weiter nach Süden. Der heutige Südrand geht in erster Linie auf Falten tektonik, Hebung und Abtragung zurück, jedoch nicht auf eine bedeutende Bruchstruktur.

Die Faltungsintensität nimmt generell nach N ab. Dies kommt vor allem in einer Verbreiterung der Hauptsynklinalen zum Ausdruck, während die Hauptantiklinalen relativ schmal bleiben. Im Süden beträgt der Abstand zwischen den Achsen der Hauptantiklinalen und denen der Hauptsynklinalen etwa 2 km, im Norden 6 bis 10 km. Die streichende Länge der Hauptfaltenstrukturen liegt in der Größenordnung von 50 km, die Faltenhöhe erreicht 1 bis 1,5 km. Im Süden sind Hauptantiklinalen und Hauptsynklinalen spezialgefaltet. Nach Norden klingt die Spezialfaltung der Hauptsynklinalen ab, während die Hauptantiklinalen auch dort Spezialfaltung aufweisen.

Sowohl nach SW als auch nach NE heben sich die Schichten an Querstrukturen heraus (HOYER u.a. 1971, 1974). Zugleich geht mit Annäherung an das im SW gelegene Krefelder Gewölbe die Intensität der Faltung zurück. Eine Queraufwölbungszone im mittleren Teil des Reviers gliedert die Gesamtstruktur in zwei Senkungsbereiche (Abb. 8).

Die Achsen der Hauptfalten und der kleineren Faltenstrukturen streichen NE—SW bis ENE—WSW ( $55^{\circ}$  bis  $65^{\circ}$ ) und zeigen wechselndes Einfallen bis zu  $15^{\circ}$  nach beiden Seiten. Aus dem gewöhnlich steileren Einfallen der nordwestlichen Antiklinalflanken ergibt sich in Übereinstimmung mit der Richtung der wichtigsten Überschiebungen, daß NW-Ver-genz überwiegt. Überkipfung ist jedoch selten.

Streichende Störungen begleiten die Hauptantiklinalen und verursachen eine zusätzliche Komplizierung dieser Strukturen. Am wichtigsten sind die mitgefalteten NW-ver-genten Überschiebungen. Daneben gibt es nicht mitgefaltete, entweder ebenfalls nach NW oder aber auch nach SE gerichtete Überschiebungen. Die horizontale Schubweite beträgt wenige hundert bis maximal 2000 m. Insgesamt ist die Intensität der Deformation geringer als im linksrheinischen Abschnitt des Subvariszikums. Eine geradlinige Verbindung zu den linksrheinischen Überschiebungen läßt sich nicht konstruieren, da die Überschiebungen im Rhein-Ruhr-Revier ebenso wie der Südrand der Siles-Verbreitung im Vergleich zum linksrheinischen Abschnitt um etwa 20 km nach NW versetzt erscheinen.

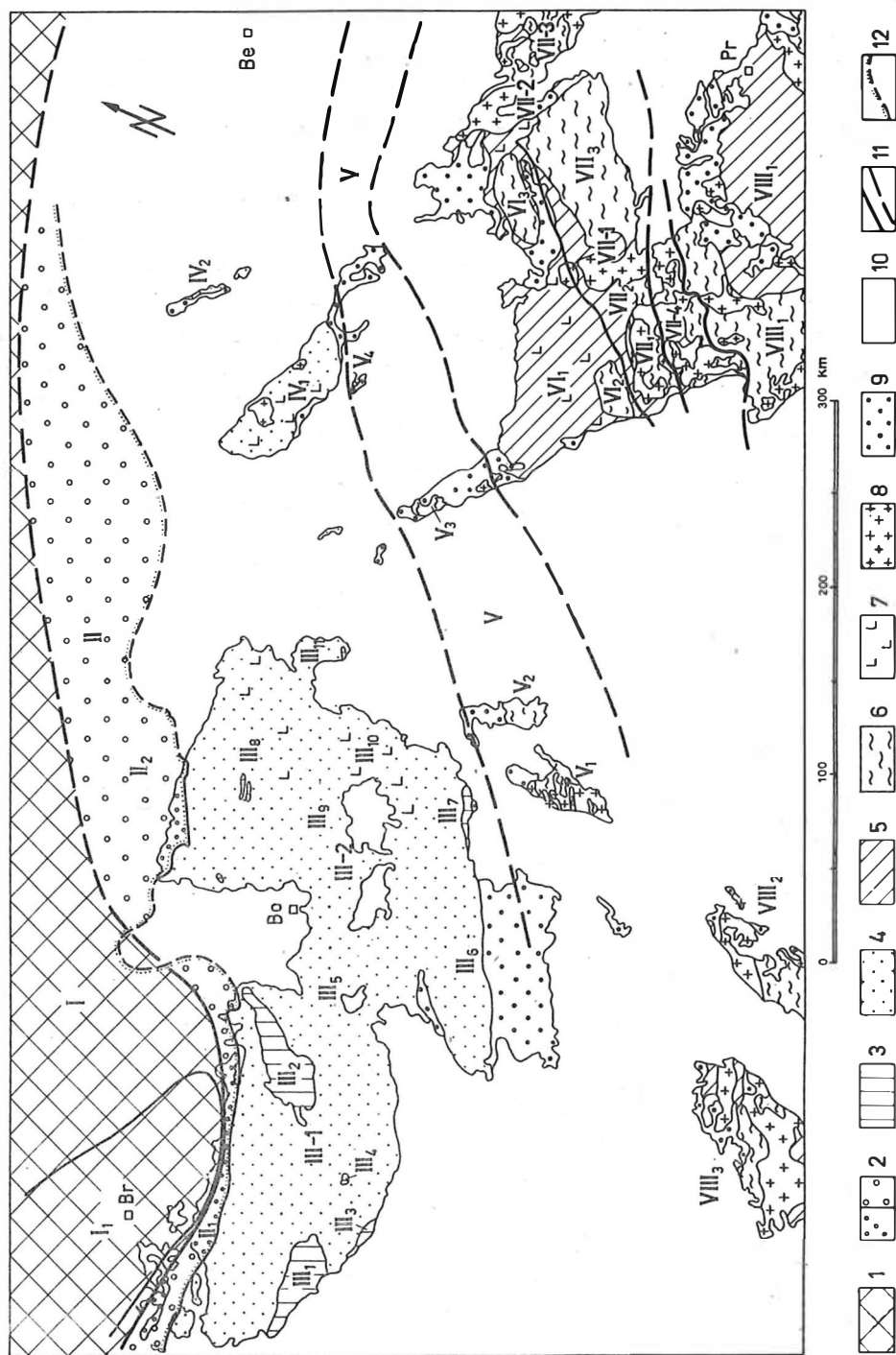
Abb. 6. Tektonisches Schema der mitteleuropäischen Varisziden

1 - Deckgebirge der prävariszischen Tafel, am Südrand des Brabanter Massivs auch kleine Ausbisse des Grundgebirges; 2 - Außenmolassen des Subvariszikums: a - aufgeschlossen, b - verdeckt; 3 - Prädevon im Ardennisch-Rheinischen Schiefergebirge; 4 - Devon bis unteres Namur des Rhenohertzynikums; 5 - nicht oder schwach metamorphe Komplexe der Innenzonen (oberes Proterozoikum bis Dinant); 6 - höher metamorphe Komplexe der Innenzonen; 7 - paläozoische Geosynklinalvulkanite (Auswahl); 8 - Granitoide; 9 - Innenmolassen des spätvariszischen Morphogenstadiums; 10 - Deckgebirge über Tiefschollen im Bereich des Rhenohertzynikums und der Innenzonen; 11 - Grenzen der Zonen des variszischen Tektogens (Verlauf z.T. unsicher); 12 - heutige Südbegrenzung der Außenmolassen

I Prävariszisches Vorland: I<sub>1</sub> Brabanter Massiv; II Subvariszische Zone: II<sub>1</sub> Kohlendürrtel Nordfrankreich-Belgien-Aachen, II<sub>2</sub> Rhein-Ruhr-Revier; III, IV Rhenohertzynische Zone: III Ardennisch-Rheinisches Schiefergebirge: III-1 Ardennen, III<sub>1</sub> Massiv von Rocroi, III<sub>2</sub> Stavelot-Venn-Massiv, III<sub>3</sub> Massiv von Givonne, III<sub>4</sub> Massiv von Serpont, III-2 Rheinisches Schiefergebirge im engeren Sinne, III<sub>5</sub> Nord-Süd-Zone der Eifel, III<sub>6</sub> Hunsrück, III<sub>7</sub> Taunus, III<sub>8</sub> Sauerland, III<sub>9</sub> Siegerland, III<sub>10</sub> Lahn-Dill-Gebiet, III<sub>11</sub> Kellerwald; IV<sub>1</sub> Harz, IV<sub>2</sub> Flechtinger Scholle; V, VI, VII Saxothuringisch-Lugische Zone: V Mitteldeutsche Kristallinzonen: V<sub>1</sub> Odenwald, V<sub>2</sub> Spessart, V<sub>3</sub> Ruhlaer Kristallin, V<sub>4</sub> Kyffhäuser; VI Zentrales Megasynklinorium: VI<sub>1</sub> Thüringisch-Vogtländisches Schiefergebirge, VI<sub>2</sub> Münchberger Gneismasse, VI<sub>3</sub> Granulitgebirge; VII südliche Teile der Saxothuringisch-Lugischen Zone: VII-1 Fichtelgebirgisch-Erzgebirgische Antiklinalzone, VII<sub>1</sub> Fichtelgebirge, VII<sub>2</sub> Südvogtländisch-Westerzgebirgische Querzone, VII<sub>3</sub> Erzgebirge, VII-2 Elbezone, VII-3 Lausitzer Massiv, VII-4 Oberpfälzer Synklinalzone; VIII Moldanubische Zone und Gebiete fraglicher Zuordnung: VIII<sub>1</sub> Moldanubische Zone, VIII<sub>2</sub> Schwarzwald, VIII<sub>3</sub> Vogesen

Br - Bruxelles, Bo - Bonn, Be - Berlin, Pr - Praha





Zahlreiche Querstörungen zerlegen das Steinkohlengebirge in horst- und grabenartige Schollen. Außerdem gibt es WNW—ESE und N—S streichende Blattverschiebungen mit einer mehr oder weniger starken horizontalen Bewegungskomponente. Die großen Querstörungen und Blattverschiebungen sind im wesentlichen jünger als die eigentliche Faltung, wurden aber offenbar schon während der Faltung angelegt.

Entgegen früheren Ansichten wird heute nicht mehr damit gerechnet, daß die Faltung größtenteils bereits während der Sedimentation erfolgte. Auch die extreme Versteilung der Faltung nach unten hat sich nicht bestätigt, wenn auch in größeren Tiefen eine deutliche Zunahme tektonischer Dislokationen zu erkennen ist. Der Stockwerkbau des Ruhrkarbons resultiert in erster Linie aus den Einflüssen von Tiefenlage und Materialeigenschaften.

Die Einengung begann mit flachen NW-vergenten Überschiebungen, über deren Stirn beim Fortgang der Deformation die Hauptantiklinalen entstanden. Mit fortschreitender Faltung wurde das gesamte Schichtenpaket einschließlich der Überschiebungen in Spezialfalten gelegt. Zwischen dem Faltenbau im Hangenden und dem tieferen Untergrund wird eine Abscherungszone in der mächtigen Pelitfolge des flözleeren Namurs angenommen.

### 3.2. Rhenoharzynische Zone

Typusgebiete des Rhenoharzynikums sind das Ardennisch-Rheinische Schiefergebirge und der Harz. Außerdem stehen lückenhafte Kenntnisse aus unbedeutenden Aufbrüchen rhenoharzynischer Gesteine an der Werra und in der Flechtingen-Roßlauer Scholle sowie aus Bohrungen zur Verfügung. Sie erlauben bisher keine eindeutigen Aussagen über die Verbindungen zwischen Rheinischem Schiefergebirge und Harz sowie über den Bau des Rhenoharzynikums östlich der Elbe.

Das Ardennisch-Rheinische Schiefergebirge stellt das einzige Gebiet in Mitteleuropa dar, wo das Rhenoharzynikum in seiner vollen, hier etwa 150 km betragenden Breite aufgeschlossen ist. Es besteht vorwiegend aus terrigenen Serien devonischen, untergeordnet auch prädevonischen und karbonischen Alters. Magmatite und karbonatische Sedimente treten demgegenüber zurück. Für den Bauplan sind intensiv spezialgefaltete, 10 bis 30 km breite Großstrukturen mit dem Charakter von Antiklinorien und Synklinorien oder Hauptantiklinalen und Hauptsynklinalen kennzeichnend (Abb. 7). Infolge der Achsenneigung können sie im Streichen entweder ausklingen oder erheblichen Veränderungen unterliegen. Keine der Großstrukturen läßt sich eindeutig über die sogenannte N—S-Zone der Eifel hinweg verfolgen. Bis zu einem gewissen Grade ist der heutige Bau bereits im Geosynkinalstadium angelegt worden. So entsprechen die Hauptverbreitungsgebiete der einzelnen stratigraphischen Abteilungen oder auch Stufen in großen Zügen den Bereichen maximaler Sedimentationsmächtigkeit, also den ehemaligen Teiltrögen. Ergebnisse von Inkohlungsuntersuchungen deuten darauf hin, daß diese Teilgebiete im Zeitraum zwischen dem Abschluß der Hauptabsenkungsetappe und der Tektogenese keine bedeutenden positiven oder negativen Vertikalbewegungen mehr erfahren haben (PAPROTH & WOLF 1973).

Als zentrales Element, gewissermaßen als "Rückgrat" des Rheinischen Schiefergebirges, kann das Siegerland-Antiklinorium angesehen werden, das zum weitaus größten Teil aus den 3700 bis 5000 m mächtigen Siegerner Schichten (mittleres Unterdevon) besteht. Sein Bau wird von zwei großen, relativ stark gestörten Antiklinalstrukturen beherrscht (FENCHEL, LUSZNAT & VOGLER 1971). Das Hauptelement, die etwa 5 km breite Siegerner Schuppenantiklinale, ist durch ein Bündel weit aushaltender 50 - 70° SE einfallender Aufschiebungen und durch die weitgehende Unterdrückung der NW-Flanke gekennzeichnet. Die Siegerner Hauptaufschiebung läßt sich bis in das linksrheinische Gebiet verfolgen. Bei den Spezialfalten werden zwei Typen unterschieden, und zwar erstens rhombische, nahezu vergenzlose Falten mit ausgeprägter Fächer- und Meilerstellung der Schieferungsflächen und zweitens monokline, NW vergente Falten mit SE fallenden Schieferungsflächen.

Nach NE taucht das Siegerland-Antiklinorium ähnlich wie die meisten anderen Großstrukturen des Schiefergebirges unter jüngere Schichten ab. Im Süden wird es von einem Synklinorium flankiert, dessen Füllung im SW aus höherem Unterdevon (Ems-Stufe), im NE aus Mitteldevon bis Dinant besteht. In dem südöstlich anschließenden Großelement herrscht wiederum mittleres Unterdevon vor. Am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges erscheinen in einem schmalen Streifen auch prädevonische Gesteine.

Die Großantiklinalen und Großsynklinalen im nördlichen Teil des rechtsrheinischen Schiefergebirges sind 10 bis 15 km breit. Hier nimmt sehr mächtiges Mitteldevon die größten Flächen ein, während in den Antiklinalkernen Unter- und Vordevon, in den Synklinalen Oberdevon und Karbon auftreten. Besonders intensive Deformation, stark überkippte Falten und flach nach S einfallende Schieferungsflächen zeichnen den Kernbereich und den NW-Schenkel der Ostsauerländer Großantiklinale aus (HELLERMANN 1965).

Das Rheinische Schiefergebirge im engeren Sinne und die Ardennen werden im Gebiet der Eifel durch eine auffällige N—S-Zone mit staffelförmig gegeneinander versetzten Mitteldevon-Synklinalen getrennt. Die Streichrichtung der Synklinalen ist wie im größten Teil des Schiefergebirges NE—SW.

In den Ardennen tritt der vordevonische Untergrund in zwei größeren und zwei kleinen Massiven zutage. Sie gehören drei verschiedenen Antiklinorien bzw. Großantiklinalen an und bilden insgesamt eine schief zu den Faltenstrukturen verlaufende Aufwölbungszone. Im östlichen Teil der Ardennen streichen die Faltenstrukturen NE—SW bis ENE—WSW, im westlichen Teil dagegen E—W. Hierin deutet sich die Umbiegung in die armorikanische Richtung an. Die Änderung des Streichens vollzieht sich relativ abrupt im Bereich einer etwa NW—SE streichenden Linie.

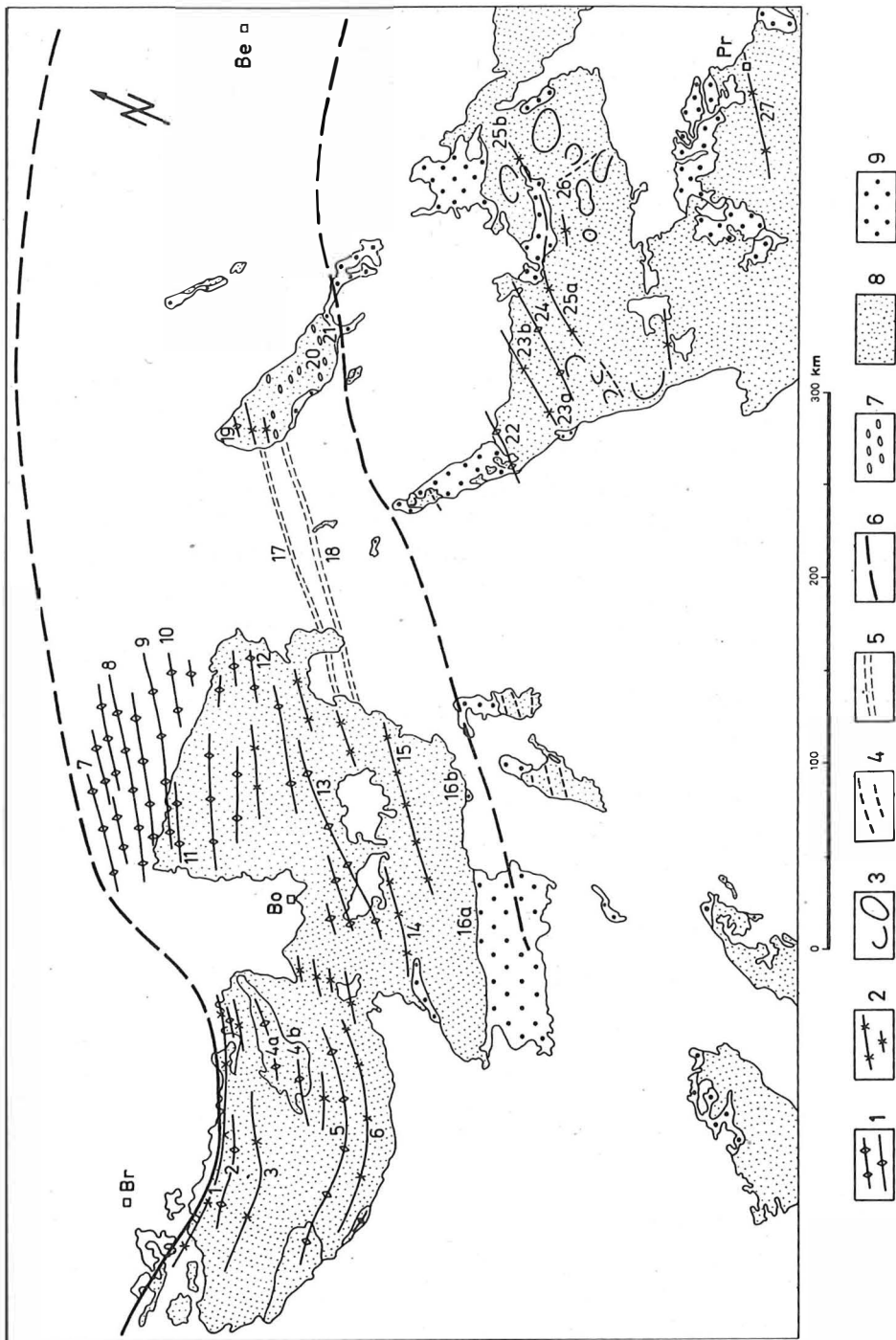
Die Ardennen bestehen im Westen aus den beiden Großstrukturen Dinant-Synklinorium und Rocroi-Serpont-Antiklinorium. Das Dinant-Synklinorium hebt sich an einer N—S bis NNE—SSW streichenden Zone heraus, so daß weiter im Osten das Stavelot-Venn-Antiklinorium die nördlichste Ardennen-Struktur darstellt. Sie wird durch eine relativ schmale Synklinalzone von der Bastogne-Antiklinale getrennt, dem östlichen Ausläufer des Rocroi-Serpont-Antiklinoriums. Weiter südlich folgen das Eifel-Synklinorium, das nach Westen in eine schmale Synklinalzone übergeht, und eine unvollständig aufgeschlossene Antiklinalzone mit dem Givonne-Massiv. Die Verbreiterung der Synklinalzonen und die

Abb. 7. Schema der Faltenstrukturen in den mitteleuropäischen Varisziden

Erläuterung der Symbole: 1 - Achsen von Antiklinorien und größeren Antiklinalen; 2 - Achsen von Synklinorien und größeren Synklinalen; 3 - Brachystrukturen in metamorphen Komplexen; 4 - Linearstrukturen in metamorphen Komplexen; 5 - hypothetische Verbindung zwischen analogen lithofaziell-tektonischen Einheiten des Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes (nach SCHWAN 1967); 6 - Zonengrenzen; 7 - Olisthostrome im Harz; 8 - Grundgebirge des variszischen Tektogens; 9 - jungpaläozoische Molassen

Erläuterung der dargestellten Strukturen: 1 - Namur-Synklinale; 2 - Condroz-Antiklinale; 3 - Dinant-Synklinorium; 4 - Stavelot-Venn-Antiklinorium: 4 a - Venn-Antiklinale, 4 b - Antiklinale von Grand Halleux; 5 - Rocroi-Serpont-Bastogne-Antiklinorium; 6 - Charleville-Neufchâteau-Eifel-Synklinorium; 7 - Dorstener Antiklinale; 8 - Gelsenkirchener Antiklinale; 9 - Stockumer Antiklinale; 10 - Soester Antiklinale; 11 - Velberter Antiklinale; 12 - Ostsauerländer Antiklinorium; 13 - Siegerland-Antiklinorium; 14 - Mosel-Synklinorium; 15 - Lahn-Synklinorium; 16 - Phyllitzone des südlichen Hunsrück (16 a) und Taunus (16 b); 17 - Hörre-Kellerwald-Zone; 18 - Hundshausen-Tanne-Zone; 19 - Goslarer Großantiklinale; 20 - Harzgeröder Zone (Olisthostrome); 21 - Phyllitzone von Wippra; 22 - Schwarzburger Antiklinorium; 23 - Teuschnitz-Ziegenrücker Synklinorium: 23 a - Teuschnitzer Synklinorium, 23 b - Ziegenrücker Synklinorium; 24 - Bergaer Antiklinorium; 25 - Vogtländisch-Zentralsächsisches Synklinorium: 25 a - Vogtländisches Synklinorium, 25 b - Zentralsächsisches Synklinorium; 26 - Flöha-Zone; 27 - Prager Synklinorium

Br - Bruxelles, Bo - Bonn, Be - Berlin, Pr - Praha



Reduktion der Antiklinalzonen im Ostteil der Ardennen entspricht dem generellen Achsenabtauchen zur N—S-Zone der Eifel.

Wie bereits erwähnt, ist die Nordflanke des Dinant-Synklinoriums, an der in Belgien ein schmaler Streifen silurischer Schichten zutage tritt (Condroz-Antiklinorium), auf das Subvariszikum aufgeschoben. Mit diesen Überschiebungen hängt auch die fensterartige Struktur von Theux im Westteil des Stavelot-Venn-Massivs zusammen. Sichere Aussagen über die maximale Verschiebungsweite sind nicht möglich; es kann mit Werten in der Größenordnung von 10 km gerechnet werden, vielleicht auch von 20 bis 50 km (FOURMARIER 1954). BREDDIN (1973) faßt den Hauptteil der Ardennen als rhenoardennische Dekke auf, deren Vorschub er mit einer horizontalen, quer zum Streichen gerichteten Auslängung im Bereich des Tiefenstockwerks erklärt.

Falten, Schieferungsflächen und Überschiebungen haben im größten Teil des Arden-nisch-Rheinischen Schiefergebirges NW-Vergenz. Nur in einzelnen Teilgebieten, vor allem im Süden, herrscht SE-Vergenz vor (Abb. 8). Beispiele hierfür sind der Nordflügel des meilerartig gebauten Mosel-Synklinoriums, Teile des Hunsrück und der metamorphen Südrandzone (SCHOLTZ 1930; HOEPPENER 1959; MEYER & STETS 1975) sowie ein Bereich südlich vom Stavelot-Venn-Antiklinorium (FURTAK 1965). Auffallend flache Faltenachsen- und Schieferungsflächen kennzeichnen, wie bereits erwähnt, ein Gebiet im nordöstlichen Teil des Schiefergebirges. Ferner hat die 3200 m tiefe Bohrung Grand Halleux im Stavelot-Antiklinorium unter einem oberen Bereich mit  $40^{\circ}$  SE einfallenden Achsen- und Schieferungsflächen eine über 2000 m mächtige Zone mit subhorizontaler Tiefentektonik nachgewiesen (BREDDIN 1973).

Da pelitisch-psammitische Gesteine vorherrschen, führte die Tektogenese in der Regel zu ausgeprägten Schieferungserscheinungen. Typisch für weite Bereiche des Arden-nisch-Rheinischen Schiefergebirges sind daher kongruente Linearfalten (CLOOS 1950) mit Innendeformation. Stellenweise ist der Faltenbau durch Aufschiebungen mehr oder weniger stark verschuppt. Rund- bis Kniefalten herrschen vor, untergeordnet treten Knickfalten auf. In einigen Fällen, z.B. bei den Mitteldevon-Synklinalen der N—S-Zone der Eifel, besteht Tendenz zur Entwicklung von Brachyfalten.

Die Intensität der Faltung und der inneren Gesteinsdeformation einschließlich der Schieferung nimmt von N nach S zu, allerdings keineswegs regelmäßig (WUNDERLICH 1965). Gebiete mit sehr geringer Innendeformation liegen südöstlich von Köln und in der Eifel. Andererseits gibt es auch weit im Norden, z.B. im nordöstlichen Teil des Schiefergebirges, äußerst intensive Schieferungserscheinungen. Komplizierung der Strukturen durch  $D_2$ -Elemente ( $S_2$ -Flächen,  $F_2$ -Falten) zeichnet den Südrand des Rheinischen Schiefergebirges innerhalb und nördlich der metamorphen Zone aus.

Für den H a r z wurden in den letzten zehn Jahren neue tektonische Konzeptionen erarbeitet (REICHSTEIN 1965; LUTZENS & SCHWAB 1972), nach denen der Osthartz durch Deckenüberschiebungen mit mindestens 25 km Schubweite und ausgedehnte Olisthostrome gekennzeichnet ist. Da aktuelle Informationen über die Tektonik des Harzes zur Verfügung stehen (SCHWAB 1976, vgl. auch SCHWAB 1977), mögen an dieser Stelle einige kurze Hinweise genügen. Beiträge zur Diskussion der neuen Harzkonzeption haben u.a. PATZELT (1973), SCHWAN (1974 a) und BRAUSE (1975) vorgelegt.

In den Olisthostromen des Harzes herrscht interne Verschuppung an streichenden Auf- und Überschiebungen vor, wenn auch Kleinfalten keineswegs fehlen. Außerhalb der Olisthostrom-Gebiete, z.B. im Westharz, ist normale Falten tektonik anzutreffen.

Viele Devon- und Silurvorkommen des Ostharzes gelten heute als olistholithische Bestandteile der im Dinant gebildeten Olisthostrome. Die meisten Gesteine des Harzes gehören demnach dem Dinant an. Daneben sind devonische Bildungen weit verbreitet. Verschiedene Schichtkomplexe stimmen mit typischen Bildungen des Rheinischen Schiefergebirges überein, während andere für den Harz spezifisch sind und nur am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges Äquivalente haben.

Die 2 bis 5 km breiten Zonen des Acker-Quarzits und der Tanner Grauwacke sind in entsprechender Position und ähnlicher Ausbildung sowohl am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges (Abb. 7) als auch im Gebiet der Flechtingen-Roßlauer Scholle wiederzufinden und gelten daher als wichtigste Leitelemente für eine Korrelation der Baueinheiten (PAPROTH 1960; SCHWAN 1967). Allerdings sind auch Zweifel an der Berechtigung schematischer Verbindungen geäußert worden (z.B. KREBS & WACHENDORF 1974).

In der Regel können die geologisch-tektonischen Einheiten des Harzes nicht allein auf Grund ihrer Struktur charakterisiert werden, sondern auch oder vorwiegend nach lithofaziellen Merkmalen. Bereiche mit steilen Faziesgradienten wurden bei der Tektogenese in tektonische Grenzzonen umgewandelt.

Markante Strukturelemente des Westharzes sind u.a. die spezialgefaltete NW-vergente Goslarer Großantiklinale und der fächerförmig gebaute Acker-Zug. Innerhalb der Blankenburger Zone liegt im mittleren Teil des Harzes die Elbingeröder Einheit mit einem mächtigen mitteldevonischen Vulkanitkomplex, an den Riffe gebunden sind. Die fazielle Sonderentwicklung führte bei der Tektogenese zu größeren Abscherungen. Das Hauptelement des Ostharzes, die Harzgeröder Zone, besteht vorwiegend aus Olisthostromen und Deckenresten. Offenbar sind Einmuldung und Interndeformation der Decken nach der gravitativen Gleitung erfolgt.

Die südlichste geologische Einheit des Harzes, das Wippra-Antiklinorium, zeichnet sich durch fächerartigen Bau mit Steilstellung und Verschuppung, ferner durch phyllitische Metamorphose und phyllittektonische Merkmale ( $F_2$ -Falten,  $S_2$ -Flächen) aus.

### 3.3. Mitteldeutsche Kristallinzone

Einige kleine Aufbrüche und eine Reihe von Bohrungen zeigen, daß sich südlich an das Rhenoharzynikum eine etwa 40 km breite Zone höhermetamorpher und granitoider Gesteine anschließt (Abb. 5). Diese Zone ist infolge der weitgehenden Überdeckung durch jungpaläozoische Molassebildungen und Tafeldeckgebirge die am schlechtesten aufgeschlossene und infolgedessen problematischste Einheit der mitteleuropäischen Varisziden. Im Norden wird sie von einer Phyllitzone begleitet, die jedoch als Bestandteil des Rhenoharzynikums gilt, und auch im Süden deutet sich eine entsprechende Phyllitzone an. Wie die Aufschlüsse bei Düppenweiler und die Bohrung Saar 1 zeigen, griff im Saargebiet bereits marines Mitteldevon auf das Kristallin über (vgl. PAECH 1977).

Wegen der ungünstigen Aufschlußverhältnisse liegen nur unvollständige Angaben über die Struktur der Mitteldeutschen Kristallinzone vor.

Im westlichen Teil des Odenwaldes wechseln schmale steilstehende, NE—SW streichende Schiefergneiszüge, die aus Metapeliten, Metapsammiten und anderen Metamorphiten bestehen, mit breiteren Zonen granitoider, dioritischer und gabbroider Gesteine ab (VON RAUMER 1973). Vermutlich liegt ein Faltenbau mit linearen Antiklinalen und Synklinalen vor, deren Breite wenige Kilometer beträgt. Für den östlichen Odenwald ist dagegen eine Kuppelstruktur mit N—S bis NNE—SSW streichender Längsachse und vorwiegend flacher Lagerung kennzeichnend.

Der Spessart (MURAWSKI 1965, 1967) wird durch eine straffe NE—SW- bis ENE—WSW-Orientierung der Gesteinszüge gekennzeichnet. Die zentrale Gneiszone stellt ein 5 km breites, aus zwei antiklinalartigen Teilelementen, bestehendes Gewölbe mit stärker gewundenen Innenstrukturen dar. Im NW sind zwei antiklinal- und synklinalartige, 1 bis 2 km breite Strukturen vorgelagert, an die sich eine fast 10 km breite Zone mit mittlerem Einfallen nach NW anschließt. An der Gegenflanke fällt die Hüllserie steil nach SE ein.

Den Kern des Kristallengebiets von Ruhla im nordwestlichen Thüringer Wald bildet eine Auftragung alter Gneisfolgen mit angedeutetem Kuppelbau und E—W bis ESE—WNW streichenden Kleinfaltenachsen (NEUMANN 1974 a). Diesem Komplex liegt an seiner SE-Flanke eine Metamorphitserie mit mehreren 1 bis 2 km breiten, NE—SW streichenden Antiklinal- und Synklinalstrukturen auf. Im Gegensatz dazu zeigen die Metamorphite der NW-Flanke, die durch eine bedeutende Störung und einen jungpaläozoischen Granitkörper vom Altkristallin getrennt werden, keine ausgeprägte Faltung, sondern nur eine flache Wölbung.

Das Kristallin des Kyffhäusers ist wahrscheinlich in ähnlicher Weise wie der SE-Teil des Ruhlaer Kristallins gefaltet, jedoch streichen die Faltenachsen E—W bis ENE—WSW, und die Faltenbreite beträgt nur etwa 0,5 km (NEUMANN 1968).

Die Faltenstrukturen der Kristallinzone sind nicht unmittelbar mit denen des normalen Schiefergebirges zu vergleichen. Im Kristallin handelt es sich um eine Verfallung tektonisch ausgestalteter oder - z.B. in präkinematischen Magmatiten - völlig unabhängig von Vorzeichnungen entstandener Flächen. Auch in ihrer räumlichen Anordnung, für die antiklinalartige Gewölbe oder Kuppeln besonders kennzeichnend sind, unterscheidet sich die Kristallisationsschieferung der Metamorphite von der Transversalschieferung des normalen Schiefergebirges (SCHROEDER 1966 a).

#### 3.4. Zentrales Megasyklinorium der Saxothuringischen Zone

Zwischen den kristallinen Antiklinalzonen am Nord- und Südrand des Saxothuringikums befindet sich eine etwa 80 km breite Zentralzone, die aus mehreren Antiklinorien und Synklinorien besteht. Sie ist im Bereich der Sächsisch-Thüringischen Großscholle gut aufgeschlossen. Auf dieses Gebiet, das Thüringisch-Vogtländisch-Nordbayerische Schiefergebirge (VON GAERTNER 1950; HEMPEL 1974), muß sich die vorlie-



gende Betrachtung beschränken, da das Megasyntklinorium in der streichenden Fortsetzung entweder überdeckt ist oder seinen Charakter weitgehend ändert.

Der Großbau wird von je zwei 10 - 25 km breiten, NE—SW streichenden Antiklinorien und Synklinorien bestimmt (Abb. 7). Daneben sind Querelemente zu erkennen, bei denen es sich teils um Hebungs-, teils um Senkungszonen handelt (SCHWAN 1959). Am auffälligsten ist die von großen Störungen begrenzte Frankenwälder Querzone, die das Teuschnitz-Ziegenrücken Synklinorium in zwei Abschnitte gliedert (Abb. 8).

In den Kernen der Antiklinorien sind tiefordovizische, z.T. auch kambrische und jungproterozoische Gesteine aufgeschlossen, an den Flanken oberordovizische bis devonische, in den Kernen der Synklinorien Bildungen des Devons und des Dinants. Besonders interessant ist das Auftreten von Kristallinschollen im Kern des Vogtländisch-Zentralsächsischen Synklinoriums. Diese Schollen sind entweder als Decken oder als keilförmige "autochthone Klippen" gedeutet worden. Heute lehnen die meisten Bearbeiter die Fernschubhypothese ab (SCHWAN 1974 b), jedoch werden z.Z. neue Vorstellungen diskutiert, nach denen ein Zusammenhang mit bedeutenden Bruchstrukturen großer horizontaler (STETTNER 1969, 1972) oder vertikaler (NEUMANN 1974 b) Reichweite besteht.

Die NW-Flanke des Schwarzburger Antiklinoriums und das im NW angrenzende Synklinorium sind weitgehend vom jungpaläozoischen Molassekomplex überdeckt, was ihre strukturelle Analyse erschwert. Nach BANKWITZ (1968) besteht ein mehrfacher Wechsel von Zonen mit normalen Tonschiefern und Zonen mit phyllitischen Gesteinen, die wie die Faltenstrukturen NE—SW streichen. In diesem Gebiet erfolgt also keine gleichmäßig fortschreitende Zunahme des Metamorphosegrades mit Annäherung an die Mitteldeutsche Kristallinzone.

Zwischen Fränkischer und Thüringer Senke ist ein 27 km langes Stück der Zentralzone des Schwarzburger Antiklinoriums aufgeschlossen. Es handelt sich um einen Streifen jungproterozoischer Gesteine, dessen Breite im SW 12 km, im NE 6 km beträgt. Steile NE—SW streichende Störungen bilden die Grenzen zum Altpaläozoikum, sind aber auch innerhalb des Verbreitungsgebietes des Proterozoikums nachgewiesen. Am SE-Rand liegt teilweise ein normaler stratigraphischer Verband zwischen Proterozoikum und Kambrium vor. Die Falten- und Schuppenstrukturen des Proterozoikums (BANKWITZ 1967) streichen ebenso wie die des Paläozoikums NE—SW. Im Südteil besteht die Zentralzone im NW aus einem etwa 6 km breiten Antiklinorium und im SE aus einem etwa 5 km breiten Synklinorium, denen Falten 3. Ordnung mit einer Breite von 100 bis 1000 m aufgesetzt sind. Im Kern des Synklinoriums treten auch kambrische Gesteine auf. Spezialfalten höherer Ordnung bis herab zur Millimeterdimension kommen besonders im Scharnierbereich von Falten 3. Ordnung vor. Häufig sind 2 oder 3, ausnahmsweise auch 4 verschiedene Schieferungssysteme anzutreffen, jedoch ist nur  $S_1$  durchgehend verbreitet. Die  $S_1$ -Flächen sind im inneren Teil des Antiklinoriums 2. Ordnung eng verfaltet, bilden aber darüber hinaus einen Großfaltenbau (BANKWITZ 1968).

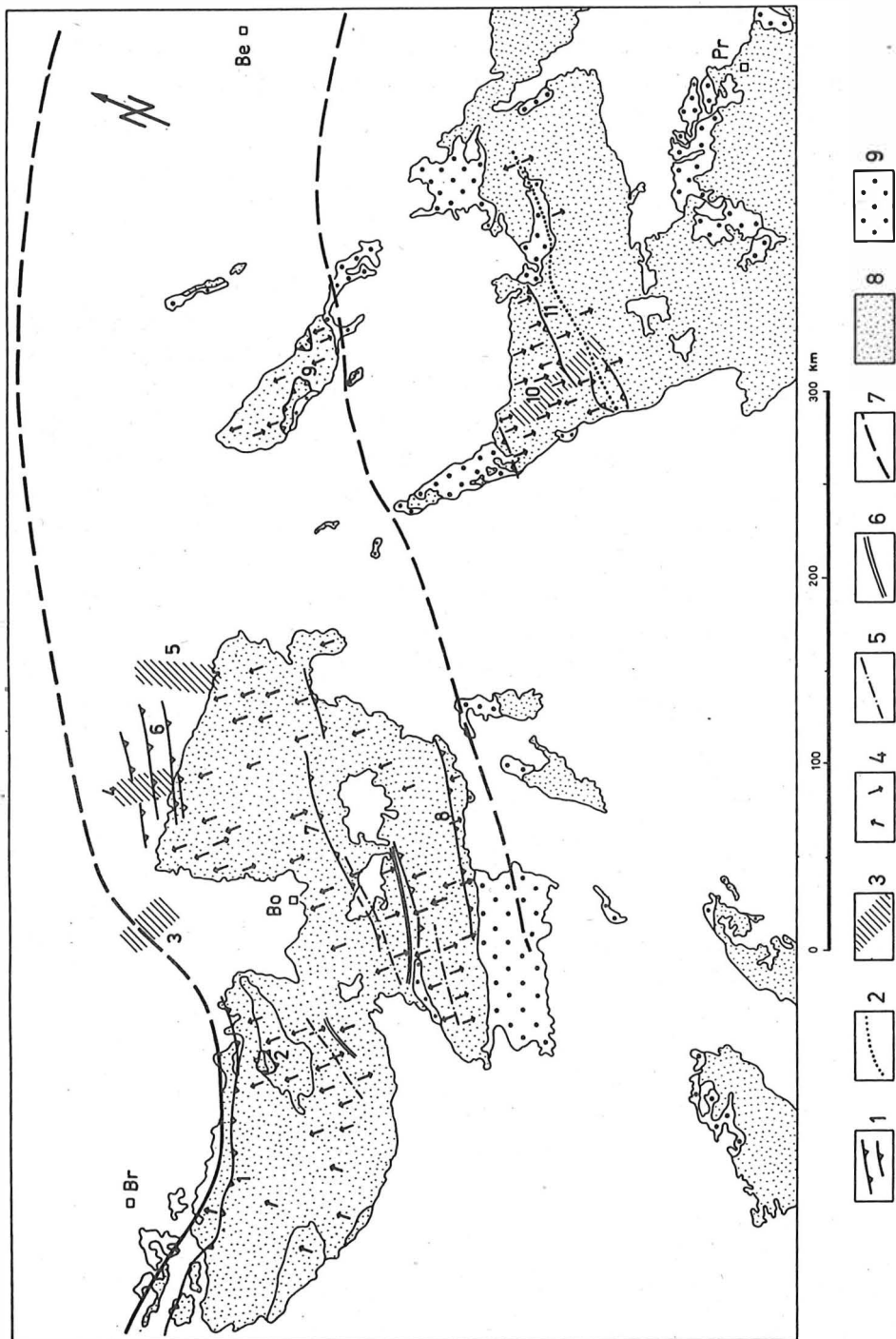
An der 15 km breiten SE-Flanke des Schwarzburger Antiklinoriums treten in der Regel nur Falten ( $F_1$ ) und Schieferungsflächen ( $S_1$ ) einer einzigen Deformationsetappe ( $D_1$ ) auf.  $D_2$ -Strukturen werden nur vereinzelt beobachtet. Falten 2. Ordnung mit 1 bis 4 km Breite sind vor allem aus dem Nordabschnitt bekannt. Ihre Achsen fallen meist nach SW

**Abb. 8. Ausgewählte tektonische Elemente der mitteleuropäischen Varisziden**

Erläuterung der Symbole: 1 - Aufschiebungen und Überschiebungen; 2 - Oberfränkisch-Zentral-sächsisches Lineament; 3 - Querelemente; 4 - Vergenz von Faltung und Schieferung; 5 - Vergenzfächer; 6 - Vergenzmeiler; 7 - Zonengrenze; 8 - Grundgebirge des variszischen Tektogens; 9 - jungpaläozoische Molassen

Erläuterung der dargestellten Strukturen: 1 - Condroz-Überschiebung; 2 - Struktur von Theux; 3 - Krefelder Gewölbe; 4 - Dortmunder Querstruktur; 5 - Lippstädter Gewölbe; 6 - Überschiebungen des Rhein-Ruhr-Reviere; 7 - Siegener Hauptaufschiebung; 8 - Taunus-Nordrandstörung; 9 - Unterharz-Decke; 10 - Frankenwälder Querzone; 11 - Vogtländische Störung

Br - Bruxelles, Bo - Bonn, Be - Berlin, Pr - Praha



ein. Infolge der zahlreichen antithetischen NW—SE bis E—W streichenden Störungen und der im Vergleich zur Faltenbreite geringen Höhe einiger dieser Falten kommt es stellenweise zu E—W- bis NW—SE-Streichen der Gesteinsgrenzen, obwohl die Faltenachsen NE—SW streichen. Die vorherrschende Vergenzrichtung ist SE, jedoch finden sich daneben auch zahlreiche annähernd vergenzlose Falten. Für die Schieferungsflächen ist steiles NW-Fallen charakteristisch; daneben gibt es im N auch ein Gebiet mit SE-Fallen und im S ein Gebiet mit flacherem Einfallen als  $40^\circ$ .

Das Teuschnitz-Ziegenrücker Synklinorium ist 25 km breit, seine aufgeschlossene Länge beträgt im Bereich der SE-Flanke 70 km. Den inneren Bau komplizieren lineare Falten aller Größenordnungen mit Breiten von der Kilometer- bis zur Meterdimension. Querstörungen, deren Sprunghöhe stellenweise 1000 m überschreitet, begrenzen die Frankenwälder Querzone im Norden. Das eigentliche Synklinorium weist vorwiegend NE fallende Faltenachsen auf. In dem sehr beständigen SW-Achsengefälle der Frankenwälder Querzone kommen bedeutende Schollenverstellungen zum Ausdruck. Die Faltenvergenzen sind überwiegend nach SE gerichtet, jedoch gibt es eine Reihe von Abweichungen. N—S und E—W streichende Falten zeigen E- bzw. S-Vergenz. Darüber hinaus treten annähernd vergenzlose und NW-vergente Falten auf. NW- bzw. W-Vergenz ist im südöstlichen Randstreifen des Ziegenrücker Synklinoriums häufiger anzutreffen; sie steht im Zusammenhang mit einer pilzförmigen Faltenzone 2. Ordnung (GRÄBE 1962). Die Schieferungsflächen ( $S_1$ ) streichen in der Regel NE—SW und fallen nach NW ein. Abweichende Streichrichtungen sind teils auf das Achsengefälle zurückzuführen, teils aber auch auf primäre Abweichungen der Schieferungsflächen von der Faltensymmetrie (SCHROEDER 1966 b). Ein weiteres Kennzeichen sind streichende, nach NW einfallende Störungen mit Abschiebungscharakter, die offensichtlich in enger Beziehung zur Faltung stehen und deshalb als Untervorschiebungen bezeichnet werden (SCHWAN 1958).

Das etwa 10 km breite Bergaer Antiklinorium ist auf 75 km Länge aufgeschlossen. Es reicht im SW nicht wie die anderen Großstrukturen des Schiefergebirges bis an die Fränkische Störungslinie heran, sondern endet bereits vorher periklinal. Im Hauptteil des Antiklinoriums finden sich Faltenstrukturen ähnlichen Typs und ähnlicher Orientierung wie an der SE-Flanke des Schwarzbürger Antiklinoriums oder im Teuschnitz-Ziegenrücker Synklinorium. Einige Abweichungen hängen mit der weiten Verbreitung von Vulkaniten zusammen. Phyllitische Metamorphose und  $D_2$ -Strukturen kennzeichnen einige Bereiche im Nordteil des Bergaer Antiklinoriums. Hier treten auch sehr flache bis horizontale S-Flächen auf (HEMPEL 1964). Im Nordabschnitt liegen die ältesten Kernschichten des Antiklinoriums an dessen SE-Rand, unmittelbar neben dem Dinant des Vogtländischen Synklinoriums. Dadurch kommt die SE-Vergenz der Gesamtstruktur deutlich zum Ausdruck.

An der Grenze zwischen Bergaer Antiklinorium und Vogtländischem Synklinorium liegt eine größere streichende Störung, wahrscheinlich eine nach SE gerichtete Aufschiebung. Als SE-Grenze des Vogtländischen Synklinoriums gilt der NW-Rand des vogtländischen Phyllitgebiets. Das demnach etwa 20 km breite Synklinorium ist extrem asymmetrisch gebaut mit einem 1 bis 8 km breiten Dinant-Streifen im NW und einem breiteren SE-Teil, der großenteils aus vulkanogenem Oberdevon besteht, in dem schollen-, streifen- oder bogenförmige Bereiche mit den unterschiedlichsten paläozoischen Schichten vom Ordovizium bis zum Dinant liegen. Die Tektonik ist durch ein

kompliziertes Ineinandergreifen von Falten- und Bruchtektonik gekennzeichnet. In der südwestlichen Fortsetzung des Vogtländischen Synklinoriums erscheint die Münchberger Gneismasse (Abb. 6), die größte der oben erwähnten Kristallinschollen. Ferner liegen im Bereich des Synklinoriums brachyforme Antiklinalstrukturen 2. Ordnung, die sich durch flache, kuppelartige Lagerung der  $S_1$ -Flächen, deren Verfaltung und das Auftreten von  $S_2$ -Flächen auszeichnen (SCHROEDER 1958). Einige Merkmale der Strukturentwicklung weisen auf Vertikalverkürzung und Radialdehnung hin (HEMPEL 1968). Epizonale Metamorphose und intensive Deformation haben auch das Dinant erfaßt, also das jüngste Glied des paläozoischen Geosynklinalkomplexes. Insgesamt ist die Tektonik in diesem Synklinorium hinsichtlich der Ausbildung der tektonischen Strukturen, ihres Streichens und ihrer Vergenz weniger einheitlich als in den anderen Großstrukturen des Megasyklinoriums. Dies ist sowohl auf den hohen Anteil vulkanogener Bildungen als auch auf spezifische tektonische Merkmale einer Lineamentzone (Zentralsächsisches Lineament nach WATZNAUER 1965, Oberfränkisch-Zentralsächsisches Lineament nach STETTNER 1969) zurückzuführen.

### 3.5. Fichtelgebirgisch-Erzgebirgische Antiklinalzone

Die Länge der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone (LORENZ & HOTH 1964) zwischen der Fränkischen Störungslinie im SW und der Grenze gegen die Elbezone im NE beträgt 180 km, ihre Breite nimmt von 25 km im SW auf 75 km im NE zu. An beiden Flanken, vor allem im SE, sind die primären Grenzen stellenweise unter postvariszischen Ablagerungen verborgen. Der Südabbruch des Erzgebirges ist eine känozoische Störung, die 10 bis 25 km nördlich der eigentlichen Südgrenze verläuft. Südlich der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone ist noch einmal eine Synklinalzone entwickelt, über die jedoch nur geringe Kenntnisse vorliegen. Jedenfalls ist die Fichtelgebirgisch-Erzgebirgische Zone oder südliche Kristallinzone des Saxothuringikums (mit Einschluß der Phyllitgebiete) nicht die südlichste Struktur des Saxothuringikums (Abb. 6).

Nach NE hebt sich die Antiklinalzone heraus, was auch in ihrer Verbreiterung nach Osten zum Ausdruck kommt. Im Bereich der Südvogtländisch-Westerzgebirgischen Querdepression verschwinden die höher metamorphen proterozoischen und kembrischen Serien weitgehend unter phyllitischen Gesteinen des tiefen Ordoviziums. Jungpaläozoische Granite sind im Fichtelgebirge und in der Querzone weiter an der Oberfläche verbreitet als im Erzgebirge, wo jedoch mit einer ausgedehnten granitischen Unterlage gerechnet wird (TISCHENDORF u.a. 1965).

Parakristalline S-Flächen, das auffälligste flächenhafte Gefügeelement, bilden im Erzgebirge mehrere große antiforme Brachystrukturen mit 10 bis 20 km Durchmesser (SCHMIDT 1959; HÖSEL 1972). Die S-Flächen scheinen vielfach das primäre Schichtungsgefüge nachzuzeichnen. In einigen Kleinfalten liegen sie jedoch parallel zu den Achsenflächen, was auf kompliziertere Beziehungen zwischen Flächenentwicklung und Faltung und auf die Notwendigkeit eingehender Spezialuntersuchungen hinweist. Möglicherweise sind ältere Gefügeelemente mehr oder weniger vollständig überprägt. Aus diesem Grunde und wegen seiner geometrischen und genetischen Besonderheiten kann das parakristalline Flächengefüge nicht unmittelbar mit der Transversalschieferung in Tonschieferserien verglichen werden.

Aus dem Gebiet von Freiberg sind NNE-vergente Falten 2. bis 3. Ordnung bekannt (HOFMANN 1965). Daneben werden Beulen, steilachsige Schlingen und wulstartige Fließformen beobachtet. Über neue Ergebnisse aus dem NE-Teil des Erzgebirges berichten P. BANKWITZ, FRISCHBUTTER & E. BANKWITZ (1977).

Die vorherrschende Streichrichtung der S-Flächen in den erzgebirgischen Gneisen und zugleich der Längsachsen von größeren Brachystrukturen ist  $105^{\circ}$  ( $90 - 120^{\circ}$ ). In einzelnen Teilgebieten dominiert jedoch die  $120^{\circ}$ -Richtung. Das deutlichste NW—SE-Element ist die Flöha-Zone, die sich durch das Auftreten migmatitischer Gneise sowie durch weitere petrologische und geochemische Anomalien auszeichnet. Nach BEHR (1969) kann die Flöha-Zone als unterer Teil einer pilzförmig herausgepreßten Doppelfalte beschrieben werden.

Postkristalline, an Mylonit- oder Harnischflächen erinnernde S-Flächen durchsetzen das parakristalline Flächengefüge überwiegend spitzwinklig. Stellenweise bilden sie Gewölbe mit NW—SE bzw. NNE—SSW streichenden Achsen, die diskordant zu den Strukturen des parakristallinen Flächengefüges liegen.

Das vorherrschende lineare Gefügeelement der Erzgebirgsgneise ist die parakristalline Lineation. Ihr generelles Streichen verläuft unabhängig von der Raumlage des Flächengefüges WNW—ESE ( $100 - 130^{\circ}$ ). NW—SE bis W—E streichende Lineationen kommen sowohl in proterozoischen als auch in paläozoischen Gesteinen vor, was auf paläozoisches Alter dieses Gefügeelements hinweist. Bis heute besteht jedoch über die Alterseinstufung von Metamorphose und Deformation keine völlige Klarheit. Ältere, speziell präkambrische Strukturen sind wahrscheinlich durch die paläozoische Tektogenese weitgehend ausgelöscht worden.

#### 4. Schlußfolgerungen

Ein Faltenbau mit breiten Synklinalen und schmalen Antiklinalen kennzeichnet in beiden Tektogenen die äußeren Teile der Vorsenken oder vorsenkenartig ausgebildeten Randzonen. Dieser Bautyp wird in der Ural-Randsenke durch salztektonische Erscheinungen noch verstärkt.

Teile der Außenzone sind an flachen Störungen, die den Charakter von Decken annehmen können, über die Randzonen überschoben. Stellenweise erfaßt diese Überschiebungstektonik auch Teile der Vorsenke. In Mitteleuropa hängt die Intensität der Überschiebungstektonik vom Vorhandensein hochliegender prävariszischer Vorlandshollen und von der Breite der Vorsenke ab. Am Südrand des Brabanter Massivs sind im schmalen Kohlegürtel klassische Überschiebungsercheinungen entwickelt. Dagegen erfaßte die Faltung in den übrigen Gebieten, wo vergleichbare Massive fehlen, einen breiteren Streifen der Randzone, ist jedoch weniger intensiv und klingt vermutlich allmählich aus.

Große spezialgefaltete Antiklinorien und Synklinorien beherrschen in beiden Tektogenen den Bau der Außenzone. Die Tatsache, daß in Breite, Anordnung und Gesteinsinhalt dieser Strukturen deutliche Unterschiede bestehen, bringt spezifische Entwicklungstendenzen zum Ausdruck. Von außen nach innen nimmt die Deformationsintensität zu, jedoch überlagern sich diesem Trend auffällige Unregelmäßigkeiten. Stellenweise ist entweder

sehr weit außen besonders intensive oder im Zentralteil besonders schwache Verformung anzutreffen. Die Ursache dieser Erscheinungen dürfte komplexer Natur sein (Charakter und Tiefenlage des kristallinen Fundaments, Anomalien der Druck- und Temperaturverhältnisse, Magmenherde usw.). In der Außenzone der mitteleuropäischen Varisziden fehlen Äquivalente des Baschkirischen Antiklinoriums, und folglich sind auch die charakteristischen Bauformen vor allem des Westteils dieser Struktur nicht anzutreffen.

Fächerbau, ein Kennzeichen des Silair-Synklinoriums, ist im Rhenoharzynikum eher für Antiklinorien typisch. Das ausgesprochen meilerförmig gebaute Mosel-Synklinorium unterscheidet sich vom Silair-Synklinorium durch geringere Breite und vor allem durch die zentrale Position innerhalb der Außenzone. Demgegenüber wird das Silair-Synklinorium nicht durch ein markantes äußeres Antiklinorium begrenzt. Parallelen zu den Falten mit ausgedünnten flachen Schenkeln, wie sie für den Ostrand des Silair-Synklinoriums typisch sind, finden sich besonders in einigen Abschnitten des Megasyklinoriums der Saxothuringischen Zone.

Verschiedene Vorkommen geosynklinaler Magmatite, vor allem im Osthartz, dürften zu Olisthostromen oder Decken gehören. Für den größten Teil der Initialite des Rhenoharzynikums ist jedoch ortsständige Lagerung anzunehmen. Ob die in der Außenzone des Südrals auftretenden Basite allochthon oder autochthon sind, kann noch nicht mit Sicherheit entschieden werden, so daß auch die Frage der Vergleichbarkeit mit Mitteleuropa offenbleiben muß. Auf wesentliche Unterschiede deutet aber schon allein der Gegensatz zwischen der Ultrabasil-Verbreitung in beiden Tektogenen hin. Keilförmig aufgepreßte autochthone Klippen, wie sie zur Deutung der Lagerungsverhältnisse am Ostrand des Silair-Synklinoriums herangezogen werden, sind am Südrand des Rhenoharzynikums höchstens in Andeutungen vorhanden, jedoch wahrscheinlich im Saxothuringikum typisch ausgebildet.

In der Mitteldeutschen Kristallinzone und im Uraltau-Antiklinorium finden sich sowohl lineare als auch kuppelartige Bauformen. Die Gesamtstruktur des Uraltau hat möglicherweise keilförmigen Querschnitt. Am Außenrand der Mitteldeutschen Kristallinzone kann eine nordwestvergente Überschiebungszone vermutet werden. Dagegen fehlen Hinweise auf bedeutende Bruchstörungen am Innenrand der Kristallinzone, die der Hauptstörung des Urals am Ostrand des Uraltau entsprechen würden.

Die Megasyklinorien der Innenzonen unterscheiden sich in den Mächtigkeiten des Paläozoikums und vor allem im Magmatit-Anteil. Im Magnitogorsk-Megasyklinorium treten wesentlich mehr Magmatite auf als im Megasyklinorium des Saxothuringikums, was zu charakteristischen Unterschieden im tektonischen Inventar geführt hat. Echte Linearfaltung ist im Magnitogorsk-Megasyklinorium vor allem in mächtigen postmagmatischen Sedimentfolgen einzelner Synklinorien anzutreffen. Die Hauptverbreitungsgebiete der Magmatite weisen dagegen "hybride" Strukturen auf, in denen Falten gegenüber magmatischen Körpern zurücktreten. Das Vulkanitgebiet im vogtländischen Abschnitt des Saxothuringikums zeigt Anklänge an diesen Baustil, während in den übrigen Teilen des Megasyklinoriums Linearfaltung überwiegt.

Allgemeiner Fächerbau, wie er im Magnitogorsk-Megasyklinorium festzustellen ist, läßt sich im Saxothuringikum nicht erkennen. Hier herrscht vielmehr SE-Vergenz ein-

deutig vor. Nur die mit Kristallinaufbrüchen verknüpfte Oberfränkisch-Vogtländisch-Zentralsächsische Zone besitzt typische Fächerstruktur.

Die weiter innen gelegenen Antiklinalbereiche, in denen metamorphe Gesteinsserien und Granitoide weit verbreitet sind, zeichnen sich sowohl in den südlichen Uraliden als auch in den mitteleuropäischen Varisziden durch brachyantiklinale Strukturen aus, zwischen denen schmalere Zonen mit komplizierter, annähernd linearer Faltung liegen.-

Wie aus den Vergleichsuntersuchungen hervorgeht, hängt das Strukturinventar vom primären Gesteinsmaterial und damit vom Werdegang der Geosynklinale ab. Geschichtete, ton- und siltreiche Folgen werden intensiv gefaltet, vielfach auch geschiefert. Dabei entstehen in der Regel lineare Falten mit deutlicher Vergenz. Mächtige, mehr oder weniger ungeschichtete Komplexe aus Vulkaniten, Karbonaten oder Psammiten werden disharmonisch verformt und gestört. Darüber hinaus spiegeln die tektonischen Strukturen Intensität und Charakter der Deformation und damit den Tektogentyp und die Stellung im Tektogenkörper wider. Typische Kennzeichen der Kristallinzonen sind gewölbeartige Brachystrukturen. Anomalien der Druck- und Temperaturfelder überlagern sich der Materialabhängigkeit und den generellen Baustiländerungen in horizontaler oder vertikaler Richtung. Weiterführende Aufgaben bestehen daher vor allem in einer Interpretation der Strukturentwicklung im Hinblick auf Tiefenbau und Tiefenprozesse.

#### Literatur

- BANKWITZ, P.: Probleme des Faltenbaus, besonders in den Katzhütter Schichten (Präkambrium) im Schwarzburger Sattel (Thüringen).  
Geologie, Berlin 16 (1967) 10, S. 1083-1102
- BANKWITZ, P.: Phyllittektonite verschiedenen Alters in einem Querprofil durch den Schwarzburger Sattel.  
Geologie, Berlin 17 (1968) 6/7, S. 720-752
- BANKWITZ, P.; FRISCHBUTTER, A.; BANKWITZ, E.: Einige Kennzeichen der Elbezone.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 44 (1977) 2
- BEHR, H.-J.: Altersbeziehungen zwischen Magmatismus, Metamorphose und ringförmigen Großstrukturen im sächsischen Erzgebirge.  
Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 241 (1969), S. 27-43
- BOGDANOV, A.A.: O gercinskoj strukture zapadnogo sklona Južnogo Urala i jugo-vostočnoj okrainy Russkoj platformy. In: Voprosy prikladnoj i teoretičeskoj geologii, Sb. 4.  
Moskva: Geolog.-razved. Inst. 1947
- BRAUSE, H.: Diskussionsbemerkung zur Geotektonik des Harzes.  
Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 3, S. 307-312
- BREDDIN, H.: Tiefentektonik und Deckenbau im Massiv von Stavelot-Venn (Ardennen und Rheinisches Schiefergebirge).  
Geol. Mitt., Aachen 12 (1973) 2, S. 81-130
- CLOOS, H.: Gang und Gehwerk einer Falte.  
Z. dt. geol. Ges., Hannover 100 (1950), S. 290-303
- FENCHEL, W.; LUSZNAT, M.; VOGLER, H.: Stand der geologisch-lagerstättenkundlichen Erforschung des Siegerlandes. Stratigraphie und Tektonik.  
Beih. geol. Jb., Hannover 90 (1971), S. 15-40
- FOURMARIER, P. [Hrsg.]: Prodrome d'une description géologique de la Belgique.  
Liège: Vaillant-Carmanne 1954



- FURTAK, H.: Die Tektonik der unterdevonischen Gesteinsfolge im deutsch-belgisch-luxemburgischen Grenzgebiet.  
Geol. Mitt., Aachen 4 (1965) 3, S. 273-332
- GAERTNER, H.-R. VON: Probleme des Saxothuringikums.  
Geol. Jb., Hannover 65 (1950), S. 409-450
- GRÄBE, R.: Beziehungen zwischen der tektonischen und faziellen Entwicklung des Oberdevons und Unterkarbons sowie zur Genese der Eisenerze vom Lahn-Dill-Typus am NW-Rand des Bergaer Sattels (Thüringisches Schiefergebirge).  
Freiberger Forsch.-H., Berlin C 140 (1962), 83 S.
- HEDEMANN, H.-A.; FABIAN, H.J.; FIEBIG, H.; RABITZ, A.: Das Karbon in marin-paralischer Entwicklung.  
Septième Congrès international de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Compte Rendu, Krefeld 1 (1972), S. 29-47
- HELLERMANN, E.: Schieferigkeit und Gebirgsbau im östlichen Sauerland.  
Geol. Mitt., Aachen 4 (1965) 4, S. 333-396
- HEMPEL, G.: Gefügeerscheinungen im Ostthüringischen Schiefergebirge.  
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenw. und Montangeol., Berlin (1964) 2, S. 221-258
- HEMPEL, G.: Die tektonische Entwicklung und Prägung der Greizer Querzone.  
Mber. dt. Akad. Wiss. Berlin, Berlin 10 (1968) 8, S. 620-630
- HEMPEL, G.: Variscische Tektonogenese. In: HOPPE, W.; SEIDEL, G. [Hrsg.], Geologie von Thüringen, S. 289-335.  
Gotha: Haack 1974
- HOEPPENER, R.: Zur Tektonik des SW-Abschnittes der Moselmulde.  
Geol. Rdsch., Stuttgart 46 (1959) 2, S. 318-348
- HÖSEL, G.: Fortschritte der Metallogenie im Erzgebirge. Position, Aufbau sowie tektonische Strukturen des Erzgebirges.  
Geologie, Berlin 21 (1972) 4/5, S. 437-456
- HOFMANN, J.: Zur Petrotektonik des Graugneiskomplexes von Freiberg.  
Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 191 (1965), 152 S.
- HOYER, P.; CLAUSEN, C.-D.; LEUTERITZ, K.; TEICHMÜLLER, R.; THOME, K.N.: Ein Inkohlungsprofil zwischen dem Gelsenkirchener Sattel des Ruhrkohlenbeckens und dem Ostsauerländer Hauptsattel des Rheinischen Schiefergebirges.  
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., Krefeld 24 (1974), S. 161-172
- HOYER, P.; PILGER, A.: Das Rhein-Ruhr-Revier. Tektonik.  
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., Krefeld 19 (1971), S. 41-46
- HOYER, P.; TEICHMÜLLER, R.; WOLBURG, J.: Die tektonische Entwicklung des Steinkohlengebirges im Münsterland und Ruhrgebiet.  
Z. dt. geol. Ges., Hannover 119 (1969), S. 549-552
- KAMALETDINOV, M.A.: O nekotorych osnovnych voprosach tektoniki zapadnogo sklona Urala v svjazi s poiskami nefti i gaza.  
Geol. Nefti i Gaza, Moskva (1968) 3, S. 42-45
- KAMALETDINOV, M.A.: Pokrovnnye struktury Urala.  
Moskva: Nauka 1974
- KAMALETDINOV, M.A.; KAZANCEV, JU.V.: Ob allochtonnom zaleganii rifejskich metamorfičeskich porod v Sakmarskoj zone Južnogo Urala.  
Dokl. AN SSSR, Moskva 181 (1968) 4, S. 938-941
- KAMALETDINOV, M.A.; KAZANCEV, JU.V.; KAZANCEVA, T.T.: Skladčatye pokrovy zapadnogo sklona Južnogo Urala.  
Izv. AN SSSR, Ser. geol., Moskva (1970) 4, S. 125-143
- KAMALETDINOV, M.A.; KAZANCEVA, T.T.: Osobennosti stroenija nadvigov i šar'jažej Južnogo Urala.  
Bjull. mosk. Obšč. Ispyt. Prir., Otd. geol., Moskva 45 (1970) 4, S. 60-76 (1970 a)

- KAMALETDINOV, M.A.; KAZANCEVA, T.T.: Überschiebungs- und Deckenbau an der W-Flanke des Südurals.  
Geologie, Berlin 19 (1970) 5, S. 485-502 (1970 b)
- KAMALETDINOV, M.A.; KAZANCEVA, T.T.; KAZANCEV, JU.V.: O karaktere zaleganija nekotorych vychodov rifogennykh izvestnjakov nižnego i srednego paleozoja na Južnom Urale.  
Dokl. AN SSSR, Moskva 188 (1969) 3, S. 641-644
- KAMALETDINOV, M.A.; NADEŽKIN, A.D.; KAMALETDINOV, R.A.: Novye dannye o geologičeskom stroenii i perspektivach neftegazonosnosti peredovykh skladok Južnogo Urala.  
Geol. Nefti i Gaza, Moskva (1966) 3
- KAZANCEVA, T.T.; KAMALETDINOV, M.A.: Ob allochtonnom zaleganii giperbazitovykh massivov zapadnogo sklona Južnogo Urala.  
Dokl. AN SSSR, Moskva 189 (1969) 5, S. 1077-1080
- KELLER, B.M.: Fliševaja formacija paleozoja v Zilairskom sinklinorii na Južnom Urale i schođnye s nej obrazovanija.  
Trudy Inst. geol. Nauk AN SSSR, Moskva 104 (1949)
- KREBS, W.; WACHENDORF, H.: Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge - Abbilder eines orogenen Diapirismus.  
Neues Jb. Geol. u. Paläont., Abh., Stuttgart 147 (1974) 1, S. 30-60
- LENNYCH, V.I.: Zonal'nost' i étapny metamorfizma, projavišegosja v miogeosinklinal'noj oblasti Južnogo Urala (po dannym kalij-argonovogo metoda). In: Absoljutnoe datirovanie tektono-magmatičeskikh ciklov i étapov orudnenija po dannym 1964 g. (Trudy XIII sessii komissii po opredeleniju absoljutnogo vozrasta geologičeskikh formacij), S. 169-183.  
Moskva: Nauka 1966
- LORENZ, W.; HOTH, K.: Die lithostratigraphische Gliederung des kristallinen Vorsilurs in der Fichtelgebirgisch-erzgebirgischen Antiklinalzone.  
Geologie, Beih., Berlin 44 (1964), 44 S.
- LUTZENS, H.; SCHWAB, M.: Die tektonische Stellung des Harzes im variszischen Orogen.  
Geologie, Berlin 21 (1972) 6, S. 627-640
- MAMAEV, N.F.: Geologičeskoe stroenie i istorija razvitija vostočnogo sklona Južnogo Urala.  
Trudy Inst. Geol. ural'sk. Fil. AN SSSR, Sverdlovsk 73 (1965)
- MEYER, W.; STETS, J.: Das Rheinprofil zwischen Bonn und Bingen.  
Z. dt. geol. Ges., Hannover 126 (1975), S. 15-29
- MURAWSKI, H.: Der Spessart als Teilgebiet der Mitteldeutschen Schwelle.  
Geol. Rdsch., Stuttgart 54 (1965) 2, S. 835-852
- MURAWSKI, H.: Grundzüge der tektonischen Entwicklung von Spessart und Wetterau.  
Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., n.F., Stuttgart 49 (1967), S. 117-127
- NEUMANN, W.: Das Grundgebirge am Kyffhäuser (Nordthüringen) - Lithostratigraphie, Tektonik, Regionalmetamorphose und Migmatisation.  
Geologie, Beih., Berlin 63 (1968), 79 S.
- NEUMANN, W.: Mitteldeutsche Kristallinzonen. In: HOPPE, W.; SEIDEL, G. [Hrsg.], Geologie von Thüringen, S. 77-118.  
Gotha: Haack 1974 (1974 a)
- NEUMANN, W.: Über den Tiefenbau der epivariszischen Plattform im Südtteil der DDR.  
In: Précambrien des zones mobiles de l'Europe, Conférence Liblice 1972, S. 85-100.  
Praha: Geologický ústav ČSAV 1974 (1974 b)
- OGARINOV, I.S.; SENČENKO, G.S.: Kriptoévgeosinklinal'naja zona na Južnom Urale. In: Tektonika i magmatizm Južnogo Urala, S. 41-53.  
Moskva: Nauka 1974
- PAECH, H.-J.: Zum Alter tektogener Deformationen im mitteleuropäischen Variszikum.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 44 (1977) 1, S. 257-280

- PAPROTH, E.: Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs.  
Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., Krefeld 3 (1960) 1, S. 385-422
- PAPROTH, E.; WOLF, M.: Zur paläogeographischen Deutung der Inkohlung im Devon und Karbon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges.  
Neues Jb. Geol. u. Paläont., Mh., Stuttgart (1973) 8, S. 469-493
- PATZELT, G.: Tektonische Probleme des Osthazeres.  
Z. geol. Wiss., Themenh., Berlin 1 (1973), S. 155-165
- PERFIL'EV, A.S.: Osobennosti tektoniki severa Urala.  
Trudy geol. Inst. AN SSSR, Moskva 182 (1968), 221 S.
- PERFIL'EV, A.S.; CHERASKOV, N.P.: Ural. In: Tektonika Evropy. Ob-jasnitel'naja zapiska k Meždunarodnoj tektoničeskoj karte Evropy 1 : 2 500 000, S. 111-126.  
Moskva: Nauka 1964
- RAUMER, J.F. VON: Die mineralfazielle Stellung der Metapelite und Metagrauwacken zwischen Heppenheim und Reichelsheim (Odenwald).  
Neues Jb. Mineral., Abh., Stuttgart 118 (1973) 3, S. 313-336
- REICHSTEIN, M.: Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz.  
Geologie, Berlin 14 (1965) 9, S. 1039-1076
- ROSENFELD, U.: Tektonische Forschungen im Ruhr-Karbon.  
Zbl. Geol. u. Paläont., T. I, Stuttgart (1968) 3/4, S. 537-562
- SCHMIDT, K.: Zur tektonischen Analyse des Sächsischen Erzgebirges.  
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chemie, Geol. u. Biol., Berlin 1958 (1959) 2, 104 S.
- SCHÖNENBERG, R.: Das variszische Orogen im Raume der Südost-Alpen.  
Geotekton. Forsch., Stuttgart 35 (1970), S. 1-22
- SCHOLTZ, H.: Das varistische Bewegungsbild, entwickelt aus der inneren Tektonik eines Profils von der Böhmischem Masse bis zum Massiv von Brabant.  
Fortschr. Geol. u. Palaeont., Berlin 8 (1930) 25, S. 236-316
- SCHROEDER, E.: Schiefergebirgstektonik und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg-Greizer Zone (Ostthüringen).  
Geologie, Berlin 7 (1958) 3-6, S. 465-483
- SCHROEDER, E.: Zur tektonischen Zonen- und Stockwerkgliederung des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges.  
Geologie, Berlin 15 (1966) 8, S. 973-980 (1966 a)
- SCHROEDER, E.: Beiträge zur Schiefergebirgstektonik in Ostthüringen.  
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chemie, Geol. u. Biol., Berlin 1965 (1966) 4, 93 S. (1966 b)
- SCHROEDER, E.: Grundaspekte eines geotektonischen Vergleichs zwischen dem Südrural und dem mitteleuropäischen Variszikum.  
Geologie, Berlin 21 (1972) 4/5, S. 368-388
- SCHWAB, M.: Beiträge zur Tektonik der Rhenoharzynischen Zone im Unterharz.  
Jb. Geol., Berlin 5/6 (1976), S. 9-117
- SCHWAB, M.: Zur geologischen und tektonischen Entwicklung des rhenoharzynischen Variszikums im Harz.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 44 (1977) 1, S. 117-147
- SCHWAN, W.: Untervorschiebungen und Aufbruchsfalten.  
Neues Jb. Geol. u. Paläont., Mh., Stuttgart (1958) 8/9, S. 356-376
- SCHWAN, W.: Querschollenbau in einem Teil des variszischen Gebirges.  
Geol. Rdsch., Stuttgart 46 (1959) 2, S. 349-371
- SCHWAN, W.: Zur Stratigraphie, Paläogeographie und Faziesbildung der Hörre-Gommern- und Tanner Systeme.  
Erlanger geol. Abh., Erlangen 65 (1967), 70 S.
- SCHWAN, W.: Flysch, Olisthostrome und Gleitdecken im Harz.  
Z. dt. geol. Ges., Hannover 125 (1974) 2, S. 253-267 (1974 a)

- SCHWAN, W.: Die Sächsischen Zwischengebirge und Vergleiche mit der Münchberger Gneismasse und anderen analogen Kristallinvorkommen im Saxothuringikum. Erlanger geol. Abh., Erlangen 99 (1974), 189 S. (1974 b)
- SENČENKO, G.S.: Morfogenetičeskie tipy tektoničeskich struktur zony sočlenenija Russkoj platformy i skladčatoj oblasti Južnogo Urala. In: Skladčatye oblasti Evrazii, S. 65-77. Moskva: Nauka 1964
- SOBOLEV, I.D.: Tektonika i magmatizm Urala. In: Magmatizm, metamorfizm, metallogenija Urala. Sverdlovsk 1963
- SOBOLEV, I.D.: Central'no-Ural'skoe podnjatje. Tagilo-Magnitogorskij progib. Vostočno-Ural'skoe podnjatje. Kratkij očerk tektoničeskogo razvitija. In: Geologija SSSR, T. 12, Č. 1, Kn. 2. Moskva: Nedra 1969
- STETTNER, G.: Die Prägung von Granulit und Eklogit in innerkontinentalen Orogenen, aus der Sicht des oberfränkisch-sächsischen Varistikums. Geol. bavar., München 60 (1969), S. 7-28
- STETTNER, G.: Zur geotektonischen Entwicklung im Westteil der Böhmisches Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils im orogenen Bewegungssystem. Z. dt. geol. Ges., Hannover 123 (1972) 1, S. 291-326
- TISCHENDORF, G.; WASTERNACK, J.; BOLDUAN, H.; BEIN, E.: Zur Lage der Granitoberfläche im Erzgebirge und Vogtland. Z. angew. Geol., Berlin 11 (1965) 8, S. 410-423
- WATZNAUER, A.: Stratigraphie und Fazies des erzgebirgischen Kristallins im Rahmen des mitteleuropäischen Varistikums. Geol. Rdsch., Stuttgart 54 (1965) 2, S. 853-860
- WUNDERLICH, H.G.: Maß, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges, Ruhrkarbons und Harzes. Geol. Rdsch., Stuttgart 54 (1965) 2, S. 861-882

Zur vergleichenden Charakteristik der variszischen  
Strukturen Südsibiriens und Mitteleuropas

von

ARIADNA LEONIDOVNA MATVEEVSKAJA<sup>1)</sup> und GÜNTER MÖBUS<sup>2)</sup>

**Z u s a m m e n f a s s u n g**

Beiderseits des variszischen Ob-Saissan-Geosynklinalsystems liegen in Südsibirien Bereiche, deren zeitgleiche Entwicklung durch diktyogenetische Bewegungsformen bestimmt wird. Die damit verbundene Reliefbildung (Morphogenese) führt zu der Entstehung von Hebung- und Senkungsgebieten, die eine charakteristische sedimentäre Abfolge mit magmatischer Beteiligung aufweisen. Die Diktyogenese (Morphogenese) wird neben der Epirogenese (Tafel) und der Tektogenese (Geosynklinale) als das dritte strukturelle Bauelement der kontinentalen Erdkruste betrachtet. Es wird versucht, die in Sibirien gewonnenen Erkenntnisse auf die Varisziden Mitteleuropas zu übertragen.

**S u m m a r y**

In Southern Siberia, on both sides of the Variscan Ob-Saissan geosynclinal system, there are regions whose contemporaneous development is determined by dictyogenetic forms of movement. The relief formation (morphogenesis) connected with this leads to the development of uplift and depression areas which have a characteristic sedimentary sequence with magmatic participation. Besides epirogenesis (platform) and tectogenesis (geosyncline), the dictyogenesis (morphogenesis) is regarded as the third structural element of the continental crust. The attempt is made to apply the findings obtained in Siberia to the Variscids of Central Europe.

**R é s u m é**

Des deux côtés du système géosynclinal Ob-Saissan il y a dans la Sibérie méridionale des régions, le développement synchronique desquelles est arrêté par des formes de mouvement dictyogénétiques. Le modelage du relief (morphogenèse) qui en résulte amène la formation de zones surélevées et de régions d'affaissement, qui montrent une série caractéristique sédimentaire avec la participation magmatique. Outre l'épirogenèse

1) Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Sibirische Abteilung, Institut für Geologie und Geophysik, Nowosibirsk

2) Ernst-Moritz-Arndt-Universität, Sektion Geologische Wissenschaften, Greifswald

(plate-forme) et la tectogenèse (géosynclinal) on regarde la dictyogenèse (morphogenèse) comme le troisième élément constructif structurel de la croûte terrestre continentale. On fait des efforts pour adapter les connaissances acquises dans la Sibérie aux variscides de l'Europe centrale.

## Р е з ю м е

По обеим сторонам варисцийской Обь-Зайсанской геосинклинальной системы (Южная Сибирь) расположены области одинакового возраста, развитие которых определяется диктиогенетическими формами движения связанное с этим образование рельефа (морфогенез) привело к возникновению областей поднятия и опускания, которые обнаруживают характерный осадочный разрез с участием магматических пород. Диктиогенез (морфогенез) рассматривается рядом с эпейрогенезом (платформа) и тектогенезом (геосинклиналь) как третий структурный элемент континентальной земной коры. Попытаются переносить полученные в Сибири выводы на варисциды Средней Европы.

## 1. Einführung

Die Zusammenarbeit von Geologen, die in geologisch ähnlich gebauten, jedoch räumlich weit voneinander entfernten Gebieten tätig sind, trägt dazu bei, unsere Vorstellungen über die Gesetzmäßigkeiten der Krustenentwicklung zu präzisieren. In der Sowjetunion hat sich auf Grund derartiger großregionaler Vergleiche der Begriff der orogenen Gebiete oder Systeme als eines dritten Elements der Erdkruste eingebürgert. In der deutschsprachigen Literatur bezeichnet VON BUBNOFF die drei grundsätzlich verschiedenen Bewegungsformen der kontinentalen Erdkruste als Epirogenese, Tektogenese und Diktyogenese (VON BUBNOFF 1938).

Die **Epirogenese** (STILLE 1920) ergreift einheitlich Bereiche von kontinentalem Ausmaß, dauert über lange geologische Zeiträume an und verändert das Internegefüge der betroffenen Gebiete der Erdkruste nicht. Die Ursachen für die umkehrbaren Senkungs- und Hebungsbewegungen, die zu weiträumigen Transgressionen und Regressionen führen, werden in Tiefenprozessen im Bereich der tieferen Erdkruste bzw. des oberen Erdmantels vermutet (BELOUSOV 1974). Typusgebiete für epirogenetische Bewegungen sind die Tafeln als Stabilgebiete der kontinentalen Erdkruste. Unter der Bezeichnung **Tektogenese** faßt VON BUBNOFF, in Anlehnung an HAARMANN (1926), intensive, strukturverändernde Bewegungen zusammen, die bei einer weltweiten Betrachtung der Kontinentalschollen auf relativ eng begrenzte Räume mit einer episodisch gesteigerten Wirksamkeit beschränkt bleiben. Die Typusgebiete für tektogenetische Bewegungen sind die Geosynklinalen, d.h. die relativ schmalen, langgestreckten Mobilzonen der Erdkruste, die durch die tektogenetische Beanspruchung zu Tektogenen werden. Die **Diktyogenese** oder die gerüstbildenden Bewegungen (VON BUBNOFF 1938) werden durch Hebungen und Senkungen von relativ engräumigen Krustenteilen entlang von Störungen charakterisiert, die zu einer morphologischen Reliefbildung führen. Die damit verbundenen, nur bedingt umkehrbaren internen Strukturveränderungen weisen auf die enge Beziehung zu Brüchen hin, die oft alt angelegt sind und einen großen Tiefgang besitzen können. In der sowjetischen Literatur wird der Prozeß der morphologischen Re-

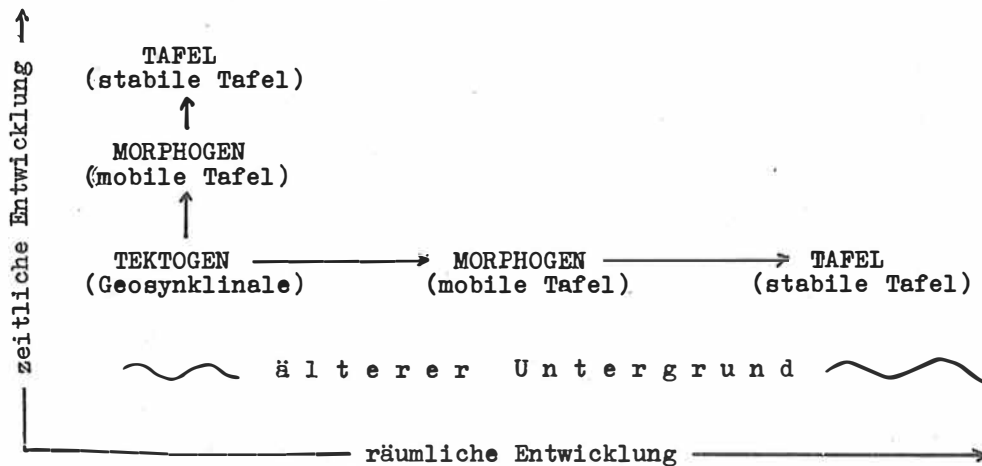
liefbildung überwiegend mit "Orogenese" bezeichnet, dies unter Bezug auf den griechischen Stamm dieses Wortes "óros" = "Gebirge" (z.B. CHAIN & MURATOV 1968). In der deutschsprachigen Literatur beinhaltet der Begriff "Orogenese" nach KOBER (1921) und STILLE (1924, 1940) die Ausfaltung einer Geosynklinale zu einem morphologischen Gebirgssystem, einschließlich sämtlicher beteiligten Prozesse wie Tektogenese, Metamorphose, Magmatismus u.dgl. Um Mißverständnisse zum begrifflichen Inhalt zu vermeiden, wird im folgenden Text nach den Vorschlägen von VON BUBNOFF (1938), GARECKIJ u.a. (1977) und anderen das Wort "Orogenese" nicht verwendet. Die morphologische Gebirgsbildung im Sinne der sowjetischen Autoren wird mit "Morphogenese" (SCHROEDER 1973) bezeichnet. Morphogenbereiche sind demnach die Typusgebiete für diktyogenetische Bewegungen.

Die drei beschriebenen Bewegungsarten der kontinentalen Erdkruste, die Epirogenese, die Tektogenese und die Diktyogenese, stehen in zeitlicher und räumlicher Beziehung zueinander. So ist es zum Beispiel in der zeitlichen Abfolge möglich, daß sich eine Geosynklinale auf der Grundlage einer Tafelentwicklung herausbildet, die bis dahin epirogenetischen Bewegungen unterworfen war (epikratogene Geosynklinale nach KOSYGIN & LUČICKIJ 1961 bzw. intrakontinentale Geosynklinale nach PEJVE u.a. 1972). Die Geosynklinalentwicklung wird durch ein Maximum tektogenetischer Bewegungen abgeschlossen, an die sich meistens ein Morphogenstadium anschließt, das ursächlich mit diktyogenetischen Bewegungen verbunden ist. Während dieser Zeit, der Protoorogenese im Sinne von BOGOLEPOV (1968, 1973), kommt es im Raum der ehemaligen Geosynklinale — im Tektonen — zur Ausbildung von Senken, die sich mit Molassesedimenten füllen.

MATVEEVSKAJA (1969) bezeichnet diese auf die Geosynklinalentwicklung folgenden und durch reliefbildende Bewegungen entstandenen Senken als "epigeosynklinale orogene Senken". Es handelt sich dabei um Morphogensenken in Tektonen.

Analog dem Faziesgesetz in der Lithologie nach J. WALTHER, nach dem die in einem horizontalen Nebeneinander auftretenden lithofaziellen Gesteinsausbildungen ebenso in der vertikalen Abfolge vorhanden sind, ist die vertikale Aufeinanderfolge der Hauptbewegungsarten auch im horizontalen Nebeneinander zu erwarten. An die Geosynklinalzone mit ihren abschließenden tektogenetischen Strukturveränderungen schließt senkrecht zu deren Längserstreckung auf der Basis einer mobilen Tafel (labiler Schelf; VON BUBNOFF 1956) ein mehr oder weniger breiter Morphogenbereich an, der mit diktyogenetischen Bewegungen im Zusammenhang steht. In diesem Gebiet der Deuteroorogenese (BOGOLEPOV 1968, 1973) kommt es zur Herausbildung von "syngeosynklinalen orogenen Senken" (MATVEEVSKAJA 1966, 1968, 1969, 1973), deren Entwicklung demnach nicht an das Geosynklinalstadium zeitlich anschließt, sondern mit diesem zeitgleich verläuft. Es handelt sich um Morphogensenken in mobilen Tafelbereichen. Der Morphogenbereich kann letztlich zur stabilen Tafel mit ihren epirogenetischen Bewegungen überleiten (Tab. 1). Sowohl die zeitlichen als auch die räumlichen Grenzen der drei Hauptbewegungsarten der kontinentalen Erdkruste sind nicht scharf, sondern es treten zwischen ihnen und somit auch zwischen den Typusgebieten Übergänge auf. Eine vergleichende Analyse wird dadurch erschwert.

Tab. 1. Schema der zeitlichen (vertikalen) und räumlichen (lateralen) Beziehungen zwischen Tektogen, Morphogen und Tafel



Es muß erwähnt werden, daß die "syngeosynklinalen orogenen Senken" (MATVEEVSKAJA) häufig solche Besonderheiten aufweisen, die früher ausschließlich den geosynklinalen Senken zugeschrieben wurden. Es hat sich herausgestellt, daß die Anwesenheit vulkanogener Gesteine unterschiedlicher Zusammensetzung und manchmal ihre weite vertikale und laterale Verbreitung oft ebenso typisch für syngeosynklinalen orogene Senken ist wie für Senken des benachbarten geosynklinalen Systems.

Aus den Darlegungen von MATVEEVSKAJA (1966, 1968, 1969) ist ersichtlich, daß die "syngeosynklinalen orogenen Senken", die sich gleichzeitig mit dem geosynklinalen System entwickeln, jedoch von diesem räumlich getrennt sind, andere Merkmale aufweisen als die geosynklinalen Senken und deshalb zu einer anderen Klasse der Strukturen gerechnet werden müssen. Die Gleichzeitigkeit der Bildung und der Synchronismus in den wichtigsten Bildungsetappen dieser Senken mit dem geosynklinalen System, ihre häufige räumliche Diskordanz zu den Senken früherer Systeme sowie die zeitlich unterschiedliche Lücke zwischen den Ablagerungen des Fundaments und denen der orogenen Senken gestatten es nicht, diese Senken als die Fortsetzung einer vorangegangenen geosynklinalen Entwicklung zu betrachten, es sind also keine "epigeosynklinalen orogenen Senken". Sie entsprechen vielmehr einem Teil der Strukturen, die STILLE als Parageosynklinalen ausgeschieden hat. Sie gehören — wie bereits ausgeführt — zu den deuteroorogenen Senken nach BOGOLEPOV (1973).

In den "syngeosynklinalen orogenen Senken" (MATVEEVSKAJA) oder Morphogensenken innerhalb des an Geosynklinalen grenzenden mobilen Tafelbereiches treten verschiedene Bodenschätze auf. In Sibirien gehören hierzu reiche Kupfererzvorkommen (Kupfersandstein in Kasachstan), Vorkommen von Polymetallen, Eisen und Bauxiten (Zentralkasachstan, Sajan-Altai-Gebiet), bekannte Steinkohlenvorkommen (Kusnezsk-Becken, Karaganda- und Minussinsker Becken) sowie auch Erdöl- und Erdgas-Lagerstätten. Daher hat die Auscheidung der syngeosynklinalen Senken im mobilen Tafelbereich nicht nur theoretische, sondern auch praktische Bedeutung.



In den letzten drei Jahrzehnten ist durch geologische Untersuchungen, insbesondere in Sibirien, unter der Bezeichnung "orogenes Gebiet oder System" dieses dritte, morphogene Strukturelement der Erdkruste besonders herausgearbeitet und in seiner Bedeutung den Geosynklinalen und Tafeln gleichwertig an die Seite gestellt worden (BOGDANOV 1959; ŠEJNMANN 1959; CHERASKOV 1963; ŠLEZINGER 1975; u.a.).

Weitgehende Übereinstimmung besteht dabei zu dem von VON BUBNOFF geprägten Begriff der Diktyogenese. Auf der Grundlage der Formationslehre im Sinne von ŠATSKIJ (1945) wurde in den sowjetischen Arbeiten die Verteilung der sedimentären und magmatischen Bildungen in den von epirogenetischen Bewegungen betroffenen Tafelgebieten, in den tektogenetisch verformten Geosynklinalräumen sowie in den diktyogenetisch geprägten Morphogen-("Orogen-")Bereichen eingehend analysiert.

In den Morphogensenken des mobilen Tafelbereiches sind innerhalb der formationellen Abfolge in der Regel eine ältere und eine jüngere Entwicklungsetappe zu unterscheiden. Getrennt werden beide durch eine Schicht- und Erosionsdiskordanz, mit der auch eine unterschiedlich starke bruchtektonische Beanspruchung verbunden ist, so daß MATVEEVSKAJA (1956, 1973) von einem unteren und einem oberen Strukturstockwerk spricht. Dem Hiatus zwischen der älteren und der jüngeren Entwicklungsetappe entspricht im Geosynklinalraum die tektogenetische "Hauptfaltungsphase" (vgl. SCHROEDER 1968). Sowohl in Südsibirien als auch in Mitteleuropa ist dies die sudetische Phase im Zeitraum Visé - Namur. Die Gesteine der jüngeren Entwicklungsetappe liegen im Tektogenraum den tektogenetisch verformten Schichtenfolgen der älteren (Geosynklinal-)Etappe deutlich diskordant auf. Sie werden allgemein als Innenmolassen bezeichnet, während im mobilen Tafelbereich die Bildungen der jüngeren Entwicklungsetappe der Morphogensenken zu den Außenmolassen gehören (vgl. GARECKIJ u.a. 1977).

Die von MATVEEVSKAJA in Südsibirien erkannten Gesetzmäßigkeiten der geotektonischen Entwicklung in variszischer Zeit, insbesondere hinsichtlich des formationellen Inhalts der Senken des Morphogenstadiums im Zeitraum Devon bis Perm, werden im folgenden zusammenfassend dargestellt (Kap. 2). Ausführliche Beschreibungen der behandelten Gebiete sind in den Originalarbeiten von MATVEEVSKAJA (1966, 1968, 1969) sowie in deutscher Sprache bei MATVEEVSKAJA (1973) zu finden. Bei der Betrachtung der morphogenen Senkenbildung stehen stets deren Beziehungen zur variszischen Tektogenese im Mittelpunkt der Betrachtungen. Die Beziehungen der Basissedimente der Morphogensenken im mobilen Tafelbereich zu älteren, prävariszischen Tektogenesen, insbesondere zur kaledonischen Tektogenese, bleiben gemäß der Betrachtungsweise der sibirischen Verhältnisse (MATVEEVSKAJA) unberücksichtigt.

Auf der Grundlage der sowjetischen Erfahrungen wird vom zweiten Autor dieses Beitrages (MÖBUS) eine Einschätzung der Varisziden Mitteleuropas versucht, die das dritte Strukturelement der kontinentalen Erdkruste, die diktyogenetischen Bewegungen und die damit ursächlich im Zusammenhang stehenden Morphogenentwicklungen, stärker als bisher (MÖBUS 1968, 1974) in die Betrachtungen einbezieht (Kap. 3). Unter variszisch wird hier der Zeitabschnitt zwischen der Basis des Devons und dem Perm (bis zum Beginn der Zechstein-Transgression) verstanden, unabhängig davon, welches Typusgebiet tektonischer Bewegungen (Tafel, Morphogen, Geosynklinale) jeweils betrachtet wird.

## 2. Zu den Varisziden Südsibiriens

In Südsibirien treten variszische Strukturen als Ob-Saissan-Geosynklinalsystem im südwestlichen Vorland der Sibirischen Tafel auf (Abb. 1). Innerhalb des Geosynklinalsystems sind Trog- und Schwellenbereiche auszuscheiden. Im Raum zwischen Nowosibirsk und Semipalatinsk verläuft auf eine Erstreckung von mehr als 1000 km der variszische *N o w o s i b i r s k - K a l b a - G e o s y n k l i n a l t r o g*. Er gliedert sich auf Grund der Aufschlußverhältnisse anteilig in den nördlichen Nowosibirsker Trog und den südlichen Kalba-Trog. Der Umbiegungsbereich zwischen dem NE—SW verlaufenden Nowosibirsker Trogteil und dem NW—SE gerichteten Kalba-Trog wird durch junge, mächtige Deckgebirgsablagerungen der Westsibirischen Senke (Westsibirische Platte) verdeckt. Ein Zusammenhang der variszischen Strukturen ist geophysikalisch und durch Bohrungen nachgewiesen. Im Geosynklinaltrog herrschen marine, monotone graue Sedimente terrigener Herkunft mit zum Teil flyschartigem Habitus vor. Stratigraphisch umfassen die Gesteinsfolgen den Zeitraum Unterdevon (evtl. Oberes Silur) bis einschließlich Visé. Die Korngrößen der Klastite liegen in der Regel im tonig-sandigen Bereich. Zuweilen stellen sich kalkige Bildungen ein, die an keine charakteristischen Horizonte innerhalb der Schichtenfolge gebunden sind. Die Mächtigkeit der Trogfüllung erreicht in der Geosynklinale 10 - 15 km. Am Ende des Visés oder zu Beginn des Namurs erlangen die tektogenetischen Bewegungen ein Maximum (Hauptfaltungsphase) und zugleich ihren Abschluß. Im Ergebnis der variszischen Tektogenese bilden sich Faltenysteme heraus, in denen asymmetrische Falten mit isoklinal gefalteten Bereichen wechseln. Die Gesteine sind oft geschiefert, gebietsweise phyllitisiert. Ein granitoider Magmatismus tritt ebenso wie ein ultrabasischer Magmatismus im höheren Karbon bis tieferen Perm auf.

Die variszische Tektogenese, die die Geosynklinalentwicklung abschließt, leitet im vertikalen Profil, das heißt zeitlich, ein Morphogenstadium ein. Durch diktyogenetische Bewegungen kam es zur Ausbildung von wenigen schmalen, durch Brüche begrenzten Senken, die eine Füllung mit Molassesedimenten aufweisen. Stratigraphisch umfassen diese Innenmolassen den Zeitraum vom Namur bis zum Ende des Paläozoikums, stellenweise setzt die Sedimentation bis in das ältere Mesozoikum fort.

Im Gebiet der *g e o s y n k l i n a l e n S c h w e l l e n* sind im Gegensatz zu den geosynklinalen Trögen des Ob-Saissan-Geosynklinalsystems Vulkanite weit verbreitet. Die Mächtigkeit der vorhandenen sedimentären Schichtenfolgen, die wie in den Geosynklinaltrögen den Zeitraum vom Beginn des Devons bis zum Ende des Visés umfassen, beträgt in den zentralen Teilen der Schwellen nur wenige hundert Meter. In Richtung auf die benachbarten Geosynklinaltröge steigt die Mächtigkeit rasch von einigen hundert Metern auf mehrere tausend Meter an. In der Regel sind nicht-horizontbeständige Schicht- und Erosionslücken zahlreich. Während der Geosynklinalzeit befanden sich die Schwellenbereiche vorzugsweise unter Meeresbedeckung bzw. stellten nur zeitweilig existierende vulkanische Inselzonen dar.

Durch die variszischen tektogenetischen Bewegungen wurden die Schwellenzonen zu Geantiklinalen umgeformt, wobei im Querprofil eines Hebungsgebietes mehrere Antiklinorien aufeinander folgen können. In breiteren Antiklinorien herrscht eine brachyforme Faltung vor, in schmalen Hebungsgebieten überwiegen lineare Faltenstrukturen. Während der anschließenden Morphogenperiode entstehen durch diktyogenetische Bewegungen innerhalb der Geantiklinalgebiete vereinzelt Senken, die mit Molassesedimenten (Innenmolasse-

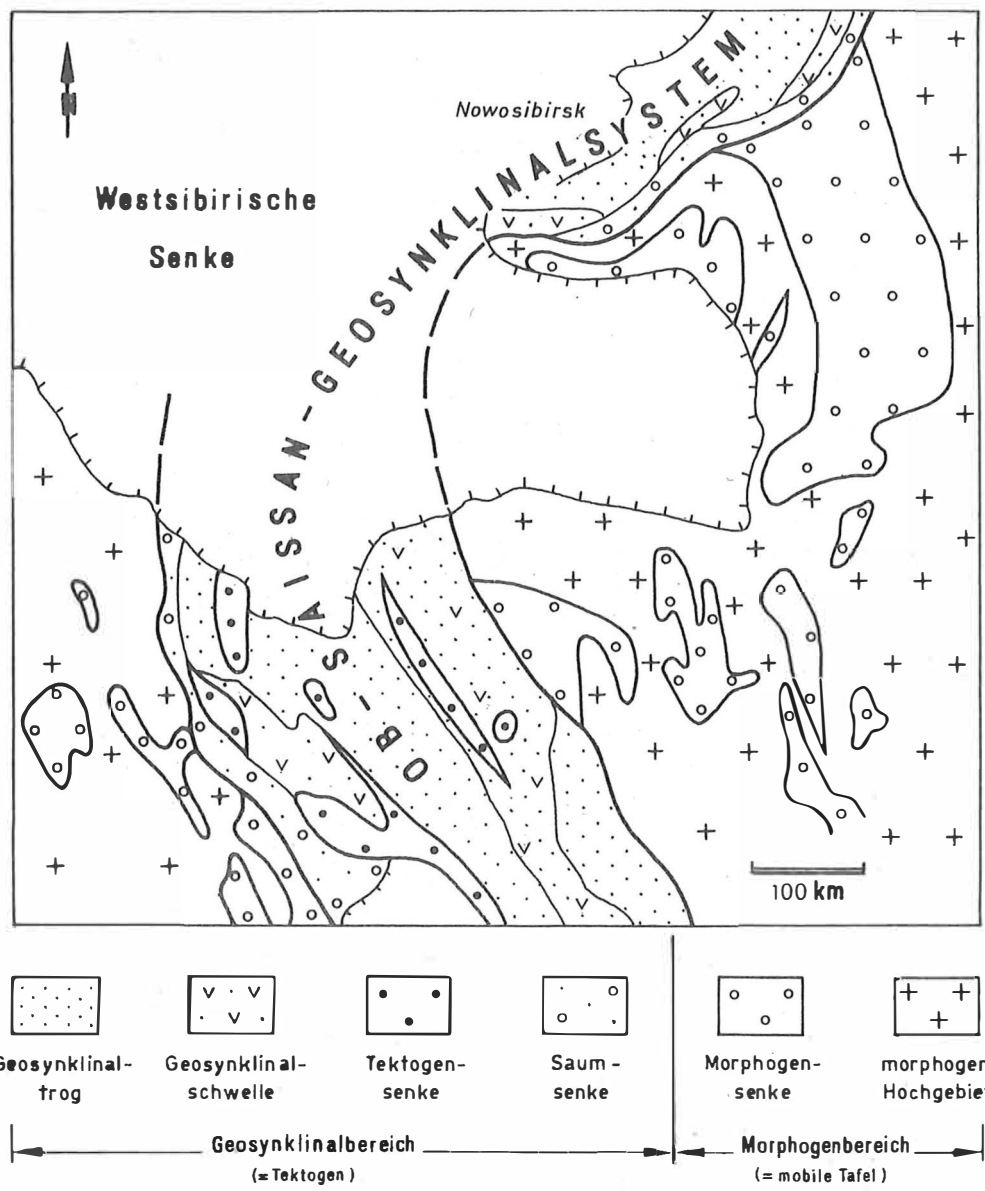


Abb. 1. Schema des Ob-Saissan-Geosynklinalsystems mit angrenzenden Morphogenbereichen (nach MATVEEVSKAJA 1969)

sen) gefüllt sind. Einige Geantiklinalen des Ob-Saissan-Geosynklinalsystems zeichnen sich durch im Devon einsetzende und bis in das jüngere Karbon bzw. ältere Perm auftretende Granitoide aus. In den am stärksten diktyogenetisch herausgehobenen Morphogenbereichen der Geantiklinalen sind präkambrische, kambrische und ordovizische Gesteine von der Erosion freigelegt, die sich prävariszischen Geosynklinalentwicklungen zuordnen lassen.

Abgesehen von den geschilderten Gemeinsamkeiten, weisen die einzelnen Geantiklinalen in ihrer Umrißform, der lithologischen Ausbildung der beteiligten sedimentären und vulkanogenen Gesteine und deren Mächtigkeiten, im Intensitätsgrad der Tektogenese und der Metamorphose sowie im plutonischen Magmatismus Unterschiede auf, so daß jedes geantiklinale Hochgebiet als eine relativ selbständige Einheit innerhalb des Ob-Saissan-Geosynklinalsystems zu betrachten ist.

Neben der bisher beschriebenen Geosynklinalentwicklung mit einer abschließenden kräftigen Tektogenese und einem anschließenden (epigeosynklinalen) Morphogenstadium sind im Grenzbereich des Geosynklinalraumes gegen die mobile Tafelregion Geosynklinaltröge auszuhalten, die keine abschließende Tektogenese aufweisen. Nur randlich, in der Nachbarschaft des Geosynklinalsystems, sind Faltungen vorhanden. Es fehlt in diesen Trögen auch ein mit diktyogenetischen Bewegungen verbundenes Morphogenstadium. Die Füllung dieser Geosynklinalen II. Typs (MATVEEVSKAJA 1969), die in ihren Längserstreckungen mit etwa 200 - 600 km begrenzter sind als die bereits beschriebenen Geosynklinaltröge des I. Typs, besteht aus grauen bis bunten marinen Ablagerungen terrigener Herkunft, in die untergeordnet vulkanogene Gesteine von Spilit-Diabas- oder Andesit-Dazit-Zusammensetzung eingeschaltet sind. Die mit dem Namur einsetzenden kohleführenden Molasseablagerungen entwickeln sich in den Geosynklinalen des II. Typs aus den Flyschablagerungen des tieferen Karbons. Zuweilen treten Schichtlücken im höheren Karbon bzw. im Perm auf. In den Trögen des II. Typs kommen örtlich Gabbros, Diorite und Granodiorite vor. Ihrem Alter nach gehören sie überwiegend in das Visé. Bedeutend seltener sind permische Granitoide und Vulkanite.

An die Geosynklinalen des II. Typs, denen als Saumsenken eine umfassende kräftige Tektogenese sowie ein anschließendes Morphogenstadium fehlt und in denen im allgemeinen kein ausgeprägter Hiatus zwischen einer älteren und einer jüngeren Entwicklungsstufe besteht, schließt der Bereich der mobilen Tafel an. Hier treten Morphogensenken auf, die Gesteinsfolgen des gleichen stratigraphischen Umfangs wie in dem Geosynklinalsystem enthalten. Es handelt sich um Ablagerungen, die zeitlich vom Unterdevon (evtl. höchsten Silur) bis zum Perm reichen und die zum Teil bis in das ältere Mesozoikum fortsetzen. Handelt es sich um Senken mit annähernd isometrischen Umrissen, so werden sie als Becken bezeichnet, besitzen sie eine deutliche Längserstreckung, so wird die Bezeichnung Trog verwendet. Ihr Ausmaß variiert zwischen einigen Dutzend Kilometern bis zu 250 km in der Längserstreckung. Von den Geosynklinaltrögen und untereinander sind diese Senken während ihrer ganzen Entwicklungsgeschichte getrennt. Das schließt nicht aus, daß benachbarte Tröge oder Becken bereichsweise ineinander übergehen und daß derartige Morphogensenken auch Übergänge zu den Geosynklinalen des II. Typs am Rande des Ob-Saissan-Geosynklinalsystems aufweisen können.

Die Entstehung der Morphogensenken wird auf diktyogenetische Bewegungen im Vorland des variszischen Geosynklinalsystems zurückgeführt. Wie bereits ausgeführt (s. Kap. 1), werden sie von MATVEEVSKAJA (1969, 1973) als "syngeosynklinale orogene Senken" bezeichnet. Regional sind diese Senken westlich des Ob-Saissan-Geosynklinalsystems in Zentralkasachstan sowie östlich davon im Sajan-Altai-Gebiet zu finden (Abb. 1). Die Sedimentation beginnt in der Regel im Unterdevon, seltener im Oberludlow. Charakteristische Eigenschaften der Morphogensenken sind ihre lateral stark wechselnde Lithofazies sowie die rasch wechselnde Mächtigkeit. Im Vertikalprofil sind jedoch meist deutlich mehrere aufeinander folgende lithologische Formationen vorhanden.

Die tiefdevonischen roten oder grauen Basismolassen liegen in einer Mächtigkeit von wenigen Dezimetern bis über 1000 m dem altpaläozoischen bzw. präkambrischen Grundgebirge diskordant auf. In der südwestlichen Prisaalair-Senke ist eine prädevonische Verwitterungsrinde ausgebildet. In der Minussinsker Senke bildet eine vulkanische Formation die Basis der Morphogensenke auf dem Grundgebirge. Über den Basismolassen tritt in der Anui-Senke, der Prisaalair-Senke und am SW-Rand der Kusnezsk-Senke eine bis 4000 m mächtige organogene Karbonatformation auf, die stratigraphisch Teile des höheren Unterdevons und des Mitteldevons umfaßt. In anderen Senken bzw. in Teilbereichen von Senken erlangt eine terrigene Formation die Hauptbedeutung. Karbonatische Gesteine bilden hier zahlreiche, im allgemeinen geringmächtige Einlagerungen (1 - 300 m) innerhalb der vorherrschenden roten bzw. bunten terrigenen Ablagerungen mit molasseartigem Charakter. Diese Formation reicht in der Rybinsker Senke bis in das tiefere Karbon. In vielen Morphogensenken erscheinen im Devon vulkanogene Gesteine, deren Häufigkeit und Mächtigkeit mit jüngerem Alter zunimmt, so daß die terrigene Formation in eine vulkanogen-terrigenen übergeht. Andesitische bis rhyolitisch-dazitische Zusammensetzung der Vulkanite überwiegt in den Senken des Altai-Gebirges, während in der Minussinsker Senke und in der Rybinsker Senke Basaltoide vorherrschen. Im oberen Devon und im tieferen Karbon (Dinant) überwiegen rein terrigene Bildungen, die häufig rhythmisch aufgebaut sind und die Ähnlichkeiten zu der Aspid- und Flyschformation des Geosynklinalraumes aufweisen. Im Unterschied dazu enthalten sie häufig organische Reste und weisen Übergänge zu organogenen Kalksteinen einerseits und roten terrigenen Gesteinen andererseits auf. Im südlichen Teil der Karaganda-Senke sind in den grauen terrigenen Bildungen neben untergeordneten Einlagerungen von Mergeln und Kalksteinen häufig Tuffe und Kiesel-schiefer anzutreffen. Stratigraphisch reicht diese Folge vom Famenne bis in das tiefere Visé. Im nördlichen Teil der Karaganda-Senke erlangen die kalkigen Einlagerungen als sehr charakteristische graue, massige Kalksteine mit Kieselkonkretionen eine erhöhte Bedeutung für die terrigene Formation des höheren Devons und tieferen Karbons.

Auf eine meist deutliche Diskordanz im Grenzbereich Visé - Namur folgt in den Profilen der Morphogensenken eine kontinentale kohleführende Molasseformation, die im Kusnezsk-Becken eine Mächtigkeit bis 10 000 m erreicht. In der Karaganda-Senke setzt diese Folge mit einem lithofaziellen Sprung ein, und zwar in Form einer paralischen kohleführenden Schicht, die bedeutende Phosphatvorkommen enthält. Marinen Bildungen kommt in fast allen Senken, so z.B. in der Kusnezsk- und Minussinsk-Senke, innerhalb der kohleführenden Molasse nur eine sehr untergeordnete Bedeutung zu. Die graue kohleführende Molasse geht in eine rote Molasse des jüngeren Paläozoikums bis tieferen Mesozoikums über. Hier liegt das Ende der Morphogenentwicklung im mobilen Tafelbereich. Der in einigen Senken diskordant das ältere Mesozoikum überlagernde Untere bzw. Mittlere Jura läßt keinen Zusammenhang mit der Senkenentwicklung zu variszischer Zeit mehr erkennen.

Verallgemeinernd ergibt sich, daß zu Beginn der Senkenfüllungen oft eine grau oder rot gefärbte Molasseformation ausgebildet ist. Den mittleren Teil der Folge bildet eine organogene Karbonatformation oder eine terrigene Formation mit kalkigen Einlagerungen bzw. eine vulkanogen-terrigenen Formation, auf die in den höheren Teilen eine kohleführende Formation folgt, die zu rotgefärbten Molassen überleiten kann (Abb. 2). Die Gesamtmächtigkeit reicht bis zu 18 000 m, ist jedoch infolge von Verlagerungen der maximalen Mächtigkeiten für die einzelnen Zeitabschnitte an keiner Stelle real vorhanden.

Die im Zusammenhang mit der Morphogenese zu betrachtenden diktyogenetischen Bewegungen schufen vorzugsweise im Bereich von Störungszonen Bruchfaltenstrukturen, wobei die Orientierung der Faltenachsen und Brüche offensichtlich durch Geofrakturen im tieferen Untergrund vorgezeichnet wird.

Das devonisch-tiefkarbonische Strukturstockwerk der Morphogensenken läßt die Beziehungen zum Aufbau und Alter sowie zu Tiefenstörungen des unterlagernden Grundgebirges besonders deutlich erkennen. Das jüngere Strukturstockwerk vom Namur bis in das ältere Mesozoikum besitzt generell eine geringere tektonische Beanspruchung. Es überwiegen hier nicht mehr Bruchfaltungen mit Schieferungen, sondern es herrschen Brüche vor. Insgesamt ist somit eine Abnahme der Deformationsintensität vom Liegenden zum Hangenden zu verzeichnen. In der lateralen Aufeinanderfolge weisen die Morphogensenken, die dem variszischen Geosynklinalraum benachbart sind und deren Grundgebirge kaledonisch konsolidiert wurde, eine stärkere tektonische Beanspruchung auf als die Senken, die weiter entfernt vom Geosynklinalraum liegen und deren Grundgebirge bereits präkambrisches Alter besitzt.

An die Brüche ist im wesentlichen auch der Vulkanismus gebunden, der in den einzelnen Morphogensenken mit unterschiedlichem Chemismus und in verschiedener zeitlicher Stellung erscheint. Häufig sind in allen Senkenprofilen regional mehr oder weniger weit zu verfolgende Schichtlücken. Am deutlichsten und am verbreitetsten ist die in ihrer Bedeutung bereits herausgestellte Schichtlücke gegen Ende des Visés, die der tektogenetischen Prägung ("Hauptfaltung") im variszischen Geosynklinalraum entspricht. Das bedeutet: Die Sedimente der älteren Entwicklungsstufe in den Morphogensenken sind gleichalt mit den vorzugsweise marinen Sedimenten des Ob-Saissan-Geosynklinalsystems. Die Formationen der jüngeren Entwicklungsstufe der Morphogensenken im mobilen Tafelbereich entsprechen den Bildungen in den epigeosynklinalen Morphogensenken, die innerhalb des Tektogens liegen, zu dem das Geosynklinalsystem während der Hauptfaltungsphase wurde. Intrusionen sind auch in den Morphogensenken des mobilen Tafelbereiches vorhanden. So sind z.B. devonische bis karbonisch-permische Granitoid-Intrusionen mit batholithischem Charakter für den Altai- und Salair-Typ der Senken charakteristisch. Vereinzelt gibt es auch alkalische Syenit-Intrusionen. Die magmatischen Intrusionen sind auch in den die Senken umrahmenden morphogenen Hochgebieten zu finden.

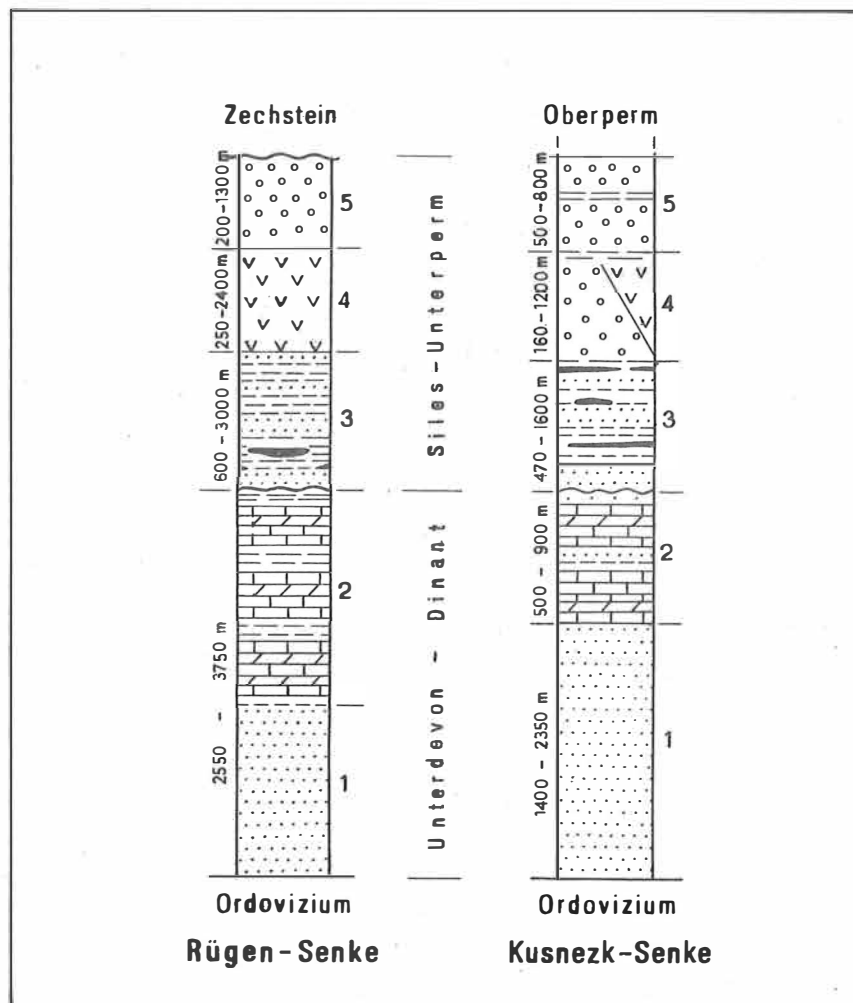


Abb. 2. Schemaprofile der Rügen-Senke und der Kusnezsk-Senke (nicht maßstabsgerecht); Rügen-Profil nach GLUŠKO, DIKENŠTEJN & SCHMIDT (1974 a), Kusnezsk-Profil nach MATVEEVSKAJA (1969, S. 37)

- 1 - klastische Basisserie
- 2 - karbonatisch-terrigen Serie
- 3 - kohleführende Serie
- 4 - Vulkanitserie
- 5 - klastische Hangendserie

### 3. Zu den Varisziden Mitteleuropas

#### 3.1. Das Gebiet nördlich der Mitteldeutschen Schwelle

Mitteleuropa gehört zum nördlichen Teil des variszischen Geosynklinalsystems, dessen südlicher Rand nach den regionalen Übersichten (z.B. BOGDANOV, MURATOV & ŠATSKIJ 1964) südlich der Alpen im Raum Nordafrikas liegt. In dem hier zu betrachtenden Gebiet Mitteleuropas vollzieht sich der Übergang zu der stabilen Osteuropäischen Tafel (Abb. 3).

Vergleicht man die südsibirischen Verhältnisse mit denen des zentralen Europas, so ist nach MATVEEVSKAJA (1974) der Nowosibirsk-Kalba-Trog des Ob-Saissan-Geosynklinalsystems am ehesten mit der Rhenoharzynischen Zone (KOSSMAT 1927) zu vergleichen, zu der als wesentliche aufgeschlossene Teile das Rheinische Schiefergebirge und der Harz gehören. Im Rheinischen Schiefergebirge westlich des Rheins transgrediert im Bereich des Brabanter Massivs das klastisch ausgebildete, zuweilen rot gefärbte Unterdevon auf einen kaledonisch beanspruchten Untergrund. Östlich des Rheins, so z.B. im Harz, entwickelt sich das Devon mit eventuellen Schichtlücken aus einer marinen Ausbildung des Silurs.

Das Silur liegt in Mitteleuropa überwiegend als Graptolithenschiefer oder als Alaunschiefer vor. Die Vollständigkeit seines biostratigraphischen Profils spricht im Zusammenhang mit der lithologischen Fazies und den sehr geringen Mächtigkeiten (insgesamt unter 100 m) für eine Zeit weitgehender tektonischer Ruhe.

Das gilt insbesondere für das Saxothuringikum (KOSSMAT 1927), das in dieser Zeit einen einheitlichen, kaum gegliederten und stark abgesenkten Sedimentationsraum darstellt. Die Herausbildung des variszischen Geosynklinalsystems, die mit dem tieferen Devon, zum Teil bereits im höchsten Silur beginnt, erfolgt somit aus einem tafelähnlichen Stadium heraus, zu dem auch die ordovizische Entwicklung gerechnet werden kann (MÖBUS 1974). Bezieht man diese tafelähnlichen Verhältnisse in die Betrachtungen ein, so ist es auch möglich, die variszische Entwicklung im Ordovizium beginnen zu lassen (z.B. BRAUSE, GOTTE & DOUFFET 1968). Entsprechend der Behandlung der südsibirischen Verhältnisse durch MATVEEVSKAJA wird im folgenden nur die variszische Entwicklung vom Unterdevon ab betrachtet. Nach PFEIFFER (1968) sind in diesem variszischen Geosynklinalstadium eine frühgeosynklinale Zeit des Unter- und Mitteldevons, eine hochgeosynklinale Zeit des Oberdevons und der Gattendorfia-Stufe sowie eine spätgeosynklinale Zeit der Kulmfazies zu unterscheiden. Dies gilt wiederum insbesondere für die Saxothuringische Zone (Abb. 3).

Im Rhenoharzynischen Geosynklinaltrog nehmen terrigene Formationen wesentliche Teile des Gesamtprofils ein, wobei vor allem im Mittel- und Oberdevon im Zusammenhang mit weiteren kalkigen Bildungen organogene Riffkalke eingelagert sein können. Mit Einschränkungen ist insgesamt von einer terrigenen Geosynklinale im Sinne von ZONENŠAJN (1969) zu sprechen. Diese Geosynklinale I. Typs (MATVEEVSKAJA) erfuhr ihre tektogenetische Umgestaltung gegen Ende des Visés, wobei eine zunehmende Bodenunruhe sedimentologisch durch eine Flyschformation (Kulmfazies) angezeigt wird. Vorzugsweise basische bis keratophrische Vulkanite treten im Mitteldevon und tieferen Karbon auf (z.B. Harz).



Auf das Geosynklinalstadium folgende epigeosynklinale Morphogensenken bleiben — wie in Südsibirien — auf relativ kleine Bereiche des in der Hauptfaltungsphase entstandenen Tektogens beschränkt. Sie enthalten als Füllung eine vulkanogen-sedimentäre Innenmolasse-Folge, die vorzugsweise in das Unterperm zu stellen ist (z.B. Ilfelder und Meisdorfer Becken im Harz).

In nördlicher Richtung folgt auf die Rhenoharzynische Zone das Subvariszikum (STILLE 1951), d.h. die variszische Saumsenke. Mit ihren Bruchfaltungen am Rand gegen die Rhenoharzynische Zone und den lithologischen Übergängen aus der Flyschformation in die kohleführende Fazies des höheren Karbons und die Rotmolassen des Unterperms ist diese Zone einem randlich gelegenen Geosynklinaltrog II. Ordnung in Südsibirien gleichzustellen, in dessen Bereich eine morphogenetische Heraushebung fehlt. In diesem Zusammenhang ist als charakteristisch für die Saumsenken zu nennen, daß die Schichtlücke fehlt, die in den Geosynklinalen I. Typs durch die Hauptfaltungsphase bewirkt wird und die auch in den Morphogensenken des mobilen Tafelbereiches wieder deutlich vorhanden ist (Tab.2). Regional gehören in Mitteleuropa das Ruhrgebiet und Teile der Flechtingen-Roßblauer Scholle zum Subvariszikum. Insgesamt ist für den Raum nördlich der Mitteldeutschen Schwelle das Wandern der Trogachsen und der Faziesgrenzen gegen das nördliche Vorland des variszischen Tektogens sehr typisch. Es ist somit eine ausgeprägte Polarität im Sinne von AUBOUIN (1965) vorhanden.

Tab. 2. Schema der Beziehungen zwischen der Entwicklung in Geosynklinalen und der Entwicklung im mobilen Tafelbereich

G e o s y n k l i n a l s y s t e m		m o b i l e T a f e l	
Mobilzone I. Typs		Mobilzone II. Typs (Randsenke)	
jüngere Entwicklungs- etappe  INNENMOLASSE FLYSCH Hauptfaltungs- phase Ältere Entwicklungs- etappe		randlich gefaltet durchgehende Entwick- lung bis unterbro- chene Entwick- lung AUSSENMOLASSE FLYSCH	Morphogen jüngere Entwicklungs- etappe AUSSENMOLASSE (fehlender Flysch) Unter- brechung Ältere Entwicklungs- etappe

Im Vorland des variszischen Tektogens liegt im nördlichen Mitteleuropa das Ostelbische Massiv, welches sich durch geophysikalische Anomalien unter den mächtigen mesozoischen und känozoischen Ablagerungen zu erkennen gibt. Diesem Ostelbischen Massiv kann die Bedeutung einer Schwelle zwischen dem Geosynklinaltrog II. Typs, der Saumsenke, und dem nördlicher gelegenen mobilen Tafelbereich zukommen. In der Literatur wird das Massiv in der Regel als Faldomassiv angesprochen, dessen tektogenetische Prägung präkambrisch erfolgte und das bis in das Jungpaläozoikum hinein eine Hochlage innerhalb des Sedimentationsraumes mit verminderter bzw. fehlender paläozoischer Gesteinsfolge bildete (KÖLBEL 1963; FRANKE 1967; OLSZAK & THIERBACH 1973). Die im Zentralteil des Massivs niedergebrachte Bohrung Parchim 1 (Endteufe 7030 m) erreichte unter Rotliegend-Effusiva schwach geneigte terrigene Ablagerungen des Namurs, deren Existenz der Annahme eines hochliegenden Blockes (GLUSKO u.a. 1974b) nicht widerspricht.

Im Vergleich mit den südsibirischen Verhältnissen gehört der Nordteil der DDR und speziell das Gebiet der Insel Rügen zu einer mobilen Tafel im Vorland des variszischen Geosynklinalsystems. Die Schichtenfolge beginnt nach den Bohraufschlüssen im Unterdevon, das klastisch ausgebildet ist und teilweise in der Old-Red-Fazies einem prävariszischen (ordovizischen) Untergrund aufliegt (GLUŠKO, DIKENŠTEJN & SCHMIDT 1974a). Die lithofazielle, vertikale Abfolge im Zeitraum vom Unterdevon bis zum Ende des Unterperms bzw. bis zum Beginn der Zechstein-Transgression zeigt eine gute Übereinstimmung mit Profilen der variszischen syngesynklinalen Morphogensenken Sibiriens. Das bereits genannte Unterdevon der Insel Rügen besteht insgesamt betrachtet aus quarzitischen Sandsteinen, Aleuolithen und Tonen mit einer Mächtigkeit von 1000 - 3000 m und dem Charakter einer Molasseformation. Auf diese Formation folgen terrigene und karbonatische Gesteine des Oberdevons bis einschließlich des Tournais und Visés. Untergeordnet treten organogene Riffkalke neben Kalksteinen anderer Entstehungsarten auf (HOFFMANN u.a. 1975). Die Gesamtmächtigkeit der ersten und zweiten Folge, die durch Übergänge miteinander verbunden sind, erreicht maximal über 3000 m. Nach einer markanten Schichtlücke und Erosionsdiskordanz am Ende der älteren Entwicklungsetappe beginnt im Westfal A, evtl. bereits im höheren Namur (HIRSCHMANN, HOTH & KLEBER 1975), innerhalb der Morphogensenke die jüngere Entwicklungsetappe mit einer kohleführenden Formation (Argillit-Sandstein-Folge), die im höheren Karbon zu einer Rotmolasseformation des Unterperms überleitet (ROST & SCHIMANSKI 1967). Die Gesamtmächtigkeit liegt für den Zeitraum vom höheren Namur bis gegen Ende des Unterperms bei 4000 m (GLUŠKO u.a. 1974b). Teile der permischen sedimentären Rotformation werden durch eine Vulkanitformation von gaurem Chemismus (KORICH 1967) ersetzt, die örtlich Mächtigkeiten bis über 2000 m erreicht. BUŠ, GARECKIJ & KIRJUCHIN (1973) charakterisieren die vulkanischen Gesteine als teleorogene variszische Vulkanite, die sich definitionsgemäß außerhalb des variszischen Tektogens entwickelten.

Die an Störungen gebundenen diktyogenetischen Bewegungen waren während der gesamten Morphogenentwicklung in unterschiedlicher Intensität und regionaler Verbreitung wirksam, so daß Mächtigkeits- und Faziesdifferenzierungen auf kürzere Entfernungen auftreten (vgl. HOFFMANN u.a. 1975; HIRSCHMANN, HOTH & KLEBER 1975). Regional weithin zu verfolgende, ausgeprägte lithostratigraphische Leithorizonte fehlen dementsprechend. Die diktyogenetischen Bewegungen bewirkten in den diagenetisch verfestigten Sedimenten Schichtverstellungen sowie in der Nachbarschaft der Störungen eine starke Klüftung der Gesteine. Für den Tiefgang einiger Hauptstörungszonen sprechen diskordante Gänge und Lagergänge basischer Magmatite, die in unterschiedlichen Profiltteilen, besonders jedoch im höheren Karbon, zu finden sind. Unter ihnen sind Produkte, die sich mit ozeanischen Olivinbasalten vergleichen lassen, für die eine subkrustale Herkunft angenommen wird (KRAMER & MUCKE 1973).

Nördlich bzw. nordöstlich des Morphogentrogens im mobilen Tafelbereich sind im Gebiet des heutigen Baltischen Schildes zu variszischer Zeit Gesteine der alten Osteuropäischen Tafel freigelegt. Dieses Gebiet war als stabile Tafel vorzugsweise epirogenen Hebungsbewegungen unterworfen und lieferte als Nordeuropäischer Kontinent im Devon und insbesondere im Karbon Abtragungsmaterial für die südlicher gelegenen morphologischen Tiefgebiete. Entsprechend den Verhältnissen in Sibirien wird sich der Übergang von den Morphogensenken im mobilen Tafelbereich zur stabilen Tafel relativ rasch unter Mitwirkung von Störungen vollzogen haben (TESCHKE 1975).

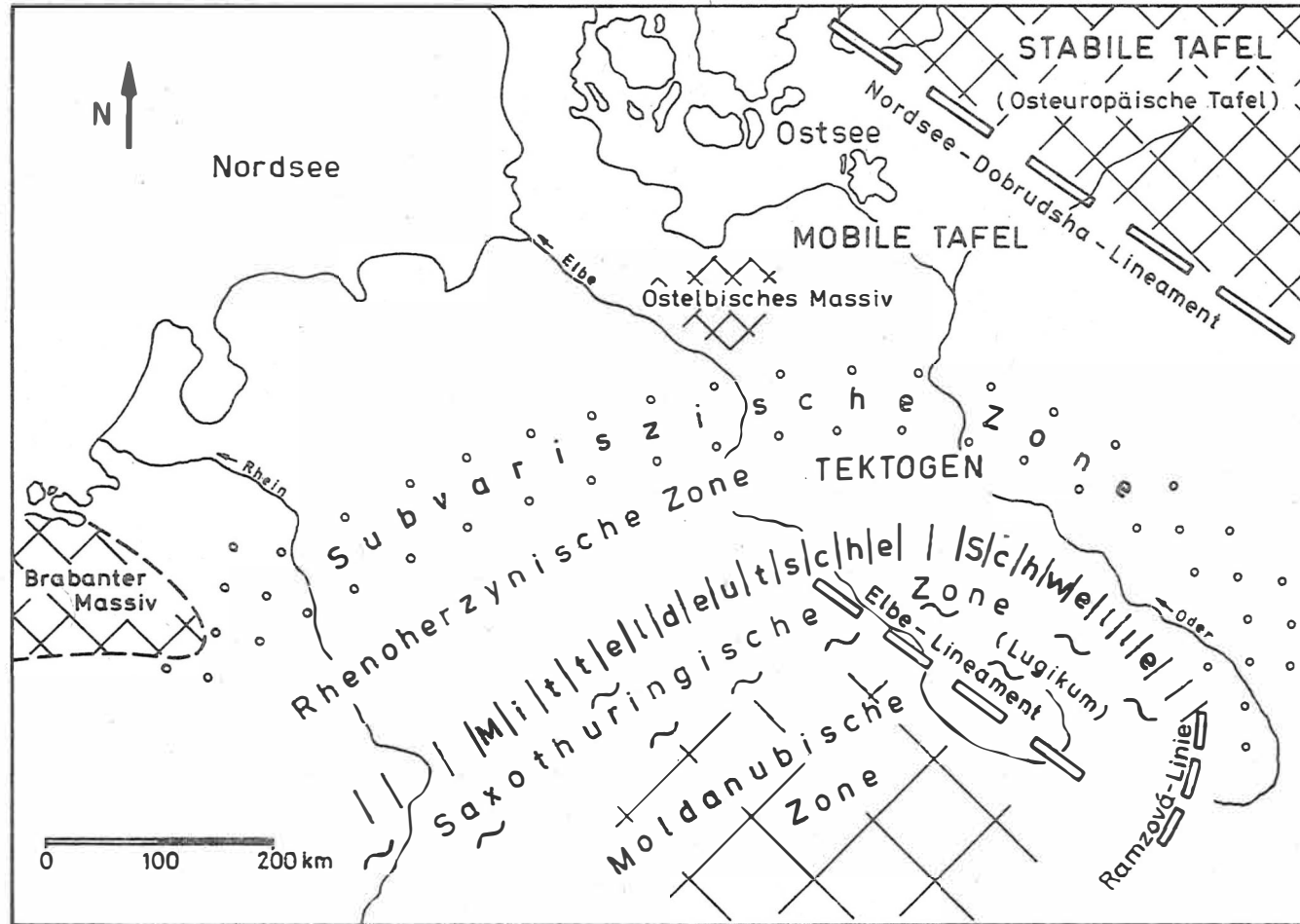


Abb. 3. Schema der variszischen Struktureinheiten im nördlichen Mitteleuropa

### 3.2. Das Gebiet südlich der Mitteldeutschen Schwelle

An die Rhenoharzynische Zone schließt in südlicher Richtung die Mitteldeutsche Schwelle an, die als eine Schwelle innerhalb des variszischen Geosynklinalraumes charakterisiert wird (BRINKMANN 1948; BRAUSE 1970; MÖBUS 1974).

Im Vergleich mit den südsibirischen Verhältnissen spricht MATVEEVSKAJA die Mitteldeutsche Schwelle als eine Heraushebung des älteren, prävariszischen Untergrundes an, die eine Geosynklinalentwicklung im Norden (Rhenoharzynischer Trog) von einer syngeosynklinalen Morphogenentwicklung südlich davon trennt. Nach dieser Auffassung gehört das Gebiet der Saxothuringischen und Moldanubischen Zone (KOSSMAT 1927) in variszischer Zeit zu einer mobilen Tafel, die an Bruchzonen gebundene Morphogensenken beinhaltet, deren Füllung ebenfalls im Zeitraum Unterdevon bis zum Ende des Unterperms erfolgte.

Für die Ansprache der Mitteldeutschen Schwelle als Hebungsgebiet zwischen einem variszischen Geosynklinalsystem im Norden und einem syngeosynklinalen Morphogenbereich südlich davon kann angeführt werden, daß in diesem Gebiet während der hier betrachteten Entwicklung, d.h. vom Unterdevon bis Ende Unterperm, Hebungsgebiete bestanden, die Abtragungsmaterial für benachbarte Tröge lieferten. Das sehr frühe Auftreten von Kristallingeröllern in den Sedimenten, die von der Mitteldeutschen Schwelle abzuleiten sind, spricht dafür, daß bereits seit Beginn des Devons Kristallin für die Abtragung bereitstand (SCHWAN 1974). Auf einen prävariszisch konsolidierten Kern der Mitteldeutschen Schwelle weist auch der relativ geringe tektonische Beanspruchungsgrad der kambrischen Gesteine hin, die u.a. in der Ausbildung von glaukonitführenden Sandsteinen direkt unter den Frühmolassen des Obervisés in den zentralen Teilen der Mitteldeutschen Schwelle zwischen Leipzig und Doberlug erhalten geblieben sind (BRAUSE 1970). Es handelt sich in Analogie zu den südsibirischen Verhältnissen um die Sedimente einer Morphogensenke, die mit der jüngeren Entwicklungsstufe direkt einem prävariszischen Untergrund aufliegt, unter Ausfall der älteren Entwicklungsstufe. Diese Aussage gilt auch für den Saar-Saale-Trog, der generell der Mitteldeutschen Schwelle aufliegt. Die Sedimentationsfolge beginnt mit einer kohleführenden Formation im Westfal und leitet im höheren Karbon zu den roten Molassen des Unterperms über, mit denen ein — an Bruchzonen gebundener — saurer Vulkanismus einhergeht (KATZUNG 1972; BENEK u.a. 1973).

Betrachtet man die Mitteldeutsche Schwelle als ein morphogenes Hochgebiet an der Grenze zu einer südlich davon gelegenen mobilen Tafel, so ist in deren Bereich die Existenz weiterer Hebungsgebiete und morphogener Senken zu erwarten. Ihre räumliche Lage und die richtungsmäßige Orientierung müssen dabei definitionsgemäß durch diktyogenetische Bewegungen entlang von alt angelegten Störungen bestimmt sein. In diesem Sinne gerichtete Vorstellungen sind auf der Grundlage paläogeographisch-tektonischer Betrachtungen in den letzten Jahren wiederholt von BRAUSE (1969, 1973) geäußert worden. Nach seiner Ansicht ist der gesamte saxothuringische Raum mit Hoch- und Abtragsgebieten durchsetzt (BRAUSE 1970). Zu den diktyogenetischen Hebungsgebieten (Blöcken nach BRAUSE) gehört östlich der Elbe in der Zeit des Devons und Karbons sowie im Perm die Lausitzer und Westsudeten-Schwelle, die im Südwesten von dem NW—SE gerichteten Elbe-Trog und im Nordosten von dem in gleicher Richtung verlaufenden

Lausitzer und Westsudeten-Trog begleitet wird. In der sedimentären Füllung und in der magmatischen Tätigkeit bestehen bei fazieller Differenziertheit zwischen den genannten Trögen Ähnlichkeiten.

Im Lausitzer und Westsudeten-Trog, dem heutigen Görlitzer Schiefergebirge und den Góry Kaczawskie, entwickelten sich die devonischen Sedimente aus silurischen Abfolgen heraus, die in ihrer charakteristischen Ausbildung durch Graptolithenschiefer repräsentiert werden. Eine früher für diese Gebiete angenommene jungkaledonische Faltung (Tektogenese) fehlt (JAEGER 1964; BRAUSE 1964; BRAUSE & FREYER 1965). Das Devon besteht vorzugsweise aus terrigenen Sedimenten, in die Karbonate eingelagert sind. Im Görlitzer Schiefergebirge ist die Kulmfazies des Unterkarbons vorhanden, die in den Góry Kaczawskie nicht nachgewiesen ist (TEISSEYRE 1974). Hier sind vermutlich diktyogenetische, d.h. an Störungen gebundene Bewegungen so kräftig gewesen, daß sie frühzeitig zu einer bereichsweisen Heraushebung dieses Troges im nordöstlichen Vorland der Westsudeten geführt haben. Sowohl im Görlitzer als auch im Westsudeten-Trog treten basische Gesteine (Diabase) und Keratophyre zu unterschiedlichen Zeiten auf.

Im Elbe-Trog fehlt bisher der Nachweis für das Unter- und Mitteldevon. Die oberdevonische Schichtenfolge setzt in Verbindung mit einem kräftigen Diabasvulkanismus ein (Manticoceras-Stufe) und ist terrigen-karbonatisch ausgebildet. Für das Unterkarbon ist die Kulmfazies charakteristisch. Die strukturellen Prägungen gegen Ende des Visés, die der sudetischen Hauptfaltungsphase zugeordnet werden, führten zu Faltenbildungen und zu einer Schieferung der Gesteine, wobei Störungen einen hohen Anteil haben. Dadurch wird unterstrichen, daß sowohl der Elbe-Trog als auch der Lausitzer und Westsudeten-Trog durch NW—SE verlaufende Lineamentzonen unterlagert werden, die ihrerseits zu einer bruchtektonischen Beeinflussung der Faltungsintensität führten. Es handelt sich um das Elbe-Lineament und das Lausitz-Westsudeten-Lineament.

Nördlich von Dresden findet der Elbe-Trog an den Sächsisch-Erzgebirgischen Trog Anschluß, der durch das Zentralsächsische Lineament (WATZNAUER 1965) in seiner NE—SW-Erstreckung vorgezeichnet wird und der seine südwestliche Fortsetzung im Vogtländisch-Thüringischen Trog findet. Den Trögen sind Hebungsgebiete eingelagert, zu denen im Sächsisch-Erzgebirgischen Trog das Sächsische Granulitgebirge gehört. NEUMANN (1975) nimmt für diesen Raum eine devonische und unterkarbonische Hochlage prävariszisch entstandener Granulitgesteine an. Von den variszischen Bewegungen im Obervisé sollen die inneren Zonen des Granulitgebirges nicht durchgreifend erfaßt worden sein. Die variszischen Prägungen am Ende des Visés klingen somit an den Flanken des Hebungsgebietes aus.

Im Vogtländisch-Thüringischen Trog bildet das spätere Bergaer Antiklinorium eine vom Oberdevon ab nachweisbare Hochlage, in deren Bereich zu dieser Zeit bereits prävariszische (prä-oberdevonische) Granitoide für die Abtragung zur Verfügung standen (EIGENFELD 1938).

In südlicher Richtung schließt an den Sächsisch-Erzgebirgischen Trog zur Zeit des Devons und Karbons die Alemannisch-Böhmische Insel an, aus der während der sudetischen Phase u.a. die Fichtelgebirgisch-Erzgebirgische Antiklinalzone (LORENZ & HOTH 1964) hervorging. In ihrem Bereich wie auch in dem der anderen bisher genannten Hochlagen

prädevonischer Gesteine (Lausitz, Westsudeten, Granulitgebirge) fehlen sichere Hinweise auf einen kräftigen devonischen bis tiefkarbonischen Vulkanismus, der demnach schwerpunktmäßig auf die Trogbereiche, insbesondere auf deren begrenzende, störungsbezogene Flanken beschränkt bleibt.

Wie in Südsibirien sind in den morphogenen Hochschollen Granitoide von variszischem Alter (nach physikalischen Altersbestimmungen) weit verbreitet. Es handelt sich größtenteils um postkinematische Granitoide, die ihre Räume nach der sudetischen Hauptfaltungsphase einnahmen. Ferner sind regionalmetamorphe Erscheinungen vorhanden. Die Festlegung des Alters der Regionalmetamorphose und eine Abtrennung von prädevonischen Regionalmetamorphosen sind nur schwer möglich. Nicht ausgeschlossen erscheint für die Hochgebiete während des tieferen Paläozoikums eine Pulsation von aufsteigenden Wärme-fronten mit einem Maximum bereits im höheren Ordovizium (ZWART 1974; WATZNAUER, TRÜGER & MÖBUS 1974). Dies trifft auch für die große Hochscholle des Moldanubikums zu. Postkinematische Granitoide sind dort weit verbreitet, und der Anteil einer variszischen Regionalmetamorphose ist nur schwer einzuschätzen (vgl. DUDEK & SUK 1965).

Betrachtet man die Entwicklung des Gebietes südlich der Mitteldeutschen Schwelle unter dem Gesichtspunkt einer Morphogenese im mobilen Tafelbereich, so entsprechen die Formationen des Zeitraumes Devon bis Ende Visé deren älterer Entwicklungsstufe. Zu der jüngeren Entwicklungsstufe, die nach der sudetischen Hauptfaltungsphase einsetzt, gehören die sogenannten Innensenken des Variszikums. Es handelt sich dabei u.a. um den Erzgebirgischen Trog, dessen räumlich und zeitlich ungleiche Füllung mit einer kohleführenden Formation (Karbonvorkommen von Borna-Hainichen, Flöha und Zwickau-Oelsnitz) beginnt, die eine Fortsetzung in den roten Molassen des Unterperms (Rotliegendes des Erzgebirgischen Beckens) findet. In den morphogenen Hochschollen konnten sich vom Westfal ab ebenfalls Senken bilden, deren kohleführende Formation prävariszischen (prädevonischen) Gesteinen direkt aufliegt. Zu ihnen gehört das bereits genannte Karbonvorkommen von Doberlug, weiterhin z.B. das Becken von Brandov im Bereich der Hochscholle des Erzgebirges (s. PIETZSCH 1962), ferner auch die Oberkarbon-Becken von Plzeň (PESEK 1968) und Kladno (VELJUPEK 1970) in der ČSSR.

Innerhalb des mitteleuropäischen Raumes nimmt mit Annäherung an die Osteuropäische Tafel von West nach Ost die Beeinflussung des variszischen Sedimentationsgebietes im Zeitraum Devon - Karbon durch NW—SE, d.h. tafelrandparallel verlaufende Störungszonen zu. Das gilt auch für die Subvariszische Zone. Die westlich der Elbe NE—SW verlaufende Subvariszische Saumsenke biegt vermutlich in dem Bereich zwischen Elbe und Oder über die Ost—West-Richtung in die südöstliche Richtung um und verläuft im Untergrund der heutigen Polnischen Senke (SCHMIDT & FRANKE 1975). Von dort erreicht ein Ausläufer die Ostsudeten, wo das Unterdevon auf einen älteren, prävariszischen Untergrund transgrediert (DVORAK & FREYER 1961). Die Sedimentation hält vom Devon bis in das höhere Karbon ohne Unterbrechungen an. Lithologisch erfolgt ein Übergang von einer Flyschformation des tieferen Karbons in eine kohleführende Formation des höheren Karbons, so daß die Kriterien für eine Saumsenke gegeben sind.

Nordwestlich der Ramzová-Überschiebung, die die Grenze zwischen Ost- und Westsudeten bildet (BEDERKE 1929; OBERG 1968), wird eine engmaschige Zerblockung der angenommenen mobilen Tafel besonders deutlich. So wird die Hochscholle der Sowie Góry (Eulenge-

birge) von NE—SW, NW—SE und E—W streichenden Störungen dreieckförmig umgrenzt. Den Störungszonen sitzen sedimentäre Tröge auf, und die Fugen benutzen ultrabasische Magmatite zu ihrem Aufstieg.

Generell kann davon gesprochen werden, daß westlich der Elbe die NE—SW verlaufenden Störungen zu variszischer Zeit dominieren, zwischen Elbe und Oder eine E—W-Richtung stärker in Erscheinung tritt und östlich des Sudeten-Lineamentes die NW—SE-Richtung das tektonische Bild bestimmt. Bezogen auf den zeitlichen Verlauf, gewinnt in den Varisziden mit zunehmend jüngerem Alter die NW—SE-Richtung eine stärkere Wirksamkeit, so daß in der jüngeren Entwicklungsstufe des Morphogenstadiums diese Richtung auch westlich der Elbe das bestimmende Richtungselement darstellt.

Neben einem engen Zusammenhang zwischen der Lage von Trögen und regionalen, oft tiefreichenden Störungszonen (Lineamenten) muß für das Gebiet südlich der Mitteldeutschen Schwelle auf eine fehlende Polarität hingewiesen werden. Die Sedimentationströge behalten in Raum und Zeit ihre Lage mehr oder weniger bei, so daß DVORÁK & PAPROTH (1969) von symmetrischen Geosynklinalen sprechen. Auch der Begriff "isolierte Geosynklinalfurche" (AUBOUIN 1965) wäre z.B. auf das Görlitzer Schiefergebirge anzuwenden. Ein weiteres hervorzuhelbendes Merkmal der Senken südlich der Mitteldeutschen Schwelle sind die geringen Mächtigkeiten. Sie liegen für die devonischen und tiefkarbonischen Sedimentfolgen nur in der Größenordnung von einigen hundert Metern. Erst mit der Kulmfazies werden Mächtigkeiten von über 1000 m erreicht. Diese Werte stehen im Gegensatz sowohl zu den drei- bis vierfach höheren Mächtigkeiten in der Rhenherzynischen Zone als auch zu den mehrere tausend Meter mächtigen Abfolgen im Bereich der mobilen Tafel, die nördlich der Rhenherzynischen Zone den Übergangsbereich zur Osteuropäischen Tafel bildet.

#### 4. Zusammenfassende Betrachtung

Der Vergleich der Varisziden Südsibiriens und Mitteleuropas mündet in der Stellungnahme zu der Frage, inwieweit die südsibirischen Verhältnisse zur Zeit des Devons bis Perms auf Mitteleuropa zu übertragen sind. Das würde die Existenz eines relativ schmalen Geosynklinalsystems in Mitteleuropa bedeuten, das beidseitig von einem labilen Tafelgebiet mit Morphogensenken begleitet wird. Das von MATVEEVSKAJA entworfene Bild, in dem die Rhenherzynische Zone einen Geosynklinaltrog I. Typs darstellt, läßt sich mit den vorliegenden Verhältnissen in angenäherte Übereinstimmung bringen. An den Geosynklinaltrog I. Typs schließt sich in nördlicher Richtung ein Geosynklinaltrog II. Typs (Saumsenke) an, in dessen Bereich die Flyschformation des Tournais bis tiefen Namurs zu einer kohleführenden Formation überleitet, wobei es weder zu einer tektonischen Unterbrechung der Sedimentation noch zu einer morphogenen Heraushebung dieses Gebietes kommt. In dem eigentlichen Geosynklinaltrog (I. Typ) vollzieht sich im Visé die tektogenetische Beanspruchung. Diese Verformungen klingen in der Saumsenke (Geosynklinale II. Typs) — d.h. geographisch in nördlicher Richtung — aus.

Mit oder ohne Einschaltung einer Schwellenzone in Gestalt des Ostelbischen Massivs folgt auf die Geosynklinale II. Typs eine syngeosynklinale Morphogensenke, zu der vor allem der Nordostteil der DDR und das Gebiet der Insel Rügen gehören. Die in Old-Red-

Fazies einem älteren (ordovizischen) Untergrund auflagernden Sedimente des Unterdevons leiten eine Formationsfolge ein, die mit denen in den südsibirischen Morphogensenken in gute Übereinstimmung zu bringen ist.

Auf die liegende Molasseformation (Old Red) folgt eine terrigen-karbonatische Formation des höheren Devons und des tieferen Karbons (Tournai, Visé). Die tektogenetische Hauptfaltungsphase des Geosynklinalraumes (Renoherzynische Zone) gibt sich durch eine Schichtlücke und Erosionsdiskordanz und damit als eine Zeitmarke zwischen einer älteren und einer jüngeren Entwicklungsetappe der Morphogensenke deutlich zu erkennen (HOFFMANN u.a. 1975, Abb. 4e). Letztere beginnt mit einer kohleführenden Formation des höheren Namurs bzw. Westfals, die zu roten Molassen des Unterperms überleitet. An Störungen gebundene basische und saure Vulkanite sind in der Nordostdeutschen Morphogensenke gleichfalls vorhanden. Die bruchtektonischen (diktyogenetischen), synsedimentär wirksamen Störungen verursachten im einzelnen eine starke lithologische Faziesvariabilität sowie größere Mächtigkeitsunterschiede innerhalb der Schichtenfolge auf eine kurze laterale Distanz. Über größere Bereiche zu verfolgende lithologische Leithorizonte fehlen dementsprechend weitgehend.

Komplizierter sind die Verhältnisse südlich der Renoherzynischen Zone einzuschätzen. Nach MATVEEVSKAJA stellt die Mitteldeutsche Schwelle ein morphogenes Hochgebiet im Sedimentationsraum dar, an das nach Süden eine mobile Tafelregion anschließt, zu der die Saxothuringische und die Moldanubische Zone KOSSMATs gehören.

Stellt man die regionaltektonische Gliederung des Sedimentationsraumes während des Devons und Karbons in den Vordergrund der Betrachtung, so sind vom Devon ab im Bereich des Saxothuringikums einschließlich der Gebiete östlich der Elbe (Lugikum) mehrere paläogeographische Schwellen als morphogene Hochschollen auszuscheiden. Sie werden von Trögen umrahmt, die über Lineamenten als tiefreichende Bruchzonen der Erdkruste zur Anlage gelangten. In der generellen Formationsfolge innerhalb der Tröge besteht Übereinstimmung, wenn auch im einzelnen größere Differenzen in der lithofaziellen Ausbildung, im Auftreten von Schichtlücken, ferner in der Zeitlichkeit und Intensität eines vorzugsweise basischen, an Störungen gebundenen Magmatismus bestehen. Im allgemeinen leiten die terrigen-kalkigen Folgen des Devons und tiefen Karbons zu einer Kulmfazies über, mit der die ältere Entwicklungsetappe abschließt. Diese Kulmfazies ist in dem mobilen Tafelbereich nördlich des Renoherzynikums (z.B. Gebiet der Insel Rügen) nicht vorhanden.

Die Kulmfazies wird allgemein als eine Flyschformation, also als ein geosynklinaler Sedimentkomplex beschrieben, der anschließend eine tektogenetische Prägung erfuhr. Die tektogenetischen Formen in den Gesteinen der ehemaligen Tröge entsprechen denen in Tektogenen. Engspannige Falten und Schieferung sind weit verbreitet. Die Falten unterschiedlicher Größenordnungen werden oft durch Störungsflächen kompliziert, so daß man von einer Falten-Schuppen-Tektonik sprechen kann. Die B-Achsen der Falten stimmen mit der Richtung der jeweiligen Trogaachsen überein. So verlaufen die B-Achsen im Erzgebirgs-Synklinorium NE—SW, im Bereich des Elbtal-Synklinoriums dagegen NW—SE. Nördlich von Dresden vollzieht sich der Richtungswechsel auf die Entfernung von wenigen Kilometern.



Lokal kommen über den gefalteten Sedimenten der älteren Entwicklungsetappe kohleführende Ablagerungen zur Sedimentation, die zu einer roten Molasseformation des Unterperms überleiten. Mit Sedimenten der jüngeren Entwicklungsetappe gefüllte Senken können in den morphogenen Hochgebieten auch direkt prävariszischen (prädevonischen) Gesteinen aufliegen. Ein lokal sehr kräftiger saurer Vulkanismus der Molassezeit ist besonders an die Kreuzungsbereiche von Störungen unterschiedlicher Richtung gebunden, wobei NW—SE verlaufende Spalten als Aufstiegswege eine besondere Bedeutung besitzen (BENEK u.a. 1973).

Bezieht man eine anzunehmende variszische Regionalmetamorphose und den granitoiden Plutonismus in das Vergleichsbild Südsibirien — Mitteleuropa ein, so zeichnet sich das Bild einer mobilen Tafel, deren Entwicklung vorzugsweise durch Brüche und darüber sich bildende Tröge gekennzeichnet wird, für den Raum südlich des Rhenohorzynikums nicht mehr deutlich ab. Für die Hebungsbereiche des Saxothuringikums und Moldanubikums ist ein frühvariszischer saurer Magmatismus anzunehmen. Ursächlich ist dieser Magmatismus mit einem Anstieg der Geoisothermen in den Hochgebieten in Verbindung zu bringen. Im Anschluß an die tektogenetische Hauptfaltungsphase in den Trögen nehmen die "bereitgestellten" Granitoide ausgedehnte Räume ein. So wird die Fichtelgebirgisch-Erzgebirgische Antiklinalzone durch einen ausgedehnten granitoiden Tiefenkörper, den Erzgebirgspluton, unterlagert (WATZNAUER 1954; TISCHENDORF u.a. 1965), der mit Ausläufern in das Vogtländisch-Thüringische Synklinorium hineinreicht (Henneberg-Granit).

Stellt man die Vorgänge der Regionalmetamorphose und die damit verbundene Entstehung von granitoiden Magmen sowie ihre Platznahme in den Vordergrund der Betrachtung, so kann man zu der Ansicht gelangen, daß die Trogentwicklung vom Wärmeaufstieg in den Hochschollen gesteuert wird und die sedimentären Tröge sich analog den Senken in der Umgebung eines aufsteigenden Salzstockes gebildet haben. In diesem Sinne werden nach KREBS & WACHENDORF (1973) und KREBS (1974) Sedimentation, Fazies, Tektonik, Magmatismus und Lagerstättenbildung im mitteleuropäischen Grundgebirge durch vom Erdmantel aufsteigende Wärmequellen gesteuert. ZWART (1974) spricht von einer thermischen Aktion als Motor, wobei die variszische Tektogenese durch das Aufsteigen der Diapire aus migmatisiertem oder granitoidem Material ausgelöst wurde. Ähnlich äußert sich auch MAASS (1974). Mit anderen Worten; der prävariszische (prädevonische) Untergrund verhält sich nicht wie eine durch Brüche zerlegte mobile Tafel, sondern er reagiert "erweicht" (WURM 1966).

Von Bedeutung für eine tektonische Einschätzung ist die Beobachtung, daß im Bereich des Saxothuringikums und Moldanubikums die variszische Entwicklung keine Polarität zeigt, sondern die Trogachsen in Raum und Zeit eine annähernd konstante Lage aufweisen. Auch die Faltung läßt kein "Wandern" erkennen, wie es aus der Rhenohorzynischen Zone in Richtung auf die Subvariszische Saumsenke beschrieben wird. Die Mächtigkeiten der Sedimentfolgen bleiben in Mitteleuropa bis zum Einsetzen der Flyschformation gering, worin sich eine vorangegangene tafelähnliche Entwicklung im älteren Paläozoikum noch weiter abbildet.

Bei dem Vergleich der südsibirischen und der mitteleuropäischen Varisziden kann zusammenfassend von der Feststellung ausgegangen werden, daß in beiden Fällen ältere Tektogenesen den prädevonischen Untergrund in ein kratonisches Stadium übergeführt

hatten. In Sibirien entwickelte sich als epikratonische Geosynklinale das Ob-Saissan-Geosynklinalsystem, dessen gewundener Verlauf auf eine Anlehnung an ältere bruchtektonische Vorzeichnungen hinweisen könnte. Beiderseits schließen sich mobile Tafelbereiche mit morphogenen Hoch- und Tiefgebieten an. In Mitteleuropa zeigt die Rhenoherynische Zone den Charakter einer ehemaligen Geosynklinale, wobei das vermutete Umbiegen aus der NE—SW-Richtung westlich der Elbe in die NW—SE-Richtung östlich davon ebenfalls auf eine Beeinflussung ihres generellen Verlaufes durch alt angelegte Bruchzonen hinweist. In dem oben näher betrachteten Profil zwischen der Osteuropäischen Tafel im Bereich Südschwedens (Baltischer Schild) und dem Moldanubikum ist beiderseits der Rhenoherynischen Zone eine Saumsenkenentwicklung vorhanden, die evtl. mit oder ohne eine Hebungzone (Ostelbisches Massiv) zu einem mobilen Tafelbereich überleitet, zu dem der Nordostteil der DDR, speziell das Gebiet der Insel Rügen, gehört. Hier liegt eine morphogene Senkenbildung vor, deren Formationen gut mit denen übereinstimmen, die in den südsibirischen Morphogensenken anzutreffen sind. Südlich folgt auf die Rhenoherynische Zone die paläogeographische Mitteldeutsche Schwelle, für die östlich der Elbe ebenfalls ein Umlenken in die tafelrandparallele Südostrichtung anzunehmen ist.

Die Mitteldeutsche Schwelle stellt ein Hochgebiet dar, zu dem im Raum des Saxothuringikums und Moldanubikums weitere hinzukommen. In bezug auf die interne Entwicklung zeigen die einzelnen Hochgebiete größere Unterschiede. So weist das Hochgebiet der Lausitz eine andere Entwicklung auf als der Raum des Erzgebirges (MÖBUS 1961) oder die heute aufgeschlossenen Teile der Mitteldeutschen Schwelle (NEUMANN 1966). Von der regionaltektonischen Struktur her ergeben sich in bezug auf die Gliederung in Hebungs- und Senkungsgebiete (Tröge) Ähnlichkeiten zu Morphogengebieten. Die Trogentwicklungen zeigen jedoch durch das Auftreten der Kulmfazies, durch den vorangehenden basischen Magmatismus und durch ihre abschließende tektogenetische Verformung einen geosynklinalen Charakter. Die Hochgebiete weisen auf einen Aufstieg der Geoisothermen hin, der zu ausgedehnten batholithischen Intrusionen führte. Man kann somit entweder von einer mobilen Tafel mit geosynklinalen Trögen oder von einer quasigeosynklinalen Entwicklung sprechen. Die Unterschiede liegen vermutlich darin begründet, daß südlich der Rhenoherynischen Zone eine benachbarte stabile Tafel nicht vorliegt, sondern die variszische Entwicklung erst in Nordafrika, am Rande von Gondwana, ein Ende findet.

## 5. Ergebnisse

In Südsibirien befindet sich zwischen dem variszischen Tektogen, das während der Hauptfaltungsphase am Ende des Visés aus einer devonisch-karbonischen Geosynklinalentwicklung (Ob-Saissan-Geosynklinalsystem) hervorging, und der epirogenetischen Bewegungen unterworfenen stabilen Sibirischen Tafel ein mobiler Tafelbereich (Morphogenzone). Hier kam es in variszischer Zeit, bedingt durch diktyogenetische Bewegungen, zur Bildung von morphogenen Hoch- und Tiefgebieten (Senken). Letztere sind mit charakteristischen sedimentären und vulkanogenen Formationen gefüllt. Eine ältere Entwicklungsetappe vom beginnenden Devon bis zum Ende des Visés und eine jüngere Entwicklungsetappe vom Namur bis in das Perm bzw. tiefere Mesozoikum sind zu unterscheiden. Sie werden durch eine markante Schicht- und Erosionslücke voneinander getrennt.

Der Versuch, die südsibirischen Verhältnisse auf Mitteleuropa zu übertragen, führt zu folgender Aussage: Mit dem Ob-Saissan-Geosynklinalsystem sind die Rhenoharzynische Zone KOSSMATs und ihre nördlich anschließende Saumsenke (Subvariszikum) zu parallelisieren. Mit oder ohne Einschaltung eines Schwellengebietes (Ostelbisches Massiv) schließt sich im Bereich des Nordostteils der DDR einschließlich der Insel Rügen eine auf mobilem Tafeluntergrund angelegte Morphogensenke an, die im Gebiet der Halbinsel Schonen zur stabilen Osteuropäischen Tafel überleitet. Nach den lithologischen Formationen sind in der Morphogensenke des Nordostteils der DDR eine ältere und eine jüngere Entwicklungsetappe zu unterscheiden. Sie werden durch eine markante Schichtlücke im Zeitraum Visé - Namur voneinander getrennt. Wie in Südsibirien gehören ein basischer und ein saurer Vulkanismus zur Morphogenbildung.

Die Mitteldeutsche Schwelle trennt die geosynklinale Rhenoharzynische Zone von einem südlich davon gelegenen mobilen variszischen Bereich, zu dem die Saxothuringische und die Moldanubische Zone KOSSMATs, einschließlich des Lugikums, gehören. Die Senken in diesen Gebieten weisen sowohl Merkmale von Geosynklinaltrögen (Flyschformation, tektonogenetische Prägung der Gesteinsfolgen in der Hauptfaltungsphase) als auch Merkmale von Morphogenentwicklungen auf (Trogbildung über tiefen, alt angelegten Bruchzonen, fehlende Polarität). Die Schwellen werden durch einen Aufstieg der Geoisothermen charakterisiert, verbunden mit der Platznahme von ausgedehnten granitoiden Plutonen. Über eine Einbeziehung in die variszische Tektogenese bestehen unterschiedliche Ansichten, je nachdem ob die Hochschollen als "rigid" oder "erweicht" betrachtet werden. In diesem Sinne kann man entweder — speziell für die Saxothuringische Zone einschließlich des Lugikums — von einer geosynklinal beeinflussten Morphogenentwicklung oder von einer Geosynklinalentwicklung mit morphogenen Merkmalen sprechen.

### Literatur

- AUBOUIN, J.: Geosynclines.  
Amsterdam, London, New York: Elsevier 1965
- BEDERKE, E.: Die Grenze von Ost- und Westsudeten und ihre Bedeutung für die Einordnung der Sudeten in den Gebirgsbau Mitteleuropas.  
Geol. Rdsch., Berlin 20 (1929) 3, S. 186-256
- BELOUSOV, V.V.: Die Tektonosphäre der Erde - Idee und Wirklichkeit.  
Z. geol. Wiss., Berlin 2 (1974) 11, S. 1251-1285
- BENEK, R.; RÖLLIG, G.; EIGENFELD, F.; SCHWAB, M.: Zur strukturellen Stellung des Magmatismus der Subsequenzperiode im DDR-Anteil der mitteleuropäischen Varisziden.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 14 (1973) 1, S. 203-244
- BOGDANOV, A.A.: Osnovnye čerty paleozojskoj struktury Central'nogo Kazachstana.  
Bjull. mosk. Obšč. Ispyt. Prir., Otdel. geol., Moskva 34 (1959) 1, S. 3-38
- BOGDANOV, A.A.; MURATOV, M.V.; ŠATSKIJ, N.S.: Tektonika Evropy. Ob-jasnitel'naja zapiska k meždunarodnoj tektoničeskoj karte Evropy v masštabe 1 : 2 500 000.  
Moskva: Nedra 1964
- BOGOLEPOV, K.V.: O dvuch tipach orogeneza.  
Geol. i Geofiz., Novosibirsk (1968) 8, S. 15-26
- BOGOLEPOV, K.V.: Die Deuteroorogenese.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 14 (1973) 1, S. 269-271

- BRAUSE, H.: Ein Unterdevonvorkommen bei Litschen (Lausitz).  
Mber. dt. Akad. Wiss. Berlin, Berlin 6 (1964) 4, S. 316-320
- BRAUSE, H.: Das verdeckte Altpaläozoikum der Lausitz und seine regionale Stellung.  
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenw., Montangeol., Berlin 1968  
(1969) 1, 143 S.
- BRAUSE, H.: Ur-Europa und das gefaltete sächsische Paläozoikum.  
Ber. dt. Ges. geol. Wiss., Berlin A 15 (1970) 3, S. 327-367
- BRAUSE, H.: Paläomobilität und Paläodynamik in Mitteleuropa.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 14 (1973) 3, S. 601-615
- BRAUSE, H.; FREYER, G.: Weitere Funde von Unter- und Mitteldevon in der Lausitz.  
Wiss.-techn. Inform.-Dienst zentr. geol. Inst., Berlin 6 (1965) 5, S. 62-63
- BRAUSE, H.; GOTTE, W.; DOUFFET, H.: Gesetzmäßigkeiten in der saxothuringischen Zone  
des Variszikums und ihre Beziehungen zu älteren Orogenen.  
Report 23rd Sess. Internat. geol. Congr., Czechoslovakia 1968, Sect. 3, Prag  
(1968), S. 199-212
- BRINKMANN, R.: Die Mitteldeutsche Schwelle.  
Geol. Rdsch., Stuttgart 36 (1948), S. 56-66
- BUBNOFF, S. VON: Über die Gerüstbildung der Erdrinde (Dictyogenese).  
Naturwissenschaften, Berlin 26 (1938) 46, S. 745-755
- BUBNOFF, S. VON: Einführung in die Erdgeschichte, 3. Aufl.  
Berlin: Akademie-Verlag 1956
- BUS, V.A.; GARECKIJ, R.G.; KIRJUCHIN, L.G.: Die strukturelle Lage der subsequenten  
Effusiva der Varisziden Zentraleuropas, Mittelasiens und Kasachstans.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 14 (1973) 1, S. 245-256
- CHAIN, V.E.; MURATOV, M.V.: Geosynclinal belts, orogenic belts, folded belts and  
their relation in time and space.  
Report 23rd Sess. Internat. geol. Congr., Czechoslovakia 1968, Sect. 3, Prag  
(1968), S. 9-13
- CHERASKOV, N.P.: Nekotorye obščie zakonomernosti v stroenii i razvitii struktury  
zemnoj kory.  
Tr. geol. Inst. AN SSSR, Moskva 91 (1963), 119 S.
- DUDEK, A.; SUK, M.: Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums.  
Ber. geol. Ges. DDR, Berlin 10 (1965) 2, S. 147-161
- DVORÁK, J.; FREYER, G.: Die Devon/Karbon-Grenze im Mährischen Karst (Südteil des  
mährischen Sedimentationsbeckens) auf der Grundlage von Conodontenfaunen.  
Geologie, Berlin 10 (1961) 8, S. 881-895
- DVORÁK, J.; PAPROTH, E.: Über die Position und die Tektogenese des Rhenoherynikums  
und des Sudetikums in den mitteleuropäischen Varisziden.  
Neues Jb. Geol. u. Paläont., Mh., Stuttgart (1969) 2, S. 65-88
- EIGENFELD, R.: Die granitführenden Konglomerate des Oberdevons und Kulms im Gebiete  
altkristalliner Sattelanlagen in Ostthüringen, Frankenwald und Vogtland.  
Abh. sächs. Akad. Wiss. Leipzig, Math.-phys. Kl., Leipzig 42 (1938) 7, 149 S.
- FRANKE, D.: Zu den Varisziden und zum Problem der Kaledoniden im nördlichen Mittel-  
europa.  
Ber. dt. Ges. geol. Wiss., Berlin A 12 (1967) 1/2, S. 83-140
- GARECKIJ, R.G.; ŠLEZINGER, A.E.; JANŠIN, A.L.; LÜTZNER, H.; PAECH, H.-J.; SCHROEDER,  
E.; SCHWAB, G.; TESCHKE, H.-J.: Räumliche und zeitliche Beziehungen zwischen  
den Strukturen des Molassekomplexes und des Tafeldeckgebirges am Beispiel varis-  
zischer Faltengebiete Eurasiens.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 44 (1977) 2
- GLUŠKO, V.V.; DIKENŠTEJN, G.CH.; SCHMIDT, K. [ŠMIDT]: Kaledonidy ostrova Rjugen.  
Dokl. AN SSSR, Moskva 214 (1974) 4, S. 885-887 (1974 a)
- GLUŠKO, V.V.; DIKENŠTEJN, G.CH.; SCHMIDT, K. [ŠMIDT]; GOLDBECKER, K. [GOL'DEBECKER]:  
Rajonirovanie severnoj časti territorii GDR po vozrastu skladčatogo osnovanija.  
Sov. Geol., Moskva (1974) 5, S. 37-43 (1974 b)

- HAARMANN, E.: "Tektonogenese" oder "Gefügebildung" statt "Orogenese" oder "Gebirgsbildung".  
Z. dt. geol. Ges., Berlin 78 (1927), B. Monatsber. 1926, 3-5, S. 105-107
- HIRSCHMANN, G.; HOTH, K.; KLEBER, F.: Die lithostratigraphische Gliederung des Oberkarbons im Bereich der Inseln Rügen und Hiddensee.  
Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 7, S. 985-996
- HOFFMANN, N.; LINDERT, W.; WEYER, D.; ILLERS, K.-H.: Zum Unterkarbon-Vorkommen auf den Inseln Rügen und Hiddensee.  
Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 7, S. 851-873
- JAEGER, H.: Monograptus hercynicus in den Westsudeten und das Alter der Westsudeten-Hauptfaltung, Teil I.  
Geologie, Berlin 13 (1964) 3, S. 249-277
- JAEGER, H.: Monograptus hercynicus in den Westsudeten und das Alter der Westsudeten-Hauptfaltung, Teil II.  
Geologie, Berlin 13 (1964) 4, S. 377-394
- KATZUNG, G.: Stratigraphie und Paläogeographie des Unterperm in Mitteleuropa.  
Geologie, Berlin 21 (1972) 4/5, S. 570-584
- KOBER, L.: Der Bau der Erde.  
Berlin: Gebr. Borntraeger 1921
- KÖLBEL, H.: Der Grundgebirgsbau Norddeutschlands im Gesamtrahmen der benachbarten Gebiete.  
Geologie, Berlin 12 (1963) 6, S. 674-682
- KORICH, D.: Eruptivgesteine im Rotliegenden des Nordteils der DDR.  
Ber. dt. Ges. geol. Wiss., Berlin A 12 (1967) 3/4, S. 230-242
- KOSSMAT, F.: Gliederung des varistischen Gebirgsbaues.  
Abh. sächs. geol. Landesamt, Leipzig 1 (1927), 40 S.
- KOSYGIN, JU.A.; LUCICKIJ, I.V.: Struktury ograničenij drevnich platform.  
Geol. i Geofiz., Novosibirsk (1961) 10, S. 42-49
- KRAMER, W.; MUCKE, D.: Beziehungen zwischen Magmatiten und Sedimenten in sedimentären Komplexen.  
Z. geol. Wiss., Berlin 1 (1973) 5, S. 531-548
- KREBS, W.: Der Magmenaufstieg und die Entwicklung variszischer und postvariszischer Strukturen in Mitteleuropa.  
Vortrag, KOSSMAT-Symposium, Dt. Akad. Naturf. Leopoldina, Karl-Marx-Stadt 1974
- KREBS, W.; WACHENDORF, H.: Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of Central Europe.  
Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder 84 (1973) 8, S. 2611-2630
- LORENZ, W.; HOTH, K.: Die lithostratigraphische Gliederung des kristallinen Vorsilurs in der Fichtelgebirgisch-erzgebirgischen Antiklinalzone.  
Geologie, Berlin 13 (1964) Beih. 44, 44 S.
- MAASS, R.: Zur Tektonogenese.  
Neues Jb. Geol. u. Paläont., Mh., Stuttgart (1974) 11, S. 685-701
- MATVEEVSKAJA, A.L.: K voprosu o stroenij paleozojskogo fundamenta v rajone Bijsko-Barnaul'skoj vpadiny.  
Tr. gor.-geol. Inst. zap.-sib. Fil. AN SSSR, Novosibirsk 15 (1956), S. 57-66
- MATVEEVSKAJA, A.L.: Strukturnoe položenie Anujsko-Čujskogo progiba Gornogo Altaja v epochu gercinskoj skladčatosti.  
Sov. Geol., Moskva (1966) 4, S. 60-73
- MATVEEVSKAJA, A.L.: Tipy orogennyh progibov na primere gercinid Sibiri.  
XXIII sessija Meždunar. geol. kongr., Dokl. sov. geol., problema 3 (Orogeničeskie pojasa), Moskva (1968), S. 146-147
- MATVEEVSKAJA, A.L.: Gercinskie progiby Ob-Sajsanskoj geosinklinal'noj sistemy i ee obramlenija.  
Trudy Inst. Geol. i Geofiz., Moskva 53 (1969), 286 S.

- MATVEEVSKAJA, A.L.: Einige Gesetzmäßigkeiten der Entwicklung von Geosynklinalgebieten am Beispiel variszischer Strukturen in Südsibirien.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 14 (1973) 2, S. 519-533
- MATVEEVSKAJA, A.L.: Die syngeosynklinalen orogenen Senken Mitteleuropas.  
Mskr., Novosibirsk 1974
- MÖBUS, G.: Lausitzer Grundgebirge - Erzgebirge, ein petrogenetischer Vergleich.  
Geologie, Berlin 10 (1961) 7, S. 749-762
- MÖBUS, G.: Tektogenese und Magmatismus im Gebiet der DDR.  
Geologie, Berlin 17 (1968) 6/7, S. 631-646
- MÖBUS, G.: Caractéristique de l'évolution de la zone saxo-thuringienne dans l'orogénèse hercynienne en Europe central.  
Vortrag, Internat. Kolloquium "West- und Mitteleuropäisches Variszikum", Rennes 1974 (im Druck)
- NEUMANN, W.: Versuch eines lithostratigraphischen Vergleiches von Grundgebirgsanschnitten im Bereich der Mitteldeutschen Schwelle.  
Geologie, Berlin 15 (1966) 8, S. 942-962
- NEUMANN, W.: Zur erdgeschichtlichen Entwicklung des sächsischen Granulitgebirges.  
Z. angew. Geol., Berlin 21 (1975) 11, S. 543-547
- OBERC, J.: The boundary between the Western and Eastern Sudetic tectonic structures.  
Rocz. polsk. Tow. geol., Kraków 38 (1968) 2/3, S. 203-217
- OLSZAK, G.; THIERBACH, H.: Einige geologisch-geophysikalische Strukturelemente der Norddeutsch-Polnischen Senke und ihre möglichen Beziehungen zu Tiefenbau und Entwicklung dieses Krustenabschnittes.  
Z. geol. Wiss., Berlin 1 (1973) 2, S. 155-172
- PEJVE, A.V.; STREJS, N.A.; u.a.: Paleozoidy Evrazii i nekotorye voprosy évoljucii geosinklinal'nogo processa.  
Sov. Geol., Moskva (1972) 12, S. 7-25
- PESEK, J.: Geologischer Bau und Entwicklung der Karbonablagerungen des Plzeň-Steinkohlenbeckens.  
Acta Univ. Carolinae Geol., Praha (1968) 4, S. 329-358
- PFEIFFER, H.: Überblick über die Entwicklung des Saxothuringikums vom Beginn des Devons bis zur variszischen Hauptfaltung.  
Geologie, Berlin 17 (1968) 1, S. 17-51
- PIETZSCH, K.: Geologie von Sachsen.  
Berlin: VEB Dt. Verlag der Wissenschaften 1962
- ROST, W.; SCHIMANSKI, W.: Übersicht über das Oberkarbon und das Rotliegende im Nordteil der DDR.  
Ber. dt. Ges. geol. Wiss., Berlin A 12 (1967) 3/4, S. 201-222
- ŠATSKIJ, N.S.: Očerki tektoniki Volgo-Ural'skoj neftenosnoj oblasti i smežnoj časti zapadnogo sklona Južnogo Urala. In: Materialy k poznaniju geol. stroenija SSSR, nov. ser., 2 (6).  
Moskva: Izd. MOIP 1945
- SCHMIDT, K.; FRANKE, D.: Stand und Probleme der Karbonforschung in der DDR.  
Z. geol. Wiss., Berlin 2 (1975) 7, S. 819-849
- SCHROEDER, E.: Variszische Gebirgsbildung. In: Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik, Bd. 1, S. 238-261.  
Berlin: Akademie-Verlag 1968
- SCHROEDER, E.: Probleme tektonischer Untersuchungen im Orogen, speziell in den Varisziden.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 14 (1973) 2, S. 273-302
- SCHWAN, W.: Flysch, Olisthostrome und Gleitdecken im Harz.  
Z. dt. geol. Ges., Hannover 125 (1974) 2, S. 253-267

- SEJNMANN, JU.M.: Platformy, skladčatye pojasa i razvitie struktur Zemli.  
Tr. vses. naučno-issl. Inst. zolota i redk. met., Geol., Moskva 49 (1959)
- ŠLEZINGER, A.E.: O pričínach raznogo ponimanija prirody orogennyh struktur.  
Geotektonika, Moskva (1975) 2, S. 47-54
- STILLE, H.: Die Begriffe Orogenese und Epirogenese.  
Z. dt. geol. Ges., Berlin 71 (1920), S. 164-208
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik.  
Berlin: Gebr. Borntraeger 1924
- STILLE, H.: Einführung in den Bau Amerikas.  
Berlin: Gebr. Borntraeger 1940
- STILLE, H.: Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamt-europäischen.  
Beih. geol. Jb., Hannover 2 (1951), 138 S.
- TEISSEYRE, H.: Les plissements antecambriens et paléozoïques en Pologne.  
Vortrag, Internat. Kolloquium "West- und Mitteleuropäisches Variszikum",  
Rennes 1974
- TESCHKE, H.-J.: Entwicklung und tektonischer Bau des südwestlichen Randbereichs  
der Osteuropäischen Tafel.  
Schriftenr. geol. Wiss., Berlin 4 (1975), 151 S.
- TISCHENDORF, G.; WASTERNAK, J.; BOLDUAN, H.; BEIN, E.: Zur Lage der Granitoberfläche im Erzgebirge und Vogtland mit Bemerkungen über ihre Bedeutung für die Verteilung der endogenen Lagerstätten.  
Z. angew. Geol., Berlin 11 (1965) 8, S. 410-423
- VEJLUPEK, M.: Geologie východního okraje kladenské pánve.  
Sborník geol. Věd, R. Geol., Praha 18 (1970), S. 127-145
- WATZNAUER, A.: Die erzgebirgischen Granitintrusionen.  
Geologie, Berlin 2 (1954) 6/7, S. 688-706
- WATZNAUER, A.: Stratigraphie und Fazies des erzgebirgischen Kristallins im Rahmen des mitteleuropäischen Variszikums.  
Geol. Rdsch., Stuttgart 54 (1965) 2, S. 853-860
- WATZNAUER, A.; TRÖGER, K.-A.; MÖBUS, G.: Gleichheiten und Unterschiede im Bau der Saxo-thuringischen Zone westlich und östlich des Elbe-Lineamentes.  
Vortrag, KOSSMAT-Symposium, Dt. Akad. Naturf. Leopoldina, Karl-Marx-Stadt 1974
- WURM, A.: Zur Frage älterer versteifter Kristallinmassive im variskischen Gebirge Mitteleuropas.  
Neues Jb. Geol. u. Paläont., Mh., Stuttgart (1966) 6, S. 333-337
- ZONENSAJN, L.P.: O miogeosinklinaljach.  
Geotektonika, Moskva (1969) 4, S. 35-46
- ZWART, J.J.: Die Regionalmetamorphose im Europäischen Varistikum.  
Vortrag, KOSSMAT-Symposium, Dt. Akad. Naturf. Leopoldina, Karl-Marx-Stadt 1974





Evolution des Deformationsstils in paläozoischen Faltenssystemen

von

VALENTIN SEMENOVIC BURTMAN<sup>1)</sup>

Z u s a m m e n f a s s u n g

Der Deformationsstil ändert sich während eines tektonischen Zyklus gesetzmäßig. Ein vollständiger Zyklus umfaßt drei Deformationsetappen: 1. Deckenüberschiebungen und liegende Falten; 2. vertikale Falten (mit flachen Achsen), streichende Auf- und Überschiebungen; 3. horizontale Falten (mit steilen Achsen) und Seitenverschiebungen. Beim Vorhandensein ozeanischer Strukturen verlaufen an deren Rändern die Deformationen nicht synchron. Die intensivsten Deckenbewegungen gehen beim Schließen der ozeanischen Strukturen und unmittelbar danach vor sich. Später werden die zusammengedrückten Kontinente gemeinsam deformiert.

S u m m a r y

The style of deformation changes according to a regular evolution during a tectonic cycle. A complete cycle embraces three deformation stages: a) nappes and recumbent folds; b) vertical folds (with flat axes), inverse faults and overthrusts in the direction of strike; c) horizontal folds (with steep axes) and transcurrent faults. Where oceanic structures are present, the deformations are not synchronous at their margins. The most intensive nappe movements take place as the oceanic structures close and immediately afterwards. Later the united continents deform jointly.

R é s u m é

Le style de déformation change pendant un cycle tectonique, conformément à la loi. Un cycle complet contient trois systèmes de déformation: 1. chevauchement de nappes et de plis couchés; 2. des plis verticaux (avec des axes bas), des recouvrements et des failles centrifuges frappantes; 3. des plis horizontaux (avec des axes raides) et des failles horizontaux. Les déformations ne sont pas synchrones chez les bordures de structures océaniques. Les mouvements de nappes les plus intenses se passent pendant la fermeture des structures océaniques et directement après cela. Plus tard, les continents rapprochés sont déformés ensemble.

<sup>1)</sup> Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Geologisches Institut, Moskau

## Р е з ю м е

Стиль деформаций закономерно эволюционирует за время тектонического цикла. Типичный полный ряд деформаций геосинклинальной системы включает три этапа деформации. Главными структурными формами, которые возникают на I этапе деформации, являются шарьяжи и лежащие складки, на II этапе – вертикальные складки, продольные взбросы и надвиги, на III этапе – горизонтальные складки и сдвиги. Во время существования океанических структур деформации на бортах этих океанических структур протекают несинхронно. Наиболее крупные шарьяжи возникают во время закрытия океанических структур и непосредственно вслед за этим событием. После закрытия океанической структуры сблизившиеся континенты деформируются совместно.

1. Einleitung

Die durchgeführten Untersuchungen hatten die Erforschung der Evolution des Faltingsprozesses während eines tektonischen Zyklus in paläozoischen Geosynklinalsystemen zum Ziel. Hierzu sind Kenntnisse über strukturelle Merkmale der Deformationsbedingungen erforderlich. Entsprechende Daten lassen sich bei der Analyse von Makrostrukturen gewinnen<sup>1)</sup>. In dieser Arbeit werden Methodik sowie Resultate der Deformationsanalyse einiger Geosynklinalsysteme beschrieben.

2. Methodik der tektonischen Deformationsanalyse eines Geosynklinalsystems

Die vorgelegte Analyse der Evolution von Deformationen basiert auf Untersuchungen des Deformationsregimes und des Deformationsstils.

2.1. Deformationsregime

Bei der Deformation eines geologischen Objektes (tektonischer Block, Zone, Falten-system u.a.) erfolgt eine Formänderung. Verkürzung in einer Richtung wird durch Längung in einer anderen oder in mehreren Richtungen kompensiert. Diese Formänderung ist das Hauptresultat der Deformation und kann als Kenngröße des Deformationsregimes aufgefaßt werden.

Durch räumliche Deformation wird eine Kugel zu einem dreiachsigen Ellipsoid transformiert, dessen Hauptdeformationsachsen als  $x$ ,  $y$  und  $z$  bezeichnet werden sollen. Die räumliche Anordnung dieser Achsen hängt von der Richtung der äußeren Kräfte ab. Bei tektonischer Beanspruchung ist eine Kraftrichtung, die der Schwerkraft, konstant. Sie verläuft als  $z$ -Achse vertikal, während  $x$ - und  $y$ -Achse horizontal angeordnet sind.

1) Bei den Strukturformen werden unterschieden: Mikrostrukturen des Schliff- oder Handstückbereichs; Mesostrukturen des Aufschlußbereichs; Makrostrukturen, überblickbar von einem Gipfel oder vom Flugzeug aus; Megastrukturen globalen Maßstabs.

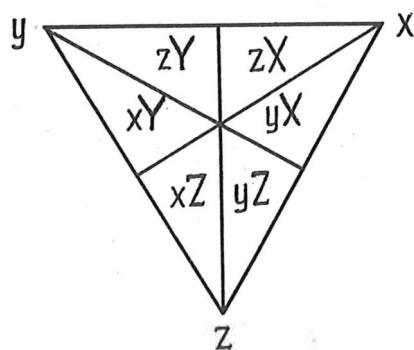


Abb. 1. Diagramm der Regime ebener Deformation

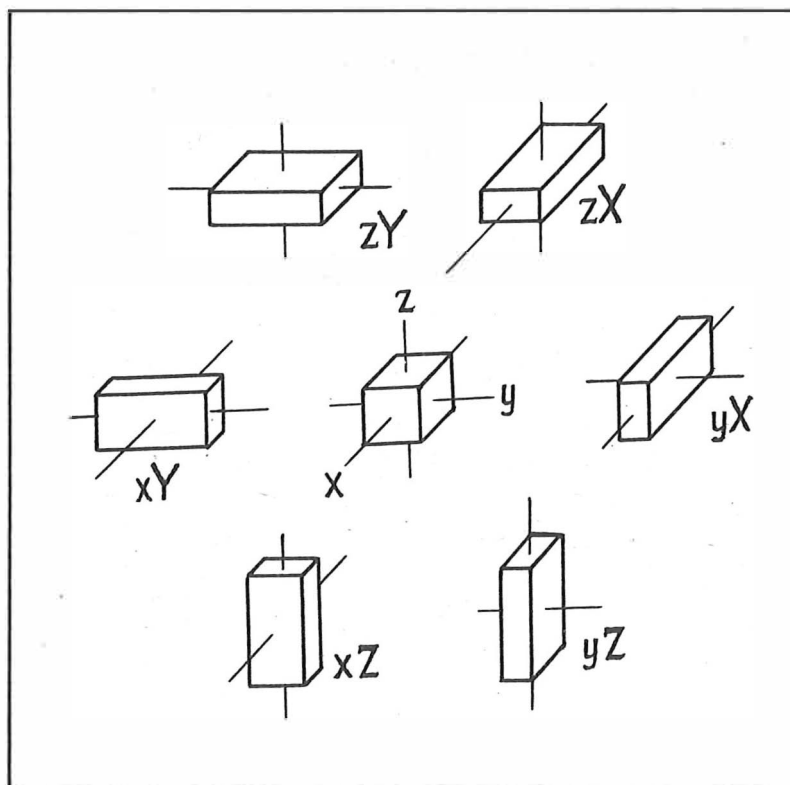


Abb. 2. Deformationen eines Würfels bei verschiedenen Regimen ebener Deformation

Die  $x$ -Achse liegt parallel zur Richtung der ersten horizontalen Verkürzung des untersuchten geologischen Körpers, die  $y$ -Achse parallel zu den Faltenachsen.

Das Verhältnis der Länge der drei Achsen des Deformationsellipsoids zum ursprünglichen Kugeldurchmesser bestimmt das Deformationsregime. Wenn die Deformation ohne Volumenänderung abläuft, sind in dem gewählten Koordinatensystem 24 Deformationsregime möglich. Bei einer Analyse von Makrostrukturen ist es zweckmäßig, das einfachste System der Regime, das der ebenen Deformation, zu verwenden. Dabei wird die Deformation längs der am wenigstens veränderten Achse vernachlässigt. Im Koordinatensystem  $x, y, z$  sind 6 Regime ebener Deformation möglich.

Wir bezeichnen die bei der Deformation kürzer werdenden Achsen mit Kleinbuchstaben ( $x, y, z$ ) und die sich längenden Achsen mit Großbuchstaben ( $X, Y, Z$ ). Folgende Symbole charakterisieren die sechs Regime ebener Deformation:  $xZ, xY, zY, zX, yX$  und  $yZ$ . In Abb. 1 sind die Regime der ebenen Deformation in einem Dreiecksdiagramm dargestellt, während in Abb. 2 die Deformation eines Würfels gezeigt ist, die den sechs Regimen bei ebener Deformation entspricht.

Für Rekonstruktionen der Abfolge der Deformationsregime während eines tektonischen Zyklus reichen die oben behandelten Varianten des gewählten Koordinatensystems nicht aus. Man kann sich leicht Deformationsbedingungen vorstellen, bei denen die Hauptachsen der Deformation mit dem von uns verwendeten Koordinatensystem nicht übereinstimmen. Nur die Lage der vertikalen  $z$ -Achse bleibt konstant. Die Orientierung der Hauptdeformationsachsen  $x$  und  $y$  kann sich im Laufe der Entwicklung verändern, d.h., das Koordinatensystem rotiert um die  $z$ -Achse entsprechend der Richtungsänderung der äußeren Kräfte. Im Prinzip wäre eine unendliche Anzahl von Stellungen des  $x$ - $y$ -Achsen-systems in der Horizontalen denkbar. Wie viele solcher Stellungen sind aber realisierbar, d.h., in welchen Fällen entstehen neue Strukturformen, die die neue Richtung der äußeren Kräfte wiedergeben? Diese Frage läßt sich besser beantworten, wenn man Faltenformen betrachtet, denn das Streichen ihrer Achsenebene stimmt mit der Richtung einer der Hauptdeformationsachsen überein.

Eine experimentelle Modellierung von Überlagerungsfalten führte zu folgenden Ergebnissen (GHOSH & RAMBERG 1968): Bei horizontaler Pressung entstanden Systeme linearer vertikaler Falten<sup>1)</sup> (Regime  $xZ$ ). Anschließend wurden diese Modelle einer Pressung unter verschiedenen Winkeln zur Richtung der primären Einengung unterworfen. Dabei zeigte sich folgendes: Beträgt der Winkel  $\alpha$  zwischen den Richtungen der ursprüng-

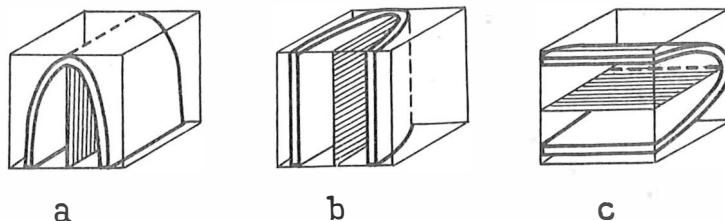


Abb. 3. Falten: vertikal (a), horizontal (b) und liegend (c)

<sup>1)</sup> Der Autor unterscheidet 3 Faltentypen nach Richtung der Schichtverbiegung: vertikale, horizontale und liegende Falten (vgl. Abb. 3).

lichen und der zweiten Beanspruchung weniger als  $30^\circ$ , so entsteht kein neues Falten-system, sondern die Einengung der früher entstandenen Falten geht weiter. Bei Werten für  $\alpha$  über  $30^\circ$  bilden sich einzelne Falten, die das ursprüngliche Falten-system überlagern. Je größer der Winkel wird, desto deutlicher tritt das zweite Falten-system in Erscheinung; am deutlichsten ist es bei  $\alpha = 90^\circ$  (d.h. im Regime  $yZ$ ).

Wenn Überlagerungsfalten nur bei Winkeln über  $30^\circ$  entstehen, sind praktisch nur zwei Achsensysteme realisierbar - das ursprüngliche  $xy$ -System und das diagonale  $x'y'$ -System, wobei der Winkel  $\alpha$  zwischen ihnen von  $30^\circ$  bis  $60^\circ$  variiert<sup>1)</sup>. Als  $x'$ -Achse soll diejenige Achse des diagonalen Koordinatensystems bezeichnet werden, die gegenüber der  $x$ -Achse im Uhrzeigersinn gedreht ist.

Das hier vorgeschlagene System einer tektonischen Deformationsanalyse beruht demnach auf der Annahme, daß bei tektonischen Prozessen 12 Regime der ebenen Deformation realisierbar sind, davon 6 Regime im Achsensystem  $xyz$  und 6 entsprechende Regime im Achsensystem  $x'y'z$ . Hierbei kann der Winkel  $\alpha$  zwischen den Achsen  $x$  und  $x'$  beliebige Werte von  $30^\circ$  bis  $60^\circ$  aufweisen. Die Regime des Achsensystems  $x'y'z$  bezeichnen wir mit  $x'Z$ ,  $x'Y'$  usw.<sup>2)</sup>.

Die dargelegten Vorstellungen über das Deformationsregime ähneln den Ideen von HARLAND und BAYLEY (HARLAND 1956; HARLAND & BAYLEY 1958) über die tektonischen Spannungsregime und deren tektonische Orientierung. Von den Spannungsregimen unterscheiden sich die Deformationsregime durch größere Genauigkeit, denn hierbei werden nicht die angenommenen Spannungen, sondern die beobachteten Deformationen analysiert, deren Richtung und Intensität durch strukturgeologische Untersuchungen bestimmt werden können. Die tektonische Orientierung nach dem System von HARLAND wird auf Himmelsrichtungen bezogen, während die hier vorgeschlagene Analyse des Deformationsregimes in einem Koordinationssystem durchgeführt wird, das auf den Faltenbau bezogen ist.

Die Analyse der Deformationsregime weist folgende Vorzüge auf: 1. Die Analyse ist universell. 2. Sie ermöglicht eine Loslösung von strukturellen Deformationserscheinungen, d.h., mit ihr lassen sich die Ergebnisse auch unabhängig von der angewendeten Methodik vergleichen. 3. Das Koordinatensystem der Deformationsanalyse wird auf den Faltenbau bezogen und ändert seine horizontalen Achsen gemeinsam mit diesem. Deshalb ist das gewonnene Ergebnis frei von Fehlern, die sich aus der gekrümmten Form des Faltengürtels, der nachfolgenden Drehung von Krustenschollen usw. ergeben. Bei einer Deformationsanalyse kann nicht selten festgestellt werden, daß Strukturformen,

1) Diese Schlußfolgerung gilt dann, wenn zu Beginn der Faltenbildung im System  $x'y'z$  bereits zwei sich kreuzende Faltungen im System  $xyz$  vorliegen. Anderenfalls können Strukturformen entstehen, deren kleinste Deformationsachse unter einem geringen Winkel zur theoretischen Richtung der Achsen  $y$ ,  $x'$  oder  $y'$  orientiert ist. Im Hinblick auf die nur näherungsweise mögliche Ermittlung der Größen bei der tektonischen Analyse und um das Schema nicht zu komplizieren, kann diese geringe Winkeldifferenz vernachlässigt werden.

2) Das vollständige System umfaßt bei räumlicher Deformation 48 tektonische Regime (BURTMAN 1970).

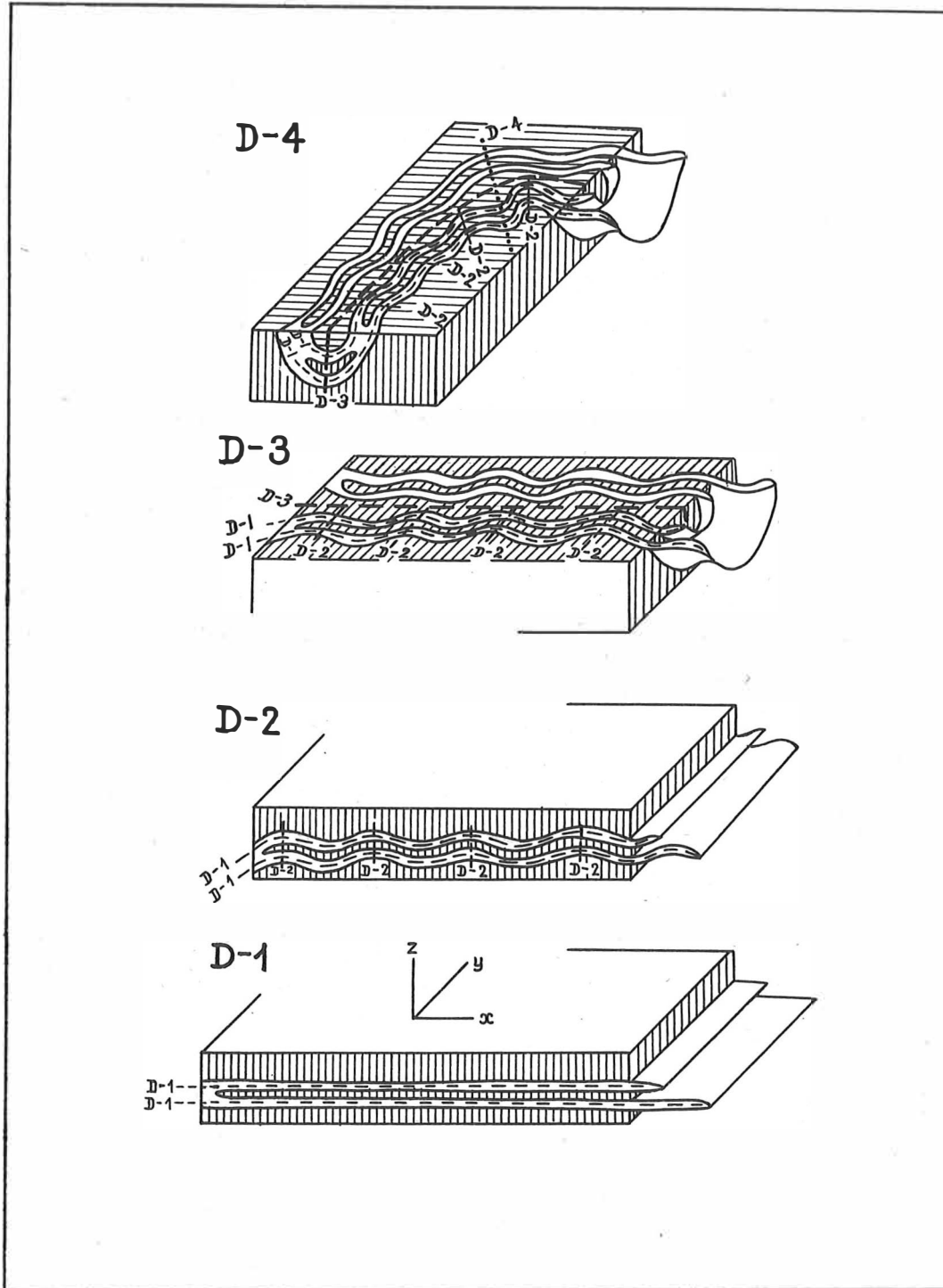


Abb. 4. Stereogramm zur Veranschaulichung der Überlagerung von vier Deformationsstadien (D-1, D-2, D-3 und D-4)

die in den verschiedenen Teilen des Faltensystems auftreten und gegenwärtig eine unterschiedliche Orientierung aufweisen, in Wirklichkeit zu ein und demselben System gehören (und gleichzeitig entstanden sind), dessen Lageänderung nachträglich eingetreten ist.

## 2.2. Deformationsstil

Das gleiche Resultat einer Deformation kann auf verschiedenen Wegen erreicht werden. So kann z.B. die Einengung eines Faltensystems durch Deckenüberschiebungen oder auch durch Faltung eintreten. Die während eines Deformationsstadiums überwiegend entstehenden Strukturformen bestimmen den Deformationsstil. Bei dessen Analyse genügt es, nach der Richtung der Schichtverbiegung folgende drei Falten Typen zu unterscheiden: vertikale (Schichtverbiegung in vertikaler Richtung), horizontale und liegende Falten (Abb. 3).

Jeder Falten Typ bildet sich bei einer bestimmten Kräfteverteilung und wird durch eigene Strukturassoziationen gekennzeichnet. Horizontale Falten sind mit Seitenverschiebungen verknüpft, liegende Falten mit Deckenüberschiebungen, vertikale Falten mit Brüchen verschiedenen Typs.

## 2.3. Stadien, Episoden und Etappen der Deformation, Deformationsreihen

Stadien der Deformation können dann unterschieden werden, wenn eine Änderung entweder des Regimes oder des Deformationsstils vorliegt. In Abb. 4 ist ein Komplex dargestellt, der vier Deformationsstadien durchlaufen hat. Im Stadium D-1 sind beim Deformationsregime  $\alpha Z$  liegende Falten entstanden. Beim Übergang von D-1 zu D-2 erfolgte ein Wechsel des Deformationsstils - die liegenden Falten wurden von vertikalen abgelöst. Dabei blieb das Deformationsregime gegenüber D-1 unverändert. Beim Übergang von D-2 zu D-3 hat sich das Deformationsregime geändert ( $\gamma Z$  im Stadium D-3), der Deformationsstil dagegen nicht. Der Übergang zum Stadium D-4 entspricht einem Wechsel sowohl des Deformationsregimes ( $\alpha Y$  im Stadium D-4) als auch des Deformationsstils.

Änderungen des Regimes und des Stils können allmählich verlaufen oder mit Deformationsunterbrechungen verbunden sein. Nicht selten sind Fälle, in denen nach einer stratigraphisch ermittelten Unterbrechung die Deformation im bisherigen Regime und Stil weiter andauert. Hierbei soll von mehreren Deformationsepisoden innerhalb eines Stadiums (D-1a, D-1b, D-1c usw.) gesprochen werden.

Der Wechsel des Deformationsstils kennzeichnet den Übergang von einer Deformationsetappe zur anderen. Der in Abb. 4 dargestellte Komplex stellt die Folge von drei Deformationsetappen dar. In der I. Etappe bildeten sich liegende Falten des Stadiums D-1, in der II. Etappe vertikale Falten der Stadien D-2 und D-3. In der III. Deformationsetappe entstand im Stadium D-4 eine horizontale Falte.

Bei einer Analyse des Deformationsablaufs darf die Bedeutung von Winkeldiskordanzen nicht überschätzt werden. Regime und Stil der Deformation können im Verlauf eines durch Diskordanz gekennzeichneten Intervalls mehrfach wechseln.

Die sich zeitlich ablösenden Deformationsstadien bilden eine **D e f o r m a - t i o n s r e i h e**, die eine Evolution des Deformationsprozesses anzeigt.

Jedes Deformationsstadium erzeugt verschiedene syngenetische Strukturformen. Einander gleichwertige Strukturformen entstehen direkt unter der Einwirkung eines Spannungsfeldes. Ungleichwertige Formen werden in Haupt- und in abgeleitete Glieder unterteilt; die letzteren bilden sich unter der Einwirkung lokaler Spannungen in Abhängigkeit von der strukturellen Gestaltung der Hauptform. Eine abgeleitete Struktur kann ihrerseits die Hauptstruktur zu einem nachgeordneten Element darstellen. Damit wird auf die Zuordnung der Strukturformen zu Strukturen verschiedener Bedeutung und verschiedener Kategorien hingewiesen.

Strukturen der I. Kategorie bestimmen Deformationsstil und -regime eines geologischen Körpers. Diese Strukturen bilden ein System von Dislokationen, das entweder gleich ist oder sich innerhalb des analysierten Körpers regelmäßig ändert. Ein solches Deformationssystem ist durch Deformationen der folgenden Stadien nachträglich verzerrt worden.

Häufig können infolge ungenügender Aufschlußverhältnisse die Beziehungen zwischen den Strukturformen der I. Kategorie, die in verschiedenen Deformationsstadien entstanden sind, nicht unmittelbar beobachtet werden. In solchen Fällen kommen indirekte Untersuchungsverfahren in Betracht: a) Untersuchung der Reihenfolge bei der Entstehung von Mesostrukturen; b) Erforschung der Beziehungen der Mesostrukturen zu den Strukturen der I. Kategorie, so daß die Abfolge der Strukturen der I. Kategorie geklärt wird.

Anschließend werden Ergebnisse einer Deformationsanalyse für paläozoische Geosynklinalsysteme vorgelegt. Diese Analyse basiert auf den soeben erörterten Prinzipien und der beschriebenen Methodik.

### 3. Evolution der Deformationen paläozoischer Geosynklinalsysteme

#### 3.1. Kaledoniden Nordeuropas

##### 3.1.1. Skandinavien

Die kaledonischen Decken Skandinaviens (Abb. 5) sind auf den Rand der Osteuropäischen Tafel aufgeschoben. Das Autochthon setzt sich aus alten Gesteinen des Baltischen Schildes und dem altpaläozoischen Tafeldeckgebirge zusammen.

Der untere (I.) allochthone Komplex umfaßt miogeosynklinales Wendium und unteres Paläozoikum. Er enthält mehrere tektonische Decken. In Schweden bestehen die unteren Decken aus kambrosilurischen Gesteinen (Jämtland-Decken), die oberen aus Quarziten des Wendiums. In anderen Gebieten liegen die Quarzitdecken dem autochthonen Kambrium



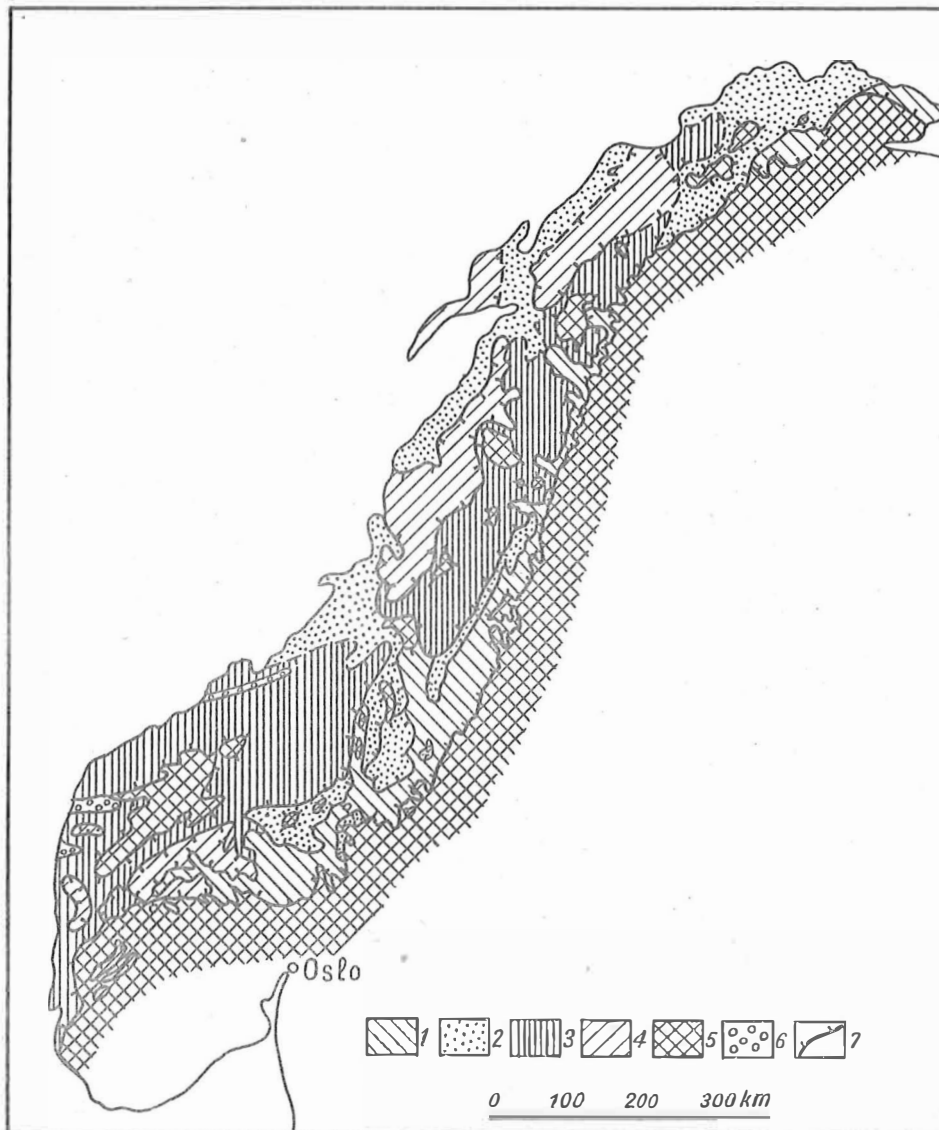


Abb. 5. Tektonisches Schema der Kaledoniden Skandinaviens; zusammengestellt nach ASKLUND 1961, BRUECKNER 1969, GUSTAVSON 1972, HOLTEDAHL 1960, KVALE 1960, MAGNUSSON 1958, NICHOLSON & RUTLAND 1969, OPTEDAHL 1966, SIEDLECKA 1967, STRAND 1961, STRAND & KULLING 1972, WOLFF 1967

1-4 - Allochthon: 1 - unterer, 2 - zweiter, 3 - dritter, 4 - oberer Komplex;  
 5 - Autochthon (Gesteine des Baltischen Schildes); 6 - devonische Molasse;  
 7 - Überschiebungsbahnen

unmittelbar auf. Einige der unteren Decken enthalten als Parautochthon Gesteine des Fundaments des Baltischen Schildes und des Tafeldeckgebirges. Die Basis des I. allochthonen Komplexes liegt konkordant zu dem autochthonen Kambrium und ist gemeinsam mit diesem deformiert.

Der II. allochthone Komplex weist einen zweigliedrigen Aufbau auf. Die untere Decke besteht aus mylonitisierten Graniten, Syeniten und Gneisen (Offerdal-Decke in Schweden und Analoga in Norwegen). Die obere Decke (Serv-Decke in Schweden, Kvitvola-Decke in Südnorwegen) enthält metamorphes Wendium und unteres Paläozoikum.

Der III. allochthone Komplex setzt sich aus eugeosynklinalen Kambrosilur (Trondheim-Fazies) und den liegenden älteren Gesteinen zusammen. Es handelt sich um die untere Jotun-Decke (Otta) und die Trondheim-Decke in Südnorwegen, die Seve-Decke in Schweden usw.

Der obere (IV.) allochthone Komplex (Rodingsfjell-Decke usw.) besteht aus Ablagerungen, deren Metamorphosegrad die Amphibolitfazies erreicht. Diese Gesteine (Nordland-Fazies) werden mit Vorbehalt zum Altpaläozoikum gerechnet; sie sind vorwiegend aus miogeosynklinalen pelitischen Ablagerungen hervorgegangen. In Südnorwegen ist der IV. allochthone Komplex durch die obere Jotun-Decke vertreten, die sich aus bis zur Granulitfazies umgewandeltem Proterozoikum zusammensetzt.

Insgesamt enthalten die allochthonen Komplexe I und II miogeosynklinales Wendium, Kambrium, Ordovizium und Silur sowie Gesteine des kristallinen Fundaments. Diese Miogeosynklinale lag im SE-Teil der kaledonischen Geosynklinale am Rande des Osteuropäischen Kontinents. Zum III. allochthonen Komplex gehören mit Sicherheit eugeosynklinale Ablagerungen des Altpaläozoikums und wahrscheinlich die Ultrabasite und Gabbroide des ozeanischen Fundaments der Eugeosynklinale. Der obere (IV.) allochthone Komplex baut sich aus Gesteinen einer anderen Miogeosynklinale auf, die dem Nordwestrand des kaledonischen Protoatlantischen Ozeans, also dem Rand des kaledonischen Nordamerikanischen Kontinents, angehörte.

Die minimale Schubweite der Decken kann anhand der tektonischen Fenster ermittelt werden, in denen präkambrische Granite und kambrisches Deckgebirge des Baltischen Schildes auftreten. Einzelne Fenster sind 70 bis 100 km von der Deckenfront entfernt. Die meisten Forscher verlegen die Wurzelzone der kaledonischen Decken Skandinaviens in die Norwegische See. In diesem Falle beträgt die Amplitude der Deckenüberschiebungen mehr als 200 km.

Eine zeitliche Analyse der von verschiedenen Bearbeitern (BENNETT 1970; BINNS 1967; GUSTAVSON 1972; HENLEY 1971; HOLMES 1966; HOSSACK 1967; NICHOLSON & RUTLAND 1969; NICKELSEN 1967; OFTEDAHL 1966; PEACEY 1963, 1964; D.M. RAMSAY 1971; D. ROBERTS 1972; ROBERTS, SPRINGER & WOLFF 1970; RUTLAND 1959; RUTLAND & NICHOLSON 1965; STRAND 1960; STRAND & KULLING 1972; VOGT 1955; WELLS & BRADSHAW 1970; WOLFF 1967) beschriebenen Strukturformen ermöglicht Schlußfolgerungen über den Deformationsablauf im skandinavischen Teil der kaledonischen Geosynklinale. Zunächst entstanden im oberen Silur Decken, die sich auf nicht dislozierte Ablagerungen am Rand des Baltischen Schildes schoben. Für die Eugeosynklinale und die südliche Mio-

geosynklinale waren es die ersten Dislokationen. Die Gesteine der nördlichen Miogeosynklinale hatten zu dieser Zeit bereits mehrere Deformationsstadien durchlaufen - die tektonischen Decken des IV. allochthonen Komplexes setzen sich aus bereits vorher dislozierten Ablagerungen zusammen. Während der Deckenbildung entstanden in den Gesteinen der allochthonen Komplexe liegende Falten.

In der II. Deformationsetappe wurden die Deckenpakete zu vertikalen Falten deformiert. Bereichsweise sind zwei Stadien bei der Bildung der synformen und der antiformen Falten festzustellen. Zeitlich fällt die II. Deformationsetappe an das Ende des Silurs und in das Devon.

Zur III. Deformationsetappe gehören Querstörungen und die Entstehung der Bergener Bögen an der Westküste Norwegens. Der Bau des Raumes Bergen wird als eine aus Decken zusammengesetzte synforme Falte interpretiert. Diese synforme Falte ist nach ihrer Entstehung bogenförmig in horizontaler Richtung deformiert worden. Horizontale Verbiegungen und Seitenverschiebungsbewegungen haben im Oberdevon und später stattgefunden.

### 3.1.2. Britische Inseln

Die miogeosynklinale Zone der britischen Kaledoniden befindet sich im Bereich der Northern und Grampian Highlands in Schottland und im nördlichen Irland. In dieser Zone treten metamorphes Präkambrium, Kambrium und Ordovizium sowie devonische Molasse auf. Die Moine-Überschiebung trennt diese Zone von der Eria-Tafel. Nach SE folgen stratigraphisch immer jüngere miogeosynklinale Gesteine. Diese Abfolge ist durch Überschiebungen und liegende Falten gestört. Die Hauptüberschiebungen trennen vier Struktureinheiten voneinander (Glenelg-, Ross-shire-, Ballappel- und Iltay-Einheit), die sich durch folgende Besonderheiten auszeichnen: In den verschiedenen Struktureinheiten liegen gleichaltrige und gleichartige Ablagerungen vor. Die Überschiebungen weisen geringe Amplituden auf, und bei ihrem Ausklingen verlieren sich die Grenzen zwischen den Struktureinheiten. Demnach gehören die genannten Struktureinheiten zu einer niedrigeren Kategorie im Vergleich zu denen Skandinaviens. Den letzteren entsprechen ihrem Rang nach die miogeosynklinale und die eugeosynklinale Zone der Britischen Inseln.

Die eugeosynklinale Zone umfaßt die Southern Highlands in Schottland sowie große Teile von England, Wales und Irland. Ein typisches eugeosynklinales Profil ist in Ayrshire bekannt. In seinem unteren Teil kommen metamorphe Grünschiefer und Serpentinite vor. Auf diesen Gesteinen liegen Pillowlaven, Kieselgesteine und Schiefer mit Arenig-Graptolithen. Die altpaläozoischen Ablagerungen der eugeosynklinalen Zone sind schwach metamorph.

**Z e i t l i c h e   A b f o l g e   d e r   D e f o r m a t i o n e n :** Aus den zahlreichen von britischen Geologen (ANDERSON & OWEN 1968; BARBER 1965; BORRADAILE 1972; CHRISTIE 1963; P. CLIFFORD 1960; T.N. CLIFFORD 1957; CURRALL 1963; DEWEY 1967; DEWEY & PANKHURST 1970; DICKINSON 1973; FLEUTY 1961; HOLM, ROBERTS & SIMPSON 1963; JOHNSON 1960; KENNEDY 1946; B.C. KING & RAST 1955; PITCHER u.a. 1964; POWELL 1966;

Tab. 1. Deformationen in den britischen Kaledoniden

Deformationszeit	Deformationsstil							Deformationsregime	Deformationsstadium
	Zone der Moine-Überschiebung	Northern Highlands in Schottland	Grampian Highlands	Connemara-Gebirge	Southern Highlands in Schottland und Irland	Cumberland-Gebirge und Insel Man	Wales		
Oberdevon oder später	Seitenverschiebungen	Seitenverschiebungen, horizontale Falten	Seitenverschiebungen	Seitenverschiebungen	Seitenverschiebungen, horizontale Falten	Seitenverschiebungen	Seitenverschiebungen	x'Y'	Db-8
Mittel- und Oberdevon	vertikale Falten	-	-	-	-	vertikale Falten	vertikale Falten	yZ	Db-7
Mitteldevon	-	-	-	vertikale Falten	vertikale Falten	vertikale Falten	vertikale Falten	xZ	Db-6
Unterdevon	-	?	Klüfte, Gräben, Depressionen				-	zX	Db-5
Obersilur	Decken	-	-	-	vertikale Falten	vertikale Falten	vertikale Falten, Decken	xZ	Db-4
Unteres Ordovizium	vertikale Falten	vertikale Falten	vertikale Falten	vertikale Falten	-	-	vertikale Falten (?)	xZ	Db-3
	vertikale Falten	vertikale Falten	vertikale Falten	-	-	-	-	yZ	Db-2
	Decken, liegende Falten	Decken, liegende Falten	Decken, liegende Falten	Decken	-	-	-	xZ	Db-1

J.G. RAMSAY 1958, 1963; RAST 1958; READ 1956; J.C. ROBERTS 1972; RUST 1965; SIMONY 1973; SIMPSON 1968; STURT 1961; SUTTON & WATSON 1954, 1958; TANNER 1971; WEISS & McINTYRE 1957; The British Caledonides 1963; The Geology of Scotland 1965) in verschiedenen Gebieten durchgeführten detaillierten Untersuchungen ergeben sich folgende Gesetzmäßigkeiten bei der Abfolge der Deformationen in den britischen Kaledoniden (Tab. 1):

1. Stadium Db-1<sup>1)</sup>: In der miogeosynklinalen Zone entstand ein fächerartig angeordnetes System von Decken und liegenden Falten. Dieser Fächer ist asymmetrisch, sein nordwestlicher Zweig ist viel breiter als der südöstliche. Die Deformationen fanden im Unteren Ordovizium statt. In der eugeosynklinalen Zone fehlen Deformationen des Stadiums Db-1.
2. Stadium Db-2: NW—SE streichende vertikale Falten bildeten sich nur in der miogeosynklinalen Zone. Deformationszeit: Unteres Ordovizium.
3. Stadium Db-3: In der gesamten Miogeosynklinale entstanden vertikale Falten "kaledonischer" Richtung. Die Achsen dieser Falten streichen in Schottland und im nordöstlichen Irland NE—SW. Weiter im Westen geht das Faltenstreichen in die E—W-Richtung über. Deformationszeit: Unteres Ordovizium. In der eugeosynklinalen Zone wurden Deformationen des Stadiums Db-3 nicht beobachtet.
4. Stadium Db-4: In der Eugeosynklinale entwickelten sich kaledonisch streichende vertikale Falten sowie entsprechende Auf- und Überschiebungen. Die miogeosynklinalen Zone wurde in diesem Stadium auf die Eria-Tafel aufgeschoben, ohne dabei selbst deformiert zu werden. Deformationszeit: Obersilur.
5. Stadium Db-5: In großen Teilen der Kaledoniden entstanden Rupturen, lineare Depressionen und andere durch Dehnungskräfte verursachte NE—SW streichende Strukturen. Deformationszeit: Unterdevon.
6. Stadium Db-6: In diesem Deformationsstadium setzte von neuem die Bildung NE—SW streichender vertikaler Falten ein. Deformationszeit: Mitteldevon.
7. Stadium Db-7: Vertikale Querfalten (NW—SE-Streichen) entstanden in einzelnen Streifen der Eugeosynklinale sowie an der Moine-Überschiebung. Wahrscheinliche Entstehungszeit dieser Deformationen: Mittel- oder Oberdevon.
8. Stadium Db-8: Bewegungen an Seitenverschiebungen. Linksseitige Verschiebungen mit NE—SW-Streichen überwiegen. Die rechtsseitigen Verschiebungen streichen NW—SE. Deformationszeit: Oberdevon oder später.

### 3.1.3. Evolution des Deformationsstils in den Kaledoniden Nordeuropas

Wahrscheinlich setzte sich die miogeosynklinalen Zone Schottlands in der nördlichen Miogeosynklinale Skandinaviens fort, deren Gesteine heute den IV. allochthonen Komplex bilden. Andererseits entspricht die kaledonische Eugeosynklinale der Britischen Inseln der Eugeosynklinale Skandinaviens (III. allochthoner Komplex). Die Fauna der Trondheim-Decken in Skandinavien hat amerikanische, die Fauna der eugeosynklinalen Zone der Britischen Inseln jedoch europäische Züge. Dies läßt sich dahingehend interpretieren, daß auf den Britischen Inseln und in Skandinavien Gesteine verschiedener Ränder des kale-

1) Db - Deformationen auf den Britischen Inseln

donischen Protoatlantiks vertreten sind: In Großbritannien sind es Gesteine des europäischen, in den Trondheim-Decken Gesteine des amerikanischen Randes. Das eugeosynklinale Allochthon Skandinaviens hat nur eine unzureichende Fauna geliefert. Es ist nicht ausgeschlossen, daß unter der Trondheim-Decke innerhalb des III. allochthonen Komplexes tektonische Decken auftreten, die sich aus Gesteinen des europäischen Randes zusammensetzen. Weiter südlich folgten die südliche miogeosynklinale Zone und die Osteuropäische Tafel.

Die oberdevonischen oder jüngeren Seitenverschiebungen Schottlands (Stadium Db-8) lassen sich gut mit dem letzten Deformationsstadium Skandinaviens korrelieren, das dort horizontale Falten und Blattverschiebungen hervorrief. Für die vertikalen Längs- und Querfalten, die im Oberen Silur und im Devon in der britischen eugeosynklinalen Zone gebildet wurden, finden sich in den eugeosynklinalen Gesteinen Skandinaviens Analoga. In Skandinavien erfassen diese Deformationen das gesamte, aus eu- und miogeosynklinalen Gesteinen aufgebaute Deckenpaket. Die in Skandinavien im Obersilur entstandenen Decken und liegenden Falten entsprechen der Überschiebung der schottischen Miogeosynklinale auf die Eria-Tafel (Stadium Db-4). In beiden Regionen erfolgte die Deckenbildung nach Abschluß der Metamorphose in der nördlichen miogeosynklinalen Zone. In der eugeosynklinalen Zone der Britischen Inseln entstanden zu dieser Zeit vertikale NE-SW streichende Falten, die durch Auf- und Überschiebungen kompliziert wurden. Auch einzelne Decken sind hier bekannt.

Ordovizische Deformationen der schottischen Miogeosynklinale können den prämetamorphenen Deformationen Skandinaviens gegenübergestellt werden, die in den miogeosynklinalen Ablagerungen des IV. allochthonen Komplexes beobachtet werden. Sie sind in Skandinavien durch Decken und isoklinale Falten vertreten. Nach Stil und Regime der Deformationen entsprechen sie dem Stadium Db-1 bzw. den Stadien Db-1 und Db-2 der Britischen Inseln.

Aus den Angaben für beide Gebiete ergibt sich für die Evolution der Deformationen in den Kaledoniden Nordeuropas folgendes: Das kaledonische Geosynklinalsystem umfaßte die Randgebiete zweier Kontinentalblöcke (des Nordamerikanischen und des Osteuropäischen Blockes) sowie die protoatlantische Ozeanstruktur, die im frühen Paläozoikum zwischen diesen beiden Kontinentalblöcken lag. Der Nordamerikanische Kontinent ist in Großbritannien durch die Eria-Tafel vertreten. Am Rand dieses Kontinents befand sich die nördliche Miogeosynklinale des Geosynklinalsystems, die im Ordovizium Deformation sowie intensive Metamorphose erlitt. Anfangs entstand hier ein divergentes System von Decken und liegenden Falten, später bildeten sich allmählich zwei Systeme vertikaler Falten aus. Auf dem miogeosynklinalen Rand des Osteuropäischen Kontinents gab es im Ordovizium keine Deformationen.

Die Schließung der kaledonischen protoatlantischen Ozeanstruktur erfolgte im Silur. Ende Silur entstand eine Verbindung zwischen der amerikanischen und der europäischen (baltischen) Faunenprovinz (TURNER 1970). In Skandinavien vereinigten sich der nördliche und der südliche Kontinentalblock, und anschließend wurden die Gesteine des miogeosynklinalen Randes des Nordamerikanischen Kontinents auf den Osteuropäischen Kontinent überschoben. Infolgedessen befinden sich heute ozeanische Krustengesteine zwischen tektonischen Decken aus kontinentalem Krustenmaterial. Der miogeosynklinale

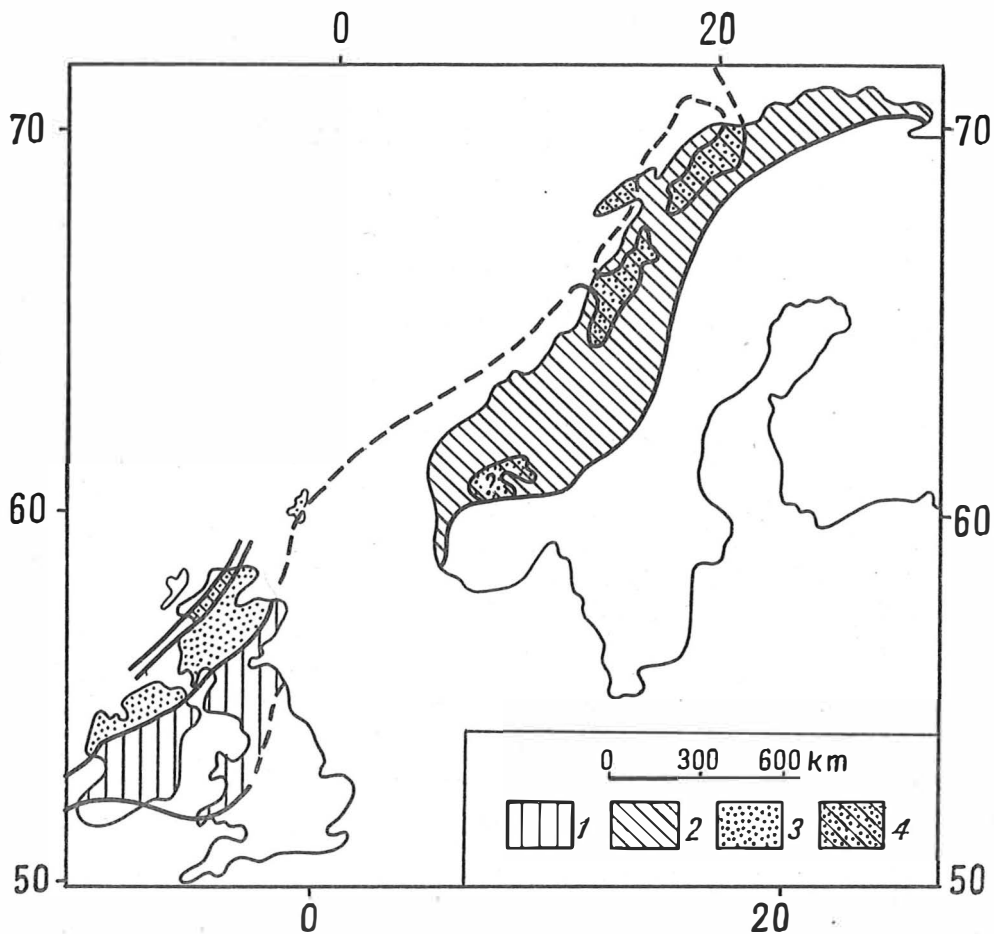


Abb. 6. Deformationsreihen in den Kaledoniden Nordeuropas  
 1 - Moffat-Reihe, 2 - Trondheim-Reihe, 3 - Grampian-Reihe, 4 - Nordland-Reihe

Rand des Osteuropäischen Kontinentalblocks wurde hierbei zu einem Stapel von parallochthonen und parautochthonen Decken, die sich auf die Tafel schoben. Auf den Britischen Inseln gibt es keine Spuren der Aufschiebung eines Kontinents auf den anderen wie in Skandinavien. Decken bildeten sich auf den Britischen Inseln innerhalb der eugeosynklinalen Zone (Decke von Carmel-Head u.a.) und blieben auf einzelne Gebiete beschränkt. Der miogeosynklinale Rand des Nordamerikanischen Kontinentalblockes ist monolithisch in nördlicher Richtung auf die Eria-Tafel überschoben worden. Hierbei entstanden in der Grenzzone die relativ kleinen parallochthonen und parautochthonen Moine-, Kinloch-Kishorn-, Assynt-Decken usw., die sich aus Miogeosynklinal- und Tafelablagerungen zusammensetzen. Die tektonische Beanspruchung war auf den Britischen Inseln im betrachteten Zeitraum erheblich geringer als in Skandinavien. Deswegen ist der Deformationsstil in beiden Gebieten verschieden; in Skandinavien sind es Decken und liegende Falten, auf den Britischen Inseln dagegen vertikale Falten und nur untergeordnet Decken.

Quereinengung setzte sich auch später fort, als in beiden Gebieten die Bildung vertikaler, kaledonisch streichender Falten erfolgte. Im Anschluß daran entstanden vertikale Querfalten, und nach einer Unterbrechung setzten am Ende des Devons oder später Deformationen in horizontaler Ebene ein (Seitenverschiebungen, horizontale Falten).

In den Kaledoniden Nordeuropas können (BURTMAN 1976) nach der Abfolge der Faltungsprozesse die *D e f o r m a t i o n s r e i h e n* von Grampian, Moffat, Trondheim und Nordland unterschieden werden (Tab. 2, Abb. 6).

Die Grampian-Reihe kennzeichnet den Rand des paläozoischen Nordamerikanischen Kontinents und ist durch die miogeosynklinale Zone Schottlands und Irlands vertreten. Ihre Deformationsabfolge findet sich auf dem gesamten Gebiet dieser Miogeosynklinale mit Ausnahme der Moine-Decke. In der I. Deformationsetappe entstanden liegende Falten und Decken, in der II. Etappe vertikale Quer- und Längsfalten. Diese beiden Deformationsetappen lagen im Unteren Ordovizium. In der III. Etappe entstanden Seitenverschiebungen und horizontale Falten. II. und III. Etappe sind durch einen Hiatus getrennt, der einen erheblichen Teil des Ordoviziums sowie Silur und Devon umfaßt.

Die Moffat-Reihe wird durch die Deformation der protoatlantischen Ozeanstruktur der britischen Eugeosynklinalezone gekennzeichnet. Es ist eine unvollständige Variante der Trondheim-Reihe, in der die I. Deformationsetappe (Überschiebungen) fehlt. Im höheren Silur und im Devon bildeten sich hier vorwiegend vertikale Falten zunächst mit kaledonischem Streichen und danach in Querrichtung. Später entstanden Seitenverschiebungen und mit ihnen verknüpfte horizontale Falten.

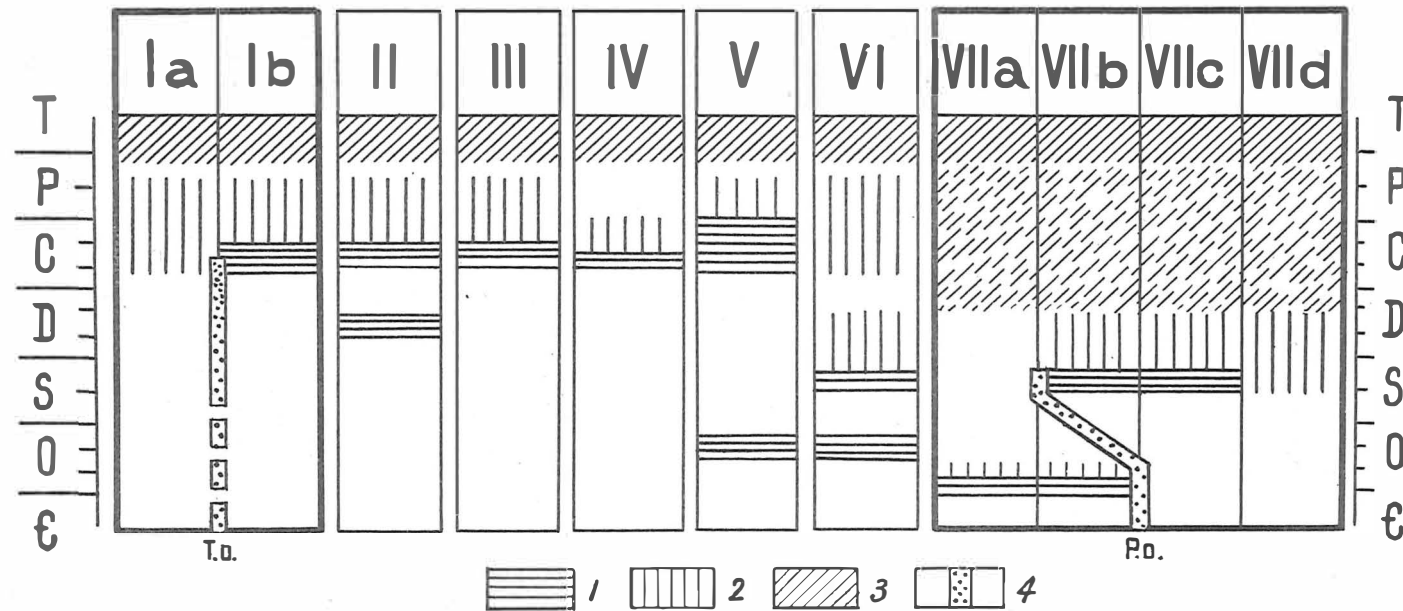
Die Trondheim-Reihe kennzeichnet die drei unteren allochthonen Komplexe der skandinavischen Kaledoniden und damit die Deformationen am Rand des Osteuropäischen Kontinents und in den überschobenen Gesteinen des Protoatlantiks. In der I. Etappe entstanden Decken, in der II. Etappe vertikale Falten zunächst in kaledonischer und dann in Querrichtung. Die I. und II. Deformationsetappe gehören dem Obersilur und Devon an. In der anschließenden III. Deformationsetappe dominieren horizontale Falten und Seitenverschiebungen.

Die Nordland-Reihe stellt eine zusammengesetzte Reihe dar. Sie umfaßt die Deformation der miogeosynklinale Gesteine vom Rand des Nordamerikanischen Kontinents und die Überschiebung auf den Rand des Osteuropäischen Kontinents am Ende des Silurs. Heute bilden die Gesteine den IV. allochthonen Komplex der skandinavischen Kaledoniden. Die Deformationen dieses Komplexes entwickelten sich zunächst nach dem Grampian-Typ. Gegen Ende des Silurs wurden diese Gesteine auf den Rand des Osteuropäischen Kontinents überschoben. Hier unterlagen sie Deformationen nach dem Trondheim-Typ. Demnach besteht die Nordland-Deformationsreihe aus den beiden ersten Etappen der Grampian-Reihe und den anschließenden drei Etappen der Trondheim-Reihe. Zur Nordland-Reihe gehören auch die Deformationen der Moine-Decke.



Tab. 2. Korrelationsschema der Deformationsetappen paläozoischer Geosynklinalsysteme

I - Variszischer Tjanschan (Ia - Kirgisische Deformationsreihe, Ib - Alai-Deformationsreihe),  
 II - Ural, III - Kantabrische Zone in Spanien, IV - Harz, V - Südliche Appalachen, VI - Nördliche Appalachen, VII - Kaledoniden Nordeuropas (VIIa - Grampian-, VIIb - Nordland-, VIIc - Trondheim-,  
 VIId - Moffat-Deformationsreihe). - 1 - Deckenbildung (I. Deformationsetappe), 2 - Bildung vertikaler Falten usw. (II. Deformationsetappe), 3 - Bildung horizontaler Falten und Seitenverschiebungen (III. Deformationsetappe), 4 - Existenz ozeanischer Strukturen in den Varisziden des Tjanschans und in den Kaledoniden Nordeuropas. - T.O. - Turkestan-Ozeanstruktur; P.O. - Protoatlantischer Ozean



### 3.2. Appalachen

Im Paläozoikum stellten die **N ö r d l i c h e n A p p a l a c h e n** die unmittelbare Fortsetzung der britischen Kaledoniden dar. Die Appalachen-Geosynklinale weist in bezug auf die Geschichte der kaledonischen Deformation viele Ähnlichkeiten mit Nordeuropa auf. Am Rande des kaledonischen Nordamerikanischen Kontinents entstanden die ersten takonischen Decken in der zweiten Hälfte des Ordoviziums. Zu dieser Zeit waren die eugeosynklinalen Ablagerungen infolge von Überschiebungen in den Bereich der miogeosynklinalen Zone gelangt. BIRD & DEWEY (1970) unterscheiden zwei Episoden (Dna-1a und Dna-1b)<sup>1)</sup> bei der von Flysch- und Olisthostromablagerungen begleiteten Deckenbildung. Die Flyschsedimentation dauerte auch zwischen den Überschiebungszeiten an. Die takonischen Decken sind in überkippte und liegende Falten gelegt (CADY 1968, 1969; ZEN 1967, 1972). Nach den Angaben von ZEN entstanden diese Falten nicht zusammen mit den tektonischen Decken, sondern etwas später, aber innerhalb des gleichen Deformationsstadiums (Episode Dna-1c). Alle Strukturformen des Stadiums Dna-1 weisen Vergenz nach NW, d.h. gegen den Kontinent, auf.

Einer späteren Zeit gehören die Deformationen an, bei denen große vertikale, vorwiegend konzentrische streichende Falten sowie nordwestvergente Überschiebungen entstanden (CADY 1967, 1968). Diese Strukturformen mit appalachischem Streichen haben sich im Verlauf von zwei Deformationsstadien gebildet, vorwiegend im Devon während des akadischen Stadiums (Dna-2), weniger intensiv nach dem Unterkarbon als Allegheny-Faltung (Dna-3). Im nächsten Stadium (Dna-4) wurden transversale Seitenverschiebungen betätigt (RODGERS 1970). Die Stadien Dna-1 und Dna-2 sind kaledonisch, Dna-3 und Dna-4 variszisch.

Gleichzeitig mit den Deformationen in der britischen Eugeosynklinalzone bildeten sich innerhalb der eugeosynklinalen Zone der Nördlichen Appalachen im Obersilur und Unterdevon liegende Falten und Decken (DEWEY 1969). Diese Strukturformen sind in den Nördlichen Appalachen nordwestvergent (CADY 1967). Ihre Entstehung hängt wahrscheinlich mit der gleichzeitigen Schließung des Protoatlantiks zusammen. Später wurden die Gesteine der eugeosynklinalen Zone gemeinsam mit denen der miogeosynklinalen Zone deformiert.

In den **S ü d l i c h e n A p p a l a c h e n** sind die kaledonischen Strukturen teilweise durch intensive jungpaläozoische Vorgänge überprägt. Spuren älterer Deformationen sind aber in den Südlichen Appalachen in vielen Gebieten beobachtet worden (BUTLER 1973; HIGGINS 1973; P.B. KING 1955, 1964; RANKIN, ESPENSHADE & SEAW 1973; RODGERS 1970; ROPER & JUSTUS 1973; usw.). Aus Südtennessee ist von P.B. KING (1955, 1964) die Greenbrier-Decke beschrieben worden, die heute in die jungpaläozoische Great-Smoky-Decke einbezogen ist. Diese setzt sich aus metamorphem Oberkambrium und Altpaläozoikum zusammen, die auf nichtmetamorphes Paläozoikum der Valley-and-Ridge-Provinz überschoben sind. Die Greenbrier-Decke ist jedoch vor der Metamorphose entstanden - die metamorphen Isograde queren die Decke.

---

1) Dna - Deformationen der Nördlichen Appalachen

Somit ergibt sich für die Südlichen Appalachen folgende Deformationsreihe<sup>1)</sup>:

1. Dsa-1: Bewegung der Greenbrier-Decke nach NW. Der Überschiebungsvorgang war von plastischen Deformationen im Deckenkörper und in den unterlagernden Gesteinen begleitet. Die belegbare Überschiebungsweite beträgt 45 km. P.B. KING hält dieses Deformationsstadium mit Vorbehalt für takonisch.
2. Dsa-2: schwache Deformationen, wahrscheinlich gleichzeitig mit der Metamorphose.
3. Dsa-3: Bildung der Great-Smoky-Decke. Diese Deckenbewegung war ebenfalls gegen den Kontinent gerichtet. Ihre Amplitude erreicht einige Dekakilometer. Die Überschiebung entstand nach dem Unterkarbon.
4. Dsa-4: Faltung der Great-Smoky-Decke unter Bildung von vertikalen Falten mit appalachischem Streichen. Diese Deformationen erfolgten gleichzeitig mit der Faltung der Valley-and-Ridge-Provinz, wo auch Oberkarbon in die Faltung einbezogen ist.
5. Dsa-5: Bewegungen an Transversalverschiebungen.

In dieser Abfolge gehören die Stadien Dsa-1 und Dsa-2 zur kaledonischen und Dsa-3, Dsa-4, Dsa-5 zur variszischen Epoche.

Die variszischen Deformationen waren in den Südlichen Appalachen sehr intensiv. Im Stadium Dsa-3 entstanden die Blue-Ridge-Decken, deren Schubweite in North Carolina und in Tennessee 65 km erreicht (RANKIN, ESPENSHADE & SHAW 1973). In einigen Abschnitten sind im Bereich des Stadiums Dsa-3 mehrere Episoden von Deckenbewegungen festzustellen (P.B. KING & FERGUSON 1960). Vertikale Falten des Stadiums Dsa-4 konnten im gesamten Faltensystem verfolgt werden. Weit verbreitet sind auch transversale Seitenverschiebungen Dsa-5 (BUTLER 1973; RODGERS 1970). Im Streichen der Appalachen verringert sich die Bedeutung der variszischen Deformationen nach NE, wobei aus der Abfolge einzelne Stadien, beginnend mit dem frühesten, ausfallen. Deformationen, die in den Südlichen Appalachen zur Bildung der Strukturen Dsa-3 geführt haben, fehlen in den Nördlichen Appalachen oder sind nur sehr schwach entwickelt. Das Stadium Dsa-4 hat in den Nördlichen Appalachen eine erheblich geringere Bedeutung als im Süden. In Nordeuropa fehlen Deformationen, die mit den Stadien Dsa-3 und Dsa-4 vergleichbar sind; nur die Seitenverschiebungen können als synchrone variszische Deformationen sowohl in Nordeuropa als auch in den Appalachen angesehen werden.

### 3.3. Ural

Die Strukturentwicklung des Südurals umfaßt mehrere Stadien (IL'INSKAJA u.a. 1972)<sup>2)</sup>. Das Stadium Dsu-1, dem die Sakmara-Decken entsprechen, ist in zwei Episoden unterteilt. Zu Beginn (Episode Dsu-1a) bildeten sich in der Eifel-Stufe die Decken im eugeosynklinalen Ural heraus. Diese Decken wurden von Obereifel transgressiv überdeckt. Während der nachfolgenden Episode Dsu-1b im Givet erfolgte die Überschiebung des Deckenpakets

1) Dsa - Deformationen der Südlichen Appalachen

2) Dsu - Deformationen des Südurals

nach Westen auf den miogeosynklinalen Rand der Osteuropäischen Tafel, wo Givet transgressiv auflagert. Im nächsten Deformationsstadium (Dsu-2) wurden die Decken zusammen mit jüngeren Bildungen (bis einschließlich Tournai) zu liegenden Falten deformiert und weiter nach Westen transportiert. Im Perm (Stadium Dsu-3) führte die Deformation in den Decken der Ural-Westflanke und im Autochthon zu streichenden vertikalen Falten (KAMALETDINOV, KAZANCEV & KAZANCEVA 1970). Das nächste Deformationsstadium (Dsu-4) ist durch quer (E—W) gerichtete Antiform-Strukturen gekennzeichnet, wie sie aus dem Gebiet der Sakmara-Decken beschrieben wurden (IL'INSKAJA u.a. 1972). Zeitlich noch später erfolgten Bewegungen an Seitenverschiebungen.

Die Deckenbewegungen des Stadiums Dsu-1 gehören zur jungkaledonischen Epoche, während die Überschiebungen des Stadiums Dsu-2 und die späteren Deformationsstadien variszisch sind.

### 3.4. Variszischer Tjanschan

Die Varisziden des Tjanschans (Abb. 7, 8) stellen ein gefaltetes Deckensystem dar. Die primäre tektonische Zonalität vor Beginn der Überschiebungsbewegungen kann als palinspastische Rekonstruktion dargestellt werden (BURTMAN 1973, 1976). Das variszische

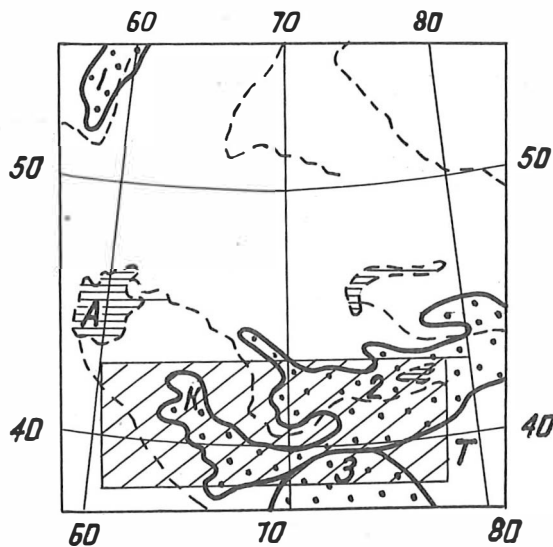


Abb. 7. Geographische Lage des Tjanschans  
 1 - Ural, 2 - Tjanschan, 3 - Pamir, A - Aralsee,  
 K - Kysylkum, T - Tarim-Senke;  
 Schrägschraffur: in Abb. 8 dargestelltes Gebiet

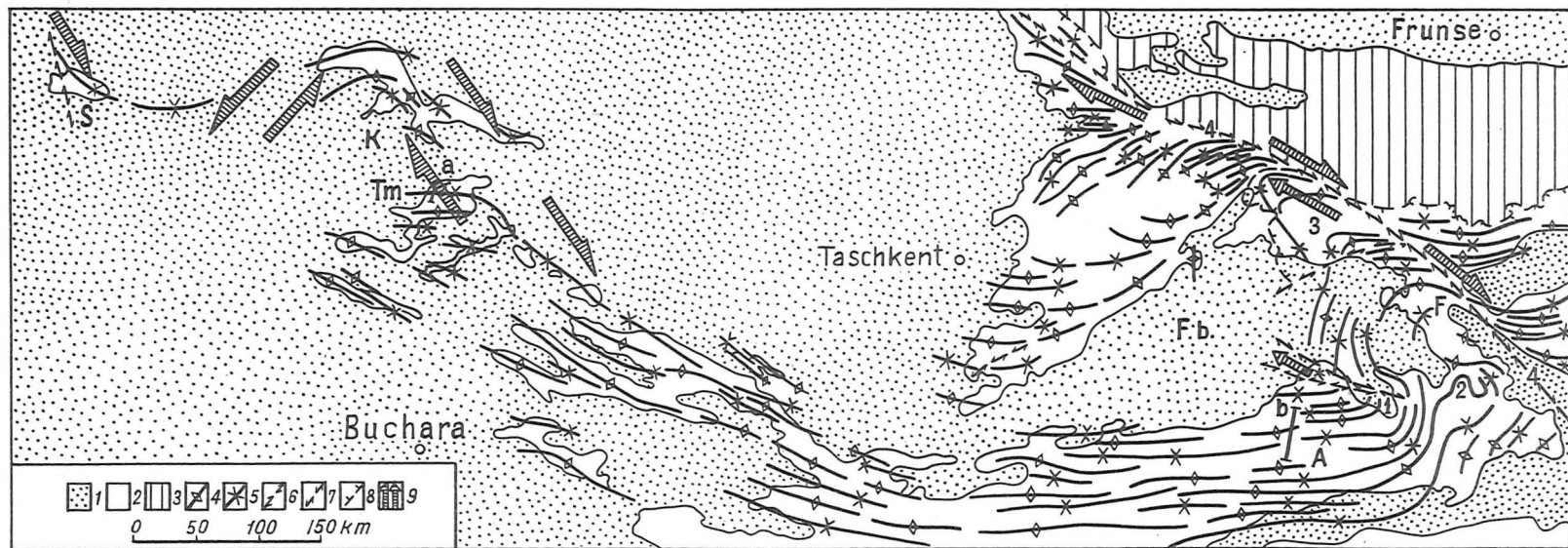


Abb. 8. Strukturformen des variszischen Tjanschans, die in den Deformationsstadien Dt-2 und Dt-3 entstanden sind

Symbole: 1 - Meso- und Känozoikum, 2 - Varisziden des Tjanschans, 3 - kirgisische Kaledoniden; 4-5 - Falten des Stadiums Dt-2: 4 - Antiklinalen und Antiformen, 5 - Synklinalen und Synformen; 6-8 - Strukturen des Stadiums Dt-3: 6 - rechtsdrehende Seitenverschiebungen, 7 - linksdrehende Seitenverschiebungen, 8 - Überschiebungen; 9 - Richtung der Relativbewegung im Stadium Dt-3. - A - Alai-Gebirge, F - Fergana-Gebirge, F.b. - Fergana-Bekken, K - Kysylkum, S - Sultanuizdag, Tm - Tamdytau-Gebirge, a und b - Profilinien (vgl. Abb. 9). - Bezeichnungen in der Karte: 1 - horizontale Tar-Falte, 2 - horizontale Akbogus-Falte, 3 - Nordfergana-Flock, 4 - Talass-Fergana-Seitenverschiebung

Geosynklinalsystem des Tjanschans bestand im Silur, Devon und Unterkarbon aus drei Kontinentalblöcken und zwei dazwischen liegenden Strukturen mit ozeanischem Krustenbau. Es handelt sich um folgende Strukturelemente (von Nord nach Süd): Kirgisischer Kontinentalblock, Turkestan-Ozeanstruktur, Alai-Kontinentalblock, Gissar-Ozeanstruktur, Tadshikischer Kontinentalblock.

Der Faltungsprozeß verlief im gesamten variszischen Tjanschan gleichartig. Hierbei sind drei Deformationsstadien zu unterscheiden, die als frühe Deformationen (Dt-1)<sup>1)</sup>, Deformationen der Morphogen-Epoche<sup>2)</sup> (Dt-2) und abschließende Deformationen (Dt-3) bezeichnet werden können.

#### 3.4.1. Frühe Deformationen

Am Ende des Unterkarbons und im Mittelkarbon<sup>3)</sup> erfolgte im variszischen Tjanschan die Deckenbildung (BURTMAN 1977) im Zusammenhang mit der gegenseitigen Annäherung des Kirgisischen und des Alai-Kontinentalblockes sowie mit dem Schließen der Turkestan-Ozeanstruktur. Die Decken sind aus Gesteinen der Randzone des Alai-Kontinents, der Turkestan-Ozeanstruktur und der Randzone des Kirgisischen Kontinents zusammengesetzt. Auf weite Erstreckung liegen die Überschiebungsflächen parallel zur Schichtung im hangenden Allochthon (Abb. 9). Demnach ging die Deckenbildung vor der Faltung und auf Schichtflächen vonstatten. Da die Deckenbahn außerdem parallel zur Schichtung in der Unterlage verläuft, müssen die Decken auf nicht dislozierte Ablagerungen überschoben worden sein.

Die beim Überschiebungsprozeß erzeugten Falten entstanden in jeder Decke autonom durch Fließen, Biegung und Stauchung. Meist handelt es sich um überkippte und liegende, südvergente Falten. Flysch- und Olisthostromablagerungen begleiten die Deckenbewegungen.

#### 3.4.2. Deformationen der Morphogen-Epoche (Stadium Dt-2)

Bereits während der Deckenbewegungen begann in den rückwärtigen Teilen der sich verschiebenden tektonischen Komplexe im Zusammenhang mit Reliefbildung eine Akkumulation von Sedimenten. Die morphogenen Bewegungen erfaßten ein großes Territorium, zu dem neben den Varisziden auch die kirgisischen und tadshikischen Kaledoniden gehören. Am Rande des früheren Kirgisischen Kontinents entstanden im Mittelkarbon, im Perm und in der Unteren Trias kontinentale vulkanogene Gesteine vorwiegend saurer Zusammensetzung. Vulkanogene Molassen bildeten sich auch auf dem ehemaligen Tadshikischen Kontinent. In großen Teilen des variszischen Tjanschans wurden zu dieser Zeit flachmarine

<sup>1)</sup> Dt - Deformationen des variszischen Tjanschans

<sup>2)</sup> im Original: época gorooobrazovanija (Anm. d. wiss. Red.)

<sup>3)</sup> Korrelation einiger stratigraphischer Gliederungen des Karbons siehe Tab. 3

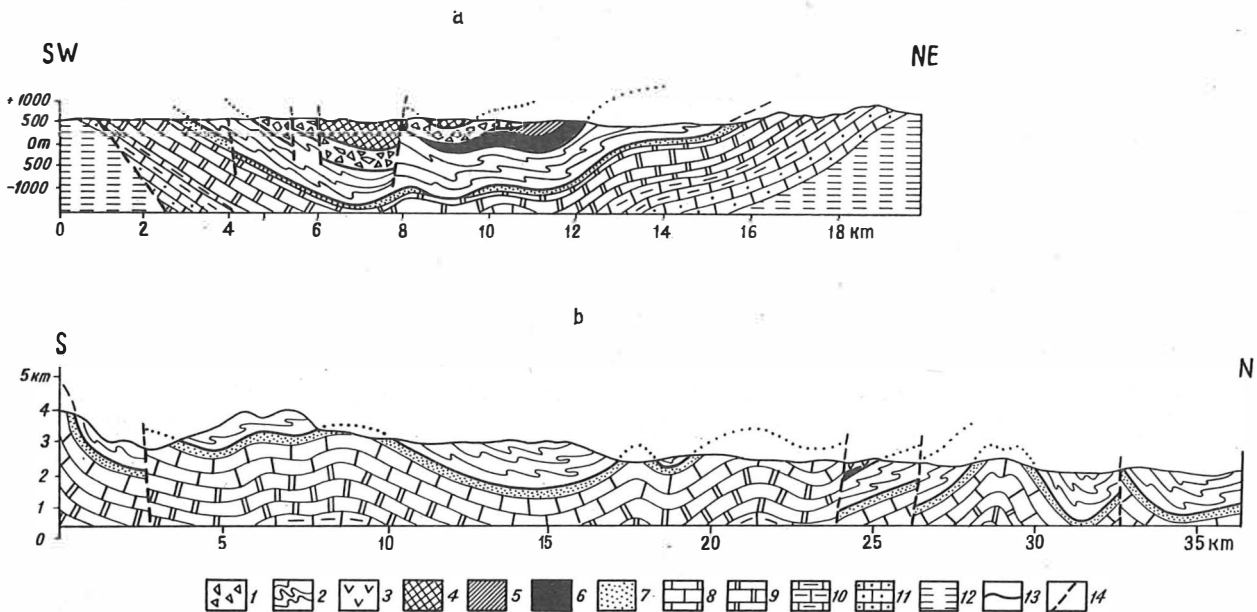


Abb. 9. Geologische Profile: a - Tamdytau-Gebirge in der Kysylkum, b - Nordhang des Alai-Gebirges (Profillinien siehe Abb. 8)

1-6 - Allochthon: 1 - Olisthostrom (vermutlich Karbon), 2 - terrigenes und 3 - vulkanogenes Silur und Devon, 4 - metamorphe Grünschiefer des Präkambriums bzw. Altpaläozoikums, 5 - Gabbroide, 6 - Hyperbasite und Serpentinitmélange; 7-12 - Autochthon: 7 - Flysch der Moskau-Stufe, 8-11 - Karbonatgesteine des Mittel- und Unterkarbons und des Devons (8 - Moskau-, Baschkir-, Namur- und Visé-Stufe, 9 - Tournai- und Famenne-Stufe, 10 - Frasné- und Givet-Stufe, 11 - Eifel-Stufe und Unterdevon), 12 - Altpaläozoikum und Präkambrium; 13 - Überschiebungsflächen des Stadiums Dt-1, 14 - Störungen des Stadiums Dt-2

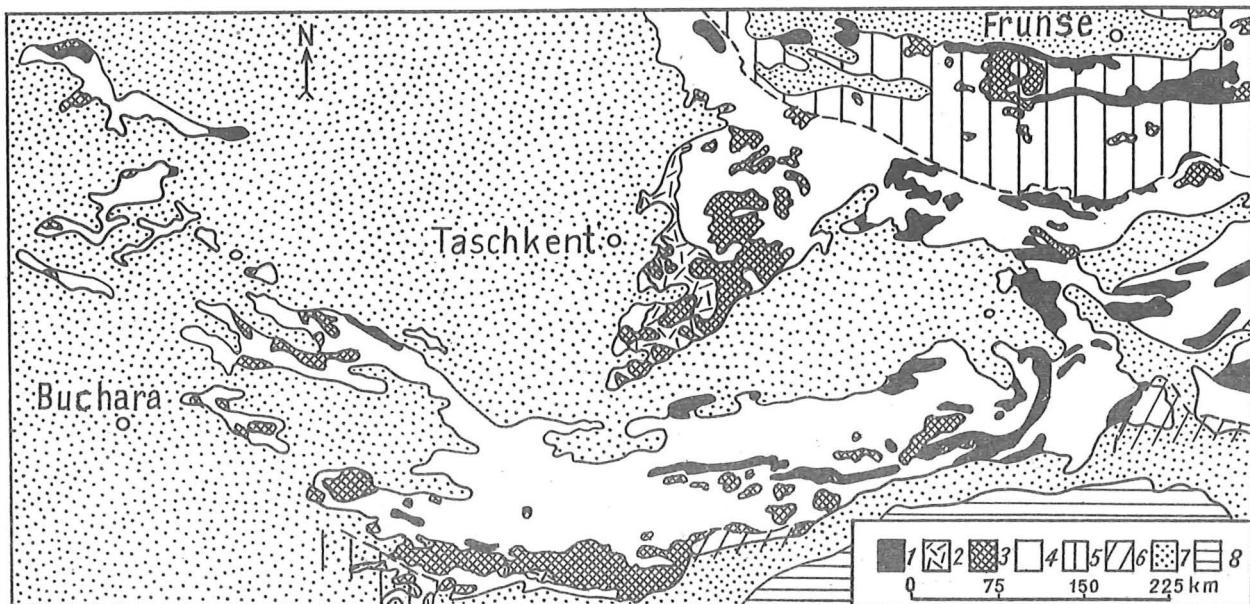


Abb. 10. Geologisches Schema

Gesteine des Morphogenstadiums: 1 - terrigene Molassen, 2 - kontinentale Vulkanite, 3 - Plutonite; 4 - ältere Bildungen der Varisziden, 5 - Kaledoniden, 6 - präkambrische Massive, 7 - meso- und känozoisches Deckgebirge, 8 - alpidischer Pamir

und kontinentale terrigene Molasseablagerungen sedimentiert (Abb. 10). Die Molassesedimente liegen transgressiv auf verschiedenen alten Gesteinen. Wo die stratigraphische Lücke unter den Molassen unbedeutend war, fehlt häufig eine Winkeldiskordanz.

Im zweiten Deformationsstadium (Dt-2) wurden die Decken gemeinsam mit dem Autochthon und den Molassesedimenten in vertikale Falten gelegt (Abb. 8 u. 9). Die Vergegn der vertikalen Falten Dt-2 wechselt. Im Alai-Gebirge ist ein divergentes Faltensystem entwickelt: An der Nordflanke herrscht Nord-, an der Südflanke Südvergegn vor. Streichende Auf- und Überschiebungen begleiten die Falten.

Die Strukturen des Stadiums Dt-2 bildeten sich wahrscheinlich gleichzeitig mit der Molasseakkumulation. Hierfür sprechen die Mächtigkeitsabnahme der Molasseablagerungen vom Zentrum zur Peripherie der synformen Faltenstrukturen sowie die Winkeldiskordanzen innerhalb der Molasse, die PORŠNJAKOV (1973) beschrieben hat. Auf Grund dieser Winkeldiskordanzen lassen sich mehrere Deformationsepisoden während des Stadiums Dt-2 ausscheiden.



Der Übergang vom Stadium Dt-1 zu Dt-2 war von einem Wechsel des Deformationsstils begleitet, jedoch blieb das Deformationsregime unverändert. Während der Morphogenese setzte sich im zweiten Deformationsstadium die Querverkürzung des Geosynklinalsystems fort, allerdings in anderer Form.

Im Innern des Kirgisischen Kontinents, wo variszische Decken fehlen, begann die Morphogenese im unteren Namur und setzte sich in der Baschkir-Zeit fort, gleichzeitig mit den Überschiebungsprozessen in der Turkestan-Ozeanstruktur. Auf dem Alai-Kontinent begann die Morphogenese in der Moskau-Zeit nach dem Schließen dieser ozeanischen Struktur und nach den parallochthonen Deckenüberschiebungen.

Auf dem gesamten von der jungpaläozoischen Morphogenese erfaßten Territorium bildeten sich Granitoidplutone (Abb. 10). Die variszischen Plutone durchbrechen alle tektonischen Komplexe einschließlich der ozeanischen Gesteine, die zu dieser Zeit bereits ihre allochthone Position auf den kontinentalen Bildungen erreicht hatten. Die Granitplutone sind jünger als die im Stadium Dt-1 entstandenen Überschiebungen und die Faltenstrukturen des Stadiums Dt-2.

### 3.4.3. Abschließende Deformationen

Gegen Ende des Perms oder in der Trias fand das dritte Deformationsstadium (Dt-3) statt. Die bestimmenden Strukturformen sind Horizontalflexuren, Seitenverschiebungen und horizontale Falten. An diese Strukturformen sind Aufschiebungen und vertikale Falten geknüpft. Die Deformationen des Stadiums Dt-3 weisen ungleichmäßige Verteilung auf; ihre größte Intensität erreichen sie im Fergana-Gebiet. Ferner sind sie in der Kysylkum verbreitet.

Zu den größten Strukturen, die im F e r g a n a - G e b i e t während des Stadiums Dt-3 gebildet wurden, gehören die linksdrehende Fergana-Flexur und die rechtsdrehende Talass-Fergana-Seitenverschiebung. Der südliche Knick der Fergana-Horizontalflexur stellt eine große horizontale Falte dar, die als Tar-Falte bezeichnet wird. Ihre Konturen ergeben sich aus den Achsenflächen der vertikalen Falten des Stadiums Dt-2. Die horizontale Tar-Falte ist fast isoklinal zusammengepreßt. In ihrem Kern befindet sich ein tektonischer Keil (50 x 12 km), der im Norden durch eine rechtsdrehende und im Süden durch eine linksdrehende Seitenverschiebung begrenzt wird. Während der Entstehung der Tar-Falte ist dieser tektonische Block herausgepreßt worden (Abb. 8, 11).

Im östlichen Teil der Tar-Falte sind die Faltenformen Dt-2 doppelt gebogen; sie legen sich um die disharmonischen Falten im Kernteil der horizontalen Falte. Im Stereogramm (Abb. 12) ist die horizontale Akbogus-Falte aus dem Bereich der disharmonischen Falten dargestellt. An dieser Falte kann die Bildung der Faltenstrukturen des dritten Deformationsstadiums verfolgt werden. Die horizontale Akbogus-Falte ist aus schmalen tektonischen Blöcken entstanden, die bei der Faltenbildung in horizontaler Richtung gekrümmt wurden. Vor der Entstehung der Horizontalfalte waren die tektonischen Blöcke isoklinal gefaltet. In dieser horizontalen Falte lassen sich zwei Zonen erkennen, eine innere und eine äußere, die durch eine tektonische Störung getrennt sind. Die Faltung der tektonischen Blöcke der Außenzone verläuft disharmonisch zu der der Innenzonen.

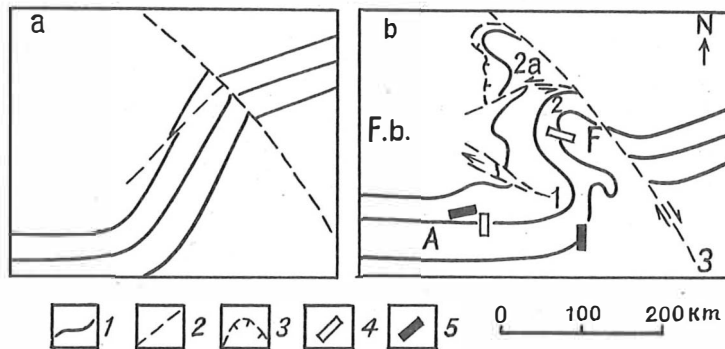


Abb. 11. Bildungsschema der Fergana-Horizontalflexur: a - Resultat der Deformation in der Episode Dt-3a; b - horizontale Fergana-Flexur nach der Deformationsepisode Dt-3b

Symbole: 1 - Streichen der Falten des Stadiums Dt-2; 2-3 - Brüche des Stadiums Dt-3: 2 - Seitenverschiebungen, 3 - Überschiebungen; 4-5 Richtung der Vektoren der natürlichen remanenten Magnetisierung: 4 - in jungpaläozoischen und 5 - in devonischen Gesteinen. - Bezeichnungen im Schema b: A - Alai-Gebirge, F - Fergana-Gebirge, F.b. - Fergana-Becken; 1 - südlicher Knick der horizontalen Fergana-Flexur (horizontale Tar-Falte), 2, 2a - nördlicher Knick der horizontalen Fergana-Flexur (2a - Nordfergana-Block), 3 - Talass-Fergana-Seitenverschiebung

Hierbei kam es an der Grenzstörung zu einer Verschiebung der Innen- und der Außenzone und zu einer Schleppung der Falten sowie der tektonischen Blöcke der äußeren Zone. Gleichzeitig erfolgte eine Materialwanderung in die Achsenzzone der horizontalen Falte. Hierauf weisen auch die kleinen Horizontalflexuren in den tektonischen Blöcken der Außenzone hin.

Zur Untersuchung des Südtails der Fergana-Horizontalflexur wurden paläomagnetische Messungen vorgenommen (BURTMAN & GURARIJ 1973). Die untersuchten Proben stammen aus ihrer südlichen Flanke. Natürliche Remanenz wurde in devonischen und jungpaläozoischen Gesteinen festgestellt; ihre Richtung ändert sich in gleicher Weise wie das Streichen der Faltenstrukturen des Stadiums Dt-2 (s. Abb. 11). Die paläomagnetischen Ergebnisse sprechen demnach für eine sekundäre Entstehung der bogenförmigen Strukturen des Stadiums Dt-2 als Folge von Deformationen in horizontaler Ebene (Stadium Dt-3).

Eine Flanke der Fergana-Horizontalflexur liegt dicht neben der Talass-Fergana-Seitenverschiebung. Die Deformationen dieser Flexur stehen mit denen am Talass-Fergana-Bruch in Wechselwirkung.

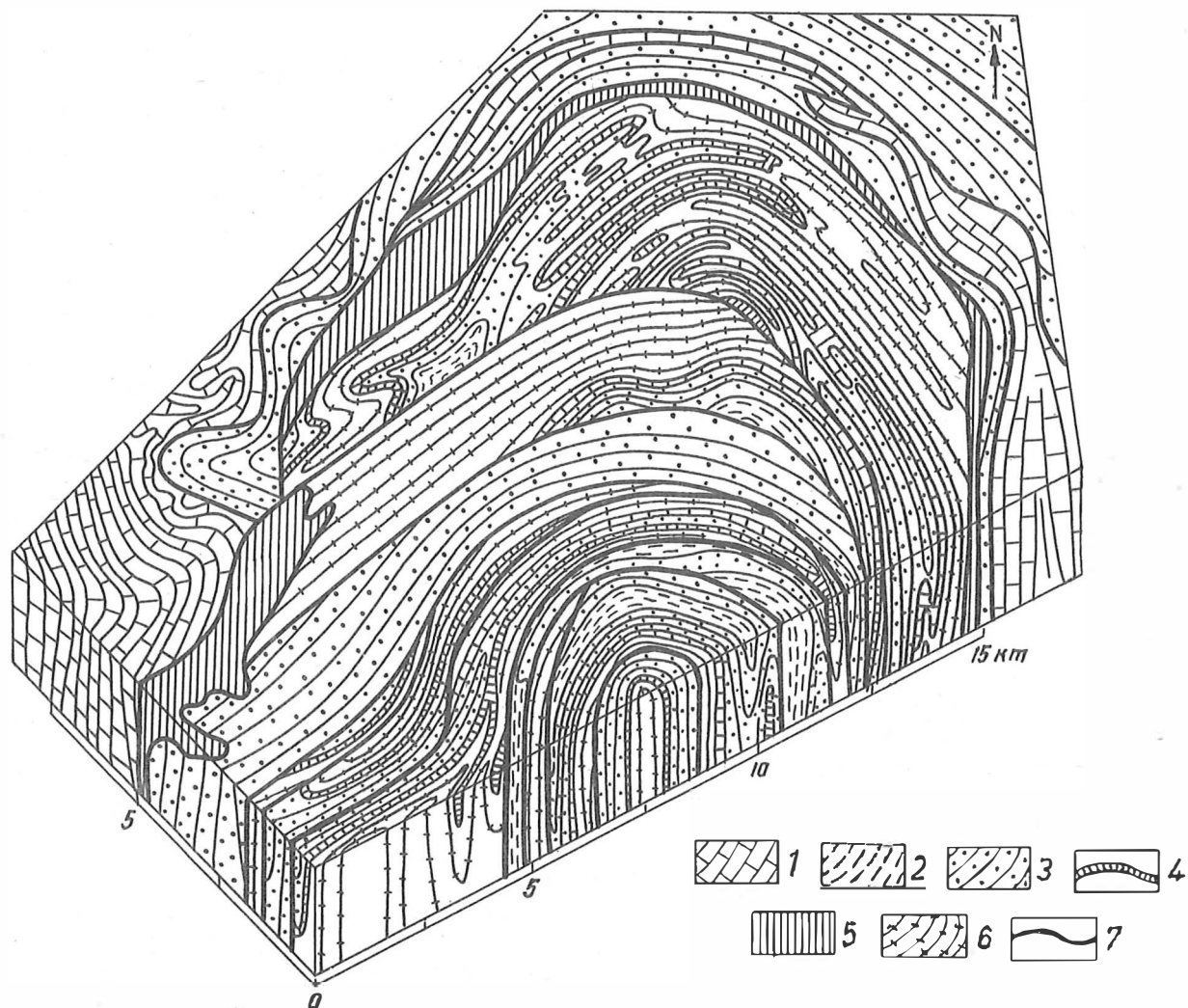


Abb. 12. Stereogramm der horizontalen Akbogus-Falte (Nr. 2 in Abb. 8); Oberflächenmorphologie im Stereogramm nicht dargestellt

1 - karbonatisches Oberkarbon, 2 - Molasse-Ablagerungen der oberen Moskau-Stufe, 3 - Flyschablagerungen der unteren Moskau-Stufe, 4 - Kieselgesteine der Baschkir-Stufe und des Unterkarbons, 5 - karbonatisches und tuffogenes Devon, 6 - terrigenes Devon und Silur, 7 - Störungen

Verschiedene Bearbeiter (VONGAZ 1958; BURTMAN 1964; SAGYNDYKOV, ŠČUKUROV & ČEREPANOVA 1972; u.a.) haben einen Horizontalversatz am Talass-Fergana-Bruch für folgende paläozoische und präkambrische Elemente festgestellt: Lithofazieszonen und Mächtigkeiten des Devons und Unterkarbons, Lithofazieszonen des Präkambriums, metamorphe Isograde, jungpaläozoische Plutone, tektonische Zonen, metallogenetische Zonen, Faltenstrukturen des Stadiums Dt-2. Der Horizontalversatz am Talass-Fergana-Bruch ist für Gesteine des späten Präkambriums und der verschiedenen Abschnitte des Paläozoikums (bis einschließlich Unterperm) gleich - die Verschiebung fand also nach dem Unterperm statt. Es ist eine rechtsdrehende Seitenverschiebung, deren Verschiebungsweite 180 km erreicht. Dieser Wert umfaßt die Gesamtverschiebung in variszischer und postvariszischer Zeit (Meso- und Känozoikum). Der Hauptversatz erfolgte im Oberperm oder in der Trias.

Mit Annäherung an die Talass-Fergana-Seitenverschiebung schwenken die Falten- und Bruchstrukturen Dt-2 an beiden Flanken des Bruches bis zur Richtungsgleichheit ein und ergeben dabei Falten mit vertikalen Scharnieren. Insgesamt bilden sie eine rechtsdrehende Horizontalflexur, die die Talass-Fergana-Seitenverschiebung begleitet und von dieser modifiziert wird. Die vertikalen Falten Dt-2 werden zur Seitenverschiebung hin zusammengepreßt und manchmal überkippt, wobei sich ihre Scharniere herausheben. Brüche des Stadiums Dt-2, die in größerem Abstand von der Talass-Fergana-Seitenverschiebung geneigte Flächen aufweisen, werden im Störungsbereich versteilt. Der Streifen, in dem sich das Streichen der Strukturen Dt-2 subparallel zur Talass-Fergana-Seitenverschiebung anordnet, ist 20 bis 30 oder mehr Kilometer breit.

Die Krümmung der Achsenflächen der Falten Dt-2 nahe der Talass-Fergana-Seitenverschiebung ermöglicht eine Abschätzung der Intensität plastischer Deformationen im Stadium Dt-3. An den Flanken der Verschiebung beträgt der plastische Materialtransport mehr als 50 km, der horizontale Gesamtversatz an der Verschiebung erreicht 250 km. In diesem Wert sind sowohl die rupturale als auch die plastische Deformation enthalten.

Der Mittelflügel der linksdrehenden Fergana-Horizontalflexur und die rechtsdrehende Talass-Fergana-Seitenverschiebung streichen gegenwärtig NW—SE. Eine Analyse der Deformationsregime bei der Entstehung dieser Strukturen läßt den Schluß zu, daß bei Bildung der Fergana-Horizontalflexur der Mittelflügel ursprünglich (Episode Dt-3a) in NE—SW-Richtung verlief (Abb. 11); damals war die Flexur noch nicht zusammengepreßt. Anschließend erfolgte, gleichzeitig mit den Bewegungen längs der Talass-Fergana-Seitenverschiebung (Episode Dt-3b), eine Pressung der Horizontalflexur unter Annäherung ihrer Flanken. Dies führte zu den disharmonischen Faltungen im Bereich der Flexur und zu der neuen Richtung ihres Mittelflügels. Dabei löste sich im nördlichen Teil der Horizontalflexur ein tektonischer Block ab (Nr. 3 in Abb. 8), der später noch weiter nach Norden rückte und selbständig deformiert wurde. Infolgedessen ist die nördliche Flanke der Horizontalflexur erheblich breiter als die südliche. Entsprechend änderte sich in diesem Intervall der Betrag der Seitenverschiebung.

Die Strukturen Dt-2 des Tjanschans lenken im Gebiet der K y s y l k u m zunächst nach Norden um und bilden dann einen nach Norden konvexen Bogen. Wie diese Anordnung zeigt, stellt die zentrale Kysylkum einen tektonischen Block dar, der sich im Stadium Dt-3 nach Norden bewegt hat. Im Westen wird dieser Block durch eine rechtsdrehende, NW—SE streichende Horizontalflexur und im Osten durch eine linksdrehende, NE—SW streichende Seitenverschiebung bzw. Horizontalflexur begrenzt.

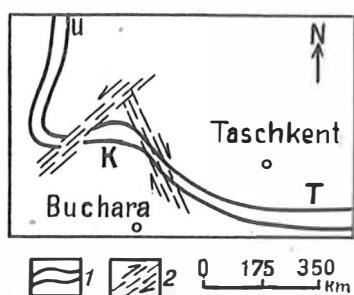


Abb. 13. Strukturelle Lage der Kysylkum (Schema)  
 1 - Streichen der variszischen Strukturen (Dt-2 im Tjanschan), 2 - Zonen der flexurartigen Seitenverschiebungen des Stadiums Dt-3; U - Ural, K - zentrale Kysylkum, T - Turkestan-Alai

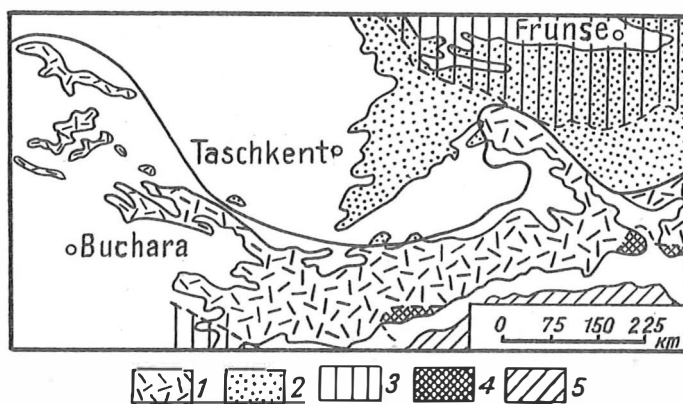


Abb. 14. Variszische Deformationsreihen des Tjanschans  
 1 - Alai-Reihe, 2 - Kirgisische Reihe; 3 - Kaledoniden,  
 4 - präkambrische Massive, 5 - alpidischer Pamir

Die Bewegung des Zentral-Kysylkum-Blocks ging in Richtung zum Schnittpunkt der Seitenverschiebungen, die diesen Block begrenzen. Im mittleren Teil des Blockes sind die Falten Dt-2 offen, mit flachen Faltenschenkeln (Abb. 9a). Vollkommen anders ist die Faltungintensität an der Flanke der rechtsdrehenden Horizontalflexur: Hier sind sehr steile Monoklinalen bzw. geschlossene Falten entwickelt. Der Dislozierungsgrad der Gesteine in den Grenzzonen und innerhalb des Blockes ist demnach sehr verschieden. Im nördlichen Teil des Blockes erhöht er sich mit Annäherung an den Schnittpunkt der Seitenverschiebungszonen. Hier befindet sich eine bogenförmige Monoklinale, die steil nach N einfällt. Im Scheitel des Bogens stehen die Schichten steil oder sind nach Norden bis zur Bildung einer liegenden Falte überkippt. Im Stadium Dt-3 wurden die früher entstandenen Strukturformen Dt-2 an den Rändern des Zentral-Kysylkum-Blockes umorientiert (Bildung von Horizontalflexuren) und zusammengepreßt.

Im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes ist im Sultanuisdag ein weiterer Bogen von Strukturformen Dt-2 vorhanden, der ebenfalls mit einer Seitenverschiebung Dt-3 gekoppelt ist.

Das Kysylkum-Gebiet liegt zwischen den N—S-Strukturen des Urals und den E—W-Strukturen des Turkestan-Alai-Gebirges (Abb. 13). Die Strukturen Dt-3 der Zentralen Kysylkum haben sich wahrscheinlich durch disharmonische horizontale Pressung innerhalb dieses Winkels gebildet.

#### 3.4.4. Evolution des Deformationsstils im variszischen Tjanschan

Die Evolution des Deformationsstils verlief auf dem gesamten Territorium des variszischen Tjanschan-Geosynklinalsystems einheitlich, und die Abfolge der Deformationsstadien stimmt in der gesamten Region überein. Meist ist die Abfolge vollständig (Alai-Deformationsreihe), seltener unvollständig (Kirgisische Deformationsreihe; vgl. Abb. 14 und Tab. 2).

Zur A l a i - R e i h e gehören die Deformationen der Gesteine des früheren Alai-Kontinents und der auf diesen Kontinent überschobenen Komplexe. In der Alai-Reihe erfolgte in der I. Deformationsetappe am Ende des Unterkarbons und im Mittelkarbon die Bildung von Decken (Stadium Dt-1). Die inneren Strukturen der Decken sind größtenteils überkippte und liegende Falten geringer Dimensionen. Sogar die größten haben nur eine sichtbare Amplitude von wenigen Kilometern - erheblich weniger als die Deckenschübe. Deshalb werden die Decken des Tjanschans zur Kategorie der Überschiebungsdecken gerechnet (Überschiebungen zweiter Art nach P. TERMIER).

In der II. Deformationsetappe im Oberkarbon und im Perm entstanden streichende vertikale Falten und Brüche (Stadium Dt-2). Diese Deformationen sind innerhalb ihres Verbreitungsgebietes gleichmäßig verteilt.

In der III. Deformationsetappe bildeten sich im Oberperm und in der Trias horizontale Falten, Horizontalflexuren, Seitenverschiebungen und daran gebundene Überschiebungen (Stadium Dt-3). Diese Strukturformen schneiden das Faltensystem schräg.

Die Faltungsprozesse griffen im Verlauf der Evolution des Deformationsstils auf immer tiefere Bereiche der kontinentalen Kruste über. In jeder neuen Etappe erfaßten sie Schichtfolgen von größerer Mächtigkeit als in der vorangegangenen, und mit jeder neuen Etappe nahm außerdem die Größe der Faltenformen zu. Falten der I. Deformationsetappe bildeten sich autonom in jeder tektonischen Decke und griffen nicht auf das Autochthon im Liegenden der unteren Decke über. Die vertikalen Falten der II. Deformationsetappe erfaßten Gesteine sowohl des Autochthons als auch des Allochthons. Die weite Verbreitung konzentrischer Falten weist auf die relativ geringe Eindringtiefe der Strukturen, ihre wahrscheinlich disharmonische Natur und auf das Vorhandensein einer basalen Diskontinuität hin. In der III. Deformationsetappe haben die Faltendeformationen ihren größten Tiefgang erreicht. Dafür sprechen die Beteiligung sehr unterschiedlicher Strukturkomplexe (einschließlich Tafelstrukturen) an den horizontalen Falten sowie die großen Amplituden solcher Falten, ferner die tiefe Anlage der mit horizontalen Falten gekoppelten Seitenverschiebungen (nach Beobachtungen an rezenten seismogenen Seitenverschiebungen).

Nach Abfolge und Alter ähneln die Deformationen der Alai-Reihe den bereits beschriebenen variszischen Deformationen des Urals. Es ist anzunehmen, daß im Bereich des Faltensystems Ural - Tjanschan in Richtung zum Tjanschan hin entweder die spätkaledonischen Überschiebungsprozesse ausfallen oder aber die kaledonischen Deformationen, die sich im inneren Teil der Turkestan-Ozeanstruktur entwickelten, später durch Metamorphose überprägt wurden. Spuren solcher Deformationen sind in metamorphen Gesteinen der oberen Tjanschan-Decken zu finden.

Die Kirgisische Reihe umfaßt die Deformationen im Bereich des früheren Kirgisischen Kontinents (einschließlich der Kaledoniden) mit Ausnahme seiner Randzone, die am Deckenbau teilnimmt. In der Kirgisischen Reihe fehlt die Deckenbildungsetappe, sie ist demnach unvollständig. Die Deformationen begannen in der Kirgisischen und in der Alai-Reihe etwa gleichzeitig. In der Kirgisischen Reihe setzten sie jedoch mit der Bildung vertikaler Falten ein, zugleich mit Deckenüberschiebungen in südlichen Zonen der Varisziden. Nach Ausklingen der Deckenbewegungen auf dem Alai-Kontinent wurde dieser, vom höheren Karbon an, gemeinsam mit dem miogeosynklinalen Rand des Kirgisischen Kontinents deformiert.

### 3.5. Kantabrisches Gebirge (Spanien)

Das Kantabrische Gebirge und angrenzende Teile der nördlichen Pyrenäen-Halbinsel gehören zur Kantabrischen Zone der europäischen Varisziden. Diese Zone hat in E-W-Richtung eine Breite von 150 km. Während des gesamten Paläozoikums lagerten sich in ihr miogeosynklinale Gesteine ab. Die eugeosynklinale Galizisch-Kastilische Zone befindet sich weiter westlich. Im frühesten Deformationsstadium (Dk-1)<sup>1)</sup> kam es in der Kantabrischen Zone zur Deckenbildung. Mehrere allochthone Struktureinheiten sind vorhanden, die sich im stratigraphischen Aufbau und in der Zusammensetzung ihrer Ablagerungen unterscheiden (JULIVERT 1971). Jede Struktureinheit besteht aus vielen tektonischen Decken. Die Überschiebungsflächen verlaufen parallel zur Schichtung im Liegen-

1) Dk - Deformationen der Kantabrischen Zone

den und Hangenden. Meist besteht die Basis der Decken aus kambrischen Gesteinen; die jüngsten Ablagerungen im Liegenden der Decken gehören zur Moskau-Stufe. Auf der Esla-Decke liegen diskordant Molasseablagerungen der oberen Moskau-Stufe, über der Ponga-Decke folgt Oberkarbon. Zwischen der Fazies der Oberwestfal- und Stefan-Ablagerungen und dem tektonischen Zonenbau bestehen keine Beziehungen. Die Deckenbewegungen im zentralen und im nördlichen Teil der Kantabrischen Zone waren nach Osten gerichtet (JULIVERT 1971). DE SITTER (1960, 1965) gibt für den südlichen Teil der Zone Nordvergenz der Decken an.

Die Decken sind anschließend gemeinsam mit der auf ihnen abgelagerten jungpaläozoischen Molasse und dem Autochthon zu konzentrischen vertikalen Falten deformiert worden. Das Faltenstreichen wechselt von E—W im Süden über N—S im mittleren Teil bis NE—SW im nördlichen Abschnitt der Kantabrischen Zone. Die Falten bilden so den Asturischen Bogen. Die von DE SITTER (1965) und JULIVERT (1971) beschriebenen Decken befinden sich in unterschiedlich streichenden Teilen dieses Asturischen Bogens. Sollte der Bogen sekundär sein, worüber keine Angaben vorliegen, dann waren die Deckenbewegungen der Kantabrischen Zone im Stadium Dk-1 einheitlich gerichtet.

DE SITTER (1960) hat im südlichen Teil der Kantabrischen Zone zwei Bildungsstadien vertikaler Falten festgestellt, von denen die Esla-Decke und die unterlagernden Gesteine erfaßt wurden. Anfangs entstanden NNE—SSW streichende (Stadium Dk-2), danach im Stadium Dk-3 E—W streichende vertikale Falten, die zum Asturischen Bogen gehören. In diesem Gebiet sind direkte Beziehungen zwischen den großen Faltenstrukturen der Stadien Dk-2 und Dk-3 zu beobachten. Im letzten Deformationsstadium (Dk-4) fanden in der Kantabrischen Zone Bewegungen an NW—SE streichenden rechtsdrehenden Seitenverschiebungen statt. Alle diese Deformationen sind prätriassisch. Die Seitenverschiebungsbebewegungen dauerten auch noch im Mesozoikum an.

Die Abfolgen der Deformationsetappen in der Kantabrischen Zone und in den Varisziden des Tjanschans stimmen überein. Für weit voneinander entfernte Regionen ist die Gleichzeitigkeit dieser Etappen bemerkenswert (Tab. 2).

### 3.6. Harz

Im Harz, der zur Rhenoheryznischen Zone der mitteleuropäischen Varisziden gehört, sind Autochthon und Allochthon zu unterscheiden (LUTZENS & SCHWAB 1972; SCHWAB 1974; LUTZENS 1975). Das Autochthon setzt sich aus eugeosynklinalen Devon und Teilen des Unterkarbons zusammen, die in der Blankenburger Zone, im Elbingeröder Komplex usw. verbreitet sind. Die eugeosynklinale Senke stellte wahrscheinlich eine Struktur vom Rifttyp dar. Der südöstliche Rand dieser Senke ist in der Wippra-Zone aufgeschlossen.

Mächtige Turbidite und Olisthostromablagerungen des Oberdevons bzw. unteren Unterkarbons bilden den oberen Teil des Autochthons (Harzgeröder Zone, Blankenburger Zone usw.). Zum Allochthon gehören Südharz- und Selke-Decke, die sich aus mittel- und oberdevonischen Gesteinen zusammensetzen: basische Effusiva (über 200 m), Kiesel- und Tonschiefer (über 300 m) und darüber Turbidite (über 300 m). Auch Olisthostromhorizonte wurden angetroffen. Die Schlammstrombewegungen waren von SE nach NW gerichtet. SCHWAB (1974) und LUTZENS (1975) nehmen an, daß die Decken ebenfalls aus Südosten stammen.



Die Deckenbasis verläuft parallel zu den Schichten des Allochthons. Daraus läßt sich ableiten, daß die Decken aus kaum deformierten Ablagerungen hervorgingen und später zusammen mit dem Autochthon in große vertikale Falten gelegt wurden.

Diskordant über den Decken und dem Autochthon liegen paläozoische Molassen. Die Molassebildung begann im Harz meist im Unterperm, am südöstlichen Harzrand jedoch bereits im obersten Westfal. Wenn die Decken von Südosten stammen, sind die Überschiebungsprozesse und die nachfolgende Faltenbildung im Zeitraum Oberes Namur bis Unteres Westfal erfolgt.

In eine spätere Zeit gehören die Blockbewegungen, bei denen auch Seitenverschiebungen auftraten. Diese Bewegungen haben im Perm begonnen (MÖBUS 1966).

#### 4. Schlußfolgerungen

Aus den Untersuchungen zum Deformationsablauf können für die behandelten Geosynklinalsysteme folgende allgemeine Schlußfolgerungen gezogen werden:

1. Der Deformationsstil entwickelt sich gesetzmäßig während eines tektonischen Zyklus. Mit Änderung des Deformationsstils setzt eine neue Deformationsetappe ein. Typische Deformationsreihen enthalten drei Etappen (BURTMAN 1970, 1972, 1976). In der I. Etappe erfolgen Deckenbewegungen; unter den Faltenstrukturen überwiegen liegende Falten. In der II. Etappe bilden sich vertikale Falten sowie streichende Auf- und Überschiebungen. Zur III. Etappe gehören horizontale Falten, Horizontalflexuren und Seitenverschiebungen; im allgemeinen sind sie diskordant zum Streichen des Faltensystems orientiert. Jede Etappe besteht aus einem oder mehreren Stadien, die sich durch das Deformationsregime voneinander unterscheiden. - Deformationsreihen können vollständig oder unvollständig entwickelt sein; ferner sind auch zusammengesetzte Reihen möglich. Zwei typische Reihen (wovon die eine unvollständig und die andere vollständig ist) umfaßt beispielsweise die Nordland-Deformationsreihe in den skandinavischen Kaledoniden.
2. In einer typischen Reihe greifen die Faltungsprozesse mit jeder neuen Etappe tiefer in die kontinentale Kruste ein<sup>1)</sup>. In der I. Etappe bleiben die Faltendeformationen auf tektonische Decken beschränkt, in der II. Etappe erfassen sie das Autochthon. Die Eindringtiefe der sichtbaren Faltenbildung ist mit der Amplitude von konzentrischen vertikalen Falten vergleichbar. Mit den Falten der III. Etappe sind große Seitenverschiebungen verknüpft, die tief in die Erdkruste eindringen.
3. Besonders große Decken entstanden während des Schließens von Ozeanstrukturen und unmittelbar danach. Die Deckenbildung ist in diesem Falle auf das Zusammenrücken von Kontinentalblöcken zu beziehen.
4. Während der Existenz des kaledonischen Protoatlantiks verliefen die tektonischen Prozesse im Bereich des Osteuropäischen und des Nordamerikanischen Kontinents und in den angrenzenden Teilen des Ozeans nicht synchron (Tab. 2). Nach dem Schließen dieses kaledonischen Ozeans begann im Obersilur die gemeinsame Deformation der

<sup>1)</sup> Diese Schlußfolgerung bezieht sich nicht auf hochmetamorphe Fließstrukturen tiefer Krustenteile. Derartige Formen werden in der vorliegenden Arbeit nicht behandelt.

früheren Kontinente. Im Mittelkarbon, nach dem Schließen variszischer Ozeanstrukturen, traten in Nordamerika und Eurasien synchrone Deformationen auf. Hierzu gehören die jungpaläozoischen Deformationen des Tjanschans, der Kysylkum, des Urals, Zentraleuropas, der Pyrenäen-Halbinsel, der Appalachen und vielleicht auch die Strukturen der III. Deformationsetappe auf den Britischen Inseln und in Skandinavien.

### Literatur

- ANDERSON, J.G.C.; OWEN, T.R.: The structure of the British Isles.  
Oxford, London: Pergamon Press 1968
- BARBER, A.J.: The history of the Moine thrust zone, Lochcarron and Lochalsh, Scotland.  
Proc. geol. Assoc., London 76 (1965) 3, S. 215-234
- BENNETT, J.D.: The structural geology of the Saura Region, Nordland.  
Norges geol. Unders., Oslo 264 (1970), 55 S.
- BINNS, R.E.: A preliminary account of the geology of the Singaldalen - Upper Skibotndalen area, Inner Troms, N. Norway.  
Norges geol. Unders., Oslo 247 (1967), S. 231-251
- BIRD, J.M.; DEWEY, J.F.: Lithosphere plate - continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen.  
Bull. geol. Soc. Amer., Boulder 81 (1970) 4, S. 1031-1059
- BORRADALE, G.J.: Dalradian structure and stratigraphy of the Northern Loch Awe district, Argyllshire.  
Trans. roy. Soc., Edinburgh 69 (1972) 1, 21 S.
- BURTMAN, V.S.: Talaso-Ferganskij sdvig (Tjan'-Šan').  
Trudy geol. Inst. Akad. Nauk SSSR, Moskva 104 (1964), 143 S.
- BURTMAN, V.S.: K issledovaniju évoljucii skladčatogo processa vnutri tektoničeskogo cikla.  
Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., Moskva (1970) 1, S. 42-50 [engl. Übers. in: Internat. geol. Rev. 13 (1971) 2, S. 111-117]
- BURTMAN, V.S.: O razvitii geosinklinal'noj skladčatosti.  
Geotektonika, Moskva (1972) 2, S. 15-23
- BURTMAN, V.S.: Geologija i mehanika šar'jažej.  
Moskva: Nedra 1973
- BURTMAN, V.S.: Strukturnaja évoljucija paleozojskich skladčatych sistem.  
Trudy geol. Inst. Akad. Nauk SSSR, Moskva 289 (1976)
- BURTMAN, V.S.: Deckenbau im variszischen Tjanschan (UdSSR).  
Z. geol. Wiss., Berlin 5 (1977)
- BURTMAN, V.S.; GURARIJ, G.Z.: O prirode skladčatych dug Pamira i Tjan'-Šanja (po paleomagnetnym dannym).  
Geotektonika, Moskva (1973) 2, S. 62-67
- BUTLER, J.R.: Paleozoic deformation and metamorphism in part of the Blue Ridge thrust sheet, North Carolina.  
Amer. J. Sci., New Haven 237 A (1973), S. 72-88
- CADY, W.M.: Geosynclinal setting of the Appalachian mountains in Southeastern Quebec and Northwestern New England.  
Roy. Soc. Canada, Spec. Publ., Toronto 10 (1967), S. 57-68
- CADY, W.M.: Tectonic setting and mechanism of the Taconic slide.  
Amer. J. Sci., New Haven 266 (1968) 7, S. 563-578

- CADY, W.M.: Regional tectonic synthesis of North-western New England and adjacent Quebec.  
Geol. Soc. Amer. Mem., New York 120 (1969)
- CHRISTIE, J.M.: The Moine thrust zone in the Assynt region, Northwest Scotland.  
Univ. California Publ., geol. Sci., 40 (1963) 6, S. 345-440
- CLIFFORD, P.: The geological structure of the Loch Luichart area, Ross-shire.  
Quart. J. geol. Soc., London 115 (1960) 4, S. 365-388
- CLIFFORD, T.N.: The stratigraphy and structure of part of the Kintail district of Southern Ross-shire, its relation to the Northern Highland.  
Quart. J. geol. Soc., London 113 (1957) 1, S. 57-92
- CURRALL, A.E.: The geology of the south-west end of the Slieve Gamp Mountains, Western Ireland.  
Proc. roy. Irish Acad., Sect. B 63 (1963) 8, S. 131-241
- DEWEY, J.F.: The structural and metamorphic history of the Lower Paleozoic rocks of central Murrisk, County Mayo, Eire.  
Quart. J. geol. Soc., London 123 (1967) 2, S. 125-157
- DEWEY, J.F.: Evolution of the Appalachian-Caledonian orogen.  
Nature, London 222 (1969) 5189, S. 124-129
- DEWEY, J.F.; PANKHURST, R.J.: The evolution of the Scottish Caledonides in relation to their isotopic age pattern.  
Trans. roy. Soc., Edinburgh 68 (1970) 11, S. 361-389
- DICKINSON, B.: The Leannan fault in the Malin Head Peninsula, Co. Donegal, Eire.  
Geol. J., Liverpool 8 (1973) 2, S. 399-405
- FLEUTY, M.J.: The three fold-systems in the metamorphic rocks of Upper Glen Orrin, Ross-shire and Inverness-shire.  
Quart. J. geol. Soc., London 117 (1961) 4, S. 447-479
- GHOSH, S.K.; RAMBERG, H.: Buckling experiments on intersecting fold patterns.  
Tectonophysics, Amsterdam 5 (1968) 2, S. 89-105
- GUSTAVSON, M.: The Caledonian mountain chain of the Southern Troms and Ofoten areas. P. III: Structures and structural history.  
Norges geol. Unders., Oslo 283 (1972), 56 S.
- HARLAND, W.B.: Tectonic facies, orientation, sequence, style and date.  
Geol. Mag., Hertford 93 (1956) 2, S. 111-120
- HARLAND, W.; BAYLEY, W.: Tectonic regimes.  
Geol. Mag., Hertford 95 (1958) 2, S. 89-104
- HENLEY, K.J.: The structural and metamorphic history of the Sulitjelma region, with special reference to the nappe hypothesis.  
Norges geol. Unders., Oslo 269 (1971), S. 77-82
- HIGGINS, M.W.: Superimposition of folding in the northeastern Maryland Piedmont and its bearing on the history and tectonics of the Central Appalachians.  
Amer. J. Sci., New Haven 273 A (1973), S. 150-195
- HOLM, D.G.; ROBERTS, B.; SIMPSON, A.: Polyphase folding in the Caledonides south of the Scottish Highlands.  
Nature, London 200 (1963) 4911, S. 1060-1062
- HOLMES, M.: Structure of the area north of Ornes, Nordland, Norway.  
Norges geol. Unders., Oslo 242 (1966), S. 62-93
- HOSSACK, J.R.: Structural history of the Bygdin area, Oppland.  
Norges geol. Unders., Oslo 247 (1967), S. 78-107
- IL'INSKAJA, M.N.; KOPEVA, V.V.; PERFIL'EV, A.S.; POSPELOV, I.I.; RUŽENCEV, S.V.: Geologičeskoe stroenie central'noj časti Sakmarskoj zony.  
Sov. Geol., Moskva (1972) 7, S. 56-67

- JOHNSON, M.R.W.: The structural history of the Moine thrust zone at Lochcarron, Wester Ross.  
Trans. roy. Soc., Edinburgh 64 (1960), S. 139-168
- JULIVERT, M.: Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northern Spain.  
Amer. J. Sci., New Haven 270 (1971) 1, S. 1-29
- KAMALETDINOV, M.A.; KAZANCEV, JU.V.; KAZANCEVA, T.T.: Skladčatye pokrovy zapadnogo sklona Južnogo Urala.  
Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., Moskva (1970) 4, S. 125-143
- KENNEDY, W.: The Great Glen fault.  
Quart. J. geol. Soc., London 102 (1946) 1
- KING, B.C.; RAST, N.: Tectonic styles in the Dalradian and Moines of parts of the Central Highland of Scotland.  
Proc. geol. Assoc., London 66 (1955) 3, S. 243-269
- KING, P.B.: Orogeny and Epeirogeny through time. In: The Crust of the Earth.  
Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, New York 62 (1955), S. 723-739
- KING, P.B.: Geology of the central Great Smoky Mountains, Tennessee.  
U.S. geol. Surv., prof. Paper, Washington 349-C (1964), 148 S.
- KING, P.B.; FERGUSON, H.W.: Geology of northeasternmost Tennessee.  
U.S. geol. Surv., prof. Paper, Washington 311 (1960), 136 S.
- LUTZENS, H.: Ein Beitrag zur Geologie des Unterharzes - Metamorphe Zone, Südharz- und Selkemułde.  
Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 3, S. 267-299
- LUTZENS, H.; SCHWAB, M.: Die tektonische Stellung des Harzes im variszischen Orogen.  
Geologie, Berlin 21 (1972) 6, S. 627-640
- MÖBUS, G. [MOBUS]: Obzor geologo-tektoničeskich osobennostej stroenija Central'noj Evropy.  
Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., Moskva (1966) 1, S. 90-124
- NICHOLSON, R.; RUTLAND, R.W.R.: A section across the Norwegian Caledonides; Bodo to Sulitjelma.  
Norges geol. Unders., Oslo 260 (1969), 85 S.
- NICKELSEN, R.P.: The structure of Mellene and Heggeberg, Valdres.  
Norges geol. Unders., Oslo 243 (1967), S. 99-121
- OFTEDAHL, C.: Note of the main Caledonian thrusting in Northern Scandinavia.  
Norsk geol. Tidsskr., Oslo 46 (1966) 2, S. 237-245
- PEACEY, J.S.: Deformation in the Gangasvann area.  
Norges geol. Unders., Oslo 223 (1963), S. 275-293
- PEACEY, J.S.: Reconnaissance of the Tommeras anticline.  
Norges geol. Unders., Oslo 227 (1964), S. 13-84
- PEJVE, A.V.: Tektonika i razvitie Urala i Appalačej - sravnenie.  
Geotektonika, Moskva (1973) 3, S. 3-13
- PITCHER, W.S.; ELWELL, R.W.D.; TOZER, G.F.; CAMBRAY, F.W.: The Lannan fault.  
Quart. J. geol. Soc., London 120 (1964) 2, S. 241-274
- PORŠNJAKOV, G.S.: Gercinidy Alaja i smežnych rajonov Južnogo Tjan'-Šanja.  
Leningrad: Izd. Leningradskogo Univ. 1973
- POWELL, D.: The structure of the south-eastern part of the Morar antiform.  
Proc. geol. Assoc., London 77 (1966) 1, S. 79-100
- RAMSAY, D.M.: The structure of North West Sørøya.  
Norges geol. Unders., Oslo 269 (1971), S. 15-19
- RAMSAY, J.G.: Superimposed folding at Loch Monar, Inverness-shire and Ross-shire.  
Quart. J. geol. Soc., London 113 (1958) 3, S. 271-307

- RAMSAY, J.G.: Structure and metamorphism of the Moine and Lewisian rocks of the North-West Caledonides. In: *The British Caledonides*, S. 143-175. Edinburgh, London: Oliver & Boyd 1963
- RANKIN, D.W.; ESPENSHADE, G.H.; SHAW, K.W.: Stratigraphy and structure of the metamorphic belt in northwestern North Carolina and southwestern Virginia. *Amer. J. Sci.*, New Haven 273-A (1973), S. 1-40
- RAST, N.: Tectonics of Schichallion complex. *Quart. J. geol. Soc.*, London 114 (1958) 1, S. 25-46
- READ, H.H.; FARQUHAR, O.C.: The Buchan anticline of the Banff nappe of Dalradian rocks in North-East Scotland. *Quart. J. geol. Soc.*, London 112 (1956) 2, S. 131-156
- ROBERTS, D.: Tectonic deformation in the Barents Sea region of Varanger Peninsula, Finnmark. *Norges geol. Unders.*, Oslo 282 (1972), 39 S.
- ROBERTS, D.; SPRINGER, J.; WOLFF, F.C.: Evolution of the Caledonides in the northern Trondheim region, Central Norway: a review. *Geol. Mag.*, Hertford 107 (1970) 2, S. 133-145
- ROBERTS, J.C.: The structure of the Dalradian rocks between Glengad Head and Merville, Eastern Inishowen, Donegal. *Proc. roy. Irish Acad.*, Sect. B, 72 (1972) 20, S. 347-358
- RODGERS, J.: The tectonics of the Appalachians. New York u.a.: Wiley 1970
- ROPER, P.J.; JUSTUS, P.S.: Polytectonic evolution of the Brevard zone. *Amer. J. Sci.*, New Haven 273-A (1973), S. 105-132
- RUST, B.R.: The stratigraphy and structure of the Whithorn area of Wigtownshire, Scotland. *Scott. J. Geol.* 1 (1965) 2, S. 101-134
- RUTLAND, R.W.R.: Structural geology of the Sokumvatn area, Norway. *Norsk geol. Tidsskr.*, Oslo 39 (1959) 4, S. 287-337
- RUTLAND, R.W.R.; NICHOLSON, R.: Tectonics of the Caledonides of part of Norland, Norway. *Quart. J. geol. Soc.*, London 121 (1965) 1, S. 73-109
- RUŽENCEV, S.V.: Geologija južnoj časti Sakmarskoj zony Urala. In: *Problemy teoretičeskoj i regional'noj tektoniki*, S. 25-40. Moskva: "Nauka" 1971
- SAGYNDYKOV, K.; ŠČUKUROV, U.; ČEREPAKOVA, V.A.: Novye dannye po Talaso-Ferganskomu razlomu. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, Moskva 206 (1972) 4, S. 927-929
- SCHWAB, M.: Harz - verkehrt gestapelt: neue Theorien zum Gebirgsbau des Harzes. *Wiss. u. Fortschr.*, Berlin 24 (1974) 2 u. 3, S. 85-89 u. 140-145
- SIMONY, P.S.: Lewisian sheets within the Moines around the Saddle of Northwest Scotland. *J. geol. Soc.*, London 129 (1973) 2, S. 191-204
- SIMPSON, A.: The Caledonian history of the north-western Irish Sea region and its relation to surrounding areas. *Scott. J. Geol.* 4 (1968) 2, S. 135-163
- SITTER, L.U. DE: Crossfolding in non-metamorphic of the Cantabrian mountains and in the Pyrenees. *Geol. en Mijnbouw*, Leiden 39 (1960) 5, S. 189-194
- SITTER, L.U. DE: Hercynian and Alpine orogenies in Northern Spain. *Geol. en Mijnbouw*, Leiden 44 (1965) 11, S. 373-383
- STRAND, T.: The pre-Devonian rocks and structures in the region of Caledonian deformation. *Norges geol. Unders.*, Oslo 208 (1960), S. 170-184

- STRAND, T.; KULLING, O.: The Scandinavian Caledonides.  
London u.a.: Wiley 1972
- STURT, B.A.: The geological structure of the area south of Loch Tummel.  
Quart. J. geol. Soc., London 117 (1961) 2, S. 131-156
- SUTTON, J.; WATSON, J.: The structure and stratigraphical succession of the Moines of Fannich Forest and Strath Bran, Ross-shire.  
Quart. J. geol. Soc., London 110 (1954) 1, S. 21-53
- SUTTON, J.; WATSON, J.: Structures in the Caledonides between Loch Doich and Glenelg, North-west Highlands.  
Quart. J. geol. Soc., London 114 (1958) 2, S. 231-257
- TANNER, P.W.G.: The Sgurr Beag Slide - a major tectonic break within the Moinan of the Western Highlands of Scotland.  
Quart. J. geol. Soc., London 126 (1971) 4, S. 435-464
- TURNER, S.: Timing of the Appalachian-Caledonian orogen contraction.  
Nature, London 227 (1970) 5253, S. 90-91
- VOGT, T.: The lateral compression in Norway and the Great Glen fault in Scotland.  
Kgl. Norske videnskab. Selsk. Forhandl. 2 (1955), S. 42-53
- VONGAZ, L.B.: Nekotorye strukturno-facial'nye osobennosti paleozojskogo fundamenta Južnogo Tjan'-Sanja.  
Sov. Geol., Moskva (1958) 4
- WEISS, L.E.; McINTYRE, D.B.: Structural geometry of Dalradian rocks at Loch Leven, Scottish Highlands.  
J. Geol., Chicago 65 (1957) 5, S. 575-602
- WELLS, M.K.; BRADSHAW, R.: Multiple folding in the Sørfinnset area of Northern Norway.  
Norges geol. Unders., Oslo 262 (1970), 89 S.
- WOLFF, F.C.: Geology of Meraker area as a key to the eastern part of the Trondheim region.  
Norges geol. Unders., Oslo 245 (1967), S. 123-146
- ZEN, E-An: Time and space relationships of the Taconic allochthon and autochthon.  
Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, New York 97 (1967), 107 S.
- ZEN, E-An: Some revisions in the interpretation of the Taconic allochthon in west-central Vermont.  
Bull. geol. Soc. Amer., Boulder 83 (1972) 9, S. 2573-2587
- .... The British Caledonides.  
Edinburgh, London: Oliver & Boyd 1963
- .... The Geology of Scotland.  
Edinburgh, London: Oliver & Boyd 1965

Tab. 3. Korrelation einiger stratigraphischer Gliederungen des Karbons

UdSSR	UdSSR	Westeuropa
Oberkarbon (C <sub>3</sub> )		Stefan
Mittelkarbon (C <sub>2</sub> )	Moskau-Stufe	Westfal Namur C
	Baschkir-Stufe	
Unterkarbon (C <sub>1</sub> )	Namur	Namur A + B
	Visé	Visé
	Tournai	Tournai Etroeungt





Zum Alter tektogener Deformationen im mitteleuropäischen Variszikum

von

HANS-JÜRGEN PAECH<sup>1)</sup>

Z u s a m m e n f a s s u n g

Anhand einer Zusammenstellung bekannter Diskordanzen und untergeordnet von Gerölluntersuchungen wird das Deformationsalter innerhalb der mitteleuropäischen Varisziden diskutiert. Die Bedeutung prävariszischer Tektogenesen ist gering. Für die variszische Tektogenese lassen sich Vorläufer, Hauptfaltung (an Deformationsdiskordanzen erkennbar) und Nachläufer unterscheiden. Die Hauptfaltung beginnt im Oberdevon, kulminiert in der bretonischen und sudetischen Phase und endet mit der asturischen Phase. Für den äußeren Teil der mitteleuropäischen Varisziden wird in Übereinstimmung mit der Flyschentwicklung bei der Hauptfaltung Polarität angenommen.

S u m m a r y

On the basis of known unconformities and, to a lesser extent, detritus investigations the age of deformations in the Central European Variscids is discussed. Pre-Variscan tectogeneses are of little importance. For the Variscan tectogenesis the forerunner, the main folding (identifiable from deformation unconformities) and the sequel can be distinguished. The main folding begins in the Upper Devonian, culminates in the Bretonian and Sudetian phases and ends in the Asturian phase. For the outer part of the Central European Variscan belt polarity of the main folding is assumed in accordance with the flysch development.

R é s u m é

L'âge des déformations à l'intérieur des variscides de l'Europe centrale est discuté au moyen des discordances et des recherches subordonnées des galets. Les tectogenèses prévarisques sont de peu d'importance. On peut distinguer des précurseurs, le plissement majeur (connaissable aux discordances des déformations) et des postcurseurs pour la tectogenèse varisque. Le plissement majeur commence dans le Dévonien supérieur, culmine dans la phase bretonne et sudétienne et finit avec la phase asturienne. On suppose la polarité pendant le plissement majeur pour la partie extérieure des variscides de l'Europe centrale, conforme au développement du flysch.

<sup>1)</sup> Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde, Berlin

## Р е з ю м е

На основании сопоставлений известных тектонических несогласий и подчинено результатов определения состава галек конгломератов обсуждается возраст деформаций в пределах среднеевропейских вариоцид. Значение доварисцидских тектогенезов минимально. Во время вариоцидского тектогенеза можно различать: инициальную, главную (узнаваема деформационным несогласием) и затухающую складчатость. В Средней Европе главная складчатость начинается в поздне-девоне, достигает кульминаций в бретонской и судетской фазах и заканчивается в астурийской фазе. Для внешней части средне-европейских вариоцид предполагается в согласовании с развитием флиша полярность во время главной складчатости.

1. Einleitung und Problemanalyse

Ein wichtiges Kriterium beim Vergleich von Tektogenen ist zweifellos das Alter der Deformationen, die das Tektogen geformt haben. Mit STILLE (1924) und VON BUBNOFF (1954) müssen strukturverändernde, d.h. nicht umkehrbare, und strukturerhaltende, d.h. umkehrbare und säkular wirkende tektonische Bewegungen unterschieden werden, die in dem Begriffspaar "tektogen - epirogen" enthalten sind. Die hier allein interessierenden tektogenen Bewegungen äußern sich im heutigen Erscheinungsbild einmal in germanotypen Strukturen, die häufig sehr enge Beziehungen zu Störungen aufweisen, und zum anderen in alpinotypen Formen. Alpinotype Beanspruchungen können neben einfacher Faltung auch Interdeformationen der Gesteine mit Bildung neuer Gefüge (z.B. Schieferung) und auch metamorphe Veränderungen umfassen. Dementsprechend sind die tektogen entstandenen Strukturen in ihrer äußeren Form und ihrem inneren Gefüge äußerst vielgestaltig. Trotzdem läßt sich eine grobe Klassifizierung durchführen, wobei Bereiche ähnlichen Beanspruchungsgrades zusammengefaßt werden (Tab. 1). Dabei werden aber zahlreiche Details bewußt vernachlässigt.

Tab. 1. Zusammenstellung der Bereiche gleichen Beanspruchungsgrades

Bereiche gleichen Beanspruchungsgrades	Merkmale	Symbol auf Abb. 1 und 2
tektogen unbeanspruchht	generell flache Schichtlagerung	(n)
bruchtektonisch beansprucht	Störungen, verbunden mit Schollenkipnungen, keine Falten	(st)
germanotype Falten-tektonik	Falten geringen Einengungsgrades, häufig in Verbindung mit Störungen	(f)
einfache Falten-tektonik	alpinotype Falten, keine Schieferung	(F)
Schiefertektonik	alpinotype Falten mit 1. Schieferung	(s <sub>1</sub> )
Phyllittektonik	alpinotype Falten mit 1. Schieferung und 2. Schieferung	(ph)
Gneistektonik	Gesteine sind stark rekristallisiert, besonders Feldspatsprossung, mehrere Falten-systeme und Schieferungen	(gn)

Durch Druck-, aber auch durch Temperaturerhöhung ist eine verstärkte tektogene Beanspruchung mit zunehmender Teufe zu erwarten, wenn nicht eine nachträgliche Deckenumstapelung diesen generellen Trend stört. Somit entspricht die in Tab. 1 angegebene Unterteilung, die auf die Unterscheidung von Schiefergebirgs-, Phyllit- und Grundgebirgstektonik nach SCHROEDER (1958, 1966) zurückgeht, einer Vertikalgliederung bzw. einem disharmonischen Stockwerkbau (JUBITZ 1960), der in dieser Vollständigkeit zwar denkbar ist, aber nicht unbedingt entwickelt sein muß. Andererseits finden sich diese Bereiche ähnlicher Beanspruchung als Ausdruck der lateral ausklingenden Faltung auch nebeneinander wieder.

Die hier ausgeschiedenen Deformationsbereiche können zwar im Sinne der Stockwerktektonik mehr oder weniger gleichzeitig entstehen, trotzdem verbirgt sich darin ein Entwicklungsprozeß, der außer dem Über- und Nebeneinander ein Nacheinander beinhaltet. So dürften Gesteine, die jetzt als Phyllite vorliegen, mehrere Stadien durchlaufen, indem sie zunächst schwach gefaltet, mit zunehmendem Druck und erhöhter Temperatur stark gefaltet, dann geschiefert (1. Schieferung) und schließlich das zweite Mal gefaltet und geschiefert ( $s_2$ ) wurden. Es kann allerdings damit gerechnet werden, daß die Herausbildung der ersten Schieferung im Schieferstockwerk noch weiterging, als in den höhermetamorphen Bereichen bereits  $B_2$ -Achsen,  $s_2$ -Flächen usw. entstanden (vgl. SCHROEDER 1974).

Neben dieser großflächig entwickelten Faltentektonik sind auch tektogenetische Bewegungen zu beachten, die sich in Bildung von tektonischen Decken äußern oder in Deformationen, die durch tief in die Erdkruste oder darüber hinaus in den Erdmantel reichende Lineamente bedingt sind, deren Strukturen in ihrem Erscheinungsbild wegen ähnlicher p-t-Bildungsbedingungen mit der normalen Faltentektonik übereinstimmen können.

Wenn auch ein Ziel tektonischer Forschungen darin bestehen sollte, das gesamte Über-, Neben- und Nacheinander bei tektogenetischen Prozessen zu datieren, so beschränkt sich der vorliegende Aufsatz darauf, anhand von Diskordanzen das Faltungsalter in den mitteleuropäischen Varisziden zu bestimmen oder aber zumindest zeitlich einzuengen, um allgemeine Schlußfolgerungen zur Entwicklung der Faltung zu ziehen. Außerdem stützt sich diese Analyse auf publizierte Gerölluntersuchungen, die ebenfalls widerspruchsfreie Aussagen über erfolgte Tektogenesen ermöglichen. Der Verfasser ist sich bewußt, daß hiermit nicht alle Möglichkeiten zur Altersdatierung tektogener Erscheinungen ausgeschöpft sind. Besonders dürfte die kritische Durchsicht physikalischer Altersdaten zusätzliche Informationen bringen. Die hier angewendete Arbeitsmethodik unterscheidet sich demnach deutlich von der BURTMANS (1977).

Am Schluß dieser einführenden Bemerkungen möchte der Verfasser seinen Kollegen im Zentralinstitut für Physik der Erde, besonders Dr. E. SCHROEDER und Dr. P. BANKWITZ, für zahlreiche wissenschaftliche Diskussionen und kritische Hinweise danken.

## 2. Ausbildung von Diskordanzen

Der Formenreichtum tektogener Strukturen, der sich auch in unterschiedlicher Ausbildung von Diskordanzen widerspiegelt, soll zunächst unter Vernachlässigung geneti-

scher Fragen allein vom Erscheinungsbild her behandelt werden. Eine für Altersdatierungen geeignete Diskordanz stellt eine Überlagerung von tektogen beanspruchten Gesteinen durch suprakrustale Formationen dar. Das bedeutet, daß eine tektogene Struktur meist erst dann anhand einer Diskordanz altersmäßig datiert oder eingengt werden kann, wenn sie im Laufe der geologischen Entwicklungsgeschichte an die Erdoberfläche gelangt und hierbei durch jüngere Schichten, sei es durch Sedimente oder durch Vulkanite, überdeckt wird.

Ausschlaggebend für die Ausbildung einer Diskordanz ist der Deformationsunterschied zwischen den Gesteinsfolgen in ihrem Liegenden und Hangenden. Hiernach lassen sich Diskordanzen folgendermaßen einteilen (in der Reihenfolge zunehmender Deformationsunterschiede):

Sehr schwache Diskordanz ohne Deformationsunterschiede, Fallwinkel sind sich in ihrem Liegenden und Hangenden so ähnlich, daß Unterschiede nicht meßbar sind; meist nur aus Karten abzulesen; werden auch als Erosionsdiskordanz bezeichnet; leiten zu Schichtlücken über, die rein epirogen bedingt sind. Ein Sonderfall schwacher Diskordanzen besteht dann, wenn ein mit Störungen durchsetzter Schichtkomplex von gleich geneigten, aber ungestörten Serien überlagert wird.

Winkeldiskordanz mit unmerklichem Unterschied im Deformationscharakter im Liegenden und Hangenden; Deformationsunterschiede beschränken sich, wenn überhaupt vorhanden, auf Kompaktionsunterschiede.

Winkeldiskordanz mit deutlichem Unterschied im Deformationscharakter im Liegenden und Hangenden. Man kann auch von Deformationsdiskordanz sprechen. Der extremste strukturelle Unterschied besteht in der diskordanten Überlagerung von Gneisen durch unkompaktierte Lockergesteine.

Überprägte Diskordanz: eine Diskordanz, die nachträglich nochmals tektogen beansprucht wird. Ist die zweite Beanspruchung stärker als die erste, wird der Deformationscharakter im Hangenden der Diskordanz dem im Liegenden angeglichen. Daraus erklärt sich, daß in Gneisgebieten der Nachweis von Diskordanzen sehr schwierig zu führen ist.

Diese Ausscheidung verschiedener Diskordanztypen erweist sich deswegen als notwendig, weil das Hauptziel vorliegenden Aufsatzes darin besteht, das Alter der Hauptfaltung zu bestimmen. Hauptfaltungen umfassen aber fast ausschließlich alpinotype Beanspruchungen, die sich in Deformationsdiskordanzen widerspiegeln. Die tektogenen Bewegungen vor oder nach der Hauptfaltung äußern sich dagegen in Diskontinuitäten, die nur von schwachen Diskordanzen bis zu Winkeldiskordanzen ohne merklichen Deformationsunterschied reichen.

Diskordanzen von Hauptfaltungen sind auch im Kartenbild bei verschiedenem Streichen des wichtigen tektogenen Inventars (z.B. Faltenachsen, Schieferung) abzulesen. Man spricht hierbei von Strukturdiskordanzen. Im Grunde genommen handelt es sich um überprägte Diskordanzen, die mangels geeigneter Aufschlüsse durch andere Methoden ermittelt werden müssen.

### 3. Regionale Ergebnisse

Das Untersuchungsgebiet umfaßt im wesentlichen die außeralpinen mitteleuropäischen Varisziden (vgl. Abb. 1), d.h. nach der Einteilung von KOSSMAT (1927) Moldanubische Zone einschließlich des Barrandiums, Saxothuringisch-Lugische Zone einschließlich der Mitteldeutschen Kristallinzone, Rhenoharzynische Zone und schließlich den gefalteten Anteil der aus Molasse aufgebauten Vorsenke, die den Übergang zur ungefalteten Mitteleuropäischen Karbonsenke herstellt. Die Grenzen zwischen den einzelnen Zonen sind selten scharf, meist sind sie verschwommen und deswegen im Detail umstritten.

Insgesamt wird das Untersuchungsgebiet dem mitteleuropäischen Variszikum zugerechnet, da die Hauptdeformation im wesentlichen in variszischer Zeit (Devon bis Unterperm) erfolgte. Das Gebiet besteht allerdings nicht ausschließlich aus Gesteinen einer variszischen Geosynklinale. Die Frage ist umstritten, zu welcher Zeit die variszische Geosynkinalentwicklung einsetzte. Stellenweise ist seit dem obersten Proterozoikum eine kontinuierliche Sedimentation bis ins Karbon sehr wahrscheinlich (BANKWITZ 1970) und damit eine Abtrennung eines prävariszischen Sedimentanteiles problematisch. Wegen extrem hoher Mächtigkeiten während des untersten Ordoviziums läßt BRAUSE (1970) die variszische Geosynklinale posttremadozisch beginnen.

Von besonderem Interesse ist die Frage nach dem Vorhandensein prävariszischer tektogener Bewegungen, die mit einer Hauptfaltung verglichen werden können. Da dieses Problem umstritten ist, soll geprüft werden, ob durch Diskordanzen oder durch Gerölluntersuchungen prävariszische Tektogenesen nachzuweisen sind und welche Bedeutung sie für die variszische Entwicklung haben.

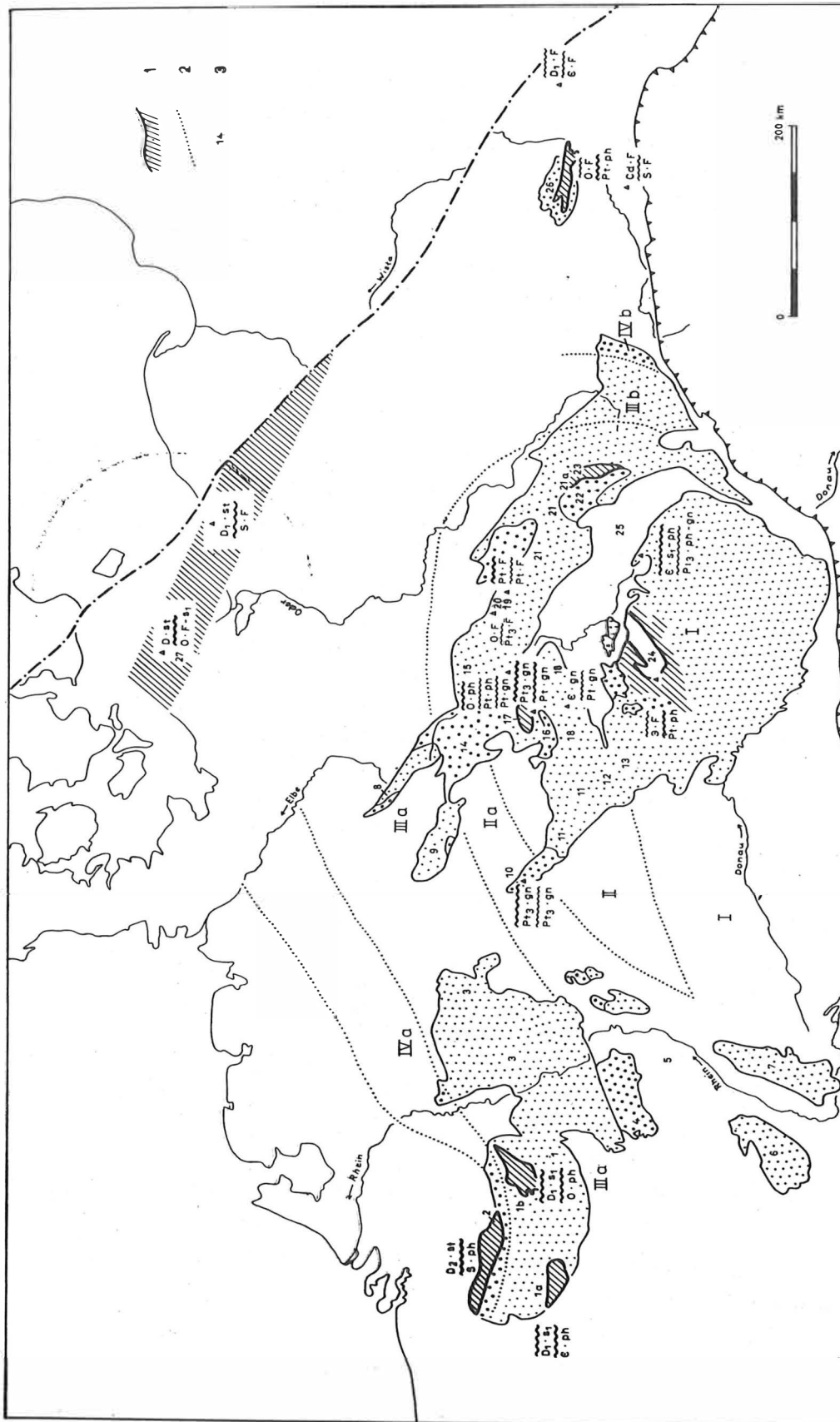
#### 3.1. Prävariszische Tektogenesen

Die Nachweismöglichkeit prävariszisch entstandener tektogener Strukturen wird dadurch stark eingeschränkt, daß die darauf beruhenden Diskordanzen meist nachträglich durch jüngere Beanspruchungen überprägt worden sind. Die Überprägung führt bei entsprechend starker Beanspruchung sowohl zu einer Verschleierung der Verbandsverhältnisse als auch zu einer Angleichung der Deformationsintensitäten im Liegenden und Hangenden der prävariszischen Diskordanz. Damit ist die Bewertung prävariszischer Strukturen äußerst kompliziert. Sowohl Unter- als auch Überbewertungen sind möglich.

Zunächst soll auf präkambrische Tektogenesen (einschließlich der assyntischen bzw. baikalischen) eingegangen werden (Abb. 1). Die eindeutigste präkambrische Diskordanz innerhalb des Variszikums, die auf alpinotype Beanspruchung schließen läßt, befindet sich an der Basis des aus paläozoischen Gesteinen aufgebauten Barrandiums. Hier werden geschieferte, teilweise sogar phyllitisierte proterozoische Schichten von nur einfach gefalteten paläozoischen Schichten (Mittelkambrium bis Givet) überlagert (SVOBODA 1966). Damit ist eine assyntische bzw. baikalische kräftige Tektogenese widerspruchsfrei belegt. Unklar ist dagegen die Existenz einer intrapräkambrischen Metamorphose, die besonders von DUDEK & SUK (1965) angezweifelt wird. GRAUERT, HANNY & SOPTRAJANOVA (1973) beziehen das Alter klastischer Zirkone (2000 - 2300 Mill. Jahre) auf eine prävariszische Metamorphose.

Abb. 1. Verbreitung eindeutiger prävariszischer Deformation im mitteleuropäischen Variszikum  
 Zeichenerklärung vgl. Abb. 2

Spezielle Zeichen: 1 - Gebiete mit eindeutiger prävariszischer alpinotyper Beanspruchung;  
 2 - Grenze tektonischer Großeinheiten: I - Moldanubische Zone, II - Saxothuringisch-Lugische Zone (II a - Mitteldeutsche Kristallinzone), IIIa - Rhenoharzynische Zone, IIIb - Moravo-Silesische Zone, IV a - gefalteter Anteil der Molassevorsenke westlich der Elbe, IV b - gefalteter Anteil der Molassevorsenke des oberschlesischen Beckens; 3 - im Text verwendete Gebietsbezeichnungen: 1 - Ardennen (1 a - Massiv von Rocroi, 1 b - Massiv von Stavelot), 2 - Brabanter Massiv, 3 - Rheinisches Schiefergebirge, 4 - Saar-Nahe-Senke, ihr Westteil ist die Saar-Senke, 5 - Haardt, 6 - Vogesen, 7 - Schwarzwald, 8 - Flechtingen-Roßlauer Scholle, ihr Westteil ist die Flechtinger Scholle, 9 - Harz, 10 - Grundgebirge von Ruhla, 11 - Thüringisches Schiefergebirge, 12 - Vogtländisches Schiefergebirge, 13 - Fichtelgebirge, 14 - Dinant von Delitzsch bei Leipzig, 15 - Dinant von Doberlug-Kirchhain, 16 - Erzgebirgsbecken, 17 - Granulitgebirge, 18 - Erzgebirge, 19 - Lausitzer Grauwackeneinheit, 20 - Görtitzer Schiefergebirge, 21 - Góry Kaczawskie, 21 a - Depression von Świebodzice, 22 - Inner-sudetische Mulde, 23 - Góry Sowie, 24 - Barrandium, 25 - Bohrungen bei Hradec Kralové, 26 - Góry Świętokrzyskie, 27 - Bohrungen im Bereich der Insel Rügen



Eindeutig zeigt sich eine assyntische Diskordanz in den Góry Świętokrzyskie (Heiligkreuz-Gebirge). Phyllittektonisches Proterozoikum wird von einfach gefaltetem Ordovizium überlagert.

NEUMANN (1974 a, b) berichtet über einen oberproterozoischen Verwitterungshorizont im Granulitgebirge, der an eine wichtige Diskordanz gebunden zu sein scheint und jetzt infolge einer jüngeren Beanspruchung als Cordieritgneis vorliegt. Bei diesen jüngeren Bewegungen wurde die Diskordanz so stark überprägt, daß sich die Deformationsintensitäten im Liegenden und Hangenden der Diskordanz sehr ähnlich sind.

Durch detaillierte Kartierungsarbeiten hat HIRSCHMANN (1970) eine Diskordanz in der Lausitzer Grauwackeneinheit (höchstes Proterozoikum) gefunden, die Görlitzer und Kamenzer Schichten voneinander trennt. Die Diskordanzfläche, die selbst schwach gefaltet ist, scheidet Gesteinsfolgen gleichen Deformationscharakters. Bei geringer In-nendeformation ist Schieferung nicht oder kaum anzutreffen. Damit hat hier die präkambrische Tektogenese nur zu einem schwachen Faltenbau geführt.

Über das Alter anderer möglicher prävariszischer Beanspruchungen im ostelbischen Gebiet (Lausitz und Westsudeten) bestehen unterschiedliche Auffassungen. Zweifellos haben dieses Gebiet präordovizische tektogene Bewegungen betroffen (LORENZ 1972; FRISCHBUTTER 1976). Ihre Intensität ist aber — gemessen an jüngeren Deformationen — vermutlich gering. Meist scheint sie einfache Falten- und Schieferungsbildung nicht zu übersteigen. Neue Aspekte bringen P. BANKWITZ, FRISCHBUTTER & E. BANKWITZ (1977) bei, die auf eine recht beträchtliche Faltung mit Schieferungsbildung verweisen, welche vor der Anatexis des Lausitzer Granodiorites (nach HAAKE u.a. 1973 assyntisch) eingetreten ist. Auf der anderen Seite dürften variszische Bewegungen erheblichen Anteil an der Formung des Gebietes haben. Dafür sprechen einmal die Verhältnisse des Görlitzer Schiefergebirges (Dinant ist in die Faltung einbegriffen); außerdem die starke Beanspruchung des hangenden Ordoviziums (Phyllittektonik). Zum anderen unterstützt der von SMULIKOWSKI (1966) gefundene Übergang von bretonisch gefalteten Serien der Góry Kaczawskie (siehe unten) in den Izer-Gneis die Vorstellung von der vorwiegend variszischen Prägung der Westsudeten.

Noch unklarer sind die Verhältnisse im Erzgebirge in bezug auf präkambrische und darüber hinaus prävariszische Tektogenesen überhaupt. Von WALTHER (1972) wird eine Diskordanz zwischen präkambrischen Gneisen und ins Kambrium gestellten Glimmerschiefern beschrieben. Ganz abgesehen von fehlenden paläontologischen Belegen für die Altersdatierung fällt auf, daß die durch die Metamorphose bestimmte Mineralfazies im Liegenden und Hangenden der Diskordanz gleich ist (Disthen-Almandin-Subfazies). Falls hier überhaupt eine Tektogenese an der Wende Präkambrium/Kambrium stattgefunden hat, war sie nur sehr unbedeutend.

Ein weiterer Versuch, an der Nordflanke des Fichtelgebirges eine Diskordanz zwischen Präkambrium und Kambrium nachzuweisen, stammt von HOLUBEC (1962). Seine Reduktion paläozoischer Gefüge von der Gesamtdeformation wirkt aber nicht überzeugend.



Ebenso fraglich ist die Wirkung prävariszischer Faltungen im Erzgebirge während des Altpaläozoikums. Zwar scheint zunächst die Auflagerung der von BEHR, JORDAN & WEBER (1965) ins Silur gestellten Phyllite auf Erzgebirgsgneisen für eine präsilurische Vergneisung zu sprechen. Nach den Untersuchungen von BEHR (1964) stimmen aber sowohl das Achseninventar und das Korngefüge als auch die Mineralfazies (Epidot-Amphibolit-Fazies) unter und über der fraglichen Diskordanz überein. Wenn sich hier eine Diskordanz tatsächlich verbirgt, ist sie nachträglich so stark überprägt worden, daß der Einfluß der sie erzeugenden Tektogenese nicht voll abgeschätzt werden kann.

Nach der Ausbildung der Diskordanzen zu urteilen, haben prävariszische Tektogenesen nur selten zu irreversiblen Konsolidationen geführt (im Barrandium, Brabanter Massiv, Nordteil der DDR und in Nordwestpolen, vgl. Abb. 1). Weitaus häufiger ist das Prävariszikum durch variszische Deformationen so intensiv überprägt, daß sein primärer Charakter nicht eindeutig rekonstruiert werden kann. Man gewinnt den Eindruck, daß prävariszische Konsolidationen im mitteleuropäischen Variszikum keine ausschlaggebende Bedeutung besitzen.

Diese Aussagen sollen ergänzend an einigen publizierten Ergebnissen von Gerölluntersuchungen überprüft werden. Bei starken präkambrischen Tektogenesen müßten entsprechende tektogen geprägte Gesteine (Gneise, Glimmerschiefer und Phyllite) als Gerölle in jüngstpräkambrischen oder kambrischen Klastiten anzutreffen sein. Die Meinungen über das Vorhandensein von präkambrisch beanspruchtem Gesteinsdetritus gehen auseinander. BRAUSE (1969) und BERNARDOVÁ & CHAB (1968) sprechen sich dafür aus, daß im obersten Präkambrium schon aus Metamorphiten bestehende Liefergebiete zur Verfügung stehen. BRAUSE (1969) bringt aber lediglich Beispiele für schwach metamorph veränderte Gesteine bei.

GRAUERT, HANNY & SOPTRAJANOVÁ (1973) teilen mit, daß das Alter klastischer Zirkone aus dem Moldanubikum und Saxothuringikum hauptsächlich mit 2000 bis 2300 Mill. Jahren bestimmt worden ist. Im Moldanubikum sind außerdem untergeordnet Alter von 550 - 600 Mill. Jahren vorhanden, während starke Metamorphosen im Zeitraum zwischen 700 und 1500 Mill. Jahren ausgeschlossen werden können.

Detaillierte Gerölluntersuchungen präkambrischer Klastite im Gebiet der DDR zeigen eine erstaunlich gleichmäßige Geröllzusammensetzung (Kl. SCHMIDT 1960; FALK 1974; FRISCHBUTTER 1976). Meist sind Sedimentit-, Granit-, Vulkanit- und Quarzgerölle vertreten. Gneise und Glimmerschiefer konnten nicht widerspruchsfrei nachgewiesen werden. Selbst schwach metamorphe Gesteine, wie Phyllite, sind selten. In "Regional Geology of Czechoslovakia" (SVOBODA 1966, S. 289) werden Quarz und proterozoische Gesteine als Geröllkomponenten kambrischer Konglomerate des Barrandiums angegeben. Außerdem erfolgt ein Hinweis auf Untersuchungen von KUKAL, der Orthogneis, Glimmerschiefer, Phyllit und andere Metasedimente anführt.

Gneisgerölle fehlen auch in Gedinne-Konglomeraten des Hunsrück am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. Nach MEYER (1975) überwiegt unter den Geröllen bei weitem Quarz.

Für das engere Saxothuringikum steht der Nachweis eines aus präkambrischen Gneisen aufgebauten Liefergebiets aus. Hier beginnt die Schüttung von Geröllen metamorpher Gesteine sehr spät. WEISE (1972) gibt aus dem Oberdevon des Vogtländischen Schiefergebirges bis 12 cm große Gneisgerölle an, deren grauwackenartiges Edukt wegen schwacher Überprägung noch deutlich zu erkennen ist. Weiter verbreitet sind Metamorphitgerölle erst im Unterkarbon, wo sie aber keine bestimmende Geröllvarietät darstellen (z.B. TRÖGER 1959). Auch die Gerölle im Ordovizium des Krkonoše-Kristallins sind höchstens schwach metamorph verändert (CHALOUPSKÝ 1963). Unklar sind dem Verfasser die Altersverhältnisse der Góry Sowie in den Westsudeten (Eulengebirge), deren Gerölle schon im Oberdevon der Depression von Świebodzice auftreten. Gneisdominierende Geröllzusammensetzungen sind nur aus dem Dinant im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge bekannt (JOCHMUS-STÖCKE 1929).

Insgesamt bestätigt sich hiermit die aus den Untersuchungen an Diskordanzen erzielte Aussage, daß präkambrische Tektogenesen (einschließlich der assyntischen) mit Ausnahme der Moldanubischen Zone offensichtlich nicht zu intensiven Metamorphosen geführt haben.

Gehen wir nun zur Frage der kaledonischen Tektogenese über, deren Bedeutung für die tektonische Ausgestaltung der Paläozoiden Mitteleuropas unterschiedlich eingeschätzt wurde. Während KOSSMAT (1927) noch den variszischen Bogen bis in die Westsudeten verlaufen läßt, hat sich später die Vorstellung von kaledonisch gefalteten Westsudeten eingebürgert. Erst seit den 60er Jahren haben Arbeiten von JAEGER (1964a, 1964b), FRANKE (1965), HIRSCHMANN (1965, 1966) die Bedeutung kaledonischer Faltung für die Westsudeten und den westlich anschließenden Lausitzer Raum stark reduziert. Besonders wichtig für diese Fragestellung ist der Nachweis von Oberdevon in den Góry Kaczawskie (Bober-Katzbach-Gebirge) durch URBANEK (1974), so daß hier die Hauptfaltung sogar postdevonisch, vermutlich bretonisch, nach den neuesten Funden dinantischer Fauna (CHOROWSKA & SAWICKI 1975) erst innerhalb des Dinants abgeschlossen worden ist. In den Sudeten sind demnach während der kaledonischen Ära keine starken tektogenetischen Bewegungen zu verzeichnen.

Einen wichtigen Eckpfeiler für den Nachweis kaledonischer Bewegungen stellte ein Teil der Góry Świętokrzyskie dar, deren Hauptfaltung aber offensichtlich in die assyntische Ära zu stellen ist (phyllittektonisch beanspruchtes Oberes Proterozoikum wird von einfach gefaltetem Paläozoikum überlagert; Abb. 1). Diese assyntische Hauptfaltung schließt aber nicht schwache kaledonische Faltungen aus, wie sich durch Winkeldiskordanzen ohne deutlichen Deformationsunterschied (Devon über Kambrium) auch tatsächlich nachweisen läßt. Phanerozoische Gebirgsbildungen haben in den Góry Świętokrzyskie nur zu einfachen Faltenformen geführt, wobei es schwer ist, kaledonische und variszische Strukturen zu trennen. Im Deformationsgrad gleichen sie einander. Durch ZNOSKO (z.B. in CZERMINSKI & ZNOSKO 1967) wurden die kaledonischen Bewegungen offensichtlich überbetont. Ähnliche tektonische Verhältnisse sind im nördlichen Mitteleuropa anzutreffen. Kaledonische Bewegungen sind vorhanden, erreichen aber nur lokal höhere Intensität; meist beschränken sie sich auf schwache Faltungen. So ist auch zu erklären, daß sich FRANKE (1965, 1967, 1968) und JAEGER (1967) zunächst gegen alpinotype kaledonische Beanspruchungen ausgesprochen haben. Mit dem Abteufen weiterer Bohrungen im Gebiet der Insel Rügen und in NW-Polen liegt nun hinreichend Kernmaterial

vor, um die Bedeutung kaledonischer Bewegungen im nördlichen Mitteleuropa real einschätzen zu können (FRANKE u.a. 1975; GLUŠKO u.a. 1974; DIKENŠTEJN, SOLOVEV & CHAIN 1975). Sie erreichen lokal auch alpinotypen Charakter.

Im Gegensatz zu früheren Vorstellungen sind im rechtsrheinischen Anteil der Rhenoharzynischen und der Saxothuringischen Zone (Rheinisches Schiefergebirge, Harz, Thüringisches Schiefergebirge, Vogtländisches Schiefergebirge) keine tektogenen Strukturen während der kaledonischen Faltung entstanden.

Relativ einheitliche Vorstellungen bestehen über den linksrheinischen kaledonischen Anteil der mitteleuropäischen Varisziden (Abb. 1). Das kaledonische Alter des Brabanter Massivs ist allgemein anerkannt. Hierbei ist eine eindeutige Deformationsdiskordanz entwickelt, teilweise werden phyllittektonisch beanspruchtes Ordovizium und Silur von flachliegendem Mitteldevon überlagert. Unklarer liegen die Verhältnisse in den kaledonischen Massiven der Ardennen. Das Kaledonikum ist in unterschiedlichem Grade überprägt und dementsprechend auch die kaledonischen Winkeldiskordanzen. So findet sich z.B. am Massiv von Rocroi im Liegenden der Fépin-Diskordanz phyllitisches Kambrium, das von variszisch gefaltetem und geschiefertem Gedinne überlagert wird, wobei die Diskordanz selbst auch gefaltet ist (RUTTEN 1969, S. 93). Im Massiv von Stavelot ist die Überprägung des Kaledonikums stärker (BREDDIN 1973).

#### Teilzusammenfassung

Präkambrische Tektogenesen (einschließlich der assyntischen) sind für Mitteleuropa in ihrer Bedeutung umstritten. Alpinotype Deformationen stärkerer Intensität lassen sich für diesen Zeitabschnitt nur in der Moldanubischen Zone (hier verbunden mit Konsolidationen), in den Góry Świętokrzyskie und im Granulitgebirge mittels Diskordanzen eindeutig nachweisen. Obwohl das weitgehende Fehlen von metamorphen Geröllen im obersten Präkambrium dafür spricht, daß präkambrische Beanspruchungen nicht die Intensität von variszischen Deformationen erreichen, muß damit gerechnet werden, daß ein Teil präkambrischer Diskordanzen nachträglich durch jüngere Bewegungen bis zur Unkenntlichkeit überprägt worden ist.

Die kaledonische Tektogenese ist besonders für das Brabanter Massiv und die Ardennenmassive (Abb. 1) von Bedeutung und dort durch Deformationsdiskordanzen (z.T. überprägt) klar zu belegen. Außerdem sind kaledonische Bewegungen am SW-Rand der Osteuropäischen Tafel sowohl im Gebiet der nördlichen DDR als auch der VR Polen bekannt; sie erreichen hier aber nur selten alpinotypen Charakter. Im übrigen variszischen Mitteleuropa (Rhenoharzynische Zone, Saxothuringisch-Lugische Zone und Moldanubikum) sind keine kaledonischen Faltungen nachzuweisen.

### 3.2. Variszische Tektogenese

Die Prägung des mitteleuropäischen Grundgebirges erfolgt im wesentlichen während der variszischen Ära, wobei die prävariszischen Strukturen offenbar sehr stark überarbeitet werden.

Die variszische Tektogenese läßt sich in mehrere Etappen untergliedern:

- Vorläufer der variszischen Tektogenese,
- variszische Hauptfaltung,
- Nachläufer der variszischen Tektogenese.

Die Auffassung von der extremen Kurz- und Gleichzeitigkeit tektonischer Phasen ist meist aufgegeben worden. Verbreitet ist unter den Geowissenschaftlern jetzt die Meinung, daß ein langfristig wirkender tektogenetischer Prozeß in Zeiten kulminiert, in denen die tektogenetische Aktivität besonders hoch ist. Dies läßt sich u.a. auch aus der Anlieferung klastischen Materials während des Flyschstadiums indirekt ableiten (PAECH, im Druck). Es ist nach Auffassung des Verfassers unzweckmäßig, zu viele Phasen auszuscheiden, vorteilhaft erscheint es aber, die Kulminationspunkte der Hauptfaltung mit den herkömmlichen Phasenbegriffen zu charakterisieren, wobei die tektonischen Phasen nicht als kurzzeitige Ereignisse aufgefaßt zu werden brauchen:

- |                      |  |
|----------------------|--|
| asturische Phase     | - Westfal, besonders an der Grenze zum Stefan;                     |
| sudetische Phase     | - oberstes Dinant und Namur, besonders an der Grenze Dinant/Siles; |
| bretonische Phase    | - oberstes Oberdevon und unterstes Dinant;                         |
| oberdevonische Phase | - oberstes Mittel- bis unteres Oberdevon.                          |

### 3.2.1. Vorläufer der variszischen Tektogenese

Vorläufer der variszischen Tektogenese lassen sich sowohl im Saxothuringikum als auch im Rhenoherynikum nachweisen. Dabei soll aber von den nur durch Sedimentationsunterbrechungen gekennzeichneten tektonischen Bewegungen abgesehen werden, die ohnehin oftmals mit Hilfe verfeinerter biostratigraphischer Methoden erschlossen werden. Zahlreiche Schichtlücken dürften durch das Paläorelief bedingt sein (KREBS 1968). Unberücksichtigt bleiben auch Einschaltungen größeren Materials, die nicht ausschließlich durch tektonische Prozesse in das Becken geschüttet worden sind.

Ausgewertet werden ausschließlich Diskordanzen, die meist als schwache Diskordanzen vorliegen. Vielfach handelt es sich um geringe Winkeldiskordanzen (geringe Einfallunterschiede) oder anderweitige schwache Diskordanzen (z.B. sedimentär gekappte Störungen). Nur im Gebiet von Belecke im Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges fand PLESSMANN (in H. SCHMIDT & PLESSMANN 1961) eine deutliche Winkeldiskordanz (aber ohne Deformationsunterschiede), wo die Einfallswinkel von Oberdevon und Dinant um ca.  $90^{\circ}$  differieren. Auch im Saxothuringikum gibt es derartige tektogenetische Vorläuferbewegungen. Im Vogtland z.B. überlagert klastisches Dinant vulkanogenes Oberdevon mit einer geringen Winkeldiskordanz (ehem. Bahnwärterhaus Magwitz).

Diese schwachen Diskordanzen belegen eine tektogene Unruhe, die weite Bereiche der variszischen Geosynklinale erfaßt, aber noch keine echte Faltung darstellt, obwohl schwache Faltenformen (HEMPEL 1974) schon auftreten können. Ein Wandern der Tektogenese ist für die Vorläufer nicht belegt und auch unwahrscheinlich.

### 3.2.2. Variszische Hauptfaltung

Die variszische Hauptfaltung umfaßt im Gegensatz zu ihren Vorläufern eine intensive alpinotype Beanspruchung der Gesteine, verbunden mit Schieferungsbildung und Metamorphose verschiedener Druck- und Temperaturverhältnisse, die bis zur Gneisbildung reicht. Damit sind Diskordanzen der variszischen Hauptfaltung vorwiegend auch Deformationsdiskordanzen, zumal jüngere Überprägungen nicht mehr eingetreten sind.

Die Altersbestimmung der an sich sehr deutlichen Diskordanzen wird aber andererseits dadurch eingeschränkt, daß nach der Hauptfaltung zunächst eine längere Sedimentationsunterbrechung folgt und erst viel später, selten vor dem Westfal, meist erst im Perm, die variszische Struktur eingedeckt wird, wobei sich eine Diskordanz ergibt. Damit ist das Zeitintervall zwischen jüngstem gefaltetem und ältestem ungefaltetem Gestein oftmals sehr groß. Die Tektogenese kann damit zeitlich nicht genau genug bestimmt werden.

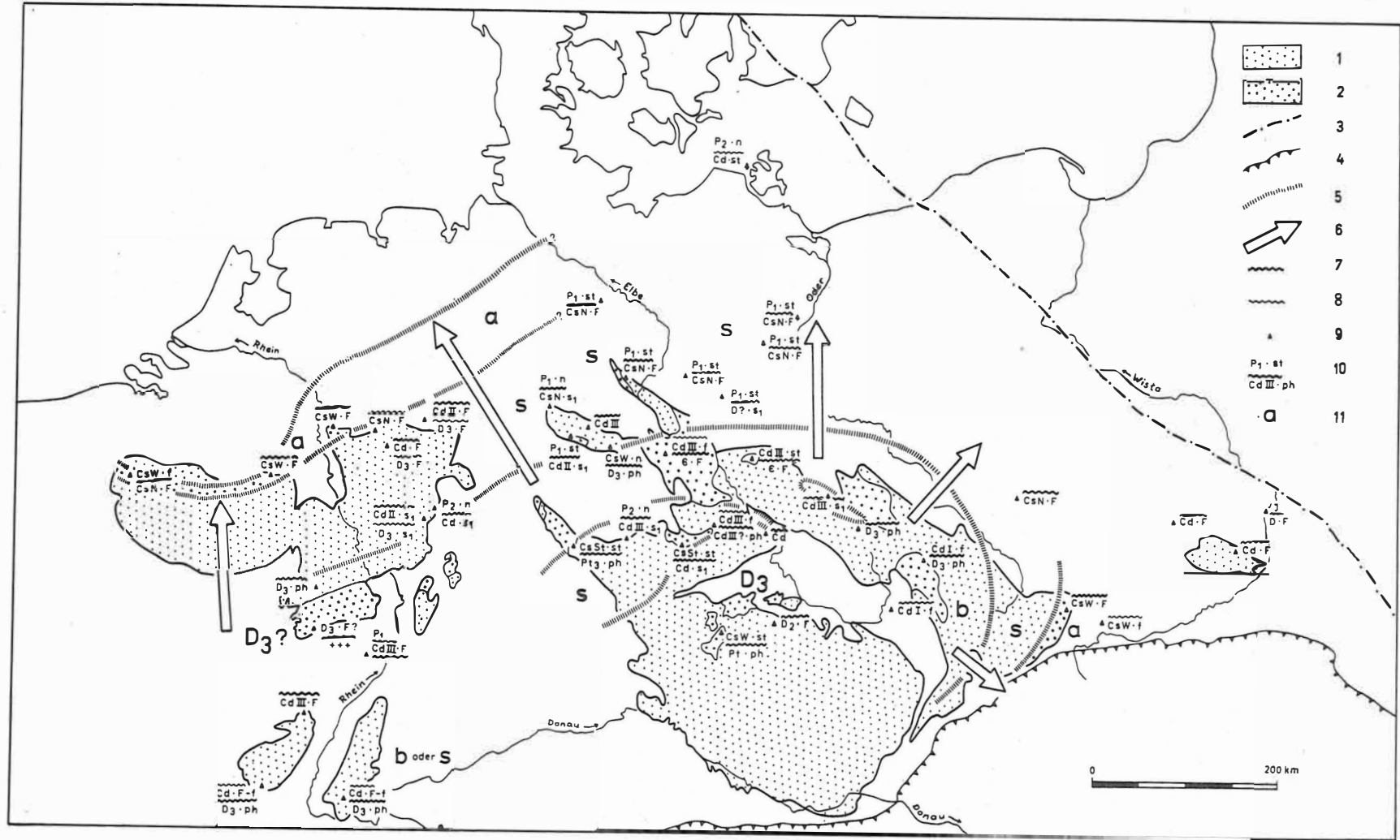
Günstige Möglichkeiten zur zeitlichen Einordnung der variszischen Hauptfaltung bieten sich in solchen Gebieten, in denen frühe Molassebildungen von Innensenken (zeitgleich mit Flyschsedimenten in der Restgeosynklinale) zur Ablagerung gelangen. Diese liegen dem Untergrund mit Deformationsunterschied diskordant auf und bieten günstige Möglichkeiten der genaueren Altersbestimmung (Abb. 2).

In der Innersudetischen Mulde beginnt die Molassesedimentation nach der variszischen Hauptfaltung im Dinant, nach A.K. TEISSEYRE (1975) sogar im untersten Dinant. Die entsprechenden Ablagerungen sind nicht mehr alpinotyp, sondern nur noch germanotyp gefaltet. Zwar ist die Diskordanz zum Liegenden nicht aufgeschlossen, die den Rahmen der Innersudetischen Mulde aufbauenden alpinotyp deformierten Gesteine dürften aber als Analoga des Liegenden aufgefaßt werden. Die jüngsten Gesteine der Góry Kaczawskie im Norden werden durch Oberdevon (URBANEK 1974), nach neuesten Untersuchungen sogar durch unteres Dinant (CHOROWSKA & SAWICKI 1975) vertreten, deren Deformationsintensität durch Phyllittektonik gekennzeichnet ist. Für das Gebiet der Innersudetischen Mulde und ihrer Umrahmung kann somit eine bretonische Hauptfaltung angenommen werden (vgl. auch OBERC 1972). Nur einzelne Innenmassive, wie z.B. das Massiv der Góry Sowie (Eulengebirge), sind möglicherweise prävariszisch konsolidiert, wie aus den oberdevonischen Geröllschüttungen der Depression von Świebodzice (H. TEISSEYRE 1968) geschlossen werden kann.

Die intrakarbonischen Beanspruchungen der Innersudetischen Mulde müssen als Nachläufer der variszischen Tektogenese angesehen werden. Zwischen Dinant und Siles fehlen Hinweise für tektogene Bewegungen gänzlich. Nach den Untersuchungen von H. TEISSEYRE (1961) besteht zwischen beiden Abteilungen sogar generelle Konkordanz. Nicht einmal eine Sedimentationsunterbrechung ist eingetreten. Somit besitzt die sudetische Faltungsphase, die für weite Gebiete Mitteleuropas dominierend ist, in der Innersudetischen Mulde, dem locus typicus, keine Bedeutung. STILLE (1924), der den Begriff "sudetisch" von FRECH (1897-1902) übernahm, erkannte schon, daß gerade in den Sudeten sudetische Bewegungen besonders schwach seien.

Abb. 2. Alter variszischer Deformationen im mitteleuropäischen Variszikum

Zeichenerklärung: 1 - Gebiet mit ausstreichendem Grundgebirge; 2 - Gebiet mit ausstreichender variszischer Molasse; 3 - SW-Rand der Osteuropäischen Tafel; 4 - Außenrand des alpidischen Tektogens; 5 - Grenze zwischen Gebieten mit ähnlichem Deformationsalter; 6 - Polarität der variszischen Tektogenese; 7 - Diskordanz mit Deformationsunterschieden (Deformationsdiskordanz), bezieht sich in variszischer Zeit auf die Hauptfaltung; 8 - Diskordanz ohne Deformationsunterschiede, in variszischer Zeit durch Vor- und Nachläuferbewegungen entstanden; 9 - Beobachtungspunkt; 10 - Beispiel einer Diskordanz: Unterperm ( $P_1$ ), störungstektonisch beansprucht (st), überlagert oberes Dinant (Cd III), das phyllittektonisch (ph) beansprucht ist. Abkürzungen für geol. Zeitabschnitte: J - Jura, P - Perm, Cs - Siles, Cd - Dinant, D - Devon, S - Silur, O - Ordovizium, € - Kambrium, Pt - Proterozoikum, +++ - als Sonderfall Granit. Abkürzungen für Klassen der Deformationsintensitäten (vgl. Tab. 1): n - tektogenetisch unbeansprucht, st - bruchtektonisch beansprucht, f - germanotype Falten tektonik, F - einfache Falten tektonik,  $s_1$  - Schiefertektonik, ph - Phyllittektonik, gn - Gneistektonik; 11 - Alter der Hauptfaltung in Gebieten ähnlichen Faltungsalters: a - asturisch, s - sudetisch, b - bretonisch,  $D_3$  - oberdevonisch



Die bretonische Hauptfaltung dürfte aber für die mitteleuropäischen Varisziden nicht die erste tektogene variszische Beanspruchungsspitze darstellen. Nach den publizierten Ergebnissen der Bohrung Saar 1 am Südrand der Saar-Senke, (FALKE & KNEUPER 1972) ist eine diskordante Auflagerung von hohem Givet (Mitteldevon) auf prävariszischem Granit abzulesen. Damit wäre eine Einstufung in die oberdevonische Phase denkbar. Allerdings ist zu berücksichtigen, daß unmittelbar nördlich der Saar-Senke, im Hunsrück, auch noch Oberdevon, eventuell sogar Dinant in die variszische Hauptfaltung einbezogen ist. Hier kann demnach mit bretonischer Hauptfaltung gerechnet werden. Oberdevonische Faltung ist aber im Barrandium möglich, wo die variszische Sedimentation durch mitteldevonische Flyschablagerungen abgeschlossen wird (vgl. Abb. 2).

Die variszische Hauptfaltung während der sudetischen Phase wird im östlichen Saxothuringikum durch die Deformationsdiskordanz im Liegenden der Hainichener Schichten am Ostende des Erzgebirgsbeckens belegt. Über der Diskordanz befinden sich nur noch schwach germanotyp gefaltete Frühmolasseablagerungen der Hainichener Schichten (Dinant III beta bis gamma nach Flora), darunter teilweise sogar phyllittektonisch deformierte Grauwackenserien, die aus sedimentologischen Erwägungen heraus (ohne Fauna) ins Dinant gestellt werden. Oberdevonisches Alter ist zwar unwahrscheinlich, aber nicht vollkommen ausgeschlossen.

Weitere Frühmolassen bieten bei Doberlug-Kirchhain südlich von Berlin (Cd III.st, vgl. NÖLDEKE 1969), bei Leipzig (Cd III.f), in der Haardt an der Westflanke des Rheintalgrabens (Cd III.f, vgl. ZAMINER 1957 und PFEIFFER 1971) und im Schwarzwald bzw. den Vogesen (Cd.F-f, vgl. SITTING 1972) die Möglichkeit, den Zeitraum der Hauptfaltung einzuengen. Ebenso dürfte das Dinant der Bohrungen bei Hradec Kralové (Cd I.f, vgl. HOLUB 1974) als Äquivalent einer Frühmolasse aufzufassen sein. Die Deformation der dinantischen Gesteine ist, nach dem Erhaltungszustand der Fossilien zu urteilen (auf Abb. bei HOLUB 1974 undeformiert), nur germanotyp.

Insgesamt ergibt sich für die Saxothuringische und Moldanubische Zone ein wechselndes Alter der Hauptfaltung, ohne daß ein deutlicher Entwicklungstrend (Polarität) zu erkennen ist. Dies entspricht auch der schwachen bis fehlenden Polarität während der Flyschperiode im genannten Gebiet (PAECH, im Druck). Wenn innerhalb des Saxothuringikums überhaupt eine tektogene Polarität entwickelt ist, dann am ehesten in seinem östlichen Teil, zwischen Moldanubikum und Mitteldeutscher Kristallinzone. Im Innern beginnt die Hauptfaltung schon mit der oberdevonischen Phase, während sie nahe der Mitteldeutschen Kristallinschwelle erst sudetisch ausklingt.

Hinsichtlich der Polarität zeigen sich in der Rhenoharzynischen Zone klarere Verhältnisse (darum sind in Abb. 2 die Polaritätspfeile nur dort eingezeichnet). Allerdings ist die Möglichkeit zur Altersbestimmung der Hauptfaltung eingeschränkt, da Frühmolassen fehlen und der zeitliche Hiatus zwischen Grundgebirgs- und Deckgebirgsschichten oft sehr groß ist. Meist beginnt die Molassesedimentation der Innensenken erst im obersten Siles oder im Perm. Teilweise fehlen Molasseablagerungen vollkommen, und zum Tafeldeckgebirge gerechneter Zechstein liegt dem gefalteten Grundgebirge direkt auf. Daher läßt sich das Faltungsalter nur durch das Alter der jüngsten deformierten Schicht einengen. Generell ist für den Aufbau der Rhenoharzynischen Zone eine Abnahme des Alters der aufgeschlossenen Schichten nach außen in Richtung Vorland cha-



rakteristisch. Im Zusammenhang mit den Frühmolassebildungen der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (Dinant III) kann an der äußeren Flanke der Schwelle eine bretonische Faltung vermutet werden. Weiter nach außen folgt eine Zone mit sudetischer Faltung. Zum sudetisch gefalteten Rhenoharzynikum ist zweckmäßigerweise auch das Namur der Flechtinger Scholle zu rechnen, denn hier belegt die Fauna nur oberstes Dinant und unterstes Namur A (WEYER 1975), während jüngeres Namur A bereits fehlt.

Verfolgen wir das Alter der jüngsten gefalteten Schichten weiter nach Norden, so finden wir auch als Molasse ausgebildetes Westfal der inneren Teile der variszischen Randsenke gefaltet vor. Die Faltung erfolgt hier nach allgemeiner Ansicht am Ende des Westfals, d.h. asturisch. HOYER & PILGER (1971) geben Hinweise auf tektogene Beanspruchungen innerhalb des Westfals C. Die diskordante Auflagerung von Westfal D auf Westfal C in der Bohrung Hoyel Z 1 wird in neueren Arbeiten nicht mehr zitiert.

Häufig wird die Faltung des Westfals der nordwestdeutschen Außensenke als flachgründig charakterisiert (z.B. HOYER & PILGER 1971). Die Kerne der Bohrung Münsterland 1 (vgl. Abbildungen bei SCHERP 1963) zeigen zwar im Gegensatz zum Namur im Dinant und Devon flaches Schichteinfallen, doch ist nach den veröffentlichten Daten eine alpine Beanspruchung des Dinants und Devons durch Schieferungserscheinungen offensichtlich. Damit beschränkt sich die asturische Faltung nicht ausschließlich auf flachgründige Falten, sondern sie wird auch von Schieferungsprozessen in der Tiefe begleitet.

Nach den hier unterbreiteten Interpretationen verjüngt sich somit das Alter der Hauptfaltung nach außen in Richtung Vorland. Diese Auffassung läßt sich zwar nicht durch Deformationsdiskordanzen belegen, aber wegen des Wanderns der Flyschsedimentation ist auch tektogene Polarität (AUBOUIN 1965) wahrscheinlich. Ein weiterer Hinweis ist die Verjüngung der in die Faltung einbezogenen Schichten.

Gleiche Verhältnisse zeigt die Moravo-Silesische Zone, die anhand der neuen Bohraufschlüsse im Norden der DDR (GLUŠKO u.a. 1974) mit der Rhenoharzynischen Zone korreliert werden kann. Das gleiche gilt auch für die Molasserandsenke (Ka. SCHMIDT 1975), allerdings ist ihr gefalteter Anteil im Norden der DDR noch nicht geortet.

Abschließend noch einige Bemerkungen zur Fernwirkung der variszischen Hauptfaltung auf prävariszisch konsolidierte Gebiete wie die Osteuropäische Tafel und den vorgelagerten kaledonischen Streifen (vgl. Abb. 1). Ausläufer der variszischen Hauptfaltung sind auch im nördlichen Vorland zu erkennen. Im Gebiet von Rügen (HOFFMANN u.a. 1975) befindet sich zwischen in das Obere Perm gestellten, flachgelagerten, kaum gestörten Schichten und flach einfallenden, von vielen Störungen durchsetzten Kohlenkalkablagerungen des Dinants eine schwache Diskordanz, die auf synchron zur variszischen Hauptfaltung verlaufende tektogene Bewegungen hinweist. Im Grunde genommen sind die variszischen Bewegungen in den Góry Świętokrzyskie ebenfalls hierzu zu rechnen, wenn auch unterstrichen werden muß, daß die Ausbildung und besonders das Streichen der Falten stark durch das Lineament am SW-Rand der Osteuropäischen Tafel beeinflußt sind.

### 3.2.3. Nachläufer der variszischen Tektogenese

Nach Ausklang der Hauptfaltung ist die tektonische Unruhe keineswegs abgeschlossen. Ihre Auswirkungen sind während der gesamten Zeitspanne bis zum Beginn des Tafelstadiums noch zu verzeichnen. Diese tektonischen Aktivitäten der Nachläuferetappe, an die auch tektogene Strukturen gekoppelt sind, nehmen im Laufe der Entwicklung deutlich an Intensität ab. Zu Beginn sind noch schwache germanotype Faltungen (z.B. Hainichener Schichten und Dinant der Innersudetischen Mulde) möglich, wobei es auch zur Steilstellung der Schichten, lokal bis zur Überkipfung kommen kann. Wesentliche Impulse dieser Faltung sind an sehr starke tektonische Störungen gebunden, die von intensiver Brekzierung (Grünschieferkomplex bei Hainichen am Erzgebirgsbecken und am Rand der Innersudetischen Mulde) begleitet werden. Später sind mit der Störungstätigkeit nur noch relativ schwache Schollenkipfungen ohne einengende Faltung assoziiert. Die Nachläufer der variszischen Tektogenese bestimmen im wesentlichen die Sedimentation und den Vulkanismus des Molassestadiums und äußern sich in den entsprechenden Gesteinsfolgen als Diskordanzen, die meist nur schwach, d.h. undeutlich sind. Relativ kurzzeitig verlaufende Bewegungen bedingen Winkeldiskordanzen, die denen der Hauptfaltung ähneln, aber keine merklichen Deformationsunterschiede aufweisen (z.B. Winkeldiskordanz zwischen Flöhaer und Hainichener Schichten CsW/Cd III) im Erzgebirgischen Becken (PAECH 1975). Andere Diskordanzen bilden sich infolge Nachlassens der an die vulkanogenen Molassen gebundenen Störungsaktivität. Die sedimentäre Molasse wird nicht mehr von synsedimentären Störungen begleitet (z.B. Flechtinger Scholle, BENEK & PAECH 1974). Auf eine Aufzählung der zahlreichen Benennungen für "Phasen" variszischer Nachläuferbewegungen wird hier bewußt verzichtet. Nach Ansicht des Verfassers sind die Nachläufer der variszischen Tektogenese nicht auf kurze Zeitabschnitte beschränkt, und eine Zuerkennung des Grades einer tektonischen Phase ist unzumutbar. In den Diskordanzen des Molassestadiums kommen tektonische Spannungen zum Ausdruck, deren Auslösung weitgehend von lokalen Bedingungen abhängt. Auch KONRAD & SCHWAB (1970) beziehen die tektonischen Unruhen im Saar-Nahe-Becken als langzeitigen Prozeß auf magmatische Erscheinungen.

Im Einzelfall dürften die Deformationen während des Molassestadiums recht beträchtliches Ausmaß erlangen. In der Saar-Senke kommt es durch eine Aufschiebung zur Ausbildung einer Synklinale mit flacher Achsenlebene (FALKE & KNEUPER 1972). Charakteristisch ist aber für die Entwicklung während des Molassestadiums das Nachlassen der tektonischen Aktivität.

Auf die Sonderstellung der Faltung der Vorsenkenmolasse soll hier nur kurz verwiesen werden. Diese wird noch der Hauptfaltung zugerechnet, obwohl sie schon zu den Ausläufern der variszischen Tektogenese auf dem Vorland überleitet.

#### Teilzusammenfassung

Im Hinblick auf ihren Ablauf läßt sich die variszische Tektogenese einteilen in:

- Vorläufer, die während des Geosynklijalstadiums als schwache Tektogenese stattfinden;

- Hauptfaltung, die den Abschluß der Geosynklinalentwicklung darstellt (ausgenommen der gefaltete Anteil der Molasserandsenke) und durch besonders starke alpinotype Deformationen ausgezeichnet ist. Von der Hauptfaltung zeugen Diskordanzen mit Deformationsunterschieden (Deformationsdiskordanzen);
- Nachläufer, die während des Molassestadiums als germanotype Tektogenese stattfinden. Ihre Intensität nimmt im Laufe der Entwicklung ab, bis das Tafelregime erreicht ist.

Die Fernwirkung der variszischen Tektogenese, insbesondere ihrer Hauptfaltung, in prävariszisch konsolidierten Gebieten wird als deren Ausläufer aufgefaßt.

Die Hauptfaltung beginnt in den mitteleuropäischen Varisziden mit der oberdevonischen Phase, kulminiert in der bretonischen und sudetischen Phase und endet mit der asturischen Phase. Für die Rhenoheryznische und die damit korrelierbare Moravo-Silesische Zone ist bei der Tektogenese ebenso wie bei der Flyschentwicklung Polarität sehr wahrscheinlich. Die Faltung wandert von der Mitteldeutschen Kristallinzone seit dem Oberdevon nach außen und klingt erst mit der asturischen Phase in der Molasserandsenke aus. In den Gebieten südlich der Mitteldeutschen Kristallinzone ist keine deutliche Polarität entwickelt.

#### 4. Schlußfolgerungen

Aus den hier unterbreiteten Arbeitsergebnissen lassen sich einige allgemeine Schlußfolgerungen ziehen.

In Mitteleuropa sind prävariszische Konsolidationsgebiete, die in variszischer Zeit als starre Zwischenmassive (MURATOV 1974) vorliegen, nicht bestimmend. Auch südlich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle ist der Nachweis von prävariszischen Teilblöcken, denen BRAUSE (1970) dominierende Bedeutung während der gesamten variszischen Entwicklung einräumt, durch Deformationsdiskordanzen und Gerölluntersuchungen nur für kleine Gebiete gelungen (z.B. an der Basis des aus Paläozoikum aufgebauten Barrandiums). In den meisten Gebieten (z.B. Erzgebirge, Lausitz, Westsudeten, Granulitgebirge, Ruhlaer Kristallin) sind prävariszische Strukturen, soweit überhaupt vorhanden, so stark überprägt, daß der primäre Charakter der Diskordanzen nicht mehr eindeutig abgeleitet werden kann.

Manche Unstimmigkeiten in der Abgrenzung von Tektogenen (z.B. Außenrand der mitteleuropäischen Varisziden) beruhen darauf, daß die Deformationsintensität nicht hinreichend Berücksichtigung findet. Ähnliches trifft auch bei der Beurteilung von Diskordanzen zu. Aus diesem Grunde wurde eine Klassifizierung der Deformationsintensitäten entworfen. Die hier vorgeschlagene Klassifizierung stellt einen stark simplifizierenden Versuch dar, der zweifellos im einzelnen noch überprüft und modifiziert werden muß. Bei der Bewertung von Diskordanzen hat sie sich nach den hier unterbreiteten Arbeitsergebnissen bewährt. Damit lassen sich Diskordanzen in zwei Gruppen einteilen:

Deformationsdiskordanzen, die auf alpinotype Beanspruchungen schließen lassen und die an Hauptfaltungen gebunden sind;

Diskordanzen ohne Deformationsunterschiede, die auf germanotype Deformationen von Vorläufer-, Nachläufer- oder teletektogenen Bewegungen zurückzuführen sind.

Die zumindest in West- und Zentraleuropa allgemein anerkannten Begriffe tektonischer Phasen, wie sie von STILLE (1924) aufgefaßt wurden, beruhen vorwiegend auf schwachen Diskordanzen oder Winkeldiskordanzen ohne Deformationsunterschiede, die Nachläuferbewegungen zuzuordnen sind. Es hat sich bei dieser Ausarbeitung nun gezeigt, daß sowohl Vor- als auch Nachläuferbewegungen der variszischen Hauptfaltung vermutlich nicht phasenhaft wirken. Daraus erklärt sich auch die große Anzahl von Phasenbegriffen (saalisch, erzgebirgisch, fränkisch, frankonisch, reußisch, nassauisch, selkisch, estereisch, pfälzisch usw.), die häufig nur für lokale Gebiete gelten. Es ist unzumutbar, diese auf schwachen Diskordanzen beruhenden Phasenbegriffe zu verwenden. Eine geologische Zeitangabe ist zweckdienlicher. Denkbar und wahrscheinlich ist dagegen der Phasencharakter der variszischen Hauptfaltung, die als Faltungswelle in einzelnen Zeitabschnitten kulminiert. Die Benennung der Kulminationszeiten geht von den eingebürgerten Phasenbegriffen (bretonisch, sudetisch, asturisch) aus, wobei sich der Verf. aber bewußt ist, daß die Typuslokalitäten der entsprechenden tektogenen Phasen uncharakteristisch sind, was besonders für die sudetische Phase zutrifft.

Diese tektogenen Phasenbegriffe sind aber nur für das engere Untersuchungsgebiet und offensichtlich nicht für andere Tektogene anwendbar. Im Ural z.B. (vgl. PAECH 1977) endet die variszische Hauptfaltung erst in der Trias (JANSIN 1936).

Für einzelne Gebiete des mitteleuropäischen Variszikums (von der Mitteldeutschen Schwelle nach außen) entwickelt sich die variszische Hauptfaltung höchstwahrscheinlich entsprechend der Polarität AUBOUINS (1965). WUNDERLICH (1965) sprach von dem Wandern der Faltungsfront. Diese Polarität ist aber nicht allein für die Hauptfaltung, sondern auch für das Wandern der Zone mit Flyschsedimentation kennzeichnend (PAECH, im Druck). Es bestehen offensichtlich enge Zusammenhänge zwischen beiden Prozessen. Der durch Flyschsedimentation ausgezeichnete Trog mit hohen Absenkungsraten befindet sich vor einem tektonisch hochaktiven Hebungsgebiet. Senkung des Flyschtroges und Hebung des Liefergebietes können als gegenseitige Kompensation aufgefaßt werden. Entsprechend der Polarität wandert nun die Achse des Flyschtroges vor der Faltungswelle mit ähnlicher Geschwindigkeit in Richtung Vorland.

#### Literatur

- AUBOUIN, J.: Geosynclines.  
Amsterdam: Elsevier 1965
- BANKWITZ, P.: Über die Basisfolge des Kambriums (Goldisthaler Schichten) und ihre Grenze zum liegenden Proterozoikum (Katzhütter Schichten) an der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels.  
Geologie, Berlin 19 (1970) 9, S. 1023-1047
- BANKWITZ, P.; FRISCHBUTTER, A.; BANKWITZ, E.: Einige Kennzeichen der Elbezone.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 44 (1977) 2
- BEHR, H.-J.: Die Phyllite von Hermsdorf/Rehefeld und das Alter der Vergneisung im Erzgebirge.  
Mber. dt. Akad. Wiss. Berlin, Berlin 6 (1964) 7, S. 530-538

- BEHR, H.-J.; JORDAN, F.; WEBER, W.: Ein paläontologischer Beleg für das Alter der Ver-  
gneisung im Erzgebirge - Chitinozoen in den Phyllitarealen von Hermsdorf-Rehefeld.  
Mber. dt. Akad. Wiss. Berlin, Berlin 7 (1965) 5/6, S. 408-415
- BENEK, R.; PAECH, H.-J.: Zur Paläotektonik des Permosiles im Gebiet der Flechtinger  
Scholle (Bezirk Magdeburg).  
Z. geol. Wiss., Berlin 2 (1974) 10, S. 1143-1155
- BERNARDOVÁ, E.; CHÁB, J.: Präassynthetische kristalline Schiefer als klastisches Material  
in jungproterozoischen Grauwacken im NW-Teil des Barrandiums.  
Geologie, Berlin 17 (1968) 6/7, S. 753-775
- BRAUSE, H.: Das verdeckte Altpaläozoikum der Lausitz und seine regionale Stellung.  
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenw. u. Montangeol., Berlin 1968  
(1969) 1, 143 S.
- BRAUSE, H.: Ur-Europa und das gefaltete sächsische Paläozoikum.  
Ber. dt. Ges. geol. Wiss., Berlin A 15 (1970) 3, S. 327-367
- BREDDIN, H.: Tiefentektonik und Deckenbau im Massiv von Stavelot-Venn (Ardennen und  
Rheinisches Schiefergebirge).  
Geol. Mitt., Aachen 12 (1973) 2, S. 81-130
- BUBNOFF, S. VON: Grundprobleme der Geologie, 3. Aufl.  
Berlin: Akademie-Verlag 1954
- BURTMAN, V.S.: Evolution des Deformationsstils in paläozoischen Faltenystemen.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 44 (1977) 1, S. 217-255
- CHALOUPSKÝ, J.: Konglomeráty v krkonošském krystaliniku.  
Sb. Ustř. Úst. Geol., Odd. geol., Praha 28 (1963), S. 143-190
- CHOROWSKA, M.; SAWICKI, L.: O występowaniu zmetamorfizowanych utworów górnego dewonu  
i dolnego karbonu w Górach Kaczawskich.  
Kwart. geol., Warszawa 19 (1975) 2, S. 261-276
- CZERMINSKI, J.; ZNOSKO, J.: Zum Problem der Kaledoniden in Südostpolen.  
Ber. dt. Ges. geol. Wiss., Berlin A 12 (1967) 1/2, S. 141-148
- DIKENŠTEJN, G.H.; SOLOV'EV, B.A.; CHAIN, V.E.: K probleme rajonirovanija Srednej  
Evropy po vozrastu skladčatogo osnovanija.  
Geotektonika, Moskva (1975) 3, S. 3-14
- DUDEK, A.; SUK, M.: Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums.  
Ber. geol. Ges. DDR, Berlin 10 (1965) 2, S. 147-161
- FALK, F.: Die konglomeratischen Bildungen in den jungproterozoischen Katzhütter  
Schichten. Teil I: Verbreitung, qualitative und quantitative Charakterisierung,  
Beschreibung der Sedimentgerölle.  
Z. geol. Wiss., Berlin 2 (1974) 7, S. 767-790
- FALKE, H.; KNEUPER, G.: Das Karbon in limnischer Entwicklung.  
Sept. Congr. internat. Stratigr. Geol. Carbonif., C.R. Bd. 1, Krefeld 1972,  
S. 49-68
- FRANKE, D.: Der erste Aufschluß im tieferen Paläozoikum Norddeutschlands und seine  
Bedeutung für die tektonische Gliederung Mitteleuropas.  
Jb. Geol., Berlin 1 (1965), S. 119-165
- FRANKE, D.: Zu den Varisziden und zum Problem der Kaledoniden im nördlichen Mittel-  
europa.  
Ber. dt. Ges. geol. Wiss., Berlin A 12 (1967), S. 83-140
- FRANKE, D.: Zum Problem der kaledonischen Gebirgsbildung. In: Grundriß der Geologie  
der DDR, Bd. 1, S. 153-158.  
Berlin: Akademie-Verlag 1968
- FRANKE, D.; SCHMIDT, KA.; HOFFMANN, N.; MEISSNER, B.: Zum Bau und zur Entwicklung  
der Paläozoiden im Zentral- und Nordteil der DDR.  
Vortrag, 22. Jahrestagung der Ges. geol. Wiss. DDR, Dresden 1975

- FRECH, F.: *Lethaea palaeozoica*, II. Bd.  
Stuttgart: Schweizerbart 1897-1902
- FRISCHBUTTER, A.: Zur Geologie des Präkambriums der Elbtalzone.  
Diss., Univ. Greifswald 1976 (unveröff.)
- GLUŠKO, V.V.; DIKENŠTEJN, G.CH.; SCHMIDT, K. [ŠMIDT]; GOLDBECKER, K. [GOL'DEBECKER]:  
Rajonirovanie severnoj časti territorii GDR po vozrastu skladčatogo osnovanija.  
Sov. Geol., Moskva (1974) 5, S. 37-43
- GRAUERT, B.; HANNY, R.; SOPTRAJANOVÁ, G.: Age and origin of detrital zircons from the  
Pre-Permian basements of the Bohemian Massif and the Alps.  
Contr. Mineral. and Petrol., Berlin 40 (1973) 2, S. 105-130
- HAAKE, R.; HERRMANN, G.; PÄLCHEN, W.; PILOT, J.: Zur Altersstellung der Granodiorite  
der westlichen Lausitz und angrenzender Gebiete.  
Z. geol. Wiss., Berlin 1 (1973) 12, S. 1669-1671
- HEMPEL, G.: Variscische Tektonogenese. In: HOPPE, W.; SEIDEL, G. (Hrsg.), Geologie von  
Thüringen, S. 289-335.  
Gotha: Haack 1974
- HIRSCHMANN, G.: Die orogene Entwicklung im Variszikum der Lausitz. Teil 2: Zeitliche  
und räumliche Tiefbauprobleme.  
Ber. geol. Ges. DDR, Berlin 10 (1965) 3, S. 295-307
- HIRSCHMANN, G.: Assynthetische und variszische Baueinheiten im Grundgebirge der Ober-  
lausitz.  
Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 212 (1966), 146 S.
- HIRSCHMANN, G.: Zur Tektonik und Metamorphose der Lausitzer Grauwackeneinheit und  
ihre geotektonische Stellung.  
Ber. dt. Ges. geol. Wiss., Berlin A 15 (1970) 3, S. 369-378
- HOFFMANN, N.; LINDERT, W.; WEYER, D.; ILLERS, K.-H.: Zum Unterkarbon-Vorkommen auf  
den Inseln Rügen und Hiddensee.  
Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 7, S. 851-873
- HOLUB, V.: A new occurrence of Lower Carboniferous in the Bohemian Massif.  
Sept. Congr. internat. Stratigr. Géol. Carbonif., C.R. Bd. 3, Krefeld 1974,  
S. 197-205
- HOLUBEC, J.: Superposition der Deformationsakte, Stadien und tektonische Zyklen.  
Krystalinikum, Praha 1 (1962), S. 51-69
- HOYER, P.; PILGER, A.: Oberkarbon. Der paralische Raum. Das Rhein-Ruhr-Revier.  
C. Tektonik.  
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., Krefeld 19 (1971), S. 41-46
- JAEGER, H.: Monograptus hercynicus in den Westsudeten und das Alter der Westsudeten-  
Hauptfaltung, Teil I.  
Geologie, Berlin 13 (1964) 3, S. 249-287 (1964 a)
- JAEGER, H.: Monograptus hercynicus in den Westsudeten und das Alter der Westsudeten-  
Hauptfaltung, Teil II.  
Geologie, Berlin 13 (1964) 4, S. 377-394 (1964 b)
- JAEGER, H.: Ordoviz auf Rügen. Datierung und Vergleich mit anderen Gebieten.  
Ber. dt. Ges. geol. Wiss., Berlin A 12 (1967) 1/2, S. 165-176
- JANŠIN, A.L.: O rasprostraneni trjasovych otloženíj na Urale i vozraste ural'skich  
nadvigov.  
Izv. AN SSSR, Ser. geol., Moskva (1936) 4, S. 511-538
- JOCHMUS-STÖCKE, K.: Die Culmkonglomerate am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges.  
Jb. preuß. geol. Landesanst., Berlin 49 (1929) 2, S. 1003-1036
- JUBITZ, K.-B.: Zur Durchkreuzung altkimmerischer und pyrenäischer Faltungselemente im  
NW-Balkan (Stara Planina) - ein methodischer Beitrag zum "historischen Stockwerk-  
bau" des postvariszischen Deckgebirges.  
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenw. u. Montangeol., Berlin (1960)  
1, S. 147-178

- KONRAD, H.-J.; SCHWAB, K.: Ursache und zeitliche Einstufung lokaler Diskordanzen im Bereich des Pfälzer Sattels.  
Abh. hess. Landesamt Bodenforsch., Wiesbaden 56 (1970), S. 181-192
- KOSSMAT, F.: Gliederung des varistischen Gebirgsbaues.  
Abh. sächs. geol. Landesamt, Leipzig 1 (1927), 39 S.
- KREBS, W.: Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoharzynikum.  
Geotekt. Forsch., Stuttgart 28 (1968), 71 S.
- LORENZ, W.: Alterskriterien für das Präkambrium am Nordrand der Böhmisches Masse, Teil 1: Zur Abgrenzung und absoluten Altersdatierung.  
Geologie, Berlin 21 (1972) 4/5, S. 405-417
- MEYER, D.E.: Geologischer Überblick über den südöstlichen Hunsrück und Beschreibung einer Exkursionsroute.  
Decheniana, Bonn 128 (1975), S. 87-106
- MURATOV, M.V.: Stroenie i razvitie sredinnykh massivov geosinklinal'nykh sklačatych oblastej.  
Geotektonika, Moskva (1974) 3, S. 36-46
- NEUMANN, W.: Über den Tiefenbau der epivariszischen Plattform im Südteil der DDR.  
In: Précambrien des Zones mobiles de l'Europe, Conférence Liblice 1972, S. 85-100.  
Praha 1974 (1974 a)
- NEUMANN, W.: Über fossile und metamorphe Verwitterungsbildungen auf dem sächsischen Granulitmassiv und an seinem Rande.  
Z. geol. Wiss., Berlin 2 (1974) 6, S. 705-713 (1974 b)
- NÖLDEKE, W.: Das Oberrheinisches von Doberlug-Kirchhain.  
Z. angew. Geol., Berlin 15 (1969) 11, S. 600-603
- OBERC, J.: Budowa geologiczna Polski, t. 4: Tektonika, cz. 2: Sudety i obszary przyległe.  
Warszawa: Wydawn. geol. 1972
- PAECH, H.-J.: Frühmolassen des variszischen Tektogens. Anteil DDR: Hainichener Becken. In: Exkursionsführer 22. Jahrestagung, Teil B, S. 33-40.  
Berlin: Ges. geol. Wiss. DDR 1975
- PAECH, H.-J.: Vergleichende Betrachtungen zur paläotektonischen Entwicklung während der variszischen Flyschetappe im Südrural und in Mitteleuropa.  
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 44 (1977) 1, S. 75-98
- PAECH, H.-J.: Zur Paläotektonik des Karbons in Mitteleuropa während der Flyschetappe.  
Vortrag, 8. Internat. Kongreß f. Stratigraphie u. Geologie des Karbons, Moskva 1975.  
Moskva (im Druck).
- PFEIFFER, H.: Die variszische Hauptbewegung (sogenannte sudetische Phase) im Umkreis der äußeren Kristallinzone des variszischen Bogens.  
Geologie, Berlin 20 (1971) 9, S. 945-958
- RUTTEN, M.G.: The geology of Western Europe.  
Amsterdam: Elsevier 1969
- SCHERP, A.: Die Petrographie der paläozoischen Sandsteine in der Bohrung Münsterland 1 und ihre Diagenese in Abhängigkeit von der Teufe.  
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., Krefeld 11 (1963), S. 251-282
- SCHMIDT, H.; PLESSMANN, W.: Sauerland.  
Sammlung geol. Führer, Berlin 39 (1961), 151 S.
- SCHMIDT, KA.: Lithology and palaeogeography of the Upper Carboniferous in the northern part of Central Europe.  
Vortrag, 8. Internat. Kongreß f. Stratigraphie u. Geologie des Karbons, Moskva 1975.  
Moskva (im Druck)
- SCHMIDT, KL.: Die Geröllführung algonkisch-kambrischer Grauwacken des Westlausitzer Zuges.  
Freiberger Forsch.-H., Berlin C 91 (1960), 80 S.

- SCHROEDER, E.: Schiefergebirgstektonik und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg-Greizer Zone (Ostthüringen).  
Geologie, Berlin 7 (1958) 3-6, S. 465-483
- SCHROEDER, E.: Zur tektonischen Zonen- und Stockwerkgliederung des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges.  
Geologie, Berlin 15 (1966) 8, S. 973-980
- SCHROEDER, E.: Structural plan of the Prevariscan members and their meaning for the delimitation of the Precambrian in the southern part of the G.D.R. In: Précambrien des Zones mobiles de l'Europe, Conférence Liblice 1972, S. 101-107.  
Praha 1974
- SITTIG, E.: Die variscische Diskordanz im Schwarzwald.  
Z. dt. geol. Ges., Hannover 123 (1972) 1, S. 179-189
- SMULIKOWSKI, W.: Eastern part of Izera gneiss boundary against the Kaczawa Mts. Schist-series (West Sudetes).  
Bull. Acad. polon. Sci., Sér. Sci. géol. et géogr., Warszawa 14 (1966) 4, S. 253-261
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik.  
Berlin: Gebr. Borntraeger 1924
- SVOBODA, J.: Regional geology of Czechoslovakia, Part I: The Bohemian Massif.  
Praha: Ústř. Ústav geol. 1966
- TEISSEYRE, A.K.: Sedymentologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej.  
Geologia sudetica, Warszawa 9 (1975) 2, 135 S.
- TEISSEYRE, H.: On the problem of unconformity between the Lower and Upper Carboniferous in the Middle Sudetes.  
Bull. Acad. polon. Sci., Warszawa 9 (1961)
- TEISSEYRE, H.: Stratigrafia i tektonika depresji Świebodzic.  
Biul. Inst. geol., Warszawa 222 (1968), S. 77-106
- TRÖGER, K.-A.: Kaledonische und frühvariscische Phasen im Vogtland und den angrenzenden Gebieten.  
Freiberger Forsch.-H., Berlin 73 (1959), 152 S.
- URBANEK, Z.: On the occurrence of Upper Devonian rocks in the epimetamorphic complex of the Kaczawa Mts. (Western Sudetes).  
Bull. Acad. polon. Sci., Sér. Sci. Terre, Warszawa 22 (1974) 3/4, S. 167-171
- WALTHER, K.: Die mineralfazielle und tektonische Entwicklung der Annaberger und Marienberger Gneise.  
Freiberger Forsch.-H., Leipzig 269 (1972), 101 S.
- WEISE, G.: Gneisgerölle in tiefoberdevonischen Konglomeraten des Vogtlands und ihre paläogeographische Bedeutung.  
Geologie, Berlin 21 (1972) 1, S. 69-83
- WEYER, D.: Biostratigraphie des Magdeburg-Flechtinger Kulms.  
Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 5, S. 547-589
- WUNDERLICH, H.G.: Maß, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges, Ruhrkarbons und Harzes.  
Geol. Rdsch., Stuttgart 54 (1965) 2, S. 861-882
- ZAMINER, C.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Grundgebirge der Pfalz.  
Mitt. Pollichia, 3. R., Dürkheim 4 (1957), S. 7-33