

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR

Forschungsbereich Kosmische Physik

ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE

Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde

Nr. 14, Teil 2

Stockwerkbau und Felderteilung

Symposium 25 Jahre geotektonische Forschung
an der Akademie der Wissenschaften der DDR

Als Manuskript gedruckt

Potsdam 1973

Inhaltsverzeichnis

Teil 2

SCHROEDER, E.: Probleme tektonischer Untersuchungen im Orogen, speziell in den Varisziden	273
AŽGIREJ, G.D.: Geosynklinalfaltung (Die Entstehung der Hauptfaltentypen)	303
SCHWAN, W.: Zur Ableitung der Großtektonik eines Gebirges aus leitenden Strukturen seiner Kleintektonik. Möglichkeiten und Grenzen einer geotektonischen Arbeitsmethode	317
PAECH, H.-J.: Zur Grenze zwischen Flysch und Molasse im variszischen Orogen Mitteleuropas	353
LUTZENS, H.: Zum Baustil des Unter- und Mittelharzes auf der Grundlage neuer stratigraphisch-fazieller Untersuchungen	373
NEUMANN, W.: Zum Stockwerkbau im Bereich der "Mitteldeutschen Kristallinezone" (speziell im Ruhlaer Kristallin)	391
HOLUBEC, J.: Assynthetische Strukturen im Barrandium der Böhmisches Masse	411
BENEŠ, K.: Zur Gefügeanalyse von Plutonen der Böhmisches Masse	417
OBERC, J.: Einige Grundfragen der Varisziden Südpolens	429
SCHÖNENBERG, R.: Zur Frage der Verbindung von Sudetikum und ostalpinem Variszikum	437
MAHEL', M.: Grundfragen der Beziehungen von Lithofazies und Tektonik im alpinen Orogen	451
BALOGH, K.; BARABÁS, A.; MAJOROS, G.: Der heutige Stand der Kenntnis des Karbons und Perms in Ungarn	459
BRINKMANN, R.: Geologische Beziehungen zwischen dem Schwarzen Meer und Anatolien	477
SENČENKO, G.S.: Faltungsmorphologie der verschiedenen Strukturformationszonen des Südurals	499
KAMALETDINOV, M.A.; KAZANCEVA, T.T.: Über allochthone Ophiolithe im Ural	503
MATVEEVSKAJA, A.L.: Einige Gesetzmäßigkeiten der Entwicklung von Geosynklinalgebieten am Beispiel variszischer Strukturen in Südsibirien	519
CLOOS, E.: Über Appalachentektonik und Kontinentalrand. Eine vorläufige Skizze	535

Probleme tektonischer Untersuchungen im Orogen,
speziell in den Varisziden

Von ERICH SCHROEDER, Berlin¹⁾

1. Bemerkungen zur Terminologie

1.1. Orogen

Für orogenetische Zonen vom Typ der aus Geosynklinalen hervorgegangenen jungen Kettengebirge prägte KOBER (1921) [100, 101] den Begriff *Orogen*. Obwohl KOBER die "Einheit in Bau und Form" hervorhob, stand für ihn offensichtlich der strukturelle Aspekt im Vordergrund. Das wird besonders deutlich, wenn er von paläozoischen, proterozoischen und archaischen Orogenen spricht. Aus den Ruinen alter, inaktiver Orogene besteht das Grundgebirge der Kratone. Im Sinne von KOBER und in Einklang mit dem keineswegs nur in der deutschsprachigen Literatur weit verbreiteten Gebrauch (z.B. STILLE 1924, 1940 [163, 166]; KRAUS 1960 [108]; MURAWSKI 1963 [126]; DENNIS 1967 [45]; SCHMIDT-THOMÉ 1972 [144]) wird folgende Kurzdefinition vorgeschlagen: Orogene sind *Baulemente der Erdkruste*, also räumliche geotektonische Einheiten, die sich in orthotektonischen Mobilzonen, in der Regel aus Geosynklinalen entwickeln und mit dem Ausklingen ihrer Aktivität Bestandteile der Kratone werden. Synonyme: alpinotype Faltensysteme, Orthotektogene.

Der komplizierte Werdegang eines Orogens kann vorgeosynklinale Stadien, Geosynklinallstadium, Tektogenese, Morphogenese, Denudation, Konsolidation und Regeneration umfassen. Aufbau, Abbau und Umbau greifen ineinander, so daß Teile des noch unfertigen Baus bereits wieder zerstört werden. Daher ist es verständlich, wenn beispielsweise VON BUBNOFF (1931 [22], S. 199) und andere Autoren (Hinweise bei SCHMIDT-THOMÉ 1972 [144], S. 272 und 274) Geosynklinale und Orogen nicht deutlich trennen. Nach KOBER (1921 [101], S. 21) fällt der Begriff Orogen "in gewissem Sinne mit dem der Geosynklinale zusammen", jedoch wird betont, "daß das Orogen die ausgepreßte Geosynklinale ist".

Es wäre denkbar, entsprechend der Unterscheidung zwischen Orthogeosynklinale und Parageosynklinale bzw. zwischen Orthotektonik und Paratektonik (STILLE 1940 [166]) den echten Orogenen oder "Orthoorogenen" sogenannte "Paraorogene" gegenüberzustellen. In Übereinstimmung mit KOBER und anderen Autoren soll jedoch der Begriff "Orogen" nur für orthotektonische Elemente verwendet werden. Strukturen des Kratonstadiums sind demnach nicht als Orogene zu bezeichnen. Andererseits erscheint die Beschränkung auf ein bestimmtes Bauschema, wie es z.B. KOBER entworfen hat, nicht angebracht. Unter dem Begriff Orogen lassen sich verschiedene Typen zusammenfassen.

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

1.2. Tektogenese

Als Bezeichnung für die strukturbildenden Vorgänge wird mit VON BUBNOFF (1949) [23] der Begriff "Tektogenese" empfohlen. Er ersetzt den im Sinne von Struktogenese gebrauchten Terminus "Orogenese" (STILLE 1924, 1940 [163, 166]; VON BUBNOFF 1931 [22]). HAARMANN [79] hatte bereits 1926 angeregt, "Gebirgsbildung" und "Orogenese" für die Entstehung geographischer Erhebungen der Erdoberfläche zu verwenden und den gefügebildenden Prozeß als "Tektogenese" zu bezeichnen. Zugleich führte HAARMANN die Begriffe "Tektogen" und "tektogenetisch" ein. Analog zum Vorschlag von STILLE (1924 [163], S. 11), "orogen" und "epirogen" statt "orogenetisch" und "epirogenetisch" zu gebrauchen, sollte allerdings die kürzere Wortform "tektogen" bevorzugt werden.

Es sei hervorgehoben, daß hier zwar einige der terminologischen Vorschläge HAARMANNs, jedoch keineswegs seine in der Oszillationstheorie [80, 81, 7] gipfelnden Vorstellungen akzeptiert werden. Nach HAARMANN (1926) [79] könnte man die Begriffe Orogenese oder Gebirgsbildung für Dislokationsbildung beibehalten, wenn mit dieser stets eine Heraushebung von Krustenteilen verbunden wäre. Die Tatsache, daß Gebirgsbildung im morphologischen Sinne und Tektogenese keineswegs immer eng miteinander verknüpft sind, wird in verschiedenen Arbeiten betont (z.B. GILLULY 1973 [76]). Einige Autoren betrachten die Reliefbildung sogar als völlig selbständigen Prozeß, der seinerseits, wenn er ein Geosynklinalgebiet mehr oder weniger zufällig erfaßt, den Abschluß der Geosynklinalentwicklung verursachen kann (CEJSLER 1973 [32]). Gegen solche extremen Auffassungen hat sich AŽGIREJ (1968) [6] ausgesprochen.

Die Verwendung des Begriffs "Tektogenese" wird vor allem aus zwei Gründen befürwortet. Wenn Orogene als orthotektonische Elemente definiert werden (s. oben), dann ist "Orogenese" als Sammelbezeichnung für Ortho- und Paratektonik ungeeignet. Ferner stellt Strukturbildung nur einen, wenn auch wohl den wichtigsten Aspekt der Entstehung von Orogenen dar. Ein drittes Argument ergibt sich aus dem Bestreben, eine permanente Quelle von Mißverständnissen wenigstens teilweise auszuschalten. Dieser Gesichtspunkt wird jedoch nicht als entscheidend angesehen, und der Begriff Orogen wird weiterhin für eine tektogenetische Einheit verwendet. Eine Vereinheitlichung der Fachsprache stößt leider zur Zeit noch auf große Schwierigkeiten. Es ist jedoch notwendig, Unterschiede in der Terminologie zu erkennen und zu beachten.

Auch VON BUBNOFF (1949) [23], dem hier gefolgt wird, übernahm keineswegs die Definition des Begriffs Tektogenese und die übrigen Auffassungen von HAARMANN (1926, 1930) [79, 80], sondern tauschte lediglich den Terminus "Orogenese" gegen "Tektogenese" aus. Er behielt die Gegenüberstellung von Orogenese (= Tektogenese) und Epirogenese bei, die HAARMANN abgelehnt und bis zu einem gewissen Grade durch die Unterscheidung von Primär- und Sekundärtektogenese ersetzt hatte.

Ein Problem liegt bei der Terminologie VON BUBNOFFs darin, daß "Tektogenese" auf einen Teil der Tektonik beschränkt wird, denn natürlich gehören auch epirogene Prozesse zur Tektonik. Dieser Mangel kann aber wohl in Kauf genommen werden. Weder zweckmäßig noch notwendig erscheint die Einführung der Wortform "Tektonogenese" (SCHEUMANN 1957 [143]).

"Tektogenese" ist für die Strukturbildung sowohl der Orogene (Orthotektogenese) als auch von Teilen der Kratone (Paratektogenese) zu verwenden. Dementsprechend gibt es neben den Orthotektogenen oder Orogenen auch sog. Paratektogene, also Tektogene des extraorogenen, kratonischen Bereiches (KÖLBEL 1970 [102]). Ein Beispiel hierfür stellt das Niedersächsische Tektogen (BOIGK 1968 [21]) dar.

Der sehr alte und sehr bekannte Terminus "Orogenese" könnte beibehalten werden als Synonym von Orthotektogenese oder - entsprechend "Orokinese" im Sinne von KRAUS (1959) [107] - als Sammelbezeichnung für alle tektonischen Vorgänge, die zur Entstehung von Orogenen führen, einschließlich derjenigen des Geosynklinalstadiums. Richtiger ist es, wenn Orogenese ganz allgemein für die Entstehung von Orogenen verwendet wird und sämtliche an der Orogenentwicklung beteiligten Prozesse wie Tektogenese, Metamorphose, Magmatismus, Morphogenese usw. umfaßt. Wegen der Gefahr von Mißverständnissen kann aber auf diesen Terminus auch ganz verzichtet werden.

Auf die Problematik des von GILBERT (1890) [12] stammenden Begriffs "Orogenese" ist immer wieder hingewiesen worden (z.B. STILLE 1920 [162]; 1924 [163], S. 11; 1936 [165], S. 79; 1940 [166], S. 12). Zahlreiche, vor allem sowjetische Autoren (z.B. CHAIN & MURATOV 1968 [36], im vorliegenden Band BOGOLEPOV [20]), verwenden ihn wie HAARMANN für Gebirgsbildung im morphologischen Sinne. Auch AUBOUIN (1965) [4] und GILLULY (1966) [73] setzten sich hierfür ein, ohne allerdings selbst konsequent zu verfahren. Neuerdings hebt GILLULY (1973) [76] hervor, daß Orogenese ein Synonym von Tektogenese geworden ist und von ihm auch so verwendet wird. Für eine Rückkehr zu GILBERTs ursprünglichem Gebrauch sei es zu spät.

1.3. Molassestadium

Zwischen Geosynklinalstadium und Kratonstadium liegt ein Zeitabschnitt, für den es bisher keine allgemeingültige Bezeichnung gibt. STILLE (1940) [166] bezeichnete ihn als quasikratonisches Stadium. Andere Autoren sprechen vom Molassestadium, Morphogenstadium, Orogenstadium, Zwischenstadium, Übergangsstadium usw. Anscheinend ist der Beginn dieses Stadiums und damit zugleich das Ende des Geosynklinalstadiums in vielen Fällen sowohl zeitlich als auch ursächlich mit dem Höhepunkt der Tektogenese verknüpft, wenn auch eindeutige Belege hierfür oft fehlen. Wegen des Wanderns und des Fortbaus der Tektogenese ist dieses Ereignis in den verschiedenen Zonen und Abschnitten eines Orogens nicht gleichzeitig eingetreten. In den gefalteten Innenteilen der Randsenken setzt der Umschwung von der Flysch- zur Molassesedimentation bereits vor der tektogenen Hauptphase ein (SCHROEDER 1968 [147]; PAECH 1973 [130]). Hier fällt also die Grenze zwischen Geosynklinal- und Molassekomplex nicht mit der oberen Grenze des Faltenstockwerks zusammen. Geosynklinal-, Molasse- und Tafel- oder Kratonkomplexe stellen lithologisch-paläogeographisch definierte Entwicklungsstadien dar und müssen daher von den tektonischen Stockwerken unterschieden werden (SCHROEDER 1968 [147]; FRANKE & SCHROEDER 1968 [65]; ŠLEZINGER 1972 [153]).

Molassesedimente zeigen eine morphologische Heraushebung der ehemaligen Geosynklinaltröge an, die in vielen Orogenen auf den tektogenen Paroxysmus folgt. Das Molassestadium kann daher auch als morphogenes Stadium (GANSSER 1964, 1966 [67, 68]) oder

Morphogenstadium bezeichnet werden. Für das Gebirge im morphologischen Sinne eignet sich der Begriff Morphogen (vgl. HOHL 1970 [88]). Der morphogene Charakter, das auffälligste äußere Kennzeichen junger Orogene, muß bei alten Orogenen anhand von Schichtlücken und Molasseablagerungen rekonstruiert werden. Aus diesem Grunde und wegen der weiten räumlichen und zeitlichen Verbreitung von Molassen wird für das Zwischenstadium der Rheniden die Bezeichnung Molassestadium bevorzugt. Wo Innensenken stärker zurücktreten oder nur Teile des Zwischenstadiums durch Molassen dokumentiert sind, könnte dagegen der Begriff Morphogenstadium geeigneter erscheinen. Beide Termini lassen sich auf tektonischen Karten durch das Symbol "mo" wiedergeben.

Mit Problemen der Benennung und Bewertung des Molassestadiums beschäftigt sich eine umfangreiche Literatur, besonders in der UdSSR (vgl. BUŠ 1970 [21]; GARECKIJ 1972 [70]; PETRUŠEVSKIJ 1972 [135]; SOBOLEVSKAJA 1972 [155]; ZAJCEV 1972 [187]). Einige Autoren stellen das Molassestadium nicht gleichrangig zwischen Geosynklinal- und Tafelstadium, sondern sehen es als Finalstadium der Geosynklinalentwicklung an (z.B. MURATOV 1972 [257]) oder rechnen den Hauptteil der Molassesedimente noch zum Fundament (z.B. GARECKIJ, ŠLEZINGER & JANŠIN 1972 [71]). Wichtig ist die Feststellung, daß Morphogenese und Molassebildung nicht auf den Bereich eines bestimmten Orogens oder, zeitlich gesehen, nicht auf das Zwischenstadium zwischen Geosynklinal- und Tafelentwicklung beschränkt bleiben. Infolge Regeneration können sich nach dem epigeosynklinalen Molassestadium erneut geosynklinale Verhältnisse einstellen. Andererseits führt Morphogenese innerhalb von Kratonen zur Bildung von epikratonischen Molassen, die über Tafelbildungen liegen. In beiden Fällen stellt das Molassestadium kein "Übergangsstadium", sondern allenfalls ein Zwischenstadium dar. Der Begriff Übergangsstockwerk ist auch aus anderen Gründen abzulehnen. Zwischen Geosynklinalstadium und Molassestadium liegen in den meisten Innensenken der Rheniden der tektonische Paroxysmus und eine scharfe Zäsur in der formationellen Entwicklung. In verschiedenen sowjetischen Arbeiten wird ein spezifischer Komplex, der sich zwischen den Hauptteil der Molassen und den Tafelkomplex einschaltet, als Übergangsbildung bezeichnet. Zu diesen Vorstellungen hat ŠLEZINGER (1972) [153] kritisch Stellung genommen.

Morphogenese, Molassestadium und ähnliche Bezeichnungen müssen gegebenenfalls durch Zusätze wie "spätgeosynklinal", "epigeosynklinal" oder "epikratonisch" präzisiert werden. Spätgeosynklinaler Morphogenese führt im Endstadium der Geosynklinalentwicklung zur Heraushebung von Kordillieren, deren Abtragungsprodukte den Flysch bilden. Auf diese Unterscheidung haben BUŠ u.a. (1968) [30] hingewiesen. CHERASKOV (1963) [37] betonte die tektonische Heterogenität der Morphogene und den polygenen Charakter der morphogenen Formationen. Vorschläge für eine Aufgliederung des Molassekomplexes in enger gefaßte Teileinheiten mit spezifischer tektonischer Position werden auch in den Arbeiten von JANŠIN (1968) [97], KATZUNG (1970) [99], SCHWAB (1970) [150], BUŠ (1972) [28], ZAJCEV (1972) [187] gemacht. Im vorliegenden Band stellen die Aufsätze von GRUMBT u.a. [78], SOBOLEVSKAJA [157] und BUŠ, GARECKIJ & KIRJUCHIN [29] Beiträge zu dieser Problematik dar. Die "taphrogene" Etappe im Sinne von SOBOLEVSKAJA [155, 156, 157] umfaßt nicht das gesamte Molassestadium, sondern nur die Bildungszeit der molasseartigen "Präplattform-Ablagerungen". Den Hauptteil der Molassen stellt SOBOLEVSKAJA zur Geosynklinaletappe.

Abschließend sei noch einmal darauf hingewiesen, daß in der sowjetischen Literatur (KOSYGIN & PARFENOV 1970 [104]; BOGDANOV u.a. 1972 [18]) vielfach die reliefbildenden Prozesse als "Orogenese" und die orographischen Gebirge als "orogene" Zonen (Gebiete, Gürtel, Systeme) bezeichnet werden. Dementsprechend ist für den Entwicklungsabschnitt, in dem ein orographisches Gebirge besteht, die Bezeichnung "orogene" Etappe verbreitet. Auch mehrere Beiträge im vorliegenden Band verwenden diese Definitionen (BOGOLEPOV [20]; BUŠ, GARECKIJ & KIRJUCHIN [29]; GLUŠKO, DIKENŠTEIJN & KRAVČENKO [77]; MATVEEVSKAJA [14]; MILANOVSKIJ & KORONOVSKIJ [16]). Ihre Übernahme in die deutschsprachige Literatur ist jedoch wegen der Verwirrung, die daraus unvermeidlich entstehen würde, nicht angebracht. "Orogenese" und "Gebirgsbildung" (goroobrazovanie) müssen als Morphogenese, "Orogenetappen" als Molassestadien verstanden werden.

Die Ausscheidung einer selbständigen "Orogenetappe" geht auf BOGDANOV (1959) [17] zurück. CHERASKOV (1963) [37] diskutierte terminologische Probleme und betonte ebenso wie ŠUL'C (1962) [75], daß die "orogenen" Gebiete oder Systeme einen dritten Strukturtyp der Kruste darstellen, der gleichberechtigt neben den Geosynklinalen und Tafeln steht. MOSSAKOVSKIJ (1965) [121] gelangte zur Unterscheidung von drei Stadien der "Orogenetappe" und beschäftigte sich in späteren Arbeiten (1969, 1970, 1972) [122, 123, 124] vor allem mit dem "orogenen" Magmatismus. CHAIN & MURATOV (1968) [36] behandeln die Beziehungen zwischen Geosynklinalzonen, Faltungszonen und "Orogenzonen". CEJSLER (1973) [32] hebt noch einmal nachdrücklich die Autonomie der "Orogengürtel" hervor.

Epikratonische Morphogenese spielt vor allem in Zentralasien eine Rolle ("jaxartische Tektonik", STILLE 1929 [164]). Sie wird in sowjetischen Arbeiten als "Epitafel-orogenese" (CHAIN 1965 [33]; JANŠIN u.a. 1966 [96]) bezeichnet. BOGOLEPOV (1973) [20] schlägt den Begriff "Deuteroorogenese" vor, der sowohl die Morphogenese ehemaliger Tafelgebiete als auch die erneute Heraushebung eingeebener "Proteroorogene" (epigeosynklinaler "Orogene") umfaßt.

1.4. Geomagmatischer Zyklus

Die Aufgabe des Begriffs Orogenese im bisherigen Sinne zieht auch Änderungen in der Benennung der Stadien des geomagmatischen Zyklus (STILLE 1940 [167]) nach sich. "Synorogen" ist durch "syntektogen", "syntektonisch" oder "synkinematisch" zu ersetzen. Es kann heute als sicher gelten, daß ein großer Teil der postkinematischen Plutone, die STILLE (1951) [170] als synorogen eingestuft hat, in das Molasse- oder Morphogenstadium gehört und mit den entsprechenden Vulkaniten zum subsequenteren Magmatismus zusammengefaßt werden muß (BENEK u.a. 1973 [127]), auch wenn viele dieser Plutone älter als der Hauptteil der Vulkanite und der Molassesedimente sind. Wird dagegen das Molassestadium als "orogene" Etappe aufgefaßt, so können subsequenter Plutonismus und Vulkanismus als "orogener" Magmatismus bezeichnet werden (MOSSAKOVSKIJ 1972 [124]; MILANOVSKIJ & KORONOVSKIJ 1973 [16]). Der Begriff subsequenter Magmatismus verliert in den Fällen seinen eigentlichen Sinn, wo es sich um den Magmatismus eines epikratonischen Morphogenstadiums handelt.

2. Einige Probleme der Orogenentwicklung

2.1. Epikratonische und epiozeanische Geosynklinalzonen

In der Regel gehören Reste älterer Strukturen zum Bestand der Orogene. Die Entzifferung der Vorgeschichte komplexer Orogene ist eine der wichtigsten Aufgaben der Geotektonik, aber zugleich auch eine der schwierigsten, vor allem dann, wenn es sich um die Erforschung des Grundgebirges der Kratone handelt, das aus mehreren neben- oder übereinanderliegenden, lückenhaft aufgeschlossenen Orogenen besteht. Geosynklinalen, die infolge Regeneration auf sialischer Kruste angelegt wurden, können als ensialisch (WELLS 1949 [183]), episialisch oder epikratonisch (KOSYGIN & LUČICKIJ 1961 [103]) bezeichnet werden. Entsprechend sind Geosynklinalen, die sich auf ozeanischer Kruste entwickeln, als ensimatisch, epimatisch oder epiozeanisch zu kennzeichnen.

STILLE (1948) [168], der mit Permanenz der Ozeane rechnete, sprach sich gegen eine Transformation ozeanischer Gebiete in orthogeosynklinale oder kontinentale aus. Nach seiner Auffassung sind alle Geosynklinalen des Neogäikums aus ehemals kontinentalen Krustenbereichen hervorgegangen, wenn auch die Möglichkeit nicht ganz ausgeschlossen wird, daß wenigstens die Außenzonen der Urgeosynklinalen auf ozeanischem Untergrund angelegt sein könnten. Im Gegensatz dazu sehen zahlreiche andere Autoren die Existenz ensimatischer Geosynklinalen als wahrscheinlich oder als bewiesen an. In der Regel sind keine einfachen Typen, sondern komplexe Verhältnisse zu erwarten. Viele Geosynklinalen umfassen wahrscheinlich sowohl epikratonische als auch epiozeanische Zonen, wobei die miogeosynklinale Zonen als epikratonisch, die eugeosynklinale Zonen dagegen, jedenfalls teilweise, als epiozeanisch gedeutet werden können.

Über das Vorhandensein fossiler Tiefseeablagerungen in den Orogenen wird seit langem diskutiert (z.B. STEINMANN 1925 [158]). Eine epiozeanische Geosynklinal- und Orogenentwicklung ist vor allem im Zusammenhang mit Vorstellungen über das Wachsen der Kontinente auf Kosten der Ozeane vertreten worden (z.B. WILSON 1959 [184]; DIETZ 1963 [56]). Konkretere Form nahm diese Idee aber erst an, nachdem bessere Kenntnisse über den Krustenaufbau sowohl der Orogene als auch der Ozeane vorlagen. An dieser Stelle sei nur auf wenige Beispiele hingewiesen.

Nach AUBOUIN (1965 [47], S. 80) liegt die Annahme nahe, daß verschiedene Eugeosynklinalen eine simatische Unterlage haben, wenn auch entsprechende Beweise fehlen. LEMOINE (1972) [112] rechnet nur für Teile des Piemonttrogos mit der Möglichkeit epiozeanischen Ursprungs, betont dagegen den epikratonischen Charakter aller übrigen Abschnitte der alpinen Eugeosynklinale. Nach PEJVE (1969) [131] sind die mesozoischen Eugeosynklinalen des Alpen-Himalaja-Gürtels und des zirkumpazifischen Gürtels auf ozeanischer Kruste entstanden²⁾. Diese Vorstellung wird auch auf alte, intrakontinentale Geosynklinalen übertragen und vor allem zur Interpretation der paläozoischen Geosynklinalentwicklung Zentralasiens herangezogen (PEJVE u.a. 1972 [132, 134]). Mehrere Autoren (z.B. BAILEY & BLAKE 1969 [8]; HAMILTON 1969 [83]; HSÜ 1971 [91]) beschrei-

²⁾ N.A. BOGDANOV (1969) [19] faßt dagegen die sogenannten Thalassogeosynklinalen des zirkumpazifischen Raumes als selbständigen dritten Typ neben Mio- und Eugeosynklinalen auf.

ben das Franciscan Kaliforniens als Bildung eines mesozoischen Ozeanbodens. HAMILTON (1970) [84] deutet die paläozoischen Eugeosynklinalen der Uraliden und angrenzender Orogene als epiozeanisch. Im Ophiolithkomplex Neufundlands sehen CHURCH & STEVENS (1971) [39], DEWEY & BIRD (1971) [51] und STRONG (1972) [173] den Beweis für einen episimatischen Bereich innerhalb der Appalacheosynklinale.

Andererseits fehlt es nicht an Stimmen, die sich gegen die epiozeanische Deutung von Eugeosynklinalzonen aussprechen. So weist DIMROTH (1971, 1972) [60, 61] darauf hin, daß die mächtigen Ophiolithkomplexe der Labradorgeosynklinale zumindest stellenweise einer kontinentalen Kruste aufliegen. Nach CADY (1972) [31] haben sich die Appalachen südwestlich von Neufundland in einer ensialischen intrakontinentalen Geosynklinale entwickelt. SUGISAKI u.a. (1972) [174] betonen das Vorhandensein eines alten kontinentalen Sockels unter der paläozoischen Eugeosynklinale Japans. Diese wenigen Beispiele mögen genügen, um die Bedeutung der Problematik hervorzuheben und zugleich vor übereilten Verallgemeinerungen zu warnen.

2.2. Die Entstehung epiozeanischer Geosynklinalzonen

Für Regeneration, d.h. die Umwandlung von kratonischen Gebieten in Geosynklinalen, sind verschiedene Mechanismen denkbar, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann. Das besondere Interesse richtet sich gegenwärtig auf die Frage der ozeanischen Krustenbildung. Epiozeanische Geosynklinalen entstehen entweder auf alt- oder auf neozeanischer Kruste. Im ersten Falle müßte eine wesentlich längere Sedimentüberlieferung anzutreffen sein. Neubildung ozeanischer Kruste erfolgt, fixistisch gesehen, durch "Destruktion" (STILLE 1949 [169]) bzw. "Basifizierung" (BELOUSOV 1968 [11]) von Kontinenten. Wenn man den ozeanischen Ursprung von Teilen der Geosynklinalen anerkennt, dann könnten Ozeanisierungsvorgänge als eine extreme Form der Regeneration betrachtet werden, die zur Bildung von Eugeosynklinalen führt. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß die Entstehung von Neuozeanen nach STILLE (1948, 1958) [168, 171, 172] eine enorme tiefkrustale Massenverlagerung erfordert. STILLE war also zwar in bezug auf die obere Kruste fixistisch eingestellt, gelangte dagegen in bezug auf tiefere Krustenabschnitte zu Vorstellungen, die als extremer Mobilismus spezifischer Prägung anzusehen sind. Tiefkrustale Sialerosion wird von GILLULY (1972) [75] zur Erklärung der Krustenausdünnung im Bereich der Basin-and-Range-Provinz und in Teilen des Mittelmeeres herangezogen.

Das heute lebhaft diskutierte Modell der globalen Plattentektonik (Literaturzusammenstellungen bei SCHROEDER 1971 [148] und HOHL 1972 [89]) beinhaltet eine ausgeprägte Mobilität der gesamten Lithosphäre. Neubildung ozeanischer Kruste als Voraussetzung für die Entwicklung ensimatischer Geosynklinalen geht nach diesem Modell auf Ozeanboden-Spreading zurück. Orogene werden mit Subduktionszonen, also mit konvergenten Plattengrenzen, wo Verschluckung ozeanischer Lithosphäre erfolgt, in Verbindung gebracht. Beiträge zur Diskussion des Geosynklinalproblems unter plattentektonischen Aspekten lieferten u.a. CONEY (1970) [43], DEWEY & BIRD (1970) [50], HSÜ (1971) [91], DIETZ (1972) [58], WANG (1972) [180] und CHAIN (1972, 1973) [34, 35].

Je nach Lage und Lebensdauer der Plattengrenzen, nach der Breite des neugebildeten ozeanischen Areals oder nach dem Grad seiner späteren Verschluckung entwickeln sich verschiedene Typen von Geosynklinalen und Orogenen. Es ist denkbar, daß ensimatische Eugeosynklinalzonen vollständig oder weitgehend an Subduktionszonen verschwinden. Suturezonen mit Ultrabasiten und Hochdruckmetamorphiten gelten als Hinweis auf ehemalige ensimatische Zonen und damit zugleich auf fossile Subduktionszonen (DEWEY & HORSFIELD 1970 [527]). Die ozeanischen Eugeosynklinalen können ursprünglich wesentlich breiter als die im Orogen erhalten gebliebenen Relikte oder sogar breiter als das gesamte Orogen gewesen sein. In solchen Fällen liefert die Ausglättung der Falten und Decken kein zutreffendes paläogeographisches Bild von der Geosynklinalstufe. Vielfach kann allerdings damit gerechnet werden, daß die eugeosynklinalen Zonen nicht aus großen Ozeanen, sondern entweder aus relativ schmalen intrakontinentalen Riftgeosynklinalen (z.B. TRÜMPY 1971 [1787]; CHURCH & STEVENS 1971 [397]; RĂDULESCU & SĂNDULESCU 1973 [1367]) oder aus kleinen, zwischen Kontinenten und Inselbögen gelegenen Randmeeren (z.B. DEWEY 1971 [497]; BURCHFIEL & DAVIS 1972 [247]) hervorgehen. Denkbar sind Dehnungsbeträge aller Dimensionen bis herab zu einer Krustenzerrung ohne Neubildung ozeanischer Kruste, wie sie z.B. SCHÖNENBERG (1958) [1457] oder TRÜMPY (1960) [1777] angenommen haben. Mit anderen Worten, es kann alle Übergänge von Geosynklinalen mit bedeutenden epiozeanischen Anteilen bis zu rein epikratonischen Geosynklinalen geben.

Einige Ophiolithkomplexe erweisen sich nach ihrem Profilaufbau als Fragmente der ozeanischen Kruste (DIETZ 1963 [517]; PEJVE 1969 [1317]; CHURCH & STEVENS 1971 [397]; COLEMAN 1971 [427]; DEWEY & BIRD 1971 [517]). Offenbar kommt es an konvergenten Plattengrenzen gelegentlich zur Überschiebung des Randes einer ozeanischen Platte auf eine benachbarte Platte ("Obduktion", COLEMAN 1971 [427]). Stoffliche Vergleiche von Initialmagmatiten mit Basalten der heutigen Ozeanböden, die nach der Spreading-Hypothese an den Riftzonen mittelozeanischer Rücken entstanden sind, dienen der Unterscheidung zwischen epikratonischen und epiozeanischen Geosynklinalzonen (z.B. BICKLE & NISBET 1972 [137]; BLOXAM & LEWIS 1972 [157]; FLOYD 1972 [647]; SMITHERINGALE 1972 [1547]; THORPE 1972 [1767]). Dieses Verfahren wird allerdings von SUGISAKI u.a. (1972) [1747] in Frage gestellt, indem sie zeigen, daß typisch "ozeanische" Basalte der paläozoischen Geosynklinalen Japans keine Abkömmlinge der ozeanischen Kruste darstellen, sondern eine ältere Kruste kontinentalen Charakters durchschlagen haben.

2.3. Einengung des Orogens und Umwandlung von ozeanischer in kontinentale Kruste

Die Breite der im Bereich von Orogenen verschluckten Lithosphäreareale schwankt vermutlich zwischen mehreren 1000 km und Null. Bei Verschluckung der Unterkruste im Sinne der klassischen Unterströmungstheorie (KRAUS 1958 [1067]) ist die Gesamteinengung des Orogens etwa identisch mit der des Geosynklinalstockwerks. Werden Faltung und Deckengleitung als Sekundäreffekte von Vertikalbewegungen aufgefaßt (HAARMANN 1930 [807]), so kann die Gesamteinengung bis auf Null zurückgehen. Es gibt demnach zwischen extrem mobilistischen und extrem fixistischen Fällen eine mehr oder weniger breite Skala von Übergängen. Dieser Gesichtspunkt ist bei der Untersuchung der Frage, auf welche Orogene das neomobilistische Modell angewendet werden kann oder ob es für alle zutrifft, zu berücksichtigen. Die Ansicht, wonach eine Übertragung der Plattentektonik auf alte Orogene zugleich beinhaltet, daß diese an die Ränder großer

Ozeane gebunden waren (HURLEY 1972 [947]), hat nur dann Berechtigung, wenn die betreffenden Orogene in Bau und Entwicklung mit den heutigen zirkumpazifischen Orogenen übereinstimmen.

Mehr oder weniger vollständige Verschluckung ozeanischer Kruste an Subduktionszonen stellt einen Extremfall dar. Verschiedene Mechanismen führen zu einer teilweisen Umwandlung der ozeanischen Kruste in neokontinentale, epiogeosynklinale Kruste und zu deren Angliederung an ältere Blöcke. Sedimentation, Magmatismus und Tektogenese im Bereich tiefer Geofrakturen bedingen eine gerichtete Krustenentwicklung, in der PEJVE u.a. (1971) [133] den eigentlichen Inhalt des Geosynklinalprozesses sehen. Die Eugeosynklinalentwicklung umfaßt nach PEJVE u.a. (1972) [132, 134] das ältere ozeanische Stadium und das jüngere "Übergangsstadium", in dessen Verlauf sich die Granitschicht bildet. Auf die anschließende "orogene" (morphogene) Etappe, mit der das kontinentale Stadium beginnt, folgen mehrere durch Tafelverhältnisse gekennzeichnete Etappen. ZONENŠAJN (1972) [189] gliedert die prämorphogene Entwicklung der Eugeosynklinale in Initialstadium und Reifestadium.

PEJVE u.a. (1972) [132, 134] weisen darauf hin, daß innerhalb der Paläozoiden Eurasiens zwei Typen von Faltensystemen unterschieden werden können. In den mosaikartigen Faltensystemen erstreckt sich die Bildung der kontinentalen Kruste über einen längeren Zeitraum und ist in den einzelnen Teilgebieten nicht zeitgleich. Schnelle und extreme Horizontalbewegungen treten zurück. Für die linearen Faltensysteme, wo die Bildung der kontinentalen Kruste schnell und gleichzeitig erfolgt, sind dagegen bedeutende Deckenüberschiebungen kennzeichnend.

Die Krustenumwandlung kann mit plattentektonischer Subduktion verknüpft sein, ist jedoch auch ohne sie denkbar (z.B. WILSON 1959 [184]; ZONENŠAJN 1972 [189]). Subduktionsvorgänge können nach dem "Schneepflugprinzip" (HAMILTON 1970 [84]) eine fortschreitende Angliederung von ozeanischen Krustenbestandteilen an den Kontinentalrand und eine allmähliche Verlagerung der Verschluckungszone in Richtung zum Ozean zur Folge haben.

Trotz unterschiedlicher Auffassungen über die Mechanismen und das Ausmaß der Bewegungen stimmen die meisten Autoren darin überein, daß der Werdegang vieler Orogene mit einer Dehnungsphase ("Expansion") beginnt und mit einer Einengungsphase ("Kontraktion") abschließt. In der Dehnungsphase können sich ensimatische Geosynklinalzonen bilden.

2.4. Verschluckung kontinentaler Kruste

Nach dem schematischen Modell der Plattentektonik kommt es im wesentlichen nur zu einer Verschluckung ozeanischer Kruste bzw. Lithosphäre. Auf ein begrenztes Verschwinden kontinentaler Kruste, z.B. an den Zagros-Störungszonen und unter dem Himalaja (DEWEY & BIRD 1970 [50], S. 636), wird in Einzelfällen hingewiesen. GILLULY (1972 [75], S. 427) berechnete das Volumen des im Untergrund der Alpen verschluckten Krustenmaterials. Solche Verschluckungszone können auch in ensialischen Bereichen liegen. Sofern es sich bei den weit verbreiteten Deckenüberschiebungen an den Gren-

zen der Außenzonen gegen die Vorländer nicht um rein gravitatives Gleiten oder um Folgeerscheinungen der Hauptüberschiebungen innerer Zonen handelt, muß mit einer Verschluckung von kontinentalem Krustenmaterial gerechnet werden, die jedoch nicht an Plattengrenzen vom Typ der zirkumpazifischen BENIOFF-Zonen, sondern innerhalb einer Lithosphärenplatte erfolgt. Somit liegt kein spezifisches Element der Plattentektonik vor. Der Vorgang wird von ROEDER (nach DICKINSON 1972 [55], S. 566) als intrakontinentale Subduktion, von BALLY (Canadian Cordillera Schematic Section) als alpinotype Subduktion und von TRÜMPY (briefliche Mitteilung) als krustale Subduktion bezeichnet. Eine direkte Beziehung der Überschiebungen am Ostrand der nordamerikanischen Kordilleren zur primären Subduktionszone im Westen des Orogens, gegen die GILLULY (1972 [75], S. 422) Stellung nimmt, wird von den maßgebenden Vertretern der Plattentektonik (z.B. HAMILTON 1970 [84]) nicht behauptet.

2.5. Epigeosynklinale und epikratonische Orogene

Es ist damit zu rechnen, daß nicht alle Orogenzonen aus Geosynklinalen hervorgegangen sind. Da eine nähere Untersuchung dieser Frage die Diskussion des gesamten Geosynklinalproblems erfordern würde, kann hier nur ein kurzer Hinweis gegeben werden. Nach der Deutung von GANSSER (1966) [68] stellen große Teile des Himalaja-Systems ein entsprechendes Beispiel dar. Es gibt demnach neben den epigeosynklinalen auch epikratonische Orogenzonen (Faltungszonen). Gemeint sind Bereiche, die kein Geosynklinalstadium durchlaufen haben, jedoch durch alpinotype Tektogenese zu Bestandteilen von echten Orogenen wurden. Sie sind von den epikratonischen Morphogenen zu unterscheiden, in denen die alpinotype Tektogenese fehlt. Zu beachten ist ferner der Unterschied zwischen epikratonischen Geosynklinalzonen und epikratonischen Orogenzonen. Aus epikratonischen Geosynklinalen gehen epigeosynklinale Orogene hervor, die aus epimiogeosynklinalen und epieugeosynklinalen Zonen bestehen können. In anderen Fällen sind aber, wie weiter oben ausgeführt, die eugeosynklinalen Zonen oder Teile von ihnen ozeanischen Ursprungs.

Das Himalaja-Orogen als Ganzes kann nicht als epikratonisch bezeichnet werden, denn an der Indus-Sutur ist ein 200 km breites Geosynklinalbecken (GANSSER 1966 [68]), vielleicht sogar ein mehrere tausend Kilometer breiter Ozean (z.B. DIETZ & HOLDEN 1970 [59]) verschwunden.

AUBOUIN (1972) [5] stellt die sog. liminären Ketten (*chaînes liminaires*), als deren Typ die Anden gelten, den geosynklinalen Ketten gegenüber. Liminäre Ketten sind aus ensialischen Räumen hervorgegangen, geosynklinale Ketten dagegen aus ensimatischen (epiozeanischen) und ensialischen Zonen. Da AUBOUIN von etwas abweichenden Definitionen ausgeht, sind seine geosynklinalen Ketten nicht mit den epigeosynklinalen Orogenen und seine liminären Ketten nicht mit den epikratonischen Orogenen gleichzusetzen.

2.6. Zur Diskussion der plattentektonischen Deutung von Orogenen

Basische und ultrabasische Gesteine werden bei der Neubildung ozeanischer Lithosphäre an Spreadingachsen oder bei anderen Dehnungsvorgängen produziert. Die Kalkalkali-Magmen der zirkumpazifischen Inselbögen und Orogene stellen dagegen nach der plattentektonischen Konzeption das Ergebnis einer teilweisen Aufschmelzung ozeanischer Kruste im Bereich von Subduktionszonen dar (COATS 1962 [40]; HAMILTON 1969 [82]; RINGWOOD 1969 [138]; GILLULY 1971 [74]). Für diese Hypothese sprechen gesetzmäßige Änderungen des Chemismus in Abhängigkeit von der Tiefenlage der BENIOFF-Zone und verschiedene andere petrologische und geochemische Argumente. Variationen des Kaliumgehalts gelten als Hinweis auf die Einfallsrichtung fossiler BENIOFF-Zonen (DICKINSON 1970 [53]). Über den Anteil von aufgeschmolzenem Sediment im Ausgangsmaterial der Andesite bestehen unterschiedliche Auffassungen. Während ARMSTRONG (1971) [3] die Rolle der Kontamination hervorhebt, spricht sich CHURCH (1973) [38] gegen eine wesentliche Beteiligung von Sedimentsubstanz aus. Nach WYLLIE (1973) [186] geht der Wassergehalt der ozeanischen Kruste schon in 100 km oder höchstens in 150 km Tiefe verloren, so daß eine Entstehung von Andesiten aus dem oberen Teil der in große Tiefe abgesunkenen Lithosphäre problematisch erscheint.

In Inselbögen und Orogenen, die über absinkenden Lithosphärenplatten liegen, treten außer Kalkalkali-Magmatiten auch Gesteine der Tholeiit- und der Alkaliserie auf. Sie entstehen entweder im Bereich von Subduktionszonen oder in den darüberliegenden Mantelregionen (MIYASHIRO 1972 [119]). Glieder der Tholeiitserie sind im Mittel basischer als die Kalkalkali-Magmen und kennzeichnen vor allem die frühen Entwicklungsstadien der Inselbögen und die Gebiete mit hoher Subduktionsrate. Ein Einfluß der Subduktionszone auf die Magmenentwicklung ist auch dann möglich, wenn diese oberhalb der absinkenden Lithosphärenplatte stattfindet (MIYASHIRO). Infolgedessen kann auch der Chemismus bestimmter basischer Vulkanite zur Ermittlung der Lage fossiler Subduktionszonen herangezogen werden (z.B. FITTON & HUGHES 1970 [63]). Diese Magmatite entstehen in einer ganz anderen geotektonischen Position als die auf Spreadingachsen zu beziehenden Ophiolithkomplexe. Es ist nicht möglich, alle basischen Initialmagmatite als Relikte einer an Subduktionszonen verschwundenen ozeanischen Zone zu deuten. Einige von ihnen sind an Spaltenzonen innerhalb der kontinentalen Kruste aufgestiegen (SUGISAKI u.a. 1972 [74]).

Rasches Absinken ozeanischer Platten erzeugt ungewöhnlich niedrige geothermische Gradienten. Infolgedessen stellen Subduktionszonen zugleich Zonen mit Hochdruckmetamorphose dar (ERNST 1971 [62]). Der Bereich der vulkanischen Kette zeichnet sich durch hohe geothermische Gradienten und Niederdruckmetamorphose aus. Paarige Metamorphosegürtel (MIYASHIRO 1972 [119]) können daher ebenfalls zur Lokalisierung von konvergenten Plattengrenzen und darüber hinaus zur Bestimmung der Einfallsrichtung fossiler Subduktionszonen herangezogen werden. Da jedoch niedrige Subduktionsraten zur Erzeugung typischer Hochdruckzonen nicht ausreichen und die schmalen Hochdruckzonen später überprägt oder überdeckt sein können, ist das Fehlen deutlicher paariger Metamorphosegürtel kein stichhaltiges Argument gegen das Vorhandensein einer konvergenten Plattengrenze.

Aus der umfangreichen Literatur über die plattentektonische Interpretation von Orogenen werden hier nur einzelne Beispiele herausgegriffen. Besonders weit sind solche Vorstellungen für das Kordillerensystem Nordamerikas entwickelt worden (z.B. DERCOURT 1971, 1972 [46, 47]; BURCHFIELD & DAVIS (1972) [24]; MONGER, SOUTHER & GABRIELSE 1972 [120]). Geringer ist die Zahl entsprechender Arbeiten über das südamerikanische Andensystem (z.B. JAMES 1971 [95]; RUTLAND 1971 [141]), von dem eigentlich zu erwarten wäre, daß es das Musterbeispiel für die Anwendung der Plattentektonik darstellt. Um so bemerkenswerter erscheint die Stellungnahme von GANSSER (1973) [69], der zwar das plattentektonische Modell, besonders im ozeanischen Bereich, grundsätzlich akzeptiert, aber vor einer unkritischen und schematischen Übertragung auf das Andenorogen warnt. Noch wesentlich zurückhaltender äußert sich AUBOUIN (1972) [5].

Als Beispiele für die Anwendung plattentektonischer Gesichtspunkte auf die alpidischen Orogene Südeuropas seien Arbeiten von HSÜ (1971) [92] und LAUBSCHER (1971) [110] (Alpen und westliches Mittelmeergebiet), HSÜ & SCHLANGER (1971) [93] (Alpen), ABBATE u.a. (1970) [1] (Apennin), DERCOURT (1971, 1972) [46, 47] (Helleniden) und RĂDULESCU & SĂNDULESCU (1973) [136] (Karpaten) genannt.

Plattentektonische Prozesse werden für die Deutung der Paläozoiden in der Umrahmung des Nordatlantiks u.a. von BIRD & DEWEY (1970) [14], ZIEGLER 1970 [188], DEWEY 1971 [49], MITCHELL & READING 1971 [117], HATCHER 1972 [86] und RODGERS 1972 [139] herangezogen. Ein Vorläufer des Nordatlantiks soll sich während des Jungproterozoikums und Altpaläozoikums geöffnet und im mittleren Paläozoikum wieder geschlossen haben (VAN WATERSHOOT VAN DER GRACHT 1928 [181]; WILSON 1966 [185]). Über die Dimension dieses Voratlantiks oder Japetus (HARLAND & GAYER 1972 [85]) gibt es keine klaren Vorstellungen. Er kann wesentlich schmaler als der Zentralteil des heutigen Nordatlantiks, vielleicht sogar schmaler als der heutige Skandik gewesen sein. Einige Bemerkungen zur Stellung der mittel- und westeuropäischen Rheniden folgen weiter unten.

Die Entwicklung der Uraliden wird von HAMILTON (1970) [84] und ŠUL'C jun. (mündliche Mitteilung) plattentektonisch interpretiert. Andere Autoren, die nicht von dem plattentektonischen Schema ausgehen, gelangten ebenfalls zu Vorstellungen mit mobilistischer Tendenz. Nach PEJVE u.a. (1972) [132, 134] besaßen die Eugeosynklinalen der Uraliden und verschiedener Orogene Zentralasiens ozeanischen Charakter. Es werden Überschiebungen großer Amplitude angenommen, aber auch Neubildung von Ozeangebieten im Altpaläozoikum und Einengung dieser Gebiete im Zusammenhang mit Driftvorgängen erwogen.

Während paläozoische Plattentektonik vielfach diskutiert wird, ist die Frage, ob und von welchem Zeitpunkt an auch schon im Präkambrium mit plattentektonischen Prozessen gerechnet werden kann, schwieriger zu beantworten. Eine Verknüpfung der panafrikanischen Orogenese am Ende des Präkambriums mit Plattentektonik halten HURLEY (1972) [94] und KRÖNER (1973) [109] für möglich. VINE & HESS (1970) [179] bringen die Grenville-Orogenese mit Kollision zweier Kontinente in Verbindung.

Derartige Überlegungen wirken naturgemäß spekulativ, und sie sind daher sehr umstritten. Auf Einwände und Gegenargumente soll aber hier nicht weiter eingegangen werden. Wie bereits angedeutet, ist mit Bewegungen sehr unterschiedlichen Ausmaßes und Charakters zu rechnen, was zu einer Vielzahl von möglichen Varianten führt.

Der Forderung von DICKINSON (1971) [54], daß keine unbegründeten Annahmen gemacht werden sollten, damit die plattentektonische Theorie der Orogene nicht mehr Verwirrung als neue Erkenntnis hervorbringt, ist ebenso zuzustimmen wie seiner Feststellung, wonach in der plattentektonischen Deutung der Orogene verschiedene Modelle für verschiedene Orogenzonen inbegriffen sind.

3. Beiträge zur geotektonischen Position der Rheniden

3.1. Zonen des Raumschwundes und bedeutende Überschiebungen

Auf das Vorhandensein von Zonen des Vergenzwechsels in den Rheniden, vor allem auf die tektonischen Fächerzonen, hat bereits SCHOLTZ (1930) [146] hingewiesen. Er deutete sie als Stauzonen an starren Massen. VON GAERTNER (1950) [66] faßte die Zone der Münchberger Gneismasse und der Plauener Bögen als "Zone des Raumschwundes" und die Münchberger Gneismasse als Narbendeckel auf. Nach VON GAERTNER sind die vogtländisch-west-erzgebirgischen und die fichtelgebirgischen Granite wahrscheinlich aus in der Tiefe aufgeschmolzenen Sedimenten hervorgegangen. KRAUS (1951) [105], der von einem variszischen Narbenrost spricht, scheidet nördlich des moldanubischen Narbenscheitels den Taunusscheitel und den Münchberger Scheitel aus. Die Zone des Raumschwundes (VON GAERTNER) oder der Münchberger Scheitel (KRAUS), der im Nordosten bis an die Elbelinie reicht, wird von WATZNAUER (1965) [182] als Zentralsächsisches Lineament und von STETTNER (1969) [159] als Oberfränkisch-Zentralsächsisches Lineament bezeichnet. Nach STETTNER (1969, 1971, 1972) [159, 160, 161] hat an diesem Lineament, das mit der Tiefenstörung von Wurlitz verknüpft ist, eine Raumeinengung um mindestens 10 km stattgefunden, wobei die Oberkruste der Fichtelgebirgsscholle nach NW überschoben wurde. NEUMANN (1973) [127] verwendet für die Überschiebungs- oder Verschluckungszone an der NW-Flanke der Mitteldeutschen Antiklinalzone die Bezeichnung Nordwestthüringisches Lineament. Der Bereich dieser Zone gilt auch als Wurzelregion der Osthartzdecke (REICHSTEIN 1965 [137]).

Schon seit langem sind also in den Rheniden zwei markante Längszonen mit besonders gearteten, allerdings sehr unterschiedlich gedeuteten Bewegungen erkannt worden. Auch bei der Diskussion der Frage, ob in den Rheniden mit dem Vorhandensein ehemaliger konvergenter Plattengrenzen zu rechnen ist, richtet sich die Aufmerksamkeit in erster Linie auf diese Zonen. Sie sollen hier der Kürze halber als "Zone A" (Zentralsächsisches Lineament) und "Zone B" (Nordrand der Mitteldeutschen Antiklinalzone) bezeichnet werden.

Zu den Besonderheiten der Rheniden (SCHROEDER 1972 [149]) gehört die starke spätere Zerstückelung und Überdeckung, die sich für die Lösung vieler Probleme nachteilig auswirkt. Besonders ungünstig liegen die Verhältnisse nordöstlich der Elbelinie, da das Orogen schon nördlich des Grundgebirges der Lausitz und der Sudeten verdeckt ist. Nach neuen Ergebnissen (BOCHMANN & SCHMIDT 1972 [16]) liegt der Nordrand der Rheniden nördlicher, als bisher vermutet wurde. Der verdeckte Teil des Orogens ist hier annähernd 200 km breit, was etwa der Gesamtbreite der Alpen entspricht. Im Süden modifizieren das Elbelineament und andere NW—SE streichende Störungszonen das Bild des variszischen "Bogens". Diese Tatsache wird auch durch den Beitrag von OBERC [129] im vorliegenden Band unterstrichen. Südwestlich der Elbelinie stehen mehr Kenntnisse für die

Rekonstruktion des Zonenbaus zur Verfügung. Zone A ist zwischen Fränkischer Linie und Elbelineament relativ gut zu beobachten, wenn auch die Molassen des Werdau-Hainicher Troges wichtige Abschnitte verdecken. Zone B liegt dagegen fast vollständig unter jungpaläozoischen und postpaläozoischen Sedimenten verborgen. Aus diesem Grunde bleiben die meisten Aussagen über ihren Bau vorläufig hypothetisch. Das Fehlen von Aufschlüssen mit großer Vertikalerstreckung erschwert aber auch bei der Zone A die notwendigen Einblicke in den Tiefenbau.

Bemerkenswert ist bei Zone A das Auftreten von Ultrabasiten, deren Hauptvorkommen an die Südostränder der Münchberger Gneismasse und des Granulitgebirges gebunden sind. Nach RÖSLER, MATHE & PFEIFFER (1970) [140] bestehen wahrscheinlich zeitliche und genetische Beziehungen zwischen Ultrabasiten, Gabbros und Diabasen. Es kann daher, wenn auch zunächst mit Vorbehalt, von einer Ophiolith-Assoziation gesprochen werden. Über die Fortsetzung der Zone A südwestlich der Fränkischen Linie liegen keine zuverlässigen Angaben vor. Unklar ist auch, ob sie im Armorikanischen Massiv wiedererscheint. Eine Verbindung zu den Glaukophanschiefern der Île de Groix (COGNÉ, JEANNETTE & RUHLAND 1960 [41]) kommt offensichtlich nicht in Betracht, da sich die stratigraphischen, tektonischen und metamorphen Zonen der südlichen Bretagne nach SE bis SSE fortsetzen (BARD, CAPDEVILA & MATTE 1971 [9]).

Als Fortsetzung der Zone B kann die Lizard-Überschiebung im südwestenglischen Küstengebiet gelten, an der die Metamorphite von Lizard und Start Point nach Norden überschoben wurden und in deren Bereich die Lizard-Ultrabasite auftreten (H. DEWEY 1935 [48]; ANDERSON & OWEN 1968 [2]).

Auf Raumschwund im Untergrund weisen ferner die Überschiebungen am Nordrand der Ardennen hin. Im rechtsrheinischen Steinkohlenrevier sind ebenfalls einige Überschiebungen bekannt, wenn auch mit geringeren Schubweiten. Damit deutet sich eine dritte Zone mit spezifischen tektonischen Merkmalen an.

3.2. Probleme der plattentektonischen Interpretation

In mehreren kurzen Publikationen sind bereits erste Gedanken über paläozoische Plattentektonik im Bereich der Rheniden geäußert worden. Sie lassen sich im wesentlichen auf drei Modelle zurückführen:

1. Das gesamte, etwa 1000 km breite Rhenidenorogen ist ensialisch. Sein Südrand stellte eine Plattengrenze dar, an der sich die angrenzende ozeanische Platte nach Norden unter das Orogen schob (NICOLAS 1972 [128]). Ähnliche Vorstellungen vertreten BARD u.a. (1973) [10] in bezug auf das variszische Orogen der Iberischen Halbinsel.
2. Zwischen Rhenoherynikum und Saxothuringikum lag während des Paläozoikums ein Ozeangebiet, das infolge Subduktion allmählich verschwand. Subduktionszonen befanden sich entweder an beiden Seiten (BURRETT 1972 [26]) oder nur am Südrand (LAURENT 1972 [11]). Das Orogen entstand durch Kollision der beiden Ränder.
3. Eine kompressive Plattengrenze befand sich am Außenrand des Orogens (JOHNSON 1971 [9]).

Diese Modelle können in verschiedener Weise kombiniert werden. Beispielsweise nimmt LAURENT an, daß zwei ozeanische Bereiche bestanden haben: im Süden der protomediterane Ozean, der der paläozoischen Tethys (NICOLAS) entspricht, und innerhalb des Orogens der saxothuringische Ozean, ein Äquivalent des mitteleuropäischen Ozeans (BURRETT).

Nach JOHNSON (1971) [98] soll zwischen dem Schelfrand des Nordkontinents und dem im Süden angrenzenden Ozeangebiet eine Tiefseerinne gelegen haben. Die Subduktionszone fiel folglich nach Norden, also unter das Vorland, ein. Solche Vorstellungen passen allerdings weder zu dem plattentektonischen Schema noch zur Vergenz der Überschiebungszonen am Außenrand des Orogens (siehe Abschnitt 2.4.). Nähere Angaben über die Lage der postulierten Plattengrenze fehlen in JOHNSONS Mitteilung. Da die Tiefseerinne mit der "Kulmgeosynklinale" gleichgesetzt wird, scheint die Plattengrenze eher innerhalb der Rhenoharzynischen Zone zu liegen. Auch BURNE (1973) [25] nimmt eine nach N einfallende Subduktionszone inmitten des südwestenglischen Variszikums an.

Von einem sehr breiten silurischen Ozean (Rheio Ocean) zwischen Nordeuropa einerseits und Nordafrika mit Spanien, Frankreich und dem Böhmischem Massiv andererseits sprechen MCKERROW & ZIEGLER (1972) [115]. Im Karbon soll die Kollision der beiden Kontinente zur Entstehung des variszischen Orogens und zur endgültigen Schließung des Ozeans geführt haben. Ähnlich wie bei BURRETT (1972) [26], aber im Gegensatz zur Auffassung von NICOLAS (1972) [128], hätte also während der Geosynklinalperiode keine Verbindung zwischen Fennosarmatia und dem Fundament des südlichen Mittel- und Westeuropas bestanden. Sowohl BURRETT als auch MCKERROW & ZIEGLER berufen sich auf einige faunistische und paläogeographische Daten. Weitere Untersuchungen, nicht zuletzt paläomagnetische Messungen, werden zeigen müssen, welche der beiden Varianten zutrifft. Vor allem aber muß geprüft werden, ob im Paläozoikum überhaupt bedeutende Verschiebungen zwischen einzelnen Teilen des europäischen Kontinents stattgefunden haben. Die bisher vorliegenden Deutungen sind zu wenig präzisiert und durch zu wenige Argumente belegt.

ZWART (1969) [190] wies darauf hin, daß sich das variszische Orogen Europas durch Niederdruckmetamorphose, hohe geothermische Gradienten, geringe Verbreitung von Initiatiten und andere Merkmale auszeichnet und möglicherweise im Gegensatz zur alpinen Faltenzone an Perioden ohne Kontinentaldrift gebunden ist. Die von ZWART genannten Eigenschaften und einige weitere Besonderheiten können mit Vorbehalt als Stütze für die Deutung der Rheniden als ensialisches Orogen ohne interne Plattengrenzen gewertet werden, wobei die Möglichkeit, daß am Südrand eine aktive Plattengrenze lag (NICOLAS 1972 [128]), nicht auszuschließen ist. Auch diese These bedarf ebenso wie die ausgesprochen mobilistischen Deutungen weiterer Prüfung. Als mögliche Ursache für das Zurücktreten typischer Hochdruckzonen in den europäischen Varisziden sieht MIYASHIRO (1972) [119] eine geringere Plattengeschwindigkeit an.

Vor allem bei den weiter oben erwähnten Zonen A und B, aber auch bei anderen markanten Strukturen muß geprüft werden, welche Argumente für oder gegen eine Deutung als epiozeanische Suturezonen sprechen und ob Reste der ozeanischen Lithosphäre auffindbar sind. Die Untersuchung der Magmatite kann Angaben über das Vorhandensein,

das Einfallen und die Aktivitätsperioden fossiler Subduktionszonen liefern oder auch zur Unterscheidung zwischen Ozeanboden- und Inselbogenbasalten führen.

Gegen die Existenz einer ozeanischen Zone zwischen Mitteldeutscher Schwelle und Rhenischem Trog würden Detritusschüttungen sprechen, die bereits vor dem Flyschstadium von der Schwelle in den Trog gelangten. Entsprechend stellen Schüttungen vom Nordkontinent in den Rhenischen Trog die von JOHNSON (1971) [98] am Südrand dieses Kontinents angenommene Plattengrenze in Frage. Auch die übereinstimmende Faziesentwicklung auf beiden Flanken der Zone A führt zu Zweifeln an der Existenz einer paläozoischen Ozeanregion.

Im Bereich der Zonen A und B muß die plattentektonische Aktivität spätestens in sudetischer Zeit, also etwa an der Wende vom Unterkarbon zum Oberkarbon, erloschen sein. Es bereitet daher Schwierigkeiten, den oberkarbonischen oder permischen Magmatismus des quasikratonischen Molassestadiums auf Subduktionsvorgänge im Bereich beider Zonen zu beziehen. Dieser Einwand, der sich zugleich gegen die plattentektonische Deutung permischer Vulkanite in Devonshire durch COSGROVE (1972) [44] richtet, würde entkräftet, falls Magmen auch an "eingefrorenen" Subduktionszonen produziert werden können oder wenn der absinkende Plattenteil seine Bewegung fortsetzt, nachdem die Plattenbewegung an der Oberfläche zum Stillstand kam.

Aufbau und Entwicklung der Erdkruste im Bereich der Rheniden während des Paläozoikums sind noch nicht näher bekannt. Zumindest für einen Teil der oberdevonischen Initialvulkanite des Saxothuringikums steht jedoch fest, daß sie keine an Spreadingachsen gebildeten Bestandteile der zweiten ozeanischen Schicht darstellen, sondern über altpaläozoischen und oberproterozoischen Serien liegen und offenbar eine Kruste kontinentalen oder quasikontinentalen Typs durchschlagen haben, ähnlich wie die paläozoischen Geosynklinalvulkanite Japans nach der Deutung von SUGISAKI u.a. (1972) [174]. Entsprechende Verhältnisse sind auch im Rhenherzynikum anzunehmen, obwohl hier, vor allem infolge höherer Mächtigkeiten des Devons, die Kenntnisse über den Untergrund geringer sind. Besonderes Interesse gilt in diesem Zusammenhang den Beziehungen zwischen Olisthostromen und Initialvulkanismus im Unterharz (LUTZENS & SCHWAB 1972 [113]). Nach der relativen Lanthanidenverteilung entsprechen die von HERRMANN & WEDEPOHL (1970) [87] untersuchten spilitischen Gesteine der Rheniden den tholeiitischen Basalten der Kontinente (und der ozeanischen Inseln). Im Gegensatz dazu fand sich in den paläozoischen Geosynklinalvulkaniten der Mikabu-Zone Japans die für Ozeanbodenbasalte typische Verteilung der Seltenen Erden (SUGISAKI u.a. 1972 [174]).

Nicht völlig geklärt ist die Frage, ob der gesamte Raum der heutigen Rheniden schon in präkambrischer Zeit Bestandteil eines oder mehrerer Orogene war oder ob die älteren Orogenesen auf relativ kleine Kerne beschränkt geblieben sind. Eine sehr lang andauernde, in Etappen verlaufende, aber nicht durch Zeiten vollständiger Kratonisierung unterbrochene Geosynklinal- und Orogenentwicklung, wie sie HOTH & HIRSCHMANN (1970) [90] für den mitteleuropäischen Raum skizziert haben, könnte einer mehr oder weniger stetigen Entwicklung vom ensimatischen zum ensialischen Geosynklinaltyp entsprechen.

Paläomagnetische Argumente gegen bedeutende Verschiebungen schließen die Anwendbarkeit plattentektonischer Vorstellungen nicht grundsätzlich aus. Krusteneinengung und eine teilweise Verschluckung der Unterkruste in bestimmten Zonen wurden schon früher berücksichtigt. Auch das paläomagnetisch nicht nachweisbare Entstehen und Verschwinden schmaler ozeanischer Zonen ist möglich. Wie bereits erwähnt, muß mit Übergängen zwischen herkömmlichen und extrem mobilistischen Bewegungsbildern gerechnet werden. Daher ist es vor allem notwendig, die Größenordnung tektonischer Bewegungen festzustellen, und zwar sowohl den Betrag als auch die Dauer und damit zugleich die Geschwindigkeit.

Spekulationen über den Bewegungsablauf und die Palinspastik im Bereich der Rheniden müssen die starken Veränderungen im Streichen und im Aufbau der einzelnen Zonen berücksichtigen. Unterschiedliche Beträge und Richtungen der Einengung innerhalb benachbarter Schollen führen zu Transversalbewegungen an den Grenzzonen. Die hiervon betroffenen Blöcke stellen kleine und kleinste Krustenelemente dar und können nicht mit den großen Lithosphärenplatten verglichen werden. Es ist denkbar, daß die Außenzonen der Rheniden ohne einschneidende Änderungen und Störungen in einen NW—SE streichenden Zweig auf dem Territorium der VR Polen umbiegen, während die Innenzonen an zahlreichen Transversalelementen zerstückelt sind. Diese Situation erschwert eine schematische plattentektonische Interpretation noch mehr, als es z.B. beim Karpatenbogen oder beim Gibraltarbogen der Fall ist.

3.3. Schlußfolgerungen

Ziel der vorangehenden Ausführungen war es, einige offene Probleme hervorzuheben. Die Frage, ob und in welchem Umfange die Entwicklung der Rheniden auf plattentektonische Prozesse zurückzuführen ist, kann zur Zeit noch nicht entschieden werden. Um Fehleinschätzungen auf der Grundlage wenig begründeter Spekulationen vorzubeugen, wurde auf die Möglichkeit hingewiesen, daß die Rhenidengeosynklinale vorwiegend oder ausschließlich ensialischen Charakter besaß. Hieraus könnten sich einige Besonderheiten der geotektonischen Entwicklung sowie der Metamorphose, des Magmatismus und der Metallogenie erklären, durch die sich die Rheniden beispielsweise von den Uraliden unterscheiden (SCHROEDER 1972 [T49]). Es ist notwendig, sowohl die vorhandenen Orogenmodelle eingehend zu prüfen als auch neue Ideen zu entwickeln. Abschließend sei betont, daß von der Plattentektonik auch neue Impulse zur genetischen Deutung von Lagerstätten ausgehen (siehe MITCHELL & GARSON 1972 [T18]; SAWKINS 1972 [T42]; SILLITOE 1972 [T51, 152]).

4. Zusammenfassung

Orogene sind Bauelemente der Erdkruste, die sich in orthotektonischen Mobilzonen entwickeln und mit dem Ausklingen ihrer Aktivität Bestandteile der Kratone werden. Als Sammelbezeichnung für strukturbildende Vorgänge in Orogenen und Kratonen wird der Begriff Tektogenese empfohlen. Zwischen Geosynklinalstadium und Kratonstadium, in einigen Fällen aber auch zwischen zwei Geosynklinalstadien oder zwischen zwei Teilstadien der Kratonentwicklung schaltet sich das Molassestadium ein. Gebirgssy-

steme im orographischen Sinne sind als Morphogene zu bezeichnen, wobei zwischen epi-geosynklinalen und epikratonischen Morphogenen zu unterscheiden ist.

Geosynklinalen können aus epikratonischen und epiozeanischen Zonen bestehen. Mio-geosynklinalen sind epikratonisch, Eugeosynklinalen epikratonisch oder epiozeanisch. Die Entstehung epiozeanischer Eugeosynklinalen wird neuerdings vielfach mit Ozeanboden-Spreading in Verbindung gebracht. Nach dem plattentektonischen Modell können diese Zonen später wieder an Subduktionszonen verschwinden, was mit der Entstehung von Orogenen verbunden ist. Teile der ozeanischen Kruste werden im Laufe des Geosynklinalprozesses in kontinentale Krusteneinheiten umgewandelt. Offenbar gibt es auch Verschlukungszonen innerhalb ensialischer Bereiche. Epikratonische Orogene oder Orogenzonen haben sich nicht aus Geosynklinalen entwickelt.

Erste Versuche, plattentektonische Vorstellungen auf die Rheniden anzuwenden, liegen bereits vor. Ehemalige Plattengrenzen werden am Südrand der Rheniden, innerhalb des Orogens oder an seinem Nordrand vermutet. Andererseits sprechen verschiedene Argumente für eine ensialische Natur der Rheniden und gegen das Vorhandensein von Plattengrenzen. Zur Beantwortung der Frage, in welchem Umfange mobilistische Vorstellungen zur Interpretation der Rheniden herangezogen werden können, sind weitere Untersuchungen notwendig, z.B. über das Ausmaß tektonischer Verschiebungen und den Bau der Zonen des Raumschwundes.

Literatur

- [1] ABBATE, E.; u.a. The Northern Apennines geosyncline and continental drift.
Sediment. Geol. 4 (1970) 3/4, S. 637-642
- [2] ANDERSON, J.G.C.; The structure of the British Isles.
OWEN, T.R. Oxford: Pergamon Press 1968
- [3] ARMSTRONG, R.L. Isotopic and chemical constraints on models of
magma genesis in volcanic arcs.
Earth and planet. Sci. Lett. 12 (1971) 1, S. 137
bis 142
- [4] AUBOUIN, J. Geosynclines.
Amsterdam: Elsevier 1965
- [5] AUBOUIN, J. Châfnes liminaires (Andines) et châfnes géo-
synclinales (Alpines).
Internat. geol. Congr. 24th Sess. 3 (1972),
S. 438-461
- [6] AŽGIREJ, G.D. [AŽHGIREJ] Folding and mountain building (orogenesis).
Internat. geol. Congr. 23rd Sess. 3 (1968),
S. 287-298
- [7] BÄRTLING, R. Einführende Übersicht zu Erich Haarmann's Oszilla-
tionstheorie mit kritischen Bemerkungen.
Z. dt. geol. Ges. 83 (1932), S. 257-271

- [8] BAILEY, E.H. [BEJLI, Ė.G.];
BLAKE, M.C. [BLEJK, M.K.]; Tektoničeskoe razvitie zapadnoj Kalifornii v
pozdnem mezozoė.
Geotektonika (1969) 3, S. 17-30, u. 4, S. 24-34
- [9] BARD, J.-P.; CAPDEVILA, R.;
MATE, P. La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta
Ibérique: comparaison avec les segments voisins.
In: Histoire structurale du Golfe de Gascogne 1, 4,
S. 1-68.
Paris: Technip 1971
- [10] BARD, J.-P.; u.a. Geotectonic model for the Iberian variscan orogen.
Nature phys. Sci. 241 (1973) 107, S. 50-52
- [11] BELOUSOV, V.V. Zemnaja kora i verohnjaja mantija okeanov.
Moskva: Nauka 1968
- [12] BENEK, R.; u.a. Zur strukturellen Stellung des Magmatismus der
Subsequenzperiode im DDR-Anteil der mittelmuro-
päischen Varisziden.
In diesem Festband
- [13] BICKLE, M.J.; NISBET, E. The oceanic affinities of some alpine mafic rocks
based on their Ti-Zr-Y contents.
J. geol. Soc. London 128 (1972) 3, S. 267-271
- [14] BIRD, J.M.; DEWEY, J.F. Lithosphere plate - continental margin tectonics
and the evolution of the Appalachian orogen.
Geol. Soc. Amer. Bull. 81 (1970) 4, S. 1031-1059
- [15] BLOKAM, T.W.; LEWIS, A.D. Ti, Zr, and Cr in some British pillow lavas and
their petrogenetic affinities.
Nature phys. Sci. 237 (1972) 78, S. 134-136
- [16] BOCHMANN, M.; SCHMIDT, K. Der Einfluß der sowjetischen Geologie auf die Ent-
wicklung der Erdöl- und Erdgasgeologie in der DDR.
Z. angew. Geol. 18 (1972) 12, Beil. S. VII-X
- [17] BOGDANOV, A.A. Osnovnye čerty paleozojskoj struktury Central'nogo
Kazachstana.
Bjull. mosk. Obšč. Ispyt. Prir., Otd. geol. (1959)
1, S. 3-38
- [18] BOGDANOV, A.A.; u.a. Tektoničeskaja nomenklatura i klassifikacija
osnovnyh strukturnych elementov zemnoj kory mate-
rikov.
Geotektonika (1972) 5, S. 3-21
- [19] BOGDANOV, N.A. Talassogeosinklinali Tichookeanskogo kol'ca.
Geotektonika (1969) 3, S. 3-16
- [20] BOGOLEPOV, K.V. Die Deuteroorogenese.
In diesem Festband
- [21] BOIGK, H. Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tek-
togens.
Geol. Jb. 85 (1968), S. 861-900
- [22] BUBNOFF, S. VON Grundprobleme der Geologie.
Berlin: Gebr. Borntraeger 1931

- [23] BUBNOFF, S. VON Grundprobleme der Geologie. 2. Aufl.
Halle: Mitteltdt. Druckerei und Verl.-Anst. 1949
- [24] BURCHFIEL, B.C.;
DAVIS, G.A. Structural framework and evolution of the southern
part of the Cordilleran orogen, western United
States.
Amer. J. Sci. 272 (1972) 2, S. 97-118
- [25] BURNE, R.V. Palaeogeography of South West England and
Hercynian continental collision.
Nature phys. Sci. 241 (1973) 111, S. 129-131
- [26] BURRETT, C.F. Plate tectonics and the Hercynian orogeny.
Nature 239 (1972) 5368, S. 155-157
- [27] BUŠ, V.A. Zu den Kaledoniden und Varisziden des Tjan-Šan.
Geologie 19 (1970) 1, S. 5-16
- [28] BUŠ, V.A. Ob orogennych strukturach molodych platform i
soderžanii terminov "fundament" i "čechol". In:
Stroenie fundamenta molodych platform, S. 77-80.
Moskva: Nauka 1972
- [29] BUŠ, V.A.; GARECKIJ, R.G.;
KIRJUCHIN, L.G. Die strukturelle Lage der subsequenten Effusiva
der Varisziden Zentraleuropas, Mittelasiens und
Kasachstans.
In diesem Festband
- [30] BUŠ, V.A.; u.a. Orogenezy Tjan'-Šanja.
Meždun. geol. Kongr. 23 Sess., Dokl. sov. Geol.
2 (1968), S. 87-93
- [31] CADY, W.M. Are the Ordovician northern Appalachians and the
Mesozoic Cordilleran system homologous?
J. geophys. Res. 77 (1972) 20, S. 3806-3813
- [32] CEJSLER, V.M. Svjaz' molassovyh formacij i orogennych struktur.
Geotektonika (1973) 1, S. 3-17
- [33] CHAIN, V.E. Vozroždennye (špiplatformennye) orogeničeskie
pojasa i ich tektoničeskaja priroda.
Sov. Geologija (1965) 7, S. 3-17
- [34] CHAIN, V.E. O sovremennom položenii v teoretičeskoj geotektonike
i vytekajuščich iz nego zadačach.
Geotektonika (1972) 4, S. 3-34
- [35] CHAIN, V.E. Über die gegenwärtige Situation in der theoretischen
Geotektonik und zu den daraus resultierenden Auf-
gaben.
In diesem Festband
- [36] CHAIN ~~CHAIN~~, V.E.;
MURATOV, M.V. Geosynclinal belts, orogenic belts, folded belts
and their relation in time and space.
Internat. geol. Congr. 23rd Sess. 3 (1968), S. 9-13
- [37] CHERASKOV, N.P. Nekotorye obščie zakonomernosti v stroenii i
razvitii struktury zemnoj kory.
Akad. Nauk SSSR geol. Inst., Trudy 91 (1963),
119 S.

- [38] CHURCH, S.E. Limits of sediment involvement in the genesis of orogenic volcanic rocks.
Contr. Mineral. and Petrol. 39 (1973) 1, S. 17-32
- [39] CHURCH, W.R.; STEVENS, R.K. Early Paleozoic ophiolite complexes of the Newfoundland Appalachians as mantle - oceanic crust sequences.
J. geophys. Res. 76 (1971) 5, S. 1460-1466
- [40] COATS, R.R. Magma type and crustal structure in the Aleutian arc.
Geophys. Monogr. 6 (1962), S. 92-109
- [41] COGNÉ, J.; JEANNETTE, D.; RUHLAND, M. L'île de Groix. Étude structurale d'une série métamorphique à glaucophane en Bretagne méridionale.
Bull. Serv. Carte géol. Als. et Lorr. 19 (1966) 1, S. 41-95
- [42] COLEMAN, R.G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges.
J. geophys. Res. 76 (1971) 5, S. 1212-1222
- [43] CONEY, P.J. The geotectonic cycle and the New Global Tectonics.
Geol. Soc. Amer. Bull. 81 (1970) 3, S. 739-748
- [44] COSGROVE, M.E. The geochemistry of the potassium-rich Permian volcanic rocks of Devonshire, England.
Contr. Mineral. and Petrol. 36 (1972) 2, S. 155 bis 170
- [45] DENNIS, J.G. International tectonic dictionary. English terminology.
Amer. Ass. Petroleum Geol. Mem. 7 (1967), 196 S.
- [46] DERCOURT, J. L'expansion océanique actuelle et fossile; ses implications géotectoniques.
Bull. Soc. géol. France 12 (1971) 2, S. 261-317
- [47] DERCOURT, J. The Canadian Cordillera, the Hellenides, and the sea-floor spreading theory.
Canad. J. Earth Sci. 9 (1972) 6, S. 709-743
- [48] DEWEY, H. British regional geology: South-west England.
London: Geological Survey 1935
- [49] DEWEY, J.F. A model for the lower Palaeozoic evolution of the southern margin of the early Caledonides of Scotland and Ireland.
Scott. J. Geol. 7 (1971) 3, S. 219-240
- [50] DEWEY, J.F.; BIRD, J.M. Plate tectonics and geosynclines.
Tectonophysics 10 (1970) 5/6, S. 625-638
- [51] DEWEY, J.F.; BIRD, J.M. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland.
J. geophys. Res. 76 (1971) 14, S. 3179-3206
- [52] DEWEY, J.F.; HORSFIELD, B. Plate tectonics, orogeny and continental growth.
Nature 225 (1970) 5232, S. 521-525

- [53] DICKINSON, W.R. Relations of andesites, granites, and derivate sandstones to arc-trench tectonics. Rev. Geophys. and Space Phys. 8 (1970) 4, S. 813 bis 860
- [54] DICKINSON, W.R. Plate tectonic models for orogeny at continental margins. Nature 232 (1971) 5305, S. 41-42
- [55] DICKINSON, W.R. Evidence for plate-tectonic regimes in the rock record. Amer. J. Sci. 272 (1972) 7, S. 551-576
- [56] DIETZ, R.S. Collapsing continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain building. J. Geol. 71 (1963) 3, S. 314-333
- [57] DIETZ, R.S. Alpine serpentines as oceanic rind fragments. Geol. Soc. Amer. Bull. 74 (1963) 7, S. 947-952
- [58] DIETZ, R.S. Geosynclines, mountains and continent-building. Sci. Amer. 226 (1972) 3, S. 30-38
- [59] DIETZ, R.S.; HOLDEN, J.C. Reconstruction of Pangaea: breakup and dispersion of continents, Permian to present. J. geophys. Res. 75 (1970) 26, S. 4939-4956
- [60] DIMROTH, E. The evolution of the central segment of the Labrador geosyncline. Part II: The ophiolitic suite. N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 137 (1971) 2, S. 209 bis 248
- [61] DIMROTH, E. The Labrador geosyncline revisited. Amer. J. Sci. 272 (1972) 6, S. 487-506
- [62] ERNST, W.G. Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. Contr. Mineral. and Petrol. 34 (1971) 1, S. 43 bis 59
- [63] FITTON, J.G.; HUGHES, D.J. Volcanism and plate tectonics in the British Ordovician. Earth and planet. Sci. Lett. 8 (1970) 3, S. 223 bis 228
- [64] FLOYD, P.A. Geochemical characteristics of spilitic greenstones from southwest England. Nature phys. Sci. 239 (1972) 92, S. 75-77
- [65] FRANKE, D.; SCHROEDER, E. Das variszische Orogen nördlich der Böhmischen Masse. Ein Überblick. Geologie 17 (1968) 6/7, S. 647-660
- [66] GAERTNER, H.-R. VON Probleme des Saxothuringikums. Geol. Jb. 65 (1950), S. 409-450
- [67] GANSSER, A. Geology of the Himalayas. London: Interscience Publ. 1964
- [68] GANSSER, A. The Indian Ocean and the Himalayas. A geological interpretation. Eclogae geol. Helvet. 59 (1966) 2, S. 831-848

- [69] GANSSER, A.
Facts and theories on the Andes.
J. geol. Soc. London 129 (1973) 2, S. 93-131
- [70] GARECKIJ, R.G.
Tektonika molodych platform Evrazii.
Akad. Nauk SSSR geol. Inst., Trudy 226 (1972),
300 S.
- [71] GARECKIJ, R.G.;
SLEZINGER, A.E.;
JANŠIN, A.L.
Problema fundamenta molodych platform. In:
Stroenie fundamenta molodych platform, S. 5-10.
Moskva: Nauka 1972
- [72] GILBERT, G.K.
Lake Bonneville.
U.S. Geol. Survey Monogr. 1 (1890)
- [73] GILLULY, J.
Orogeny and geochronology.
Amer. J. Sci. 264 (1966) 2, S. 97-111
- [74] GILLULY, J.
Plate tectonics and magmatic evolution.
Geol. Soc. Amer. Bull. 82 (1971) 9, S. 2383-2396
- [75] GILLULY, J.
Tectonics involved in the evolution of mountain
ranges. In: The nature of the solid Earth,
S. 406-439.
New York: McGraw-Hill 1972
- [76] GILLULY, J.
Steady plate motion and episodic orogeny and
magmatism.
Geol. Soc. Amer. Bull. 84 (1973) 2, S. 499-514
- [77] GLUŠKO, V.V.;
DIKENSTEIJN, G.CH.;
KRAVCENKO, K.N.
Einige Besonderheiten der Tektonik der südlichen
UdSSR (Zu den Ergebnissen der Zusammenstellung
einer Kartenserie dieses Gebietes).
In diesem Festband
- [78] GRUMBT, E.; u.a.
Zur Sedimentation und Tektonik im Übergangsbereich
zwischen Molassestadium und Tafelentwicklung der
Varisziden in Mitteleuropa.
In diesem Festband
- [79] HAARMANN, E.
"Tektogenese" oder "Gefügeprägung" statt "Orogenese"
oder "Gebirgsbildung".
Z. dt. geol. Ges. 78 B (1926) Mber., S. 105-107
- [80] HAARMANN, E.
Die Oszillationstheorie.
Stuttgart: Enke 1930
- [81] HAARMANN, E.
Bemerkungen zur Aussprache über die Oszillations-
theorie.
Z. dt. geol. Ges. 83 (1932), S. 368-388
- [82] HAMILTON, W.
The volcanic central Andes, a modern model for
the Cretaceous batholiths and tectonics of western
North America.
Oreg. Dept. Geol. Miner. Ind. Bull. 65 (1969),
S. 175-184
- [83] HAMILTON, W.
Mesozoic California and the underflow of
Pacific mantle.
Geol. Soc. Amer. Bull. 80 (1969) 12, S. 2409-2430
- [84] HAMILTON, W.
The Uralides and the motion of the Russian and
Siberian platforms.
Geol. Soc. Amer. Bull. 81 (1970) 9, S. 2553-2576

- [85] HARLAND, W.B.; GAYER, R.A. The Arctio Caledonides and earlier oceans. Geol. Mag. 109 (1972) 4, S. 289-314
- [86] HATCHER, R.D. Developmental model for the southern Appalachians. Geol. Soc. Amer. Bull. 83 (1972) 9, S. 2735-2760
- [87] HERRMANN, A.G.; WEDEPOHL, K.H. Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der variskischen Geosynklone in Nordwestdeutschland. Contr. Mineral. and Petrol. 29 (1970) 3, S. 255-274
- [88] HOHL, R. Bewegungen der Erdkruste durch erdinnere Kräfte. In: Die Entwicklungsgeschichte der Erde, Band 1, S. 211-233. Leipzig: Brockhaus 1970
- [89] HOHL, R. "Das Erdbild und seine Veränderungen" bzw. "Paläogeographie und Tektonik" - Franz KOSSMATS geotektonische Vorstellungen und ihre Weiterentwicklung. Geologie 21 (1972) 9, S. 1031-1063
- [90] HOTH, K.; HIRSCHMANN, G. Das Jungpräkambrum im Bereich der Varisziden und Kaledoniden West- und Nordeuropas und seine Beziehungen zu den paläozoischen Entwicklungsstadien. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 15 (1970) 3, S. 379 bis 424
- [91] HSÜ, K.J. Franciscan mélanges as a model for eugeosynclinal sedimentation and underthrusting tectonics. J. geophys. Res. 76 (1971) 5, S. 1162-1170
- [92] HSÜ, K.J. Origin of the Alps and western Mediterranean. Nature 233 (1971) 5314, S. 44-48
- [93] HSÜ, K.J.; SCHLANGER, S.O. Ultrahelvetic flysch sedimentation and deformation related to plate tectonics. Geol. Soc. Amer. Bull. 82 (1971) 5, S. 1207-1218
- [94] HURLEY, P.M. Can the subduction process of mountain building be extended to Pan-African and similar orogenic belts? Earth and planet. Sci. Lett. 15 (1972) 3, S. 305 bis 314
- [95] JAMES, D.E. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. Geol. Soc. Amer. Bull. 82 (1971) 12, S. 3325-3346
- [96] JANŠIN, A.L.; u.a. [Hrsg.] Tektonika Evrazii. Moskva: Nauka 1966
- [97] JANŠIN, A.L. [JANSCHIN] Der tektonische Bau Eurasiens. Fortschr. sow. Geol. 8 (1968), S. 11-61
- [98] JOHNSON, G.A.L. Crustal margins and plate tectonics during the Carboniferous. 7. internat. Kongr. Strat. und Geol. Karbons Kre-feld 1971, Zusammenfassungen S. 88
- [99] KATZUNG, G. Das Permiales im Südtel der Deutschen Demokratischen Republik. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 15 (1970) 1, S. 7-27

- [T00] KOBER, L. Genetik der Orogene. Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Gebirge.
Mitt. geogr. Ges. Wien (1921) 4/9, 10 S.
- [T01] KOBER, L. Der Bau der Erde.
Berlin: Gebr. Borntraeger 1921
- [T02] KÖLBEL, H. Fachbereichsstandard Geologie. Terminologie der Tektonik.
Berlin 1970
- [T03] KOŠYGIN, JU.A.;
LUCICKIJ, I.V. Struktury ograničenij drevnich platform.
Geologija i Geofizika (1961) 10, S. 42-49
- [T04] KOŠYGIN, JU.A.;
PARFENOV, L.M. Spravočnik po tektoničeskoj terminologii.
Moskva: Nedra 1970
- [T05] KRAUS, E.C. Vergleichende Baugeschichte der Gebirge.
Berlin: Akademie-Verlag 1951
- [T06] KRAUS, E.C. Fünfzig Jahre Unterströmungs-Theorie.
Geologie 7 (1958) 3-6, S. 261-283
- [T07] KRAUS, E.C. Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane.
Berlin: Akademie-Verlag 1959
- [T08] KRAUS, E.C. Über Definition und Wesen des Orogens.
Geol. Rdsch. 50 (1960), S. 292-298
- [T09] KRÖNER, A.;
ANHAEUSSER, C.R.;
VAJNER, V. Neue Ergebnisse zur Evolution der präkambrischen Kruste im südlichen Afrika.
Geol. Rdsch. 62 (1973) 2, S. 281-309
- [T10] LAUBSCHER, H.P. The large-scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and its palinspastic implications.
Amer. J. Sci. 271 (1971) 3, S. 193-226
- [T11] LAURENT, R. The Heroyrides of South Europe, a model.
Internat. geol. Congr. 24th Sess. 3 (1972) S. 363 bis 370
- [T12] LEMOINE, M. Eugeosynolinal domains of the Alps and the problem of past oceanic areas.
Internat. geol. Congr. 24th Sess. 3 (1972), S. 476 bis 485
- [T13] LUTZENS, H.; SCHWAB, M. Die tektonische Stellung des Harzes im variszischen Orogen.
Geologie 21 (1972) 6, S. 627-640
- [T14] MATVEEVSKAJA, A.L. Einige Gesetzmäßigkeiten der Entwicklung von Geosynklinalgebieten am Beispiel variszischer Strukturen in Südsibirien.
In diesem Festband
- [T15] MOKERROW, W.S.;
ZIEGLER, A.M. Palaeozoic oceans.
Nature phys. Sci. 240 (1972) 100, S. 92-94
- [T16] MILANOVSKIJ, E.E.;
KORONOVSKIJ, N.V. Der orogene spätkänozoische Vulkanismus Eurasiens und seine Beziehungen zur Tektonik.
In diesem Festband

- [117] MITCHELL, A.H.;
READING, H.G. Evolution of island arcs.
J. Geol. 79 (1971) 3, S. 253-284
- [118] MITCHELL, A.H.G.;
GARSON, M.S. Relationship of porphyry copper and circum-Pacific
tin deposits to palaeo-Benioff zones.
Inst. Mining and Metallurgy Trans.
81 (1972) 783, S. B 10 - B 25
- [119] MIYASHIRO, A. Metamorphism and related magmatism in plate
tectonics.
Amer. J. Sci. 272 (1972) 7, S. 629-656
- [120] MONGER, J.W.H.;
SOUTHER, J.G.;
GABRIELSE, H. Evolution of the Canadian Cordillera: a plate-
tectonic model.
Amer. J. Sci. 272 (1972) 7, S. 577-602
- [121] MOSSAKOVSKIJ, A.A. K voprosu ob orogenom étape razvitija geosinklinal'-
nych oblastej.
Geotektonika (1965) 2, S. 3-16
- [122] MOSSAKOVSKIJ, A.A. Orogennyj étap razvitija geosinklinal'nych oblastej
i nekotorye problemy subsekventnogo magmatizma.
In: Problemy svjazi tektoniki i magmatizma, S. 133
bis 153.
Moskva: Nauka 1969
- [123] MOSSAKOVSKIJ, A.A. O verchnepaleozojskom vulkaničeskom pojase
Evropy i Azii.
Geotektonika (1970) 4, S. 65-77
- [124] MOSSAKOVSKIJ, A.A. Paleozojskij orogennyj vulkanizm Evrazii.
Geotektonika (1972) 1, S. 6-28
- [125] MURATOV, M.V. [MOURATOV] Main structural elements of the crust on
continents, their interrelations and age.
Internat. geol. Congr. 24th Sess. 3 (1972), S. 71
bis 78
- [126] MURAWSKI, H. Geologisches Wörterbuch. 5. Aufl.
Stuttgart: Enke 1963
- [127] NEUMANN, W. Zum Stockwerkbau im Bereich der "Mitteldeutschen
Kristallinzone" (speziell im Ruhlaer Kristallin).
In diesem Festband
- [128] NICOLAS, A. Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the
Andean type?
Nature 236 (1972) 5344, S. 221-223
- [129] OBERC, J. Einige Grundfragen der Varisziden Südpolens.
In diesem Festband
- [130] PAECH, H.-J. Zur Grenze zwischen Flysch und Molasse im variszi-
schen Orogen Mitteleuropas.
In diesem Festband
- [131] PEJVE, A.V. Okeaničeskaja kora geologičeskogo prošlogo.
Geotektonika (1969) 4, S. 5-23
- [132] PEJVE, A.V.;
PERFIL'EV, A.S.;
RUŽENCEV, S.V.
[RUZHENTSEV] Problems of intracontinental geosynclines.
Internat. geol. Congr. 24th Sess. 3 (1972),
S. 486-493

- [133] PEJVE, A.V.; u.a. Okeany i geosynklynal'nyj process.
 Dokl. Akad. Nauk SSSR 196 (1971) 3, S. 657-659
- [134] PEJVE, A.V.; u.a. Paleozoidy Evrazii i nekotorye voprosy
 évoljucii geosynklynal'nogo processa.
 Sov. Geologija (1972) 12, S. 7-25
- [135] PETRUŠEVSKIJ, B.A. O principach vydelenija molodych platform.
 In: Stroenie fundamenta molodych platform, S. 103
 bis 104.
 Moskva: Nauka 1972
- [136] RĂDULESCU, D.P.; SĂNDULESCU, M. The plate-tectonic concept and the geological
 structure of the Carpathians.
 Tectonophysics 16 (1973) 3/4, S. 155-161
- [137] REICHSTEIN, M. Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen
 für den Harz.
 Geologie 14 (1965) 9, S. 1039-1076
- [138] RINGWOOD, A.E. Composition and evolution of the upper mantle.
 Geophys. Monogr. 13 (1969), S. 1-17
- [139] RODGERS, J. Latest Precambrian (post-Grenville) rocks of the
 Appalachian region.
 Amer. J. Sci. 272 (1972) 6, S. 507-520
- [140] RÖSLER, H.J.; MATHÉ, G.; PFEIFFER, L. Basische Gesteine im Bereich der Elbtalzone und des
 Zentralsächsischen Lineamentes (Herkunft, Stoff-
 bestand, zeitliche und tektonische Position). In:
 Exkursionsführer zur 17. Jahrestagung, S. 58-77.
 Berlin: Dt. Ges. geol. Wiss. 1970
- [141] RUTLAND, R.W.R. Andean orogeny and ocean floor spreading.
 Nature 233 (1971) 5317, S. 252-255
- [142] SAWKINS, F.J. Sulfide ore deposits in relation to plate
 tectonics.
 J. Geol. 80 (1972) 4, S. 377-397
- [143] SCHEUMANN, K.H. Über Gneise des Erzgebirges. Einige Bemerkungen zum
 Aufsatz von K. PIETZSCH (1954).
 Geologie 6 (1957) 1, S. 3-40
- [144] SCHMIDT-THOMÉ, P. Lehrbuch der Allgemeinen Geologie, Band 2: Tek-
 tonik.
 Stuttgart: Enke 1972
- [145] SCHÖNENBERG, R. Neue Untersuchungen über embryonale Tektonik.
 Geologie 7 (1958) 3-6, S. 342-352
- [146] SCHOLTZ, H. Das varistische Bewegungsbild.
 Fortschr. Geol. Palaeont. 8 (1930) 25, S. 235
 bis 316
- [147] SCHROEDER, E. Variszische Gebirgsbildung. In: Grundriß der Geo-
 logie der Deutschen Demokratischen Republik,
 Band 1, S. 238-261.
 Berlin: Akademie-Verlag 1968
- [148] SCHROEDER, E. Das Bewegungsbild der ozeanischen Kruste und
 Aspekte globaler Tektonik.
 Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 16 (1971) 3-5,
 S. 413-434

- [149] SCHROEDER, E. Grundaspekte eines geotektonischen Vergleichs zwischen dem Süduural und dem mitteleuropäischen Variszikum.
 Geologie 21 (1972) 4/5, S. 368-388
- [150] SCHWAB, M. Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im Permosiles Mitteleuropas.
 Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 15 (1970) 1, S. 29-45
- [151] SILLITOE, R.H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits.
 Econ. Geol. 67 (1972) 2, S. 184-197
- [152] SILLITOE, R.H. Relation of metal provinces in Western America to subduction of oceanic lithosphere.
 Geol. Soc. Amer. Bull. 83 (1972) 3, S. 813-818
- [153] ŠLEZINGER, A.E. Pozdnegeosinklinal'nye i ranneplatformennye struktury v oblastjach gercinskoj skladčatosti Evrazii.
 Avtoreferat Diss., Moskva 1972
- [154] SMITHERINGALE, W.G. Low-potash Lush's bight tholeiites: ancient oceanic crust in Newfoundland?
 Canad. J. Earth Sci. 9 (1972) 5, S. 574-588
- [155] SOBOLEVSKAJA, V.N. O značenii "perechodnogo kompleksa" v tektonike molodych epipaleozojskich plit. In: Stroenie fundamenta molodych platform, S. 69-77.
 Moskva: Nauka 1972
- [156] SOBOLEVSKAJA, V.N. Tektonika i obščie zakonomernosti stanovlenija i razvitija epipaleozojskich plit.
 Moskva: Nauka 1973
- [157] SOBOLEVSKAJA, V.N. Die taphrogene Entwicklungsetapre epivariszischer Tafeln.
 In diesem Festband
- [158] STEINMANN, G. Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung?
 Geol. Rdsch. 16 (1925), S. 435-468
- [159] STETTNER, G. Die Prägung von Granulit und Eklogit in innerkontinentalen Orogenen, aus der Sicht des oberfränkisch-sächsischen Varistikums.
 Geol. Bavarica 60 (1969), S. 7-28
- [160] STETTNER, G. Orogene Schollentektonik und granitoide Mobilisation im Westteil der Böhmischen Masse.
 Geol. Rdsch. 60 (1971) 4, S. 1465-1487
- [161] STETTNER, G. Zur geotektonischen Entwicklung im Westteil der Böhmischen Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils im orogenen Bewegungssystem.
 Z. dt. geol. Ges. 123 (1972) 1, S. 291-326
- [162] STILLE, H. Die Begriffe Orogenese und Epirogenese.
 Z. dt. geol. Ges. 71 (1920), S. 164-208
- [163] STILLE, H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik.
 Berlin: Gebr. Borntraeger 1924

- [164] STILLE, H. Tektonische Formen in Mitteleuropa und Mittel-
 asien.
 Z. dt. geol. Ges. 81 (1929) 1/2, S. 2-9
- [165] STILLE, H. Wege und Ergebnisse der geologisch-tektonischen
 Forschung. In: 25 Jahre Kaiser Wilhelm-Gesell-
 schaft zur Förderung der Wissenschaften, Band 2,
 S. 77-97.
 Berlin: Springer 1936
- [166] STILLE, H. Einführung in den Bau Amerikas.
 Berlin: Gebr. Borntraeger 1940
- [167] STILLE, H. Zur Frage der Herkunft der Magmen.
 Abh. preuß. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. 1939
 (1940) 19, 31 S.
- [168] STILLE, H. Ur- und Neozoene.
 Abh. dt. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. 1945/46
 (1948) 6, 68 S.
- [169] STILLE, H. Das Leitmotiv der geotektonischen Erdentwick-
 lung.
 Dt. Akad. Wiss., Vorträge und Schriften 32
 (1949), 27 S.
- [170] STILLE, H. Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im
 Bilde des gesamteuropäischen.
 Beih. geol. Jb. 2 (1951), 138 S.
- [171] STILLE, H. Einiges über die Weltozeane und ihre Umrahmungs-
 räume.
 Geologie 7 (1958) 3-6, S. 284-306
- [172] STILLE, H. Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild.
 Beih. geol. Jb. 22 (1958), 255 S.
- [173] STRONG, D.F. Sheeted diabases of central Newfoundland: new
 evidence for Ordovician seafloor spreading.
 Nature 235 (1972) 5333, S. 102-104
- [174] SUGISAKI, R.; u.a. Late Paleozoic geosynclinal basalt and tectonism
 in the Japanese islands.
 Tectonophysics 14 (1972) 1, S. 35-56
- [175] ŠUL'Č, S.S. Osnovnye geostrukturnye oblasti Zemli po dannym
 novejšej tektoniki SSSR.
 Sov. Geologija (1962) 5, S. 18-32
- [176] THORPE, R.S. Ocean floor basalt affinity of Precambrian
 glaucophane schist from Anglesey.
 Nature phys. Sci. 240 (1972) 103, S. 164-166
- [177] TRÚMPY, R. Paleotectonic evolution of the central and
 western Alps.
 Bull. geol. Soc. Amer. 71 (1960) 6, S. 843-908
- [178] TRÚMPY, R. Stratigraphy in mountain belts.
 Quart. J. geol. Soc. London 126 (1971) 3,
 S. 293-318

- [179] VINE, F.J.; HESS, H.H. Sea-floor spreading. In: New concepts of sea floor evolution. The Sea, Vol. 4, Part 2, S. 587-622. New York: Wiley-Interscience 1970
- [180] WANG, C.S. Geosynclines in the New Global Tectonics. Geol. Soc. Amer. Bull. 83 (1972) 7, S. 2105-2110
- [181] WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, W.A.J.M. VAN The problem of continental drift. In: Theory of continental drift, S. 1-75. Tulsa: Amer. Ass. Petroleum Geol. 1928
- [182] WATZNAUER, A. Stratigraphie und Fazies des erzgebirgischen Kristallins im Rahmen des mitteleuropäischen Varistikums. Geol. Rdsch. 54 (1965) 2, S. 853-860
- [183] WELLS, F.G. Ensimatic and ensialic geosynclines. Bull. geol. Soc. Amer. 60 (1949) 12, 2, S. 1927
- [184] WILSON, J.T. Island arcs and mountains. In: Physics and Geology, S. 290-312. New York: McGraw-Hill 1959
- [185] WILSON, J.T. Did the Atlantic close and then re-open? Nature 211 (1966) 5050, S. 676-681
- [186] WYLLIE, P.J. Experimental petrology and global tectonics - a preview. Tectonophysics 17 (1973) 3, S. 189-209
- [187] ZAJČEV, JU.A. Ob istoriko-geologičeskom sodržanii "perehodnogo" étapa na primere Kazachstana i Srednej Azii. Geotektonika (1972) 5, S. 99-114
- [188] ZIEGLER, A.M. Geosynclinal development of the British Isles during the Silurian period. J. Geol. 78 (1970) 4, S. 445-479
- [189] ZONENŠAJN, L.P. [ZONENSHAIN] Similarities in the evolution of geosynclines of different types. Internat. geol. Congr. 24th Sess. 3 (1972), S. 494-502
- [190] ZWART, H.J. Metamorphic facies series in the European orogenic belts and their bearing on the causes of orogeny. Geol. Ass. Canada, Spec. Paper 5 (1969), S. 7-16

Geosynklinalfaltung
(Die Entstehung der Hauptfaltentypen)

Von GLEB DMITRIEVIČ AŽGIREJ, Moskau

1. Einführung

In diesem Aufsatz sollen nur solche Faltentypen behandelt werden, die in den inneren Zonen charakteristischer Orthogeosynklinalen im Sinne STILLES (1936 [647], S. 85) entstanden sind. Alle anderen Faltenformen bleiben unberücksichtigt: wie Falten in Tiefenzonen mit hochgradiger Metamorphose und plastischem Fließen, Falten in Vorsenken und Intramontanbecken (häufig konsedimentär) und Falten im Tafeldeckgebirge. Der Bildungsmechanismus dieser verschiedenartigen Faltentypen ist außerordentlich heterogen und deswegen gesondert zu betrachten.

Bekanntlich widmete STILLE dem Problem der Faltenbildung zahlreiche Arbeiten, von denen hier die wichtigsten erwähnt seien (STILLE 1909, 1910, 1913, 1924, 1928, 1936, 1940, 1942, 1951 [59 - 67]). Ein ebenso großes Interesse an diesem Problem finden wir bei VON BUBNOFF (1931, 1947, 1954, 1960) [15 - 18]. Deswegen erscheint es auch angebracht, im vorliegenden Festband, der unter anderem dem Gedenken an zwei der größten deutschen Tektoniker unserer Zeit gewidmet ist, das Problem der Geosynklinalfaltung nochmals im Lichte neuer Ergebnisse zu behandeln.

In dieser Übersicht soll gezeigt werden, wie einerseits die geologischen und mechanischen Bedingungen bei der Faltung von Fall zu Fall verschieden waren und wie andererseits ein gemeinsamer, universeller Deformationsmechanismus existiert, der die Genese nahezu aller Geosynklinalfaltungen bestimmt. Mit anderen Worten: Konkrete Faltenstrukturen entstehen in Geosynklinalen auf verschiedene Weise, aber der gesamte Faltungsprozeß ist hier, von kleinen Ausnahmen abgesehen, meist unmittelbar an den Hauptverformungsmechanismus gebunden, der in einer seitlichen (lateralen) Einengung des Fundamentes besteht. Im folgenden werden Falten aus den Innenzonen von Geosynklinalgürteln, insbesondere aus Geosynklinalen und Geantiklinalen, betrachtet.

Eine wichtige Besonderheit der Faltenbildung ist die h i s t o r i s c h e E v o l u t i o n während des Bestehens der geosynklinalen Mobilzone. Die frühe Geosynklinalfaltung entwickelt sich v o r der Hauptgebirgsbildung in der Mobilzone. U n m i t t e l b a r v o r der Hauptgebirgsbildung kommt es zu äußerst intensiver Geosynklinalfaltung, die sich in Überschiebungsdecken äußert, wie sie z.B. in den Alpen und im Himalaja im Känozoikum entstanden sind. Es gibt aber auch Beispiele dafür, daß eine intensive Geosynklinalfaltung unmittelbar vor der Hauptgebirgsbildung fehlt oder nur schwach entwickelt ist, wie ebenfalls im Känozoikum in der Zentralzone des Großen Kaukasus. G l e i c h z e i t i g m i t der Gebirgsbildung findet immer eine Faltung statt. Ihr Mechanismus ist etwa der gleiche wie bei den anderen Faltungstypen in Geosynklinalzonen.

2. Beweise für laterale Einengung während der Faltenbildung in Geosynklinalgebieten

Bis heute existieren divergierende Meinungen über die mechanischen Bedingungen bei der Faltung. Hier ist nicht der Ort, einen Abriß der Geschichte und des gegenwärtigen Standes dieses Problems zu geben. Es sei nur bemerkt, daß eine Reihe von Forschern dazu tendiert, die Hauptfaltendeformationen in Geosynklinalgebieten als sekundär anzusehen (REYER, HAARMANN, BELOUSOV). Sie nehmen an, daß tangentielle Druckspannungen sekundär auf Grund der Gravitation entstehen oder durch differentielle Hebungen und Senkungen tektonischer Blöcke hervorgerufen werden, die zu einem lateralen Transport von der gehobenen zur abgesunkenen Scholle führen.

Keineswegs kann eine bestimmte Bedeutung der gravitativen, durch radial angreifende Kräfte bedingten Tektonik geleugnet werden. Man muß sich aber der möglichen Ausmaße von gravitativen Bewegungen bewußt sein. Sie spielen insgesamt nur eine begrenzte Rolle. Die sichersten Hinweise auf laterale Einengung während der Faltung erhält man bei regionalgeologischen Untersuchungen auf den Kontinenten durch den Nachweis tektonischer Decken, die sich synchron mit den Hauptfaltungsphasen bildeten. Weiter unten wird darauf eingegangen, daß die überwiegende Mehrzahl der tektonischen Decken nicht gravitativ entstanden ist.

3. Die globale Verbreitung der tektonischen Decken in Geosynklinalgebieten

Früher hielt man tektonische Decken für seltene, sozusagen pathologische Strukturformen, die sich unter abnormen Bedingungen in Schottland, Skandinavien und besonders in den Alpen gebildet haben. Den tektonischen Bau dieser Gebirge bezeichnen viele Autoren als außergewöhnlich und für normale Faltenysteme nicht charakteristisch. Das richtige Urteil wird durch die Deutung als gravitative Decken erschwert. Wir erkennen heute, daß diese Anschauungen bestimmt fehlerhaft sind. Auf Grund der Erfolge bei regionalgeologischen und regionaltektonischen Arbeiten in allen Faltengürteln der Erde ist die Frage richtiger umgekehrt zu stellen: Existiert überhaupt ein bedeutendes Faltengebirge, in dem ausgedehnte tektonische Decken mit großen Verschiebungen fehlen?

Die überzeugenden Forschungsergebnisse von ANDRUSOV (1938, 1958, 1967) [3, 4, 5], eines großen Kollektivs polnischer und rumänischer Geologen (RABOWSKI & GOETEL 1925 [49]; SOKOLOWSKI 1950 [57]; RABOWSKI 1959 [50]; CODARCEA 1940 [22]; DUMITRESCU 1957 [23]; BĂNCILĂ 1958 [11] u.a.) haben den Deckenbau der Karpaten geklärt. Französische, jugoslawische, österreichische und italienische Geologen zeigten den Deckenbau des Tellatlas, der Apenninen, der Dinariden sowie der Helleniden auf (KIEKEN 1960-62 [36]; MANFREDINI 1964 [43]; SIKOŠEK & MEDWENITSCH 1965 [55]; AUBOUIN 1967 [9]). Türkische Geologen beobachteten große Decken im Taurus. Indische, englische, dänische und schweizerische Geologen beschrieben tektonische Decken aus dem Himalaja (AUDEN 1937 [10]; WEST 1939 [79]; WADIA 1957 [78]; GANSSER 1964 [29]; BERTHELSEN 1968 [13]).

Zahlreiche Decken wurden in den Kordillern des Great Basin in den USA detailliert untersucht (MILLER 1966 [45]). In diesem Gebiet ist mit der Roberts-Mountains-Decke eugeosynklinales Paläozoikum mehr als 65 km weit von Westen nach Osten über miogeosynklinales Paläozoikum geschoben worden. KING (1961 [37], S. 249) verweist in diesem Zusammenhang auf die bemerkenswerte Tatsache, daß sich die Bildung ähnlicher tektoni-

scher Decken in den Kordilleren in verschiedenen, weit auseinanderliegenden Perioden wiederholt hat. Die Roberts-Mountains-Decke entstand im oberen Mississippian oder im unteren Pennsylvanian. Danach wurde der östliche Frontalabschnitt durch Konglomerate und Kalksteine des Pennsylvanian überlagert. Die Golconda-Decke umfaßt triassische Gesteine und bildete sich bedeutend später, wahrscheinlich in nevadidischer Zeit.

Systeme von zahlreichen Schuppendecken wurden im kanadischen Felsengebirge (HUME 1957 [32]; FOX 1959 [28]; ROEDER 1967 [54]) und in dessen südlichem Fortbau in den USA (CHILDERS 1963 [20]) entdeckt. Aus den Appalachen sind tektonische Decken seit langem bekannt. Ein Teil davon wird zwar angezweifelt, aber die anderen sind gut belegt, und es besteht kein Anlaß, ihre Existenz zu leugnen (EARDLEY 1954 [24]; KING 1961 [31]; RODGERS 1968 [53]). Als Beispiel eines großen Orogens, in dem keinerlei bedeutende tektonische Decken vorhanden sind, galten bis vor kurzem die Anden. Um so interessanter ist der Nachweis bedeutender Decken in der Hochgebirgsregion (Wasserscheide) der westlichen Zentralanden-Kordillere in Peru (SZEKELY 1967 [68]).

In der Sowjetunion hemmte die unter Geologen weit verbreitete Meinung, daß Decken nur in der Phantasie von Ultrannappisten existieren, die Feststellung und das Studium von Decken. Tatsächlich riefen viele in den Hypothesen vom Deckenbau der Alpen enthaltene extreme Ansichten Skepsis gegenüber sämtlichen Deckenbauvorstellungen hervor. Diese Reaktion auf Übertreibungen der Nappisten nahm ebenfalls extreme Formen an. Eine Zeitlang wurden auf dem großen Territorium der UdSSR keine Untersuchungen über Deckenbau durchgeführt. In den letzten Jahren sind jedoch tektonische Decken im Ural (KAMALETDINOV 1965 [34]; KAMALETDINOV & KUDAŠOV 1968 [35]), im Alaigebirge des Süd-Tianschan (PORŠNJAKOV 1960, 1961 [47, 48]) und in Kamtschatka (TICHONOV 1968 [69]) nachgewiesen worden.

Sogar im Großen Kaukasus, der bis jetzt als Prototyp eines einfach gebauten Antiklinoriums galt, wurden tektonische Decken beschrieben: die Baskal'-Decke in Aserbaidschan (VASSOEVIČ 1940 [72]; VOSKRESENSKIJ 1958, 1959 [76, 77]), die Zgid-Decke (AŽGIREJ 1963 [8]), die Plastun-Decke (BORUKAEV 1964 [14]) sowie bei geologischen Erkundungsarbeiten im Gebiet Chukali und bei Dumala im Zentralen Kaukasus. In letzter Zeit steht die Frage zur Diskussion, ob im Gebiet von Džentu-Čilik im Westkaukasus bedeutende variszische Decken vorhanden sind (BARANOV 1967 [12]).

Diese Aufzählung neu gefundener und beschriebener tektonischer Decken ließe sich noch lange fortsetzen. Zwangsläufig folgt hieraus, daß es praktisch keine Faltensysteme gibt, in denen keine Decken entwickelt sind. Offensichtlich ist der zur Bildung von Decken führende Deformationsmechanismus ausgesprochen universell und charakteristisch für Faltengebiete.

4. Zwei morphologische Haupttypen von Decken

Nach der Morphologie lassen sich zwei tektonische Deckentypen unterscheiden. Zum ersten Typ gehören Gleitdecken, zum zweiten Typ überkippte und zerrissene Falten. Diese Unterschiede gehen offensichtlich auf zwei Faktoren zurück. Am wichtigsten ist zweifellos die Intensität des intratellurischen Wärmestromes während der Deckenbildung. Eine geringere, aber ebenfalls bedeutende Rolle spielen die mechanischen Eigen-

schaften der Gesteinsschichten, in denen es zur Deckenbildung kommt. Wenn der Wärmestrom nicht groß ist und dazu im Gesteinsverband relativ starre Karbonate weit verbreitet sind, bilden sich nahezu ungefaltete Gleitdecken. Ausgezeichnete Beispiele dafür liefern die Westkarpaten und das Kanadische Felsengebirge.

Ein bedeutender Wärmestrom führt zum Erweichen der Gesteine und zu plastischen Deformationen, wobei Decken entstehen, wie wir sie aus den Westalpen kennen. Beispiele stellen die Simplondecke und analoge Decken dar, die oft einen Gneiskern des Fundamentes enthalten, der von der Deckenbildung mit erfaßt worden ist.

5. Der Bildungsmechanismus tektonischer Decken

5.1. Die Rolle der Gravitation bei der Deckenbildung

In der Frage nach dem zur Deckenbildung führenden Mechanismus gehen die Meinungen deswegen so stark auseinander, weil die Rolle der Gravitation verschieden eingeschätzt wird. Sehr einleuchtend ist die Gravitationshypothese bei überkippten und zerscherten Falten. Deswegen deuten die Tektoniker der französischen Geologenschule, denen die Deckenformen der Westalpen, der Voralpen und der Montagne Noire mit charakteristischen abtauchenden Deckenstirnen gut bekannt sind, solche Strukturen als gravitative Bildungen. Jedoch bestätigt DE SITTER (1960 [56], S. 253): "Es besteht kein Zweifel, daß die seitliche Kompression primär und die Gleitung sekundär ist. Die deutliche Abhängigkeit zwischen gravitativem Gleiten und tangentialen Druck erklärt das Fehlen von klaren Grenzen zwischen diesen beiden Erscheinungen. Die auf S. 234-252 beschriebenen großen Strukturen sind an Überschiebungen, insbesondere an Gleitbewegungen gebunden, und es ist Geschmackssache, ob man sie zu der einen oder zu der anderen Kategorie stellt."

Zwei wichtige Argumente sprechen gegen den primären Charakter gravitativer Bewegungen bei der Deckenbildung. Das erste Argument besagt, daß fast alle Decken beider morphologischer Typen, von sehr geringen Ausnahmen abgesehen, in der Zeit vor der allgemeinen und intensivsten Gebirgsbildung, d.h. der vertikalen Hebung des Faltensystems, entstanden sind. So beteiligen sich z.B. die Gesteine des kristallinen Kerns des Gotthard-Massivs nach älteren Darstellungen von HEIM (1919 - 1922) [32] und neuen Forschungen von NABHOLZ (1953) [46] am Aufbau der wichtigsten Decken der Westalpen. Nach neueren Ergebnissen von STEIGER (1964) [58] wurde der kristalline Kern des Gotthard-Massivs während der alpidischen Tektogenese metamorphosiert. Die tektonische Hauptphase äußerte sich hier in einer nach Norden gerichteten Verschiebung von tektonischen Einheiten, die das Gotthard-Massiv ehemals überdeckt hatten. Gleichzeitig wurde die präalpidische Mineralassoziaton zerstört; es bildeten sich neue Minerale, und zwar mit vorherrschender N-S-Regelung entsprechend der Bewegungsrichtung. N-S orientierte Hornblende hat nach 17 radiometrischen Bestimmungen ein Alter von 46 Mill. Jahren, das entspricht dem Ende des Eozäns. Es ist das Minimalalter der abschließenden tektonischen Deformationen im Gotthard-Massiv und, wie STEIGER [58] feststellte, der großen alpidischen Deckenbewegungen insgesamt. Bekanntlich hat aber die Hauptgebirgsbildung in den Alpen bedeutend später stattgefunden. Das eigentliche Hochgebirge begann sich ab Obermiozän zu bilden, und die intensive allgemeine Hebung vollzog sich sogar erst im Pliozän. KRAUS (1951 [40], Teil II,

S. 274, Tab. IX; S. 280, Tab. XI) weist ausdrücklich auf das sehr schwache tektonische Relief in den Alpen während der Zeit vom Mitteloligozän bis Untermiozän hin, bezeichnet jedoch die damaligen Bewegungen als gebirgsbildend.

Das zweite, nicht minder wichtige Argument besteht darin, daß in den meisten Fällen, bei denen es gelingt, eine Decke von der Stirn bis zur Wurzelregion zu verfolgen, ihre Oberfläche eine immer tiefere stratigraphische Lage einnimmt. In Decken, die überkippte Falten darstellen, ist die Deckenoberfläche gegen die Wurzelregion geneigt (NABHOLZ 1953 [457]). Nur in den vorderen Deckenteilen findet sich Neigung in Bewegungsrichtung, wie bei gravitativem Abgleiten zu erwarten.

Gute Beispiele dafür, daß die Deckenoberfläche gegen die Wurzelzone hin immer tiefere stratigraphische Niveaus einnimmt, wurden von kanadischen und nordamerikanischen Geologen für das Felsengebirge publiziert (HUME 1957 [337]; CHILDERS 1963 [207]; ROEDER 1967 [547]). Bezüglich der Pine-Mountains-Decke und analoger Decken in den Appalachen nimmt RODGERS (1968) [537] an, daß man ihre Wurzeln in der Tiefe unter dem Blue-Ridge-Antiklinorium, d.h. in der Achsenzone (an einem Tiefenbruch) des Orogens, suchen sollte. Aus diesen Beobachtungen läßt sich ableiten, daß die Gravitation bei der Deckenbildung eine sehr begrenzte Rolle spielt.

5.2. Überschiebungen oder Unterschiebungen?

Der Mechanismus bei der nichtgravitativen Bildung von tektonischen Decken kann nicht durch Überschiebungen erklärt werden. Seit langem ist bekannt, daß die relativ dünnen Gesteinspakete tektonischer Decken von außen angreifende laterale Kräfte nicht auf weite Entfernungen übertragen können. Von bedeutenden Forschern, die sich mit Überschiebungen beschäftigt haben (HOBBS, STILLE, KOBER und viele andere), wurde oftmals unterstrichen, daß es sich um Unterschiebungen unter die Deckeneinheiten handelt. Nur mit einem solchen Mechanismus lassen sich Horizontalverschiebungen von 50 oder sogar 200 km quer zum Streichen der Faltengürtel erklären.

Besonders gut ist ein entsprechender Unterschiebungsmechanismus an Hand dünner Scherschuppen in Gebieten zu beweisen, in denen die Decken kaum oder gar nicht gefaltet sind. Beispielsweise beobachten wir derartige Deformationsbedingungen in der tektonischen Zentralzone der Westkarpaten, wo es nach ANDRUSOV (1938, 1958) [3, 4] wenig zusammengepreßte, gewöhnlich flach liegende Pakete der Križná- und Choč-Decke gibt.

Bekanntlich waren die Stirnteile einiger Decken während ihrer Bildungszeit unmittelbar an der Oberfläche aufgeschlossen. Diese bemerkenswerte Erscheinung stellten Alpengeologen beim Studium klastischer Serien fest, die sich vor der Deckenfront gebildet haben. Auch in diesen Fällen kann nur eine Unterschiebung die vorliegende Deformation befriedigend erklären.

Insgesamt ist deswegen nur ein Hauptbildungsmechanismus der Decken möglich, wobei von zusätzlichen, gravitativ bedingten Verschiebungen abgesehen wird. Dieser Mechanismus besteht in einer lateralen Verkürzung des Faltengürtels infolge Unterschiebung der tieferen Erdkrustenteile, z.B. des kristallinen Fundaments, auf dem sich die Geosynklinalsedimente ablagerten. Bei der Beschreibung der Uralfaltung

wird später gezeigt werden, daß ein solcher Mechanismus auch in geantiklinalen Zonen auftritt.

6. Das Problem der Narbenzonen

Zur weiteren Präzisierung des Mechanismus der Deckenbildung und - wie später noch gezeigt werden wird - der Faltung muß auch das Problem der Deckenwurzeln betrachtet werden.

Das Unterschieben des kristallinen Fundamentes in Geosynklinalgebieten hat zwei charakteristische Züge, die hinlänglich bekannt sind, jedoch bis jetzt nicht klar genug verstanden und ungenügend zur Erklärung der Geosynklinalfaltung herangezogen werden.

Schon seit langem scheiden österreichische, deutsche und schweizerische Geologen in Orogenen sogenannte Narbenzonen mit stark gepreßten Faltenstrukturen und steil einfallenden Störungssystemen aus. AMPFERER (1906) [1] und AMPFERER & HAMMER (1911) [2] hielten die Narbenzonen für Gebiete, in denen bei der Faltung Material verschluckt wurde. So entstand die Unterströmungshypothese, die von vielen Alpenforschern, besonders von KRAUS (1963) [41], vertreten wird.

In der Hypothese von AMPFERER gibt es einige für die Erklärung des Mechanismus der Deckenbildung wie der Geosynklinalfaltung notwendige Elemente. Zwei davon sind besonders wichtig. Das eine ist die von AMPFERER angenommene Verschiebung der tieferen Erdkruste in Richtung zur Narbenzone, d.h. in Richtung auf die Zentraliden. Damit wird der Unterschiebungscharakter unterstrichen. Das zweite Element bezieht sich auf die Symmetrie der Deformation. Laterale Einengung ist auf beiden Seiten der Narbenzone anzutreffen, d.h., die Unterschiebung erfolgt zweiseitig. Hierbei entsteht natürlich das Bild einer *V e r s c h l u c k u n g* des unterschobenen Materials. Die Hypothese von AMPFERER stützt sich auf detaillierte Studien von tektonischen Strukturen des alpidischen Faltengürtels, und sie spiegelt die tatsächlich oft zu beobachtende Symmetrie der Unterschiebung wider.

Als sowjetische Geologen die Entwicklungsgeschichte von tektonischen Zonen in Faltengürteln verallgemeinerten, stellte sich sehr schnell heraus, daß die Narbenzonen der Alpengeologen nichts anderes als Tiefenbrüche sind. Tatsächlich wurden im Kaukasus, Ural, Altai und in Mittelasien in Tiefenbruchzonen deutliche Elemente mit synklinalem Bau festgestellt, also Anzeichen von Verschluckung. Diese Schlußfolgerung zog AŽGIREJ (1960) [7] für die Tiefenbruchzonen des Kaukasus, und KROPAČEV (1962) [42] konnte sie für den Tyrnyauz-Pšekiš-Tiefenbruch durch Spezialkartierung belegen. Die Tyrnyauz-Pšekiš-Zone stellt ein aus mittelpaläozoischen Schichten bestehendes Synklinorium dar. Etwa parallel dazu verlaufend, bildet der Zentral- oder Chausaut-Tiefenbruch in großen Abschnitten ebenfalls ein deutliches, aus Riphäikum sowie unterem Paläozoikum aufgebautes Synklinorium. In Kasachstan untersuchte E.I. PATALACH das Synklinorium des Uspenskij-Tiefenbruches, um dessen Deformationsmechanismus zu klären. Das tiefe, gut ausgebildete Synklinorium der Uspenskij-Pressungszone besteht aus Givet bis Untervisé und wird von unterpaläozoischen oder noch älteren Gesteinen umgeben.

In vielen Fällen zeigen außerdem die Faltenstrukturen in bezug auf die Achsenzonen der Tiefenbrüche symmetrische Anordnung, die sich in einer deutlichen zweiseitigen **F a l t e n v e r g e n z** von den Narbenzonen nach außen äußert.

Manchmal erweisen sich die Tiefenbruchzonen als so breit, daß die Beziehung der Synklinoriumstruktur zur tektonischen Narbe des Tiefenbruches verlorengelassen, wie es bei dem bekannten Magnitogorsk-Tagil'-Synklinorium im Südlichen und Mittleren Ural der Fall ist. Im Prinzip ist aber die Entstehung des Magnitogorsk-Tagil'-Synklinoriums wahrscheinlich an den gleichen Deformationsmechanismus gebunden wie ein unmittelbar über dem Tiefenbruch liegendes Synklinorium (Typ Tyrnyauz-Pěekiš-Bruch, Uspenskij-Pressungszone und viele andere analoge Strukturen).

7. Isoklinalfaltung in tektonischen Zentralzonen

Form und Charakter der Falten in Synklinorien über Narbenzonen, die an Tiefenbrüche gebunden sind, weisen auf beträchtliche laterale Einengung hin. Steilstehende, fast isoklinale Faltung und Achsenflächenschieferung entstehen in den tektonischen Zentralzonen der aus Geosynklinaltrögen hervorgegangenen Orogene. Besonders ausgeprägt sind diese Erscheinungen in bedeutenden Tiefenbruchzonen, die Verschluckungsnarben darstellen.

Erstmals beschrieb HEIM (1878) [31] solche Strukturen aus den autochthonen Granitmassiven der Westalpen. CLOOS (1964) [21] entwarf einen entsprechenden generellen Deformationsplan für die äußeren Zonen der Appalachen. Auf die Bedeutung steilstehender Faltenstrukturen und Achsenflächenschieferung wiesen in der Sowjetunion SPERANSKIJ (1933) für den Salair, VOJNOVSKIJ-KRIGER (1948) [73] für den Ural und AŽGIREJ (1956) [6] für die zentralen Zonen des Kaukasus hin. Sogar Granitmassive zeigen in Achsenzonen von Tiefenbrüchen überraschenderweise vertikal orientierten griffeligen Zerfall (Dar'jal im Kaukasus, yosemitische Granite der Sierra Nevada). In jüngerer Zeit beschrieben ĚZ (1967) [26] und ČESNOKOV (1965) [19] steil einfallende Faltensysteme in zentralen tektonischen Zonen.

Regional verbreitete steilstehende Faltung und Achsenflächenschieferung weisen auf die Dynamik in den tektonischen Zentralzonen der Orogene hin. Daraus geht hervor, daß die einengenden Kräfte etwa horizontal und quer zum Hauptfaltenstreichen eingewirkt haben.

8. Laterales Wandern des Alters der Geosynklinalfaltung

Auf Grund der jetzt vorliegenden Kenntnisse hat sich gezeigt, daß die Hypothese von AMPFERER trotz ihrer Erfolge für die Erklärung des Mechanismus der Geosynklinalfaltung nicht ausreicht, da sie die Geschichte der Faltungsvorgänge nicht berücksichtigt. Auf die Änderung des Faltungsalters quer zum Faltenstreichen wies STILLE (1909) [59] als erster hin.

Fassen wir die Hypothese von AMPFERER, die Lehre von den Tiefenbrüchen und die zahlreichen Angaben über das Wandern der Geosynklinalfaltung zusammen, so kommen wir

zu dem Schluß, daß enge Zusammenhänge zwischen den Unterschiebungen, den Verschluckungsvorgängen in Tiefenbruchzonen und dem seitlichen Wandern aktiver Faltungsbewegungen bestehen. Für den Großen Kaukasus läßt sich eindeutig zeigen, daß Faltung und Verschluckung am Chasaut-Tiefenbruch im Riphäikum bis Altpaläozoikum, am Tyrnyauz-Pšekiš-Tiefenbruch im mittleren und oberen Paläozoikum, über dem Südlichen oder Achsentiefenbruch im unteren Jura und Aalen, aber über dem Flysch-Tiefenbruch an der Südflanke des Großen Kaukasus am Ende der Kreide und zu Beginn des Paläogens stattfanden. Hierbei handelt es sich nur um ein grobes Schema, das aber in den Hauptzügen der Wirklichkeit entspricht. Wie jedoch einschränkend hinzugefügt werden muß, ist in einigen Teilen des Kaukasus festgestellt worden, daß das Wandern der Faltung nicht einheitlich vor sich ging. Die stärksten Faltungsphasen am Ende des Paläogens zeigen z.B. im NW-Kaukasus kein Wandern nach Süden, wie es für den Großen Kaukasus insgesamt erkennbar ist, sondern ein Wandern nach Norden in Richtung zur Westlichen Kuban-Senke.

9. Weitere Präzisierung der Hypothese

Detaillierte Kartierungen in der Narbenzone des Tyrnyauz-Pšekiš-Tiefenbruches (KIZEVALTER 1948 [38]; KROPAČEV 1962 [42]) sowie auch in anderen Narbenzonen des Altai, des Karatau und des Südfarghana-Gebiets zeigen, daß die Tiefe der Verschluckung 5 km bis maximal 10 km Tiefe nicht übersteigt, oftmals sogar bedeutend geringer ist. Auf dieser Grundlage können wir eine wesentliche Ergänzung der Hypothese von AMPFERER vornehmen. Offensichtlich ist der Verschluckungsmechanismus komplizierter, als AMPFERER annahm. Es kann sich kaum um ein Versinken umfangreicher Gesteinsmassen in große Tiefen handeln, wie das AMPFERER, KRAUS und ROEDER vermuteten. Hieraus folgt, daß die Deckenwurzeln nicht in allzu großer Entfernung gesucht werden müssen. In der Regel haben sich solche Vorstellungen nicht bestätigt. Was wir an der Erdoberfläche sehen und was der Erosion zugänglich ist, umfaßt alles, was überhaupt einmal existierte. Deswegen sind viele Schemata der Ultranaupisten unreal. Die Vorstellungen über unzugängliche Deckenteile müssen sorgfältig überprüft werden.

Es gilt, den Mechanismus gesicherter Horizontalverschiebungen über 65 - 100, möglicherweise sogar 200 km (Himalaja) senkrecht zum Streichen plausibler zu erklären. Bei Verschluckung bis in Tiefen von 5 bis 10 km entstehen offensichtlich keine Verschiebungen des Fundaments von mehr als 100 km. Diese Frage ist bis jetzt völlig ungeklärt, obwohl teilweise schon sehr realistische Vermutungen möglich sind. Man kann sich z.B. vorstellen, daß außer einer relativ bedeutenden Verschluckung in der Narbenzone kleinere gleichartige Unterschiebungen auf der gesamten Fläche des Fundaments vor sich gehen, die sich zu einer starken Verkürzung des ganzen Faltengürtels summieren.

Ein interessanter Umstand stützt diese Hypothese. Wie sich bei detaillierten geologischen Aufnahmen in Narbenzonen herausgestellt hat, ist die Verschluckung in jeder konkreten Zone meist bei weitem nicht so symmetrisch, wie es nach dem Schema von AMPFERER zu erwarten wäre. Sie ist vielmehr gewöhnlich asymmetrisch ausgebildet mit Unterschiebungen vorwiegend in einer Richtung. Jedoch ist seit SUESS und aus speziellen Untersuchungen von KOBBER (1942) [39] bekannt, daß praktisch alle Faltengürtel divergent gebaut sind und sich durch Faltungsvergeng vom Zentrum des Faltengürtels nach außen, also in Richtung auf Tafeln oder Zwischengebirge, auszeichnen. Folglich

kann die Unterschiebung des Fundaments in Richtung zur Narbenzone der Tiefenbrüche kein Prozeß sein, der sich nur auf den eigentlichen Tiefenbruch konzentriert. Offensichtlich verteilen sich die Unterschiebungsvorgänge über größere Räume.

10. Schlußfolgerungen für den Mechanismus der Geosynklinalfaltung

Rückblickend läßt sich erkennen, wie weit die Vorstellungen über den Mechanismus der Geosynklinalfaltung entwickelt sind. Schon seit langem wurden Diskussionen geführt, die gezeigt haben, daß Faltung durch tangentialen Druck zwischen festen Widerlagern der Tafeln nicht möglich ist. Als unbefriedigend erwiesen sich verschiedene Hypothesen, nach denen die Faltung ein sekundärer Vorgang sein soll. Oben wurden einige wichtige gesetzmäßige Beziehungen zwischen der Faltenbildung, der Deckenentwicklung und den Tiefenbrüchen aufgezeigt. Die Faltenysteme sind so gesetzmäßig aufgebaut, daß es sich unmöglich um sekundäre, vom Ausmaß und der Eigenart vertikaler Schollenhebungen abhängige Bildungen handeln kann. Aus den gleichen Erwägungen ist die Hypothese, wonach die Hauptfaltungstypen auf Grund ungleichmäßiger Erwärmung der Gesteine in Senkungsräumen entstehen, nicht annehmbar. Demnach muß zu Hypothesen zurückgekehrt werden, die eine primäre Entstehung der Geosynklinalfaltung annehmen. Das Tatsachenmaterial stimmt mit dem beobachtbaren organischen Zusammenhang zwischen der Geosynklinalfaltung, der Deckenbildung und den Tiefenbrüchen gut überein. Gerade wegen der natürlichen Einheit dieser drei wichtigen tektonischen Elemente eines Geosynklinalgürtels wirkt die vorgelegte Hypothese überzeugend. Die ungenügende Kenntnis ihrer Grundlagen ist uns bewußt. Bisher gibt es keine befriedigende Erklärung für die Ursachen der lateralen Verschiebung in Richtung zur Narbenzone von Tiefenbrüchen. Reale, gut überprüfte geologische Befunde zeigen jedoch, daß solche lateralen Verschiebungen zweifellos stattgefunden haben. Deswegen hoffen wir, daß es in Zukunft gelingen wird, auch die tieferen Ursachen der Geosynklinalfaltung zu verstehen.

Literatur

- [1] AMPFERER, O. Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jb. geol. Reichsanst. 56 (1906)
- [2] AMPFERER, O.; HAMMER, W. Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jb. geol. Reichsanst. 61 (1911)
- [3] ANDRUSOV, D. Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. III: Tektonika. Rozpr. stát. geol. Úst. 9 (1938)
- [4] ANDRUSOV, D. Geológia Československých Karpát. Zväzok I. Bratislava: Vyd. slovensk. Akad. Vied 1958
- [5] ANDRUSOV, D. Očerk geologii Zapadnych Karpat. In: Nekotorye problemy geologii i metallogenii Zapadnych Karpat. Bratislava 1967
- [6] AŽGIREJ, G.D. Strukturnaja geologija. Moskva: Izd. mosk. Univ. 1956 und 1966

- [7] AŽGIREJ, G.D. Geologičeskie uslovija formirovanija, kinematika i dinamika obrazovanija skladok geosinklinal'nogo tipa.
Meždun. geol. Kongr. 21. Sess., Dokl. sov. geol. 18 (1960)
- [8] AŽGIREJ [ASHGIREI], G.D. Einige Wesenszüge der Tektonik und Entwicklungsgeschichte globaler Mobilzonen. Teil 2: Geosynklinalfaltung.
Geologie 12 (1963) 2
- [9] AUBOUIN, J. [ŮBUËN, Ž.] Geosinklinali, problemy proischoždenija i razvitija.
Moskva: Mir 1967
- [10] AUDEN, J.B. The structure of the Himalayas in Garhwal.
Rec. geol. Surv. India 71 (1937)
- [11] BĂNCILĂ, I. Geologia Carpaților orientali.
București: Ed. Științifică 1958
- [12] BARANOV, G.I. O tektoničeskom razvitii Severnogo Kavkaza v paleozoe.
Tr. geol. i polezn. iskop. Sev. Kavkaza 12 (1967)
- [13] BERTHELSEN, A. Diskusjonnye voprosy struktury i stratigrafii Malych i Vysokich Gimalaev v peresečenii Simla - Satledž.
Izv. Akad. Nauk SSSR Ser. geol. (1968) 3
- [14] BORUKAEV, Ů.B. O projavlenijach pokrovnoj tektoniki v Tuapsinskom rajone (Sev. Zap. Kavkaz).
Vestnik mosk. Univ. Ser. Geol. (1964) 1
- [15] BUBNOFF, S. VON Grundprobleme der Geologie. Eine Einführung in geologisches Denken.
Berlin: Gebr. Borntraeger 1931
- [16] BUBNOFF, S. VON Rhythmen, Zyklen und Zeitrechnung in der Geologie.
Geol. Rdsch. 35 (1947)
- [17] BUBNOFF, S. VON Grundprobleme der Geologie. 3. Aufl.
Berlin: Akademie-Verlag 1954
- [18] BUBNOFF, S. VON Osnovnye problemy geologii.
Moskva: Izd. mosk. Univ. 1960
- [19] ČESNOKOV, S.V. Larinskij gnejsovyj kupol na Južnom Urale.
Univ. Družby Narodov Dokl. i Tezisy 1. NT Konferencii geol. i geochim. 1965
- [20] CHILDERS, M.O. Structure and stratigraphy of the Southwest Marias Pass area, Flathead County, Montana.
Geol. Soc. Amer. Bull. 74 (1963) 2
- [21] CLOOS, E. Appalachenprofil 1964.
Geol. Rdsch. 54 (1964)
- [22] CODARȚEA, A. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți.
Anu. Inst. géol. Rom. 20 (1940)
- [23] DUMITRESCU, I. Asupra faciesurilor si orizontării Cretacicului superior si Paleogenului din basinul Lălusului.
Lucr. Inst. Petrol. Gaza 3 (1957)

- [24] EARDLEY, A.J. [IRDLI, A.] Strukturnaja geologija Severnoj Ameriki.
Moskva: Izd. inostr. Lit. 1954
- [25] EZ, V.V.; GAFT, D.E.;
KUŽNECOV, B.I. Morfologija i uslovija obrazovanja golomorfnoj
skladčatosti na primere Zilairskogo sinklinorija
Južnogo Urala.
Moskva: Nauka 1965
- [26] EZ, V.V. O roli izoklinal'noj skladčatosti v strukture
belomorid.
Geotektonika (1967) 3
- [27] FOURMARIER, P. Trois règles fondamentales de l'architecture de
l'écorce terrestre.
Liège: Thone 1932
- [28] FOX, F.G. Structure and accumulation of hydrocarbons in
southern foothills, Alberta, Canada.
Bull. amer. Ass. Petrol. Geol. 43 (1959) 5, S. 992-1025
- [29] GANSSER, A. Geology of the Himalayas.
London, New York, Sydney: Interscience Publ. 1964
- [30] GWINN, V.E. Thin-skinned tectonics in the plateau and north-
western valley and ridge provinces of the Central
Appalachians.
Geol. Soc. Amer. Bull. 75 (1964) 9
- [31] HEIM, A. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbil-
dung im Anschluß an die geologische Monographie der
Tödi-Windgällen-Gruppe.
Basel: Schwabe 1878
- [32] HEIM, A. Geologie der Schweiz, Bd. 1 und 2.
Leipzig: Tauchnitz 1919-1922
- [33] HUME, G.S. Fault structures in the foothills and eastern Rocky
Mountains of southern Alberta.
Geol. Soc. Amer. Bull. 68 (1957) 4
- [34] KAMALETDINOV, M.A. K voprosu o pokrovnoj tektonike Urala v svete novych
dannych.
Geotektonika (1965) 1
- [35] KAMALETDINOV, M.A.;
KUDAŠOV, A.S. O novych nadvigach na zapadnom sklone Urala.
Geotektonika (1968) 2
- [36] KIEKEN, M. Les traits essentiels de la géologie Algérienne.
In: Livre à la mémoire du prof. Paul FALLOT, T. 1.
Paris: Soc. géol. France 1960-1962
- [37] KING, P.B. [F.] Geologičeskoe razvitie Severnoj Ameriki.
Moskva: Izd. inostr. Lit. 1961
- [38] KIZEVAL'TER, D.S. O stroenii i razvitii Peredovogo chrebtva Severnogo
Kavkaza.
Izv. Akad. Nauk SSSR Ser. geol. (1948) 6
- [39] KOBER, L. Tektonische Geologie.
Berlin: Gebr. Borntraeger 1942
- [40] KRAUS, E. Die Baugeschichte der Alpen, 1. und 2. Teil.
Berlin: Akademie-Verlag 1951

- 417 KRAUS, E. Istorija razvitija materikov i okeanov. In: Problemy peremeščenija materikov. Moskva: Izd. inostr. Lit. 1963
- 427 KROPAČEV, S.M. K stratigrafii srednogo paleozoja zony Peredovogo ohrebtva meždu rekami Daut i Malaja Laba. In: Geologija Central'nogo i Zapadnogo Kavkaza, T. 3. Moskva: Gostoptehizdat 1962
- 437 MANFREDINI, M. Région plissée alpine. Italie. In: Tectonique de l'Europe. Moskva: Nauka 1964
- 447 MEDWENITSCH, W. Zur Geologie des Halleiner Salzberges. Mitt. geol. Ges. Wien 51 (1958)
- 457 MILLER, G.M. Structure and stratigraphy of southern part of Wah Wah Mountains, S.W. Utah. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 50 (1966) 5
- 467 NABHOLZ, W.K. Das mechanische Verhalten der granitischen Kernkörper der tieferen penninischen Decken bei der alpinen Orogenese. Congr. géol. internat., C.R. 19. Sess. Alger 3 (1953)
- 477 PORŠNJAKOV, G.S. Tipy razrezov srednogo paleozoja i nadvigovye struktury severnogo sklona Alajskogo ohrebtva. Tr. Upr. Geol. i Ochr. Nedr pri SM Kirg. SSR 1 (1960)
- 487 PORŠNJAKOV, G.S. Tektoničeskie struktury paleozoja Južno-Ferganskogo sur'mjano-rtutnogo pojasa. Uč. zap. sredne-aziatsk. nauč. issl. Inst. Geol. i Min. Syr'ja Taschkent 6 (1961)
- 497 RABOWSKI, F.; GOETTEL, W. Les nappes de recouvrement de la Tatra. Bull. Serv. géol. Pologne 3 (1925) 1-2
- 507 RABOWSKI, F. Serie Wierchowe w Tatrach Zaohodnich. Prace Inst. geol. 27 (1959)
- 517 RENGARTEN, V.P. Geologičeskij očerk rajona Voenno-Gruzinskoj dorogi. Tr. vses. geol.-razv. Ob-ed. 148 (1932)
- 527 RENGARTEN, V.P. Voenno-Gruzinskaja doroga. Meždun. 17 geol. Kongr., Ekskursija po Kavkazu. Rostov und Tbilisi: ONTI 1937
- 537 RODGERS, J.; RODZERS, Dž. Nekotorye voprosy tektoniki Appalačej. Geotektonika (1968) 3
- 547 ROEDER, D.H. Rocky Mountains. Berlin: Gebr. Borntraeger 1967
- 557 SIKOŠEK, B.; MEDWENITSCH, W. Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden. Z. dt. geol. Ges. 116 (1964), 2
- 567 SITTER, L.U. DE Strukturnaja geologija. Moskva: Izd. inostr. Lit. 1960
- 577 SOKOLOWSKI, S. Les Tatry Bielskie. La géologie de leurs versants méridionaux. Trav. Inst. géol. Pologne (1950)

- [58] STEIGER, R.H. Dating of orogenic phases in the Central Alps by K-Ar ages of hornblende.
J. geophys. Res. 69 (1964) 24
- [59] STILLE, H. Zonares Wandern der Gebirgsbildung.
Jb. niedersächs. geol. Ver. 2 (1909)
- [60] STILLE, H. Senkungs-, Sedimentations- und Faltungsräume.
Congr. géol. intern. 11 Sess. Stockholm 1910
- [61] STILLE, H. Tektonische Evolutionen und Revolutionen in der Erd-
rinde.
Leipzig 1913
- [62] STILLE, H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik.
Berlin: Gebr. Borntraeger 1924
- [63] STILLE, H. Über europäisch-zentralasiatische Gebirgszusammen-
hänge.
Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. (1928)
- [64] STILLE, H. Wege und Ergebnisse der geologisch-tektonischen For-
schung. In: 25 Jahre Kaiser-Wilhelm-Gesellschaft zur
Förderung der Wissenschaften, Band 2.
Berlin: Springer 1936
- [65] STILLE, H. Einführung in den Bau Amerikas.
Berlin: Gebr. Borntraeger 1940
- [66] STILLE, H. Die tektonische Entwicklung Amerikas als der Ostum-
rahmung des Pazifik.
Geotekt. Forsch. 4 (1942)
- [67] STILLE, H. Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im
Bilde des gesamt-europäischen.
Geol. Jb. Beih. 2 (1951)
- [68] SZEKELY, T.S. Geology near Huallococha lakes, Central High Andes,
Perú.
Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 51 (1967) 7
- [69] TICHONOV, V.I. Nadvigi na Vostočnoj Kamčatke.
Geotektonika (1968) 3
- [70] TOLLMANN, A. Ostalpensynthese;
Wien: Deuticke 1963
- [71] TRÚMPY [TRJUMPI], P. Tektoničeskoe razvitie Zentral'nych i Zapadnych Al'p.
In: Tektonika Al'pijskoj oblasti.
Moskva: Mir 1965
- [72] VASSOEVIČ, N.B. O krupnych tektoničeskich pokrovach v Vostočnom
Zakavkaz'e.
Zap. vseros. mineral. Obšč. 69 (1940) 2-3
- [73] VOJNOVSKIJ-KRIGER, K.G. Nekotorye soobraženija ob izoklinal'noj skladčatosti.
Bjull. mosk. obšč. Ispyt. Prir. 6 (1948)
- [74] VOJNOVSKIJ-KRIGER, K.G. O nekotorych spornych voprosach skladkoobrazovanija.
Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol. (1966) 1
- [75] VOJNOVSKIJ-KRIGER, K.G. Očerok tektoniki Lešvinskoj facial'nó-strukturnoj
zony Zapadnogo sklona Poljarnogo Urala.
Bjull. mosk. obšč. Ispyt. Prir. 42 (1967) 3

- 767 VOSKRESENSKIJ, I.A. O Bakal'skom pokrove na Jugo-Vostočnom Kavkaze. Sov. Geol. (1958) 7
- 777 VOSKRESENSKIJ, I.A. Tektonika i osnovnye étapý razvitija Vandamskogo antiklinorija. Izv. vysš. Učebn. Zaved. Geol. i Razv. (1959) 12
- 787 WADIA, D.N. Geology of India. 3. ed. London: Macmillan 1957
- 797 WEST, W.D. The structure of the Shali "Window" near Simla. Rec. Geol. Surv. India 74 (1939)

Zur Ableitung der Großtektonik eines Gebirges
aus leitenden Strukturen seiner Kleintektonik.

Möglichkeiten und Grenzen einer geotektonischen Arbeitsmethode¹⁾

Von WERNER SCHWAN, Erlangen²⁾

1. Die Beziehungen zwischen tektonischen Großformen und kleintektonischen Leitstrukturen

Eine der Hauptaufgaben der tektonischen Forschung ist die Klarstellung eines Gebirgsbaues, speziell die Ermittlung der in ihm vorhandenen Großformen und der diese gestaltenden Bewegungen. Eine solche Klärung wird bei der erstmaligen Untersuchung eines Gebirges erforderlich oder wenn verschiedenartige Deutungen über einen Gebirgsbau bestehen. Verschiedene Methoden sind bisher zur Erforschung komplizierter Gegebenheiten in Gebirgen angewandt worden.

Das Hauptproblem der Untersuchung eines Gebirgsbaues liegt meist darin, daß dessen Großstrukturen, die mehrere Kilometer breit und viele Kilometer lang sein können, im allgemeinen nur aus dem geologischen Kartenbild vom Maßstab 1 : 25 000 ab festzustellen sind. Infolge ihrer großen Dimension und der oft mangelhaften Aufschlußverhältnisse sind die Großformen des Gebirgsbaues im ganzen nicht direkt überschaubar, und ihr daher zuweilen problematischer Deformationscharakter ist nicht ohne weiteres zu erkennen. Wohl aber sind im allgemeinen im Gelände gut ausgeprägte tektonische Kleinformen aufgeschlossen, d.h. unmittelbar sichtbare und leicht überblickbare Strukturen des Gebirgsbaues in geringeren Dimensionen von Handstück- bis Aufschlußgröße. Dies ist der Bereich der Kleintektonik. Auf diese im Gelände direkt zu beobachtenden tektonischen Kleinformen sind wir angewiesen, wenn wir eine Analyse und Synthese des Großbaues durchführen wollen. Deren Auswertung ist deshalb berechtigt, weil unter den Kleinformen die unmittelbaren Zeugen der Bewegungsweise der Gesteine sind, die zugleich die Ursache der Gestaltung des Großbaues ist. Unter den kleinen Gefügen des Gebirges sind daher mit dessen Großstruktur nach Art und Symmetrie verwandte Gebilde vorhanden. Sie spiegeln die Großformen gewissermaßen in kleiner Dimension wider. Diese Kleinformen lassen Rückschlüsse auf die Art des Großbaues zu. Nach diesem Grundsatz arbeitete bisher bewußt oder gefühlsmäßig eine Reihe von Geologen.

Im Laufe der Zeit erhoben sich aber mehrere Stimmen gegen dieses Prinzip, die eine Übereinstimmung bzw. einen Zusammenhang zwischen den beobachtbaren Kleinstrukturen eines Gebietes und dessen Großtektonik bestritten, und zwar ebenfalls auf Grund von Beobachtungen. Wie kam diese Meinungsverschiedenheit zustande? Auf die Diskussionen, die über diese Grundfrage der Relation zwischen Groß- und Kleintektonik und der

1) Erweitertes Manuskript zu einem Vortrag, der am 11. September 1970 im Geologischen Institut der Bulgarischen Akademie der Wissenschaften in Sofia gehalten wurde.

2) Prof. Dr. W. SCHWAN, Geologisches Institut der Universität Erlangen-Nürnberg

Auswertbarkeit letzterer für erstere eine Reihe von Autoren führte, und auf das Für oder Wider ihrer Argumentationen war der Verf. (1964 [100], S. 3-8) näher eingegangen.

Die Diskrepanz zwischen den beiden genannten Auffassungen ist darin begründet, daß es innerhalb eines Gebirgsraumes im allgemeinen nur eine und nur selten zwei oder gar drei in der geologischen Karte zum Ausdruck kommende Großstrukturen gibt, dort aber meist viel mehr Arten von Kleinstrukturen existieren, die in verschiedenen Richtungen streichen. Gute Beispiele dafür bieten das thüringische und das vogtländische Schiefergebirge (Abb. 1)³⁾. Aus diesem Grunde können einerseits manche Kleinformen, z.B. solche, die anders als die Großformen streichen und zu anderen Zeiten, d.h. durch andere Beanspruchung als diese entstanden, auch nicht mit den Großformen übereinstimmen. Jedoch lassen andererseits diejenigen kleinen Strukturen, die mechanisch, stereometrisch und zeitlich den Großformen entsprechen, weil sie genetisch mit ihnen zusammengehören, auch Rückschlüsse auf die Natur der großen Formen zu, und zwar sowohl im Hinblick auf deren Typus wie auf die sie erzeugende tektonische Bewegung. Die letztgenannten Kleingefüge können somit zur Erkennung des Großbaues eines Gebirges führen. Sie sind daher "Leitstrukturen".

Der Satz "Die Großtektonik spiegelt sich in der Kleintektonik wider" gilt also nur für die leitenden Kleinstrukturen. Allein bei ihnen besteht eine Parallelisierung der Kleintektonik mit der Großtektonik zu Recht. Diese gesetzmäßige Formbeziehung ist z.B. dort festzustellen bzw. beweisbar, wo die Großformen eines Gebirges unkompliziert ausgebildet und bereits bekannt sind und die ihnen gestaltlich entsprechenden (und damit leitenden) Kleinstrukturen sich diesem Großbau völlig einfügen, was z.B. im Oberharz der Fall ist, wie weiter unten dargelegt wird.

Nachfolgend sei eine Definition der Leitstrukturen gegeben: Sie sind die im Gelände direkt beobachtbaren, meist kleintektonischen Formen, die nach Position (Streichen und Fallen), Symmetrie und Gestalt den infolge ihrer Größe von einigen oder vielen Kilometern nicht mehr überschaubaren und daher oft problematischen Großstrukturen des Gebirges entsprechen und somit zu Rückschlüssen auf deren Formtypus (Abb. 2) geeignet sind, weil beide auf dieselbe Beanspruchung zurückgehen, wodurch sie auch gleiche tektonische Intensität und gleiches Alter haben (vgl. SCHWAN 1964 [100]).

Eine Leitstruktur ist entweder ein kleines Abbild der Großform oder eine damit harmonisierende Gestalt oder ein Teilstück aus der Großform selbst (Abb. 3). Leitstrukturen sind also vom Typ her Assoziationen der Großbauformen. Sie gestatten daher Rückschlüsse auf letztere. Die Leitgefüge sind nicht an bestimmte Dimensionen gebunden, vor allem aber als kleintektonische Formen entwickelt und als solche für die tektonische Forschung nützlich. Die leitenden Strukturen sind in der Regel vollkommener ausgebildet und als Individuen häufiger zu finden als andere, nichtleitende Gefüge ihres Gebietes, worin sie im Unterschied zu diesen regional verbreitet auftreten, was aus ihrer Prägung durch die stärkste Beanspruchung ihres Raumes resultiert. Dennoch ist die Anzahl der nichtleitenden Gefügearten meist viel größer als die Zahl der Leitstrukturarten der Kleintektonik. Normalerweise treten nur eine und selten

³⁾ Für die Ausfertigung der Zeichnungen in Tusche danke ich meinen Mitarbeitern, den Herren KÜHN und Dr. ROSSNER.

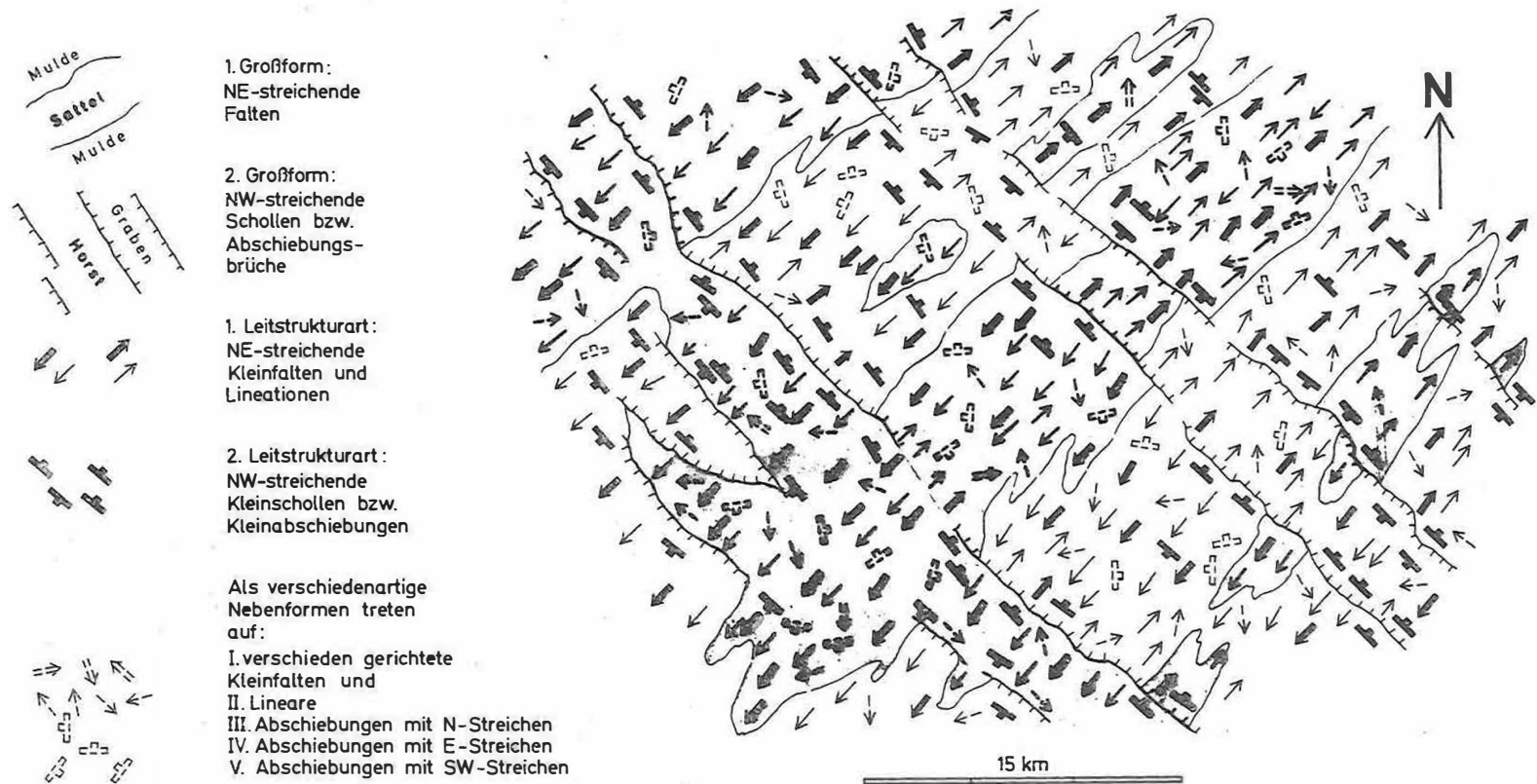


Abb. 1 Tektonische Kartendarstellung eines Orogens mit zwei Großformarten und zwei analogen kleintektonischen Leitstrukturarten sowie mehreren davon abweichenden Nebenformarten

Die den beiden Großformarten entsprechenden leitenden Typen sind 1. NE-SW streichende Falten und 2. NW-SE verlaufende Brüche und Schollen. Zwar sind die Leitformen nur in zwei Arten entwickelt, doch finden sie sich zahlreich in vielen Einzelvorkommen im Gelände. Demgegenüber existiert eine Anzahl von Nebenformarten, deren jede aber nur mit relativ wenigen Einzelvorkommen in der Natur vertreten ist. Sie haben keine Beziehung zu den Großformen. Die Skizze veranschaulicht einen Gebirgsbau nach Art des mitteldeutschen Variszikums (Thüringisch-vogtländisches Schiefergebirge)

zwei oder drei der letzteren in einem Gebirge auf, und nur diese finden symmetrie- oder gestaltanaloge Entsprechungen in den Großformen eines Gebirges.

Die typenmäßig in Korrelation stehenden Großbauformen und Leitstrukturen bilden zusammen die Hauptformen der Gebirgstektonik, indem in ihnen die das Orogen schaffende Hauptbeanspruchung zum Ausdruck kommt. Ihnen stehen alle übrigen, davon abweichenden Gefügearten als *N e b e n s t r u k t u r e n* gegenüber, die in der Regel nur in kleintektonischem Maßstab und oft nur örtlich ausgeprägt sind, weil sie auf schwächere Beanspruchungen zurückgehen, die vor oder nach der Hauptdeformation, also zu anderen Zeiten als diese, eintraten. Die Nebenstrukturen haben daher mechanisch nichts mit dem Vorgang der Großbaugestaltung zu tun. Dies trifft auch besonders für alle atektonischen Gefüge zu (Abb. 4).

Speziell die Leitstrukturen lassen die Art der orogenen Hauptbewegung (z.B. Presung, Zerrung, Blattverschiebung oder Rotation usw.) sowie deren Richtung und Stärke erkennen. Zusammen mit den Nebenformen und deren Beanspruchungen ergeben sich Anhaltspunkte über die Kinematik, die Reihenfolge der nacheinander abgelaufenen Bewegungen (Abb. 4).

Die *k l e i n t e k t o n i s c h e A r b e i t s w e i s e* führt 1. von der systematischen Bestandsaufnahme der Strukturen im Gelände 2. über die Bestandsgliederung nach verschiedenen Gestalttypen 3. zur Bestandsdeutung hinsichtlich der Art und des Ablaufes der tektonischen Beanspruchungen. Aus dem Formeninventar der Gesamttektonik werden die leitenden Kleinstrukturen ermittelt und dann zur Deutung der Großformen herangezogen.

Es bedarf keiner besonderen Betonung, daß die geologische Kartierung - die stratigraphische Gliederung und die räumliche Verteilung der verschiedenen Formationsglieder - eines strukturanalytisch zu untersuchenden Raumes als Hauptvoraussetzung für dessen kleintektonische Bearbeitung vorliegen sollte. Andernfalls müßte sie zuerst ausgeführt werden. Aus der geologischen Karte ergeben sich z.T. überhaupt erst die großtektonischen Probleme, indem darin die Großbau-Einheiten abgegrenzt werden, deren Struktur- und Bewegungscharakter es mit Hilfe der Leitformen zu klären gilt.

Die mit geologischer Kartengrundlage durchzuführende regionale kleintektonische Strukturaufnahme, die *S t r u k t u r k a r t i e r u n g*, wird um so exakter, je dichter das Netz der Beobachtungen ist. Und die kleintektonische Analyse ist um so zuverlässiger durchführbar, je eingehender das vorhandene Inventar der Gefüge nach Arten und Anzahl erfaßt und untersucht wird, so daß sie nach Ermittlung der leitenden Formen zur Grundlage der großtektonischen Synthese werden kann.

Wie geht man nun praktisch bei dieser Forschungsmethode vor? Wie findet man in einem problematischen Gebirgsgebiet mit zahlreichen, verschiedenartig aussehenden kleintektonischen Formen, wobei zuweilen ein Gewirr von Typen vorliegt, die leitenden Formen heraus? Bei der Ermittlung der Leitstrukturen im Gelände geht man zunächst von den in der geologischen Karte hervortretenden Großformen aus und stellt deren Generalrichtungen (Streichen und Fallen) und Konturen fest. Dann sucht man im Gelände die Kleinformen mit gleichen Richtungen und Konturen. Aus deren Form, Symmetrie und Gestaltungsprozeß wird auf den noch unbekanntem oder problematischen Großstruktur-

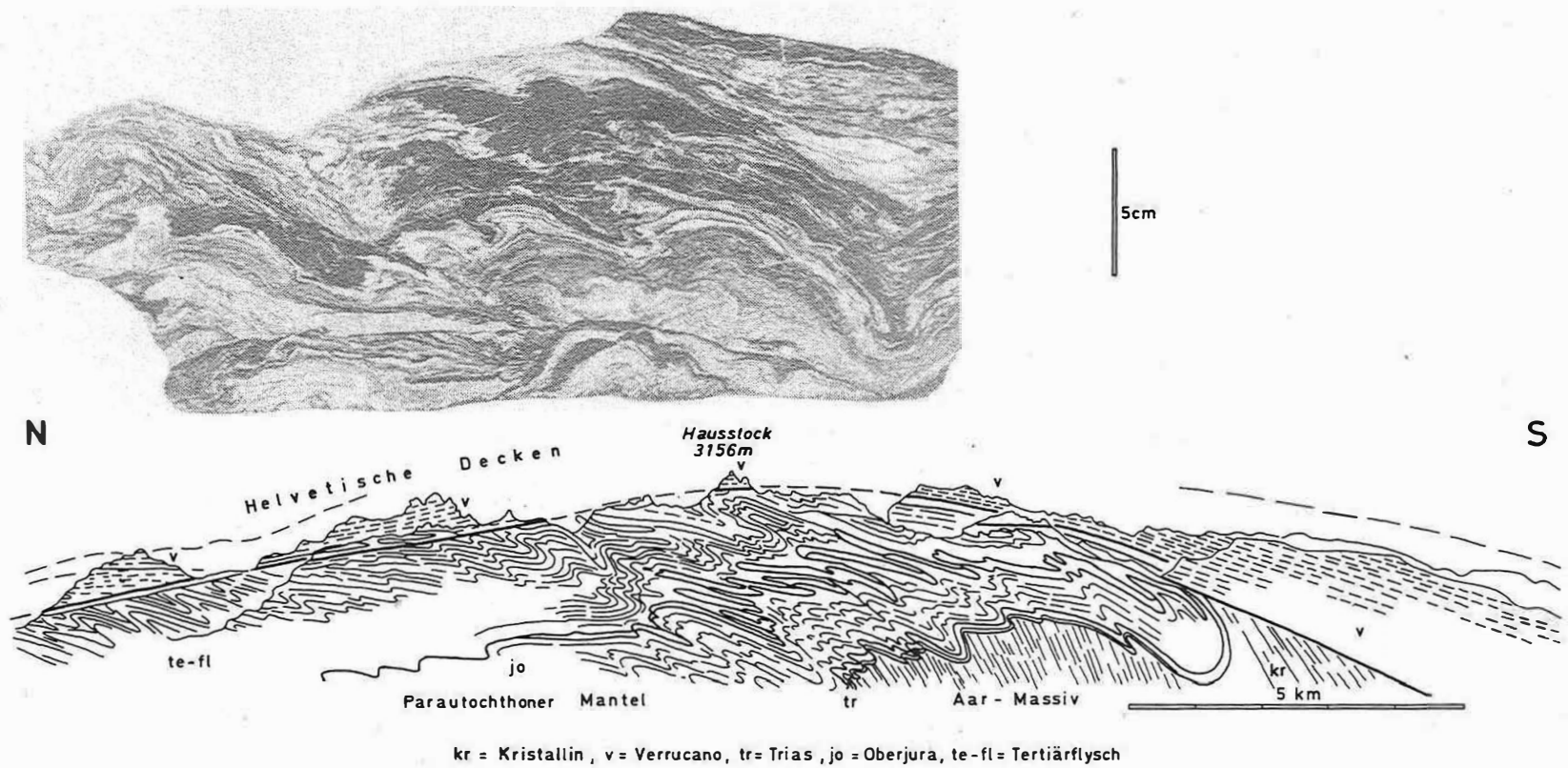


Abb. 2 Gestalten-Korrelation bzw. Harmonie-Beziehung zwischen kleintektonischer Leitstruktur (= Knetfalten und Scherflächen des Lochseitenkalkes an der helvetischen Deckenbasis über Flysch; im Handstück, oben) und großtektonischem Profil (= überkippte bis tauchende Falten und Bewegungsbahnen der helvetischen Decken - Verrucano und Mesozoikum - mit Flyschunterlage, unten)

typus geschlossen. In dieser Weise lassen sich aus den Leitstrukturen die Großbauformen des Gebirges rekonstruieren oder ergänzen.

Die Anwendbarkeit dieser Methode basiert auf der engen genetischen Beziehung zwischen Großform und Leitstruktur. Die Erklärung für diese Beziehung liegt darin, daß die stärksten orogenen Kräfte eines Gebietes nicht nur Typus, Lagerung und Verteilung der tektonischen Großformen zustande gebracht, sondern auch diesen entsprechende kleinere, assoziierte Strukturen geschaffen haben, die untereinander infolge der gleichen Beanspruchung \pm form- und symmetrieanalog sind. So vermag eine Hauptorogenese zur gleichzeitigen Ausprägung verschiedener Größenordnungen von koordinierten und daher miteinander parallelen und gleichartigen oder ähnlichen Strukturbildungen zu führen, wie sie etwa innerhalb eines Antiklinoriums, einander überlagernd, zusammen vorkommen mit verschiedenen Wellenlängen in Form 1. des Großsattels (λ = viele Kilometer), 2. mittelgroßer Falten (λ = einige Kilometer), 3. von Kleinfalten (λ = 1 m bis ca. 100 m) und 4. von Runzelungen (λ = mehrere Millimeter bis Zentimeter). Beispielsweise im Thüringer Schiefergebirge gibt es 4 derartige Größenordnungen von Pressungsformen (SCHWAN 1956 [89], S. 53-54), die mit parallelen Achsen in SW-NE-Richtung ineinandergeschaltet auftreten und alle durch den gleichen Streß bei der variszischen Hauptgebirgsbildung in der sudetischen Phase entstanden sind (Abb. 5). Auch CADISCH (1953 [5], S. 268-269) hat mehrere, durch Übergänge verbundene Größenordnungen von Falten und Gleitflächen in den Schweizer Alpen beobachtet. Ebenso haben HOEPPENER (1955) [29] und ENGELS (1959) [17] im Rheinischen Schiefergebirge sowie PFEIFFER (1962) [59] und SCHROEDER (1966) [84] im Thüringer Schiefergebirge drei bis vier Größenordnungen von Strukturen festgestellt. Auf der Tatsache, daß die Leitstrukturen stereometrische und zeitliche und damit mechanische bzw. genetische Korrelate der tektonischen Großformen sind, beruht die Berechtigung zum Rückschluß von den Leitformen auf den Großbaucharakter.

2. Beispiele der Ableitung der Großtektonik aus der Kleintektonik

1. Zuerst wird ein Beispiel für die Bestätigung und genauere Erfassung einer schon durch Kartierung und Bergbau bekannten Großstruktur und ihrer Mechanik durch leitende Kleinformen aus den devonisch-unterkarbonischen Schichten im O b e r h a r z genannt. Dort ist die vollkommene Übereinstimmung der NE-SW streichenden und NW-vergenten Großfalten mit gleichartigen Kleinfalten nachweisbar (Abb. 6).

2. Im Paläozoikum des Thüringer Schiefergebirges konnte der NE-SW verlaufende und SE-vergente Falten- und Schuppenbau exakter als bisher durch die kleintektonische Analyse erfaßt werden, indem dort bei den Faltenformen - im Gegensatz zum Normalfall - mächtige, steile bis überkippte und dünne, flache normallagernde Flügel sowie ferner statt Überschiebungen vorwiegend sogenannte Unterverschiebungen (= Pressungsabschiebungen) festgestellt wurden. Es gibt also spezielle "Thüringer" Falten- und Schuppentypen (Abb. 7 und 8), die sich von den normalen rhenoherynischen Falten und Schuppen unterscheiden (vgl. auch ENGELS 1959 [17], Abb. 33 u. 32).

3. Ferner bestand im zentralen Thüringer und Frankwald - Paläozoikum das Problem der Vergitterung zwischen einem angenommenen NW—SE streichenden "Frankenwälder Quersattel" und dem normal NE—SW verlaufenden variszischen Längsfaltenbau (Abb. 9). Die dort ausgeführte Strukturkartierung ließ aber keine analogen NW—SE streichenden kleinen Querfalten erkennen, sondern ausschließlich in dieser Richtung verlaufende Abschiebungen bzw. Horst- und Grabenstrukturen. Somit kann die fragliche Großform des "Frankenwälder Quersattels" nicht in dieser Art existieren. Die dafür gehaltene, herzynisch verlaufende Hochzone altpaläozoischer Schichten, die dort aus dem Unterkarbon der NE—SW streichenden Thüringer Hauptmulde, diese querend, herausragt, wird - entsprechend den in der Hochzone beobachteten Kleinformen - durch große NW—SE verlaufende, herausgehobene Bruchschollen, die Gräfenthaler und Lobensteiner Horste, repräsentiert. Speziell in diesem Fall der Frankenwälder Querzone war deren wahrer Großformcharakter ganz eindeutig nur durch ihre leitenden Kleinstrukturen zu erkennen. Die Frankenwälder Querzone ist ein besonders gutes Beispiel für die Ableitung einer Großform aus den Leitstrukturen gleichen Charakters. Nicht Querfalten (durch NE—SW-Einengung), sondern das Gegenteil, Querserrung (durch NE—SW-Ausweitung), hat die Frankenwälder Querschollen bedingt. Da im Frankenstein zwei Großstrukturarten, nämlich erzgebirgisch streichende Längsfalten und herzynisch streichende Querschollen, auftreten, die einander durchkreuzen, gibt es auch zweierlei ihnen typenmäßig entsprechende Leitstrukturarten im Kleinen.

4. Im Mittelharz mußte im Elbingeröder Raum eine viel diskutierte großtektonische Konzeption auf Grund neuerer strukturtektonischer Untersuchungen durch eine andersartige Auffassung ersetzt werden. Die ermittelten Kleingefüge zeigten, daß dort kein "Elbingeröder Fenster" mit jüngeren Mitteldevon- bis Unterkarbonschichten existiert, das in nur einer Richtung (einsinnig) von SE nach NW durch eine "Blankenburger Decke", die vorwiegend aus Unter- und älteren Mitteldevonschichten besteht, überschoben wurde. Die Schubstörungen und Schichtenschleppungen der Schichten am SE-Rand ließen ebenso wie die am NW-Rand des aus rigiden Gesteinslagern aufgebauten Elbingeröder Komplexes erkennen, daß diesem Komplex die vorwiegend plastisch reagierenden Schichten seiner Umgebung von zwei gegenüberliegenden Seiten her, von SE und von NW, also durch zwei gegeneinander vergierende Bewegungen, aufgeschoben wurden (Abb. 10). Der Elbingeröder Komplex ist danach als Großbautyp ein von seinen zwei Längsseiten im SE und im NW her überschupptes Antiklinorium in Muldenstellung. Nicht alpiner Deckenbau, sondern disharmonische Tektonik großen Ausmaßes - wechselvolle Faziestektonik infolge primär starker plötzlicher Fazieswechsel - besteht dort, wie auch sonst in weiten Teilen des Harzes.

5. Bei den Kristallinmassen im Frankenberger und Wildenfelser Zwischengebirge in Sachsen bestand wie beim Münchberger Gneis in NE-Bayern seit langem das Problem der Großstrukturform und tektonischen Stellung des Kristallins inmitten von marinem Paläozoikum. Dabei fallen die wenig oder nicht metamorphen paläozoischen Schichten an Schubstörungen mittelsteil unter das Kristallin ein, an dessen NW-Rand nach SE und an seinem SE-Rand nach NW, statt von ihm weg. So tritt jeder der drei genannten Kristallinkörper isoliert, fremdartig und unerwartet im Kernbereich der vogtländisch-erzgebirgischen Mulde z.T. über Kulm auf. Hauptsächlich drei Deutungen für diesen Großbautypus sind gegeben worden: a) So wurde ein Granitgneislakkolith, der im Altpaläozoikum oder tiefer intrudierte, angenommen oder

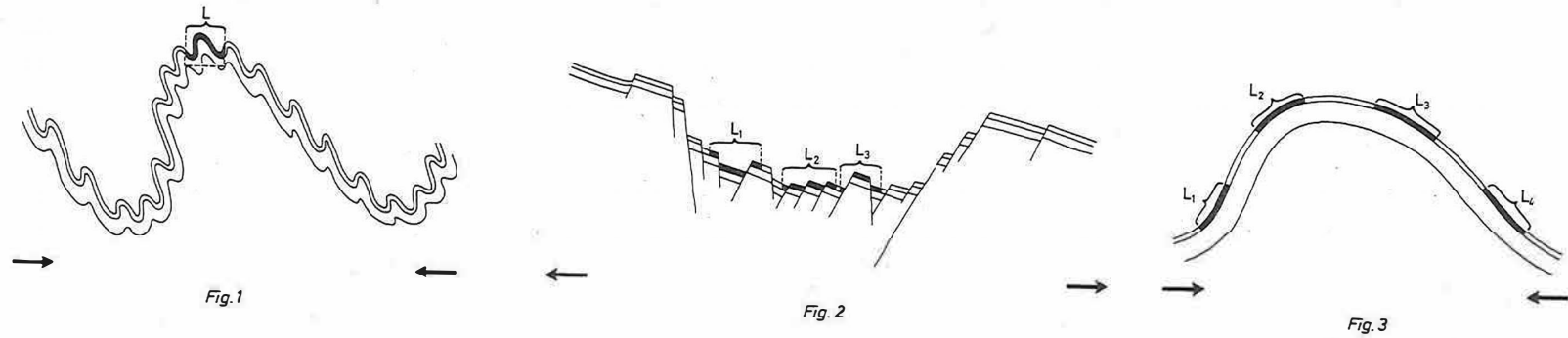


Abb. 3 Erscheinungsformen der Leitstrukturen (L, L₁, L₂ usw.) als analoge Abbilder der Großbauform

z.B. einer überkippten Falte (Fig. 1) oder als verwandte Gebilde (kleine Gräben, Staffelbrüche oder Horste) innerhalb eines Grabens als Großstruktur (Fig. 2) oder als Teilstücke der Großform selbst, hier als Biegungsausschnitte einer Antiklinale (Fig. 3). Die Pfeile veranschaulichen die Beanspruchungen (Einengung oder Ausweitung)



Abb. 5 Verschiedene Größenordnungen der Faltendeformation im Thüringer Schiefergebirge

Falten 1. Ordnung, punktierte Linie; Falten 2. Ordnung - gestrichelte Linie; Falten 3. Ordnung - intakte Linie; Falten 4. Ordnung - nicht abgebildet, da bei diesem Maßstab zu klein

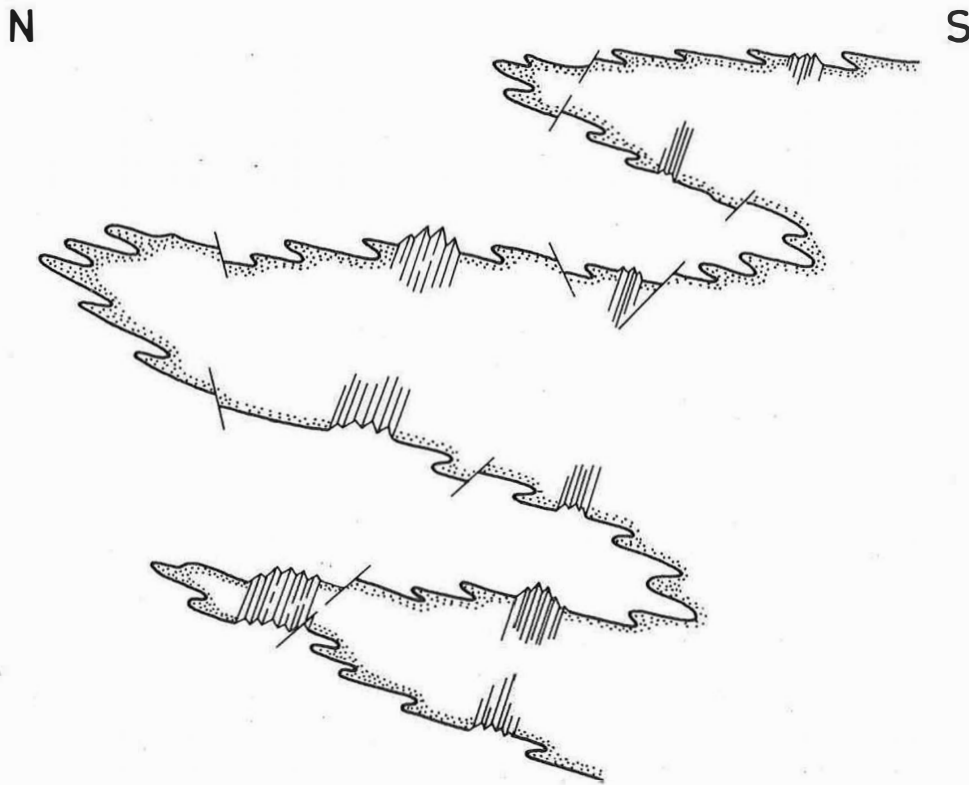


Abb. 4 Großbauformen, Leitstrukturen sowie Nebenformen in Profil-
darstellung (Schema), einschließlich Bewegungsfolge (Kine-
matik)

b) eine aus dem Untergrund nach entgegengesetzten Seiten (SE und NW) herausgepreßte Pilzstruktur, c) oder es liegt eine einseitig von SE nach NW fern aus Böhmen oder dem Erzgebirge überschobene, wurzellose Deckscholle vor (Abb. 11). Speziell die im Frankenger Kristallin und seiner paläozoischen Umgebung vorhandenen kleintektonischen Faltenformen und Schubflächen zeigen Bewegungen nach verschiedenen Seiten, im SE nach SE und im NW nach NW. Dabei dominiert im Frankenger Zwischengebirge insgesamt die SE-Vergenz, wodurch die Annahme NW-gerichteten Deckenschubes ausgeschlossen wird. Damit hat sich der Frankenger Kristallinkomplex großtektonisch als nach zwei Seiten vergierende, pilzähnliche "autochthone Klippe" erwiesen, die wohl auf die z.T. schüsselförmige orogene Herausschiebung eines im Untergrund intrudierten erstarrten Lakkolithkörpers zurückgeht, was auch für die Münchberger Gneismasse zutreffen wird.

6. Ähnlich isoliert zwischen nicht oder schwach metamorphen Sedimenten des Paläozoikums sowie der Oberkreide und des Eozäns erscheint der wie ein Gneis lamellierte Zentralbalkangranit in Bulgarien, der von ähnlichem Ausmaß und auch randüberschoben wie das Frankenger Kristallin ist. Auch die Frage der Deutung der Art und Position dieser Großstruktur, ob autochthon oder allochthon, war bei beiden Kristallinkomplexen die gleiche (Abb. 12). Ganz im Unterschied zum Frankenger Gneis aber zeigen die kleinen E-W streichenden Schub- und Faltengefüge im Zentralbalkangranit im Innern wie an der Basis und in dessen Sediment-Unterlager durchweg ganz einseitig nach N gerichtete Bewegung und damit eine einheitliche starke, \pm horizontale N-Vergenz. Von dieser Art sind speziell auch Strukturen am S-Rand des Granitkomplexes, dessen Gleitbretter dort mit Schleppungen flach über paläozoischen Schiefer nach N eintauchen. Ausweislich seiner Kleinstrukturen, die das Hauptstreichen in E-W-Richtung zeigen, ist der Zentralbalkangranit eine ca. 10-15 km weit von S nach N transportierte große Deckscholle. Damit entfällt die frühere Ansicht von ihrer Bodenständigkeit.

Hier sei noch betont, daß die beiden Kristallinkomplexe des Zentralbalkans und des Frankenger Zwischengebirges trotz gewisser Ähnlichkeiten der Konturen und Dimensionen sowie nach ihrem analogen Auftreten in Beckenbereichen (Synklinalposition) dennoch, wie erst ihre strukturtektonischen Untersuchungen ergaben, zwei verschiedenartige Großbaugestaltungen zeigen, was i.a. nur in den Profildarstellungen (nicht in den Kartenbildern) deutlich zum Ausdruck kommt. Die Untersuchung (SCHWAN 1960 [97]) der beiden im äußeren Bild ähnlichen und deshalb miteinander verglichenen Großformen zeigt, daß diese nicht miteinander identisch sind.

7. Abschließend sei - wiederum nur in Kürze - noch auf die Hohen Tauern, eine bedeutungsvolle Großbaueinheit im Herzen der Ostalpen, eingegangen, deren tektonische Gestaltung und Position verschiedenartig gedeutet werden. Die im geologischen Kartenbild wie ein langes Rechteck (150 km E-W-Länge, 30 km N-S-Breite) erscheinenden Hohen Tauern bestehen aus Formationen von paläozoischen Gneisen bis zur Kreide aufwärts. Alle diese Gesteine liegen in \pm metamorpher Fazies vor und tauchen i.a. schräg nach allen Seiten unter die Serien der Nachbarschaft ein; sie bilden insofern das tiefste tektonische Stockwerk des "Pennins". Die Hohe-Tauern-Gesteine sind rings umgeben von Altkristallin, paläozoischen und mesozoischen Serien, die ihnen randlich mit geringerer Metamorphose als höheres tektonisches Stockwerk des "Ostalpins" aufliegen. Die ostalpinen Serien fallen von dem zentral zwischen ihnen herausgewölbten

Tauern-Pennin und häufig in konkordanter Lagerung damit nach den verschiedenen Seiten mittelsteil ein. So erhob sich die Kardinalfrage, ob die Hohen Tauern ein einheitlich von S nach N durch Ostalpin überschobenes Fenster von Pennin seien, ein von mehreren Seiten zugeschobenes Scherenfenster, ferner ob sie eine sattelartige Aufkuppelung oder eine muldenartige Nische darstellen (Abb. 13, oben).

Eine Entscheidung dieser schwierigen Frage schien strukturtektonisch vor allem im nordöstlichen Grenzbereich zwischen Hohen Tauern und Radstädter Tauern möglich; denn nur hier konnten leitende Formen mit ihren Vergenzen anzeigen, ob die ostalpinen Gesteinsmassen von N her gegen und über das Tauern-Pennin gepreßt waren ("Nische") oder ob sie im Sinne der Hauptvergenz von S her das Tauern-Pennin überfahren hatten ("Fenster"). Insofern besitzt der nördliche Grenzbereich der Hohen Tauern für deren Kardinalfrage eine Schlüsselposition. Dort fanden sich bei generellem N-Einfallen der Gesteinsserien sowohl im unterlagernden Penninstockwerk wie im auflagernden Unterostalpin (Radstädter Mesozoikum) an allen größeren und kleineren wohlausgebildeten Falten- und Schuppenstrukturen nur N-vergente, dabei großenteils nach N eintauchende Sättel und Schleppungsgefüge, d.h. Indikatoren nach N absteigender Schubbewegungen (Abb. 13, Profil). Auch zeigt sich ganz eindeutig, wie die B-Achsen (Falten und Strömungen) der oberjurassischen Kalkglimmerschiefer des Tauern-Pennins am E-Rand der Hohen Tauern bei St. Michael tunnelartig nach E unter triadische und altkristalline Ostalpingesteine abtauchen. Damit ist an den N- und E-Rändern der Hohen Tauern gegen die Radstädter Tauern der Vorschub des Ostalpins von S nach N über das Pennin erkennbar und das **T a u e r n f e n s t e r** hier mit strukturtektonischen Methoden erneut bestätigt.

Wären die Hohen Tauern eine von mehreren Seiten überfaltete muldenartige "Nische" oder ein von S und von N überschobenes Antiklinorium wie der Elbingeröder Komplex im Mittelharz, so müßten wie bei diesem speziell in ihrer N-Randzone S-vergente Strukturen dominieren. Gerade dort beherrscht aber die entgegengesetzte Vergenz, d.h. N-Schub, das Bewegungsbild.

Im ganzen erscheint das Tauernfenster als ein durch jüngere Granitaufdomungen später aufgestiegener großer Deckensattel des tieferen Pennins zwischen Massen des höheren Ostalpins. Seine randlichen Bewegungsbahnen, die Grenze Pennin/Ostalpin, und die Gesteinslagerungen sind also großenteils erst nachträglich versteilt worden. -

Das waren einige Beispiele, die zeigen sollten, wie man mit Hilfe leitender kleintektonischer Gefüge Rückschlüsse auf großtektonische Formen eines Gebirges und ihre Entstehung ziehen kann. Die Spezialarbeiten, die diese Beispiele betreffen, sind im Literaturverzeichnis angegeben. Die Aufgabenstellung bei den 7 dargelegten Beispielen war im einzelnen recht verschieden und kann die Vielfalt der Anwendungsmöglichkeiten der Methode zeigen. Daher seien die **A r t e n u n d E r g e b n i s s e** der **7 B e i s p i e l e** kurz zusammengefaßt gekennzeichnet: 1. Entweder ließen sich bereits bekannte Großbauformen kleintektonisch bestätigen (Beispiel Oberharzer Faltenbau), 2. oder sie konnten exakter als bisher erfaßt werden (Beispiel Thüringer Falten- und Schuppenbau). 3. Andererseits erwiesen sich angenommene Großformen ("Quersättel") als unzutreffend und waren durch naturgegebene, den Leitstrukturen entsprechende Großbautypen zu ersetzen (Beispiel Frankenwälder Querschollen). 4. Um die Klärung der Position einer nach Fazies und Lagerung im umgebenden Gebirgsbau fremdartig erscheinenden

den größeren Gesteinsmasse ging es beim Elbingeröder Komplex (Beispiel Mittelharzbau), bei dem die Deutung als Fenster aufgegeben werden mußte, da er sich nicht als einseitig, sondern strukturtektonisch als antivergent, von beiden Längsseiten her, überfahrenes Antiklinorium ("Scheinfenster") zu erkennen gab. 5. Ebenso resultierte für die Großstruktur und Stellung des Frankenberger Kristallins (Beispiel sächsisches Zwischengebirge), das unvermittelt innerhalb eingemuldeten Paläozoikums auftritt, auf Grund klarer Vergenzen von Kleinformen eine eindeutige Lösung: Eine nach entgegengesetzten Seiten, aber vor allem nach SE vergierende autochthone Klippe liegt vor, womit die Vorstellung einer einseitig nach NW transportierten Decke und einer Fernbewegung aufzugeben ist. 6. Dagegen erwies sich der variszische Zentralbalkangranit nicht als bodenständig, sondern nach seinem Auflager speziell auf Oberkreide und Tertiärschichten und nach den einseitig N-vergenten Kleingefügen als treffliches Beispiel für eine nach N bewegte, flach gelagerte, echte Deckenmasse (Beispiel Zentralbalkandecke). 7. Im Hinblick auf den langjährig diskutierten und recht verschieden gedeuteten Charakter der Groseinheit der Hohen Tauern - in denen teils eine einfache Aufsattelung, teils eine mehrseitig und parautochthon randlich überschobene Nische oder ein Scherenfenster oder aber ein hauptsächlich einseitig von S nach N durch Ostalpin überfahrenes Pennin in Fensterstellung gesehen wurde - ergab sich auch strukturtektonisch die Bestätigung der letztgenannten Anschauung (Beispiel E-Bereich des Tauernfensters).

Es ist nicht nur prinzipiell der rekonstruktive Aufbau von Großformen aus Leitstrukturen möglich, sondern auch umgekehrt läßt sich eine schon auf anderem Wege gewonnene Großbauvorstellung dadurch überprüfen, ob ihr entsprechende kleine Leitformen auch tatsächlich vorhanden sind. Wenn ja, ist sie real, im anderen Falle ist sie es nicht. So erwies sich einerseits speziell die vermutete Großform des "Frankenwälder Quersattels" als nicht existent, da ihr parallel keine kleinen Sättel, sondern nur Bruchschollen zu finden waren; es mußten dort also auch im Großbau Horstschollen ("Frankenwälder Querschollen") vorliegen. Entsprechend ließen sich die großtektonischen Vorstellungen eines Fensters bei Elbingerode und des Deckschollencharakters beim Frankenberger Kristallin nicht halten und waren durch andere, den jeweils bestehenden Leitgefügen entsprechende Großformen zu ersetzen. Andererseits konnten nicht nur die Ansichten über die Großformtypen im Oberharz und im Thüringer Schiefergebirge, sondern auch die Anschauungen von der Zentralbalkandecke und vom Tauernfenster im Prinzip durch formäquivalente Leitgefüge bestätigt werden.

Bei den zuvor behandelten Beispielen konnten für die besonders problematischen geotektonischen Objekte (Beispiele 3-7) durch die Feststellung der dort bestehenden Kleinstrukturen, speziell der Leitformen, die Mehr- oder gar Vieldeutigkeit des Gebirgsbaues beseitigt und i.a. eindeutige Lösungen gefunden werden. Die Anwendbarkeit und der Sicherheitsgrad der Methode lassen sich gut durch ihre *u n m i t t e l b a - r e A n s c h a u l i c h k e i t* demonstrieren, indem die vorhandenen leitenden Formbilder zum direkten Typenvergleich über das zu konstruierende Großprofil eingezeichnet werden, wie hier geschehen. Dabei ist die für jede Kleinform bezeichnende Ziffer noch einmal an der Oberkante des Großprofils eingetragen, um den Fundpunkt der Kleinform möglichst ortsecht anzugeben.

Die Rekonstruktion der großtektonischen Profile erfolgt auf Grund der geologischen Kartierung, der Störungsausbisse, der La-

NW OBERHARZER DEVONSATTEL OKERMULDE SE

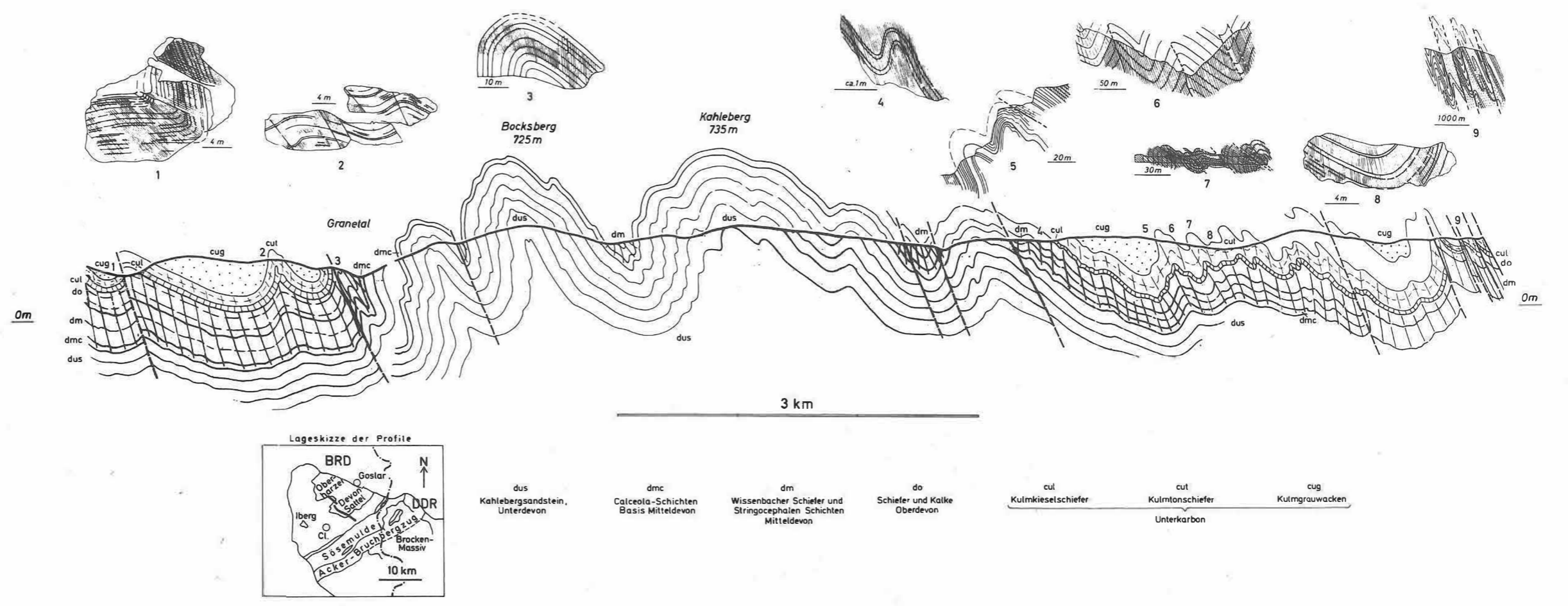


Abb. 6 Bauprofil und Leitstrukturen des mittleren Oberharzes

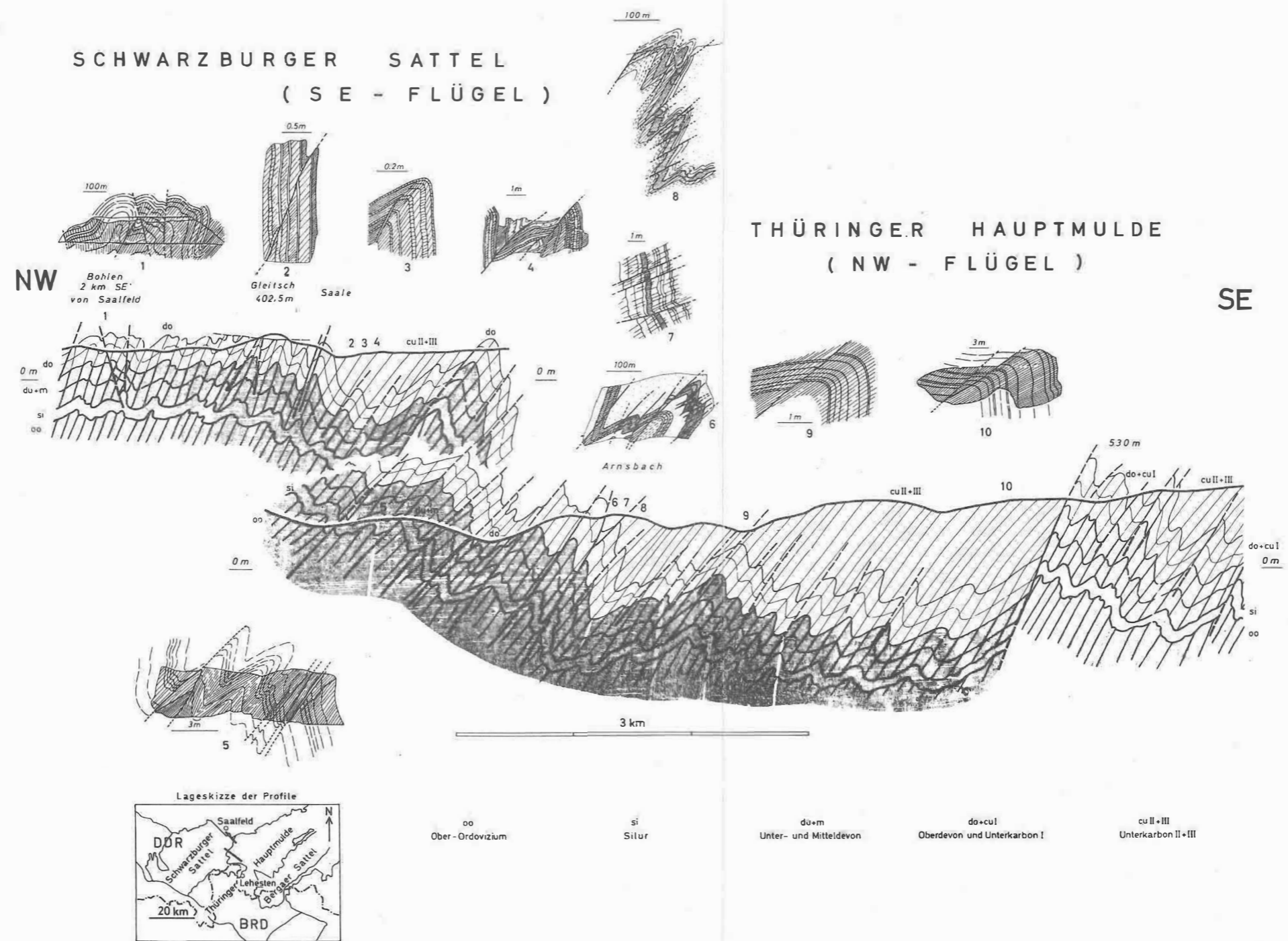


Abb. 7 Bauprofil und Leitformen aus dem mittleren Thüringer Schiefergebirge

gerungsverhältnisse und der Kleinstrukturen. Dadurch werden die Konstruktionen der Profile den naturgegebenen Bedingungen stark angenähert, wobei die direkt unter der Profillinie an der Erdoberfläche eingetragenen Gefüge denen im Gelände entsprechen, während die weiter unterhalb der Profiloberkante eingezeichneten Formen natürlich nur die Typen der tieferliegenden Kleinstrukturen entsprechend der Petrofazies wiedergeben können, nicht aber diese selbst in ortsechter Position. In diesem Sinne hatte ZÖLLICH (1939 [124], S. 55-56) schon betont, 1. daß man durch kleintektonische Aufnahmen "ein zwar nicht im einzelnen, wohl aber dem Bewegungssinn nach zutreffendes Profil" im großen erhält und 2. daß "tatsächlich die kleintektonischen Erscheinungen mit dem Großbild in jeder Weise harmonieren". Diese Harmonie oder Übereinstimmung in der Ähnlichkeit bzw. Verwandtschaft ist auch wesentlich und verbindendes Kriterium für alle Leitstrukturgestalten einer Art untereinander innerhalb eines Großformbereiches oder Stockwerkes, da es keine vollkommen identischen Formen (Formäquivalenzen) gibt (vgl. z.B. bei Abb. 6, 7, 9 oder 11 die Leitformen innerhalb jeder Abbildung miteinander im Hinblick auf Harmonie bzw. Symmetrieanalogie). Die einzelnen Leitstrukturen und ihre Großform sind entsprechend durch das Korrelationsgesetz miteinander verbunden, da sie den gleichen mechanischen Ursprung haben. In dieser Weise mit Hilfe von Leitformen konstruierte Erdbauschnitte sind Interpolationsdarstellungen. Genauer lassen sie sich ohne mehrere Bohrungen aber nicht erstellen. Sie sind daher so naturangepaßt wie möglich, und damit entfällt der zuweilen sehr schematische, wenn nicht unnatürliche Charakter, den manche Profildarstellungen zeigen, welche die im Gelände sichtbaren tektonischen Formen nicht berücksichtigen.

Aber nicht nur um die Klärung der tektonischen Großformen eines Orogens, die dessen Charakter im wesentlichen ausmachen, sondern auch um die diese schaffenden Bewegungen geht es. Jedes große oder kleine Gefüge ist ja zugleich Bewegungsform und damit Kennzeichen ihres Mechanismus. Aus der formalen Darstellung ergibt sich die mechanische Deutung. Und wie eine Leitstruktur ein kleines Abbild oder Teilstück ihrer Großform ist, so kommt analog in ihr eine symmetriekonstante Teilbewegung der Großverformung bzw. der orogenen Hauptbewegung zum Ausdruck.

Mehrere Forscher (SANDER 1911 [73]; W. SCHMIDT 1925 [78]; FISCHER 1928 [21]; SCHOLTZ 1930 [81]; SCHÜLLER 1936 [86]; STILLE & LOTZE 1937 [112]; KRASSER 1938 [38]; WENK 1943, 1955 [116, 118]; E. CLOOS 1947, 1953 [9, 10]; H. CLOOS 1950 [13]; CLAR 1951 [17]; CADISCH 1953 [5]; KOBER 1955 [35] u.a.) hatten schon die gesetzmäßige Beziehung zwischen den kleinen Bewegungen im Gebirge und der seinen Großbau gestaltenden Deformation betont und zu Aussagen über letztere verwendet: Die zahllosen kleinen Bewegungen der inneren Tektonik eines Gebirges summieren sich zu dessen großer äußerer Bewegung. Da sie korrelat zur Großdeformation des Orogens verlaufen, lassen sie tragfähige Schlüsse auf Charakter und Richtung der Großbewegung zu.

Da Strukturen Bewegungsformen sind, läßt sich die Strukturanalyse zur Bewegungsanalyse auswerten. Aus allen in einem Gelände vorhandenen Gefügen, dem Gesamtstrukturinventar, d.h. den Haupt- und Nebenformen, ist die Kinematik abzuleiten. Es sind dabei die einzelnen Arten der Bewegungen und das zeitliche Nacheinander sämtlicher Bewegungsakte oder -phasen festzustellen (vgl. Abb. 4).

Großtektonik betrifft nur die Großformen des Baues und die sie hervorrufenden orogenen Hauptbewegungen, und die Untersuchung beider führt in der Regel zur Deutung der Hauptzüge eines Gebirges, so wie es bei den 7 oben angegebenen Beispielen zu zeigen versucht wurde. In dieser Weise ist speziell unter Verwendung von Leitstrukturen eine Erschließung der Großtektonik möglich. Sie sind somit Schlüsselformen. -

An Hand der wenigen hier gegebenen Beispiele hat sich gezeigt, daß die leitenden Gefüge eine Überprüfung bzw. Kontrolle der Realität von schon bestehenden großtektonischen Vorstellungen über ein Gebirge und damit die Entscheidung darüber erlauben, ob eine Konzeption zutrifft oder nicht. Bei ihrer Auswertung ergeben sich grundsätzlich insgesamt drei Möglichkeiten: 1. B e s t ä t i g u n g einer bereits vorliegenden großtektonischen Deutung, 2. R e v i s i o n oder Ersetzung einer bisherigen Anschauung durch eine andere und 3. N e u e r s t e l l u n g eines Großbaubildes in einem noch unerforschten Gebiet. Im letzten Falle können die festzustellenden Leitformen Ausgangspunkt und Grundlage für die kommende großtektonische Synthese werden. Leitstrukturen sind somit Orientierungsmittel über den Großbau und daher Prüfstein für das Zutreffen großtektonischer Anschauungen. In den Leitstrukturen liegt der Erklärungswert der kleintektonischen Analyse im Hinblick auf den Großbau. Nur aus ihnen können vom kleintektonischen Inventar sichere Rückschlüsse auf die orogene Großformung gezogen werden.

3. Zum Gültigkeitsbereich der Kleintektonik und den Grenzen ihrer Anwendbarkeit

Alle Ableitungen der Großtektonik beruhen, wie an den 7 Beispielen zuvor praktisch dargelegt wurde, allein auf den leitenden Formen der Kleintektonik. Mit ihnen sind diesem Verfahren die Möglichkeiten gegeben, aber zugleich auch die Grenzen gesetzt. Denn ihnen gegenüber stehen jene Gefüge, mit denen das Verfahren nicht anwendbar ist. Es gilt nicht für die nicht-leitenden Strukturen der Kleintektonik, und erst recht für die nicht-tektonischen Gefüge scheidet seine Anwendung aus.

Hier liegt eine wichtige Einschränkung. Die Frage lautet: Welche Kleingefüge sind für die Beurteilung der Großtektonik auswertbar und welche nicht? Wo liegt die Grenze? Es gilt also, leitende und nicht-leitende Strukturen deutlich voneinander abzugrenzen, um den G ü l t i g k e i t s b e r e i c h d e r M e t h o d e festzustellen. Auf diese grundsätzlich wesentliche Grenze bzw. Einschränkung der Anwendbarkeit der Methode sei nachdrücklich hingewiesen, um Fehlschlüsse, die bei ihrer Nichtbeachtung eintreten würden, vermeiden zu helfen.

Vor längerer Zeit schon hatten PUMPELLY und seine Mitarbeiter WOLFF & DALE (1894 66, S. 158 ff.) mit der genauen Aufzeichnung und Interpretation von Kleinstrukturen begonnen. Dabei wurde erkannt, daß bei genetischer Ähnlichkeit speziell zwischen kleinen und großen Falten der Grad und die Richtung einer großen Faltenachse oft durch Achsen der kleinen Falten auf den Flanken der großen angezeigt wird, was auf gleiche tektonische Deformation schließen ließ. Erstmals wurden so Rückschlüsse von kleinen auf große Formen gezogen. Man bezeichnete diese Erkenntnis treffend als "PUMPELLY's Rule"⁴⁾, als Regel; denn es gab auch Ausnahmen davon, indem manche Kleinfalten stark

4) Den Hinweis darauf verdanke ich einer Rezension meiner Arbeit von 1964 100 im Geol. Mag. 101 (1964), S. 569.

vom regionalen Hauptplan, also von der Richtung des Großbaues, abweichen, demgegenüber somit inkongruent sind (vgl. auch HILLS 1963 [28], S. 248) und daher in ihn i.a. keine Einsicht gewähren.

Auch andere Forscher stellten geometrische und mechanische Beziehungen zwischen kleinen und großen Formen bzw. zwischen Bewegungen im Detail und im großen fest (so u.a. SANDER 1911 [72]; HEIM 1921/22 [26]; SCHOLTZ 1930 [81]; STILLE & LOTZE 1937 [112]; ZÖLLICH 1938, 1939 [123, 124]; H. CLOOS 1950 [13] und CLAR 1951 [17]). Eingehend wiesen STILLE & LOTZE (1937) [112] auf Gemeinsamkeiten zwischen Großbild und Kleinformen der Tektonik hin und begründeten durch den festen mechanischen Zusammenhang zwischen beiden Dimensionen, "daß die Vorgänge und Kräfte, die den Großbau geschaffen haben, sich auch in dessen kleinen und kleinsten Teilen abzubilden pflegen" (S. 2). "Die Kleinstrukturen ... sind ... in vielen Fällen richtungweisend für die Deutung der Großtektonik" (S. 3). Diese These wandte u.a. ZÖLLICH im Harz an und bestätigte und vertiefte sie: "Der Kleintektonik kommt als Hilfsmittel bei der Erkennung und Deutung größerer, unmittelbar nicht mehr erfaßbarer Formen erhebliche Bedeutung zu" ([123], S. 284). "Die sorgfältige Verfolgung der tektonischen Kleinererscheinungen kann demnach nur den Zweck haben, den allgemeinen Sinn und Stil der Bewegungen in dem betrachteten Gebiet, das Bewegungsbild, zu erfassen" ([124], S. 56).

Auch der Verf. (1960, 1964) [96, 100] konnte bei Untersuchungen von Strukturfragen in verschiedenen Gebirgen die Nutzenanwendung der Kleintektonik zur Erkennung der Großtektonik erproben und Beispiele dafür bringen. Während der Geländearbeiten hatte sich dann aber ergeben, daß nicht alle gefundenen Kleingefüge, sondern nur bestimmte Typen unter ihnen mit den auftretenden Großformen verwandt waren. Es ließ sich feststellen, daß lediglich jene Kleinstrukturen, die mit den Großformen stereometrisch übereinstimmen oder in Harmonie-Beziehung stehen, mit ihnen auch mechanisch und zeitlich zugleich entstanden sein können. Nur solche Kleingefüge sind daher zur rekonstruktiven und genetischen Erfassung der großen Bauformen und Hauptbewegungen eines Gebirges geeignet, und deshalb wurden sie "Leitstrukturen" genannt. Dagegen korrespondieren die übrigen Kleingefüge, bei denen ganz andere Richtungen und Formen als beim Großbau auftreten und die somit auch kinematisch davon abweichen, nicht mit diesem. Solche daher als "Nebenformen" bezeichneten Kleingefüge lassen sich nicht zu Schlußfolgerungen auf die Großtektonik verwenden. Hierher gehören auch die Ausnahmen von der PUMPELLYschen Regel (s. oben).

Auf eine klare S o n d e r u n g d e r K l e i n f o r m e n eines Gebietes je nach dem Vorhandensein oder Fehlen der Beziehung zu dessen Großbau kommt es an, d.h. auf die Trennung von Leitstrukturen und von nicht-leitenden Gefügen, weil nur erstgenannte zu einer gesicherten großtektonischen Synthese führen können. Die im Hinblick auf dieses wesentliche Ziel der tektonischen Forschung gegebenen Möglichkeiten der kleintektonischen Arbeitsweise waren oben an Hand von 7 Beispielen behandelt worden. Auf die ihr gesetzten Grenzen wird im folgenden eingegangen.

Die Beziehungslosigkeit verschiedener Kleinformen (u.a. der Nebenstrukturen) zu den Großformen eines Orogens läßt eine Verallgemeinerung von Rückschlüssen aus der Kleintektonik auf die Großtektonik nicht zu. Auf f o l g e n d e E i n s c h r ä n - k u n g e n bzw. Ausnahmen sei nachstehend hingewiesen, um die Möglichkeiten bzw.

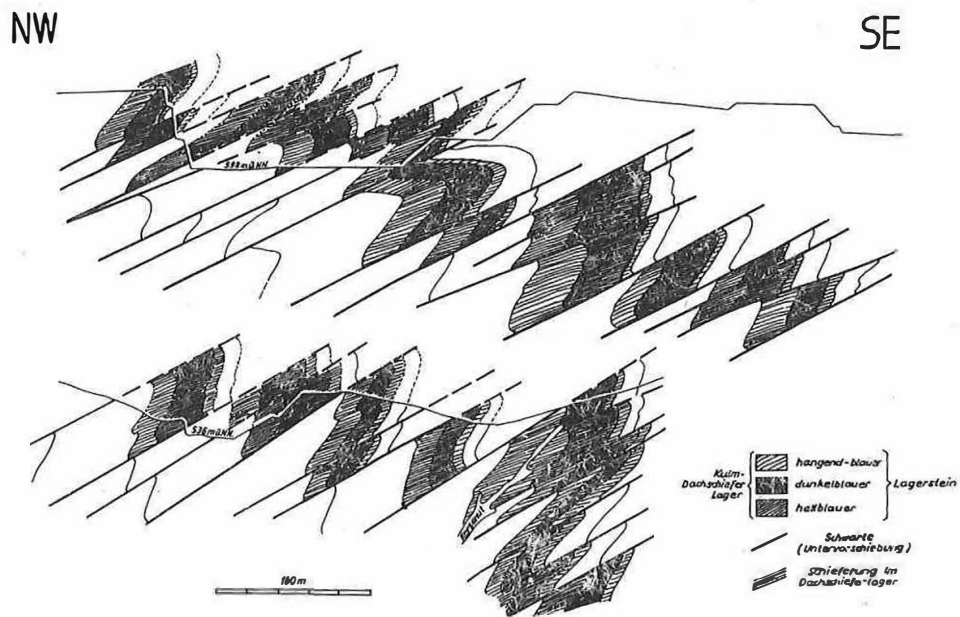


Fig. 1

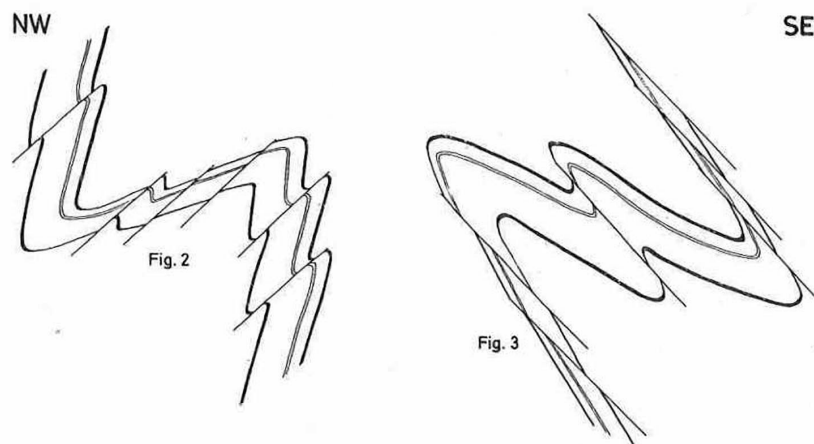


Fig. 2

Fig. 3

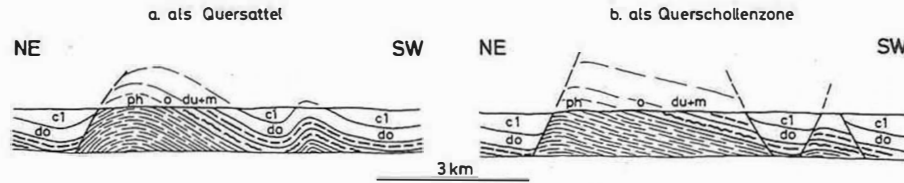
Abb. 8, Fig. 1 Schuppenbau mit Untervorschübungen (= Pressungsabschiebungen) und Schieferung im Kulm-Dachschiefer der Schiefergrube Schmiedebach bei Lehesten (Thüringen). Nach Aufnahme von PFEIFFER (1955), etwas umgezeichnet

Fig. 2 Thüringer Falte mit mächtigem steilen und dünnem flachen Flügel. Schubflächen (Untervorschübungen) unterstützen besonders die Reduktion des schwächeren flachen Flügels

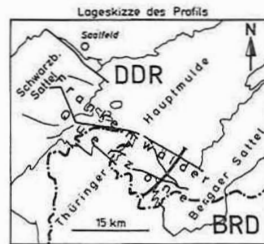
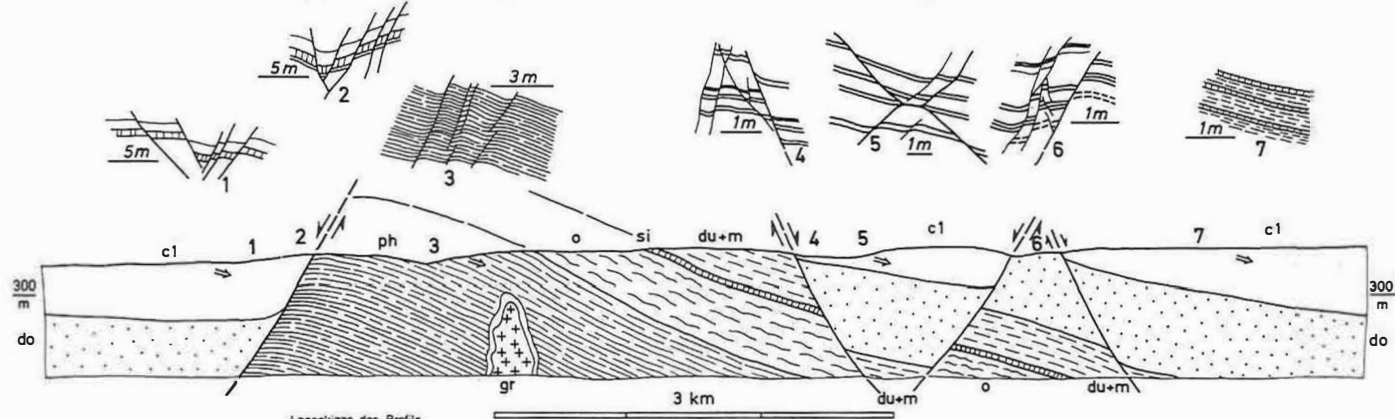
Fig. 3 Rhenoharzynische Falte mit dünnem steilen und mächtigem flachen Flügel. Schubflächen (Aufschiebungen oder Überschiebungen) entstehen speziell im schwächeren steileren Flügel bei dessen Reduktion

Problemstellung:

Interpretation der Frankenwälder Querzone



NE Lobensteiner Horst SW



ph	o	si	du+m	do	c1	gr	↔
Phycoden-	Höheres	Silur	Unter- u.	Oberdevon	Unterkulm	Granit	Faltenachse
schichten	Ordovizium		Mitteldevon				

Abb. 9 Bauprofil der Frankenwälder Querzone mit Leitstrukturen

den Anwendungsbereich der Arbeitsmethode mit Leitstrukturen, so klar es geht, abzugrenzen.

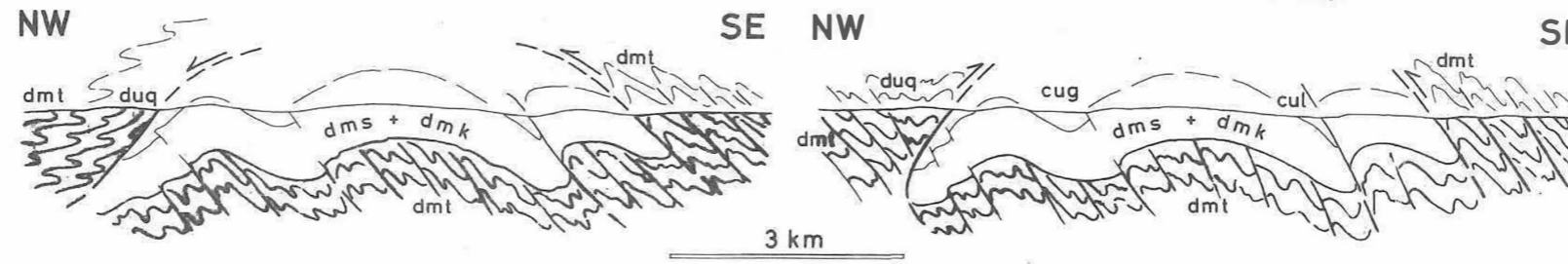
Nicht oder nur sehr bedingt verwendbar sind:

1. die nicht-leitenden Nebenformen, die nach Richtungen, Gestalt und Zeitlichkeit vom Großbau abweichen und deshalb von ihm unabhängig sind, weil sie durch andere, schwächere Beanspruchungen als die Großformen zeitlich vor oder nach diesen entstanden.
- 2a. Sodann können lokale primäre Materialabweichungen im Schichtenaufbau (kompetente Körper in inkompetenten Schiefen) bei Beanspruchung disharmonische Strukturen hervorrufen, die vom Generalstreichen des Großbaues \pm abweichende Richtungen haben. Beispiele für solche materialtektonisch bedingten Anomalien finden sich im generell erzgebirgisch (NE—SW) streichenden deutschen variszischen Gebirge 1. in herzynisch (NW—SE) verlaufenden Quarzitfalten in Phykodenschiefen des Vogtlandes (HOFMANN 1961 [317]) und 2. in Herzyn-Kalken, die quer oder diagonal zur erzgebirgischen Haupttrichtung in Schiefen des Unterharzes rotiert sind (RUCHHOLZ 1964 [127]). Abweichungen vom Generalstreichen zeigen besonders Faltenscharniere mit \pm horizontaler Achsenebenenlage, durch die den Scharnieren Vorschubmöglichkeiten in verschiedenen Richtungen gegeben sind (SCHWAN 1965 [1047]). Bei den disharmonischen Gefügen bestehen somit zwar noch Beziehungen zu Leitstrukturen hinsichtlich des Formentyps und der Gleichzeitigkeit, nicht aber nach der Richtung.
- 2b. Auch ganz allgemein ist mit einer material- und intensitätsbedingten Stockwerkabhangigkeit aller tektonischen Formen und damit auch der Leitstrukturen zu rechnen. Mit Recht hoben ENGELS (1959 [17], S. 51) und NOLLAU (1969 [567], S. 766) die Materialauswirkung in der disharmonischen Deformation und in stockwerktektonischen Unterschieden hervor, während KRAUS (1921) [397] treffend von Abteilungstektonik sprach und der Verf. (1964) [1017] von Gesteins-, Material- oder Faziestektonik. Selbst die Leitstrukturen innerhalb eines Gebirgskörpers ändern sich formal je nach dem Stockwerk bzw. der Gesteinsabteilung, worin sie auftreten und worauf sich daher strenggenommen ihre Aussage nur beziehen darf (SCHWAN 1964 [1007], S. 27). Mit der Großbauform haben sie dann je nach Materialauswirkung entweder Übereinstimmung oder nur \pm große Ähnlichkeit, so daß Schlüsse auf diese oder benachbarte Formen anderer Stockwerke nur mit Vorsicht oder nicht möglich sind.
3. In polytektonisch beanspruchten Orogenen können durch die jüngeren Deformationen die "reinen", d.h. einaktig entstandenen Leitstrukturen erheblich umgestaltet werden, so daß "unreine", mehraktig oder mehrphasig entwickelte Mischformen (LOTZE 1937, 1949 [50, 517]; GRUBIČ 1968 [247]) resultieren. Solche sind z.B. gepreßte Zerrformen oder zweimal in \pm gleicher Richtung eingeengte, aber divergente Gefüge, wobei infolge der sekundären Umprägungen die Leitstrukturen \pm verformt bis unklar werden können. Beispiele finden sich u.a. für den ersten Fall in den saxonischen Gebirgen Niedersachsens und Thüringens und für den zweiten Fall in den Alpen, speziell im Randbereich der Hohen Tauern (SCHWAN 1965 [1037]).
4. Nicht leicht zu analysieren und zu deuten ist ein Gebirge, in dem - was nicht häufig vorkommt - mehrere, z.B. zwei oder gar drei Großformarten den Bau charakterisieren und komplizieren. Es treten demgemäß zwei oder drei Leit-

Problemstellung: Deutungen des Elbingeröder Komplexes

a. als Fenster

b. als Antiklinorium
in Muldenstellung

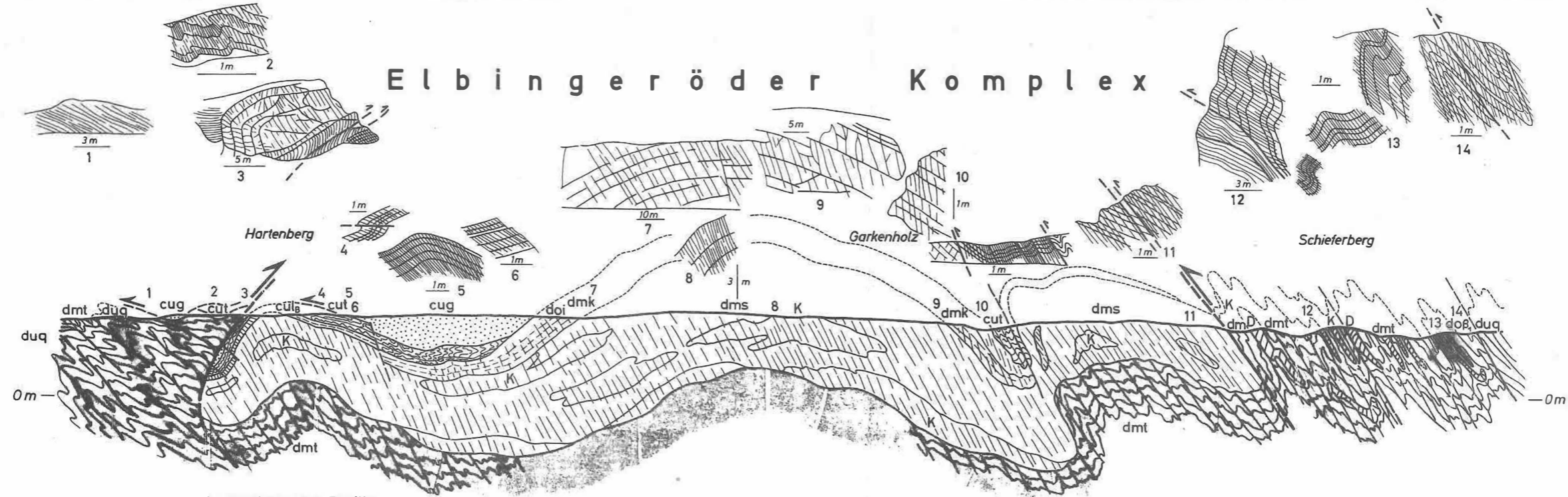


NW

SE

Nördliche
Blankenburger Falten- u. Schuppenzone

Südliche
Blankenburger Falten- u. Schuppenzone



Lageskizze des Profils



duq Hauptquarzit u. Schiefer Unterdevon	dmt Wissenbacher Schiefer	D Diabas	dms Schalstein	k Keratophyr	K Stringocephalen-Kalk
doi Iberger Kalk	doß Bandschiefer	cul _g Büchenbergkieselschiefer	cut Kulmtonschiefer	cug Kulmgrauwacke	
Oberdevon			Unterkarbon		

Abb. 10 Bauprofil des Elbingeröder Komplexes und seiner Umrandung (Mittelharz) mit leitenden Gefügen

Problemstellung: Deutungen des Frankenberger Kristallins als

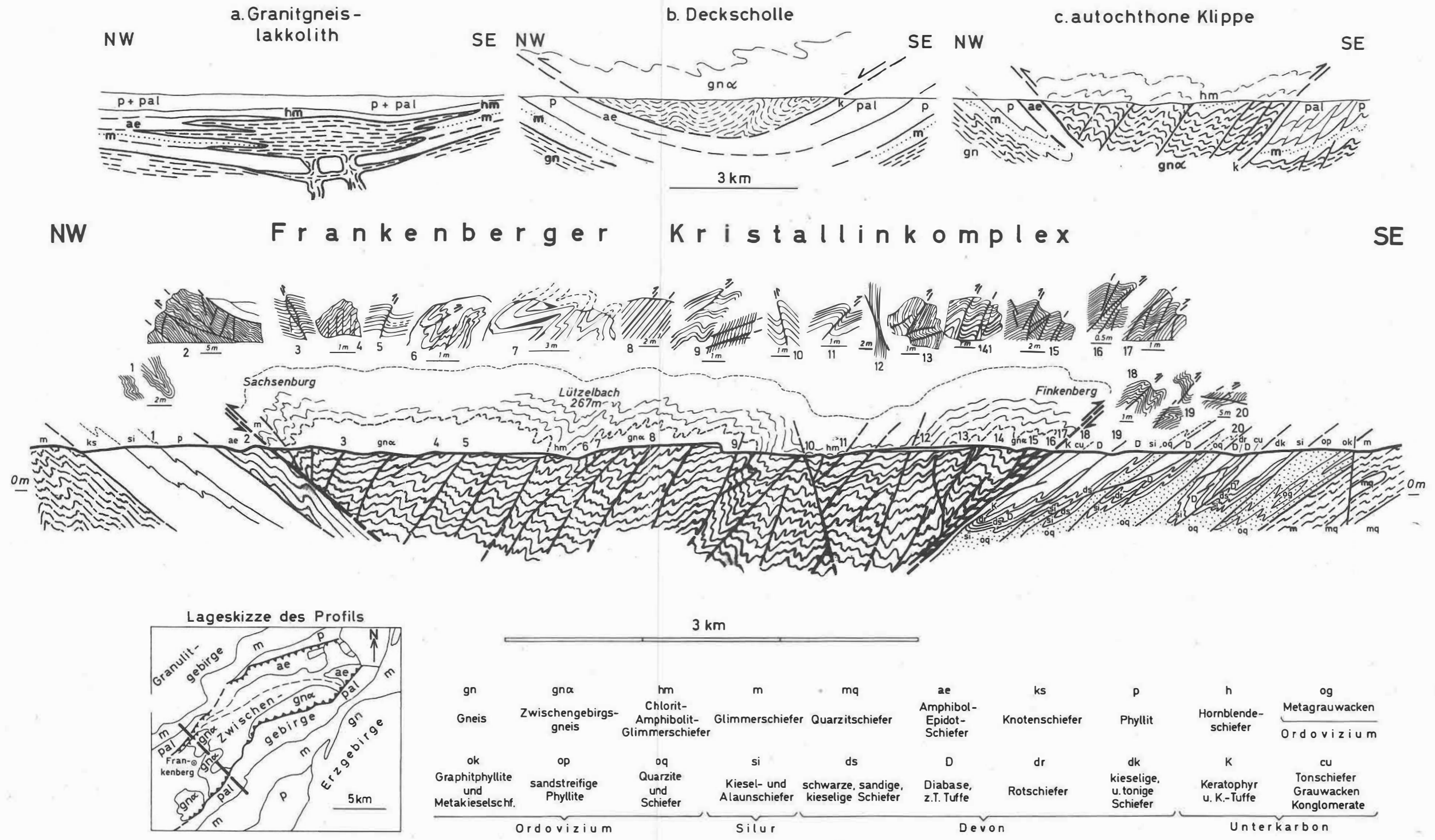
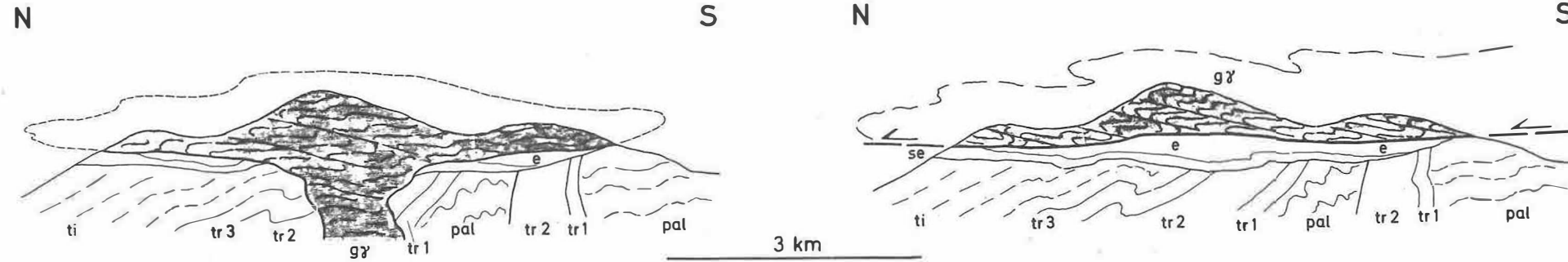


Abb. 11 Bauprofil des Frankenberger Zwischengebirges (Sachsen) mit Leitformen

Problemstellung: Anschauungen des Zentralbalkangranits

a. als bodenständig

b. als fernüberschoben



Zentralbalkan - Decke

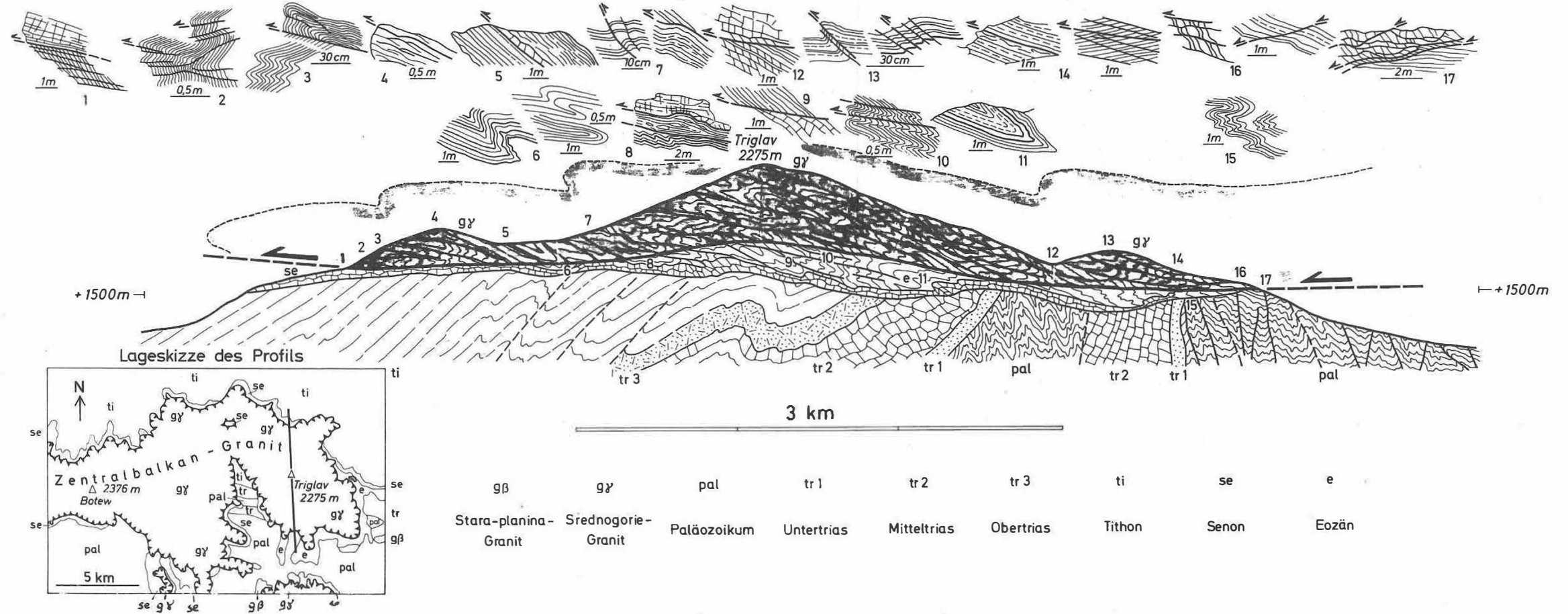


Abb. 12 Bauprofil der Zentralbalkan-Decke (Mittel-Bulgarien) mit leitenden Strukturen

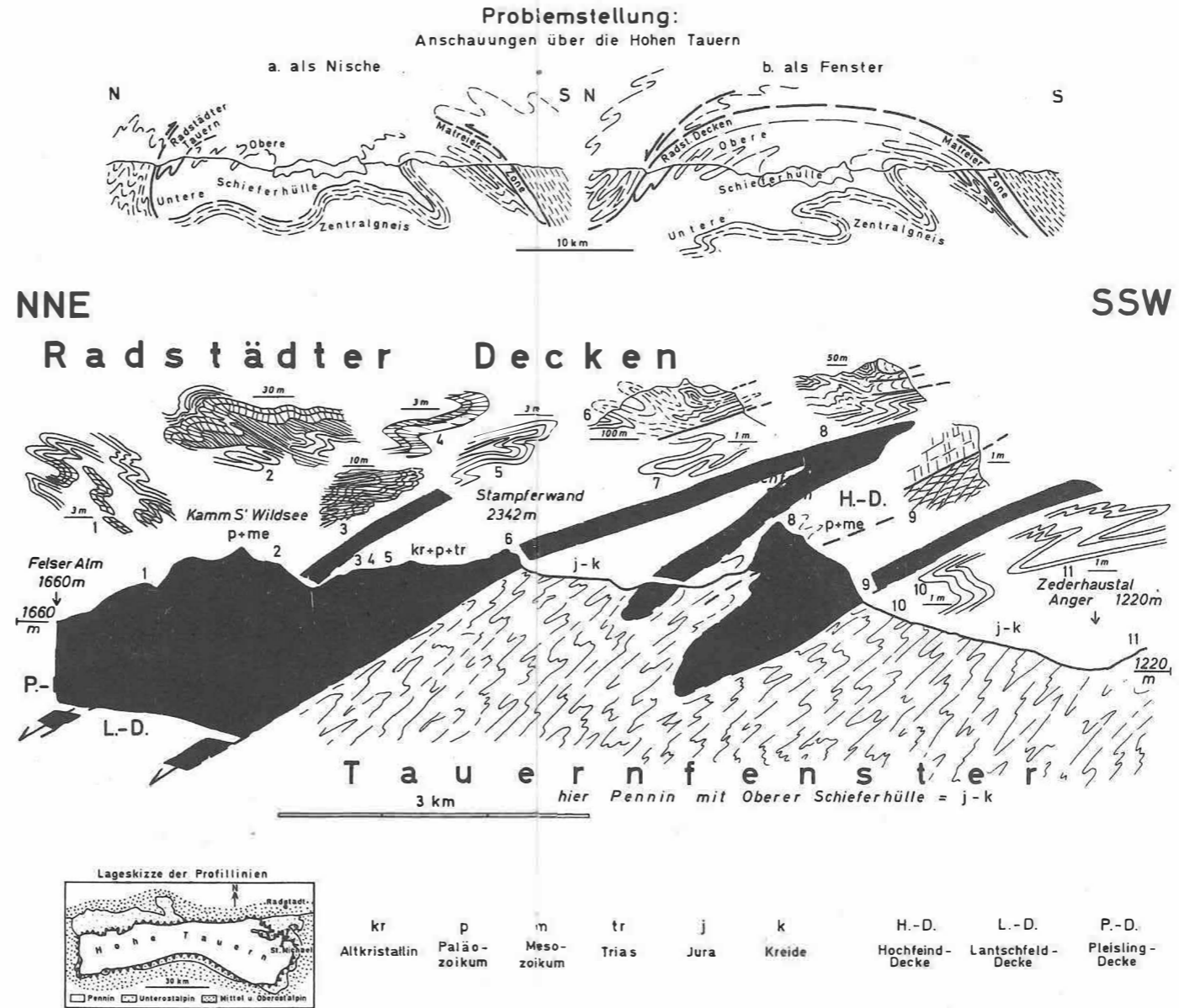


Abb. 13 Erdschnitt und Leitstrukturen vom NE-Rand der Hohen Tauern und vom S-Teil der Radstädter Tauern.

Im NE-Randbereich der Hohen Tauern vollzieht sich vom Pennin des Tauernfensters im SSW zum Unterostalpin der Radstädter Decken im NNE ein allmählicher Wandel von tauchenden zu liegenden bis zu überkippten Falten aufwärts. Die zuerst absteigenden Falten- und Schubstrukturen richten sich nach Passage der Tauernkulmination im N allmählich wieder auf

strukturen auf, und es wird oft nicht leicht sein, diese in möglichst reinen (ursprünglichen) Formen zu finden. Ein gutes Beispiel für ein Gebirge mit zwei Großformarten und den entsprechenden relativ gut ausgeprägten Leitstrukturen ist im zentralen Thüringer Variszikum gegeben, wo erzgebirgisch streichende Falten und herzynisch verlaufende Bruchschollen (Horste und Gräben) einander durchkreuzen.

5. Ferner müssen nachträgliche Positionsänderungen von Leitstrukturen - seien es z.B. Verlagerungen durch Fernschub oder durch Rotationen am Ort -, durch die die Primärstellung der Leitstrukturen verlorengelassen, berücksichtigt bzw. in Abzug gebracht werden. Solche "transportierten" oder "verlagerten" Strukturen (CLAR 1965 [8]; OBERHAUSER 1964 [57]; SCHWAN 1964 [100]) oder "verkippten" Formen (HAHN 1966 [25], S. 13 und Abb. 21) sind nur eingeschränkt auswertbar.
6. Stärkere und wiederholte Beanspruchungen eines Gebirges, seiner Gesteine wie seiner tektonischen Formen, können schließlich zu einer Zerstörung von leitenden Strukturen führen, wie sie z.B. durch jüngere kräftige Mylonitisierungen bewirkt wird. Dann lassen sich aus den kleinen Gefügen kaum noch oder gar keine Anhaltspunkte mehr über den Großbau gewinnen.
7. Selbstverständlich sind alle atektonischen (= nicht auf orogene Beanspruchungen zurückgehenden) Gefügeformen, wie z.B. subaquatisch oder subaerisch entstandene, gravitativ bedingte Rutschungsstrukturen (LIPPERT 1937 [46]; PLESSMANN 1953 [62]; MEIER & THOMAS 1969 [54]), ferner Fließfältelungen in Salz- oder in Migma- und Magmagesteinen (auch oberflächliche Lavafließfalten) und wellenartige, Reliefoberflächen nachbildende Sedimentabsätze, riffbedingte sattelförmige Gebilde sowie glazigene Gefüge usw., zu strukturtektonischen Schlußfolgerungen nicht verwendbar. Hier liegt die Haupteinschränkung für die Methode. Dennoch haben z.B. Rutschungsfältelungen häufig auch Richtungsbeziehungen zum Faltenbau (vgl. KÜHN-VELTEN 1955 [41]).

Die Beispiele 1 und 7 (Nebenformen und atektonische Gefüge) scheiden für Ableitungen der Großtektonik i.a. völlig aus. Die Beispiele 2 - 6 stellen Fälle \pm starker Veränderungen von Leitstrukturen dar - die also nicht immer vollkommen ausgebildet zu finden sind - und verschleiern dementsprechend deren reine Formen und damit die Großtektonik. Bei Rückschlüssen auf letztere sind diese Fälle daher nur mit großer Vorsicht (etwa in Ermangelung reiner Formen) in Erwägung zu ziehen.

Die genannten Einschränkungen bei der Anwendung der kleintektonischen Analyse zeigen nochmals besonders deutlich den Wert der reinen (unveränderten), klar ausgeprägten Leitstrukturen im Gelände an und bestätigen somit, daß diese allein wirklich Aussagekraft im Hinblick auf Großbau und -bewegung eines Gebirges haben. Denn nur sie beide - Leitstruktur und Großform - gehen innerhalb des Gefügeinventars eines Raumes, wie einleitend dargelegt, auf ein und dieselbe orogene Hauptbeanspruchung zurück und stehen deshalb in jener engen Form- und Bewegungsbeziehung, welche die Rückschlüsse von der einen auf die andere Form erlaubt. Dabei kommt es bei diesen Hauptformen der Gebirgstektonik nicht in erster Linie auf die jeweiligen Größenverhältnisse, sondern vor allem auf die Analogien im Gestalttypus an, wenn es um die Identifizierung des Bau- und Bewegungsplanes im Orogen geht.

Ganz allgemein formulierten diesbezüglich STILLE & LOTZE (1937) [112]: "Der Begriff 'Geotektonik' ist dabei nicht durch die Dimension des Objektes eingeengt etwa in dem Sinne, daß sie nur die ganz großen Strukturen des Erdantlitzes betreffe, vielmehr lassen sich geotektonische Erkenntnisse auch schon gewinnen am kleinsten tektonischen Element, sofern man dieses als ein Glied in dem großen Verformungsprozeß des gesamten Erdballs wertet." Zu ähnlichen Ergebnissen kam CLAR (1951) [7] speziell bei der Auswertung von Falten: "Feststellungen solcher Symmetrie verbinden Gebilde der verschiedensten Größenordnung, bei Falten kilometerweit gespannt bis herab zu mikroskopischen, zu zusammengehörigen oder vergleichbaren Typen und Gruppen. Und die Symmetrie im Gefüge eines umgeformten Gesteinskörpers läßt dann Schlüsse zu auf eine gleichartige Symmetrie des verformenden 'tektonischen Planes'." Und bereits DALE (s. in PUMPELLY, WOLFF & DALE 1894 [66], S. 158) war zu der wesentlichen Feststellung gelangt: "Such a correspondence exists between the stratification and cleavage foliations of the great folds and those of the minute plications that a very small specimen, properly oriented, gives, in many cases, the key to the structure over a large portion of the side of a fold."

Bei alledem ist wesentlich, daß die das Bild des Großbaues schaffenden Kräfte bzw. Bewegungsvorgänge sich nicht nur "in dessen kleinen oder kleinsten Teilen" abbilden konnten, sondern "sich aus ihnen vielfach besonders klar ergeben" (STILLE & LOTZE 1937 [112], S. 2). Damit beantwortet sich die durchaus verständliche, kritische Frage, ob es möglich ist, aus kleinen Strukturen auf Gebirgstelle von Ausmaßen bis zu 100 Meilen oder mehr Schlüsse zu ziehen (ENGELS 1964 [18], S. 179), positiv, jedenfalls für die Leitstrukturen. Man kann also aus einem kleinen, gebirgsorientiert entnommenen Felsstück mit leitenden Feingefügen die Gestaltungsweise eines Gebirges ablesen oder Anhaltspunkte darüber gewinnen. -

Damit komme ich nun - nach näherer Darlegung der Möglichkeiten und der Einschränkungen bei der Auswertung von Kleinformen zwecks Erfassung von Großformen - auf die Grundfrage nach der Grenze, bis zu der diese Methode anwendbar ist, zurück. Nach Vorstehendem lassen sich deutlich zwei voneinander verschiedene Formenkreise von Kleinstrukturen des Geländes im Hinblick auf die Relation zum orogenen Großbau trennen. Der eine Formenkreis ist durch symmetriologisch-mechanische Übereinstimmungen verwandt mit dem Großbau, der andere hat keine Beziehung zu ihm. Der letztgenannte, auch in sich heterogene Formenkreis kann daher, wie dargelegt, nicht zur Erschließung der Großtektonik verwendet werden, und auf ihn hatte sich die Kritik einiger Autoren bezüglich der Nutzung von Kleinformen dafür bezogen. Dagegen erweist sich der erstgenannte Formenkreis der leitenden Gefüge als geeignet dafür. Damit ist der Rahmen für die Methode der Ableitung der Großtektonik abgesteckt, in dessen Bereich ihre Tragfähigkeit gewährleistet ist.

Der Satz, daß die Kleintektonik z.T. die Großtektonik widerzuspiegeln vermag, ist somit nur eine Regel im Sinne PUMPELLYs, weil er nur für einige und nicht für alle Strukturen gilt. Wenn wir ihn aber auf die gültigen Fälle beschränken und dementsprechend formulieren: Die Leitstrukturen der Kleintektonik spiegeln die orogenen Großformen im Kleinen wider oder sind ihnen stereometrisch ähnlich, so darf er als Gesetz aufgefaßt werden. Die kleintektonische Analyse soll und kann zur großtektonischen Synthese führen, und zwar speziell mit Hilfe der Leitstrukturen.

Besonders verdeutlicht wird der Begriff der Leitstruktur durch einen Vergleich mit dem Begriff Leitfossil (key-structure und key-fossil). Wie eine Leitversteinierung als Zeittypus eine stratigraphische Einheit, z.B. eine Formation, angibt, so weist eine Leitstruktur als charakteristischer Bautyp auf die tektonische Großform eines Gebirges hin. Sowohl neben Leitfossilien wie neben Leitstrukturen gibt es nicht-leitende Formen. Und sowohl die erdgeschichtliche wie die tektonische Forschung müssen erst eine Sonderung ihres Beobachtungsmaterials nach leitenden Typen vornehmen, um mit ihnen die zeitliche bzw. die baulich-räumliche Orientierung in der Lithosphäre zu ermöglichen. Bei Fossilien wie bei Strukturen muß also der Leitwert erst empirisch festgestellt werden. Der Vergleich kann zeigen, daß, wie die stratigraphische Forschung in den Leitfossilien "Zeitmarken der Erdgeschichte" besitzt, auch der tektonischen Untersuchung mit den Leitstrukturen als "Leitmarken des Gebirgsbaues" durchaus ähnliche richtungweisende Mittel in die Hand gegeben sind. -

Abschließend sei noch folgendes vermerkt. In einer etwas ausführlicheren Darstellung über "Begriff und Bedeutung der Leitstrukturen" hatte der Verf. (1964) [709] schon auf jene im Gelände sichtbaren Kleinformen hingewiesen, die 1. einen unübersichtlichen oder problematischen Gebirgsbau, speziell dessen durch die Kartierung nur nach Konturen erfaßte Großformen, klarzustellen geeignet sind und die 2. auch bereits auf anderem Wege gewonnene großtektonische Deutungen auf ihre Realität zu überprüfen gestatten. Hierüber war eine Anzahl positiver Stellungnahmen, abgesehen von einer kritischen, in Rezensionen verschiedener aus- und inländischer Zeitschriften erschienen. Diese "Arbeitshypothese" ist auch in einer Reihe von Arbeiten angewendet oder mittelbar berücksichtigt worden, deren Verfasser zu erfreulichen Klärungen der dabei in Angriff genommenen geotektonischen Probleme kamen (BORGER 1970 [47]; DOERT 1970 [157]; FRANKE 1962 [227]; HAHN 1966 [257]; HOFMANN 1961 [317]; ISHMAWI 1969 [327]; JANETZKO 1969 [337]; KNEIDL 1970 [347]; LAHNER 1969 [427]; LEITZ 1971 [437]; NOLLAU 1969 [567]; POLL 1970 [657]; PUTTRICH 1969 [677]; ROLOFF 1969 [707]; ROSSNER 1971 [717]; TOLLMANN 1958, 1971 [114, 1157]). Dabei hat sich immer wieder bestätigt, daß die Leitformen der Kleintektonik zur Aufhellung der Großtektonik im Orogen geeignet sind.

Die Leitstruktursuche und -nutzung ist vor allem für kompliziert gebaute und daher oft problematische alpinotype Gebirgsgebiete gedacht, und es erscheint daher sinnvoll und zweckmäßig, sie vor allem dort anzuwenden. In einfacher gebauten Gebirgen, wie den schwächer deformierten germanotypen, werden die Großbauformen im allgemeinen schon aus der geologischen Kartierung klar, es sei denn, daß auch dort lokal Komplikationen auftreten; dann sollten ebenfalls kleintektonisch dimensionierte Leitstrukturen zur Klärung herangezogen werden.

Die Arbeitsmethode vermag wohl wie keine andere auf Grund der vorhandenen, durch Zeichnung oder Foto aufgenommenen Strukturbeobachtungen am unmittelbarsten und anschaulichsten Einblick in die in der Natur bestehenden Formenverhältnisse des Gebirgsbaues und eine dementsprechende Bilddarstellung zu bieten, indem ein direkter Formenvergleich zwischen leitenden Strukturen (oben im Bild) und rekonstruiertem Großbau (unten im Bild) gegeben wird. Jedoch sind zur Klärung schwierigerer Aufgaben ergänzend auch andere, jeweils geeignete geologische Tatsachen und Mittel (Spezialkartierung, Petrotektonik, Diagramme usw.) heranzuziehen, da die Kombination verschiedener Methoden die Sicherheit der Resultate erhöht. Außerdem ist die Durchführung dieser

strukturtektonischen Forschungsmethode nicht aufwendig und mit minimalen Mitteln möglich, indem lediglich die ohnehin üblichen einfachen geologischen Arbeitsmittel gebraucht werden: Kompaß, Hammer, Meßstab, Kreide, Feld- und Zeichenbuch sowie Foto.

Diese wertvolle Möglichkeit, aus bildlich exakt aufgenommenen und gemessenen, gebirgsorientierten kleinen Formen auf größere und große Bautypen zu schließen, ist seit den Tagen PUMPELLYs (1894) [66] mit Ausnahme weniger Autoren, die sie sogar weiterentwickelten, leider ziemlich in Vergessenheit geraten. Damit diese günstige Möglichkeit zur Erkennung von Großstrukturen zwecks Klärung der Natur eines Gebirgsbaues, die zu den wesentlichsten Aufgaben der Strukturtektonik gehört, bei künftigen Untersuchungen von Gebirgen stärker als bisher genutzt wird, wurde hier nochmals auf sie aufmerksam gemacht.

4. Zusammenfassung

Die in der geologischen Karte nach ihren Konturen sich abzeichnenden Großbauformen eines Gebirges, die dessen tektonischen Charakter bedingen, sind wegen ihrer Dimensionen von einigen bis vielen Kilometern nicht überschaubar und daher zuweilen mehrdeutig im Hinblick auf ihre Gestaltung. Jedoch zeigen die im Gelände sichtbaren Kleinstrukturen von Handstück- bis Aufschlußgröße an, was ein Gebirge insgesamt an Bewegungen durchgemacht hat.

Durch die gleiche Hauptbeanspruchung wie die Großbauformen entstanden auch Kleinstrukturen, die nach Gestalt, Raumlage (Streichen wie Fallen), Symmetriecharakter (Harmonie) und Alter mit den Formen des Großbaues \pm übereinstimmen und deshalb - weil sie dadurch tragfähige Schlüsse auf deren Gestalttypus und Bewegung zulassen - leitende Strukturen sind. Aus der tektonischen Form, im Kleinen wie im großen, wird die sie schaffende Bewegung, der Gesteintransport, erkennbar.

Die Ermittlung der Leitstrukturen im Gelände wird dargelegt. Sodann werden Beispiele für die Ableitung der Großtektonik mit Hilfe der Leitstrukturen aus sieben verschiedenartigen Gebieten gegeben: Oberharz, Thüringer Schiefergebirge, Frankenwald, Mittelharz, Sächsische Zwischengebirge, Zentralbalkan und Hohe Tauern. Demgemäß lassen sich Konzeptionen des Großbaues bestätigen, ergänzen oder revidieren oder dort, wo erstmals Untersuchungen der Großstrukturen stattfinden, neu schaffen bzw. konstruieren. Durch Leitstrukturen kann somit die Realität schon bestehender großtektonischer Deutungen festgestellt werden.

Demgegenüber sind alle nicht-leitenden Gefüge, speziell Nebenformen und atektonische Gebilde, nicht zur Erschließung der Großtektonik geeignet, weil sie durch andere, schwächere Beanspruchungen zu anderer Zeit oder durch nichttektonische Vorgänge entstanden. Hier liegen einige - stark zu beachtende - Einschränkungen für die Methode vor.

Vom kleintektonischen Formeninventar spiegeln also nur die Leitstrukturen die Großbauformen im Kleinen wider oder haben Beziehungen zu ihnen. Die kleintektonische Analyse vermag unter Auswertung der leitenden Formen zur großtektonischen Synthese zu führen. Die Begriffe Leitfossil und Leitstruktur werden miteinander verglichen. Bei

beiden ergibt sich empirisch innerhalb des Formeninventars der Leitwert bzw. Erklärungswert als Schlüsselformen.

Die Methode der Arbeit mit leitenden Strukturen kann vor allem bei der Untersuchung kompliziert gebauter alpinotyper Orogene sowie nur schlecht bzw. in kleinen Bereichen aufgeschlossener Gebirge angewendet werden, wobei sie mit anderen geologischen Methoden kombiniert werden sollte. Dabei ist ihr Einsatz ohne Aufwendung besonderer Mittel möglich. Er lohnt, da er die Möglichkeit bietet, nicht überblickbare, problematische Großbauformen durch im Gelände sichtbare kleine Strukturen abzuleiten, womit eine der Hauptaufgaben der tektonischen Forschung zur Lösung gebracht werden kann.

Literatur

- [1] AMPFERER, O. Gegen den Nappismus und für die Deckenlehre.
Z. dt. geol. Ges. 92 (1940), S. 313-327
- [2] BECKER, H. Das Zwischengebirge von Frankenberg in Sachsen.
Abh. sächs. geol. Landesamt 8 (1928), 89 S.
- [3] BONČEV, E. Kartierungsunterlagen vom Zentralbalkan [unveröff.].
Sofia 1957
- [4] BORGER, K. Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in
der westlichen Blankenburger Falten- und Schuppenzone
südwestlich von St. Andreasberg (Herzberg - St. An-
dreasberger und Scharzfelder Sattel) im Mittelharz.
Dipl.-Arb. Univ. Erlangen 1970
- [5] CADISCH, J. Geologie der Schweizer Alpen.
Basel: Wepf & Co. 1953
- [6] CLAR, E. Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter
Tauern (Hochfeindgebiet).
Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.
Abt. I, 146 (1937), S. 249-316
- [7] CLAR, E. Über die geologische Auswertung von Falten der Ge-
steine.
Radex-Rdsch. 2 (1951), S. 65-71
- [8] CLAR, E. Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen.
Verh. geol. Bundesanst. Sonderheft G (1965), S. 11-35
- [9] CLOOS, E. Oolite deformation in the South Mountain fold, Mary-
land.
Geol. Soc. Amer. Bull. 58 (1947), S. 848-918
- [10] CLOOS, E. Appalachenprofil in Maryland.
Geol. Rdsch. 41 (1953), S. 145-160
- [11] CLOOS, H. Zur Frage des Deckenbaues in Schlesien und im Fichtel-
gebirge.
Geol. Rdsch. 18 (1927), S. 221-225
- [12] CLOOS, H. Einführung in die Geologie.
Berlin: Gebr. Borntraeger 1936

- [13] CLOOS, H. Gang und Gehwerk einer Falte.
Z. dt. geol. Ges. 100 (1950), S. 290-303
- [14] DAHLGRÜN, F. Über die Grundlagen einer tektonischen Gliederung des Harzes.
Z. dt. geol. Ges. 91 (1939), S. 537-550
- [15] DOERT, U. Zur Geologie der westlichen Lechtaler Alpen im Raume der Valluga (Vorarlberg/Tirol).
Dipl.-Arb. Univ. Erlangen 1970
- [16] ENGELS, B. Zur Tektonik des Dachschiefers im Thüringer Wald.
Geologie Beih. 1 (1952), 35 S.
- [17] ENGELS, B. Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Paläozoikum.
Geotekt. Forsch. 13 (1959), 129 S.
- [18] ENGELS, B. In: Contributions to discussions.
22. internat. geol. Congr. India 11 (1964), S. 179
- [19] ERDMANNSDÖRFER, O.H. Geol. Karte von Preußen usw. 1 : 25 000, Lfg. 240, Blatt Elbingerode.
Berlin 1926
- [20] ERDMANNSDÖRFER, O.H.; u.a. Geol. Karte von Preußen usw. 1 : 25 000, Lfg. 240, Blatt Blankenburg.
Berlin 1930
- [21] FISCHER, G. Der Bewegungsstil der Gesteine des Harzes.
Sitz.-Ber. preuß. geol. Landesanst. 3 (1928), S. 148 bis 151
- [22] FRANKE, D. Der Bau der Triebeler Querzone.
Freib. Forsch.-H. C 128 (1962), S.1-87
- [23] GAERTNER, H.-R. VON Probleme des Saxothuringikums.
Geol. Jb. 65 (1950), S. 409-450
- [24] GRUBIČ, A. Contribution to the classification of complex tectonic structures (Hybrid structures).
Izv. geol. Inst. BAN 17 (1968), Geotektonika, stratigrafijska i lithologijska, S. 75-78
- [25] HAHN, L. Zur Stratigraphie, Struktur und Stellung des Drauzugs (Lienzer Dolomiten, Westliche und Zentrale Gailtaler Alpen).
Diss. Univ. Erlangen 1966
- [26] HEIM, A. Geologie der Schweiz, Bd. 2: Die Schweizer Alpen.
Leipzig: Ch. H. Tauchnitz 1921/22
- [27] HELFRICH, H. In: Contributions to discussions.
21. internat. geol. Congr. Norden 18 (1960), Presentation Nr. 372
- [28] HILLS, E.S. Elements of structural geology.
London: Methuen & Co. 1963
- [29] HOEPPENER, R. Tektonik im Schiefergebirge.
Geol. Rdsch. 44 (1955), S. 26-58

- [30] HOEPPENER, R. Grundlagen einer Systematik tektonischer Gefüge. Geol. Rdsch. 50 (1960), S. 77-83
- [31] HOFMANN, J. Ein Beitrag zur Tektonik des Halbhorstes von Netzschkau. Freib. Forsch.-H. C 99 (1961), S. 1-49
- [32] ISHMAWI, R.E. Geologie des nördlichen Mittelteils des Amanosgebirges zwischen Islahiye und Bahoe (Süd-Türkei). Diss. Univ. Erlangen 1969
- [33] JANETZKO, P. Geologische Untersuchungen an der Ostflanke des südlichen Amanosgebirges zwischen Islahiye und Haasa (Süd-Türkei). Diss. Univ. Erlangen 1969
- [34] KNEIDL, V. Zur Tektonik im Gebiet von Zorge - Hohegeiß (Südharz). Geotekt. Forsch. 37 (1970), S. 103-131
- [35] KOBER, L. Bau und Entstehung der Alpen. 2. Aufl. Wien: Deuticke 1955
- [36] KOSSMAT, F. Zur Frage des Deckenbaues im Harz. Z. dt. geol. Ges. 80 (1929) B, S. 224-241
- [37] KOSSMAT, F. Das Problem der Großüberschiebungen im varistischen Gebirge Deutschlands. Cbl. Miner. usw. (1931) B, S. 577-602
- [38] KRASSER, L. Abbildung der Großtektonik in einem Handstück aus der Silvrettadeoke. Geol. Rdsch. 29 (1938), S. 88-91
- [39] KRAUS, E. Abteilungstektonik am Nordweststrand der Vogesen. Geol. Rdsch. 12 (1921), S. 52-57
- [40] KRENKEL, E. Die Gliederung der deutschen Varisziden. Cbl. Miner. usw. (1932) B, S. 369-376
- [41] KÜHN-VELTEN, H. Subaquatische Rutschungen im höheren Oberdevon des Sauerlandes. Geol. Rdsch. 44 (1955), S. 3-25
- [42] LAHNER, L. Geologische Untersuchungen an der Ostflanke des mittleren Amanos (Südost-Türkei). Diss. Univ. Erlangen 1969
- [43] LEITZ, F. Geologische Untersuchungen zwischen Bergaer Sattel und Nörlaer Mulde im Raum Marxgrün - Issigau - Eisenbühl (Frankenwald). Dipl.-Arb. Univ. Erlangen 1971
- [44] LINDSTRÖM, M. Methods of differentiating tectonic regimes. 21. internat. geol. Congr. Norden 18 (1960), S. 347 bis 352
- [45] LINDSTRÖM, M. Beziehungen zwischen Kleinfaltenvergenzen und anderen Gefügemerkmalen in den Kaledoniden Skandinaviens. Geol. Rdsch. 51 (1961) 1, S. 144-180
- [46] LIPPERT, H. Gleit-Faltung in subaquatischem und subaerischem Gestein. Senckenbergiana 19 (1937), S. 356-375

- [47] LORETZ, H. Zur Beurteilung der beiden Hauptstreichrichtungen im südöstlichen Thüringer Wald, besonders in der Gegend von Gräfenthal.
 Jb. preuß. geol. Landesanst. 1885 (1886), S. 84-104
- [48] LOTZE, F. Das Falkenhagener Störungssystem.
 Abh. preuß. geol. Landesanst. N.F. 128 (1931), S. 38-128
- [49] LOTZE, F. Über "autochthone Klippen", mit Beispielen aus den westlichen Pyrenäen.
 Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., N.F. 1 (1934), S. 1-10
- [50] LOTZE, F. Zur Methodik der Forschungen über saxonische Tektonik.
 Geotekt. Forsch. 1 (1937), S. 8-27
- [51] LOTZE, F. Die orogenen Kräfte bei der saxonischen Gebirgsbildung. In: Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland, S. 43-46.
 Hannover-Celle: Amt f. Bodenforsch. 1949
- [52] LOTZE, F. Die Tektonik der Oberkreidezone bei Lengerich.
 Geotekt. Forsch. 9/10 (1953), S. 18-50
- [53] MARTINI, H.-J. Saxonische Zerrungs- und Pressungsformen im Thüringer Becken.
 Geotekt. Forsch. 5 (1940), S. 124-134
- [54] MEIER, R.; THOMAS, U. Zur Unterscheidung des synsedimentär und tektonisch bedingten Formenschatzes der Tanner Grauwacke (Raum Güntersberge - Alexisbad - Gernrode, Harz).
 Geologie 18 (1969), S. 334-343
- [55] MICHELAU, P.; PILGER, A. Kleintektonische Fragen im Ruhrkarbon.
 Z. dt. geol. Ges. 100 (1950), S. 467-497
- [56] NOLLAU, G. Kleintektonische Strukturen am Südwestrand des Tauernfensters und ihre Einbeziehung in großtektonische Konzepte.
 Geol. Rdsch. 58 (1969), S. 755-788
- [57] OBERHAUSER, R. Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit.
 Verh. geol. Bundesanst. (1964), S. 47-52
- [58] PFEIFFER, H. Die Tektonik des Dachschiefers im Ostthüringer Schiefergebirge.
 Geologie 4 (1955), S. 615-640
- [59] PFEIFFER, H. Beiträge zur Tektonik der Frankenwälder Querzone zwischen Saalfeld und Lehesten.
 Geologie 11 (1962), S. 416-427
- [60] PIETZSCH, K. Die Gneise des Sächsischen Erzgebirges.
 Geologie 3 (1954), S. 391-412
- [61] PIETZSCH, K. Abriß der Geologie von Sachsen. 2. Aufl.
 Berlin: VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften 1956
- [62] PLESSMANN, W. Trennung orogen-tektonischer von Rutschungs-Faltenachsen.
 N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1953 (1954), S. 423-428

- [63] PLESSMANN, W.;
WUNDERLICH, H.-G. Eine Achsenkarte des inneren Westalpenbogens.
N. Jb. Geol. Paläont. Mh. (1961) 4, S. 199-210
- [64] PLESSMANN, W.;
WUNDERLICH, H.-G. Faltung und Schieferung im Wissenbacher Schiefer südlich Goslar.
N. Jb. Geol. Paläont. Mh. (1961) 6, S. 295-311
- [65] POLL, K. Zur Tektonik der westlichen Harzgeröder Falten- und Schuppenzone im Harz (Deutschland).
Geotekt. Forsch. 37 (1970), S. 1-72
- [66] PUMPELLY, R.;
WOLFF, J.E.; DALE, T.N. Geology of the Green Mountains in Massachusetts.
U.S. geol. Survey, Monogr. 23 (1894), 206 S.
- [67] PUTTRICH, I. Geologische Untersuchungen im Nordostteil des Acker-Bruhberg-Zuges.
Dipl.-Arb. Univ. Erlangen 1969
- [68] REICHSTEIN, M. Die fazielle Sonderentwicklung im Elbingeröder Raum des Harzes.
Geologie 8 (1959), S. 13-43
- [69] RICHTER, D. Zur Baugeschichte der Ardennen I. Kaledonische Strukturen und ihre variszische Überprägung in der Antiklinalzone der Hochardennen.
Geol. Rdsch. 51 (1961), S. 574-600
- [70] ROLOFF, A. Die jungkretazisch-tertiäre Entwicklung am West-Rand des Amanosgebirges (Süd-Türkei).
Diss. Univ. Erlangen 1969
- [71] ROSSNER, R. Die Geologie des nordwestlichen St. Martiner Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin).
Diss. Univ. Erlangen 1971
- [72] RUCHHOLZ, K. Stratigraphie und Fazies des Devons der mittleren Harzgeröder Faltenzone im Unterharz und westlich Wernigerode.
Geologie Beih. 41 (1964), 119 S.
- [73] SANDER, B. Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen.
Tschermarks miner. petr. Mitt. 30 (1911), S. 281-314
- [74] SCHEUMANN, K.H. Die Rotgneise der Glimmerschieferdecke des Sächsischen Granulitgebirges.
Ber. math.-phys. Kl. sächs. Akad. Wiss. 87 (1935), S. 251-286
- [75] SCHEUMANN, K.H. Über Gneise des Erzgebirges. Einige Bemerkungen zum Aufsatz von K. PIETZSCH (1954).
Geologie 6 (1957), S. 3-40
- [76] SCHMIDT, K. Zur Deckentektonik des Hochbalkans.
Geol. Rdsch. 50 (1960), S. 416-424
- [77] SCHMIDT, K.; SCHWAN, W. Tektonische Untersuchungen in der Nordost-Randzone der Zentralbalkan-Decke.
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chem., Geol. u. Biol. (1960) 1, 35 S.
- [78] SCHMIDT, W. Gesteinsumformung.
Denkschr. naturhist. Mus. Wien 3 (1925), 64 S.

- [79] SCHMIDT, W. Tektonik und Verformungslehre.
 Berlin: Gebr. Borntraeger 1932
- [80] SCHOLTZ, H. Zum Bewegungsmechanismus der Münchberger Gneis-
 masse.
 Cbl. Miner. usw. (1929) B, S. 379-391
- [81] SCHOLTZ, H. Das varistische Bewegungsbild.
 Fortschr. Geol. Paläont. 8 (1930) 25, S. 235-316
- [82] SCHRIEL, W. Zur Deokenfrage im Harz.
 Jb. preuß. geol. Landesanst. 53 (1933), S. 125-156
- [83] SCHRIEL, W. Kritische Betrachtungen zur Deckenfrage im Harz.
 Z. dt. geol. Ges. 91 (1939), S. 469-497
- [84] SCHROEDER, E. Beiträge zur Schiefergebirgstektonik in Ostthürin-
 gen.
 Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chem., Geol. u. Biol.
 1965 (1966) 4, 93 S.
- [85] SCHÜFFLER, S. Zur Stratigraphie und Tektonik im Raum zwischen Bad
 Sachsa und Bad Lauterberg (Südharz).
 Dipl.-Arb. Univ. Erlangen 1971
- [86] SCHÜLLER, A. Zur petrologischen und tektonischen Analyse des
 Fichtelgebirges.
 Geol. Rdsch. 27 (1936), S. 260-275
- [87] SCHÜLLER, A. Die kristalline Scholle von Wildenfels, ihr Stoff-
 bestand und ihr tektonischer Bau im Rahmen des vari-
 stischen Gebirges.
 Geologie 2 (1954), S. 707-749
- [88] SCHWAN, W. Beziehungen zwischen Fazies und Tektonik im Mittel-
 harz.
 Geol. Rdsch. 47 (1949), S. 51-60
- [89] SCHWAN, W. Bau und Bewegung im mittleren Thüringer Variszikum
 (Frankenwälder Querzone).
 Z. dt. geol. Ges. 106 (1956), S. 439-455
- [90] SCHWAN, W. Die Frankenwälder Querzone.
 Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Math. u. allg. Na-
 turw. 1954 (1956) 6, 80 S.
- [91] SCHWAN, W. Gliederung und Faltung des Harzes in Raum und Zeit.
 In: Geotekt. Symposium, S. 272-288.
 Stuttgart 1956
- [92] SCHWAN, W. Zur Tektonik des Frankenberger und des Wildenfelser
 Zwischengebirges in Sachsen.
 Z. dt. geol. Ges. 109 (1957), S. 185-192
- [93] SCHWAN, W. Rückblick auf die Entwicklung der Deckentheorie im
 Harz.
 Z. dt. geol. Ges. 110 (1958), S. 105-108
- [94] SCHWAN, W. Untervorschiebungen und Aufbruchsfalten.
 N. Jb. Geol. Paläont. Mh. (1958) 8/9, S. 356-377

- [95] SCHWAN, W. Der Faktor "Bewegbarkeit" in der Tektonik.
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III (1960) 1
(KRAUS-Festschrift), S. 99-113
- [96] SCHWAN, W. Einige Bauprobleme europäischer Gebirge und ihre
Untersuchung mit kleintektonischen Arbeitsmethoden.
21. internat. geol. Congr. Norden 18 (1960), S. 353
bis 370
- [97] SCHWAN, W. Tektonische Vergleichsuntersuchungen im Sächsischen
Zwischengebirge und im Zentralbalkan (Bulgarien).
Geol. Rdsch. 50 (1960), S. 425-433
- [98] SCHWAN, W. Deckenfragen im Balkan (Bulgarien).
Geol. Rdsch. 51 (1961), S. 181-218
- [99] SCHWAN, W. Die Nordrandzone des Elbingeröder Komplexes am Grä-
fenhagensberg (Mittelharz).
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chem. Geol. u.
Biol. (1961) 1, 44 S.
- [100] SCHWAN, W. Begriff und Bedeutung der Leitstrukturen. Ein Bei-
trag zur tektonischen Forschungsmethodik.
Geotekt. Forsch. 19 (1964), S. 2-47
- [101] SCHWAN, W. The principal types of orogenesis in the Variscan
and Alpidic mountains of Central Europe.
22. internat. geol. Congr. India 11 (1964), S. 162
bis 180
- [102] SCHWAN, W. Über Gesteinstektonik.
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenwes.
u. Montangeol. (1964) 2 (DEUBEL-Festschrift),
S. 361-380
- [103] SCHWAN, W. Leitende Strukturen am Nordostrand der Hohen Tau-
ern.
Verh. geol. Bundesanst., Sonderheft G (1965),
S. 214-245; Z. dt. geol. Ges. 116 (1965), S. 470
bis 501
- [104] SCHWAN, W. Maximales Streuen von B-Achsen bei flachliegenden
Falten-Mittelebenen.
N. Jb. Geol. Paläont. Mh. (1965) 3, S. 141-163
- [105] SCHWAN, W. Zur Definition und Deutung des Strukturtyps "Decke".
N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 124 (1966), S. 168-219
- [106] SCHWAN, W. Zur Kinematik einiger Hauptstrukturen im nordost-
bayerischen Variszikum (Frankenwälder Querstörungen,
Thüringer Untervorschiebungen, Münchberger Gneis-
masse).
Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. 50 (1968),
S. 127-141
- [107] SCHWAN, W. Geology and tectonics of the Central Amanos Mountains
of Turkey. In: Geology and history of Turkey.
Ed. A.S. CAMPBELL.
Tripoli: Petrol. Explor. Soc. of Libya 1971
- [108] SIMON, W. Zeitmarken der Erde.
Braunschweig: Vieweg 1948

- [T09] SITTER, L.U. DE;
 ZWART, H.J. Tectonic development in supra- and infrastructures
 of a mountain chain.
 21. internat. geol. Congr. Norden 18 (1960), S. 248
 bis 256
- [T10] STILLE, H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik.
 Berlin: Gebr. Borntraeger 1924
- [T11] STILLE, H. Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im
 Bilde des gesamteuropäischen.
 Geol. Jb. Beih. 2 (1951), 138 S.
- [T12] STILLE, H.; LOTZE, F. Geotektonische Forschung.
 Geotekt. Forsch. 1 (1937), S. 1-5
- [T13] TEISSEYRE, H. Einige Bemerkungen über die Methodik der Mikro-
 strukturen in der tektonischen Forschung.
 Freib. Forsch.-H. C 57 (1959), S. 48-61
- [T14] TOLLMANN, A. Geologie der Mosermannlgruppe.
 Jb. geol. Bundesanst. 101 (1958), S. 79-115
- [T15] TOLLMANN, A. Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westli-
 chen Nordkalkalpen.
 Jb. geol. Bundesanst. 114 (1971), S. 273-360
- [T16] WENK, E. Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen
 im Verzascatal.
 Schweiz. miner. petr. Mitt. 23 (1943), S. 265-294
- [T17] WENK, E. Ostalpinés und penninisches Kristallin.
 Schweiz. miner. petr. Mitt. 28 (1948), S. 761-771
- [T18] WENK, E. Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen.
 Schweiz. miner. petr. Mitt. 35 (1955), S. 311-319
- [T19] WURM, A. Gedanken zum Problem der Münchberger Gneismasse.
 N. Jb. Geol. Paläont. Mh. (1954) 7, S. 280-294
- [T20] ZIMMERMANN, E. Zur Geologie und besonders zur Tektonik des vogt-
 ländisch-ostthüringischen Schiefergebirges.
 Z. dt. geol. Ges. 54 (1902), S. 336-410
- [T21] ZIMMERMANN, E. Geol. Karte v. Preußen usw. 1 : 25 000, Lfg. 114,
 Blatt Lehesten.
 Berlin 1910
- [T22] ZIMMERMANN, E. Geol. Karte v. Preußen usw. 1 : 25 000, Lfg. 114,
 Blatt Lobenstein.
 Berlin 1911
- [T23] ZÖLLICH, M.S. Kleintektonische Methoden im mitteldeutschen Paläo-
 zoikum.
 Z. dt. geol. Ges. 90 (1938), S. 284-285
- [T24] ZÖLLICH, M.S. Zur Deckenfrage im Mittelharz.
 Abh. preuß. geol. Landesanst. N.F. 191 (1939), 146 S.
- [T25] ZWART, H.J. Relations between folding and metamorphism in the
 Central Pyrenees, and their chronological succession.
 Geol. en Mijnb. 39 (1960), S. 163-180

Zur Grenze zwischen Flysch und Molasse im variszischen Orogen
Mitteleuropas

Von HANS-JÜRGEN PAECH, Berlin¹⁾

1. Einführung

Die Begriffe "Flysch" und "Molasse" sind seit ihrer Einführung in die Literatur viel verwendet worden. "Flysch" benutzte STUDER (1827) [49] das erste Mal; für "Molasse" werden unterschiedliche Angaben gemacht: MICHAJLOV (1951) [28] gibt DE SAUSSURE an, MURAWSKI (1972) [29] nennt DE RAZUMOVSKY (1789). Eine allgemein anerkannte Definition existiert bisher für keinen der beiden Begriffe. Die Ursache dafür ist in ihrem komplexen Inhalt zu suchen. Zunächst waren beide Formationsbegriffe auf den alpidischen Raum beschränkt. Erst nach und nach fanden sie für die Varisziden Verwendung. Bis in die jüngste Zeit werden allerdings auch Meinungen vertreten, wonach es im Variszikum keinen Flysch gibt (AUBOUIN 1965 [17]; RICHTER 1970 [39]). Nach Meinung des Verf. dürften die Grauwacken-Wechsellagerungen des Variszikums aber mehr Gemeinsamkeiten mit dem alpidischen Flysch als Unterschiede aufweisen. Bewußt wird in diesem Zusammenhang der Begriff "Kulm" nicht verwendet, da er die Biofazies charakterisiert (PAPROTH 1967 [33]); er ist kein formationeller Begriff wie "Flysch" und "Molasse". Nur Teile des Kulms - die Grauwacken-Wechsellagerungen - sind mit Flysch zu vergleichen.

Der Flysch des Alpidikums ist weitaus besser untersucht als der des Variszikums; daher muß in dieser Arbeit häufig vergleichsweise auf den alpidischen Flysch zurückgegriffen werden. Der Schwerpunkt der folgenden Ausführungen liegt auf den Verhältnissen des variszischen Orogens, dessen geologische Situation in aller Kürze umrissen sei (vgl. Abb. 1 und 2).

Zeitlich dauert das Flyschstadium im mitteleuropäischen Variszikum vom Oberdevon bis ins mittlere Namur, während das Molassestadium lokal im oberen Dinant beginnt, sich aber voll erst im Namur C entfaltet und bis ins obere Unterperm (Rotliegendes) reicht. Im Flyschstadium lassen sich in der variszischen Geosynklinale Mitteleuropas südöstlich der Mitteldeutschen Schwelle mehrere kleine, vermutlich nur teilweise untereinander verbundene Becken erkennen, während nordwestlich der Schwelle ein breites, in sich zwar gegliedertes, sonst aber einheitliches Sedimentationsgebiet, der Rhenische Trog (Rheinisches Schiefergebirge, Harz und Flechtinger Scholle und die dazwischenliegenden verdeckten Gebiete), auftritt. Hier zeigen die Sedimente vielfach eine Saumsenke am Nord- bzw. Nordwestrand des variszischen Orogens an, indem sie nahe dem Liefergebiet im SE sehr mächtig sind und nach NW geringmächtiger werden und auch die Fazies asymmetrisch aufgebaut ist.

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

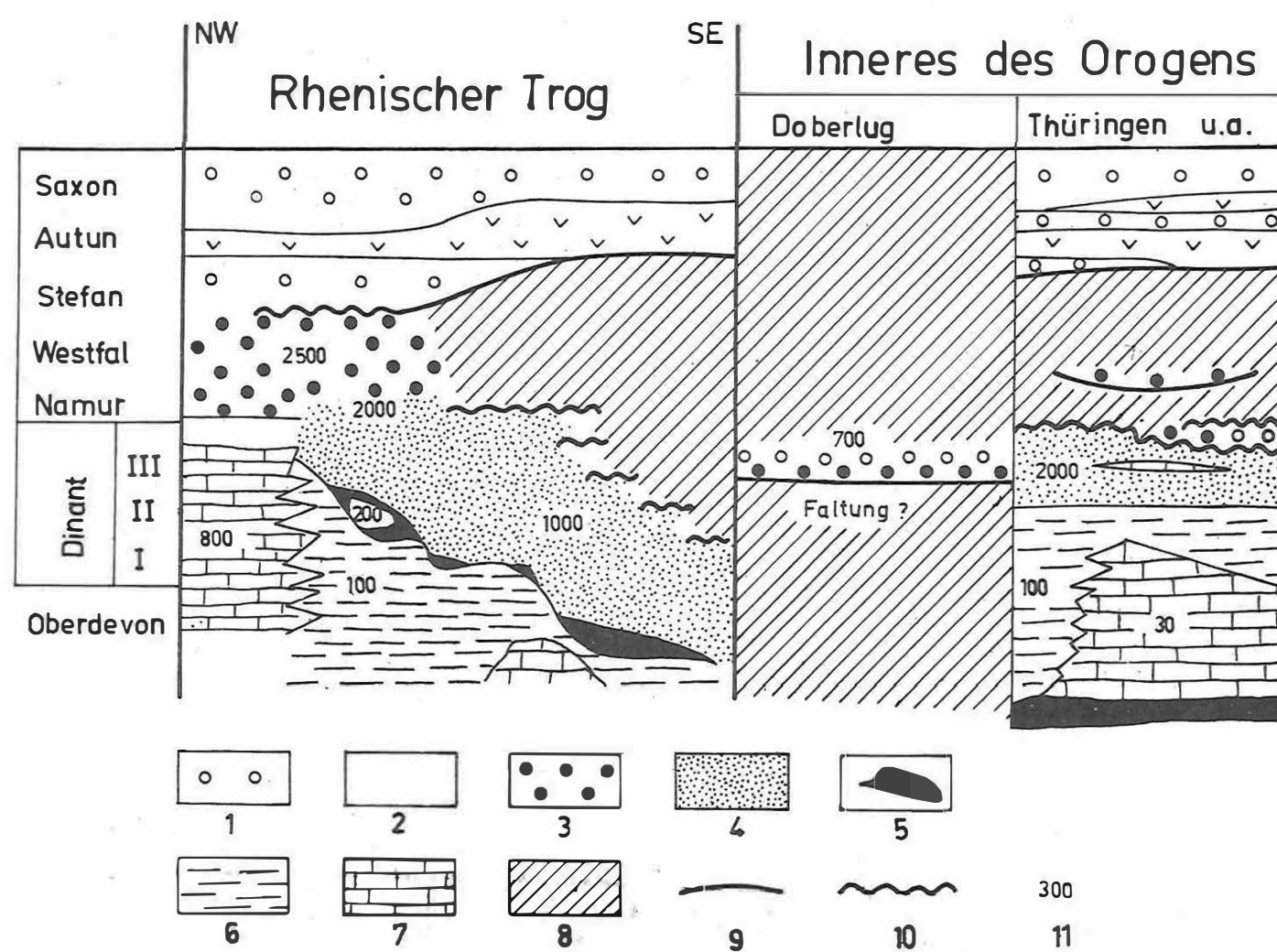


Abb. 1 Schematische Darstellung der Altersbeziehung zwischen Flysch und Molasse in den mitteleuropäischen Varisziden (Auswahl entsprechend den behandelten Beispielen)

- 1 - Rotmolasse; 2 - Vulkanite; 3 - Graumolasse mit Kohlen;
- 4 - Flysch; 5 - Initialite; 6 - geringmächtige pelagische Sedimente;
- 7 - Kalke; 8 - Sedimente fehlen; 9 - diskordante Überlagerung; 10 - Faltung; 11 - Mächtigkeiten [m]

In der Saumsenke entwickelt sich der Sedimentationsraum der Molasse aus dem des Flysches. Die Molasse geht demnach aus dem Flysch hervor. Im Innern des Orogens bildeten sich die Molassebecken dagegen ohne Beziehung zu ehemaligen Flyschbecken. Molassesedimente liegen unterschiedlichsten Gesteinen (präkambrischen bis dinantischen; sedimentären, metamorphen und magmatischen) auf. Charakteristisch ist, daß hier die Molassesedimentation nach mehr oder weniger langer Sedimentationsunterbrechung begann.

Bevor einige Beispiele aus dem mitteleuropäischen Variszikum besprochen werden, sei auf den komplexen Charakter und die Problematik der Begriffe "Flysch" und "Molasse" eingegangen, wobei aber keine Definition angestrebt wird.

2. Zum Inhalt der Begriffe "Flysch" und "Molasse"

Von SEILACHER (1958) [45] wurden die Möglichkeiten abgesteckt, wie "Flysch" und "Molasse" voneinander abgegrenzt werden können. 1967 beschäftigte sich SEILACHER [46] gesondert mit der Charakterisierung des Flysches, wobei er tektonische, sedimentologische und biologische Aspekte verwendete. Er sprach von echtem Flysch, wenn alle drei von ihm herangezogenen Aspekte zutreffen, von atypischem Flysch, wenn ein Aspekt nicht erfüllt ist, und von flyschähnlichen Bildungen, wenn zwei Aspekte nicht denen echten Flysches entsprechen.

Tab. 1. Gegenüberstellung der bei Unterscheidung von Flysch und Molasse verwendbaren Merkmale

	M e r k m a l e	
	Flysch	Molasse
Tektonik	prä- bis syntektonisch sedimentiert gefaltet	spät- bis posttektonisch sedimentiert meist ungefaltet (nur in der Saumsenke gefaltet)
Sedimentologie	ausschließlich marin vorwiegend turbiditisch und deshalb kleinrhythmisch aufgebaut vielfach Tiefseesediment parkettierende Fraßspuren	polyfaziell zusammengesetzt, auch kontinentale Schichten enthaltend, im paralischen Bereich Zykloteme (mariner Ton — sandiger Ton — Sandstein — sandiger Ton — Ton — Kohle) selten turbiditisch Flachmeersediment oder kontinental Ruhespuren
Magma-tismus	unbedeutende Tätigkeit, im wesentlichen amagmatisch vielfach vor Beginn der Flyschsedimentation basischer Vulkanismus (z.B. Deckdiabas)	in der Regel sehr starke Tätigkeit, subsequenter Vulkanismus, z.T. auch Plutonismus (in Saumsenke auch amagmatisch)

Als Modifikation und Ergänzung zu den Vorstellungen von SEILACHER (1967) [46] sollen im folgenden die Merkmale herangezogen werden, die bei der formationellen Zuordnung einzelner Gesteinsserien zu Flysch bzw. zu Molasse verwendet werden können. Die Merkmale beinhalten rein beschreibend die Eigenschaften der Gesteine, ohne den Rang von Kriterien im Sinne von "Prüfstein" zu erreichen. Die Merkmale werden zu folgenden Gruppen zueammengefaßt: tektonische, sedimentologische und magmatische Merkmalsgruppe. Die biologischen Merkmale werden im Gegensatz zu SEILACHER nicht speziell aufgeführt, weil sie nur indirekt Hinweise auf die Waesertiefe geben.

Die in Tab. 1 zusammengefaßten Merkmale stellen eine starke Vereinfachung der tatsächlich vorhandenen komplexen und voneinander unabhängigen Merkmale von Flysch und Molasse dar. Unberücksichtigt bleibt die Lage der Sedimentationsgebiete in bezug auf das Orogen, ein für die Interpretation wichtiger Aspekt, wie noch gezeigt werden wird.

2.1. Tektonische Merkmalsgruppe

Die aus Mächtigkeiten ableitbaren epirogenetischen Bewegungen liefern im Variszikum keine Hinweise zur formationellen Interpretation der Profile. Im Variszikum bestätigt sich also nicht die Erkenntnis von AUBOUIN (1965) [17], wonach im Alpidikum Flysch um etwa das Fünffache mächtiger wird als Molasse. Im Variszikum können die Mächtigkeiten beider Formationen etwa gleich groß sein. Dagegen ist zur Unterscheidung von Flysch und Molasse der Nachweis tektogenetischer Beanspruchungen außerordentlich wichtig. Im Inneren des mitteleuropäischen Variszikums besteht zumindest ein deutlicher Deformationsunterschied zwischen Molassesedimenten auf der einen und Flysch sowie anderen Geosynklinalsedimenten auf der anderen Seite, wenn nicht die Molasse sogar flach über gefaltetem Variszikum liegt (z.B. im Ilfelder und Meisdorfer Becken, Flechtinger Scholle). Schichtverstellungen sind in der Molasse weit verbreitet, sie sind aber meist auf Störungen und nicht auf alpinotype Tektonik zu beziehen. Stärker ist die Frühmolasse von Borna-Hainichen gefaltet (MEYER 1957 [27], Lokalität siehe Abb. 2), wobei unter Frühmolasse nach VON BUBNOFF (1956) [6] eine Molasse verstanden wird, die sich gleichzeitig mit Flyschsedimenten ablagerte. Ähnliche Verhältnisse sind im Schwarzwald nach den Ausführungen von BURGATH und MAASS (Vortrag auf dem 7. Internationalen Kongreß zur Stratigraphie und Geologie des Karbons, August 1971 in Krefeld, BRD) zu vermuten, doch dürfte dort im Obervisè (auch terrestrisch) die Beanspruchung stärker als in den Borna-Hainichener Schichten sein.

Am Außensaum des variszischen Orogens ist die Unterscheidung von Flysch und Molasse nach tektogenetischen Gesichtspunkten weitaus komplizierter, weil zwischen beiden ein kontinuierlicher Übergang besteht. Die gefaltete Molasse der Saumsenke ist nach tektogenetischen Aspekten nicht vom Flysch zu trennen (vgl. Abschnitt 3.1.). Flysch ist somit in der Regel alpinotyp deformiert und demnach vor der Hauptfaltung sedimentiert worden (DEBELMAS 1972 [58]). Vorstellbar ist aber auch eine mit der Faltung gleichzeitige Sedimentation (WUNDERLICH 1964 [56]). Die Molasse ist dagegen meist nach der Hauptfaltung abgelagert worden. Ein Sonderfall ist die gefaltete Molasse in der Saumsenke des variszischen Orogens.

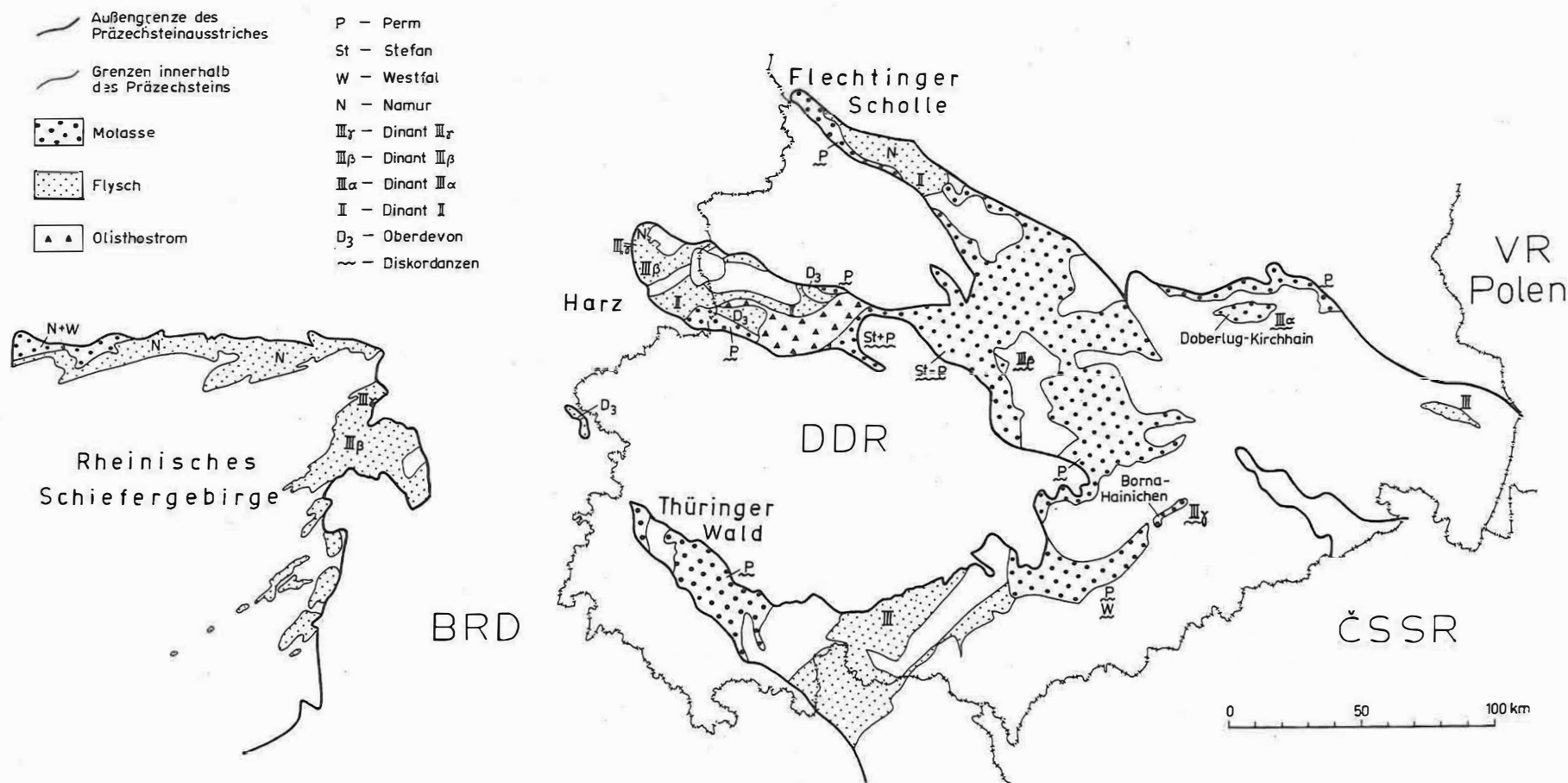


Abb. 2 Karte der Verbreitung von Flysch und Molasse im mitteleuropäischen Variszikum mit Angaben ihres Alters

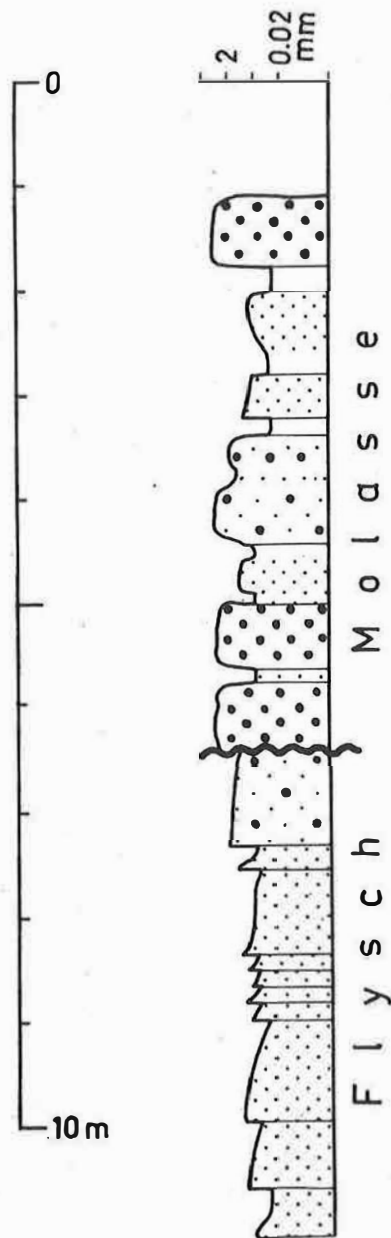


Abb. 3 Schematische Darstellung der Korngrößenverteilung von Flysch und Molasse, die durch eine Diskordanz gegeneinander abgegrenzt sind; Zeichenerklärung siehe Abb. 5

KUEBLER (1972) [57] untersuchte die Phyllosilikate aus Flysch- und Molassegesteinen der Alpen und ihres Vorlandes. Er stellte fest, daß als Ausdruck der beginnenden Metamorphose im Flysch Illit-Chlorit-Assoziationen überwiegen, während in der Molasse Kaolinit und Montmorillonit vorherrschen. Dieses wichtige Untersuchungsergebnis wird allerdings ein wenig eingeschränkt, da bei rein mechanischer Aufbereitung während des Molassestadiums in Molassegesteinen auch Illit-Chlorit-Assoziationen auftreten können.

2.2. Sedimentologische Merkmalsgruppe

Mitunter wird der Flysch allein nach sedimentologischen Merkmalen abgegrenzt (BOUMA 1962 [37]; DZUZIŃSKI & WALTON 1965 [107]; DUFF u.a. 1967 [97]). In sedimentologischem Sinne hat man unter Flysch eine mächtige, ausschließlich marine Wechsellagerung zu verstehen, die aus psammitischen und pelitischen Turbiditen sowie geringmächtigen pelagischen²⁾ Sedimenten besteht. Auffällig ist der asymmetrische kleinrhythmische Aufbau des Flysches, der aus der Korngrößenverteilung abzulesen ist (Abb. 3 unten). Die turbiditisch entstandenen Klastika zeigen Gradierung. Diese äußert sich nicht nur in der Abnahme der Korngröße von unten nach oben, sondern auch in der Häufigkeitsverteilung der einzelnen Fraktionen (frequency grading nach VAN DER LINGEN 1969 [227]). Nach oben nimmt der Anteil pelitischer Körnungen zu. Da im variszischen Flysch die Turbidite vorwiegend als Grauwacken vorliegen und damit der Anteil pelitischer Matrix hoch ist, spielt die Häufigkeitsgradierung eine ausschlaggebende Rolle. In Verbindung mit den Turbiditen finden sich auch die von PETTIJOHN & POTTER (1964) [347] beschriebenen primären Sedimentstrukturen.

Die zwischen den Turbiditen eingelagerten pelagischen Sedimente bestehen im mitteleuropäischen Variszikum aus meist unter 1 cm mächtigen, schwarzen bis dunkelgrauen Tonsteinlagen. Sie enthalten die stratigraphisch verwendbaren Fossilien (Goniatiten, Conodonten, Trilobiten). Nicht ganz eindeutig ist die Abgrenzung der pelagischen Feinklastika zu pelitkörnigen Turbiditen. Möglicherweise ist ein beträchtlicher Teil der in Flyschfolgen auftretenden Pelite als feinkörniger Turbidit aufzufassen.

Von der überwiegenden Mehrheit der Flyschspezialisten wird der Flysch als marines Sediment angesehen (BOUMA 1962 [37]; DZUZIŃSKI & WALTON 1965 [107]; CICHA u.a. 1968 [77]; DUFF u.a. 1967 [97]; VASSOJEVIĆ 1951 [507]). Über die Wassertiefe in Flyschbecken bestehen verschiedene Auffassungen. Es überwiegt aber die Vorstellung, daß der Flysch in tieferem bis tiefem Wasser abgelagert worden ist. Für die große Wassertiefe sprechen: Spurenfossilien (parkettierende Fraßspuren nach SEILACHER 1958 [457]), die auch von PFEIFFER (1967) [357] aus dem Variszikum beschrieben wurden; das Fehlen von primären Sedimentstrukturen, die für flaches Wasser oder gar subaerische Entstehung sprechen; Einlagerung oder fazielle Vertretung durch Kieselschiefer. Eventuell können sich variszische Flyschfolgen in kleineren Becken (Vogtland, Görlitzer Schiefergebirge u.a.) unter geringerer Wasserbedeckung gebildet haben, was sich durch eingelagerte Kohlenkalkbänke andeutet.

2) Pelagisch im Sinne von nicht oder kaum terrigen beeinflussten Sedimentationsräumen der Tiefsee

Die Molasse wird folgendermaßen sedimentologisch charakterisiert: Sie kann im Gegensatz zum Flysch polyfaziell zusammengesetzt sein (CICHA u.a. 1968 [77]). Kontinentale und marine Sedimente kommen sowohl nebeneinander als auch übereinander vor. Das kontinentale Faziesensemble gliedert sich in terrestrische, fluviatile, limnische, paralische u.a. Faziesbereiche. Bei vorwiegend klastischem Aufbau unterscheiden sich Molasseprofile von Flyschprofilen dadurch, daß der kleinrhythmische Aufbau fehlt (Abb. 3 oben) (BEAUDOIN u.a. 1972 [57]). Detaillierte Aufnahmen lassen allerdings Großrhythmen erkennen (vgl. GRUMBT u.a. 1972 [157]).

Aus dem Harz haben REICHSTEIN (1965) [38] und in diesem Festband LUTZENS (1972) [23] unterkarbonische Olisthostrome beschrieben (vgl. Abb. 1). Überwiegend kommen Olisthostrome zusammen mit Flysch vor, aber IBBEKEN (1970) [19] gab ein Beispiel für eine resedimentierte alpidische Molasse. Damit sind Olisthostrome kein eindeutiger Hinweis auf Flyschserien. Aus dem Variszikum ist aber bisher keine resedimentierte Molasse bekannt.

2.3. Magmatische Merkmalsgruppe

Flysch ist in der Regel amagmatisch. Eine gewisse Einschränkung ergibt sich durch initiale basische Magmen, die zumindest teilweise gleichzeitig - allerdings räumlich getrennt - mit der Flyschsedimentation aufstiegen (Deckdiabase, vgl. Abb. 1). Das Alter dieser Initialite ist durch zahlreiche Arbeiten (WALLISER 1960 [54]; MEISCHNER & SCHNEIDER 1967 [23]) belegt. Dinant-II-Alter überwiegt. Allerdings stiegen vorher schon und anschließend bis Dinant III beta untergeordnet Magmen auf. Auffälligerweise sind die Diabase des Dinants III alpha und des unteren Dinants III beta vorwiegend intrusiv. Daneben kommen auch noch Tuffe (nach HOSS 1957 [18] Biotit-Quarz-Porphyr-Tuffe) in der elegans-Subzone des Dinants III beta vor (Beddelhäuser Tuff, in KULICK 1960 [21]). Mit Beginn der eigentlichen Flyschsedimentation ist der Deckdiabasvulkanismus in den entsprechenden Arealen aber abgeschlossen. Die Diabasintrusionen treten in Kulmtonschiefern auf, die noch nicht als echter Flysch anzusehen sind. Am ehesten sind sie mit distalem Flysch (siehe unten) zu vergleichen. Sie stellen den Übergang zum Flysch dar. Auch aus dem unteren Kulm des Thüringischen Schiefergebirges sind Keratophyre und Tuffe beschrieben worden (RÖSLER 1960 [40]). Abschließend muß unterstrichen werden, daß der Diabasvulkanismus im wesentlichen mit Beginn der eigentlichen Flyschsedimentation abgeschlossen ist. Die magmatische Tätigkeit während des Molassestadiums (der subsequente Magmatismus STILLES) ist unvergleichlich stärker ausgeprägt als während des Flyschstadiums. Sie ist sogar ein weit verbreitetes Merkmal für Molasseserien.

Die Plutonite intrudierten vorzugsweise in der Zeit zwischen variszischer Hauptfaltung und beginnender Molassebildung und bestehen hauptsächlich aus Granitoiden. Untergeordnet ist der Plutonismus auch noch gleichzeitig mit der Ablagerung der Molassen bemerkbar (z.B. Schellerhauer Granit im Osterzgebirge nach PÄLCHEN & OSSENKOPF 1967 [31]).

Gleichzeitig mit dem Beginn der Molassesedimentation kommt es zur Extrusion subsequenter Vulkanite, die wesentlichen Einfluß auf die Zusammensetzung der intramontanen Molassen haben (als Vulkanite selbst und als Aufarbeitungsprodukte). Das klasti-

sche Material der im Orogen abgelagerten Molassen besteht zu einem hohen Prozentsatz aus aufgearbeiteten Vulkaniten. Somit ist für die Molassen innerhalb des Orogens der Magmatismus ein charakteristisches Merkmal. Die Molasse der variszischen Saumsenke ist ebenso wie der Flysch amagmatisch.

3. Beispiele aus dem mitteleuropäischen Variszikum

Anhand einiger ausgewählter Beispiele aus dem mitteleuropäischen Variszikum wird im folgenden auf die Probleme bei der Unterscheidung von Flysch und Molasse eingegangen. Kaum berücksichtigt werden die Gebiete im Innern des Orogens, in denen die Molasse erst nach längerer Sedimentationspause nach der Hauptfaltung zur Ablagerung kam. Dort ist die Grenze eindeutig festzulegen.

3.1. Grenzziehung zwischen Flysch und Molasse in der Saumsenke des mitteleuropäischen Variszikums

Im Rhenischen Trog der variszischen Geosynklinale ist sehr früh eine für Saumsenken kennzeichnende asymmetrische Faziesverteilung erkennbar. Wie schon durch PAPROTH (1960) [32] beschrieben wurde, ist die Asymmetrie seit dem Dinant III alpha (oberer Teil) vorhanden. In einem Streifen unmittelbar neben dem Liefergebiet, der Mitteldeutschen Schwelle, wurden Flyschsedimente abgelagert, die nach NW durch geringmächtige pelagische Sedimente (Kieselgesteine, Tonsteine) abgelöst werden (vgl. Abb. 4). Im Laufe der Entwicklung wandert der Flyschstreifen mehr oder weniger kontinuierlich nach NW (Abb. 1 u. 2), wobei sich der NW-Rand des Abtragungsgebietes auch nach NW verlagert. Der Sedimentationsraum der pelagischen Sedimente wird allmählich eingeschnürt. Mit Beginn des Namurs (Abb. 4) wird der breite Trog insgesamt in die mächtige klastische Sedimentation einbezogen. Bis jetzt sind keine aus geringmächtigen, pelagischen Gesteinen bestehenden Namurprofile bekannt geworden. Das Namur ist außergewöhnlich mächtig, und auch die Sedimentationsraten sind nach HEDEMANN & TEICHMÜLLER (1971) [16] beträchtlich. Vielleicht kann man aus der gesteigerten Sedimentzufuhr auf die verstärkte tektonische Aktivität während der sudetischen Phase schließen. Die klastische Sedimentation wird im eigentlichen Namurbecken, das aus den nordwestlichen Teilen des durch geringmächtige normalmarine Sedimente ausgezeichneten Dinantbeckens hervorgegangen ist, zunächst durch das Flözleere vertreten (im wesentlichen Namur A und B). Mit der Grenzbank (ROSENFELD 1967 [41]) beginnt das flözführende Namur C. Nach sedimentologischen Gesichtspunkten ist das Flözleere im unteren Teil als typischer Flysch zu betrachten (WACHENDORF 1966 [52]). Auch im Harz (FIGGE 1964 [13]) und auf der Flechtinger Scholle ist das tiefere Namur als Flysch ausgebildet. Im oberen Teil ist es (nahe der Grenze zum Namur C) durch Merkmale charakterisiert, die für Flysch untypisch sind (Schrägschichtung mit Höhen von 10 - 50 cm, fehlender kleinrhythmischer Aufbau). Auch MEISCHNER (1971) [24] legt die Grenze zwischen Flysch und Molasse in das Namur. Den ersten eindeutig nichtmarinen Horizont enthält das Namur C, so daß sich vermutlich der Übergang zwischen Flysch und Molasse innerhalb des Flözleeren vollzieht. Am einfachsten scheint es zu sein, die Grenze an die Unterkante des ersten nichtmarinen Horizontes zu legen. Zum Hangenden hin nimmt der marine Einfluß ständig ab. Der ehemals tiefe Dinanttrog scheint mit dem Namur kompensiert und damit ausgefüllt zu sein. Der asymmetrische Aufbau geht während der Molassesedimentation.

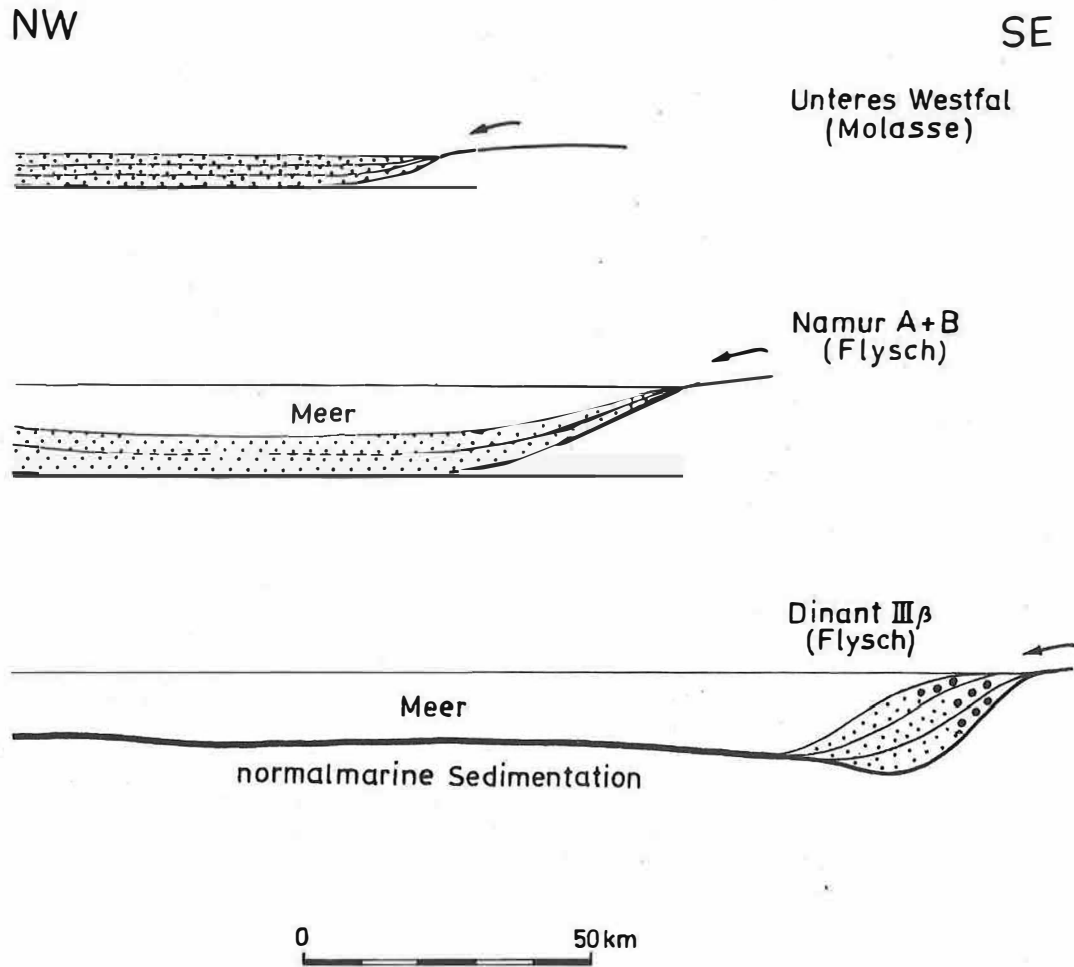


Abb. 4 Schematische Schnittserie des Übergangs von Flysch- in Molasse-sedimentation im Rhenischen Trog (Schnitte überhöht)

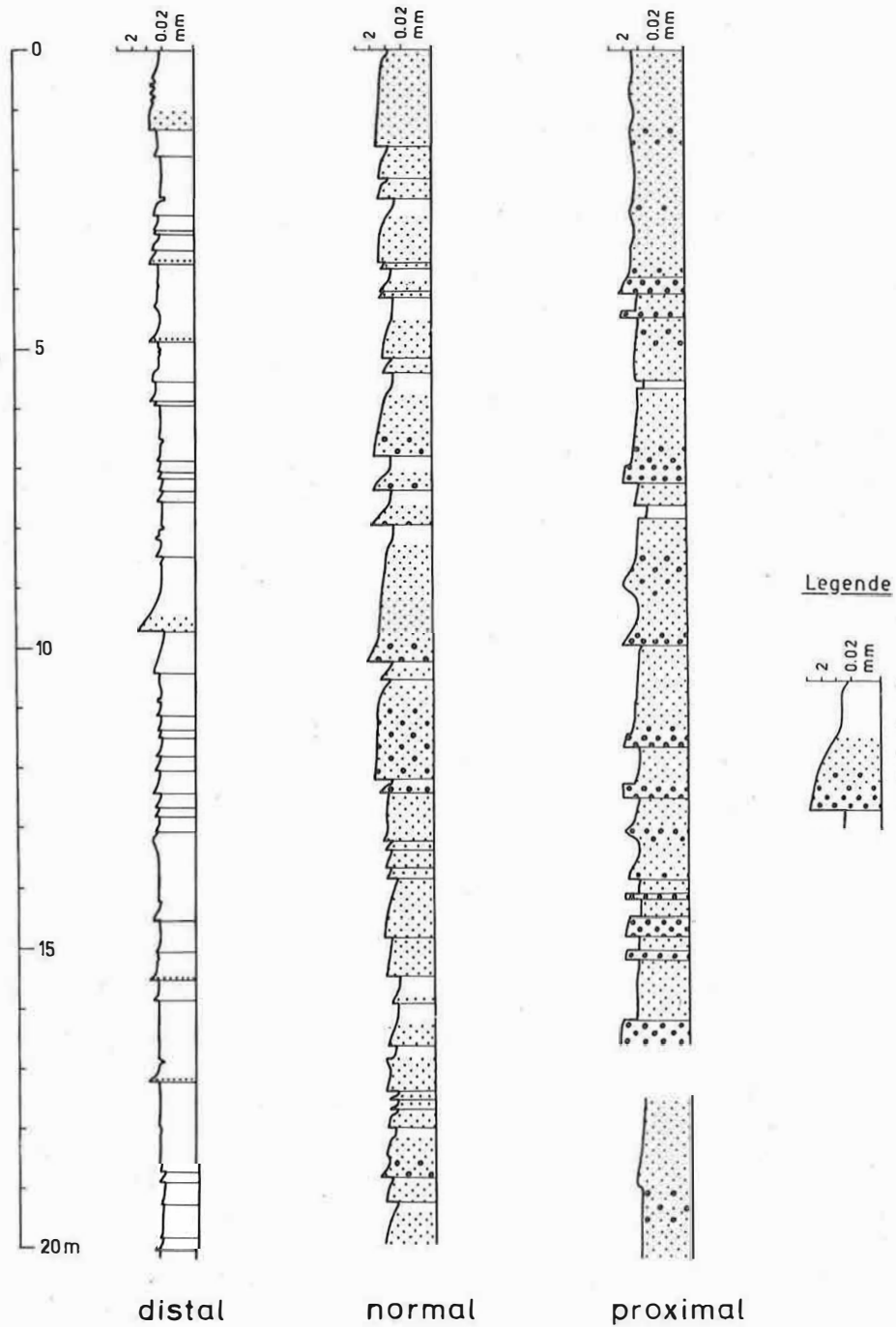


Abb. 5 Fazielle Gliederung von Flyschprofilen der Flechtinger Scholle

Distal - Flachbohrung Grundwiesen nördlich Süplingen; normal - ehem. Steinbruch an der Kirchenruine Nordhusen bei Hundisburg; proximal - Aufschluß an der Alten Elbe in Magdeburg; 1 - Tonstein; 2 - Schluffstein; 3 - Psammit; 4 - konglomeratischer Psammit; 5 - Konglomerat

im wesentlichen verloren. Nach HEDEMANN & TEICHMÜLLER (1971) [16] sind weder die Mächtigkeiten im Molassetrog noch der Anteil an Kohleflözen innerhalb des bis weit in die Nordsee reichenden Karbontroges sehr verschieden. Im Molassestadium scheint somit die Saumsenke nur noch untergeordnete Bedeutung zu besitzen. Das breite Permosilesbecken unterliegt offensichtlich anderen Gesetzmäßigkeiten als Saumsenken.

Eine besondere Frage betrifft das im Dinant durch Kohlenkalk gekennzeichnete Areal. Während des Dinants war es ein Sedimentationsgebiet mit flacher Wasserbedeckung. Mit dem Namur gelangte das ehemalige Kohlenkalkgebiet eher unter kontinentalen Einfluß als das Kulmbecken. Die flözführende Sedimentation begann hier schon im Namur A.

Was die tektonogenetische Beanspruchung anbelangt, so besteht innerhalb der variszischen Saumsenke keine Zäsur zwischen Flysch und Molasse. Die Faltung klingt erst innerhalb der Molassesedimente aus. Sowohl die Flysch- als auch die Molassesedimente enthalten in der Saumsenke keine Magmatite. Dies ist ein Kennzeichen für Saumsenken (STILLE 1930 [48]). Aber es darf nicht ausgeschlossen werden, daß später Saumsenken durch Vulkanite überdeckt werden. Die südliche Verbreitungsgrenze permischer Vulkanite in Norddeutschland (ECKHARDT 1968 [11]) kann nicht als Nordgrenze der variszischen Saumsenke angesehen werden. Weiter nach SE greifen die permischen Vulkanite immer stärker auf das Orogen über (vgl. BENEK u.a. [2] im vorliegenden Festband).

Es ergeben sich in der Saumsenke des variszischen Orogens eine Reihe von Parallelen zwischen Flysch und Molasse. Der Hauptunterschied äußert sich in sedimentologischen Merkmalen. Während Flysch ausschließlich marin entwickelt ist und turbiditische Bänke enthält, beteiligen sich am Aufbau der Molasse auch kontinentale Bildungen, die innerhalb der Molasse nach oben zunehmen. Turbidite treten kaum noch auf. Die Untergrenze der Molasse legt man zweckmäßigerweise an die Unterkante der untersten nichtmarinen Schicht.

3.2. Lateraler Fazieswechsel von Flyschprofilen im Rhenischen Trog

In Abb. 5 sind feinstratigraphische Aufnahmen aus dem Bereich der Flechtinger Scholle zusammengestellt. Entsprechend ihrer Entfernung vom Liefergebiet zeigen die Profile unterschiedliche Ausbildung.

Vorausgesetzt werden muß, daß die einzelnen Profile gleichalt sind, obwohl das für die pelitische Ausbildung im NW nicht nachgewiesen ist. Nur an einzelnen Punkten konnte bisher das Alter faunistisch belegt werden (PFEIFFER 1967 [35]; FREYER u.a. 1970 [14]). Am weitesten im NW ist ein Profil vorhanden, das sich durch Pelitreichtum auszeichnet (ca. 80 % des Gesamtprofils). Der kleinrhythmische Aufbau ist bei überwiegender Körnung um 0,06 mm deutlich, verwischt sich aber bei feineren Körnungen. Die Mächtigkeit der Kleinrhythmen ist geringer als in den südöstlich anschließenden Profilen. Besonders deutlich ist der kleinrhythmische Aufbau im mittleren Profil. Der Pelitanteil ist hier schon schwächer (ca. 40 %).

Auf Grund von Korngrößen und richtungsanzeigenden Sedimentmarken ist das östliche Profil dem Liefergebiet am nächsten akkumuliert worden. Der Pelitanteil (ca. 5 %) hat weiter abgenommen, das Profil erinnert in seiner Ausbildung eher an Molasse als an

Flysch. Schrägschichtung mit Höhen von 10 - 50 cm tritt auf. Die Konglomerate und konglomeratischen Grauwacken kommen nesterförmig vor oder durchkreuzen die Psammitbänke. Von DŽUŽIŃSKI & WALTON (1965) [10] werden derartige Profile als "Fluxoturbitide" bezeichnet. Der Verf. zieht aber den von WALKER (1967) [53] verwendeten Begriff "proximale Flyschausbildung" vor, da damit das gesamte Schichtprofil erfaßt wird. Konträr hierzu steht die distale pelitreiche Flyschausbildung; der normale Flysch vermittelt zwischen beiden. Trotz der sedimentologisch abnormen Entwicklung muß die proximale Ausbildung noch als Flysch bezeichnet werden, da noch keine kontinentalen Einlagerungen vorhanden sind. Proximaler Flysch ist außer aus dem beschriebenen Beispiel der Flechtinger Scholle (bei Magdeburg) auch aus dem Oberharz (SW-Teil der Sösemulde) und vom Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges (bei Niederwerbe z.B.) bekannt.

Verfolgen wir die Flyschsedimente weiter in Richtung Liefergebiet, so gehen sie in kontinentale Bildungen über. Wenn diese kontinentalen Sedimente außerdem diskordant über gefaltetem Grundgebirge liegen, so werden sie allgemein als Frühmolasse bezeichnet. Als Beispiel sei die Frühmolasse von Borna-Hainichen genannt (Dinant III beta). Der Verf. möchte auch das Dinant von Doberlug-Kirchhain hierzu rechnen (vgl. Abschnitt 3.3.).

3.3. Formationelle Stellung des Dinants von Doberlug-Kirchhain

Im folgenden werden sowohl der stratigraphische Aufbau des Dinants von Doberlug-Kirchhain als auch seine Beziehungen zum Liegenden und Hangenden nach NÖLDEKE (1969) [30] und BRAUSE (1969) [4] skizziert.

Känozoikum

Göllnitzer Schichten, kalkige Schluffsteine, rotgefärbt mit eingelagerten oolithischen Kalken, 265 m scheinbare Mächtigkeit, nur östlich des Verbreitungsgebietes des Dinants von Doberlug-Kirchhain erbohrt, sie umfassen nach BRAUSE (1969) [4] stratigraphisch Dinant III beta, oberer Teil;

Dinant von Doberlug-Kirchhain, umfaßt Dinant III alpha (faunistisch durch WEFER 1965 [55] und floristisch durch DABER 1959 [8] belegt), läßt sich nach NÖLDEKE [30] untergliedern in

Werenzhainer Schichten, bis 380 m mächtig, Konglomerate mit Grauwacken-, Sandstein- und Hornsteingeröllen;

Kirchhainer Schichten, 88 - 150 m mächtig, Aufeinanderfolge Konglomerat - Grauwacke - Schiefertone - Kohle ist mehrfach entwickelt;

Doberluger Schichten, 25 - 150 m mächtig, vorwiegend Grauwacken, mit Kohlen, der marine Einfluß läßt nach;

Finsterwalder Schichten, Kalkgrauwacken mit Kohlenkalkfauna, untergeordnet oolithische Kalke;

Hauptdiskordanz

Kambrium, faunistisch belegt, intensiv gefaltet.

Während NÖLDEKE (1969) [30] und KATZUNG (1970) [20] Flysch im weiteren Sinne annehmen, halten VON BUBNOFF (1948) [5] und SCHWAB (1970) [44] die Ablagerungen von Doberlug-Kirchhain für Frühmolassen. SCHROEDER (1968) [43] stellt beide Anschauungen gegenüber. Der Verf. schließt sich der Molassedeutung an. Die Gründe hierfür werden im folgenden kursorisch angeführt.

Das Dinant von Doberlug-Kirchhain ist praktisch ungefaltete. Ein Deformationsunterschied zwischen dem Dinant von Doberlug-Kirchhain und den Göllnitzer Schichten wird von BRAUSE (1969) [4] angegeben; er dürfte aber nur unbedeutend sein. Eindeutig ist dagegen die Diskordanz im Liegenden des Unterkarbons, deren Alter allerdings nicht festzulegen ist; frühvariszisches Alter kann aber nicht ausgeschlossen werden. Die schwache Deformation des Dinants wird auch durch den Kaolinitgehalt (bis 26 %) (STARKE 1970 [47]) angezeigt. Nach KUEBLER (1972) [59] spricht das auch für Molasse.

Sedimentologisch handelt es sich um ein Molassesediment mit unregelmäßiger Korngrößenverteilung, eingelagerten Kohleflözen und anderen nichtmarinen Horizonten. Der im Unterkarbon eingelagerte Kohlenkalk (Mittlere Finsterwalder Schichten nach NÖLDEKE 1969 [30]) ist mit entsprechenden Schichten des Görlitzer und Vogtländischen Schiefergebirges altersmäßig und faziell zu parallelisieren. Das darf aber bei der formationellen Interpretation des Unterkarbons von Doberlug-Kirchhain nicht überbewertet werden. Der Kohlenkalk des Görlitzer und des Vogtländischen Schiefergebirges ist selbst eine für Flysch etwas abnorme Erscheinung. Diese relativ kleinen Sedimentationsbecken im SE der Mitteldeutschen Schwelle waren vermutlich zeitweise sehr flach, so daß sich Kohlenkalklagen bilden konnten. - Die im Dinant von Doberlug-Kirchhain eingelagerten Andesite sprechen eher für Molasse als für Flysch.

Somit ist es wahrscheinlicher, daß das Unterkarbon von Doberlug-Kirchhain ein Molassesediment ist. Es bildete sich gleichzeitig mit Flyschfolgen im Rhenischen Trog und kleinen Trögen südöstlich der Mitteldeutschen Schwelle und kann daher auch als Frühmolasse bezeichnet werden.

Ähnliche Verhältnisse scheinen im Unterkarbon von Delitzsch (NW Leipzig) vorzuliegen. EISSMANN (1970) [27], der sich auf einen unveröffentlichten Bericht von MEISSNER bezieht, schreibt von limnisch-fluviatilen Frühmolassesedimenten, die durch über 400 m mächtige, mittelsteil einfallende, aber ungeschieferte graue Sandsteine, Tonsteine, porphyrführende Konglomerate mit Tufflagen und unbauwürdigen Anthrazitflözen vertreten werden. Das Alter ist mit Dinant III beta angegeben.

4. Schlußfolgerungen

"Flysch" und "Molasse" sind formationelle Begriffe, die jeweils ein ganz bestimmtes Krustenstadium widerspiegeln. Indirekt lassen sich die Krustenstadien aus den Gesteinsfolgen ablesen, wobei zahlreiche Merkmale berücksichtigt werden müssen, die zu Merkmalsgruppen zusammenzufassen sind. Daraus erklärt sich auch der komplexe Charakter beider Begriffe. Nicht selten liefern die einzelnen Merkmale oder Merkmalsgruppen unterschiedliche Aussagen, so daß anhand eines einzigen Merkmals keine Schlußfolgerungen gezogen werden dürfen. Tritt z.B. innerhalb der Geosynklinalentwicklung eine zeitweilige Heraushebung eines Teils der Geosynklinale ein, so darf keineswegs

von Molasse gesprochen werden, obwohl das kontinentale Milieu daran erinnert. Tektonogenetische und magmatische Merkmale sprechen eindeutig dagegen. Die Abgrenzung beider Formationen stößt auf Schwierigkeiten, da nicht immer scharfe Grenzen existieren. Außerdem spielt die geologische Position innerhalb des Orogens eine ausschlaggebende Rolle, was sich darin ausdrückt, daß es in der Saumsenke zwischen Flysch und Molasse zahlreiche Parallelen gibt.

Ein terminologisches System ähnlich dem von SEILACHER (1967) [46] aufzubauen, hält der Verf. nicht für sinnvoll; die in diesem Aufsatz verwendeten Merkmalsgruppen mit all ihren Merkmalen sind nicht genügend auf ihre Relevanz untersucht. Außerdem ist nicht auszuschließen, daß noch weitere Merkmale berücksichtigt werden müssen.

Für die Saumsenke des variszischen Orogens ergibt sich folgendes Bild: Das Flyschbecken kann man sich als einen nicht kompensierten Trog vorstellen, die Absenkung war größer als die Sedimentzufuhr. Unbewiesen ist allerdings, ob die hohen Flyschmächtigkeiten nahe dem Liefergebiet einer maximalen synsedimentären Absenkung entsprechen. Die asymmetrische Faziesverteilung ist auch ohne synsedimentäre Absenkung möglich, wenn das tiefe Flyschbecken nach und nach ausgefüllt wird. Am Ende der Flyschentwicklung wird besonders viel Abtragungsschutt angeliefert, der auf verstärkte tektonische Unruhe, eventuell auch auf eine tektonische Phase, hinweist. Damit wird die Trogab-senkung durch Sedimente kompensiert, das Molassestadium ist erreicht. Der Sedimentationsraum gelangt zunächst nur zeitweilig, später aber vollständig in kontinentales Milieu.

Der Übergang in das Molassestadium erfolgt in der Saumsenke und angrenzenden Gebieten nicht gleichzeitig. Im Kohlenkalkareal beginnt die Molasse meist nach einer kurzen Sedimentationsunterbrechung schon im Namur A, im Ruhrgebiet, d.h. in der eigentlichen Saumsenke, erst im Namur C. Bei besonders lang andauernder Absenkung kann das Molassestadium auch noch später einsetzen. Dieses Problem ist von außerordentlicher Bedeutung, denn erst in der Molasse finden sich die Lagerstätten (Kohlen, Edukte für Kohlenwasserstoffe), der Flysch ist steril. Nach jetzigem Kenntnisstand ist die Frage nach der Saumsenke des variszischen Orogens zu präzisieren. Es geht nicht schlechthin um die Lage der Saumsenke, sondern um die der mit Molassesedimenten gefüllten Saumsenke, soweit eine solche überhaupt noch existiert oder existiert hat. Das Oberkarbon Nordwestdeutschlands zeigt nur noch undeutlich Merkmale einer Saumsenke. Somit beginnt die Saumsenkenentwicklung während des Flyschstadiums (Dinant III alpha, oberer Teil), sie endet in der Anfangszeit des Molassestadiums.

Im mitteleuropäischen Variszikum ist Flysch demnach ein marines, meist im Tiefwasser turbiditisch entstandenes, mächtiges, in der Regel vulkanitfreies, klastisches Gesteinspaket, das tektogenetisch noch beansprucht ist. Molasse ist dagegen ein polyfazial zusammengesetztes, marines oder kontinentales, wenn subaquatisch dann unter Flachwasserbedingungen entstandenes Sedimentpaket, in dem Vulkanite - die Saumsenke ausgenommen - eine wichtige Rolle spielen. Die Hauptfaltung ist in dem betreffenden Gebiet schon abgeschlossen. Besteht ein kontinuierlicher Übergang von Flysch in Molasse, so sollte zumindest der unterste kontinentale Horizont schon zur Molasse gerechnet werden.

5. Zusammenfassung

Zunächst wird auf die Merkmalsgruppen und ihre einzelnen Merkmale eingegangen, die bei der Kennzeichnung von Flysch und Molasse berücksichtigt werden müssen (Tektogenese, Sedimentation, Magmatismus). Anschließend wird anhand von Beispielen aus dem mitteleuropäischen Variszikum auf den komplexen Charakter der Begriffe "Flysch" und "Molasse" hingewiesen:

- In der Saumsenke vollzieht sich der Übergang zwischen Flysch und Molasse kontinuierlich. Beide zeigen zahlreiche Ähnlichkeiten miteinander (Liefergebiet, asymmetrische Faziesverteilung, fehlenden Vulkanismus). Der Hauptunterschied äußert sich in den sedimentologischen Merkmalen.
- Im Rhenischen Trog lassen sich die Flyschprofile faziell gliedern (distal bis proximal). Bei proximaler Ausbildung gibt es Ähnlichkeiten mit Molassen (undeutliche Gradierung, großmaßstäbliche Schrägschichtung).
- Das Dinant von Doberlug-Kirchhain wird als Molasse gedeutet, weil es sich sedimentologisch um Molasse handelt, die tektonische Deformation ebenso gering ist wie im Permosiles anderer Gebiete und weil die eingelagerten Andesite für Molasse sprechen.

Abschließend wird im Rahmen der Schlußfolgerungen vorgeschlagen, bei kontinuierlichem Übergang zwischen Flysch und Molasse die Molasse zumindest mit dem ersten nicht-marinen Horizont beginnen zu lassen. Was die Fortsetzung der wirtschaftlich wichtigen variszischen Saumsenke nach NE anbelangt, so muß die Frage präzisiert werden. Es geht nicht um die Saumsenke an sich, sondern um das Molassebecken, in dem sich Kohlen bilden konnten. Die Saumsenke existierte schon am Ende des Flyschstadiums (seit Dinant III alpha, oberer Teil) und beendete ihre Entwicklung in der Anfangszeit des Molassestadiums.

Literatur

- [1] AUBOUIN, J. Geosynclines. Developments in geotectonics 1. Amsterdam: Elsevier 1965
- [2] BENEK, R.; u.a. Zur strukturellen Stellung des Magmatismus der Subsequenzperiode im DDR-Anteil der mitteleuropäischen Varisziden.
Im vorliegenden Festband
- [3] BOUMA, A.H. Sedimentology of some Flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier 1962
- [4] BRAUSE, H. Das verdeckte Altpaläozoikum der Lausitz und seine regionale Stellung.
Abh. dt. Akad. Wiss., Kl. Bergbau ... 1968 (1969) 1, 143 S.
- [5] BUBNOFF, S. VON Über die geologische und tektonische Stellung des Steinkohlenvorkommens von Dobrilugk.
Unveröff. Bericht, Univ. Greifswald 1948
- [6] BUBNOFF, S. VON Einführung in die Erdgeschichte.
Berlin: Akademie-Verlag 1956

- [7] CICHA, I.; u.a. Problems of Flysch and Molasse complexes. XXIII. Sess. internat. geol. Congr. Prague, Guide Exc. 26 AC (1968)
- [8] DABER, R. Die Mittel-Visé-Flora der Tiefbohrungen von Doberlug-Kirchhain. Geologie, Beih. 26 (1959), 83 S.
- [9] DUFF, P.McL.; HALLAM, A.; WAITON, E.K. Cyclic sedimentation. Developments in Sedimentology 10. Amsterdam: Elsevier 1967
- [10] DZUŻIŃSKI, ST.; WAITON, E.K. Sedimentary features of Flysch and Greywackes. Developments of Sedimentology 7. Amsterdam: Elsevier 1965
- [11] ECKHARDT, F.-J. Vorkommen und Petrogenese spilitisierter Diabase des Rotliegenden im Weser-Ems-Gebiet. Geol. Jb. 85 (1968), S. 227-264
- [12] EISSMANN, L. Geologie des Bezirkes Leipzig. eine Übersicht. Natura regionis Lipsiensis (1970) 1 u. 2
- [13] FIGGE, K. Das Karbon am Nordwestende des Harzes. Geol. Jb. 81 (1964), S. 771-808
- [14] FREYER, G.; HOTH, K.; RICHTER, H. Neue Fossilfunde im Magdeburg-Flechtlinger Kulm (Flechtlinger Höhenzug). Geologie 19 (1970), S. 390-397
- [15] GRUMBT, E.; u.a. Zur Sedimentation und Tektonik in der tieferen und höheren Molasse der Varisziden Mitteleuropas. Im vorliegenden Festband
- [16] HEDEMANN, H.-A.; TEICHMÜLLER, R. Die paläogeographische Entwicklung des Oberkarbons. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 19 (1971), S. 129 bis 142
- [17] HELMUTH, H.J. Zur Unterkarbon-Stratigraphie der Tanner Grauwacke des Harzes. Geologie 12 (1963), S. 1138-1148
- [18] HOSS, H. Untersuchungen über die Petrographie kulmischer Kiesel-schiefer. Beitr. Min. Petr. 6 (1957), S. 59-88
- [19] IBBEKEN, H. Das Ligurische Tongriano, eine resedimentierte Molasse des Nordapennins. Geol. Jb., Beih. 93 (1970)
- [20] KATZUNG, G. Das Permosiles im Südtteil der Deutschen Demokratischen Republik. Ein Überblick. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 15 (1970), S. 7-27
- [21] KULICK, J. Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kulmsedimente im Eder-Gebiet des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 3 (1960) 1, S. 243-288
- [22] LINGEN, G.J. VAN DER The turbidite problem. New Zealand J. Geol. Geophys. 12 (1969), S. 7-50

- [23] LUTZENS, H. Zum Baustil des Unter- und Mittelharzes auf der Grundlage neuer stratigraphisch-fazieller Untersuchungen.
Im vorliegenden Festband
- [24] MEISCHNER, D. Clastic sedimentation in the Variscan geosyncline east of the River Rhine. In: Sedimentol. parts of Central Europe, Guidebook.
VIIIth internat. sediment. Congr. Heidelberg (1971), S. 9-43
- [25] MEISCHNER, D.; SCHNEIDER, J. Art und Alter des Deokdiabasvulkanismus im Kellerwald.
Geologie 16 (1967), S. 5-28
- [26] MEISSNER, B. Diagenese und Metamorphose des Vor- und Altpaläozoikums im Raum Leipzig.
Vortragsreferat zur Tagung "Alt- und Vorpaläozoikum des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges unter besonderer Berücksichtigung des Metamorphosegrades", S. 16, Berlin 1970
- [27] MEYER, O. Zur Stratigraphie der Hainlohener Schichten.
Ber. geol. Ges. DDR 2 (1957), S. 233-241
- [28] MICHAJLOV, A.E. Hauptentwicklungsetappen der Karpatenvorsenke [Russ.].
Bjull. mosk. Obsč. Ispyt. Prir. Otd. Geol. 26 (1951)
- [29] MURAWSKI, H. Geologisches Wörterbuch.
Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag 1972
- [30] NÖLDEKE, W. Das Obervisé von Doberlug-Kirchhain.
Z. angew. Geol. 15 (1969), S. 600-603
- [31] PÄLCHEN, W.; OSSENKOPF, P. Über das relative Alter des Schellerhauer Granitmassivs und seiner Varietäten.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. B 12 (1967), S. 359-371
- [32] PAPROTH, E. Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs, Stand der Untersuchungen und offene Fragen.
Fortsohr. Geol. Rheinld. u. Westf. 3 (1960) 1, S. 385-422
- [33] PAPROTH, E. Die Parallelisierung von Kohlenkalk und Kulm.
Compte Rendu 6^e Congr. internat. Stratigr. Géol., Carbonif. Sheffield, II (1967), S. 279-292
- [34] PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E. Atlas and glossary of primary sedimentary structures
Berlin usw.: Springer-Verlag 1964
- [35] PFEIFFER, H. Der Magdeburg-Flechtlinger Kulm und seine stratigraphische und regionale Stellung.
Geologie 16 (1967), S. 781-790
- [36] PFEIFFER, H. Die Spurenfossilien des Kulm und Devon der Frankenvälder Querzone (Thüringen).
Jb. Geol. 2 (1968), S. 651-717
- [37] PIETZSCH, K. Geologie von Sachsen.
Berlin: Akademie-Verlag 1962
- [38] REICHSTEIN, M. Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz.
Geologie 14 (1965), S. 1039-1076

- [39] RICHTER, M. Beginn und Ende der Flyschsedimentation.
N. Jb. Geol. Paläont., Mh. (1970), S. 225-234
- [40] RÜSLER, H.-J. Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen.
Freib. Forsch.-H. C 92 (1960), S. 1-275
- [41] ROSENFELD, U. Zur Stratigraphie der Kaisbergsschichten (Oberes Namur) im Ruhrkarbon.
Geol. Rdsch. 56 (1967), S. 494-520
- [42] SCHNEIDER, H. Teilprofile der Kulmstufe III (Visé) im Innerste-Tal bei Clausthal und Lautenthal (Oberharz).
Roemeriana 1 (Dahlgrün-Festschrift) (1954), S. 103 bis 132
- [43] SCHROEDER, E. Variszische Gebirgsbildung. In: Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik, Bd. 1, S. 238-261.
Berlin: Akademie-Verlag 1968
- [44] SCHWAB, M. Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im Permo-siles Mitteleuropas.
Ber. dt. Ges. geol. Wies. A 15 (1970) 1, S. 29-45
- [45] SEILACHER, A. Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse.
Ecl. geol. Helv. 51 (1958), S. 1061-1078
- [46] SEILACHER, A. Tektonischer, sedimentologischer oder biologischer Flysch?
Geol. Rdsch. 56 (1967), S. 189-200
- [47] STARKE, R. Verteilung und Faziesabhängigkeit der Tonminerale in den geologischen Systemen.
Freib. Forsch.-H. C 254 (1970), S. 1-185
- [48] STILLE, H. Die subvariszische Vortiefe.
Z. dt. geol. Ges. 81 (1930), S. 339-354
- [49] STUDER, B. Remarque géognostique sur quelques parties de la chaîne septentrionale des Alpes.
Ann. Soc. Hist. nat. Paris (1827), S. 5-47
- [50] VASSOJEVIČ, N.B. Bildungsbedingungen des Flysches.
Leningrad: Gostoptechizdat 1951
- [51] WACHENDORF, H. Das Devon und Karbon der Sieber Mulde (Harz).
N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 126 (1966), S. 183 bis 203
- [52] WACHENDORF, H. Wesen und Herkunft der Sedimente des Westfälischen Flözleeren.
Geol. Jb. 82 (1966), S. 705-754
- [53] WALKER, R.G. Turbidite sedimentary structure and their relationship to proximal and distal depositional environments.
J. sediment. Petrol. 37 (1967), S. 25-43
- [54] WALLISER, O.H. Zum Alter des jüngsten Diabas-Vulkanismus in der Lahn- und Dillmulde.
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 3 (1960) 1, S. 229-242

557 WEYER, D. Zum Alter des Kohlenkalkes an der Basis des Unterkarbons (Dinant) von Doberlug-Kirchhain. Geologie 14 (1965), S. 106-109

567 WUNDERLICH, H.G. Maß, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges, Ruhrkarbons und Harzes. Geol. Rdsch. 54 (1964), S. 861-882

577 BEAUDOIN, B.; u.a. Flysch et molasse, approche Sédimentologique. Bull. Soc. géol. France, 7^e série, 12 (1972) 4, S. 664-672

587 DEBELMAS, J. La position des formations de type flysch dans le développement orogénique des chaînes méditerranéennes. Bull. Soc. géol. France, 7^e série, 12 (1972) 4, S. 595-598

597 KÜBLER, B. La composition des fractions fines et la distinction flysch - molasse dans le domaine alpin et périalpin. Bull. Soc. géol. France, 7^e série, 12 (1972) 4, S. 599-602

Zum Baustil des Unter- und Mittelharzes auf der Grundlage
neuer stratigraphisch-fazieller Untersuchungen

Von HELMUT LUTZENS, Halberstadt

1. Zur stratigraphisch-faziellen und vulkanogenen Entwicklung der variszischen Geosynklinale im Bereich des Harzes

In der Harzgeröder und Blankenburger Zone (Abb. 1) sind als Ältestes bisher silurische Tonschieferschollen und Bandkalke bekannt geworden (DAHLGRÜN 1923 [47]; SCHRIEL 1954 [53]; ROTH 1954 [47]; PATZELT 1954/55 [36]; KRAATZ 1959 [22]; STRING 1969 [64]). Die Verbreitung von devonischen und dinantischen Schichten ist im Vergleich zu silurischen in der Harzgeröder Zone weitaus größer. Die innerhalb der Harzgeröder und Blankenburger Zone stellenweise gehäuft vorkommenden Herzynkalke sind die fossilreichsten Schichtglieder. Sie waren bislang für die stratigraphische Einstufung der sie einschließenden Schieferserien bestimmend (vgl. SCHRIEL 1954 [53]; REICHSTEIN 1962 [41]). Durch neuere Untersuchungen konnte festgestellt werden, daß sich die Herzynkalke ebenso wie viele andere Gesteinskomplexe als Olistholithe auf sekundärer Lagerstätte befinden (s. unten). Die Faziesabfolge der Herzynkalke im Unter- und Mitteldevon des Harzes hat RUCHHOLZ (1964) [48] ausgezeichnet charakterisiert. Ihre Entwicklung kann sich danach nur in Gebieten mit Untiefen vollzogen haben, also auf Schwellen oder an deren Abhängen.

Die Herzynkalke repräsentieren jedoch nur eine der zahlreichen devonischen Faziesvarianten des Harzes. Die reichlich Diabas und Diabastuff führenden parautochthonen Stieger Schichten haben ihre Hauptverbreitung in den randlichen Teilen der Südharz- und Selkemußmulde (GALLWITZ 1958 [10]; KNEIDL & WILD 1969 [20]; WILD 1970 [67]; DAMM 1960 [8]; MEYER 1957 [33]; WACHENDORF 1968 [65]) und in der Grünschieferzone der Metamorphen Zone im SE-Harz (MEISSNER 1959 [32]; REICHSTEIN 1964 [42]; FRANZKE 1969 [9]).

Eine besondere fazielle Entwicklung liegt in der nördlichen Blankenburger Zone mit der Flinzfazies der Wernigeröder Schichten vor. Über mitteldevonischem Flinz folgen Adorf-Kieselschiefer und darüber im höheren Oberdevon nochmals Flinzkalke (LUTZENS 1959 [27]; SCHLEGEL 1961 [51]; GRABERT 1949, 1962 [14, 15]; RABITZSCH 1967 [37]).

Der Elbingeröder Komplex bildet vom Mitteldevon an bis ins Dinant hinein ein Gebiet mit einer faziellen Sonderentwicklung (ZÖLLICH 1939 [69]; KRZYWICKI 1954 [25]; REICHSTEIN 1959 [39]). Mit einer Serie submariner Tuffe, Spilite und Keratophyre bereits in Eifeltonschiefern beginnend (BORS DORF 1971 [2]; LUTZENS 1969 [29]), erreichen die vulkanogenen Bildungen des variszischen initialen Magmatismus mit Spilit-Keratophyr-Ergüssen und beträchtlicher Tuffförderung Mächtigkeiten bis über 1000 m. Die Tonschiefersedimentation wurde völlig unterdrückt. Diese heterogen auf-

gebaute "Schalstein-Serie" wird im Komplexzentrum von bis zu 500 m mächtigen massigen, korallenreichen Kalksteinen (Stringocephalen- und Iberger Kalk) überlagert, während in den Randbereichen diese Position ein relativ geringmächtig entwikelter Eisenerzhorizont einnimmt. Im höheren Oberdevon ist die markante Faziesdifferenzierung dieses vergleichsweise schmalen Geosynklinealabschnittes durch eine unvollständig und geringmächtig entwikelte Sedimentation von Clymenien-Kalken und Buntschiefern gekennzeichnet (ZÖLLICH 1939 [69]; KRZYWICKI 1954 [25]; REICHSTEIN 1955-1964 [38-43]; WEYER 1968 [66]; LUTZENS 1969 [29]).

Auf die kieseligen Bildungen des Oberdevons I - II alpha folgen außerhalb des Elbingeröder Raumes Tonschiefer im Oberdevon II - III. Während im SE-Harz diese feinklastische Sedimentation in der größeren der Flyschfazies des höheren Oberdevons (= Südharz-Selke-Grauwaaken) weitergeht (HELMUTH 1963 [16]; RUCHHOLZ & WARNCKE 1963 [50]; HOTH 1957 [18]; KNEIDL & WILD 1969 [20]; STEINER 1959, 1963 [61, 62]), folgte im Mittelharz eine Beckenvertiefung mit der Bildung dunkler Tonschiefer (Rußschieferotyp). Durch die Thermaltätigkeit des erneut einsetzenden Vulkanismus wurde die sapropelische Sedimentation der Ahrendfeldserie im Elbingeröder Komplex allmählich durch Lyditlagen abgelöst. Darauf folgte die überwiegend vulkanogene Büchenbergserie mit Kristalltuffen, Tuffiten, Sillikolithen, Wetz- und Tonschiefern. Intrusionen zahlreicher Diabase, die in diese Schichten zusätzlich eindringen, wurden bereits von der Hauptfaltung betroffen. Erst nach der letzten Kieselschieferbildung folgte im Dinant II die feinklastische Sedimentation der Kulmtonschiefer (Elbingerode, Wernigerode, Oberharz) (REICHSTEIN 1955-1964 [38-43]; ZÖLLICH 1939 [69]; LUTZENS 1969 [29]). Sie wurde im Dinant III durch die Flyschfazies der Kulmgraawaaken abgelöst, die den Höhepunkt und das Ende der relativ ruhig ablaufenden grobklastischen Sedimentation im höheren Dinant III darstellen. Die ebenfalls grobklastischen Sedimente der Tanner Grauwacke im Grenzbereich Unterharz/Mittelharz dürften im Zeitraum vom höchsten Oberdevon bis Dinant III alpha geschüttet worden sein (REICHSTEIN 1961 [40]; HELMUTH 1963 [17]). Sie stellen sowohl zeitlich als auch räumlich das Bindeglied der drei Grauwackenkomplexe dieses Raumes dar.

In der Bohrung Götzenteiche ist unterhalb 1 200 m eine ca. 300 m mächtige Flyschfolge erbohrt worden, die faziell und altersmäßig sowohl zur Tanner Grauwacke als auch zu den jüngsten Gliedern der Südharz-Selke-Grauwaaken Beziehungen aufweist (Abb. 2 u. 3). Diese Altersstellung entspricht der räumlichen Lage inmitten der Harzgeröder Zone vollkommen (LUTZENS 1969 [29]).

2. Die Olisthostrome des Harzes und deren stratigraphische Stellung

In jüngster Zeit sind sowohl in der Harzgeröder Zone als auch im Mittelharz in weiter Verbreitung Olisthostrome bekannt geworden. Erstmals hat REICHSTEIN (1965) [44] in der Harzgeröder Zone derartige Bildungen erkannt und beschrieben. - Auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Götzenteiche in der Harzgeröder Zone und mehrerer Bohrungen in der Umgebung des Elbingeröder Komplexes gelang es LUTZENS (1969) [29], im Vertikalprofil das "Umstapelungsprinzip" in den Olisthostromen zu erkennen (Abb. 3). Durch Geländebefunde ließen sich die an Bohrkernen gewonnenen Erkenntnisse weitgehend bestätigen und ergänzen.

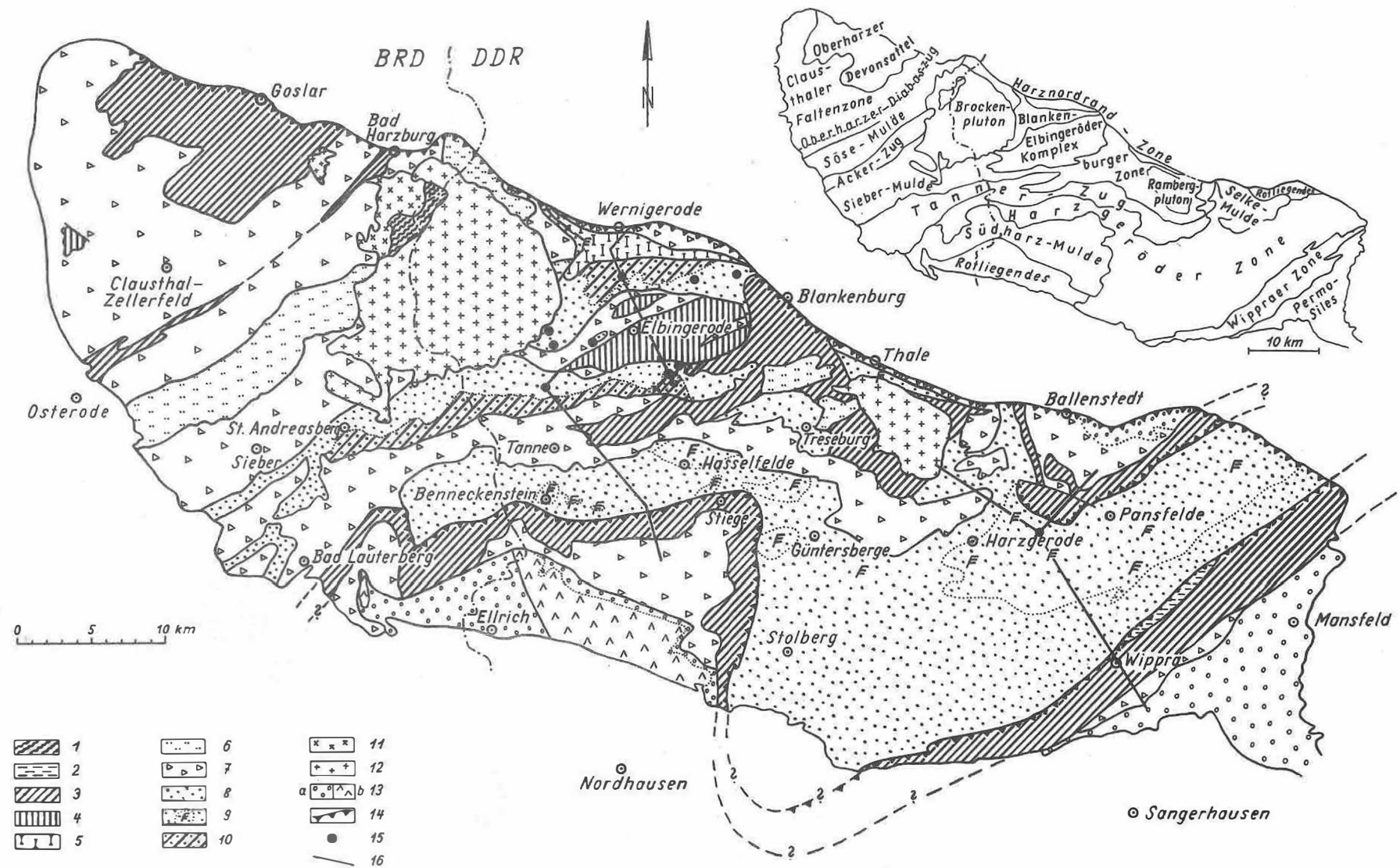


Abb. 1 Geologische Übersichtskarte des Harzes

1 - Eckergneis; 2 - Tonschiefer mit Kalkbänken, Silur der Metamorphen Zone von Wippra (= Zone 2); 3 - Schieferserien des Unter- bis Oberdevons mit Einlagerungen von Diabasen, Tuffen, Tuffiten und Quarziten, z.T. Grauwacken; 4 - Vulkanite, Massenkalk und Eisenerz des Givets bis Oberdevons (Elbingeröder Komplex u. Iberg); 5 - Flinzfazies der Wernigeröder Schichten (Mittel- bis Oberdevon); 6 - Acker-Bruchberg-Quarzit (Dinant) und Quarzitfolgen in der Blankenburger Zone (Mitteldevon); 7 - Flysch und Vorflysch (Oberdevon bis Dinant, im NW bis Siles); 8 - Rutschmassen des höheren Dinants; 9 - Gebiete mit flächenhafter Verbreitung von teilweise größeren Silurschollen im Bereich der Rutschmassen; 10 - Tonschiefer mit mächtigen Diabaslagern als Schollen über Rutschmassen in der Blankenburger Zone; 11 - Harzburger Gabbro; 12 - Granitplutone des Brockens und des Rambergs; 13 - Permo-Siles, a) sedimentäre Folge, b) Vulkanite; 14 - wichtige Störungslinien bzw. -zonen; 15 - Bohrungen, die Rutschmassen erteuft haben; 16 - Lage der Profile, Abb. 5 u. 6.

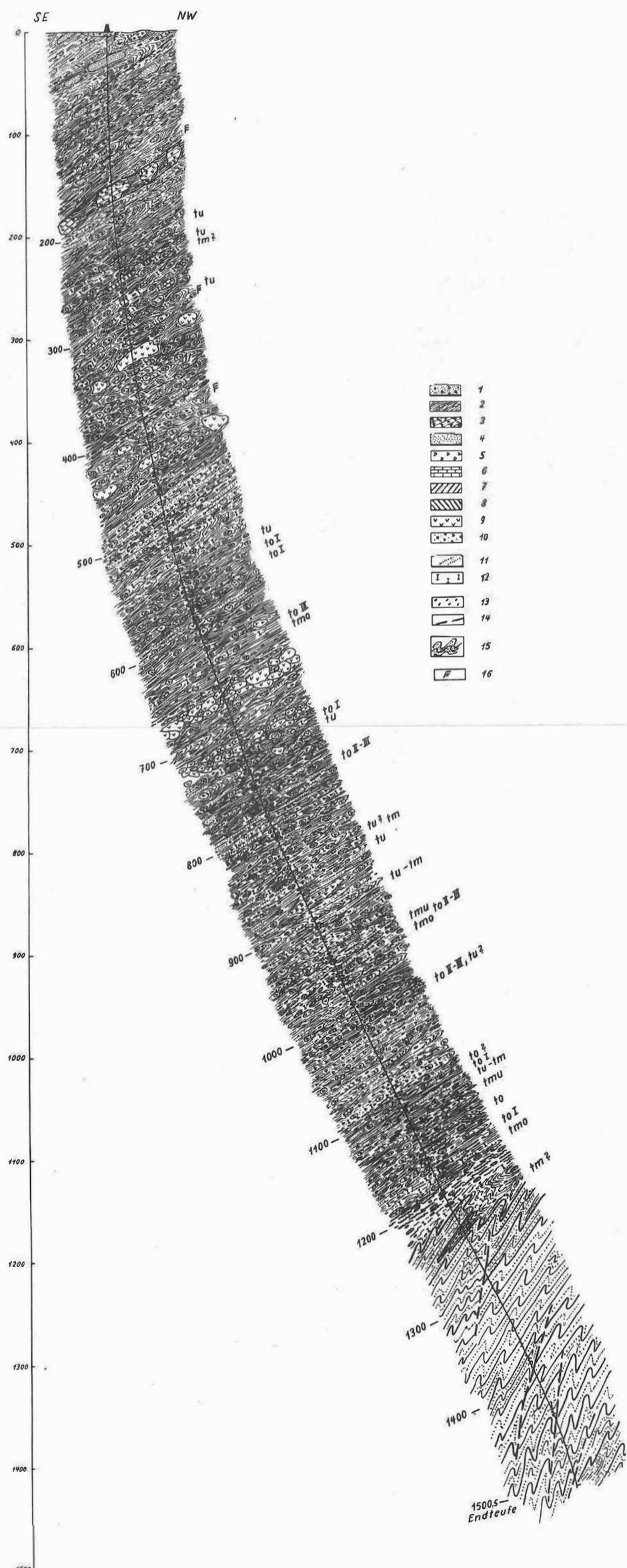


Abb. 2

Geologisches Strukturprofil der Bohrung Götzenteiche (unter Berücksichtigung der Bohrlochabweichung in eine Schnittebene von etwa 343^g projiziert)

1 - Quartär des Leinetales; 2 bis 13 - Rutschmassenserie des Harzgeröder Olisthostroms: 2 - Tonschiefer; 3 - schwarze geschieferte Grauwacken; 4 - Quarzit; 5 - Grauwacke; 6 - Kalkstein (Herzynkalke, Flinzkalke); 7 - Dolomit; 8 - Kiesel-schiefer; 9 - Diabas; 10 - Tuff, Tuffit; 11 - feinsandig-schluffige Streifung im Tonschiefer; 12 - kalkige Schiefer; 13 - kleinere Gesteinsbruchstücke aller oben genannten Gesteine; 14 - Ruschel- und Störungszonen; 15 - Flyschserie (Tanner Grauwacke, cu I - cu III alpha); 16 - Graptolithen-Fundpunkte (= Silur-Schiefer-Schollen im Olisthostrom), to, tm, tu: Ober-, Mittel- und Unterdevon, cu: Unterkarbon/Dinant

Wie die in den letzten Jahren z. B. aus dem Apennin und Sizilien beschriebenen Olisthostrome (GÖRLER 1967 [117]; GÖRLER & RICHTER 1966 [137]; GÖRLER & REUTTER 1968 [127]; REUTTER 1965 [467]) bestehen die des Unter- und Mittelharzes aus einer Matrix von überwiegend pelitischem Material, das, unregelmäßig verteilt und meist schlecht eingeregelt, Bruchstücke härterer Gesteine in der Größe von mikroskopisch kleinen Teilchen bis zu Massen von mehreren km³ enthält. Die Form der "Olistholithe" ist meist eckig oder, durch spätere Schieferungsvorgänge überprägt, mitunter linsenförmig ("Phacoide"). Die Olistholithe treten allgemein polygen, in kleineren Bereichen auch monogen auf, machen aber insgesamt nur einen relativ geringen Prozentsatz des Olisthostroms aus. Oft ist brekzienartiger Zerfall größerer Olistholithe bis zur völligen Auflösung des ursprünglichen Gesteinsverbandes beobachtet worden (REICHSTEIN 1965 [447]; LUTZENS 1969 [297]). - Graptolithen führende Silur-Tonschiefer werden als größere unzerschlammte gravitative Gleitschollen angesehen. Oberdevonische Buntschiefer treten in ausgesprochen schlieriger Lagerung im Olisthostrom auf (LUTZENS 1969 [297]).

Die Olisthostromserie der Harzgeröder Zone ist im wesentlichen von einer zu Beginn der variszischen Bewegungen durch Hebungen geschaffenen Schwellenhangregion abzuleiten. Ins Rutschen kamen, wie durch die Bohrung Götzenteiche eindeutig belegt, zuerst die jüngsten anstehenden Gesteine: Es sind dies im tieferen Teil des Profils Gesteine der oberdevonisch-dinantischen Wylschfazies sowie jüngere Herzynkalke und oberdevonische Buntschiefer. Randliche Schwellenregionen mit Herzynkalcken, teilweise auf Diabasrücken sedimentiert, folgten diesen ersten Rutschungen. Danach kamen verstärkt mittel- und unterdevonische Gesteine und zuletzt silurische Schiefer und Bandkalke ins Rutschen. Die Bohrung Götzenteiche hat ca. 1 200 m Olisthostromserie etwa im Zentrum der Harzgeröder Zone erschlossen (LUTZENS 1969 [297], Abb. 1 - 3). Obwohl REICHSTEIN (1970) [457] anerkennt, daß in der Deutung des Verf. "bestechende Argumente" enthalten sind, denen er gern folgen möchte, fällt es ihm schwer, die z.T. über 50 m und mehr zu verfolgenden Bandkalk führenden Profile aus Silur und Devon in ein Olisthostrom einzuordnen.

Die Beschreibungen von Stratigraphie und Tektonik einiger Herzynkalkkomplexe durch ALBERTI (1963) [17], RUCHHOLZ (1964) [487], REICHSTEIN (1962) [417], STRING (1967) [637], LÜTKE (1968) [267], MARONDE (1968) [317] u.a. lassen sich zwanglos in die für Olisthostrome gegebene Faziesanalyse überführen. Dabei können die Herzynkalk-Olistholithe mitunter entlang von "Strukturlinien" angeordnet sein oder innerhalb der Olisthostromserie mit stratigraphisch nahestehenden Schichtgliedern eng benachbart auftreten. Wesentlich für die dominierende Rolle der Olisthostrome beim Aufbau der Harzgeröder Zone ist der Nachweis der bedeutenden Mächtigkeit in Verbindung mit dem Prinzip des Umstapelns. Damit wird aber gleichzeitig sowohl die stellenweise unzerschlammte Erhaltung größerer silurischer Schieferschollen als auch die beobachtbare Anordnung von Herzynkalcken, Konglomeraten etc. entlang von "Struktur- oder Leitlinien" verständlich (vgl. SCHWAB u.a. 1970 [567], S. 9).

In der Umgebung des Elbingeröder Komplexes wurden durch Bohrungen, Unter- und Übertageaufschlüsse die von ZÖLLICH (1939) [697] ins obere Mitteldevon gestellten und als Hüttenröder Schichten bezeichneten, nunmehr als Olisthostrome erkannten Gesteinsserien in größerer Verbreitung beobachtet (LUTZENS 1969 [297]; MÜLLER 1968 [357]; SCHWAB 1969 [557]; ZIMMERMANN 1969 [687]). Als Olistholithe kommen sowohl Gesteine des Elbin-

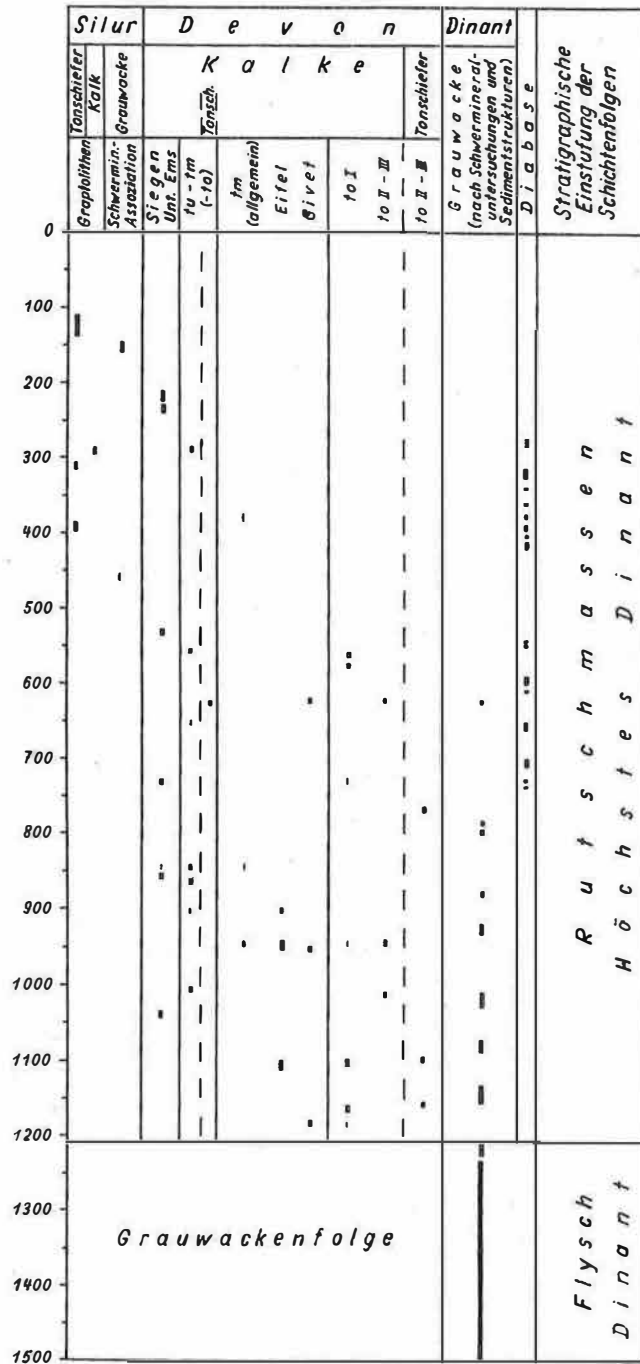


Abb. 3 Stratigraphische Einstufung der durch die Bohrung Götzensteine erbohrten Schichtenfolge und das Alter der Kalke, Grauwacken und einiger Tonschiefer in der Rutschmassenserie

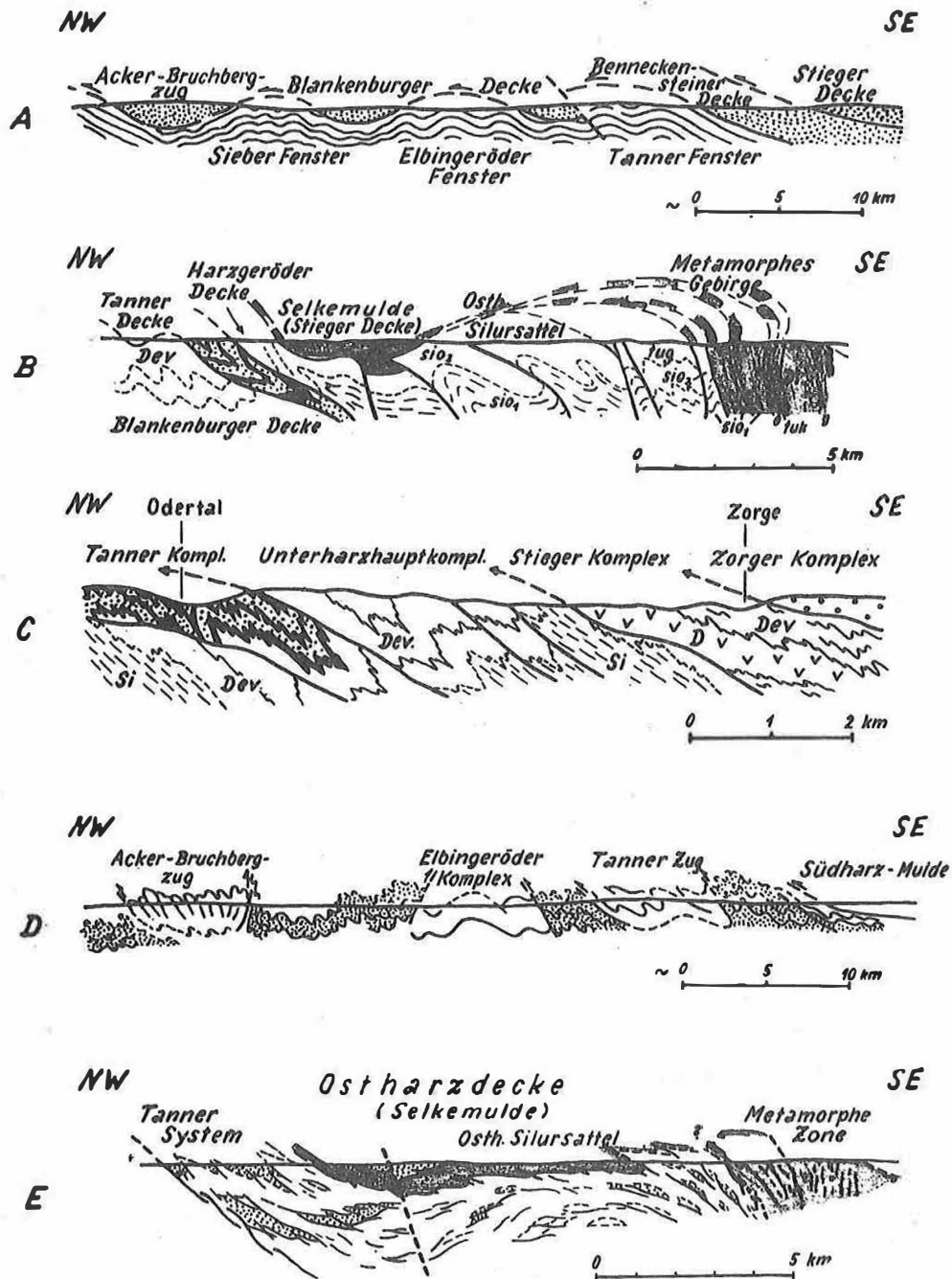


Abb. 4 Übersichtsprofile zur Deutung der Harztektonik

A - Bauplan des Harzes mit alpinotypem Deckenbau nach KOSSMAT (1927); B - Deckenbau im Unterharz nach der Darstellung durch DAHLGRÜN (1933), Profil zu Blatt Halberstadt 1 : 200 000; C - Großschuppenbau am Nordwestrand der Südharzmulde bei Zorge nach SCHRIEL (1933); D - Bauplan des Harzes nach SCHWAN (1960) mit faziesgebundener Tektonik; E - Übersichtsschema zur Ostharzdecke (grau) nach der Konzeption REICHSTEINS (1965), das Profil verläuft in gleicher Schnittlinie wie B

geröder Komplexes (Keratophyr, Schalstein, Eisenerz, Massenkalk) als auch seiner Randfazies (Flinzkalke, Buntschiefer), ferner Kulmkieselschiefer und besonders Kulmgrauwacken vor, letztere in den basalen Bereichen der Rutschmassenserie. Von weiter entfernten Gebieten (Oberharz, NW-Vorland, SE-Harz) dürften außerdem Quarzite, unterdevonische Kalkgrauwacken sowie Diabase führende Wissenbacher Schiefer abzuleiten sein. Das Prinzip des "Umstapelns" ist auch hier ausgeprägt (LUTZENS 1969 [297]).

Da sowohl das Harzgeröder Olisthostrom als auch die Hüttenröder Schichten in den Bohrprofilen und in den Grubenaufschlüssen die Flyschgesteine des Dinants und Oberdevons stets normal überlagern und vor allem auch derartige Flyschgesteine als jüngste Olistholithe in den tiefsten Bereichen enthalten, werden diese Olisthostrome von LUTZENS (1969) [297] stratigraphisch über der Flyschfazies eingestuft und als synparoxysmale Bildungen im Verhältnis zur Flyschfazies angesehen, die ein präparoxysmales Geosynklinalsediment darstellt. Diese Alterseinstufung steht im Gegensatz zu REICHSTEIN (1965) [447], aber auch zu SCHWAB (1969) [557]. Von beiden Autoren werden im Unter- und Mittelharz Olisthostrome vom höheren Mitteldevon an mit sich steigender Intensität bis zum tiefen Dinant angenommen. Die Flyschfazies wird von ihnen als Höhepunkt der vororogenen Sedimentation angesehen und soll dementsprechend jünger als die Olisthostromsedimente sein.

Die Zuordnung aller körnigen Diabase im Bereich des Harzgeröder Olisthostroms und in den Hüttenröder Schichten zum Deckdiabasvulkanismus, wie es SCHWAB (1969) [557], S. 56) tut, entspricht wohl nicht den Tatsachen, da solche Gesteine in den bearbeiteten Bohrungen (LUTZENS 1969 [297]) einwandfrei als Olistholithe anzusprechen waren und es andererseits auch nicht zu erklären ist, weshalb gerade die körnigen Diabase nicht als Olistholithe in einem Olisthostrom vorkommen sollen, zumal in dessen Herkunftsgebieten diese Gesteine durchaus vorhanden gewesen waren. Andererseits ist es durchaus denkbar, daß initiale Magmatite auf den infolge starker Dehnung während und nach der Flyschsedimentation entstandenen Spalten emporgedrungen und in die Schlammschichten einbezogen worden sind. Derartige Aufstiegswege der Vulkanite würden sowohl mit den beobachteten Lagerungsverhältnissen (Olisthostrome über Flysch) in Einklang stehen als auch mit der Tatsache, daß bisher in den Flyschserien des Harzes keine initialen Magmatite beobachtet worden sind.

3. Zum Baustil des Unter- und Mittelharzes

Nachdem der Harz ursprünglich als bodenständiges Faltengebirge galt, deutete KOSSMAT (1927) [217] das Harzpaläozoikum zum großen Teil als Deckengebirge alpinen Typs. Erst etwa 20 Jahre später wurde die Deckentheorie auf Grund intensiver Geländearbeiten, unterstützt durch paläontologische Belege, abgebaut und der Harz wieder als autochthones, disharmonisch gebautes Orogen betrachtet (SCHRIEL, SCHWAN u.a. Autoren; Abb. 4).

Die Diskussion um die Existenz tektonischer Decken ist seit der Darstellung neuer Motive für einen Deckenbau im Harz durch REICHSTEIN (1965) [447] erneut aktuell geworden. Als Ergebnis seiner Untersuchungen hatte REICHSTEIN festgestellt, daß die submarinen, synsedimentären Umlagerungsmassen sich in der Harzgeröder Zone von gravitativen Gleitungsvorgängen über Schuppungen zu Fernschüben gesteigert haben sollen und daß die tektonische Prägung wohl fazies-, aber nicht raumbunden sei. Als kontinuierliche Folgen

der sedimentären Umlagerungen wurden dabei die Deckenüberschiebung der Ostharzdecke und die Verschuppungen angesehen.

Diese Vorstellungen REICHSTEINs wurden von SCHWAB (1969) [55] durch tektonische Untersuchungen weiter verfolgt und in folgender Weise modifiziert: Die durch gravitative Kräfte ausgelösten Fernschübe sollen der inneren Deformation der Gesteinsgefüge und damit der tektonischen Verschuppung vorangegangen sein. Dadurch unterscheiden sich bei SCHWAB die Gleitdecken nur in der Dimension von Megolistholithen. Die Entwicklung hat sich demnach von fein- zu grobkörnigen Ablagerungen (Blöcken, Scherkörpern und Gleitmassen) vollzogen, und die Gefügeprägung wäre erst nach Platznahme der Gleitdecken (bei SCHWAB nur Südharz- und Selkemu!de!) durch tektonische Kompression eingetreten. Durch diese Annahme ist es SCHWAB möglich, den von REICHSTEIN diskutierten allmählichen fließenden Übergang von gravitativer Gleitung in orogene Tektonik bei übersprünge-ner Faltungsphase, d.h. ohne eigentliche alpinotype Gefügeprägung, abzulehnen (vgl. SCHWAN 1970, 1971 [59, 60]).

Die gravitativen Gleitdecken der Südharz- und Selkemu!de werden von SCHWAB ohne eine bedeutende Zerstörung ihres inneren Gefüges vom NW-Hang der Mitteldeutschen Schwelle abgeleitet, von der sich vor deren Abgleiten die bereits beschriebenen Olisthostrome gelöst haben müssen! Damit lehnt SCHWAB (1969) [55] die Wippraer Zone als Wurzelzone der Decken (REICHSTEIN 1965 [44]) ab und nimmt ein Gebiet noch weiter im Südosten als Wurzelzone an.

Die von REICHSTEIN (1965) [44] für den Unterharz entwickelten Deckenbaumotive wurden von RABITZSCH (1967) [37] auch auf den Mittelharz ausgedehnt. Der Elbingeröder Komplex soll danach von Süden nach Norden mindestens 10 km weit deckenartig überfahren worden und die Wernigeröder Einheit (Flinz und Wissenbacher Schiefer, Nordrandkullm) wurzellos sein.

Auf Grund eigener Untersuchungsergebnisse, die sowohl in der Harzgeröder Zone als auch im Elbingeröder Raum im Gegensatz zu REICHSTEIN, SCHWAB und RABITZSCH zu einem erheblichen Teil durch die Auswertung tiefer Bohrungen im Zusammenhang mit der Bearbeitung von Übertageaufschlüssen gewonnen wurden (LUTZENS 1969 [29]), ließen sich weder für den "Ostharzer Silursattel" noch für den Raum Elbingerode - Wernigerode Merkmale für einen Deckenbau nachweisen (Abb. 5 u. 6). Die Harzgeröder Zone wird durch mächtige Olisthostrome aufgebaut, deren silurische bis unterkarbonische Olistholithe und Gleitschollen sich ausnahmslos auf faziell und altersmäßig entsprechende Schichten der Wippraer Zone, der Südharz- und Selkemu!de und der Tanner Zone zurückführen lassen, d.h. im wesentlichen auf den NW-Hang der Mitteldeutschen Schwelle (vgl. SCHWAB 1969 [55]; BURCHARDT 1969 [37]). Die Abfolge Flysch - Wildflysch bringt die für eine initiale orogene Entwicklung zu erwartende, sich stufenweise über Gleitschollen (z.B. Silur) bis zur Faltung, Schieferung und Metamorphose steigende Mobilität überzeugender zum Ausdruck als die von REICHSTEIN (1965) [44] und SCHWAB (1969) [55] vertretene Auffassung, nach der auf die Gleitmassenbewegung mit dem Optimum an der Grenze Devon - Dinant zunächst im Dinant eine relativ ruhige Sedimentation in Form der Tanner Plattenschiefer und Grauwacken zur Ablagerung kam, bevor später im Siles Deckenbewegungen im Rahmen der eigentlichen Tektogenese einsetzten (vgl. dazu auch die Argumentation bei SCHWAN 1970, 1971 [59, 60], die allerdings nicht die neuesten Fakten berücksichtigt).

Das autochthone Fundament des Harzes wird vom SE-Harz über die Tanner Zone und den Mittelharz bis zum Oberharz hin vom oberdevonisch-dinantischen Flysch gebildet. Der variszische Flysch wird stellenweise von der älteren Basis (Wippraer Zone, Stieger Schichten, Elbingeröder Komplex) durchstoßen (LUTZENS 1969 [29]). In minerogenetischer Sicht ist nur das Basisstockwerk (vgl. SCHWAB u.a. 1970 [56]) von Bedeutung (z.B. Elbingeröder Komplex).

Als Hauptsattelachse des Unterharzes können deshalb nicht mehr die "Silur-Aufbrüche" angesehen werden, sondern der Verlauf des Hauptzuges der Tanner Grauwacke (Abb. 5), also der Ausstribbereich der jüngsten vorolisthostromen Sedimentation in der Harzgeröder Zone. Das Ostharzer Silurgebiet kann nach SCHWAB u.a. (1970) [56] als ein Schieferungsgewölbe mit B_2 -Faltungsgefüge bezeichnet werden. Dementsprechend stellt auch die Metamorphe Zone nicht die Südgrenze des "Ostharzer Silursattels" dar (vgl. MEISSNER 1959 [32]), sondern lediglich eine weit emporgehobene Scholle autochthoner Gesteine, deren nördliche Fortsetzung unter dem Harzgeröder Olisthostrom verborgen ist und erst wieder im Bereich der Selke- und der Südharzmulde, des Tanner Grauwackenzuges und in der Blankenburger Zone mit dem Elbingeröder Komplex zutage tritt.

Im Bereich der Südharz- und der Selkemulde ist stellenweise mit beträchtlichen Abscherungen zu rechnen, deren Ausmaße zur Zeit schwer abschätzbar sind (LUTZENS 1969 [29]). Ob hier jedoch ein weitreichender Deckenbau im Sinne von REICHSTEIN (1965) [44] oder SCHWAB (1969) [55] vorliegt, ist m.E. noch nicht bewiesen (vgl. dazu KNEIDL & WILD 1969 [20]; WILD 1970 [67]; WACHENDORF 1968 [65]; SCHWAN 1970, 1971 [59, 60]; KREBS 1968 [23]). Es gibt Anhaltspunkte dafür, daß ein girlandenförmig verbogener Zusammenhang zumindest zwischen der Südharzmulde und der Metamorphen Zone besteht (vgl. REICHSTEIN 1970 [45]). Das würde bedeuten, daß erst spätektonische Prozesse die o.g. Positionsveränderungen beider Mulden bewirkt haben können (Abb. 1; LUTZENS 1969 [29]).

Damit ist Deckenbau weder im Sinne von KOSSMAT (1927) [21] noch von REICHSTEIN (1965) [44] oder SCHWAB (1969) [55] bewiesen. Derartige Beweise sind einzig und allein durch den direkten Nachweis mit Hilfe tieferer Bohrungen glaubwürdig zu erbringen, wie es z.B. von KRÖLL & WESSELY (1967) [24] in den Nord-Kalkalpen (vgl. dazu SCHWAN 1970, 1971 [59, 60] oder KAMALETDINOV & KAZANCEVA 1970 [19]) für die W-Flanke des Südurals überzeugend gelungen ist. Die meist kleinen, vielfach stark verfallenen und verstreuten Tagesaufschlüsse im Unterharz sind wenig geeignet, für die Beantwortung der zur Diskussion stehenden Deckenbauprobleme ausreichende Beweise zu liefern.

Auch im Elbingeröder und Wernigeröder Raum ließ sich weder im klassischen Sinne noch nach den Motiven REICHSTEINS und RABITZSCHs Deckenbau belegen. Die Wernigeröder Einheit ist autochthon (LUTZENS 1969 [29]). Die Hüttenröder Schichten stellen ein fazielles und stratigraphisches Äquivalent des Harzgeröder Olisthostroms dar, das z.B. bei Altenbrak, Treseburg und Thale bis in den Bereich der Blankenburger Zone vorgedrungen sein dürfte. Die Hüttenröder Schichten umgürten nahezu allseitig den Elbingeröder Komplex und schließen das Dinantprofil in diesem Raum als Hangendes der Kulmgrauwacken ab (Abb. 5 u. 6). Nachdem in Kulmkieselschiefern cuI-Conodonten nachgewiesen werden konnten (LUTZENS & ZIMMERMANN 1969 [30]), entfällt ein wesentliches Argument RABITZSCHs für die Allochthonie der Wernigeröder Schichten.

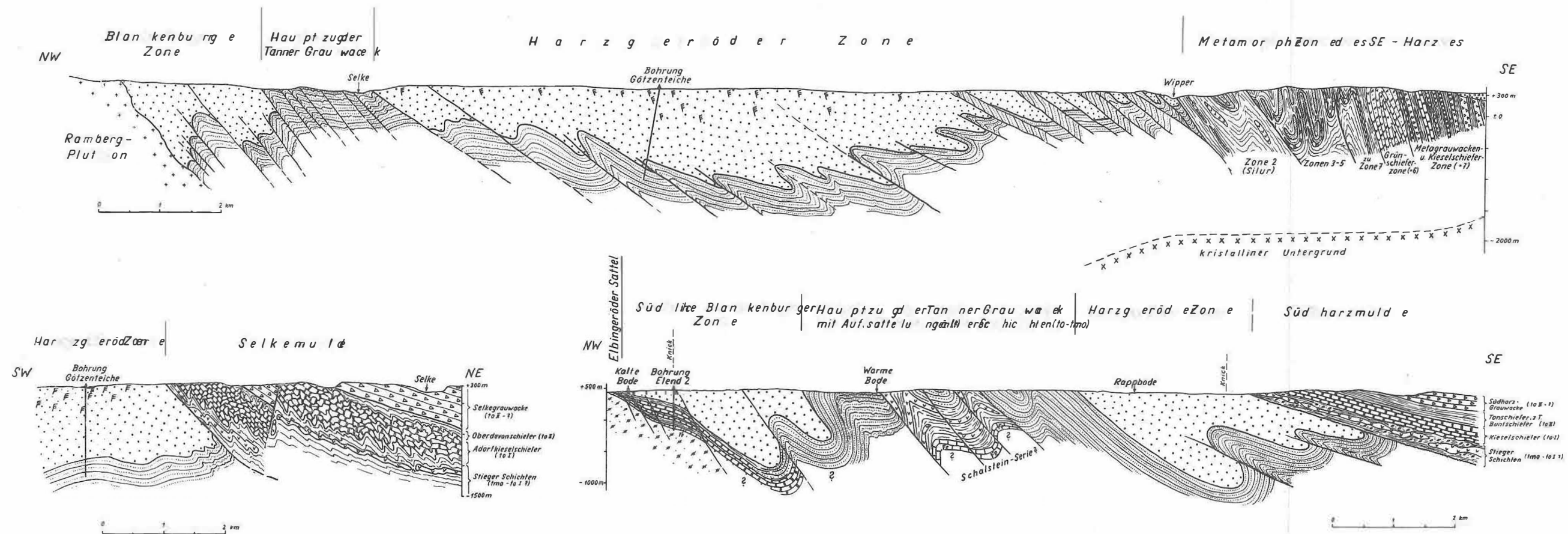


Abb. 5 Geologische Schnitte durch die Harzgeröder Zone (schematisch)

1 - Tonschiefer unterschiedlicher Altersstellung; 2 - Rotschiefer in der Metamorphen Zone; 3 - Kie-selschiefer (Oberdevon in der Südharz- und der Selkemulde sowie der Metamorphen Zone, Dinant I - II im Elbingeröder Raum); 4 - Plattenschiefer und Grauwacken der Tanner Grauwackenzone; 5 - Grauwacke (Südharz- und Selkemulde, Metamorphe Zone); 6 - Quarzit (Metamorphe Zone); 7 - "Lagerhorizont" (Kalkstein und Eisenerz Fe des Elbingeröder Komplexes); 8 - "Schalstein"-Serie (Tuffe, Keratophyr und Spilit) des Elbingeröder Komplexes, Tuffe und Tuffite der Stieger Schichten und der Grünschieferzone (Metamorphe Zone); 9 - Diabas; 10 - Rutschmassen (Harzgeröder Olisthostrom und Hüttenröder Schichten des höchsten Dinants, lokales Olisthostrom im Dinant I an der S-Flanke des Elbingeröder Sattels); 11 - Silur-Anteile im Harzgeröder Olisthostrom; 12 - Sedimente des Permosiles; 13 - Granit des spät-variszischen Ramberg-Plutons; 14 - Störungen und Störungszonen

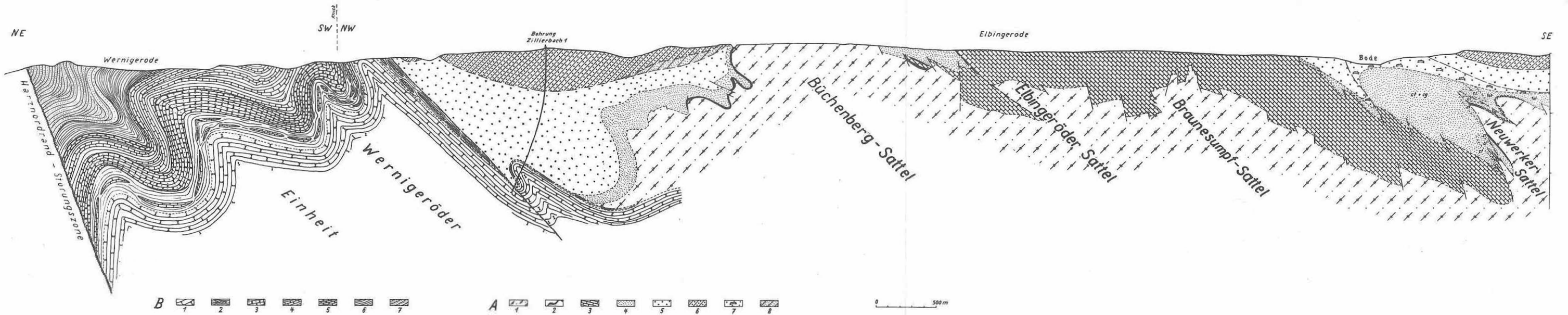


Abb. 6 Geologischer Schnitt durch den Zentralteil des Elbingeröder Komplexes und die Wernigeröder Einheit (schematisch nach LUTZENS 1969 und Unterlagen des ehemaligen VEB BHK Calbe, Abt. Geologie)

A - Elbingeröder Komplex und Blankenburger Zone: 1 - Keratophyr-Split-Schalstein-Serie (Givet); 2 - Eisenerzlager (oberes Givet); 3 - Stringocephalen- und Iberger Kalk (Givet bis unteres Oberdevon); 4 - Hangendserie der Komplexfazies (Oberdevon bis Dinant; Ton-, Kieselschiefer und Grauwacken); 5 - Hüttenröder Schichten (Olisthstrom, Rutschmassen; höheres Dinant); 6 - Tonschiefer-Gleitschollen mit mächtigen Diabaslagern (Wissenbacher Schiefer?) über typischen Hüttenröder Schichten; 7 - hauptsächlich aus oberdevonischen Buntschiefern bestehende Rutschmassen; 8 - Gleitscholle aus Kulmtonschiefern und -grauwacken über Hüttenröder Schichten;

B - Wernigeröder Einheit: 1 - Plattenschieferzone (Eifel); 2 - unterer Flinzhorizont (Eifel-Givet); 3 - Kieselschiefer; 4 - oberer Flinzhorizont (Oberdevon); 5 - Kulmkieselschiefer (Dinant I); 6 - Kulmtonschiefer (Dinant I - II); 7 - Kulmgrauwacke (Dinant II - III)

Durch die Einstufung der heute als Hüttenröder Schichten bezeichneten Gesteinsserien ins Obererms und Mittel- bis Oberdevon wurde bisher angenommen, daß weite Teile der primären Vulkanit-Massenkalk-Fazies des Elbingeröder Komplexes, insbesondere im Südwesten, gehoben und abgetragen worden sind (ZÖLLICH 1939 [69]; KRZYWICKI 1954 [25]). Nunmehr ist nachgewiesen, daß die Komplexfazies unter jüngerer Sedimentbedeckung (oberdevonischem Buntschiefer, Kulmkiesel-, -tonschiefer und -grauwaaken, Hüttenröder Schichten) durchaus noch in ihrer primären Verbreitung vorhanden ist (Abb. 5; LUTZENS 1969 [29]). Der Elbingeröder Vulkanit-Massenkalk-Komplex ist in sich wegen seiner Starrheit nur durch weitspannige Falten mit breiten Sattelstrukturen und schmaleren, durch streichende Störungen zusätzlich eingeengten Mulden, jeweils mit deutlicher NW-Vergenz, gegliedert (vgl. ZÖLLICH 1939 [60]; KRZYWICKI 1954 [25]; REICHSTEIN 1959 [39]). Die Randbegrenzungen sind sehr kompliziert gestaltet (Abb. 5 u. 6; LUTZENS 1969 [29]; ZÖLLICH 1939 [69]; KRZYWICKI 1954 [25]; SCHWAN 1961 [58]).

4. Zusammenfassung

Durch die oberdevonisch-dinantische Flyschfazies wird in der variszischen Geosynklinale des Harzbereiches das Ende der im allgemeinen relativ ruhig verlaufenen fein- bis grobklastischen Sedimentation mit stellenweise mächtigen initialen Vulkaniten angezeigt. Sowohl im Unterharz als auch im Mittelharz sind die erstmalig von REICHSTEIN (1965) [44] beschriebenen Olisthostrome in großer Verbreitung und Mächtigkeit erkannt worden. Sie gehören stratigraphisch auf Grund der Lagerungsverhältnisse und der jüngsten darin befindlichen Olistholithe ins Hangende des Flysches (Tanner Grauwacke im Unterharz; Kulmgrauwacke im Mittelharz). Während die Olisthostrome der Harzgeröder Zone hauptsächlich vom NW-Hang der Mitteldeutschen Schwelle abgeglitten sind, dürften die dort bereits sedimentierten Flyschgrauwacken ihr Material aus dem Kernbereich der Schwelle bezogen haben (Kristallin!).

Für einen Deckenbau im Sinne von KOSSMAT (1927) [21] sowie REICHSTEIN (1965) [44] und RABITZSCH (1967) [37] gibt es im Harz keinerlei Beweise. Auch für großräumigen Deckenbau, ausgelöst durch gravitative Kräfte und nur auf die Südharz- und die Selkemußmulde beschränkt (SCHWAB 1969 [55]), reichen die Belege noch nicht aus. In den Olisthostromen weisen die jeweils zuletzt ins Rutschen geratenen Gesteinsserien den Charakter von größeren Gleitschollen auf (Silurschollen der Harzgeröder Zone; Wissenbacher Schiefer der Nördlichen Blankenburger Zone).

Der Baustil des Unter- und Mittelharzes wird bei Beteiligung mächtiger Olisthostrome an der Zusammensetzung der jüngsten altpaläozoischen Schichtglieder als autochthon bis parautochthon bezeichnet.

Literatur

[1] ALBERTI, H.

Herzynisches Devon im Gebiet des Großen Knollen (SW-Harz) mit besonderer Berücksichtigung der Trilobiten.

Diss. Univ. Marburg 1963, 103 S.

- [2] BORS DORF, K.-H. Zum Unteren Mitteldevon im Elbingeröder Komplex/Harz. *Geologie* 20 (1971), S. 17-21
- [3] BURCHARDT, I. Bemerkungen zur Altersstellung der Metamorphen Zone des Ostharzes. *Geologie* 18 (1969), S. 232-235
- [4] DAHLGRÜN, F. Über graptolithenführende Schichten im Unterharz. *Jb. preuß. geol. Landesanst.* 43 (1923), S. 169-182
- [5] DAHLGRÜN, F. Analogien und Unterschiede im geologischen Bau des Ober- und Unterharzes. *Z. dt. geol. Ges.* 79 (1928), S. 73-121
- [6] DAHLGRÜN, F. Das System der Überschiebungsdecken zwischen Wernigerode und Harzgerode. *Z. dt. geol. Ges.* 79 (1928), S. 304-311
- [7] DAHLGRÜN, F. Über die Grundlagen einer tektonischen Gliederung des Harzes. *Z. dt. geol. Ges.* 91 (1939), S. 537-550
- [8] DAMM, B. Die Stieger Schichten im Westharz. *Diss. Berlin* 1960, 106 S.
- [9] FRANZKE, H.J. Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der Grünschiefer von Wippra (Harz). *Hercynia* 6 (1969), S. 187-206
- [10] GALLWITZ, H. Die Stieger Schichten in der Südharz- und Selkemu lde. *Hall. Jb. Mitteldt. Erdgesch.* 3 (1958), S. 3-19
- [11] GÖRLER, K. Ein Olisthostrom in der Molise-Zone (Südtalien) als Beispiel für Resedimentation aus Schlammströmen. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* 129 (1967), S. 65-82
- [12] GÖRLER, K.; REUTTER, K.-J. Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. *Geol. Rdsch.* 57 (1968), S. 484-514
- [13] GÖRLER, K.; RICHTER, M. Über die Geologie der Molise-Zone (Südtalien). *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* (1966) 3, S. 129-151
- [14] GRABERT, H. Die stratigraphische Stellung der Wernigeröder Schichten (Harz). *Z. dt. geol. Ges.* 101 (1949), S. 197-212
- [15] GRABERT, H. Die Faziesentwicklung im Oberdevon des nördlichen Mittelharzes. *Geologie* 11 (1962), S. 154-172
- [16] HELMUTH, H.J. Zum oberdevonischen Alter der Südharzgrauwacke. *Geologie* 12 (1963), S. 490-491
- [17] HELMUTH, H.J. Zur Unterkarbon-Stratigraphie der Tanner Grauwacke des Harzes. *Geologie* 12 (1963), S. 1138-1151

- [18] HOTH, K. Rhynchonella (Hypothyridina) cuboides (SOW.) in der Grauwacke der Selkemułde.
Ber. geol. Ges. DDR 2 (1957), S. 289-298
- [19] KAMALETDINOV, M.A.; KAZANCEVA, T.T. Überschiebungs- und Deckenbau an der West-Flanke des Südurals.
Geologie 19 (1970), S. 485-502
- [20] KNEIDL, V.; WILD, R. Das Oberdevon in der westlichen Südharz-Mulde.
N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 134 (1969), S. 147-174
- [21] KOSSMAT, F. Ein Problem der Harztektonik: Der Überschiebungsbau des Unterharzes.
Cbl. Miner. etc., Abt. B (1927), S. 33-49
- [22] KRAATZ, R. Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen (besonders im Gotlandium) im Gebiet zwischen Wieda und Zorge (südl. Westharz).
Z. dt. geol. Ges. 110 (1959), S. 22-70
- [23] KREBS, W. Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenohertzynikum.
Geotekt. Forsch. 28 (1968), S. 1-71
- [24] KRÖLL, A.; WESSELY, G. Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1.
Erdöl-Erdgas-Z. 83 (1967) 10, S. 342-353
- [25] KRZYWICKI, E. Der Elbingeröder Komplex, in: W. SCHRIEL, Die Geologie des Harzes, S. 221-239.
Hannover 1954
- [26] LÜTKE, F. Die Geologie der Westlichen Harzgeröder Zone im Überblick (Silur und Devon, Harz).
N. Jb. Geol. Paläont., Mh. (1968) 8, S. 449-475
- [27] LUTZENS, H. Die stratigraphische und tektonische Stellung der Wernigeröder Schichten nach Conodonten.
Geologie 8 (1959), S. 71-92
- [28] LUTZENS, H. Über Stratigraphie, Lagerungsverhältnisse und Lagerstättenführung im Westteil des Elbingeröder Komplexes (Harz).
Geologie 16 (1967), S. 977-988
- [29] LUTZENS, H. Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes.
Unveröff. Diss. Martin-Luther-Univ. Halle-Wittenberg 1969
- [30] LUTZENS, H.; ZIMMERMANN, G. Zur Oberdevon/Unterkarbon-Grenze im Elbingeröder Komplex (Harz).
Geologie 18 (1969), S. 133-138
- [31] MARONDE, H.-D. Geologische Untersuchungen im Grenzbereich Silur - Devon des Südwest-Harzes.
Geol. Jb. 86 (1968), S. 113-172
- [32] MEISSNER, B. Ein Beitrag zur Geologie der metamorphen Zone des Südostharzes.
Freib. Forsch.-H. C 74 (1959), S. 41-72

- [33] MEYER, O.
Die Stieger Schichten und ihre Nachbargesteine in der Selkemuide.
Ber. geol. Ges. DDR 2 (1957), S. 264-268
- [34] MÖBUS, G.
Abriß der Geologie des Harzes.
Leipzig: B.G. Teubner Verl.-Ges. 1966
- [35] MÜLLER, A.
Zur Stratigraphie und Fazies des Michaelsteiner "Hauptquarzit"-Zuges und der Hüttenröder Schichten bei Blankenburg (Harz).
Hercynia 5 (1968) 3, S. 233-250
- [36] PATZELT, G.
Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Gotlandium des Harzes.
Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-nat. R. IV (1954/55) 3/4, S. 331-333
- [37] RABITZSCH, K.
Stratigraphische und lithofazielle Untersuchungen im Devon und Unterkarbon am Nordrand des Harzes zwischen Warnigerode und Ballenstedt.
Unveröff. Diss. Martin-Luther-Univ. Halle-Wittenberg 1967. Auszug in: Geologie 16 (1967), S. 962-964
- [38] REICHSTEIN, M.
Die bunten Schiefer bei Michaelstein im Harz.
Hall. Jb. mitteldt. Erdgesch. 2 (1955), S. 60-85
- [39] REICHSTEIN, M.
Die fazielle Sonderentwicklung im Elbingeröder Raum des Harzes.
Geologie 8 (1959), S. 13-46
- [40] REICHSTEIN, M.
Die Tanner Grauwacke - eine unterkarbonische Fazies des Harzes.
Geologie 10 (1961), S. 763-777
- [41] REICHSTEIN, M.
Die Stratigraphie der Hercynkalke bei Güntersberge im Unterharz und das Problem der Hercynkalkentstehung.
Geologie, Beih. 34 (1962), 73 S.
- [42] REICHSTEIN, M.
Stratigraphische Konzeptionen zur Metamorphen Zone des Harzes.
Geologie 13 (1964), S. 5-25
- [43] REICHSTEIN, M.
Zur frühvariscischen Reliefentwicklung im Mittelharz.
Ber. geol. Ges. DDR 9 (1964), S. 551-565
- [44] REICHSTEIN, M.
Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz.
Geologie 14 (1965), S. 1039-1076
- [45] REICHSTEIN, M.
Deckenbaufragen im Harz und spätvariscische Strukturentwicklung.
Wiss. Z. Univ. Halle XIX (1970) 4, S. 19-23
- [46] REUTER, K.-J.
Submarine Gleitungs- und Resedimentationsvorgänge am Beispiel des Monte Modino (Nord-Appennin), in: MAX-RICHTER-Festschr., S. 167-183.
Clausthal-Zellerfeld 1965
- [47] ROTH, H.
Das Gotlandium bei Bad Lauterberg im Harz.
Geol. Jb. 68 (1954), S. 341-400

- [48] RUCHHOLZ, K. Stratigraphie und Fazies des Devons der mittleren Harzgeröder Faltenzone im Unterharz und westlich Wernigerode.
Geologie, Beih. (1964) 41, 119 S.
- [49] RUCHHOLZ, K. Fossilfunde im Südharz-Selke-Quarzit (sogenannter Hauptquarzit) südlich des Tanner Zuges im Unterharz - ein Beitrag zur Altersstellung.
Geologie 17 (1968), S. 348-353
- [50] RUCHHOLZ, K.; WARNCKE, D. Zur Altersstellung der Grauwackenfolge in der Südharz-Mulde.
Geologie 12 (1963), S. 921-927
- [51] SCHLEGEL, E. Stratigraphische und tektonische Untersuchungen bei Thale und Wernigerode (Nordharz).
Geologie 10 (1961), S. 896-922
- [52] SCHRIEL, W. Kritische Betrachtungen zur Deckenfrage im Harz.
Z. dt. geol. Ges. 91 (1939), S. 469-497
- [53] SCHRIEL, W. Die Geologie des Harzes.
Hannover: Wirtschaftswiss. Ges. 1954
- [54] SCHRIEL, W.; STOPPEL, D. Fazies, Paläogeographie und Tektonik im Mittel- und Oberdevon des Harzes.
Geol. Jb. 78 (1961), S. 719-760
- [55] SCHWAB, M. Beiträge zur Tektonik der Rhenoharzynischen Zone im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Unterharz.
Unveröff. Habil.-Schr. Martin-Luther-Univ. Halle-Wittenberg 1969, 198 S.
- [56] SCHWAB, M.; u.a. Der tektonische Bau der Harzgeröder Zone im Harz.
Wiss. Z. Univ. Halle XIX (1970) 4, S. 7-18
- [57] SCHWAN, W. Gliederung und Faltung des Harzes in Raum und Zeit. In: Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, S. 272-288.
Stuttgart 1956
- [58] SCHWAN, W. Die Nordrandzone des Elbingeröder Komplexes am Gräfenhagensberg (Mittelharz).
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chemie usw. (1961) 1, 44 S.
- [59] SCHWAN, W. Erneut zur Frage: Deckenbautektonik oder bodengebundene Deformation im Harzvariszikum?
Geologie 19 (1970), S. 525-548
- [60] SCHWAN, W. Die Problematik neuer Deckenbauvorstellungen vom Harzvariszikum und dessen raumbundene Gestaltung.
Geotekt. Forsch. 38 (1971), 106 S.
- [61] STEINER, W. Cyclostigma-ähnliche Pflanzenreste aus den Grauwacken der Selkemuße/Harz.
Geologie 8 (1959), S. 884-899
- [62] STEINER, W. Neue Pflanzenreste aus der Selkegrauwacke bei Ballenstedt (Harz).
Geologie 12 (1963), S. 990-992

- [63] STRING, P. Erster Nachweis von Kalk der Gattendorfia-Stufe am SW-Rand der Selkemułde.
Geologie 16 (1967), S. 88-91
- [64] STRING, P. Beitrag zur Silurstratigraphie im östlichen Unterharz.
Hercynia 6 (1969) 1, S. 36-46
- [65] WACHENDORF, H. Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Umgebung von Zorge (Südharz-Mulde).
Beih. Ber. naturk. Ges. 5 (1968), KELLER-Festschr., S. 147-164
- [66] WEYER, D. Stratigraphische Untersuchungen im Givet, Oberdevon und Kulm des Büchenbergsattels (Elbingeröder Komplex/Harz).
Hercynia 5 (1968), S. 193-200
- [67] WILD, R. Geologische Untersuchungen im Gebiet Wieda - Zorge (Südharz).
Geotekt. Forsch. 37 (1970), S. 73-102
- [68] ZIMMERMANN, G. Zur Stratigraphie und Tektonik an der Nordostflanke des Elbingeröder Komplexes (Harz).
Hercynia 6 (1969) 3, S. 213-224
- [69] ZÖLLICH, M.S. Zur Deckenfrage im Mittelharz. Die tektonische Stellung der Schalsteinsattel bei Elbingerode.
Abh. preuß. geol. Landesanst., N.F. 191 (1939), 146 S.

Das Manuskript zu diesem Beitrag wurde bereits im November 1971 abgeschlossen. Inzwischen erfolgten weitere zur Veröffentlichung eingereichte Untersuchungen, die zu Ergebnissen führten, die über die hier dargelegten hinausgehen.

H. LUTZENS

Zum Stockwerkbau im Bereich der "Mitteldeutschen Kristallinzone"
(speziell im Ruhlaer Kristallin)

Von WERNER NEUMANN, Berlin¹⁾

1. Einführung und Problemstellung

Als Mitteldeutsche Schwelle hat BRINKMANN (1948) [5] einen Festlandsstreifen zwischen Saar und Elbe umgrenzt, der sich als Außenzone des Saxothuringikums in der Paläogeographie und Faziesverteilung des Dinants abgezeichnet hat. Seitdem wurde über die Sedimentationsverhältnisse außerhalb der Schwelle mehr veröffentlicht als über die strukturgeologischen Vorgänge innerhalb derselben, die zur Metamorphose und Granitintrusion geführt haben. Diese späteren Veränderungen haben es erschwert, die Stratigraphie im Bereich der Schwelle und somit deren Vorgeschichte aufzudecken.

Viele Sedimentserien zu beiden Seiten der Schwelle wurden in den vergangenen Jahren durch eine verfeinerte Gliederung (Ostracoden- und Conodonten-Chronologie) in ihrer richtigen Altersstellung erkannt, die gestattet, insgesamt sechs Entwicklungsstapen an der Schwelle und in den sie begleitenden Randtrögen zu unterscheiden (PFEIFFER u.a. 1968 [317]). Sie machen sich durch Faziesdifferenzierung und klastische Schüttungen von der Schwelle bemerkbar. Die Etappen 1 bis 2 entsprechen nach PFEIFFER (1968) [29] dem hochgeosynklinalen Stadium (ab Oberdevon bis unteres Tournai) und die Etappen 3 bis 6 dem spätgeosynklinalen Stadium (höheres Tournai bis Ende Visé). Weiter konnte PFEIFFER (1968) [29] die wechselnden Sedimentationsverhältnisse zu beiden Seiten der Schwelle vom Pragium (mittleres Unterdevon) bis ins mittlere Obervisé durch insgesamt zehn paläogeographische Fazieskarten belegen. Im metamorph gewordenen Abtragungsgebiet ist bei fehlenden Fossilien eine solche detaillierte Aufgliederung der zeitlichen Entwicklung nicht möglich. Doch läßt es die lithostratigraphische Betrachtungsweise kristalliner Komplexe zu, auch in ihnen tektonische Vorgänge in ihrer zeitlichen Reihenfolge nachzuweisen, wie das im folgenden - ergänzt durch radiometrische Altersbestimmungen - mit dem Gedanken an eine zukünftige Synthese der Entwicklung von Abtragungs- und Ablagerungsgebiet beabsichtigt ist. Die Schüttungsimpulse von der Schwelle müßten mit tektonischen Prozessen im Schwellengebiet zu korrelieren sein.

Erstmalig hat sich die Mitteldeutsche Schwelle im Zlichov (oberes Unterdevon) durch Lieferung klastischen Materials in den Nereitenquarziten Thüringens und in einer Geröllgrauwacke des Unterharzes abgezeichnet (PFEIFFER 1968 [29], S. 27), während die metamorphen Äquivalente des Oberen Graptolithenschiefers (Lochkovium = unteres Unterdevon) durch den Verf. als jüngstes Sediment im Abtragungsgebiet (Ruhlaer Kristallin) erkannt wurden. Hier hörte nunmehr bald die Sedimentation auf, und Faltung, Metamorphose sowie Heraushebung setzten ein, die wenig später in den Trögen klastische Sedimentschüttung verursachten.

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

Die Hauptmasse des Abtragungsgebietes bildete die Mitteldeutsche Kristallinzone - neuerdings (VON GAERTNER 1960 [17], S. 434) ist der Ausdruck "Zone" statt "Schwelle" gebräuchlich, wenn die Strukturgeologie und weniger die Paläogeographie erörtert wird. Bereits KOSSMAT (1927) [15] beschrieb die Zone Kyffhäuser - westlicher Thüringer Wald als westliche Aufsattelung der saxothuringischen Zone, die der rhenoharzynischen Grauwackenzone aufgeschoben wurde (siehe die Profildarstellung auf seiner Tafel II). Eine Parallelstörung dieser Aufschiebung konnte im Ruhlaer Kristallin, von dem diese Betrachtung ausgeht, mit Hilfe der lithostratigraphischen Gliederungsmethodik nachgewiesen werden. Sie ermöglichte es auch, den Antiklinalbau der "Mitteldeutschen Kristallinzone" detaillierter als bisher zu belegen; diese ist deshalb besser - allerdings mit anderer Abgrenzung - "Mitteldeutsche Antiklinalzone" zu nennen. Ihr Stockwerkbau wird aus den primären stratigraphischen Lagerungsverhältnissen erschlossen. Doch haben auch die sekundären Veränderungen durch Faltung, Metamorphose und Migmatisation zu zusätzlichen stockwerklichen Verschiedenheiten geführt, auf die hier nur untergeordnet eingegangen werden kann.

2. Die zeitliche und räumliche Entwicklung der Lagerungsverhältnisse im Ruhlaer Kristallin

Neben den Anschnitten der Antiklinalzone im Odenwald und Vorspessart kommt dem Ruhlaer Kristallin deshalb eine Schlüsselstellung zu, weil hier die durch BRINKMANN konzipierte Hülle der Mitteldeutschen Schwelle mit den Na-betonten Magmatiten durch einen Absenkungsvorgang vor der weiteren Abtragung bewahrt blieb. Diese Ruhlaer Folge enthält in der Subfolge 1 die Äquivalente der Goldisthaler Serie, in der Subfolge 2 die der Frauenbach-Serie, in der Subfolge 3 die der Phycoden-Serie, in der Subfolge 4 die der Gräfenthaler Serie und in der Subfolge 5 die Äquivalente des Silurs und des Oberen Graptolithenschiefers in Form von graphitführenden Glimmerschiefern. Letztere werden als die Äquivalente des Lochkoviums angesehen.

Wie es zur Absenkung kam und welche metamorphen und magmatischen Prozesse mit ihr verknüpft waren, sei an vier einfachen Profilskizzen erläutert (Abb. 1, Profile 1 - 4). Die aufgezeigten Entwicklungsetappen sind untereinander kontinuierlich oder auch diskontinuierlich verbunden und stellen nur "Momentaufnahmen" aus einem langwährenden orogenen Zyklus dar, in dem Kompressions- (Profile 1 und 3) und Dilatationsphasen (Profile 2 und 4) zeitlich miteinander wechseln (WUNDERLICH 1966 [42], S. 34 ff.).

Im Mitteldevon (Profil 1) liegen zwei historische Strukturstockwerke übereinander. Das Altkristallin war bereits vor-präspilitisch gefaltet, metamorphosiert und migmatisiert. Zum variszischen Strukturstockwerk sind die Truse-Folge - sie hat Spilit- bis Postspilit-Alter (vgl. HOTH 1968 [13]) - und die altpaläozoische Ruhlaer Folge zu stellen. Truse- und Ruhlaer Folge entwickelten sich zu disharmonischen Teilstockwerken, denn nur die Truse-Folge wurde engspannig in Wellenlängen von 1,5 - 2,5 km bei großer Amplitude und mit Westvergenz gefaltet, während die Ruhlaer Folge lediglich von einer Kleinfältelung im mm-Bereich erfaßt worden ist, welche eine b-Linearisation auf flachen s-Flächen erzeugte. Die Faltungsdisharmonie zwischen den Teilstockwerken wird z.Z. im Sinne der Stockwerktektonik gedeutet, da die mit der Faltung verknüpfte Metamorphose nach K/Ar-Datierungen variszisches Alter hat. Offen bleibt, ob

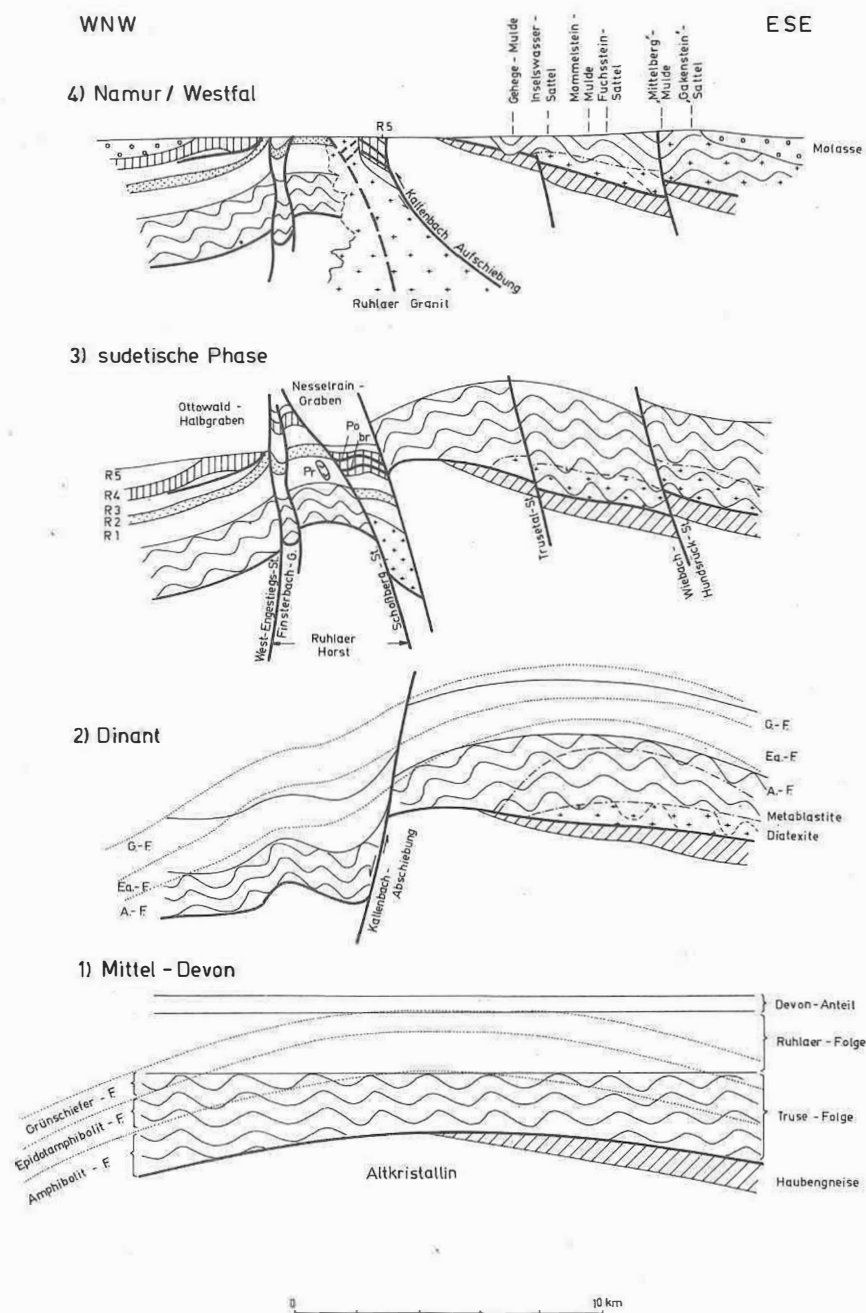


Abb. 1 Lithostratigraphischer Stockwerkbau des Ruhlaer Kristallins und Entwicklungsetappen der variszischen meridionalen Störungen in Form von vier nicht überhöhten paläotektonischen WNW--ESE Schnitten (Profile 1 - 4)

Die Brüche folgen der ac-Richtung des Altkristallins. Ihre Entstehung und Weiterbildung war mit Tiefenprozessen (Metamorphose, Migmatisation und Heraushebung östlich der Kallenbach-Störung, Entstehung und späterer Intrusion des Ruhlaer Granits) verknüpft. Mineralfazielle Isograde sind nur in Profil 1 und 2, die fünf Ruhlaer Subfolgen (R 1 -- R 5) nur in Profil 3, links, angegeben; Erläuterungen im Text

die steile Verfaltung der Truse-Folge assyntisch erfolgte - aus Abb. 1 ließe sich eine assyntische Diskordanz herauslesen -, da der Kontakt zwischen Truse- und Ruhlaer Folge an keiner Stelle aufgeschlossen ist und erst mittels einer Tiefbohrung untersucht werden könnte. Die Mächtigkeiten beider Folgen betragen etwa je 2 km. Mit einem nicht bekannten, später abgetragenen Devon-Anteil würde sich eine Gesamtmächtigkeit von etwa 5 km über dem schwellenförmig aufragenden Altkristallin ergeben, die für das Erreichen der Almandin-Amphibolit-Fazies (gepunktete Linien in Profil 1 stellen mineralfazielle Isolinien dar) sehr gering erscheint. Vermutlich fand ein höherer Wärme- fluß durch das bereits konsolidierte Altkristallin statt. Zur Anlage des Metamorphose-Doms mag auch Friktionswärme beigetragen haben, die bei der kinetometamorphen Umprä- gung des durch präkambrische Verwitterung "gewässerten" und zersetzten Altkristallins zu Haubengneisen frei geworden ist. Diese in der Hauptsache variszisch mylonitisierte Haube fällt nach Osten ein, was wiederum auf Westvergenz schließen läßt. Der Anstieg der Metamorphose innerhalb der Truse-Folge in Richtung auf die Ostflanke des Altkri- stallins (Granat - Staurolith - Disthen - Sillimanit I) mag auf einer Stauwirkung der Altgneise beruhen.

Der Faltungsfront folgte die Wärmewelle (WUNDERLICH 1966 [42], S. 59 ff.). Im Di- nant (Profil 2) wurden die rekristallisationsfreudigen Partien der Truse-Folge migma- tisiert. Sie umfassen die beckennahe (Wassergehalt!) Brotteröder Fazies, während die schwellennahe Seimberg-Fazies statisch rekristallisierte (Sillimanit II, Cordierit, Andalusit). Dieser Vorgang war mit der Heraushebung der Mitteldeutschen Schwelle syn- chron, die das Absinken des westlichen Vorlands entlang der Kallenbach-Abschiebung auslöste. Ein Zusammenhang zwischen dem Aufstieg der Gesamtschwelle und der Migma- tisation ist offensichtlich und läßt sich durch Dichteinversion erklären, die zur iso- statischen Hochbewegung beigetragen hat (WUNDERLICH 1966 [42], S. 241). Es können aber auch andere Ursachen wie Bewegungen entlang tiefreichender Scherzonen beteiligt gewesen sein. Wichtig ist, daß ein bedeutender Abbruch zum westlichen Vorland inmit- ten des Ruhlaer Kristallins nachgewiesen werden konnte und daß sein NNE-Verlauf der ac-Richtung des Altkristallins nachfährt. Die Achsen der vor-präpilitischen Faltung des Altkristallins streichen 80 bis 110°.

Durch die Absenkung kam die Ruhlaer Folge mit ihren Na-betonten Orthogneisen (Erb- strom-, Windsberg- und Silbergrund-Gneis, die beiden letzten wurden früher als "Thaler Gneis" bezeichnet) westlich neben das herausgehobene Altkristallin zu liegen. Da die spärlichen Staurolithe in der Ruhlaer Folge nur in der Nähe der Kallenbach-Störung vorkommen - sie treten bei entsprechenden Edukten sowohl in den Äquivalenten der Goldisthaller Serie als auch in denen des Silurs auf - wird gefolgert, daß die Meta- morphose durch die Absenkung noch progressiv verlängert wurde. Das ist in Profil 2 durch die Schleppung der mineralfaziellen Isograden zur hochbewegten Scholle angede- tet. Die viel höhere Regionalmetamorphose östlich der Störung in der Truse-Folge (Staurolith, Disthen, Sillimanit I) und die niedrigere (Granat) westlich der Störung in der Ruhlaer Folge stehen jedenfalls außer Zweifel.

In der Folgezeit entwickelten sich in der abgesunkenen Ruhlaer Folge mehrere tek- tonische Phänomene, die auf einen Westschub des herausgehobenen Antiklinalkerns hin- weisen. Die einstige Kallenbach-Abschiebung wurde dabei mehr und mehr in eine Auf- schiebung umgewandelt. Dieser lange Prozeß fand etwa in der sudetischen Phase seinen

Höhepunkt (Profil 3). Als Ausgleich für die Absenkung stieg der Ruhlaer Horst auf. Nach Westen zum Ottowald-Halbgraben wird er von der West-Engestiegs-Störung, nach Osten zum Nesselrain-Graben von der flach nach Osten einfallenden Schoßberg-Störung - beide mit etwa 1 km Sprunghöhe - begrenzt. Letztere fällt am Schoßberg bei Thal mit etwa 12° nach NE und in der Grube Friedensstein bei Ruhla mit etwa 30° nach E ein (MÄDLER & SCHRÖDER 1967 [19], Abb. 4, Grenze Kristallin/Ruhlaer Granit). In Abb. 1, Profil 3 mußte ihr Einfallen aus zeichnerischen Gründen steiler dargestellt werden. Der Aufstieg des Ruhlaer Horsts als Resultat der auslösenden Kallenbach-Abschiebung und Dehnung war mit gleichzeitiger Dilatation und Kompression verbunden, was als "Untervorschiebung" bezeichnet werden kann (vgl. WUNDERLICH 1966 [42], S. 205).

Parallel zu den Flankenstörungen streichen im Ruhlaer Horst Hämatit-Quarzgänge (Fe, Q in Abb. 2) und der Granitporphyr von Thal-Heiligenstein (Pr in Abb. 1, Profil 3; Abb. 2). Die ersten führen Arsenkies, Gold und Turmalin. Ihre Salbänder sind pneumatolytisch verglüht. Solche Muskowite haben ein K/Ar-Alter von 373 Mill. J. (MEINEL 1970 [21]). Der Granitporphyr besteht nach den Kartierungsergebnissen nur aus einem Gang, der $30 - 40^{\circ}$ streicht und mit $20 - 30^{\circ}$ nach SE einfällt. Er schneidet nacheinander die Grenzen flach liegender Schichten der unteren Ruhlaer Subfolge 1 und wird wie diese von späteren Störungen versetzt. Seine Intrusion (flache Dilatationspalte) und randliche Ausschieferung (Kompressionsakt) bis zu Quarz-Serizit-Schiefern (MÄDLER 1969 [18]) geschahen vermutlich im Frühstadium des Horstaufstiegs. Im Süden zerbrach der Ruhlaer Horst quer zu seiner Längsachse in eine etwa 8fache homothetische Schollentreppe, die im Finsterbach-Graben (F. der Abb. 2) ausläuft. Jüngeres Alter der Horststruktur ist ausgeschlossen, da der im Siles intrudierte Ruhlaer Granit von Osten her in die Schollentreppe eingreift, da Gehrener Vulkanite die N-S-Störungen durchschlagen und da basaler Zechstein nördlich Schweina über die Teilstörungen der Treppe hinweggreift.

Die Annahme eines Westschubs des herausgehobenen präkambrischen Antiklinalkerns wird auch dadurch gestützt, daß die Füllung des Nesselrain-Grabens erneut deformiert wurde. Hier sind in der Ruhlaer Subfolge 4 (Äquivalente der Gräfenenthaler Serie) zwei fast schichtparallele Lagergänge von Quarzporphyr (Po in Abb. 1, Profil 3) und einer Granitbrekzie mit Porphyreinschlüssen (br in Abb. 1, Profil 3; in Abb. 2 sind beide Horizonte zu Po + br zusammengefaßt) entstanden. Sie wurden mit den umgebenden metamorphen Schichten spezialgefaltet (Wellenlänge 200 - 400 m, Westvergenz ist angedeutet). Die Faltung erfolgte nach der Metamorphose (beide Gänge sind nicht metamorph) und vor der Intrusion des Ruhlaer Granits (der Granitausläufer im Gebiet des Nesselrains intrudierte in eine Synklinale der Faltenstruktur und hat die Granitbrekzie kontaktmetamorph verändert). Durch den Westschub des Altkristallins kam die epizonale Deformation und Mineralbildung östlich einer N-S verlaufenden Linie zustande, die sich von Thal über den Breiten Berg bis etwa zum Reuter bei Ruhla durchziehen läßt (Abb. 2). Östlich dieser Linie liegt das Gebiet, in dem Staurolithe - deformiert oder undeformiert - neben Albit und Epidot vorkommen.

Die paläotektonischen Verhältnisse zur Zeit der sudetischen Phase veranschaulicht Abb. 2. Dem großen Abbruch der Kallenbach-Störung laufen die Brüche innerhalb der abgesunkenen Ruhlaer Folge parallel. In der Folgezeit wurden die Narben der West-Engestiegs- und der Schoßberg-Störung durch Reliefumkehr herausmodelliert, da die

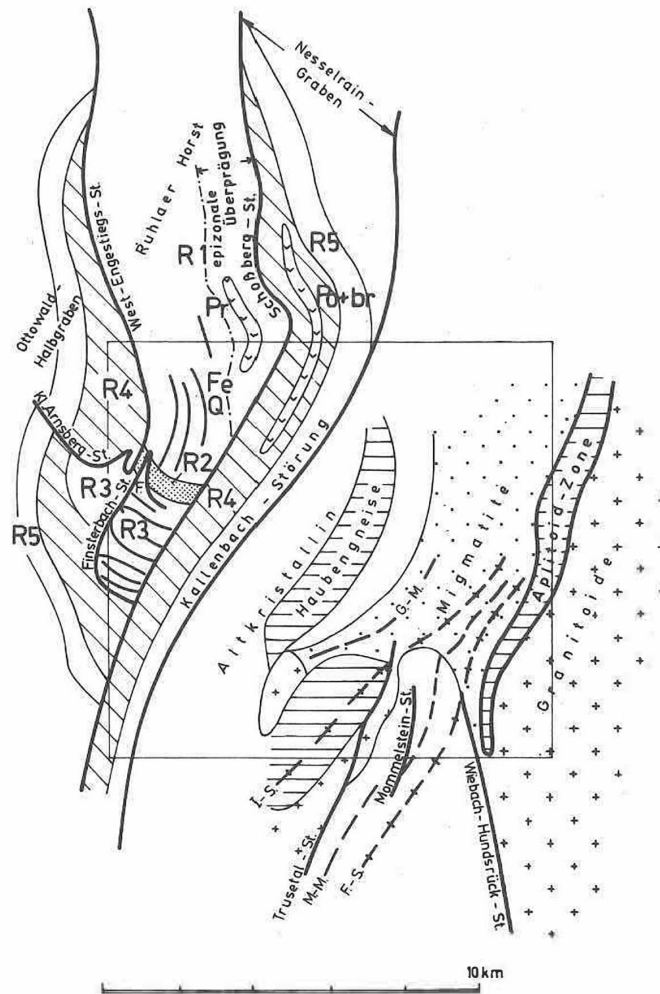


Abb. 2 Paläotektonisches Kartenschema zur Zeit der sudetischen Phase

Der Ruhlaer Horst war aufgestiegen, und der Ruhlaer Granit war noch nicht intrudiert. Angegeben sind die Ausbisse der Ruhlaer Subfolgen: R 1 - Goldisthaler Serie; R 2 - Frauenbach-Serie; R 3 - Phykoden-Serie; R 4 - Gräfenthaler Serie; R 5 - Silur und Obere Graptolithenschiefer. F. - Finsterbach-Graben. In der Hochscholle östlich der Kallenbach-Störung streichen Altkristallin mit Haubengneisen und Truse-Folge aus, deren Nordpartien (Brotteröder Fazies) migmatisiert wurden; Die Truse-Folge ist engspannig gefaltet; G.-M. - Gehege-Mulde; I.-S. - Inselwasser-Sattel; M.-M. - Mammelstein-Mulde; F.-S. - Fuchsstein-Sattel. Die Karte stellt einen Tiefenschnitt im heute erreichten Abtragungsniveau dar. Das Meßtischblatt Ruhla ist durch Viereck umgrenzt

R-4-Schichten (Ruhlaer Subfolge 4 abgekürzt durch R 4) mit dem Silbergrund-Gneis und dem Struth-Quarzit morphologisch höherwertig als die R-1-Metapelite waren. Die R-4-Rippen projizieren die primäre präkambrische ac-Richtung (Kallenbach-Störung) weit nach Norden und schienten die rotliegende und alpidisch-germanotype Bruchentfaltung. Der Mosbacher Triasgraben ist parallel zur N-S streichenden Narbe der West-Engestiegs-Störung eingebrochen. Über die Fortentwicklung der Brüche bis in die alpidische Zeit wurde an anderer Stelle ausführlicher berichtet (NEUMANN 1972 [257]). Östlich des Altkristallins folgen mehrere Brüche dem Verlauf der Kallenbach-Störung (Trusetal-, Mommelstein-, Wiebach-Hundsrück-Störung). Die Aplitoid-Zone trennt höhergradige Migmatite im Osten von geringergradigen im Westen und entstand während der Migmatisation im Dinant.

Die Schollenverstellungen mit den großen Sprunghöhen waren im Ruhlaer Kristallin etwa Ende Westfal abgeschlossen, da stefanische Graumolasse sowohl die abgesunkene Antiklinalhülle (Ruhlaer Subfolge 4 und 5) als auch den tiefgründig frei erodierten Antiklinalkern (Migmatite der Truse-Folge) überlagert (Abb. 1, Profil 4). Durch die Heraushebung östlich der Kallenbach-Störung stand für die Abtragung bis zum Top des Altkristallins ein Schichtstapel von etwa 5 km Mächtigkeit zur Verfügung, der in Richtung zum rheinischen Trog geschüttet wurde. Der Inversion der Mitteldeutschen Schwelle mit der Bildung des langgestreckten intraorogenen Molassetrogs (Saar-Saale-Trog) ging die Intrusion des Ruhlaer Granits (Dilatationsphase) voraus. In der Tiefe des Nesselrain-Grabens wurde er aus Schichten der Truse-Folge aufgeschmolzen (Abb. 1, Profil 3), wie aus geochemischen Analysen abgeleitet werden kann (WERNER 1969 [417], S. 281). Die Kallenbach- und Schoßberg-Störung zunächst als Aufstiegsbahnen benutzend, griff er schließlich über letztere in den Ruhlaer Horst vor. Seine Bildung an der Stirnseite des nach Westen geschobenen Antiklinalkerns läßt sich mit einer weitergegangenen Überpressung des Nesselrain-Grabens (Kompressionsphase) erklären, der dem Altkristallin unterschoben wurde (Unterschiebungs-Palingenese, STILLE 1954 [387]). Die Kallenbach-Aufschiebung kann nach unten schaufelartig umbiegen und zur Überschiebung geworden sein, die in eine flache Abscherzone mündet (vgl. STETTNER 1969 [367], Abb. 4; 1971 [377], Abb. 2). Wichtig ist die Verschluckungs- oder Kerbwirkung (STETTNER 1969 [367], S. 20) an der Kallenbach-Störung, wo das Jüngste der Antiklinalhülle (Ruhlaer Subfolge 5) mit SE-Einfallen an das Älteste des Antiklinalkerns (Altkristallin unterhalb der Haubengneise) angrenzt. Die obersten Schichten der Antiklinalhülle fallen an der Störung von Westen her unter den im Osten herausgehobenen Antiklinalkern ein.

Aus Abb. 1 ist also ein Wechsel von Kompressionsphasen (Profil 1: Faltung und Metamorphose; Profil 3: Überpressung des Ruhlaer Horsts, Entstehung des Ruhlaer Granits) mit Dilatationsphasen (Profil 2: Durchgang der Wärmefront mit Migmatisation, Heraushebung östlich und Absenkung westlich der Kallenbach-Störung; Profil 4: Intrusion des Ruhlaer Granits, Inversion zum Molassetrog) ersichtlich.

3. Radiometrische Altersbestimmungen im Ruhlaer Kristallin

Die in Abb. 1 skizzierten Etappen der bruchtektonischen Entwicklung sind mit der Faltung, Metamorphose, Migmatisation und der Intrusion des Ruhlaer Granits verknüpft. Diese Prozesse lassen sich durch physikalische Altersdatierungen belegen, von denen bisher 31 Werte nach der K/Ar-Methode aus dem 100 km² großen Oberflächenanschnitt vorliegen (NEUMANN 1966 [23], im Druck [24]; RÖSLER & PILOT 1967 [34]; WERNER 1969 [41]; HAAKE 1970 [9, 10]; MEINEL 1970 [21]). Eine Auswertung erfolgt in einem Profil quer zur Kallenbach-Störung (Abb. 3). In der Karte rechts oben sind die Probenahmeorte, das untersuchte Mineral bzw. Gesamtgestein sowie die Alterswerte ohne Streubereich und Fehlergrenze angegeben. Im Profil unten links verbindet die obere ausgezogene Kurve 15 Altersdatierungen am Gesamtgestein, die im Laboratorium für Geochronologie des Instituts für Geologie und Geophysik der Sibirischen Abteilung der Akademie der Wissenschaften der UdSSR in Nowosibirsk im Jahre 1969 ausgeführt worden sind. Den höchsten Wert, 295 ± 6 Mill. J., erbrachte bemerkenswerterweise eine Probe aus der Ruhlaer Folge (Silbergrund-Gneis vom Höllkopf). Die aus dem Gesamtgestein gewonnenen Alterswerte sind gegenüber denen aus Biotit (untere ausgezogene Kurve) um etwa 50 Mill. J. jünger. Durch Parallelbestimmung von Gesamtgestein und Biotit aus denselben Proben konnten die Verhältnisse beider Altersdaten ermittelt werden (HAAKE 1970, 1972 [9, 11]). Sie schwanken im Ruhlaer Kristallin zwischen 1,18 und 1,29 (punktierte Vertikallinien der Abb. 3). Überträgt man diese Erkenntnis auf den Höllkopf-Wert, so errechnet sich bei einem Durchschnittsverhältnis von 1,25 ein Biotitalter von 369 Mill. J. (Mitteldevon), das für die Einstufung der Metamorphose und der mit ihr verknüpften Faltung Verwendung fand (Abb. 1, Profil 1). Daß die Muskowite aus dem Salband von nichtmetamorphen Hämatit-Quarzgängen (Gömigenstein) 373 Mill. J. alt sind, wurde bereits vermerkt und bestätigt nur das mitteldevonische Alter der Metamorphose. Ein höheres Alter erscheint ausgeschlossen, da ja die Schichtfolge noch bis ins unterste Devon (Obere Graptolithenschiefer) hinaufreicht.

In der Truse-Folge haben vermutlich ebenfalls solche hohen Werte vorgelegen, die sich aber durch die Migmatisation auf Dinant-Alter verjüngten (Abb. 1, Profil 2). Als letztes Ereignis zeichnet sich schließlich die Intrusion des Ruhlaer Granits an der Zeitgrenze Namur/Westfal (Biotitalter 307 und 310 Mill. J.) durch die Kulmination der beiden ausgezogenen Kurven ab (siehe auch Abb. 1, Profil 4). Ebenso jung sind die Werte im granitnahen Altkristallin (Gesamtgesteinsalter, obere Kurve, 236 - 242 - 244 Mill. J.), während sich im Trusetal die Werte für Altkristallin und diatektisch veränderte Truse-Folge in je drei Datierungen entsprechen (rechte Punkthäufung der oberen Kurve). Das Altkristallin verjüngt sich also stärker im Westen, was auf einer Kontaktwirkung des Ruhlaer Granits beruht, der entlang der Kallenbach-Aufschubung das westliche Altkristallin unterteuft (Abb. 1, Profil 4). Nach der Migmatisation der Truse-Folge im Dinant und vor der Intrusion des Ruhlaer Granits stieg der Ruhlaer Horst auf, dessen Entwicklungsabschluß sich deshalb am besten der sedimentischen Phase (Abb. 1, Profil 3) zuordnen läßt.

4. Auswirkungen auf die Gliederung des kristallinen Vorspessarts

Zum besseren Verständnis der im folgenden Abschnitt vorgenommenen Übertragung der Erkenntnisse aus dem Ruhlaer Kristallin auf die Antiklinalzone zwischen Main und Elbe

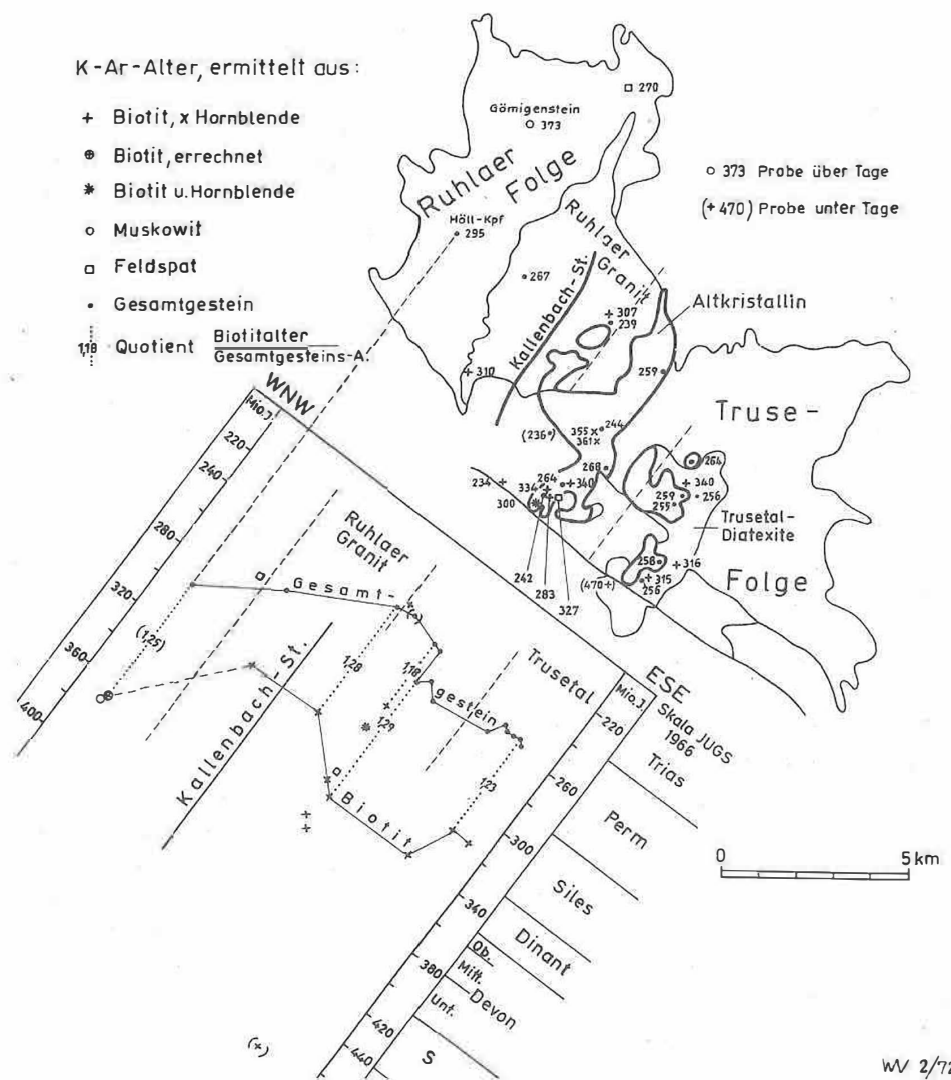


Abb. 3 Darstellung von 31 K/Ar-Datierungen in einer Karte der Probenahmepunkte (oben rechts) und einem WNW--ESE-Profil (unten links), das senkrecht zur Kallenbach-Störung verläuft

Die ermittelten Alterswerte für Gesamtgestein (15 Analysen) und für Biotit sind durch Kurven verbunden (Diskussion im Text)

ist es nötig, das lithostratigraphische Konzept, auf dem Stockwerkbau und davon abgeleitete Tektonik beruhen, im kristallinen Vorspessart zu verdeutlichen. Unter Bezug auf die Gliederung des Ruhlaer Sattels durch VON GAERTNER (1951) [67] stellte BEDERKE (1957 [27], S. 12) im Vorspessart die Quarzite der Geiselbach-Stufe ins Ordovizium und die monotonen Staurolithglimmerschiefer der Mömbris-Stufe ins Kambrium. Ins Algonkium ordnete er die Graphit und Marmor führende Serie von Paragneisen der Elterhof-Stufe und die quarzitführenden Glimmerschiefer der Schweinheimer Stufe ein. Obwohl die beiden Anschnitte der Antiklinalzone 120 km voneinander entfernt sind, ist man überrascht, wie sehr sich charakteristische Gesteinsglieder und der Grad der Metamorphose und Anatexis in beiden Gebieten gleichen. Hiervon konnte sich der Verf. auf drei Studienreisen in den Vorspessart überzeugen (NEUMANN 1966 [237]). Allerdings treten im Vorspessart nur die Äquivalente der Truse-Folge auf. Die altpaläozoische Hülle der Mitteldeutschen Antiklinalzone in Form der Ruhlaer Folge fehlt und ist bereits abgetragen worden.

Die Ruhlaer Frauenbach-Quarzite (Ruhlaer Subfolge 2) werden von den Äquivalenten der Goldisthaler Serie (Ruhlaer Subfolge 1) unterlagert, die an Leitelementen wie Hämatit-, Bänder-, Quarz- und Graphitglimmerschiefern sowie Metadiabasen und ihren Tuffen mit Kalksilikaten, Albitgneisen usw. reich ist. Das trifft nicht auf die Mömbris-Stufe zu, die nach BEDERKE das Liegende der Frauenbach-Quarzite (Geiselbach-Stufe) des Spessarts darstellen soll. Die Geiselbach-Quarzite entsprechen mit ihren Begleitgesteinen ganz den Quarziten der Truse-Subfolge 2 (siehe die Säulenprofile bei NEUMANN 1966 [237], Abb. 3), mit denen auch die quarzitischen Glimmerschiefer der Schweinheimer Stufe parallelisiert werden müssen.

Wie bereits 1966 ausgeführt, stellen Mömbris- und Elterhof-Stufe nur zwei Faziesbereiche eines etwa gleichalten Schichtverbandes (Spilit-Gruppe) dar, denen im Ruhlaer Kristallin die schwelennahe monotone Seimberg- und die beckennahe bunte Broteröder Fazies der Truse-Folge entsprechen. Von der Substanz her erscheint die erste mit ihren Quarziten und Metagrauwacken mehr avulkanisch-miogeosynklinal, die zweite mit ihren Metabasiten und Kalksilikatmarmoren mehr vulkanisch-orthogeosynklinal. Im Vorspessart läßt sich das Fazieskonzept deshalb schwieriger glaubhaft machen, weil beide Faziesbereiche - durch das Haibacher Altkristallin voneinander getrennt - parallel zu den Faltenachsen angeordnet sind, während sie im Ruhlaer Kristallin quer zu den Faltenachsen aneinandergrenzen und insgesamt östlich des Liebensteiner Altkristallins austreichen. Aber die beiden Fazies gemeinsamen Leithorizonte findet man auch im Vorspessart. Außer den genannten Quarziten sind es vor allem die granatreichen Gneise. In der Mömbris-Stufe hat sie WEINELT als Granat-Plagioklas-Gneise auf Blatt Schöllkrippen auskartiert (OKRUSCH & WEINELT 1965 [287]) und in geologischen Schnitten sehr anschaulich dargestellt. In der Elterhof-Stufe beschreibt er sie in den Erläuterungen zu Blatt Haibach als Granatgneise (WEINELT 1962 [407], S. 30), hat sie aber nicht auskartiert. BRAITSCH (1957 [47], S. 25) nennt sie Biotit-Granat-Knotengneise. Mit Hilfe dieses "Leithorizonts" und der begleitenden Nebengesteine ist es auch im Vorspessart möglich, eine mehr eugeosynklinale (Elterhof-Stufe) und eine mehr miogeosynklinale Fazies (Mömbris-Stufe) innerhalb der Äquivalente der Spilit-Gruppe auszuhalten. Im Oberflächenanschnitt des Vorspessarts streichen also auf einer Breite von 24 km (senkrecht B) nur Gesteine aus, deren Edukte proterozoisches Alter haben, während im insgesamt nur 15 km breiten Ruhlaer Kristallin der Anschnitt des Präkambriums östlich der Kallenbach-Störung nur 10 km breit ist.

Die von der Ruhlaer Folge abweichende Lithostratigraphie der Truse-Folge hatte der Verf. herausgefunden. Eine Zuordnung der Truse-Folge in das übergeordnete Schema der Präkambrium-Stratigraphie verdanken wir HOTH (1968) [13]. Gegen eine spilitische Brotteröder "Serie" und eine postspilitische Seimberg-"Serie" - wie HOTH sie einstuft - spricht, daß die Leithorizonte beide "Serien" verbinden, die deshalb nur Faziesbereiche darstellen. Die Truse-Subfolgen 1 - 3 werden als Äquivalente der Spilit-Gruppe aufgefaßt, während die Truse-Subfolge 4 auf Grund der Zunahme des Grauwackenedukts als Äquivalent der Postspilit-Gruppe in Frage kommt. Eine zeitliche Trennung beider Faziesbereiche (etwa im HOTHschen Sinne) liegt insoweit vor, als sich die Gegensätze zwischen ihnen erst von der Truse-Subfolge 2 ab herausbilden. Das orthogeosynklinale Stadium (Brotteröder Fazies) hat also etwas früher eingesetzt als das miogeosynklinale (Seimberg-Fazies).

5. Übertragung der Ergebnisse auf die Mitteldeutsche Antiklinalzone zwischen Main und Elbe

Wie aus den vorhergehenden Abschnitten hervorgeht, kann man den Komplex der "Mitteldeutschen Kristallinzone" auf lithostratigraphischer Grundlage detaillierter und aussagekräftiger gliedern als nach der Mineralfazies. Die späteren und deshalb sekundären Veränderungen durch Metamorphose, Migmatisation und Granitbildung werden zunächst weggedacht, erhalten aber bei der Ableitung der Reihenfolge tektonischer Vorgänge (Entwicklung der Kallenbach-Abschiebung zur Aufschiebung) eine neue Beziehung zu Bildungszeit und -raum.

Der Kern der Antiklinalzone besteht aus Präkambrium, aus dem Strukturstockwerk des vor-präspilitischen Altkristallins und aus dem tieferen Teilstockwerk (Truse-Folge) des variszischen Strukturstockwerks. Das höhere Teilstockwerk des letzteren bildet die Hülle der Antiklinalzone. Sie enthält im Ruhlaer Kristallin Kambroordovizium sowie Silur und tiefstes Devon (Ruhlaer Folge) und ist dort mesozonal metamorph. Epizonal metamorph kommt die Antiklinalhülle bei Schmiedefeld-Vesser im Thüringer Wald und im Taunus-Vordevon, nicht metamorph bei Delitzsch und in den Bohrungen Schladebach und Boxberg 1 vor (Abb. 4 u. 5).

Das Altkristallin (Biotitgneise von Liebenstein, Haibach und Böllstein) ist die frei erodierte Wurzel - sie besteht aus kleinkörnig-granoblastischen, zum Teil sehr glimmerarmen Migmatitgneisen - eines moldanubischen (älter als präspilitischen) Orogens. In präspilitischer Zeit ragte es schwellenförmig auf. Deshalb keilt die Präspilit-Gruppe (PA 1 der Abb. 5) in Richtung auf das paläogeographische Hochgebiet aus. Die intraproterozoische Schwelle wurde dann von den Schichten der Spilit-Gruppe (PA 2 der Abb. 5) transgressiv überlagert. Westlich von Brotterode (Ruhlaer Kristallin) greift zunächst die Truse-Subfolge 1, dann - noch weiter westlich - die Subfolge 2 auf das Altkristallin über (Transgressionsdiskordanz). Der Einzelfund eines 15 cm großen Gerölls aus altkristallinem Granitgneis (Typ Dorngehege) in metablastischen Hornfelsgneisen der Truse-Subfolge 1 (VEB Kombinat Kali, Fluß- und Schwerspatbetrieb, Werk Schmalkalden, Werkabteilung Trusetal, Schrägort Trusetal, 1. Wendeort) durch E. SEIDL (freundl. mündl. Mitteilung, Frühjahr 1971) weist auf die Schwellennatur hin. Auch lassen sich die früher beschriebenen (NEUMANN 1964 [22], S. 341) Substanzunterschiede zwischen den Varietäten der Haubengneise (glimmerreicher Rennweg-Gneis,

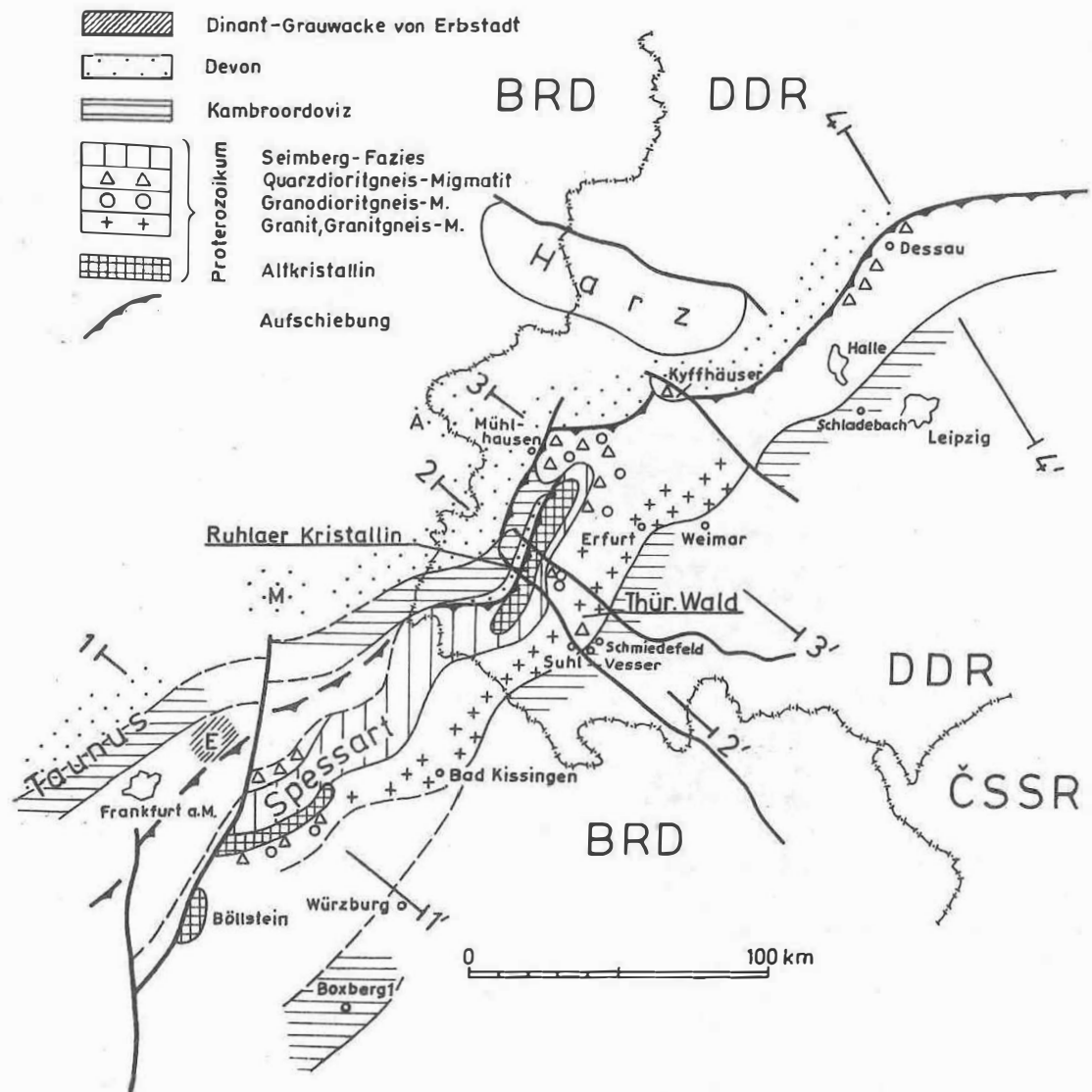


Abb. 4 Abgedeckte Karte (ohne Permiales und Trias) der Mitteldeutschen Antiklinalzone zwischen Main (Frankfurt/M.) und Elbe (Dessau)

Ihr proterozoischer Kern wurde der im Westen ab Oberdevon und im Dinant abgesunkenen altpaläozoischen Antiklinalhülle aufgeschoben. E - Erbstadt; M - Mühlbach; A - Albugen

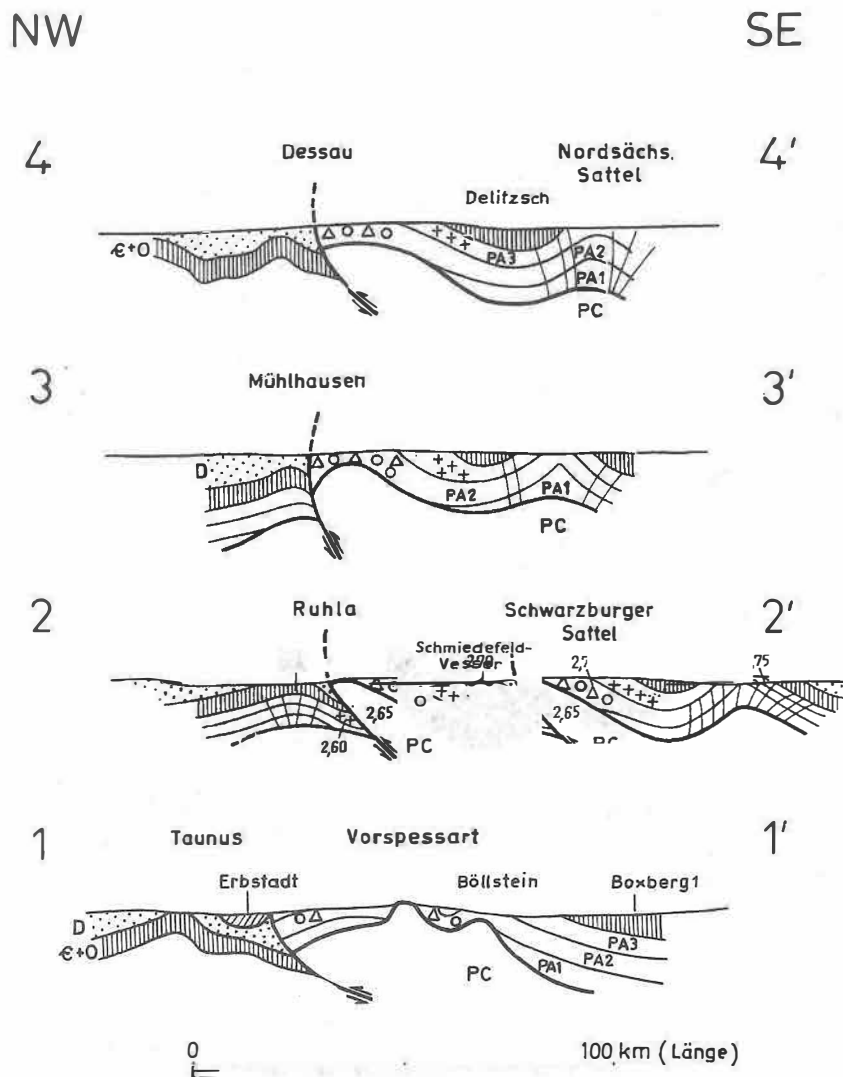


Abb. 5 Vier abgedeckte (ohne Permosiles und Trias) NW--SE-Schnitte durch die Mitteldeutsche Antiklinalzone zwischen Main und Elbe

Profiltrassen und Legende in Abb. 4. Die Metamorphose bleibt unberücksichtigt, die Migmatisation ist angedeutet. PC - vor-präspilitisches Altkristallin; PA 1, PA 2, PA 3 - Präspilit-, Spilit- und Postspilit-Gruppe. Dargestellt ist die Aufschiebung des proterozoischen Antiklinalkerns bzw. die Unterschiebung und Verschluckung der westlichen Antiklinalflanke längs des Nordwestthüringischen Lineaments. Die mittleren Dichtewerte im Profil 2 -- 2' lassen das Altkristallin und den Ruhlaer Granit als relativ leichte Krusteneinheiten erkennen, die zum isostatischen Aufstieg des Antiklinalkerns beigetragen haben können.

arkoseartiger Schmalwasserstein-Gneis) im Sinne von präkambrischen Verwitterungsböden deuten. Die Haubengneise entwickelten sich aus dem "gewässerten" Eluvium des glimmerarmen Altkristallins, welches unterschiedlich zersetzt (Feldspatzersatz) von der späteren Deformation unter Neubildung von Glimmern erfaßt wurde. Die flachliegende Untergrenze der Verwitterungshaube wirkte als Schwächefläche, die Anlaß zu ultramylonitischer Überarbeitung gab. Sie streicht zu beiden Seiten des Thüringer Tals bei Bad Liebenstein aus und läßt sich auf der Ostseite etwa 3 km weit verfolgen. Unterhalb der Ultramylonitplatte greifen "Chloritadern" in den liegenden Liebensteiner Gneis vor und umgrenzen metergroße ellipsoidische Schollen. Das netzartige Eingreifen und generelle Auskeilen der Adern und Spalten nach unten zeigt das Aufhören des Verwitterungseinflusses an.

Im Oberflächenanschnitt der Antiklinalzone streichen also moldanubisches Altkristallin (Kästchensignatur der Abb. 4; PC der Abb. 5) und die Äquivalente der Spilit- und Postspilit-Gruppe aus. Bei einer Einschätzung der durch Tiefbohrungen geschaffenen punktförmigen Aufschlüsse (BEHR 1966 [37]; TRUSHEIM 1964 [39]) ist man gezwungen, die Kenntnis zu verallgemeinern, daß von der Truse-Folge nur die rekristallisationsfreudige (Wassergehalt), mehr eugeosynklinale Brotteröder Fazies migmatisiert wurde. Und zwar sind aus den Äquivalenten der metabasitreichen Spilit-Gruppe, die außerdem näher zum Altkristallin austreichen, die geringergradigen und stärker basischen Quarzdiorit- und Granodioritgneis-Migmatite hervorgegangen, während sich aus den Äquivalenten der metabasitarmer und tiefer abgesenkten (da altkristallinerner Ausbiß) Postspilit-Gruppe die Granitgneise bei Erfurt und die Granite von Suhl sowie der Bhg. Bad Kissingen entwickelt haben (Abb. 4). Diese Interpretation wird dadurch gestützt, daß sich östlich der Granitgneise und Granite sozusagen "lithostratigraphisch konkordant" das Kambroordovizium anschließt (Bhg. Boxberg 1, Schmiedefeld-Vesser, Bhg. Schladebach), während im Westen an die Äquivalente der migmatisierten Spilit-Gruppe zwischen Mühlhausen und Dessau Devon angrenzt (Bhg. Hainleite; Scholle von Roßlau, REUTER 1964 [33]). Hier macht sich also eine Störung von etwa 5 km Sprunghöhe bemerkbar, entlang welcher das Devon steilgestellt ist und in breiter Front bis zur Wippraer Zone des SE-Harzes phyllitisiert wurde. Bei Mühlhausen hat BEHR (1966 [37], S. 40) die Randstörung mit der starken postkristallinen Deformation der erbohrten Serizitphyllite und Glimmerschiefer begründet. Eine Parallelstörung verläuft mitten durch das Ruhlaer Kristallin in Form der Kallenbach-Aufschubung und von hier weiter nach Südwesten. In Abb. 4 wurde sie bis in die Wetterau (nordöstlich von Frankfurt am Main) in Richtung auf die Saar-Nahe-Senke durchgezogen. Die Erbstadter Grauwacke hatte NÖRING 1951 [27] ins hohe Oberdevon bis frühe Unterkarbon etwa als Äquivalent der Tanner Grauwacke des Harzes eingestuft, die REICHSTEIN 1961 [32] ins Dinant einordnen konnte. In einem Kapitel über die Grenze zwischen rhenoharzynischer und saxothuringischer Zone erwähnt VON GAERTNER (1964 [8], S. 171) den Vorspessart und daß "only a little further north the Giessen greywacke is exposed". Das phyllitisierte Vordevon am Taunus-Südrand wurde in Abb. 4 und 5 als Äquivalent des kambroordovizischen Anteils der Ruhlaer Folge und in ähnlicher "Sattelstellung" wie der Ruhlaer Horst aufgefaßt. SCHMIDT (1952 [35], S. 154) hält kambrisches Alter der Ausgangsgesteine für möglich. Nach VON GAERTNER (1964 [8], S. 167) sind diese "älteren Phyllite" Äquivalente der Frauenbach- und Phycoden-Serie, während KREBS (1969 [16], S. 3) sie ins Devon stellen möchte. Auch bei der letzten Korrelationsmöglichkeit kommt noch die muldenartige Verschluckungsstellung der Erbstadter Dinant-Grauwacke im Vorfeld des Spessart-Präkambriums

zur Geltung. Zweifellos liegen analoge Lagerungsverhältnisse wie im Profil Ruhlaer Horst - Nesselrain-Graben - Ruhlaer Altkristallin (Abb. 5, Profil 2 - 2') vor, wenn auch in unterschiedlichen Niveaus.

Es ist aber auch möglich, die Kallenbach-Störung des Ruhlaer Kristallins bis zur NW-Flanke des Haibacher Altkristallins im Vorspessart zu verlängern, da hier als Goldbacher und Schöllkrippener Gneis vielleicht In-situ-Äquivalente eines noch nicht intrudierten "Ruhlaer Granits" vorliegen und weil hier Ultrabasite in Form des Chlorit-Hornblendefelses (Hösbachit, MATTHES & KRÄMER 1955 [207]) am ehesten eine Tiefenstörung - um die es sich doch hier handelt - beweisen. Es ergibt sich, daß der präkambrische Kern der Mitteldeutschen Antiklinalzone entlang eines Nordwestthüringischen Lineaments - das in mehreren Parallelstörungen ausstreicht - emporgedrückt und auf seine vorher abgesunkene altpaläozoische Antiklinalhülle aufgeschoben wurde. Die Schichten der Antiklinalhülle fallen unter die Aufschiebung, also nach SE, ein und werden gleichsam verschluckt. Diese Aussage ist in den vier Profilskizzen der Abb. 5 verdeutlicht.

6. Regionale Bedeutung und Ausblick

Das Nordwestthüringische Lineament charakterisiert eine Mobilzone, die den Übergang zwischen dem eigentlichen rheinischen Trog mit seiner Füllung von pelagischen Schwarzschiefern vom Typ der Wissenbacher Schiefer und der aufsteigenden Geantiklinale (Mitteldeutsche Schwelle) als südöstliche interne Schelfplattform (KREBS 1970 [177]) herstellt. Die Verlängerung einer Teilstörung des Lineaments bis zur Metzger Störung am NW-Rand des Saarbeckens (KNEUPER 1971 [147], Abb. 3) ist möglich. Der auf 195 m angebohrte Albitgranit der Bhg. Saar 1 (HERING & ZIMMERLE 1971 [127]) könnte nichtmetamorphe Ruhlaer Folge sein, in welcher der geringmächtige Windsberg-Gneis in den Äquivalenten der Phycoden-Serie und der maximal 150 m mächtige Silbergrund-Gneis in den Äquivalenten der Gräfenthaler Serie (beide mit Albit) auftreten. Die große Mächtigkeit des Albitgranits würde auf Steilstellung durch Verfaltung hinweisen. Eine fehlende Metamorphose (siehe die Gesteinsbezeichnung "Albitgranit") verwundert nicht, da das benachbarte "Präkambrium" des Bergsträßer Odenwalds - nach NEUMANN (1966) [237] streichen Äquivalente der Truse-Folge aus - durch "synintrusive Tektonik" und nicht durch metamorphe "Sockeltektonik" (NICKEL) geformt wurde. Wie die Ruhlaer Folge des Ruhlaer Kristallins gehört auch der Albitgranit der Bhg. Saar 1 zur internen Schelfplattform, die durch die NW einfallende Metzger Störung (Abschiebung) zum Hunsrück-Unterdevon abgesetzt ist. Über die Störung transgredierte das höhere Devon (Riffkalke) und pelagische Schwarzschiefer des Dinants. Ab Oberkarbon (siehe das Entwicklungsschema des Saarbeckens bei KNEUPER 1971 [147], Abb. 3) wurde die Metzger Störung unter Beibehaltung ihres NW-Einfallens zur Unterschiebung. Die interne Schelfplattform wurde dem Hunsrück unterschoben, dessen Ausfaltung mit Fächervergenz nun einsetzte. Über dem absinkenden Schelf begann die Bildung des Saarbeckens im Namur und Westfal zu einer Zeit, als im Ruhlaer Kristallin der Ruhlaer Granit intrudierte. Südlich der Bhg. Saar 1 müßte das Äquivalent der Kallenbach-Störung durchstreichen, das die interne Schelfplattform zum "Präkambrium" des Bergsträßer Odenwalds bzw. seiner Fortsetzung nach Südwesten begrenzen würde.

Die Mitteldeutsche Antiklinalzone scheint also ab Oberdevon und im Dinant verkippt zu sein. Ihr NE-Abschnitt zwischen der Rhön und der Elbe wurde hochbewegt und dem Vorland aufgeschoben - es bildete sich eine Aureole von Flyschgrauwacken und Olisthstromen (siehe PFEIFFER 1971 [30], Abb. S. 947) -, und ihr SW-Abschnitt zwischen der Rhön und der Saar wurde abgesenkt - es sedimentierten bei fehlender tektonischer Aktivität des Untergrundes Massenkalk und pelagische Schwarzschiefer - und dem Vorland ab Oberkarbon unterschoben. Als Kippachse ist die Mittelmeer-Mjösen-Zone in Betracht zu ziehen.

Der Nachweis einer Kerb- oder Narbenzone am Westrand des präkambrischen Kerns der Mitteldeutschen Antiklinalzone kann durch geophysikalische Daten gestützt werden, da im sprengseismischen Profil Helgoland - Bayrische Alpen ein Abtauchen der CONRAD-Diskontinuität im Gebiet der Rhön um etwa 10 km festgestellt worden ist [1]. Auf diesen lineamentbezogenen Tiefenbau der Erdkruste wird in einer anderen Betrachtung eingegangen (NEUMANN, im Druck [26]), in der Vergleiche über die Entwicklung am Nordwestthüringischen und am Zentralsächsischen Lineament angestellt werden. Als zwei Leitelemente für die paläogeographische Rekonstruktion hat PFEIFFER (1968 [29], S. 45) das letztere und die Mitteldeutsche Schwelle herausgestellt.

7. Zusammenfassung

Im Ruhlaer Kristallin konnten größere Störungen durch eine lithostratigraphische Stockwerkgliederung nachgewiesen werden. Ihre Entwicklung steht mit Tiefenprozessen wie der Metamorphose, Migmatisation und Intrusion des Ruhlaer Granits in Zusammenhang, deren zeitliche Reihenfolge aus radiometrischen Altersbestimmungen hervorgeht. Die Ergebnisse werden auf die Mitteldeutsche Antiklinalzone zwischen Main und Elbe übertragen, die aus einem proterozoischen Kern und einer altpaläozoischen Hülle besteht. Ihre NW-Flanke ist durch eine Verschluckungszone (Nordwestthüringisches Lineament) gekennzeichnet, an welcher der Antiklinalkern der ab Oberdevon und im Dinant abgesunkenen Antiklinalhülle aufgeschoben wurde. Diese Hochkipfung löste im Gebiet zwischen Rhön und Elbe tektonische Aktivität im Lineamentstreifen (Aufstieg des Ruhlaer Horsts, Intrusion des Ruhlaer Granits im Siles) aus und zeichnete sich durch Bildung eines Saumes von Flyschgrauwacken ab, während das Abtauchen der Antiklinalzone zwischen Rhön und Saar bei fehlender Aktivität des Untergrunds zur Sedimentation von Riffkalken und pelagischen Schwarzschiefern führte.

Literatur

- | | |
|-----------------|---|
| [1] ... | Crustal structure in Western Germany.
Z. Geophysik 30 (1964), S. 209-234 |
| [2] BEDERKE, E. | Alter und Metamorphose des kristallinen Grundgebirges im Spessart.
Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. 18 (1957), S. 7-19 |
| [3] BEHR, H.-J. | Das metamorphe Grundgebirge im Thüringer Becken.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 11 (1966), S. 39-56 |

- [4] BRAITSCH, O.
Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Gesteine des südlichen Spessarts und ihrer geologisch-tektonischen Geschichte.
Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. 18 (1957), S. 21-72
- [5] BRINKMANN, R.
Die Mitteldeutsche Schwelle.
Geol. Rdsch. 36 (1948), S. 56-66
- [6] GAERTNER, H.-R. VON
Probleme des Saxothuringikums.
Geol. Jb. 65 (1951), S. 409-450
- [7] GAERTNER, H.-R. VON
Über Gebirgszusammenhänge in den mitteleuropäischen varistischen Ketten (Geosynklinale und Lineament).
Geol. Rdsch. 50 (1960), S. 433-438
- [8] GAERTNER, H.-R. VON;
WATZNAUER, A.
The Central European Variscides. In: Tectonics of Europe. Explanatory note to the international tectonic map of Europe 1 : 2 500 000, S. 158-185.
Moskva: Izd. Nauka 1964
- [9] HAAKE, R.
Bemerkungen zu den am Institut für Geologie und Geophysik der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Sibirische Abteilung, Laboratorium für Geochronologie in Nowosibirsk, Akademgorodok, im Jahre 1969 von Proben aus der DDR durchgeführten K-Ar-Datierungen.
1970 [unveröff.]
- [10] HAAKE, R.
Physikalische Altersbestimmungen im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinsone und der angrenzenden Gebiete.
1970 [unveröff. Tab.]
- [11] HAAKE, R.
Zur Altersstellung granitoider Gesteine im Erzgebirge.
Geologie 21 (1972) 6, S. 641-676
- [12] HERING, O.; ZIMMERLE, W.
Petrographische Untersuchungen in der Tiefbohrung Saar 1.
7. internat. Kongr. Strat. u. Geol. des Karbons Krefeld, Zusammenfass. Vortr. u. Veröff. (1971), S. 79
- [13] HOTH, K.
Präkambrium oder Kryptozoikum. In: Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik, Bd. 1, S. 77-94.
Berlin: Akademie-Verlag 1968
- [14] KNEUPER, G.
Das Saar-Nahe-Gebiet.
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 19 (1971), S. 143-148
- [15] KOSSMAT, F.
Gliederung des varistischen Gebirgsbaues.
Abh. sächs. geol. L.-Amt 1 (1927), S. 1-40
- [16] KREBS, W.
Über Schwarzschiefer und bituminöse Kalke im mitteleuropäischen Variszikum.
Erdöl u. Kohle 22 (1969), S. 2-6, 62-67
- [17] KREBS, W.
Nachweis von Oberdevon in der Schwerspat-Grube Eisen (Saargebiet) und die Folgerungen für die Paläogeographie und Lagerstättenkunde des linksrheinischen Schiefergebirges.
N. Jb. Geol. Paläont. Mh. (1970), S. 465-480

- [18] MÄDLER, J. Petrographie, petrochemische Stellung und Metamorphose der Granitporphyrgänge von Thal-Heiligenstein im nordwestlichen Thüringer Wald.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. B 14 (1969), S. 327-337
- [19] MÄDLER, J.; SCHRÖDER, N. Tektonik, Mineralisation und Nebengestein der Schwerspatlagerstätte Friedenstein bei Ruhla.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. B 12 (1967), S. 239-255
- [20] MATTHES, S.; KRÄMER, H. Die Amphibolite und Hornblendegneise im mittleren kristallinen Vorspessart und ihre petrogenetische Stellung.
N. Jb. Miner. Abh. 88 (1955), S. 225-272
- [21] MEINEL, G. Zur zeitlich-räumlichen Stellung sialischer Magmatite und Metamorphite im Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirge [Vortrag].
Dt. Ges. geol. Wiss., Tagung in Gera, 16.9.1970
- [22] NEUMANN, W. Zum Stand der Erforschung des kristallinen Grundgebirges von Ruhla-Brotterode.
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau usw. (1964) 2, S. 327-348
- [23] NEUMANN, W. Versuch eines lithostratigraphischen Vergleiches von Grundgebirgsanschnitten im Bereich der Mitteldeutschen Schwelle.
Geologie 15 (1966), S. 942-962
- [24] NEUMANN, W. Mitteldeutsche Kristallinzone. In: Geologie von Thüringen.
Gotha: VEB H. Haack [Im Druck]
- [25] NEUMANN, W. Die Entwicklung von variszischer und saxonischer Tektonik im Ruhlaer Kristallin.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 17 (1972) 6 [Im Druck]
- [26] NEUMANN, W. Über den Tiefenbau der epivariszischen Plattform im Südteil der DDR.
Conférence "Corrélation des événements géologiques dans le socle ancien de la zone varisque de l'Europe", Liblice (ČSSR), 29.5. - 5.6.1972 [Im Druck]
- [27] NÖRING, F.K. Der paläozoische Aufbruch der Naumburg bei Erbstadt.
Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 2 (VI) (1951), S. 44-46
- [28] OKRUSCH, M.; WEINELT, W. Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000. Blatt Nr. 5921 Schöllkrippen.
München: Bayer. geol. L.-Amt 1965
- [29] PFEIFFER, H. Überblick über die Entwicklung des Saxothuringikums vom Beginn des Devons bis zur variszischen Hauptfaltung.
Geologie 17 (1968), S. 17-51
- [30] PFEIFFER, H. Die variszische Hauptbewegung (sogen. sudetische Phase) im Umkreis der äußeren Kristallinzone des variszischen Bogens.
Geologie 20 (1971) 9, S. 945-958

- [31] PFEIFFER, H.;
 REICHSTEIN, M.;
 RUCHHOLZ, K. Lithologische und paläogeographische Entwicklung
 und Stratigraphie des Oberdevons und Dinants in
 der Umgebung der Mitteldeutschen Schwelle.
 23. internat. geol. Congr. 9 (1968), S. 9-19
- [32] REICHSTEIN, M. Die Tanner Grauwacke, eine unterkarbonische Fazies
 des Harzes.
 Geologie 10 (1961), S. 763-777
- [33] REUTER, F. Die regionalgeologische Stellung der Flechtingen-
 Roßlauer Scholle.
 Geologie, Beih. 40 (1964), 66 S.
- [34] RÖSLER, H.J.; PILOT, J. Die zeitliche Einstufung der sächsisch-thüringi-
 schen Ganglagerstätten mit Hilfe der K-Ar-Methode.
 Freib. Forsch.-H. C 209 (1967), S. 87-98
- [35] SCHMIDT, W. Die paläogeographische Entwicklung des linksrhei-
 nischen Schiefergebirges vom Kambrium bis zum Ober-
 karbon.
 Z. dt. geol. Ges. 103 (1952), S. 151-177
- [36] STETTNER, G. Die Prägung von Granulit und Eklogit in inner-
 kontinentalen Orogenen, aus der Sicht des ober-
 fränkisch-sächsischen Varistikums.
 Geol. Bavarica 60 (1969), S. 7-28
- [37] STETTNER, G. Orogene Schollentektonik und granitoide Mobilisa-
 tion im Westteil der Böhmisches Masse.
 Geol. Rdsch. 60 (1971), S. 1465-1487
- [38] STILLE, H. Unterschiebungs-Palingenese.
 19. internat. geol. Congr. 17 (1954), S. 127-137
- [39] TRUSHEIM, F. Über den Untergrund Frankens.
 Geol. Bavarica 54 (1964), 92 S.
- [40] WEINEIT, W. Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern
 1 : 25 000, Blatt Nr. 6021 Haibach.
 München: Bayer. geol. L.-Amt 1962
- [41] WERNER, C.-D. Zur Stoffbilanz im Ruhlaer Kristallin (Thüringer
 Wald).
 Habil.-Schr. Bergakad. Freiberg 1969
- [42] WUNDERLICH, H.G. Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung.
 Mannheim: Bibliograph. Inst. 1966

Assyntische Strukturen im Barrandium der Böhmisches Masse

Von JAN HOLUBEC, Praha

Die Böhmisches Masse ist ein in struktureller und genetischer Hinsicht komplizierter Block, der aus proterozoischen und paläozoischen Gesteinen besteht, die in präkambrischer Zeit und während der variszischen Tektogenese verformt wurden. KOSSMAT (1916, 1927) [10, 11] stellte den grundlegenden bogenförmigen Zonenbau der Böhmisches Masse fest. Die südliche Einheit wird vorwiegend vom Proterozoikum aufgebaut, dem das gefaltete und nichtmetamorphe Altpaläozoikum diskordant aufgelagert ist (GRIMM 1855 [5]). Im Nordteil kommen metamorphes und gefaltetes Proterozoikum sowie Paläozoikum vor. KOSSMATs Schema wurde von verschiedenen Autoren, wie z.B. VON BUBNOFF (1926, 1930) [3], KODYM (1953) [9], MÁŠKA & ZOUBEK (1960) [12], BENEŠ (1962) [1] u.a., modifiziert und präzisiert. Die Grenze zwischen den beiden Einheiten wurde längs bedeutsamer regionaler Störungslinien gezogen. In der Gegenwart gilt die Ansicht, daß der moldanubische Kern die älteste Einheit der Böhmisches Masse ist. Er beeinflußt die historisch-geologische Entwicklung oberproterozoischer und paläozoischer Gesteine an seinen Rändern (SVOBODA 1966 [17]).

Das obere Proterozoikum des Barrandiums, zu dem das Gebiet von Mittel- und ein Teil von Westböhmen gehören, ist ein geosynklinaler Komplex von schwach metamorphen Grauwacken, Schluffsteinen, Schiefern und vulkanogenen Gesteinen. Es stellt einen Teil des ausgedehnten mittel- und westeuropäischen Sedimentationsbeckens dar. Die Gesteine wurden von der assyntischen (cadomischen) Tektogenese gefaltet und metamorphosiert, die für den Bau Mittel- und Westeuropas von großer Bedeutung ist (STILLE 1948 [16]). Vor der kambro-ordovizischen Transgression fand eine beträchtliche Abtragung der assyntischen Strukturen statt. Die Gesamtmächtigkeit der an der heutigen Oberfläche entblößten proterozoischen Gesteine beträgt ungefähr 7 000 m. Die assyntische Verformung war intensiv und hat einen komplizierten und variablen Bau geschaffen.

Im Barrandium und weiter westlich im Gebiet der Tepelská vysočina (Tepler Hochland) können tektonische Umwandlungen an unterschiedlich stark metamorphen Gesteinen, von nicht umkristallisierten Sedimenten bis zu Glimmerschiefern und Gneisen, untersucht werden. Es wurde festgestellt, daß in den verschiedenen Metamorphosezonen dieselbe Sukzession von Strukturelementen sowie deren Formcharakteristik zur Geltung kommen. Im oberen Proterozoikum des Barrandiums ist das Alter aller unten angeführten Elemente präkambrisch oder vorordovizisch.

Auf Grund der kleintektonischen Analyse wurden vier Etappen der Verformung unterschieden (HOLUBEC 1968 [7]). Die erste Verformungsetappe ist durch die Entwicklung der s_1 -Parallelschieferung und das Fehlen von Faltenformen charakterisiert. Die Regelung der klastischen Gemengteile ist ausgeprägt. Es erfolgte auch eine Orientierung des Quarzkorngefüges. Die lineare Regelung (Lineation) von Mineralen stellt manchmal die einzige kleintektonische Verformungserscheinung der ersten Etappe dar. Die zweite Verformungsetappe äußert sich in allen Aufschlüssen durch auffäl-

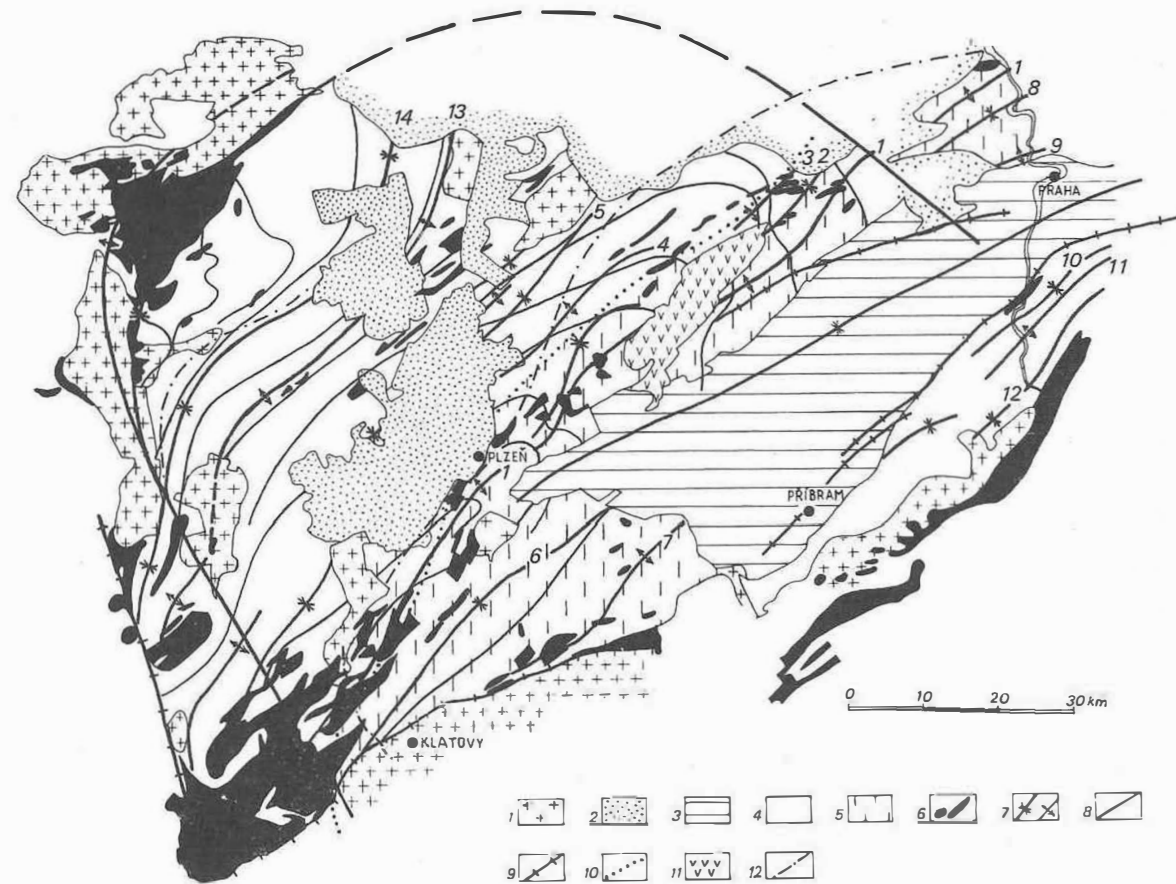


Abb. 1 Strukturgeologische Übersichtskarte des oberen Proterozoikums im Barrandium

1 - Granite; 2 - jüngere Ablagerungen (Permokarbon, Oberkreide); 3 - Altpaläozoikum; 4 - oberes Proterozoikum, Flyschfazies; 5 - oberes Proterozoikum, vulkanogene und monotone Fazies; 6 - basische Eruptivgesteine (Spilitite, Tuffe, Amphibolite); 7 - Synklinale, Antiklinale; 8 - kleintektonische Faltenachser und Runzelung der zweiten Verformungsetappe; 9 - Störung; 10 - Grenzen von Faziesentwicklungen; 11 - kambrische Porphyre und Porphyrite; 12 - Grenzen von Metamorphosezonen

lige Falten und s_2 -Schieferungen (Schubklüftungen). In diese Etappe fällt die Hauptumkristallisation von Gesteinen, die den regionalen Zonenbau bildete. Eine Umorientierung der Minerale und des Detritus der ersten Verformungsetappe erfolgte nur zum Teil. In Phylliten blieb die Lineation der ersten Etappe erhalten. In der dritten Etappe entstanden rapturelle Deformation und Knickung. Hier handelt es sich bereits um eine postkristalline Verformung. Die vierte Etappe wurde nur im Großfaltenbau festgestellt, der am jüngsten erscheint, obwohl er sich bereits vom Beginn der Verformung an bildete.

Die Strukturen des oberen Proterozoikums der Böhmisches Masse sind durch die Entwicklung regionaler Antiklinorien und Synklinorien charakterisiert. In diesen Strukturen weist die Geometrie der Gefügeelemente gewisse Regelmäßigkeiten auf. Die Linearelemente der ersten und zweiten Etappe und die s_2 -Schieferung der zweiten Etappe der Verformung zeigen regionalen Bogenverlauf. Der Bogen überdeckt das gesamte Gebiet des Barrandiums von der Grenze gegen das Moldanubikum im Mittelböhmischen Pluton im Südosten bis zum Ost- rand der Tepelská vysočina. Er hat eine große Spannweite und kennzeichnet eine bedeutende tektonische Einheit der Erdkruste. In unserem Falle handelt es sich um die mittelböhmische Einheit des oberen Proterozoikums. Innerhalb dieser Struktur gibt es 17 Großfalten von unterschiedlicher Form und Struktur. Der mittlere Abstand zwischen diesen Falten beträgt 3 - 8 km; ihre Achsen streichen NE—SW und fallen nach NE ein. Das Interngefüge der einzelnen Falten ist unterschiedlich. Diese Strukturveränderlichkeit bezeugt einen komplizierten tektonischen Bau tieferer Zonen.

Die zentrale Hauptstruktur ist das Nižbor-Antiklinorium; ihr antiklinaler Charakter wurde bereits von KETTNER (1917) [8] erkannt. Ihre Achse erstreckt sich zwischen Kralupy nad Vltavou und Kdyně im Böhmerwald. Die Länge der Struktur beträgt fast 150 km. Im Nordostteil ist ein Brachyantiklinalschluß von 25 km Breite entwickelt. Im Nordwestflügel des Antiklinoriums verläuft ein mächtiger Streifen vulkanischer Gesteine (SLAVÍK 1908 [15]). In der Achse des Antiklinoriums grenzen zwei Faziesentwicklungen - die vulkanogene im NW und die monotone im SE - aneinander; ihre gegenseitigen Übergänge konnten in dem Brachyantiklinalschluß bestätigt werden (HOLUBEC 1966 [6]; CHÁB & PELC 1968 [4]). Diese Ergebnisse beeinflussten die Abgrenzung der lithostratigraphischen Einheiten des oberen Proterozoikums und führten zu einer Änderung der früheren Ansichten (KETTNER 1917 [8]; RÖHLICH 1965 [13]). In der Nižbor-Struktur wurden im klastischen Material präassynthetische kristalline Schiefer gefunden (BERNARDOVÁ & CHÁB 1968 [2]). Die Entstehung dieser Struktur stellt eines der Hauptprobleme des Proterozoikums im Barrandium dar. - Der Südostflügel des Antiklinoriums ist einfach gefaltet. Hier überwiegen ebene Flächen der s_1 -Parallelschieferung. Die s_2 -Transversalschieferung schneidet die Parallelschieferung, ohne deren Verlauf zu stören. Der Nordwestflügel des Antiklinoriums weist eine komplizierte Tektonik auf, und die Transversalschieferung war hier mechanisch stark wirksam.

In Abb. 1 sind die Hauptfaltenstrukturen dargestellt. Die Struktur Nr. 1 ist eine einfache stehende Antiklinale. Die Synklinalen Nr. 2, 6, 8 enthalten mächtige Schichten von Grauwacken und tuffitischen Grauwacken. Diese Strukturen entstanden sehr wahrscheinlich in ursprünglichen Gräben oder stark absinkenden Zonen der vulkanogenen und monotonen Faziesbereiche; vermutlich weisen sie Schuppenbau auf. Die Struktur Nr. 3 ist in zwei Richtungen kompliziert gefaltet. Die komplizierteste Tektonik findet sich

im Raum der Antiklinale Nr. 4, wo sich die vulkanogene Fazies mit derjenigen rhythmisch geschichteter Gesteine (Flysch-Fazies) berührt. Die Achsenebene der Antiklinale Nr. 4 fällt nach NW ein. Charakteristisch ist die subhorizontale s_2 -Transversalschieferung. Das Interngefüge ist schuppenförmig, isoklinal gefaltet und durch Störungen zerschnitten. Die Struktur liegt in einer bedeutsamen tektonisch labilen Zone. Kompliziert isoklinal gefaltet ist auch die Synklinale Nr. 5, ebenso die meisten übrigen Strukturen weiter westlich in der Tepelská vysočina und im Cisařský les (Kaiserwald). Die Strukturen Nr. 7, 8, 9 weisen einfache Formen auf, im Abschnitt der Antiklinale Nr. 9 ist das obere Proterozoikum am schwächsten verformt und nichtmetamorph. Die Falten Nr. 10, 11, 12 zeigen einfache Sinusformen; eine dichte Transversalschieferung schneidet die Parallelschieferung (RÖHLICH & FEDIUK 1964 [47]). Kompliziert isoklinal gefaltete Strukturen finden sich in der Umgebung von Domažlice.

Alle weiter westlich liegenden Strukturen gehören bereits der westböhmischen Einheit des oberen Proterozoikums an. Diese weist einen ähnlichen Strukturplan wie die mittelböhmische Einheit auf. Ein in den kleintektonischen Elementen zum Ausdruck kommender Bogen überdeckt das ganze Tepler Hochland, den Kaiserwald und endet im Raum des Sa-xothuringikums. Die Gesteine sind hier in Phyllite, Glimmerschiefer und Gneise bis Migmatite umgewandelt. Dem Barrandium gehören noch die Antiklinale Nr. 13 und ein Teil der Synklinale Nr. 14 an, die aus Biotitphylliten besteht. Es handelt sich um große Strukturen von einfachen Formen. In beiden Flügeln der Antiklinale Nr. 13 wiederholen sich gleiche lithostratigraphische Einheiten, hier wurden Sedimentationszyklen von Kilometermächtigkeit festgestellt. Die Gesamtmächtigkeit der stratigraphischen Einheiten in diesen zwei Strukturen beträgt ungefähr 6 000 m.

In Abb. 1 sind verschiedene Bögen der Vulkanitzüge, Faziesentwicklungen, metamorphen Zonen und Strukturelemente dargestellt. Diese Bögen im alten präkambrischen Bau und die Bögen in den jüngsten orogenetischen Bereichen weisen darauf hin, daß die strukturgeologische Entwicklung der Erdkruste über einen langen Zeitraum ähnlich blieb.

Literatur

- [1] BENEŠ, K. Zum Problem der moldanubischen und assyntischen Faltung im Kerne der Böhmisches Masse. Krystalinikum 1 (1962), S. 11-29
- [2] BERNARDOVÁ, E.; CHÁB, J. Präassyntische kristalline Schiefer als klastisches Material in jungproterozoischen Grauwacken im NW-Teil des Barrandiums. Geologie 17 (1968) 6/7, S. 753-775
- [3] BUBNOFF, S. VON Geologie von Europa, Bd. I u. II, 1. Berlin: Gebr. Borntraeger 1926, 1930
- [4] CHÁB, J.; PELC, Z. Lithology of Upper Proterozoic in the NW limb of the Barrandian area. Krystalinikum 6 (1968), S. 141-167
- [5] GRIMM, J. Die Erzniederlage bei Přeboram in Böhmen. Berg- u. hüttenmänn. Jb. 5 (1855), S. 93-169

- [6] HOLUBEC, J. Stratigraphy of the Upper Proterozoic in the core of the Bohemian Massif (The Teplá-Barrandian region).
Rozpr. českoslov. Akad. Věd 76 (1966) 4, 63 S.
- [7] HOLUBEC, J. Structural development of the geosynclinal Proterozoic and its relations to the deeper zones of the Earth's crust (Central European domain).
Rozpr. českoslov. Akad. Věd 78 (1968) 8, 77 S.
- [8] KETTNER, R. Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums.
Geol. Rdsch. 8 (1917), S. 169-188
- [9] KODYM, O. Geologie Českého masivu I.
Praha: Učební texty vysokých škol. Karlova Univ. 1953
- [10] KOSSMAT, F. Übersicht der Geologie von Sachsen.
Leipzig 1916
- [11] KOSSMAT, F. Die Gliederung des varistischen Gebirgsbaues.
Abh. sächs. geol. Landesamt 1 (1927), 40 S.
- [12] MÁŠKA, M.; ZOUBEK, V. Tectonic development of Czechoslovakia.
Praha: Nakl. českoslov. Akad. Věd 1960
- [13] RÖHLICH, P. Geologische Probleme des mittelböhmisches Algonkiums.
Geologie 14 (1965) 4, S. 373-403
- [14] RÖHLICH, P.; FEDIUK, F. Profil barrandienským algonkiem jižně od Prahy.
Praha: Ústřední Ústav geol. 1964
- [15] SLAVÍK, F. Spilitische Ergußgesteine im Präkambrium zwischen Kladno und Klattau.
Archiv naturw. Landesdurchforsch. Böhm. 14 (1908), 176 S.
- [16] STILLE, H. Die assyntische Ära und der vor-, mit- und nach-assyntische Magmatismus.
Z. dt. geol. Ges. 98 (1948), S. 152-165
- [17] SVOBODA, J. Regional geology of Czechoslovakia, Part I.
Praha: Geol. Survey of Czechoslov. 1966

Zur Gefügeanalyse von Plutonen der Böhmisches Masse

Von KAREL BENEŠ, Praha¹⁾

1. Einführung

Granitoidkörper stellen strukturgeologische Bauelemente der Erdkruste dar und spielen eine bestimmte Rolle bei deren Entstehung und Entwicklung. Die Gefügeanalyse ist eine der Methoden, die nicht nur zur Klärung der Entwicklung der Granitkörper selbst, sondern auch zu ihrer Einordnung in die Gesamtentwicklung der Erdkruste zweckmäßig beitragen können. Deshalb ist es unbedingt nötig, das Gefüge der Granitoidkörper im Zusammenhang mit demjenigen ihres Rahmens zu untersuchen.

Die Böhmisches Masse ist für das Studium des Gefüges granitoider Gesteine sehr geeignet, denn in ihr kommt eine Reihe von verschiedenen Granitoidkörpern vor. Spättektonische Plutone sind um die zentrale moldanubische Antiklinale herum symmetrisch verteilt; in ihrem Kern liegt der Moldanubische Zentralpluton, symmetrisch ihm gegenüber liegen Grenzplutone, der Mittelböhmische Pluton und der Pluton von Železné hory (Eisengebirge), symmetrisch sind ferner Durbachitgesteine (Třebíč-Meziříčí-Massiv und Massiv von Čertovo břemeno) sowie syenitische Gesteine (Tábor- und Jihlava-Massiv) verteilt. Am äußeren Rand der moldanubischen Struktur liegen saure granitische Gesteine: kleine Massive im oberen Proterozoikum sowie die Plutone von Karlovy Vary (Karlsbad) von Krkonoše - Jizerské hory (Riesen- und Isergebirge).

2. Gefügeanalyse von Plutonen

Der Moldanubische Zentralpluton, der größte posttektonische Pluton im Bereich der Böhmisches Masse, liegt in der Achse des zentralen moldanubischen Antiklinoriums und weist eine Streichrichtung von N—S bis NE—SW auf. Er besteht aus typischen Graniten vom sog. Eisgarntyp, der auf Grund der Korngröße und Porphyrstruktur in drei weitere Typen (von Mrákotín, Čiměř und Landštejn) aufgliedert wird; im Südteil besteht der Pluton aus Granodioriten (dem Freistädter und Weinsberger Granodiorit).

Obwohl der moldanubische Pluton mehrere petrographisch unterschiedliche Gesteinstypen umfaßt, ist sein Gefüge völlig einheitlich (Abb. 1). Die metamorphe Schieferung moldanubischer Gesteine setzt sich direkt innerhalb des Plutonkörpers als flächenhafte Orientierung von Mineralen, Schlieren und Einschlüssen fort. Diese flächenhafte Orientierung kennzeichnet eindeutig den Brachyantiklinoriumschluß im Nordteil des Plutons und die Antiklinoriumstruktur in seinem Südteil. Die Streichrichtungen der flächenhaften Orientierung und der metamorphen Schieferung stimmen auch dort überein, wo der Kontakt des Plutons völlig diskordant zum Rahmen ist.

¹⁾ Geologický Ústav ČSAV (Geologisches Institut der Tschechoslowakischen Akademie der Wissenschaften)

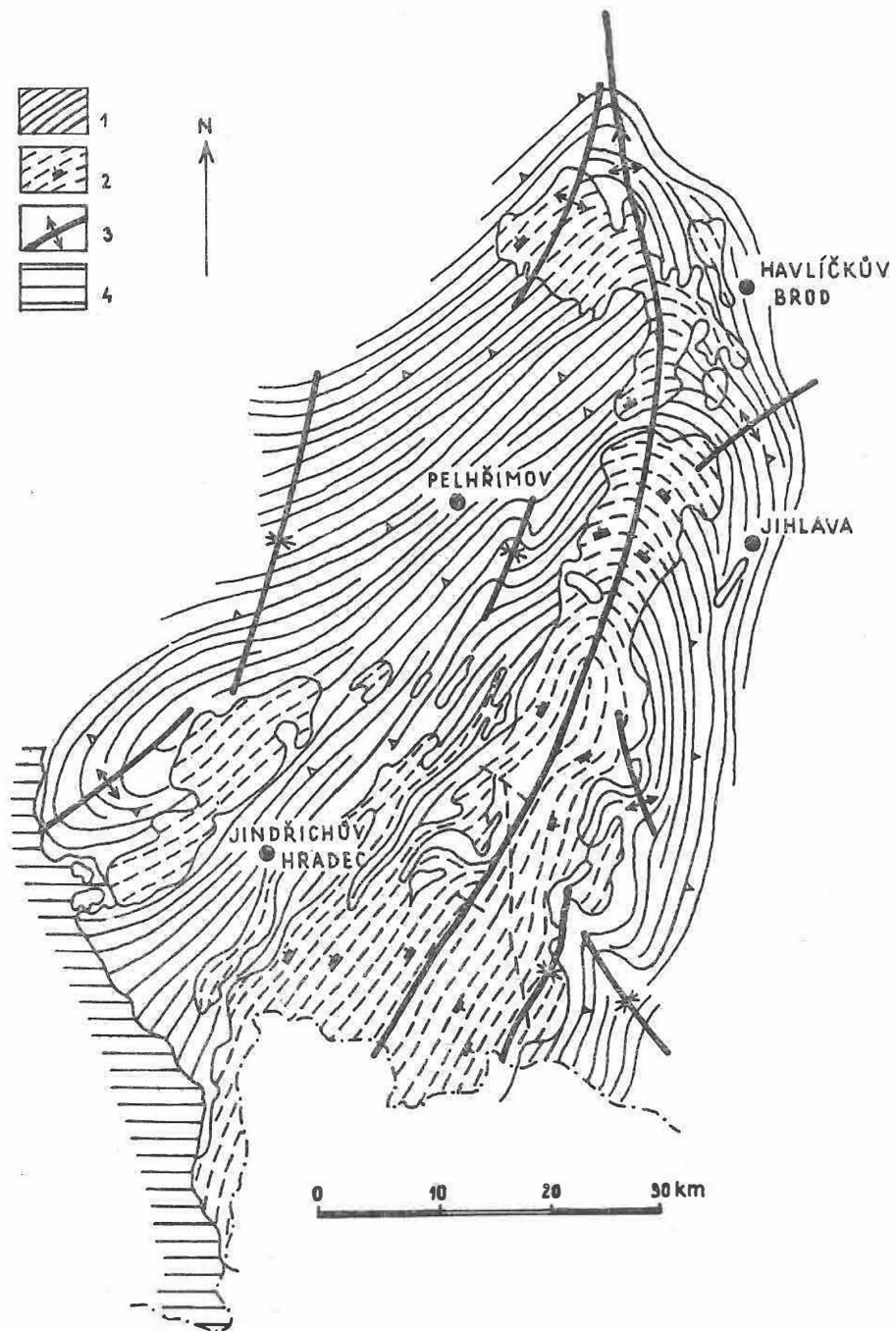


Abb. 1 Schematische strukturgeologische Karte des Moldanubischen Plutons (Zentralteil) und seines Rahmens

1 - s-Flächen im Moldanubikum; 2 - flächenhafte Orientierung der Einschlüsse und Schlieren in Graniten; 3 - Achsen der Großfalten; 4 - Kreide und Tertiär

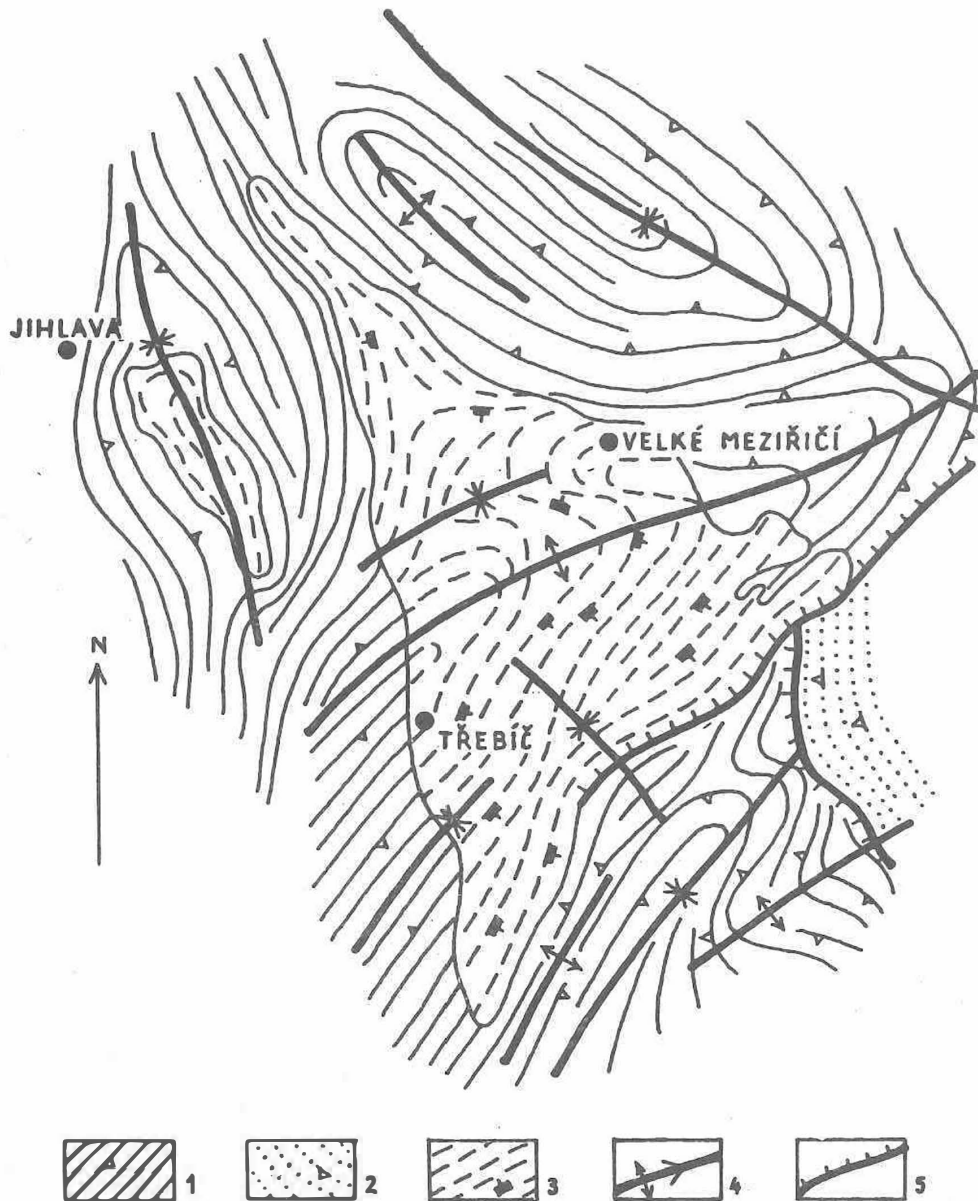


Abb. 2 Schematische strukturgeologische Karte des Třebíč-Meziříčí-Massivs und seines Rahmens

1 - s-Flächen im Moldanubikum; 2 - s-Flächen im Moravikum; 3 - flächenhafte Orientierung in Graniten; 4 - Achsen der Großfalten; 5 - Brüche

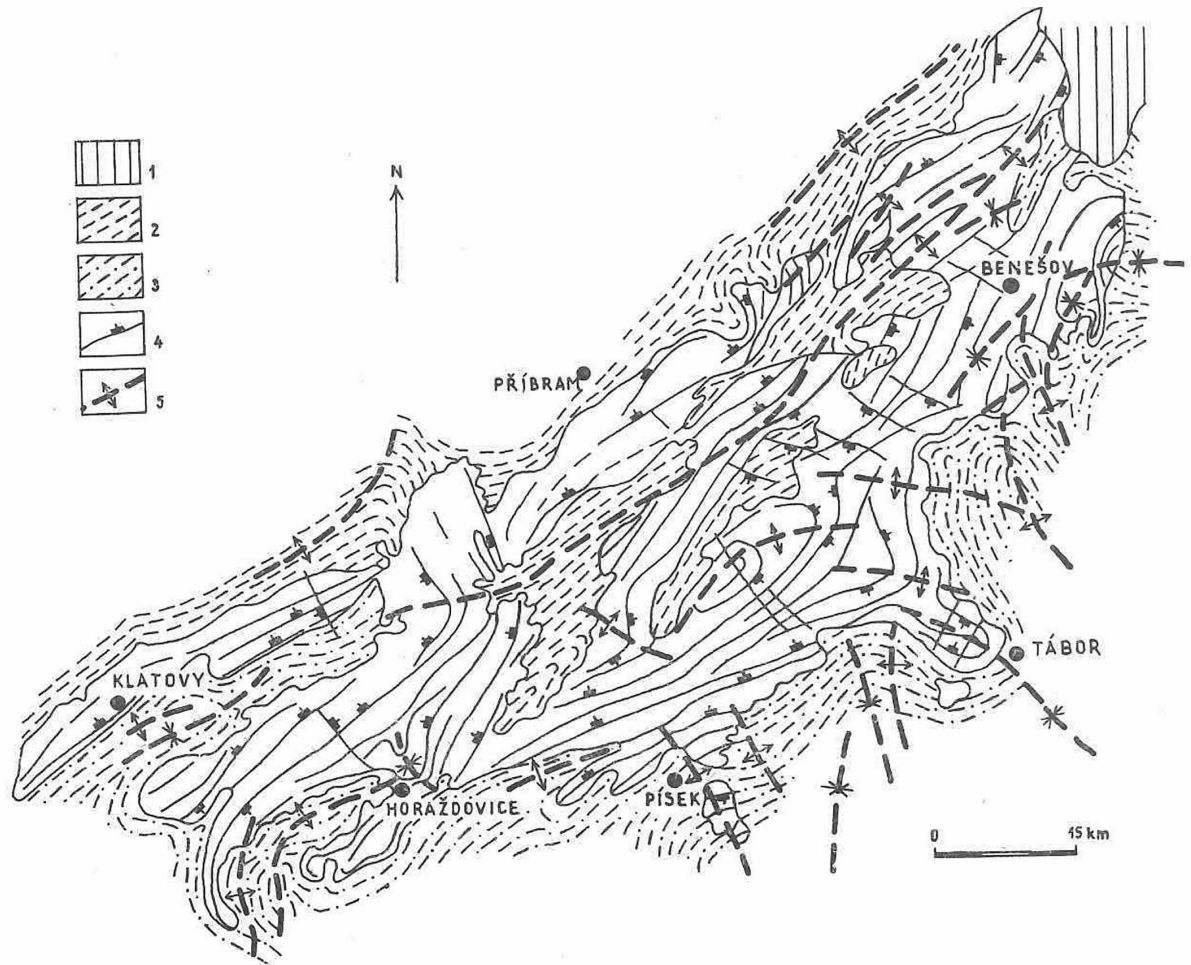


Abb. 3 Schematische strukturgeologische Karte des Mittelböhmischen Plutons und seines Rahmens

1 - Perm und Kreide; 2 - s-Flächen im Proterozoikum und Altpaläozoikum; 3 - s-Flächen im Moldanubikum; 4 - flächenhafte Orientierung in Granitoidgesteinen; 5 - Achsen der Großfalten

Das Třebíč-Meziříčský-Massiv besteht aus Durbachitgesteinen (Rastenberger Typ). Dieses Massiv ist in struktureller Hinsicht sehr eng mit seinem Rahmen verbunden (Abb. 2); die flächenhafte Orientierung und die Einschlüsse verlaufen vollkommen parallel zur metamorphen Schieferung der umliegenden Gesteine des Moldanubikums und Moravikums. Inmitten des ganzen Plutons befindet sich der NE—SW streichende Hauptantiklinalstreifen, und an diesen Streifen legen sich weitere kleinere Synklinal- und Antiklinalzonen an.

Den zweitgrößten Körper von Granitgesteinen stellt der Mittelböhmische Pluton dar. Er liegt in Mittel- bis Südböhmen zwischen den moldanubischen und proterozoischen Gesteinen und umschließt Relikte proterozoischer und altpaläozoischer Sedimente in Form von Inseln. Der Mittelböhmische Pluton besteht aus mehreren petrographisch unterschiedlichen selbständigen Körpern. PALIVCOVÁ (1965) [15] gliederte alle diese Typen in vier Hauptgruppen auf. Am größtenteils allmählichen SE-Kontakt des Mittelböhmischen Plutons treten vorwiegend dunkle, porphyrische und ausgeprägt geregelte Gesteine vom Durbachit-, Granodiorit- bis Syenittyp mit biotischen hybriden Granitoiden (zweite Gruppe) auf. Inmitten des ganzen Plutons, im Bereich der Inselzone, lagern Körper von mittelkörnigen grauen Granodioriten und Tonaliten. Nahe dem Wärmekontakt an der Grenze zum mittelböhmischen Proterozoikum treten grobkörnige porphyrische Granitgesteine auf.

Obwohl der Mittelböhmische Pluton in petrographischer Hinsicht aus einer großen Zahl ausgeprägter Gesteinstypen besteht, erscheint er auf Grund der Analyse des Gefüges als einheitlicher Körper (Abb. 3). Die Achsen der Megastrukturen setzen sich allmählich von einem in den anderen Typ fort; dasselbe gilt auch von der flächenhaften Orientierung und von den Klüften. Aus dem erwähnten Gesamtplan des Gefüges fallen nur einige homogene Gabbros, feinkörnige Aplitgranite und der Granodioritkörper von Kosova Hora heraus.

In struktureller Hinsicht wird der Mittelböhmische Pluton in drei Hauptteile gegliedert:

- a) Der "moldanubische" Teil ist durch Körper am Kontakt mit dem Moldanubikum vertreten und durch zwei Streichrichtungen der Großfalten, nämlich NW—SE und NE—SW, charakterisiert.
- b) Der (zentrale) Inselteil ist durch die NE—SW streichenden Großfalten gekennzeichnet; in diesem Teil liegt auch die zentrale Antiklinoriumzone mit dem Brachyantiklinoriumschluß im Sázava-Gebiet.
- c) Der "oberproterozoische" Teil ist durch proterozoische Megastrukturen von NE—SW-Streichrichtung charakterisiert.

Die Strukturbeziehungen zum Rahmen sind sehr eng, und zwar sowohl im Falle des Fließ- (BENEŠ 1968 [6]) als auch des Kluftgefüges. Die flächenhafte Orientierung knüpft unmittelbar an die Schieferung im Rahmen an, die Brachystrukturen setzen vom Rahmen in den Pluton fort, und auch die Kluftsysteme gehen vom Pluton in seinen Rahmen ununterbrochen über.

Dem Mittelböhmischen Pluton steht stofflich sowie strukturell der Pluton von Železný hor (Eisengebirge), insbesondere der Teilpluton von

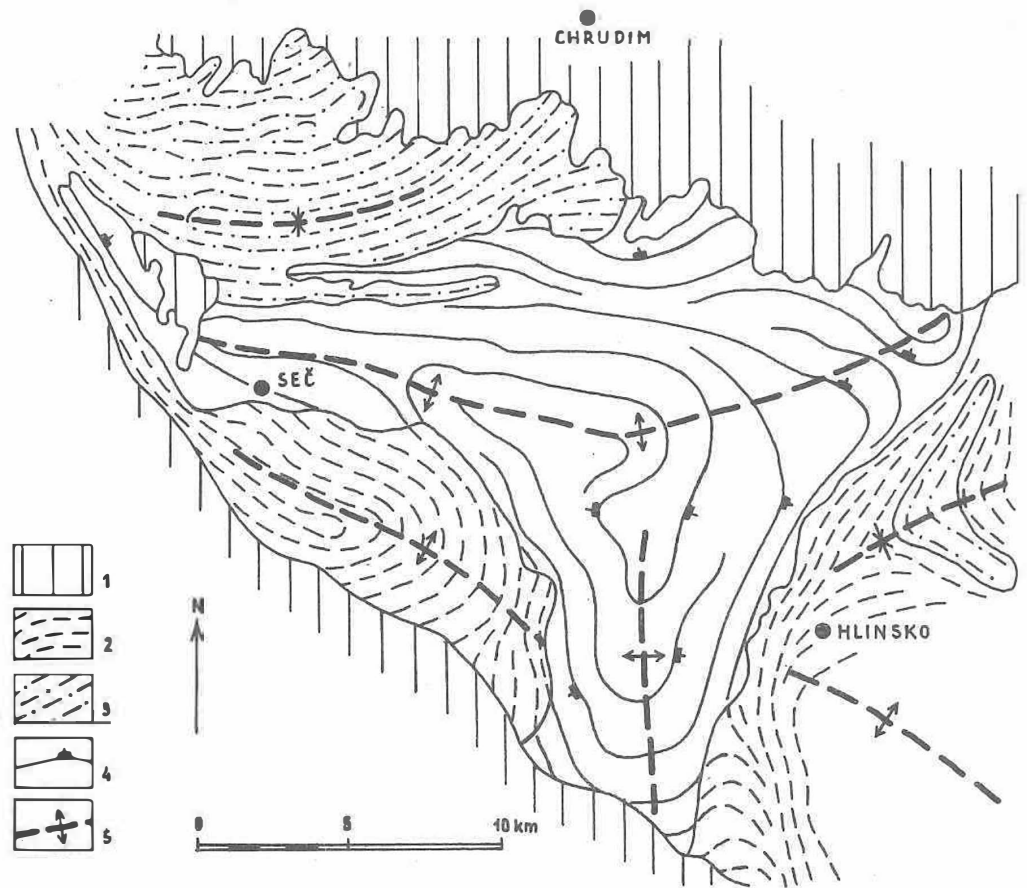


Abb. 4 Schematische strukturgeologische Karte des Plutons von Železná hory (Teilpluton von Nasavrky) und seines Rahmens

1 - Perm und Kreide; 2 - s-Flächen in der Svatka-Antiklinale, im Oheb-Kristallin und im oberen Proterozoikum der Hlinsko-Zone; 3 - s-Flächen im Altpaläozoikum der Chrudim-Synklinale und der Hlinsko-Zone; 4 - flächenhafte Orientierung in Graniten; 5 - Achsen der Großfalten

Nasavrky, sehr nahe. Er liegt zwischen der Hlinsko-Zone, dem Oheb-Kristallin und dem Chrudim-Altpaläozoikum. Im Südwestteil sind hybride und geschieferte Granodiorittypen, im Mittel- und Nordostteil mittelkörnige Granodiorite entwickelt, und im Nordteil überwiegen rote Granite. Das Fließgefüge (BENEŠ 1963 [47], 1968 [57]), das durch die flächenhafte Orientierung repräsentiert wird, bildet Großfalten (Abb. 4). Von größter Bedeutung ist die inmitten des ganzen Plutons in E—W- bis NW—SE-Richtung streichende Antiklinalzone. Das Kluftgefüge ist durch die Entwicklung eines ausgeprägten Systems von Q-Klüften charakterisiert, die im ganzen Pluton stets genau senkrecht zur flächenhaften Orientierung liegen. Eine klassische, d.h. dem flächenhaften Gefüge parallele Lage weisen auch die S-Klüfte auf. Die Beziehung zwischen dem Fließ- sowie Kluftgefüge und dem Rahmen ist sehr eng. Die Megastrukturen liegen parallel zu denen des Rahmens, und auch die Kluftsysteme im Pluton und im Rahmen stimmen überein.

Kleine Plutone und Massive im oberen Proterozoikum des Barrandiums sind aus Granodioriten bis Graniten zusammengesetzt. Das Š t ě n o v i c e -, Š t o d - und L e s t o v - sowie das K l a d r u b y - M a s s i v liegen in Megaantiklinorien, die von HOLUBEC (1968) [11] festgestellt wurden. Ein etwas komplizierteres Gefüge weist das B o r - M a s s i v auf. Es liegt an einer deutlichen N—S streichenden Störungszone. Assynthetische Faltenstrukturen durchschneiden den Pluton quer und bestimmen somit auch seine äußere Begrenzung; das Gefüge des Plutons stimmt hier mit demjenigen des Rahmens überein. Das Bor-Massiv ist ein ausgeprägt diskordanter Körper, jedoch mit deutlich konformen Gefügen des Rahmens und des Plutons.

Das L a u s i t z e r M a s s i v liegt am Nordrand der Böhmisches Masse und bildet einen interformationellen Körper zwischen der nordsächsischen Grauwackenformation und Gneisen. Obwohl es in petrographischer Hinsicht einen komplexen Körper darstellt, ist es im Hinblick auf das Gefüge vollkommen einheitlich (STENZEL 1924 [17]). Das Fließgefüge ist durch eine lineare Orientierung von Mineralen in der ENE—WSW-, NE—SW- bis NW—SE-Richtung gekennzeichnet. Im Falle plattenförmiger Minerale bildet diese Orientierung sogar ein flächenhaftes Gefüge. Auffällig ist die Angleichung zwischen dem Fließgefüge und der Schieferung des Rahmens. Die Großfaltenstrukturen gehen vom Bau des Rahmens in denjenigen des Massivs über. Das klassische Gefüge wird hier wieder durch Klüfte bestimmt. Die Querklüfte (Q) nehmen eine zu den Faltenachsen genau senkrechte Lage ein, und zwar sowohl im Pluton als auch im Rahmen.

Der P l u t o n v o n K r k o n o š e - J i z e r s k é h o r y (Riesen- und Isergebirge) liegt im Nordteil der Böhmisches Masse, im Zentralabschnitt des kaledonischen Gebirges. Sein Gefüge wurde von CLOOS (1925) [10] untersucht. Der Pluton stellt einen stofflich einheitlichen Körper dar. Er weist eine deutliche flächenhafte Orientierung auf, die zwei Kuppeln bildet. Nach MÁŠKA (1954) [13] stimmen die Achsen dieser Kuppeln mit den Großfalten- und B-Achsen im angrenzenden Kristallin überein. Dies wurde im wesentlichen auch durch eine neue Arbeit von KLOMÍNSKÝ (1969) [12] bestätigt. Die Querklüfte (Q) verlaufen senkrecht zur flächenhaften Orientierung und entsprechen den ac-Klüften im umliegenden Kristallin. Einen ähnlichen Strukturplan weisen auch die S-Klüfte (bc) auf.

Im M e i ß e n e r M a s s i v (BEHR 1968 [27]), das aus Syenodioriten, Dioriten und Graniten besteht, findet man ein einheitliches Fließ- und Kluftgefüge vor,

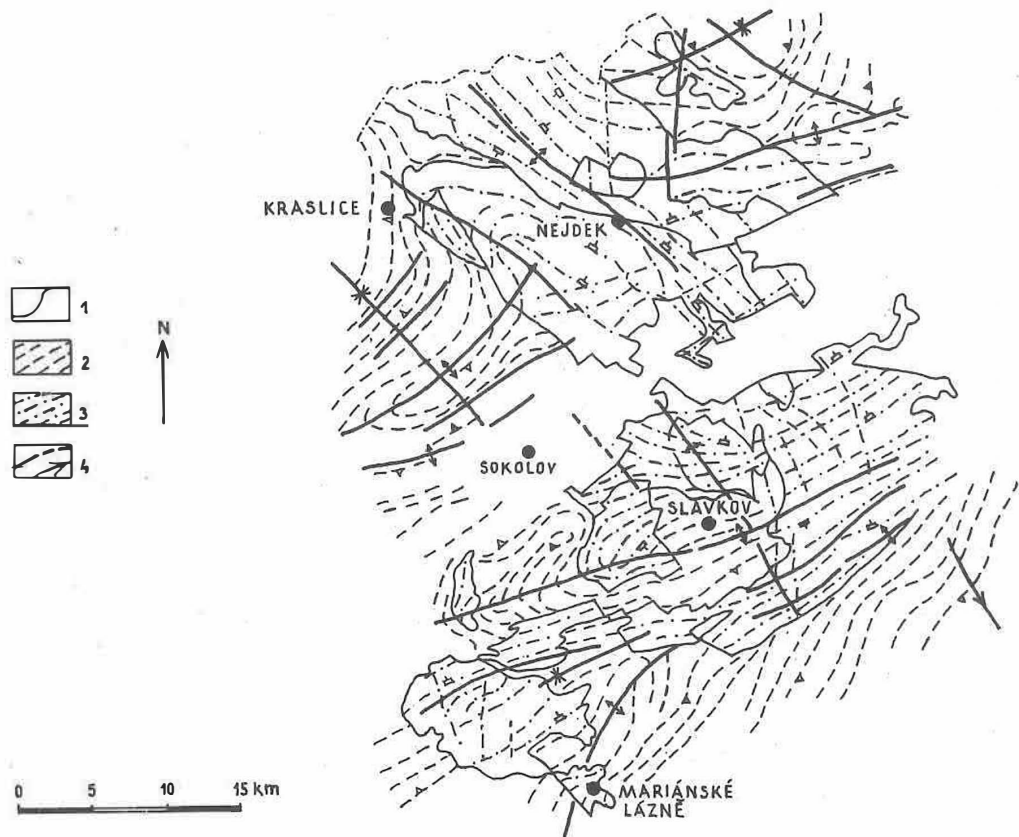


Abb. 5 Schematische strukturgeologische Karte des Plutons von Karlovy Vary (auf dem Gebiet der ČSSR)

1 - Deckgebirge; 2 - Verlauf der s-Flächen im oberen Proterozoikum;
 3 - Verlauf der s-Flächen im unteren Paläozoikum; 4 - Verlauf der flächenhaften Orientierung in Graniten

das in enger Beziehung zu benachbarten Gesteinen steht. Die während des Fließvorganges entstandene flächenhafte Orientierung stellt ein Element des Fließgefüges dar; sie bildet deutliche Kuppeln und Großfalten. Das lineare Gefüge ist ein Bestandteil des Streckungsgefüges und stets senkrecht oder schräg zur flächenhaften Orientierung gerichtet. Das insbesondere an den Q-Klüften untersuchte Kluftgefüge entspricht vollkommen dem Plan des Gefüges der flächenhaften Orientierung; die Q-Klüfte liegen senkrecht zu dieser und entsprechen auch den ac-Klüften in den benachbarten Gesteinen.

Im Pluton von Karlovy Vary (Karlsbad), der in petrographischer Hinsicht aus mehreren Gesteinstypen von Gebirgs- (ältere Phase) und Erzgebirgs- (jüngere Phase) Granodioriten bis Graniten besteht, ist eine ausgeprägte lineare Orientierung von Einschlüssen und besonders Feldspäten anzutreffen (SCHUST 1963 [16]; BEHR 1967 [17]). Der Pluton von Karlovy Vary liegt an der Grenzscheide zwischen zwei unterschiedlichen Strukturen, nämlich der assyntischen und der variszischen, und diese beiden Strukturen sind auch im Gefüge des Plutons abgebildet. Der Teilpluton von Karlovy Vary ist durch NE—SW streichende Faltenstrukturen gekennzeichnet (Abb. 5) und entspricht dem assyntischen Bau des Rahmens (HOLUBEC 1968 [17]). Der Eibenstocker Teil des Plutons liegt überwiegend in der variszischen Strukturzone und weist die NW—SE-Richtung der Faltenachsen auf. Die Gebirgsgranitkörper sind vorwiegend konkordant und konform, die Körper der Erzgebirgsgranite dagegen diskordant und konform; die beiden Haupttypen liegen in den bedeutendsten Megaantiklinorien des Rahmens.

3. Schlußfolgerungen

Aus dem Studium der Gefüge der Plutonkörper und ihren Beziehungen zum Gefüge der Rahmen ergeben sich einige Grundgesetzmäßigkeiten des Entstehungsmechanismus von Granitoidgesteinen.

Spättektonische Plutone bestehen aus mehreren petrographisch unterschiedlichen Teilkörpern, von Gabbros bis zu Graniten mit klassischen Granitstrukturen. Die Elemente des Gefüges sind in allen Granit- und Granitoidkörpern ausgeprägt. Das Fließgefüge wird entweder durch die im Schlierenbau und durch Einschlüsse zum Vorschein kommende flächenhafte oder durch die lineare Orientierung von Mineralen charakterisiert. Für die Entstehung dieser Orientierung wird ein plastisch-viskoses bis viskoses Milieu vorausgesetzt. Die flächenhafte Orientierung ist ein Analogon der s_1 -Flächen in Metamorphiten und umfaßt mechanisch nur wenig wirksame, vorwiegend lediglich vorgezeichnete Flächen. Die lineare Orientierung ist bei Oberflächenergüssen und Intrusivgesteinen in der Stromrichtung des Schmelzflusses gerichtet. Im plastischen bis plastisch-viskosen Zustand erfolgt unter sehr großem gerichtetem Druck die Vorzugsorientierung und somit die Mineralbildung (Kristallisation) in einer senkrecht zu den wirkenden Kräften und Spannungen stehenden Richtung. Daher handelt es sich meist um Lineation parallel zu den B-Achsen, ähnlich wie es bei Tiefenmetamorphiten der Fall ist.

Das Kluftgefüge ist durch die Systeme der Quer- (Q), Längs- (S) und Lagerklüfte (L) charakterisiert. Die meisten Autoren betrachten die Bildung der Klüfte und die Entstehung der flächenhaften und linearen Orientierung als zwei streng getrennte

Phasen (die Fließ- und die Erstarrungsphase). Dies trifft bei den Effusivgesteinen und den i.e.S. magmatischen Intrusivgesteinen tatsächlich zu. Im Falle von Gesteinen, bei denen eine Entstehung im plastisch-viskosen Milieu vorausgesetzt wird, ist eine solche Trennung jedoch unbegründet, und man bezeichnet dann die Q-Klüfte als ao, die S-Klüfte als bc und die anderen Klüfte als hkl. Diese Einheitlichkeit wird auch durch die Übereinstimmung mit der ausgeprägten B-Tektonik im Rahmen bezeugt.

Der weitgehende Zusammenhang zwischen dem Gefüge des Plutons und demjenigen des Rahmens führt zu Erwägungen über eine geringe Aktivität des "Magmas", welches als eine plastisch-viskose Masse zu betrachten ist, die auch unter höheren Temperaturen und Drucken durch Gesetzmäßigkeiten beherrscht wird, die denen bei der Entstehung der Metamorphite ähneln. Nur beim Nachlassen der Spannung in Richtung zur Oberfläche (Dislokationen u.ä.) kann die überhitzte Masse in obere Stockwerke der Erdkruste aufsteigen, wobei kleine Intrusivkörper von eigenen Gefügen und eigener Gestalt entstehen.

Literatur

- [1] BEHR, H.-J. Zur tektonischen Analyse magmatischer Körper unter besonderer Berücksichtigung des Quarzkorngefüges. I. Teil: Methodische Grundlagen und die Beziehung des Korngefüges zur Granittektonik von H. Cloos. Freib. Forsch.-H. C 215 (1967), S. 9-59
- [2] BEHR, H.-J. Zur tektonischen Analyse magmatischer Körper unter besonderer Berücksichtigung des Quarzkorngefüges. II. Teil: Ergebnisse komplexer granittektonischer Untersuchungen an Magmatiten der Elbtalzone, der Lausitz und Westsachsens. Freib. Forsch.-H. C 219 (1968), S. 33-97
- [3] BENEŠ, K. Zum Problem der moldanubischen und assyntischen Faltung im Kerne der Böhmisches Masse. Krystalinikum 1 (1962), S. 11-29
- [4] BENEŠ, K. Drobně tektonická analýza železných hor. Sb. geol. věd G 1 (1963), S. 43-74
- [5] BENEŠ, K. Analýza vnitřní stavby moldanubicko-assyntské hraniční oblasti při sv. okraji moldanubického jádra. Rozpr. českoslov. Akad. věd 74 (1964) 2
- [6] BENEŠ, K. Relationship of the fabric of granitoid bodies to the fabric of their mantle. Čas. Min. Geol. 13 (1968) 1, S. 85-93
- [7] BUBENÍČEK, J. Geologický a petrografický vývoj třebíčského masívu. Sb. geol. věd G 13 (1968), S. 133-164
- [8] CHALOUPSKÝ, J. Metamorphic development of the Krkonoše crystalline complex. Krystalinikum 3 (1965), S. 31-54
- [9] CLOOS, H. Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Braunschweig: Vieweg 1921

- [10] CLOOS, H. Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). Berlin: Gebr. Borntraeger 1925
- [11] HOLUBEC, J. Structural development of the geosynclinal proterozoic and its relations to the deeper zones of the earth's crust. Rozpr. českoslov. Akad. Věd 78 (1968) 8
- [12] KLOMÍNSKÝ, J. Krkonošsko-jizerský granitoidní masív. Sb. geol. Věd G 15 (1969), S. 7-133
- [13] MÁŠKA, M. K tektonické analýze krystalinika. Knih. ústř. Úst. geol. 27 (1954)
- [14] MÖBUS, G. Petrographisch-tektonische Untersuchungen im Lausitzer Granitmassiv. Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chem. 1955 (1956) 8
- [15] PALIVCOVÁ, M. The Central Bohemian Pluton - a petrographic review and an attempt at a new genetic interpretation. Krystalinikum 3 (1965), S. 99-131
- [16] SCHUST, F. Beitrag zur Untersuchungsmethodik magmatischer Körper, dargestellt am Beispiel des Eibenstocker Granitmassivs. Diss. Freiberg 1963
- [17] STENZEL, H. Tektonik des Lausitzer Granitmassivs. Abh. preuß. geol. Landesanst. N.F. 96 (1924), S. 1-46
- [18] ZUBEK, V.; u.a. Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 M-33-XIII Karlovy Vary. Praha: Ústř. Úst. geol. 1963

Einige Grundfragen der Varisziden Südpolens

Von JOSEF OBERC, Wrocław

Die Varisziden Südpolens treten zutage in den Sudeten, auf dem Vorsudetischen Block, in Górný Śląsk (Oberschlesien) und in den Góry Świętokrzyskie. Sehr fragmentarisch sind sie am Ostrand des Oberschlesischen Kohlenbeckens aufgeschlossen. Manche variszischen Einheiten, wie z.B. das Rawicz-Synklinorium, liegen unter der Plattformdecke. Die Varisziden Südpolens bilden den Plattformsockel dieses Gebietes.

1. Der vertikale Bereich der variszischen Gesteinsserien

Als Obergrenze der Varisziden gilt allgemein die pfälzische Phase (STILLE 1924 [20]). In Südpolen ist mit dieser wie auch mit der saalischen Phase keine Faltung verbunden. Während der saalischen Phase war allerdings ein intensiver Vulkanismus tätig. Die jüngste variszische Faltung in Südpolen fällt auf die asturische Phase, die die variszischen Faltungsbewegungen in diesem Gebiet abschließt.

Komplizierter ist die Frage der Untergrenze der variszischen Gesteinsserien. Nach den Anschauungen von STILLE (1924) [20] setzt die variszische Tektogenese im Unterdevon ein. In einigen Einheiten Südpolens (vgl. Tab. 1) beginnt die Sedimentation der während der variszischen Tektogenese deformierten Gesteinsserien in manchen Gebieten im Unterdevon, in anderen dagegen viel früher. In diesem Falle umfassen die variszischen Falten eine kontinuierliche Serie, deren Sedimentation schon während der kaledonischen Tektogenese andauerte. Es handelt sich dabei um eine kaledonisch-variszische Geosynklinale (OBERC 1966 [17]).

Variszische Serien im oben genannten Sinne liegen auf verschiedenaltrigem Untergrund, und zwar teils auf moldanubischem, teils auf assyntischem (vgl. Tab. 1), der früher tief bis zum mesozonalen Metamorphosebereich erodiert wurde.

2. Tektonische Bewegungen und Sedimentation

Die variszische Sedimentation hatte teilweise einen geosynklinalen Charakter (voroberdevonische Serien und in den Ostsudeten voroberkarbonische Sedimente), teilweise auch einen intrakratonischen Beckencharakter. In diesem Falle sind die Sedimente flysch- oder molasseartig. Die Faltungsbewegungen waren mehrphasig und hatten verschiedene und wechselnde Intensität, die während der altvariszischen Bewegungen am stärksten war.

Das Entstehen der variszischen Faltenbündel verursachte die Bildung neuer Sedimentationströge in der Nachbarschaft. Infolge der altvariszischen Phase ist eine Molassevertiefe bei Świebodzice entstanden, der Ostsudetische Trog wurde nach Osten verschoben und mit Flysch erfüllt. Während der bretonischen Phasen entwickelten sich zuerst molasse-, dann flyschartige Sedimente des Innersudetischen, Eulengebirgs- und Bardc-

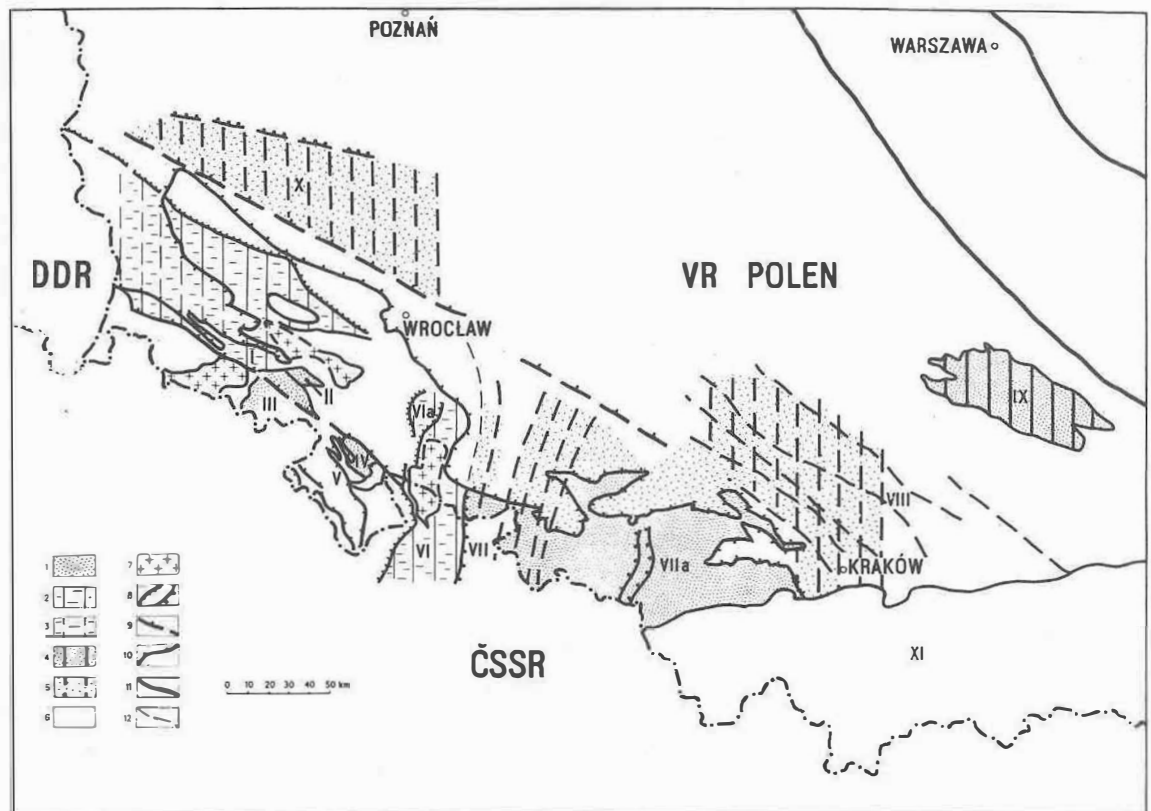


Abb. 1 Karte der Varisziden Südpolens

Geologische Einheiten: I - Zone des Bober-Katzbach-Gebirges; II - Świebodzice-Struktur; III - Innersudetisches Synklinorium; IV - Bardo-Struktur; V - Kłodzko-Struktur; VI - Innenzone der Ostsudetischen Struktur; VI - Strzelin-Struktur; VII - Außenzone der Ostsudetischen Struktur; VIIa - Oberschlesisches Becken; VIII - variszische Falten östlich des Oberschlesischen Beckens; IX - Góry Świętokrzyskie; X - Rawicz-Synklinorium; XI - Karpatenflysch

Legende: 1 - Externiden; 2 - Metamorphiden; 3 - Metamorphiden unter der Plattformdecke; 4 - Interniden und Externiden mitgefaltet (an der Oberfläche); 5 - Interniden und Externiden mitgefaltet (unter der Plattformdecke); 6 - Zentraliden (hauptsächlich Proterozoikum); 7 - größere Granitoid-Intrusionen; 8 - Überschiebungen: altvariszisch (eng gezähnt) und asturisch (mit Punkten); 9 - größere variszische diagonale und transversale Dislokationen; 10 - Grenze der Plattformdecke (Zähne zur Plattform gerichtet); 11 - Dislokationen am Rande des Osteuropäischen Kratons; 12 - Achsen einiger geologischer Strukturen

Tab. 1. Charakteristische Kennzeichen der variszischen Einheiten bzw. Regionen Südpolens; auf Grund der Arbeiten von BEDERKE (1930) [27], BUKOWY (1964) [57], EKIERT (1971) [67], KOWALCZEWSKI (1971) [87], PATTEISKY (1929) [177], POUBA (1962) [187], TEISSEYRE (1956) [227] und eigener Untersuchungen zusammengestellt von J. OBERG

	Faltung des Untergrundes	Serie	Hauptfaltung	Initialer Vulkanismus	Metamorphose	Streichen	Vergenz	Flysch und flyschart. Serien	Molasse
Bober-Katzbach-Geb.	altassyntisch, jungassyntisch	Cm1-D2	altvariszisch	Cm2, Cm3, 0	epizonal, ohne	WNW-ESE	SSW	D1	ohne
Świebodzice-Struktur	altvariszisch	D3-C1G	nassauisch	ohne	ohne	W-E	S	ohne	D3-C1G
Innersudetisches Synklinorium	assyntisch, moldanubisch (kaledonisch? altvariszisch)	C1-P1, P2	asturisch, laramisch	ohne	ohne	NW-SE	SW	C2	C1P, C2, P1
Bardo-Struktur (untere Stufe)	moldanubisch, altassyntisch	S-D2	altvariszisch	S	ohne	WNW-ESE	SSW	D1-D2	ohne
Bardo-Struktur (obere Stufe)	altvariszisch	C1-C2	sudetisch, asturisch (superimposed folds)	ohne	ohne	WNW-ESE	SSW	C1G	
Kłodzko-Region	altassyntisch	S-D2 (?)	altvariszisch?	D1-D2 (?)	epizonal	WNW-ESE, W-E	S	D1?	ohne
Rawicz-Synklinorium	altassyntisch, jungassyntisch?	S-D1, C1	altvariszisch?, sudetisch	nicht bekannt	ohne	W-E	S	D1, C1	ohne
Ostsudeten (innere Zone)	altassyntisch	D1-D2	altvariszisch	D2	epi-mesozonal	WSW-ENE	ESE		
Ostsudeten (äußere Zone)		D2-C2W	asturisch	D2, D3	ohne	WSW-ENE bis WNW-ESE	ESE	D3-C1	C2
Kraków-Faltenbündel	kaledonisch	D1-D3, C1W, C2W	erzgebirgisch	ohne	ohne	WNW-ESE, NW-SE	NE?	C1G	C2
Góry Świętokrzyskie	kaledonisch	D1-C1	sudetisch	ohne	ohne	WNW-ESE	SSW	C1	ohne

Beckens. - Die sudetische Phase beeinflusste die Bildung kohlenführender Molassen. Folgen der asturischen und der saalischen Phase waren die Weiterbildung der Molassen und ihre Entwicklung in neuen Gebieten.

3. Räumliche Verhältnisse

Die großflächige Bedeckung der Varisziden durch jüngere Sedimente und bedeutende Differenzen des Faltenstreichens sind Ursache der Diskussion über die Zusammenhänge zwischen einzelnen Abschnitten des Tektogens. Die altvariszischen Falten der Westsudeten scheinen älter zu sein als die der Ostsudeten. Wegen ganz verschiedenen Streichens ist eine Verbindung der beiden Faltenbündel nicht möglich. Die während der sudetischen Phase entstandene tektonische Struktur der Góry Świętokrzyskie scheint sich von Rawicz in Richtung auf die "terra incognita" STILLES (1951) [21] zu verlängern, wo durch Bohrungen gefaltetes Unterkarbon, Silur, bunte unterdevonische Schiefer und Eokambrium von vorkarpatischem Typ aufgeschlossen wurden (OBERC 1970 [15]). An diesem tektonischen Faltenbündel scheinen, getrennt durch ein WNW-ESE verlaufendes Dislokationssystem, die asturischen Falten der Ostsudeten im Norden zu enden.

Diese Auffassung und die Tatsache, daß die Falten der Góry Świętokrzyskie älter (sudetisch) sind, macht die von BEDERKE (1930) [2] und VON BUBNOFF (1930) [4] angenommene Faltenverbindung zu den Ostsudeten unmöglich.

4. Zonarbau

Bei der Besprechung des zonaren Baus werden wir das bekannte Schema von KOBER (1933) [7] benutzen. Die Beziehungen zwischen Externiden, Metamorphiden, Interniden und Zentraliden sind u.a. wegen des tiefen Anschnittsniveaus anders gestaltet als in den Alpiden, wo diese Einheiten über lange Strecken fortlaufende Zonen bilden. In den Varisziden Südpolens sind die durch KOBER (1933) [7] ausgeschiedenen Tektogenzonen nicht regulär angeordnet, was durch die Mitfaltung verschiedenalteriger übereinanderliegender Tektogene und Faltenzonen wie auch durch verschiedene Intensität der einzelnen Faltungsphasen bedingt ist.

Im zonaren Bau der Varisziden Südpolens scheiden wir Externiden aus, die aus Flysch (ZNOSKO 1965 [24]) und vorasturischer Molasse aufgebaut sind. Sie bilden ausgedehnte Synklinorien sowohl zwischen den Góry Świętokrzyskie und dem Kraków-Faltenbündel als auch zwischen dem Kraków-Faltenbündel und der inneren altvariszischen Zone der Ostsudeten. Auch das oberschlesische Kohlenbecken gehört zu den Externiden. Es entwickelte sich anfänglich als eine Vortiefe und ab Namur B als eine intramontane Senke (ZNOSKO 1965 [24]). Eine von den altvariszischen Falten des Bober-Katzbach-Gebirges getrennte Externidenzone bilden die tektonische Struktur von Świebodzice und das Innersudetische Synklinorium. Innerhalb dieser Externidenzonen liegen die Interniden, die im wesentlichen aus voroberdevonischen Serien aufgebaut sind. Zwischen den Interniden der Góry Świętokrzyskie und dem Kraków-Faltenbündel verlaufen die Synklinalen mit flyschartigen Unterkarbonschichten, die Fragmente der Externiden bilden.

Die Randzonen der variszischen Interniden der West- und Ostsudeten sind hauptsächlich aus epimetamorphen Gesteinen aufgebaut, wir können sie als variszische Metamorphiden auffassen. Diese Metamorphiden sind mit der altvariszischen Phase verbunden. Spätere variszische Phasen haben keine kinetische Metamorphose verursacht.

Die variszischen Zentraliden bestehen dagegen aus variszisch zerstückelten Fragmenten des assyntischen Tektogens mit nachjungassyntischen autochthonen Graniten und variszischen Granitoiden, die z.T. autochthon, teilweise aber intrusiv sind. Zu den Zentraliden gehört auch der Gneisblock des Eulengebirges moldanubischen Alters mit umlaufenden assyntischen basischen und ultrabasischen Intrusionen. Die so verstandenen variszischen Zentraliden bilden entweder größere Einheiten, wie z.B. den Iser-Riesengebirgs-Block, den Eulengebirgsblock, das Schneegebirgskristallin und das Kristallin der Góry Świętokrzyskie, oder die Kerne der variszischen Falten bzw. der Faltenzonen, die aus paläozoischen Gesteinsserien aufgebaut sind, wie in den Ostsudeten, bei Kłodzko und in der Kaczawa-Zone.

5. Tektonischer Stil

Der tektonische Stil der variszischen Falten veränderte sich während der nacheinander folgenden Phasen. Die altvariszischen Bewegungen der Westsudeten haben Decken von Amplituden über 10 km (TEISSEYRE 1956 [227]) aus typisch geosynklinalen Serien gebildet. Während der zweiten Faltung dieses Gebietes, die nach einem analog orientierten Strukturplan verlief (nassauische Phase, OBERC 1966 [117]), wurde die höchste Decke (Dobromierz-Einheit) zusammen mit oberdevonischen und frühkarbonischen molasseartigen Serien des Świebodzice-Gebietes verfaultet (TEISSEYRE 1956 [227]). Die Amplituden der nassauischen Überschiebungen betragen hier nicht weniger als sechs Kilometer.

Die altvariszischen Decken der Ostsudeten haben den Charakter von Überschiebungsschollen, deren Kerne aus mesozonalen proterozoischen Gesteinsserien und deren Flügel aus unter- und mitteldevonischen Geosynklinalserien aufgebaut sind. Die Amplitude der Ramzova-Decke beträgt noch heute mindestens 17 km, die der Gościęcice-Einheit im Strzelin-Hügelland wesentlich mehr als 10 km (OBERC 1967, 1968 [13, 147]).

Die späteren Phasen haben auch komplizierte Falten gebildet, jedoch mit kleineren, nur bis einige Kilometer reichenden Überschiebungsamplituden, wie z.B. in der Bardo-Struktur (OBERC 1957 [97]), in Górnym Śląsku (PANASIUK & DUDZIAK 1964 [167]) und wahrscheinlich in den Góry Świętokrzyskie. Der Baustil ist selbstverständlich von der lithologischen Ausbildung der Gesteinsserien abhängig. Charakteristisch sind die disharmonischen sudetischen und asturischen Falten in der Bardo-Struktur (und wahrscheinlich im Rawicz-Synklinorium), wo auf schiefrigen, altvariszisch gefalteten, altpaläozoisch-voroberdevonischen Gesteinsserien stratigraphisch Unterkarbonablagerungen ruhen, die im unteren Teil grobbankig ausgebildet sind.

Die aus proterozoischen bzw. altpaläozoischen Serien aufgebauten Rahmengesteine der variszischen Intrusionen weisen Kennzeichen der Intrusionstektonik auf, z.B. im Riesen- und Isergebirge, beim Strzegom-Sobótka-Granitmassiv, Žulova-Massiv und Kłodzko-Złoty Stok-Massiv. Aufmerksamkeit verdient die intensive asturische Intrusionstektonik der Oberkarbonschichten bei Wałbrzych im Innersudetischen Synklinorium. Diese Intrusionstektonik ist hier seit den Arbeiten von BERG & DATHE (1926) [37] bekannt.

6. Aufgelagerte Falten (superimposed folds)

Die tiefreichende Erosion der variszischen Tektogene und ihres Untergrundes erlaubt uns, das Auftreten aufgelagerter Falten festzustellen. Ausgehend von der Orientierung der jüngeren Strukturpläne, unterscheiden wir in Südpolen zwei Arten dieser Falten:

1. aufgelagerte Falten, die bei ähnlichem oder identischem strukturellem Plan wie die ursprünglichen Falten entstanden sind. Nach dem heutigen Forschungsstand sind solche Falten in den Góry Świętokrzyskie, im Kraków-Faltenbündel (BUKOWY 1964 [57]; EKIERT 1971 [67]) und sehr oft in der Bardo-Struktur (OBERC 1957 [97]) bekannt.
2. aufgelagerte Falten, die bei einem gegenüber den ursprünglichen Falten diagonalen Strukturplan entstanden sind. Sie treten in Dolny Śląsk (Niederschlesien) regelmäßig auf, nicht nur im variszischen Tektogen. Ein Sonderbeispiel dieser Faltengruppe bilden die transversalen Falten in der Bardo-Struktur (BEDERKE 1929 [17]; OBERC 1957 [97]) und in der Flexur des östlichen Riesengebirges (OBERC 1960 [107]).

7. Flysch, flyschähnliche Bildungen und Molasse

In der vielphasigen variszischen Struktur Südwestpolens erscheinen zweimal Flysch bzw. flyschähnliche Bildungen: Schiefer- und Normalflysch zum Abschluß der altvariszischen Sedimentation im Bober-Katzbach- und Bardo-Gebirge während des Unter- und Mitteldevons, Flysch und flyschähnliche Sedimente im Unterkarbon der Ostsudeten, des Eulen- und Bardo-Gebirges sowie im Rawicz-Gebiet (UNRUG 1964 [237]; OBERC 1966 [117]). Nicht alle diese Bildungen sind schon genau sedimentologisch untersucht.

Molassen erscheinen: 1. nach intensiver Faltung wie in der Świebodzice-Struktur im Anschluß an die altvariszische Faltung des Bober-Katzbach-Gebirges; 2. nach der nassauischen Faltung der Świebodzice-Struktur und gleichzeitiger Emporhebung des Riesengebirges im mittelsudetischen Synklinorium; 3. nach vertikaler faltungsfreier Hebung während der sudetischen Phase in Górný Śląsk und im mittelsudetischen Synklinorium sowie während des Unterperms.

Aus diesen Tatsachen geht hervor, daß die flyschähnlichen Sedimente in den mittleren Sudeten durch Molassenbildungen sowohl unterlagert als auch überlagert werden (OBERC 1966 [117]).

8. Große diagonale und transversale Dislokationen

Mit allen starken tektogenetischen variszischen Phasen sind in Südpolen Längsdislokationen verbunden. Große diagonale und transversale Dislokationen sind jünger als die sudetische Phase. Besondere Beachtung verdienen die mit der Faltung verbundenen transversalen Dislokationen, an denen ein Faltenbündel endet. Ein Schema derartiger Störungen hat DE SITTER (1964) [19] in seinem Lehrbuch der Strukturgeologie gegeben. Auf diese Weise ist, dank der Bewegung des Iser-Riesengebirgs-Blocks in ESE-Richtung, die asturische Hauptdislokation der Sudeten entstanden, wobei auch die Flexur des östlichen Riesengebirges gebildet wurde.

Es ist zu erwarten, daß an einer ähnlich entstandenen Dislokation eine 100 km breite Zone der asturischen Falten der Ostsudeten unter der epivariszischen Plattformdecke

im Norden endet. Diese SSW—NNE streichenden Falten können sich, wie ich oben gezeigt habe, nicht in ältere (sudetische) Falten der Góry Świętokrzyskie fortsetzen.

Literatur

- [1] BEDERKE, E. Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. Fortschr. Geol. Paläont. VII (1929) 23, S. 429 bis 523
- [2] BEDERKE, E. Oberschlesien und das varistische Gebirge. Geol. Rdsch. 21 (1930), S. 234-242
- [3] BERG, G.; DATHE, E. Geologische Karte von Preußen etc., Blatt Waldenburg, 1 : 25 000 (Lief. 145). Berlin: Preuß. geol. Landesanst. 1926
- [4] BUBNOFF, S. VON Geologie von Europa, 2. Band, 1. Teil. Berlin: Gebr. Borntraeger 1930
- [5] BUKOWY, S. Nowe poglądy na budowę półn.-wsch. obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Biul. Inst. geol. 184 (1964), S. 5-20
- [6] EKIERT, F. Budowa geologiczna podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Prace Inst. geol. LXVI (1971), 77 S.
- [7] KOBER, L. Das alpine Europa. Berlin: Gebr. Borntraeger 1933
- [8] KOWALCZEWSKI, Z. Główne rysy tektoniki Gór Świętokrzyskich. In: Przewodnik do XLIII Zjazdu Pol. Tow. Geologicznego, S. 11-19. Warszawa: Wyd. Geologiczne 1971
- [9] OBERC, J. Region Gór Bardzkich. Warszawa: Wyd. Geologiczne 1957
- [10] OBERC, J. Tektonika wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. Acta geol. polon. 10 (1960), S. 1-48
- [11] OBERC, J. Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. Prace Inst. geol. XLVII (1966), 92 S.
- [12] OBERC, J. Geologia krystaliniku Wzgórz Strzelińskich. Studia geol. polon. 20 (1966), 187 S.
- [13] OBERC, J. Fleksura brzeżna Sudetów i stanowisko tektoniczne krystaliniku Gór Rychlebskich. Čas. Min. Geol. 12 (1967), S. 1-12
- [14] OBERC, J. Granica między strukturą zachodnio- i wschodniosudecką. Rocznik pol. Tow. geol. 38 (1968), S. 203-217
- [15] OBERC, J. Budowa wgłębną jako tło przyszłych poszukiwań w południowo-zachodniej Polsce. Przegląd geol. 12 (1970), S. 532-536

- [16] PANASIUK, W.;
DUDZIAK, T. Problem nasunięcia mięchajkowickiego i fałdu orłowskiego oraz ich wpływ na rozwój kopalń w zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego - Problemy geologiczne i surowcowe górnośląskiego okręgu przemysłowego, cz. 1. Przewodnik do XXXVII Zjazdu Pol. Tow. Geologicznego.
Katowice 1964
- [17] PATTEISKY, K. Die Geologie des variskischen Gebirges der Ostsudeten.
Sbornik stát. geol. Úst. ČSR 8 (1929), S. 31-74
- [18] POUBA, Z. Vysvetlivky k přehledné geologicke mapě ČSSR 1 : 200 000, List Jeseník.
Praha: Ustř. Úst. Geol. 1962
- [19] SITTER, L.U. DE Structural geology, 2nd ed.
New York: McGraw-Hill 1964
- [20] STILLE, H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik.
Berlin: Gebr. Borntraeger 1924
- [21] STILLE, H. Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen.
Geol. Jb., Beih. 2 (1951), 138 S.
- [22] TEISSEYRE, H. Depresja Świebodzic jako jednostka geologiczna.
Biul. Inst. geol. 106 (1956), S. 5-60
- [23] UNRUG, R. Turbidites and fluxoturbidites in the Moravia-Silesia Kulm zone.
Bull. Acad. pol. Sci., Ser. geol. geogr. 12 (1964) 3, S. 187-194
- [24] ZNOSKO, J. Pozycja tektoniczna śląsko-krakowskiego zagłębia węglowego.
Biul. Inst. geol. 188 (1965), S. 73-120

Zur Frage der Verbindung von Sudetikum und ostalpinem Variszikum

Von REINHARD SCHÖNENBERG, Tübingen

1

Der Rumpf des variszischen Orogens im weitesten Sinne erweist sich mehr und mehr als das Fundament, als das Grundgebirge Mitteleuropas innerhalb und außerhalb der Alpen. Dies gilt unbeschadet der Tatsache, daß große vorvariszische, zumeist wohl schon präkambrische Anteile eingebaut sind, unbeschadet auch der Tatsache, daß immer mehr radiometrische Datierungen "kaledonischen" Alters aus weiten Teilen des Kontinentes - so auch aus Mitteleuropa - gemeldet werden. Selbst wenn man den Gedanken von HOTH & HIRSCHMANN (1970) [17] folgt, wonach die geosynklinale Entwicklungsgeschichte Mitteleuropas (ebenso wie die Nord- und Westeuropas) schon im jüngeren Präkambrium begonnen und bis ins jüngere Paläozoikum gereicht habe und Kaledoniden und Varisziden als Teile eines "Großorogens" und nicht mehr als voneinander unabhängige eigengesetzliche Orogene zu betrachten seien - selbst dann "muß jedoch festgestellt werden, daß ein Abschluß der Orogenentwicklung im Gesamtraum erst in variszischer Zeit zu verzeichnen ist".

Um so schwerer wiegt es, daß dieses mitteleuropäische Fundament entlang dem Rande der Alpen und der westlichsten Karpaten in zwei Teile zerschnitten wird, die sich wegen der alpidischen Horizontaltransporte gedanklich nicht mehr zweifelsfrei aneinanderfügen lassen. Wer auch immer eine Kartendarstellung des mitteleuropäischen Variszikums gegeben hat, ob KOSSMAT (1927) [19], STILLE (1951) [29] oder AUBOUIN (1965) [2] - sie endet im Süden am Alpen-Karpaten-Rand. Einige einschlägige Arbeiten der letzten Jahre, die auf die Böhmisches Masse, die Sudeten und das mährische Variszikum näher eingehen, stoßen zwangsläufig auf die Frage, wie es denn wohl in den Ostalpen und Westkarpaten weitergehen könnte. DVORÁK & PAPROTH (1969) [12] machen z.B. darauf aufmerksam, daß sich ihr Lineament B (in südöstlicher Fortsetzung des Elbe-Lineamentes) bis in die zentralen Westkarpaten auswirkt. BRAUSE (1970) [6] diskutiert die variszische Südflanke in Böhmen und meint, daß wir uns mit der Boskowitz Furche vielleicht dem "Ausklingen des Orogenstranges überhaupt" nähern, "wenn es nicht von hier aus Fortsetzungen zum Paläozoikum des Alpenraumes gibt". KUMPERA (1971) [20] hat mit seinem Aufsatz über die stratigraphisch-faziellen Verhältnisse des mährisch-schlesischen Paläozoikums das Variszikum unmittelbar am Rande der westlichen Karpaten in das Blickfeld gerückt.

Derartige Untersuchungen und Überlegungen haben in jüngster Zeit insofern ein besonderes Gewicht bekommen, als aus dem ostalpinen Paläozoikum eine Fülle neuer Ergebnisse bekannt geworden ist, über die z.B. auf der Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Tübingen 1970 berichtet wurde und von denen CLAR (1971) [8] meint, daß sie "einen vor kurzem noch nicht für möglich gehaltenen Fortschritt der stratigraphischen Gliederung wie auch der faziellen Differenzierung" belegen.

Im Raum Mähren - Niederösterreich/Steiermark (Nördliche Grauwackenzone) - Grazer Paläozoikum - Karawanken verfügen wir heute mithin über recht gute Kenntnisse des

nichtmetamorphen Paläozoikums, wobei die Entfernung Brno - Karawanken ca. 350 km beträgt. Alle Bemühungen, die genannten Vorkommen paläogeographisch und strukturell irgendwie miteinander in Beziehung zu setzen, erscheinen aber zunächst hoffnungslos, weil ja durch die alpidischen Deckentransporte und die mehrere 100 km betragende Einengung der Ostalpen in S-N-Richtung die gegenseitigen Lagebeziehungen auch des variszischen Grundgebirges tiefgreifend verändert worden sind.

Hier eröffnen aber CLARs "Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variskischen Gebirges in den Ostalpen" (1971) [8] neue Perspektiven. Er geht davon aus, daß in den Ostalpen zwei tektonische Hauptstockwerke übereinandergestapelt liegen, nämlich das aus Penninikum und Helvetikum bestehende untere Stockwerk und darüber das Ostalpin-Stockwerk. In den Westkarpaten aber liegen diese beiden "Stockwerke" als externe bzw. interne Einheiten n e b e n e i n a n d e r. In den östlichen Ostalpen sollte also der Übergangsbereich von der einen zur anderen Struktursituation vorliegen. In diesem Sinne plazierte CLAR (1971 [8], Abb. 1) z.B. die Karawanken nach Rückführung der alpidischen Transporte ca. 100 km südlich ihres heutigen Ortes. Damit aber liegt es nahe, zu prüfen, ob es sich bei dem ostalpinen Variszikum "um eine strukturelle Fortsetzung des ostsudetisch-moravischen Streichens in den später ostalpinen Bereich handeln kann". In diesem Zusammenhang ist es wichtig, daß die Strukturen der östlichen Böhmischen Masse ohne erkennbare Umbiegungen geradenwegs nach Süden in die Alpen hineinstreichen (THIELE 1970 [31]).

An dieser Stelle sei daran erinnert, daß STILLE (1951) [29] von der "moravosilesischen Furche" sagte, sie habe in Devon und Unterkarbon die Verbindung der nordvariszischen (rhenidischen) Meeresräume mit denen der Alpen und Südeuropas hergestellt. Und FLÜGEL (1964) [15] kam bei seinen paläogeographischen Überlegungen zu folgendem Schluß: "Damit wird das ostalpine Paläozoikum zur südwestlichen Fortsetzung der Moraviden ... und zum antirhenidischen, vorwiegend bretonisch gefalteten Südstamm des variszischen Orogens Mitteleuropas."

Schwierigkeiten für solche Verbindungen über den Alpen-Karpaten-Rand hinweg ergeben sich aus den palinspastischen Rekonstruktionen LAUBSCHERS (1971) [22]: Die "ostalpinen Kalkmassen" gehören zum südlichen Kontinentalrand der Tethys. Diese selbst faßt LAUBSCHER auf Grund der penninischen, dinarischen und apusenischen (Apusenigebirge Rumäniens) Ophiolithe als ein Becken mit ozeanischer Kruste auf. Zwar gibt er für diese "Zentrale Tethys" an: "Breite unbekannt", aber nach seinen palinspastischen Kartenskizzen zu urteilen, scheint er mit einigen 100 km in N-S-Richtung zu rechnen. Je nach Vorstellung über Alter (erst Jura?) und Bildungsweise (Sea-floor Spreading? Ozeanisierung?) eines solchen Krustenstreifens macht es größere oder kleinere Schwierigkeiten, wenn man das Paläozoikum an seinem Nordrande (Mähren) mit dem seines Südrandes (Ostalpen) in Beziehung bringen will. LAUBSCHER bietet aber selbst folgenden überraschenden Ausweg an: "Der südliche Kontinentalrand, in Form der ostalpinen Decken, vereinigt sich gegen Nordosten scheinbar mit dem nördlichen Kontinentalrand in den Karpaten. Dieser Umstand scheint die Existenz einer Kontinentalbrücke mit darunter liegender kontinentaler Kruste quer über die Tethys anzuzeigen, welche die sich entsprechenden ozeanischen Becken der Westalpen einerseits und der Dinarden mit ihrer Fortsetzung andererseits trennt." Auf der Westflanke der fraglichen "Kontinentalbrücke" könnten unsere paläozoischen Vorkommen von Mähren bis in die Karawanken gut untergebracht werden - und damit hätten die so grundverschiedenen Ausgangspunkte und Methoden CLARs und LAUBSCHERS ungefähr zu demselben Ziel geführt!

Die ebenfalls von LAUBSCHER (1971) [22] geforderte dextrale Verschiebung um 300 km entlang der Insubrischen Linie braucht uns wegen der Karawanken nicht in allzu große Verlegenheit zu bringen. Die dextrale Verschiebung dürfte sich auf einen breiten Streifen verteilen, und das Karawanken-Paläozoikum liegt unmittelbar südlich und nördlich der Insubrischen Linie. Im übrigen sind Harnischflächen mit mehr oder minder horizontalen Strömungen in den Karawanken tatsächlich sehr häufig.

2

Wir lassen zunächst einmal die Frage beiseite, ob und wie denn das mährische Paläozoikum um die Böhmisches Masse herum mit dem westdeutschen und seinen variszischen Zonen zu verbinden sein mag. Statt dessen wollen wir die für unsere Fragestellung wesentlichen Fakten des mährischen Paläozoikums nach CHLUPÁČ (1967) [10] und KUMPERA (1971) [20] herausstellen, um sie dann mit dem ostalpinen zu vergleichen.

Das mährische Paläozoikum wird im Westen, Süden und Osten von Kristallin umgeben, das zum großen Teil als präkambrisch gilt. Die faziellen Verhältnisse deuten darauf hin, daß die paläozoische Sedimentation zumindest in der Regel nach Süden auf dem Kristallin blind endete und meist also keine Verbindung zum ostalpinen Paläozoikum besaß. Im Prinzip ähnliche Verhältnisse herrschten weiter östlich, wo das Kristallin bei Kraków unter Silur nach SE auftaucht (DVOŘÁK & PAPROTH 1969 [12]).

In Bohrungen und kleinen Tagesaufschlüssen wird mährisches Paläozoikum bis nahe der tschechisch-österreichischen Grenze angetroffen. Von da ab nach Süden bzw. Südosten liegt unter Molasse bzw. Mesozoikum (einschließlich Rotliegend) nur das Kristallin der Böhmisches Masse (BRIX & GÖTZINGER 1964 [7]).

Die Transgression des Devonmeeres über das Kristallin bzw. über Sedimente vom Old-Red-Typ) begann in der Siegen-Stufe, die die typische Siegen-Fauna führt. Das Meer griff im Laufe des Devons schrittweise weiter nach Süden und Osten vor. Während des ganzen Devons zeichnete sich ein relativ schmaler, etwa NE-SW verlaufender Spezialtrog vom westlichen Nizký Jeseníky (Niederer Gesenke) über das Drahaný-Plateau bis nach Brno ab. Hier herrschten eugeosynklinale Verhältnisse mit vorwiegend pelitischer bis kieseliger Sedimentation und Spilit-Keratophyr-Magmatismus von der Eifel- bis in die Frasn-Stufe. Nach Osten und Süden geht diese Entwicklung in eine vorwiegend karbonatische über. Erst im Mittelvisé bahnte sich der Umbau der Eugeosynklinale zum Flyschtrogtrog an, der sich nach Osten bis Ostrava ausdehnte. Die Strömungsrichtungen der Turbidite sind im wesentlichen von SW nach NE gerichtet, also in der Längsachse des mährischen Beckens. Im Namur verlagerte sich die Sedimentation in das Oberschlesische Kohlebecken.

Zur Tektonik des mährischen Paläozoikums nur einige Fakten, die für unser Problem von Belang sind: Das Gesamtrogen wird in seiner Längsrichtung durch die schmale Aufbruchzone von Šternberk - Horní Benešov (mit devonischen Kernen aus dem Untergrund des Unterkarbon-Flysches) in ein westliches und ein östliches Synklinorium geteilt. Die Aufbruchzone zeichnet sich durch engen, komplizierten Falten-Schuppenbau aus, dessen Flanken z.T. antivergent gestellt sind. Westlich davon überwiegen westwärtige, östlich dagegen ostwärtige Vergenzen. Westlich davon herrscht bei intensiver Faltung

zunehmende Metamorphose in Richtung auf das sudetische Kristallin, östlich fehlt Metamorphose, die Faltung ist ruhiger und sinkt unter das Oberkarbonbecken. In der Längsrichtung nimmt die Intensität der Deformation nach Norden zu, nach Süden - also gegen den primären Beckenrand - aber ab.

Halten wir für spätere Überlegungen folgendes fest:

1. Die Fazies des mährischen Paläozoikums ist in der Siegen-Stufe "rheinisch", von der Ems-Stufe ab dann "gemischt" bis "herzynisch".
2. Im Westen ist es von weitverbreiteter Regionalmetamorphose betroffen, die bis in die Amphibolit-Fazies reicht.
3. Es zeigt eine deutliche Polarität, d.h. einseitige Verlagerung der Trogtiefen von Westen nach Osten und entsprechendes Wandern der Faltung.
4. Die Faltenvergenz ist nicht einheitlich, sondern beiderseits der Aufbruchzone von Sternberk - Horni Benešov gescheitelt.

Schließlich noch einige Bemerkungen über jene kristallinen Schwellenbereiche, die das Becken des Paläozoikums im Süden begrenzen, wobei wir uns ebenfalls auf KUMPERA (1971) [20] stützen: "Aus dem Vergleich des mährisch-schlesischen Gebietes ... mit den angrenzenden Äußeren Karpaten ergeben sich einige interessante Tatsachen, die eine intime Beziehung in der Entwicklung beider Strukturniveaus beweisen. Die Richtungen der Schichten am südöstlichen Rande des mährisch-schlesischen Synklinoriums stimmen im ganzen mit den Richtungen der Hauptdeckeneinheiten der Äußeren Karpaten (SW-NE) überein ... Bemerkenswert ist auch die Tatsache, daß an den inneren Zügen der Brunnia¹⁾ die variszischen und die alpidischen tektonischen Deformationen in fast übereinstimmenden Gebieten ausklingen. Anders gesagt, der Rand des paläozoischen Beckens verläuft sehr nahe dem Rand der Äußeren Karpaten. Deshalb erscheint die Annahme als begründet, daß die inneren Teile der Brunnia ein sehr stabiles Element vorstellen, das sowohl den variszischen als auch den alpidischen Deformationen Widerstand leistete und für beide Gebirgssysteme das Vorland bildete."

Dieses stabile Element aus wohl schon präkambrischem Kristallin trennte danach im Paläozoikum einerseits den mährischen Sedimentationsraum von dem der Westkarpaten, andererseits vereinigte es sich im Raum von Brno mit dem Kristallin der Böhmisches Masse und baute so eine Barriere nach Süden gegen die Ostalpen auf. Darüber hinaus wurde die Barriere durch tektonische Elemente ganz anderer Art noch verstärkt: Ausläufer des Elbe-Lineamentes gliedern nämlich das paläozoische Becken Mährens in NW-SE verlaufende Querschollen, die die fazielle Entwicklung maßgeblich steuerten. Die Abb. 1 bis 6 bei KUMPERA (1971) [20] zeigen in aller Deutlichkeit, daß die Querschollen während der Zeit vom Unterdevon bis Obervise von NE nach SW treppenartig ansteigen. Hier wird also das Ausheben des Troges nach Süden durch synsedimentäre Schollenbewegungen verstärkt. In diesem Sinne hatten sich vorher bereits DVORÁK & PAPROTH (1969) [12] geäußert und allgemein auf die frühe Hebung der südwestlichen Böhmisches Masse hingewiesen, die dazu führte, daß das Moldanubikum zutage tritt.

Die Antwort auf die Frage nach einer Verbindung vom mährischen zum ostalpinen Paläozoikum lautet also: Durch eine "Verknotung" von kristallinen Hebungselementen an

1) Kristallin unter der SE-Flanke des mährischen Paläozoikums

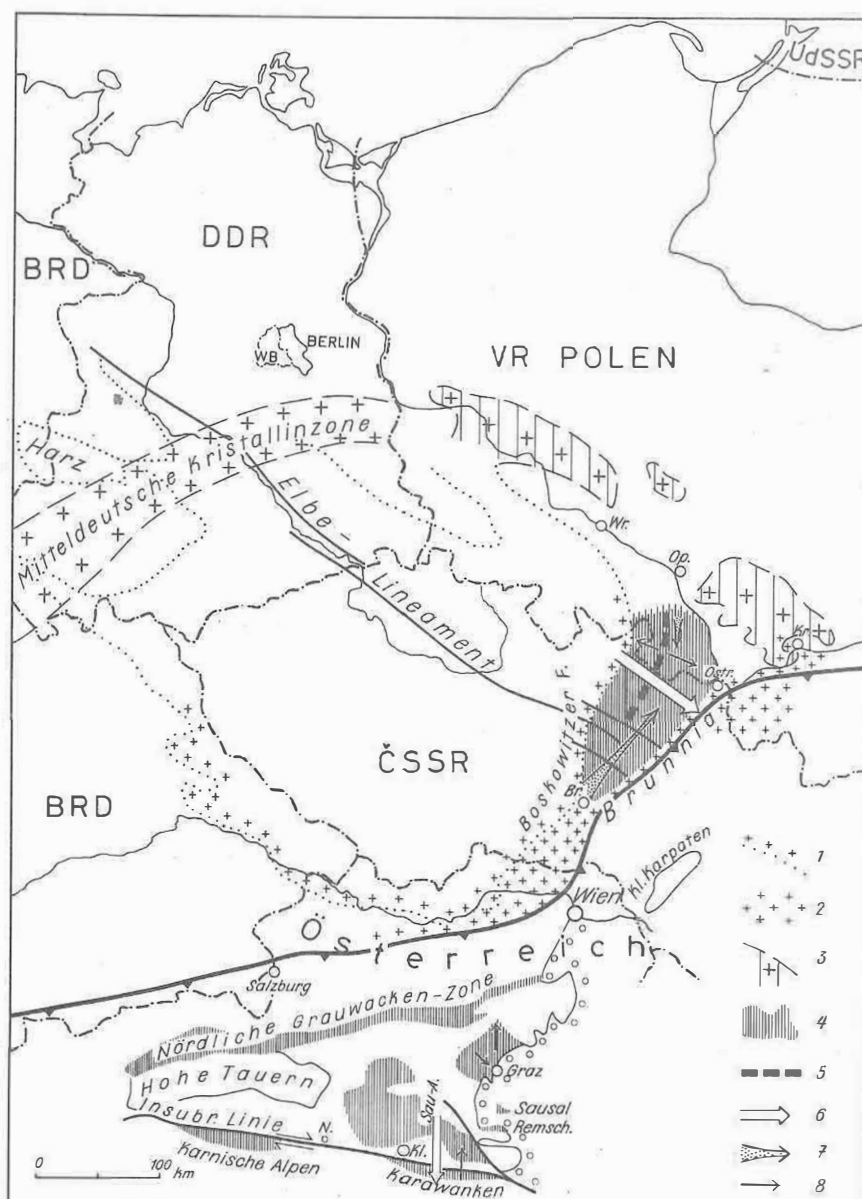


Abb. 1 Zur Frage struktureller Verbindungen zwischen dem Paläozoikum in Mähren und in den Ostalpen

1 - Umrandung des Böhmisches Kristallins; 2 - Kristallin der Brannia-Schwelle und ihre Fortsetzungen nach NE und SW; 3 - geophysikalisch nachgewiesene "Massive"; 4 - nicht bzw. schwach metamorphes Paläozoikum in Mähren und Ostalpen; 5 - Aufbruchzone von Sternberk - Horní Benešov; 6 - Richtung der Trogverlagerung und des Faltungswanderns; 7 - Richtung der Trübestrome in Flyschbecken; 8 - tektonische Vergenzen; N. - Nötsch

der SE-Ecke der Böhmisches Masse wurde die Verbindung zweifellos behindert, vermutlich zeitweise unterbrochen. Damit ist aber über die Möglichkeit, daß es "fundamentale" Verbindungen - ohne paläomorphologisch erkennbare Auswirkungen - nördlich und südlich des "Kristallinknotens" gibt, noch nichts Endgültiges gesagt.

Wenn wir uns von den imposanten alpidischen Deckenstapeln, die sich quer zwischen mährisches und ostalpines Paläozoikum legen, nicht einschüchtern lassen, dann müssen wir doch auch für dieses Gebiet in Betracht ziehen, daß die Gliederung von Geosynklinal- und Orogenzonen durch Querschwellen etwas ganz Gewöhnliches ist. Inwieweit hierdurch die Meeresverbindungen beeinträchtigt werden, ist geotektonisch nicht gravierend. In diesem Zusammenhang mag der Hinweis auf das kristalline Hochgebiet zwischen Rheinischem Schiefergebirge und Harz genügen, das zeitweise sogar als Sedimentlieferant gewirkt hat (BEDERKE 1957 [37]). Überdies sind Fazies und Deformationsstil des Paläozoikums beiderseits dieser Querschwelle keineswegs völlig identisch - und trotzdem zweifelt meines Wissens niemand ernstlich daran, daß Rheinisches Schiefergebirge und Harz zu einer geosynklinalen und orogenen Einheit "Rhenoherynikum" gehören, die sich von den äußeren und inneren Zonen des Variszikums unterscheidet. Für die Rekonstruktion regionaler orogener Zusammenhänge bedient man sich heute eben nicht so sehr der Paläogeographie als vielmehr bestimmter Sedimentformationen (Flysch, Molasse), der orogenen Polarität (Wandern der Tröge und der Faltung) und des Magmatismus. Wir werden hiervon im folgenden auch Gebrauch machen.

3

Gut 100 km entfernt von den südlichsten Vorkommen des mährischen Paläozoikums liegen im Semmering-Gebiet die östlichsten Ausläufer der Nördlichen Grauwackenzone mit ihrem ostalpinen Paläozoikum. Abgesehen davon, daß dieses hier nur aus Karbon und sonst lithologisch wie biostratigraphisch unzureichend gegliederten älteren Anteilen besteht, ist die Nördliche Grauwackenzone ja Basis der Nördlichen Kalkalpen und somit im Sinne der Deckenlehre südlich der Zentralalpen einzuwurzeln. Diese Vorstellung wird durch die Ergebnisse der Tübinger Arbeiten in den Karawanken eher gestützt, Beweischarakter haben sie nicht. Wir lassen diese Vorkommen daher außer Betracht.

Das Grazer Paläozoikum ist faziell auf kleinem Raum sehr mannigfaltig ausgebildet. Hinzu kommen kräftige tektonische Horizontaltransporte, so daß die Rekonstruktion des Sedimentationsraumes große Schwierigkeiten bereitet. Über mehr oder weniger phyllitischen Serien mit Lyditen, Metabasiten und (?) Quarzporphyroiden unbestimmten Alters (? Silur - Ordovizium) beginnt die biostratigraphisch gesicherte Schichtenfolge nach FLÜGEL (1967) [16] mit der Gedinne-Stufe²⁾. Die sandig-tonige obere Ems-Stufe enthält basische Magmatite. Das Mitteldevon wird wesentlich von mächtigen Kalken aufgebaut, in die dolomitische Sandsteine mit basischen Tuffen eingeschaltet sind. Zu beachten ist, daß mitteldevonische Korallen-Biostrome nach FLÜGEL (1958) [14] in N-S-Richtung angeordnet sind, was als primär-sedimentäre Anlage gedeutet wird. Das kalkige Oberdevon ist meist lückenhaft und wird von Visé-Kalken überlagert, ohne daß aber eine echte "bretonische" Orogenese anzunehmen ist. Erst das Westfal transgredierte über gefaltetes Unterkarbon und Devon. Ein paläozoischer Flysch ist bisher nicht bekannt geworden.

2) nach FLÜGEL & SCHÖNLAUB (1972) [34] im höheren Silur

Als Grundzug der Tektonik gilt ein nordvergenter Deckenbau. Nach BOIGK (1951) [47] spielen aber in der Kleintektonik des Grazer Paläozoikums nach SE gerichtete Bewegungen um NNE bis NE streichende Achsen eine anscheinend beherrschende Rolle. Dies ist im Blick auf die mährischen Verhältnisse von Interesse. Das Alter des Deckenbaues - ob variszisch oder alpidisch - ist nicht eindeutig geklärt.

Südlich von Graz tauchen aus dem Steirischen Tertiärbecken die kleinen paläozoischen Inseln des Sausal bei Leibnitz und des Remschnigg an der jugoslawischen Grenze auf. Da sie zu dem anstehenden Problem nichts (oder noch nichts) beitragen, bleiben sie hier außer Betracht.

4

Ca. 60 - 100 km südwestlich von Graz liegt im weiteren Bereich des Klagenfurter Beckens ein großer und vielgestaltiger paläozoischer Komplex. Seine nichtmetamorphen Anteile bilden im Süden die Aufbrüche von Eisenkappel und Seeberg in den Karawanken, sie gehen nach Norden in das Kristallin der Saualpe über. Dieser Komplex wurde in zehnjähriger Arbeit vom Tübinger Geologischen Institut im Rahmen eines gemeinsamen Unternehmens "Saualpenkristallin" mit den Geologischen Instituten Clausthal und Wien sowie der Österreichischen Alpen Montangesellschaft untersucht. Dieses variszische Orogen im Raume der Südost-Alpen hat der Verf. auf der Grundlage jener Untersuchungsergebnisse zusammenfassend dargestellt (SCHÖNENBERG 1970 [27]). Die wichtigsten Züge des dabei gegebenen Bildes seien im folgenden herausgestellt, wobei einige neue Erkenntnisse berücksichtigt und Vergleiche mit Karnischen Alpen und Nördlicher Grauwackenzone angestellt werden.

Die fossilbelegte, überschaubare Entwicklung des Paläozoikums der Karawanken beginnt mit der Wende Ordovizium/Silur. Wenn stratigraphisch Älteres überhaupt abgeschlossen sein sollte, dann ist es (bisher) fossilleer und schwach metamorph. (Hier sei darauf hingewiesen, daß dies insofern ganz allgemein für das ostalpine Paläozoikum gilt, als die ältesten fossilführenden Schichten in das Caradoc gehören.) Das tiefste Glied der Abfolge besteht aus oberordovizischen sauren bis intermediären Tuffen, die offenbar subaerischer Bildung sind. Sie werden von Flachwassersedimenten überlagert, deren Faziesmuster auf den allmählichen Ausgleich eines zunächst stark gegliederten Reliefs hinweist. Etwa gleichaltriger und gleichartiger Vulkanismus ist aus der Nördlichen Grauwackenzone, den Gurktaler Alpen und dem Klagenfurter Becken bekannt. (Um so bemerkenswerter erscheint es, daß ein derartiger Vulkanismus in den Karnischen Alpen bisher unbekannt ist; vgl. VAI 1971 [32]). Manche Autoren bringen den Vulkanismus einerseits, gewisse Faziesdifferenzierungen, Schichtlücken und Sedimenttypen (z.B. mudflows) andererseits mit der "takonischen Phase" an der Wende Ordovizium/Silur in Zusammenhang (MOSTLER 1970 [25]).

In Silur und Devon herrscht im wesentlichen eugeosynklinale Entwicklung, wobei aber der Norden (Eisenkappel) den stärker pelagischen ("küstenferneren") Einschlag hat. Diese Entwicklung, die im Laufe des Devons durch lokale Riffbildung modifiziert wird, läßt sich äußerstenfalls bis in das Unterkarbon III nachweisen. Trotz vieler Abweichungen im einzelnen herrscht im Prinzip eine ähnliche eugeosynklinale Entwicklung auch in den Karnischen Alpen und in der Nördlichen Grauwackenzone.

Bis vor kurzem nahmen wir an, daß der Umbau von der Eugeosynklinale zum Flyschbecken etwa an der Wende Devon/Karbon erfolgt sei, und deshalb war bisher vom "Unterkarbon-Flysch" die Rede. Wir müssen jetzt aber den Flysch in der Hauptsache ins Oberkarbon stellen, seine Basis mag im höchsten Unterkarbon III liegen (TBSENSEN 1971 [30]). Damit ergibt sich jetzt das Bild eines etwa gleichaltrigen und wohl auch zusammenhängenden Flyschtroges in Karawanken und Karnischen Alpen. Der in den Karawanken untersuchte Raum zeigt longitudinale Schüttungsrichtungen der Turbidite nach Westen und Osten sowie laterale nach Norden. Der Südrand des Troges dürfte nicht sehr weit südlich des Seeberger Aufbruchs (an der österreichisch-jugoslawischen Grenze gelegen) zu suchen sein, der Nordrand i.e.S. vielleicht noch innerhalb des Eisenkappeler Aufbruchs. Das Karbon von Nötsch (westlich Villach) kommt als eine Art Randfazies des Flyschtroges in Frage. - Paralisches Oberwestfal bzw. Stefan liegt diskordant auf dem gefalteten und geschieferten Flysch. Es handelt sich um die molasseartige Auernigfazies.

Über den altpaläozoischen Vulkanismus in den Karawanken informieren LOESCHKE & ROLSER (1971) [23]: Von den sauren bis intermediären Vulkaniten des oberen Ordoviziums war oben bereits die Rede. Neuerdings konnte innerhalb klastischer Schichten auch ein basischer Vulkanismus nachgewiesen werden, der zwischen Ems-Stufe und Oberdevon II einzuordnen ist. Das mächtigste und ausgedehnteste Vorkommen basischer Magmatite in den Karawanken, der Diabaszug von Eisenkappel, konnte bisher biostratigraphisch nicht datiert werden. Die radiometrische Altersbestimmung hat Frau Prof. JAEGER (Bern) übernommen, über das Ergebnis wird demnächst LOESCHKE berichten. Die Magmatite bestehen aus Spiliten (Sills und Pillowlaven), Tuffen und Ultrabasiten in einer Gesamtmächtigkeit von ca. 350 m.

Jenseits des Klagenfurter Beckens ist es in den letzten Jahren gelungen, die Phyllitgruppe der südlichen Saualpe wenigstens in ganz groben Zügen in die Stratigraphie des Altpaläozoikums einzuordnen (NEUGEBAUER & KLEINSCHMIDT 1971 [26]). Devon und Silur sind praktisch nachgewiesen, Meta-Keratophyre gehören sehr wahrscheinlich in das Oberordovizium und dürften Äquivalente des entsprechenden Karawankenvulkanismus sein (s. oben). Nach den geochemischen und petrographischen Untersuchungen von HURLER (1972) [18] handelt es sich um Abkömmlinge extremer Alkalitrachyte mit z.T. ungewöhnlicher Kaliumvormacht und hohen Titangehalten.

In baugeschichtlicher Hinsicht ergibt sich für den Raum Saualpe - Karawanken folgendes Bild (SCHÖNENBERG 1970 [27]): Die Verhältnisse in der Saualpe und bei Nötsch machen ein "altvariszisches" Alter (zwischen Oberdevon II beta und Visé) von Metamorphose und Deformation wahrscheinlich. In den Karawanken dagegen ist von alpinotypen Deformationen in diesem Zeitraum nichts zu beobachten, wohl aber Anzeichen stärkerer Bodenunruhe in Form von lokalen Aufarbeitungen, Schichtlücken und Rutschsedimenten. Diese leiten an der Wende Visé/Namur zur Ausbildung des Flyschtroges über. Nach dessen Faltung im Laufe des Westfals legte sich ein paralischer Molassetrog an (Westfal D - Stefan), der sich weit nach Süden in die heutigen Mediterrangebiete erstreckte.

Dieses Bild zeigt also ein Wandern der Sedimentationströge und der Orogenese von Norden nach Süden auf. Das gilt aber nicht - wie es die Regel wäre - für die tektonischen Transporte, die ganz überwiegend nach Norden gerichtet sind. Hierfür dürfte jedoch in den Karawanken die Überprägung durch die alpidischen Nordbewegungen verant-

wortlich sein. Dies deckt sich nach VAI (1971) [32] im Prinzip mit den Verhältnissen in den Karnischen Alpen.

5

Votieren nun die Befunde im Paläozoikum Mährens, im Grazer Bergland und in den Karawanken für einen geotektonischen Zusammenhang oder nicht? Fassen wir zunächst noch einmal die paläogeographische Situation ins Auge: In Mähren erfolgte die Transgression des Devonmeeres seit der Siegen-Stufe von Norden nach Süden, so daß im Süden erst oberes Mitteldevon über dem kristallinen Grundgebirge bzw. über "Old Red" liegt. Im Grazer Bergland hat aber die marine Schichtfolge mindestens Gedinne-Alter, wahrscheinlich reicht sie tiefer. Bis in das Unterdevon hinein kommt also eine marine Verbindung Mähren - Graz kaum in Frage. Vom Mitteldevon bis zum Unterkarbon wäre sie theoretisch möglich, aber im Untergrund des niederösterreichischen Molassebeckens fehlen Ablagerungen dieses Zeitraumes über dem Kristallin, sei es nun primär oder durch Abtragung. (Die Kulmkonglomerate im südlichen Mähren enthalten immerhin Gerölle von Devon- und Dinant-Kalken.) Als Hinweis darauf, daß es im Oberdevon zumindest eine stärkere Senkungstendenz nach Süden gegeben haben könnte, ließe sich eine von CHLUPÁČ (1965) [9] gegebene Darstellung werten: Während nämlich im Mährischen Karst (südlichster Teil des mährischen Paläozoikums) Mitteldevon und Frasn-Stufe generell nach Süden auskeilen, wird der Hady-Kalk des Famenne - Tournai in dieser Richtung gerade auffallend mächtig. CHLUPÁČ selbst schreibt über die Zeitspanne Givet - Unterfrasn: "Höchstwahrscheinlich dürfte in dieser Zeitperiode die Devonmeerbucht auch gegen S offen sein, so daß ein Faunenwechsel auch mit dem mediterranen Gebiet über Mähren zustande kam (dies bezeugt z.B. eine mächtige Kalkentwicklung im Gebiet der Karpatenvortiefe sowie die Beziehung dieser Kalksteine zum Paläozoikum der Ostalpen)." - Im übrigen sind die Fortsetzungen der mittel- und oberdevonischen Karbonatgesteine Mährens unter den Flysch-Karpaten erbohrt worden.

Aus dem Grazer Paläozoikum tragfähige Brücken nach Mähren zu schlagen ist beim heutigen Kenntnisstand kaum möglich. Allenfalls wären die meridional ausgerichteten mitteldevonischen Korallen-Biostrome zu nennen.

Ein wichtiges Kriterium für unsere Fragestellung ist das Vorhandensein von eugeosynklinalen Trögen, ihr Alter und ihr Magmatismus. Eugeosynklinale paläozoische Tröge gibt es ohne Zweifel sowohl in Mähren als auch im Grazer Bergland und in den Karawanken. Zu verschiedenen Zeiten einsetzend, erleben sie insofern einen gemeinsamen Höhepunkt im Devon, als hier ein mehr oder minder starker basischer Magmatismus herrscht. Dieser kulminiert überall im Mitteldevon, reicht aber z.T. bis ins Oberdevon, wenn nicht bis ins Unterkarbon. Nach den faziellen Verhältnissen in Mähren zu urteilen, kommt aber eine eugeosynklinale Verbindung zum Grazer Paläozoikum kaum in Betracht.

Was den der variszischen Orogenese zuordenbaren Flysch anbelangt, so fehlt er im Grazer Paläozoikum, wenn er nicht durch Abtragung beseitigt worden sein oder noch unter dem Tertiär des Steirischen Beckens liegen sollte. In Mähren beginnt die Flyschsedimentation im Mittelvisé, hat ihren Höhepunkt im Obervisé und endet vor dem Namur. Die Trogachsen wandern von NW nach SE gegen die stabile Brunnia-Schwelle. Das klastische Material wird hauptsächlich von der Böhmisches Masse abgeleitet und durch die

Trübestrome longitudinal nach NE in den Trog verfrachtet. Der Karawanken-Flysch ist jünger als der mährische, nämlich überwiegend oberkarbonisch. Für eine räumliche Verbindung beider Flysch-Tröge gibt es keine Möglichkeit, wie die Karte (Abb. 1) zeigt.

Entsprechend den Altersverhältnissen der Flysche ist die Molasse Mährens älter (ab Namur), diejenige der Karawanken jünger (Westfal D - Stefan). Im Grazer Paläozoikum transgredierte über den variszischen Faltenbau "höheres Westfal", das aber nicht eindeutig in Molassefazies ausgebildet ist.

Die orogene Polarität ist in Mähren sehr deutlich, wandern doch Trogachsen und Faltung mit der Zeit von NW nach SE, d.h. auf die Brunnia-Schwelle zu. Entsprechend verhält sich die Faltenvergenz östlich der Sternberk - Horni-Benešov-Zone, aber nicht westlich derselben. Im Grazer Paläozoikum läßt sich über die orogene Polarität des Variszikums nichts aussagen. Auch die tektonischen Transportrichtungen sind mehrdeutig. In Saualpe und Karawanken ist die orogene Polarität des Variszikums anscheinend von Norden nach Süden gerichtet, die überwiegende Nordvergenz der Faltung und der Deckentransporte durch alpidische Überprägung bedingt.

Die diesem Kapitel vorangestellte Frage, ob die Befunde in Mähren einerseits, im Grazer Paläozoikum und in den Karawanken andererseits für einen geotektonischen Zusammenhang votieren, muß hinsichtlich des eugeosynklinalen, des Flysch- und des Molassestadiums verneint werden. Zeitweilige Meeresverbindungen während des eugeosynklinalen Stadiums sind möglich. Was die orogene Polarität und die Vergenzen anbelangt, so lassen sie sich in den drei Gebieten jedenfalls nicht eindeutig in Zusammenhang bringen.

6

Wenn sich also nach heutigem Wissen die Vorstellung einer direkten geosynklinalen und orogenen Verbindung zwischen dem mährischen und dem ostalpinen Variszikum nicht halten läßt, dann verdient um so mehr jene stabile kristalline Schwellenregion in Mähren unser Interesse, die einerseits für das Variszikum, andererseits für die alpidischen Karpaten das "Vorland" im Sinne KUMPERAS gebildet hatte. In Anlehnung an den Vorschlag ZAPLETALS (1957) [32] wollen wir sie die "Brunnia-Schwelle" nennen. Nach Lage der Dinge setzt sie sich in das Kristallin im Untergrunde des Kohlenbeckens fort. Hierfür spricht u.a. auch die Fazies des Mittel- und Oberdevons (CHLUPÁČ (1971) [117]). Ferner deuten geophysikalische Befunde eine - wenn auch lose - Verbindung von dort zur Mitteldeutschen Kristallinzone an (SCHÖNENBERG 1971 [287]). In diesem Sinne bekommt das mährische Variszikum eine dem Saxothuringikum vergleichbare Position, eine Deutung, die allerdings z.B. mit den Ansichten von DVORÁK & PAPROTH (1969) [127] und BRAUSE (1970) [5, 6] kollidiert. Die erstgenannten Autoren betonen nämlich die "erstaunliche Übereinstimmung in der Entwicklung und Tektogenese" bei Rhenoherynikum und Sudetikum (= mährisches Variszikum), obwohl sie vermuten, daß "das Sudetikum keine Fortsetzung des Rhenoherynikums ist, sondern spiegelbildlich zum Rhenoherynikum liegt ...". Und BRAUSE (1970 [57, Abb. 8]) bezeichnet das mährische Variszikum als "siegenotyp", vergleicht es also ebenfalls mit dem Rhenoherynikum. So überzeugend sind diese Vergleiche m.E. nicht, insbesondere wenn man die starke Regionalmetamorphose, den tektonischen Stil (z.B. Aufbruchszone von Sternberk - Horni Benešov) und die uneinheitliche Faltenvergenz bedenkt. Konsequen-

terweise läßt BRAUSE die Mitteldeutsche Kristallinzone in die Westsudeten und dann in die Boskowitz Furche einschwenken. Dieses Verfahren hat aber insofern Schwächen, als BRAUSE (1970) [6] in der Mitteldeutschen Kristallinzone den "Hauptscheitel des mitteleuropäischen Variszikums" sieht und sie daher auch als "Mitteldeutsche Scheitelungszone" bezeichnet. Gerade diese Eigenschaft hat sie aber weder in den Sudeten noch im Bereich der Boskowitz Furche in eindeutiger Weise. Und Abb. 4 in BRAUSE (1970) [5] stellt die Fortsetzung der "Mitteldeutschen Scheitelungszone" aus der DDR nach Polen - wenn auch mit Fragezeichen - erheblich nördlich des "Blok Przedsudecki" ("Vorsudetischer Block") dar, also so, wie es etwa die geophysikalischen Anomalien andeuten.

Vielleicht muß man aber überhaupt darauf verzichten, östlich der Elbe eine diskrete Mitteldeutsche Kristallinzone zu verfolgen (vgl. MÖBUS 1968 [24]), da sie hier in einen weiten, überwiegend kristallinen Komplex einmündet, der sowohl die Westsudeten als auch deren östliches Vorland umfaßt. Das schlesisch-mährische Paläozoikum wäre dann in diesem Komplex eingesenkt und würde ihn somit in einen westlichen Teil (Sudeten) und in einen östlichen Teil (Górny Śląsk - gravimetrische und magnetische Anomalien östlich der Oder) aufspalten.

Zu den Charakteristika der Mitteldeutschen Kristallinzone gehören die mächtigen subsequenten Permokarbon-Tröge. Diese verlaufen nach BRAUSE (1970 [5], Abb. 4 mit "?") aus der Niederlausitz auf Zielona Góra (Grünberg) zu. "In Polen werden nordwestlich Wrocław als Maximalmächtigkeit kaum über 700 m erreicht." Die mit insgesamt weit über 1000 m mächtigem Oberwestfal, Stefan und Perm (einschließlich Porphyren und Melaphyren!) gefüllte Senke zwischen Bytom und Kraków hat nach DVOŘÁK & PAPROTH (1969) [12] nicht den rechten Charakter einer variszischen Vortiefe. Was spricht dann ernstlich dagegen, sie als ein subsequentes Becken zu betrachten?

An den bisher bekannten Verhältnissen des Devons in Polen läßt sich die hier vorgeschlagene Fortsetzung der Mitteldeutschen Kristallinzone (bzw. einer Abzweigung derselben) nicht erkennen, wie aus den Lithofazieskarten in CHLUPÁČ (1971) [1] hervorgeht. Überdies ist die große Ähnlichkeit der Schichtfolgen in Mähren und im Rhenohorzynikum seit langem bekannt, und sie wird auch in der neuesten Literatur immer wieder hervorgehoben (s. oben). Mähren und Rhenohorzynikum würden aber auf verschiedenen Seiten der Mitteldeutschen Kristallinzone in dem hier vertretenen Sinne liegen. Marine Verbindungen mit ungehindertem Faunenaustausch über derartige Schwellen hinweg oder durch Depressionen hindurch sind jedoch ohne weiteres denkbar und auch bekannt. Als Beispiel läßt sich die Vindelizische Schwelle anführen, die zwar das süddeutsche und das helvetische Trias- und Jura-Becken voneinander trennte, aber durchaus nicht gegeneinander hermetisch abschloß (EINSELE & SCHÖNENBERG 1964 [13]).

KUMPERA (1971 [20], Abb. 6 und 7) gibt für das Osoblaha-Gebiet an der tschechisch-polnischen Grenze (ca. 50 km südlich Opole) "überwiegend Grobflysch" an, der z.T. von Norden geschüttet worden ist. Der petrographischen Zusammensetzung nach kommt für den Osoblaha-Flysch wohl nur ein kristallines Liefergebiet in Frage (briefl. Mitteilung von Herrn Kollegen KUMPERA). Ferner zeigt die strukturelle und fazielle Analyse, daß "nördlich vom Nizký Jeseník-Gebirge (Niederes Gesenke) eine ... der Brunnia analoge Scholle mit Charakter eines Vorgebirges während der variszischen Entwicklung existiert haben muß". Das Liefergebiet des Osoblaha-Flysches bzw. das der Brunnia analoge "Vorgebirge" könnte aber dort liegen, wo in der Karte (Abb. 1) die geophysikalischen

"Massive" (in Fortsetzung der Mitteldeutschen Kristallinzone sensu SCHONENBERG 1971 [28]) eingetragen sind.

Die Brunnia-Schwelle Mährens bildet, wie gesagt, einerseits den stabilen SE-Rand des dortigen Variszikums, andererseits den NW-Rand der alpidischen Karpaten. Während des Paläozoikums trennte sie also den mährischen Sedimentationsraum vom karpatischen (vertreten z.B. durch die vermutlich devonische Harmonia-Serie der Kleinen Karpaten und vor allem die epimetamorphen Gemeriden). Weiterhin vereinigte sich die Brunnia-Schwelle mit der SE-Ecke der Böhmisches Masse und trennte somit (ganz oder zum großen Teil) das Paläozoikum Mährens von dem der Ostalpen. Über ihren weiteren Verlauf im Untergrund der Ostalpen lassen sich allenfalls Vermutungen anstellen. Unterstellen wir einmal, daß die Doppelrolle der Brunnia-Schwelle auch für ihre eventuelle ostalpine Fortsetzung gilt, dann würde es sich um eine Art "Vindelizisch-Beskidischen Rücken" im Sinne ANDRUSOVs (1968) [1] handeln, der sich aus den Schweizer Alpen zur Böhmisches Masse und von da unter die karpatische Flyschzone fortsetzte. Es wird hier also die Hypothese vertreten, daß sich die Brunnia-Schwelle einer Gruppe von stabilen Elementen einfügt, die, von der Mitteldeutschen Kristallinzone ausgehend, durch Schlesien zieht und dann die Trennung von mährischem Paläozoikum einerseits, ostalpinem und westkarpatischem Paläozoikum andererseits bewirkt. Gelegentliche flachmarine Verbindungen über die Schwelle hinweg sind wahrscheinlich. Dies stellt im Ganzen ein etwa bogenförmiges Verbindungselement zwischen alpinem und außeralpinem Variszikum dar: "Es ist nicht ausgeschlossen, daß die mitteleuropäischen Varisziden ein ähnliches Bild geboten haben wie gegenwärtig die Karpaten" (DVORÁK & PAPROTH 1969 [12]).

Literatur

- [1] ANDRUSOV, D. Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava: Slovenská Akadémia Vied 1968
- [2] AUBOUIN, J. Geosynclines. Developments in Geotectonics, Bd. 1. Amsterdam etc.: Elsevier Publ. Co. 1965
- [3] BEDERKE, E. Zur Geologie und Geophysik der Tiefen. Geol. Rdsch. 46 (1957), S. 229-245
- [4] BOIGK, H. Zum Bau der Grazer Decken. Z. dt. geol. Ges. 102 (1951), S. 247-271
- [5] BRAUSE, H. Variszischer Bau und "Mitteldeutsche Kristallinzone". Geologie 19 (1970) 3, S. 281-292
- [6] BRAUSE, H. Ur-Europa und das gefaltete sächsische Paläozoikum. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 15 (1970) 3, S. 327-367
- [7] BRIX, F.; GÖTZINGER, K. Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMVAG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957 - 1963, T. 1: Zur Geologie der Beckenfüllung, des Rahmens und des Untergrundes. Erdöl-Z. (1964) 2
- [8] CLAR, E. Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variskischen Gebirges in den Ostalpen. Z. dt. geol. Ges. 122 (1971), S. 161-167

- [9] CHLUPÁČ, I. Fortschritte in der Stratigraphie des mährischen (ostsudetischen) Devons. Geol. Rdsch. 54 (1965) 2, S. 1003-1025
- [10] CHLUPÁČ, I. Devonian of Czechoslovakia. Internat. Sympos. Devon. Syst. Vol. I, Calgary 1967
- [11] CHLUPÁČ, I. Übersicht über neuere Forschungsarbeiten im Devon Polens (1960 - 1970). Zbl. Geol. Paläont. I (1971) 1/2, S. 131-145
- [12] DVORÁK, J.; PAPROTH, E. Über die Position und die Tektogenese des Rhenohertzynikums und des Sudetikums in den mitteleuropäischen Varisziden. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. (1969) 2, S. 65-88
- [13] EINSELE, G.; SCHÖNENBERG, R. Epirogen-tektonische Grundzüge des süddeutschen Beckens und seiner südöstlichen Randgebiete im Mesozoikum. Publ. Serv. géol. Luxembourg XIV (1964)
- [14] FLÜGEL, H. 140 Jahre geologische Forschung im Grazer Paläozoikum. Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 88 (1958), S. 51-78
- [15] FLÜGEL, H. Das Paläozoikum in Österreich. Mitt. geol. Ges. Wien 56 (1964) 2, S. 401-443
- [16] FLÜGEL, H. Devonian of Austria. Internat. Sympos. Devon. Syst. Vol I, Calgary 1967
- [17] HOTH, K.; HIRSCHMANN, G. Das Jungpräkambrium im Bereich der Varisziden und Kaledoniden West- und Nordeuropas und seine Beziehungen zu den paläozoischen Entwicklungsetappen. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 15 (1970) 3, S. 379 bis 424
- [18] HURLER, H. Geochemie und Petrographie der Metakeratophyre in der südlichen Saualpe (Kärnten). Diss. Univ. Tübingen 1972
- [19] KOSSMAT, F. Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Abh. sächs. geol. Landesamt 1 (1927), 39 S.
- [20] KUMPERA, O. Das Paläozoikum des mährisch-schlesischen Gebietes der Böhmisches Masse. Z. dt. geol. Ges. 122 (1971), S. 173-184
- [21] KUPSCH, F.; ROLSER, J.; SCHÖNENBERG, R. Das Altpaläozoikum der Ostkarawanken. Z. dt. geol. Ges. 122 (1971), S. 89-96
- [22] LAUBSCHER, H.P. Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. Geol. Rdsch. 60 (1971), S. 813-833
- [23] LOESCHKE, J.; ROLSER, J. Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich). Z. dt. geol. Ges. 122 (1971), S. 145-156
- [24] MÖBUS, G. Tektogenese und Magmatismus im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. Geologie 17 (1968) 6/7, S. 631-646

- [25] MOSTLER, H. Der Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg).
Nachr. dt. geol. Ges. 2 (1970)
- [26] NEUGEBAUER, J.;
KLEINSCHMIDT, G. Ansatz zu einer echten Stratigraphie im metamorphen Altpaläozoikum der Ostalpen.
Z. dt. geol. Ges. 122 (1971), S. 113-122
- [27] SCHÖNENBERG, R. Das variszische Orogen im Raume der Südost-Alpen.
Geotekt. Forsch. 35 (1970), S. 1-22
- [28] SCHÖNENBERG, R. Einführung in die Geologie Europas.
Freiburg: Verlag Rombach 1971
- [29] STILLE, H. Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen.
Beih. geol. Jb. 2 (1951), 138 S.
- [30] TESSENSOHN, F. Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken.
N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 138 (1971), S. 169-220
- [31] THIELE, O. Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen.
Geologie 19 (1970) 1, S. 17-24
- [32] VAI, G.B. Diskussionsbeitrag zu den Vorträgen über das "Variszikum der Ostalpen".
Z. dt. geol. Ges. 122 (1971), S. 169-172
- [33] ZAPLETAL, K. Zur Geologie der Sudeten und Umgebung, des ober-schlesischen Kohlenbeckens, der Westkarpaten und des Vorlandes.
Spisy přírod. Fak. MU Brno 67 (1957) 6, S. 386
- [34] FLÜGEL, H.W.;
SCHÖNLAUB, H.P. Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Facies des Grazer Paläozoikums.
Mitt. geol. Ges. Wien 63 (1972), S. 142-148

Grundfragen der Beziehungen von Lithofazies und
Tektonik im alpinen Orogen

Von MICHAL MAHEL', Bratislava

Das charakteristischste Merkmal der europäischen Alpiden ist vielleicht ihre strukturelle Buntheit mit einer Vielzahl von tektonischen Einheiten. Der überwiegende Teil dieser Strukturelemente höherer Ordnung weist dabei Besonderheiten des tektonischen Stils auf. Die Tatsache, daß jede Einheit ihre eigene Materialfüllung hat, aber auch einen durch die Füllung bedingten Bau besitzt, weist auf die Beziehungen zwischen dem Material und dem Baustil hin. Der Zusammenhang zwischen dem Gesteinsinhalt der tektonischen Einheiten und ihrem tektonischen Stil kann als ein Grundprinzip des Baus der europäischen Alpiden betrachtet werden.

Die Buntheit des Inhaltes wie auch die Vielzahl von tektonischen Einheiten sind schon in der paläotektonischen Gliederung der Geosynklinale begründet. Die tektonischen Einheiten höherer und niederer Ordnung zeichnen sich durch Besonderheiten des Materials, des lithologisch-stratigraphischen Inhalts und auch des tektonischen Stils aus. Bei der Herausbildung der tektonischen Einheiten spielte die räumliche Position während der Faltung, aber auch der Gesteinsinhalt der einzelnen Zonen eine wichtige Rolle. Somit ist der tektonische Stil vor allem die Folge des paläotektonischen Typs, der geotektonischen Position der Einheit.

Jeder paläotektonische Typ ist durch einen grundlegenden Fazieskomplex gekennzeichnet, er bildet die materialbedingte Grundlage für den tektonischen Stil. Er beeinflusst den Bau durch Mächtigkeit und Kompetenz der Gesteinspakete und bildet die "Tragkonstruktion" der tektonischen Einheiten höherer Ordnungen. Bei der Zusammenstellung der Tektonischen Karte der Karpaten-Balkan-Länder (Maßstab 1 : 1 000 000) haben wir 52 Typen von Tragkonstruktionen unterschieden und als "Tektonogruppen" bezeichnet (MAHEL' 1968 [17]). Jedes Entwicklungsstadium hat seinen eigenen Fazieskomplex, und die unterschiedliche Faziesverteilung während der Entwicklung der alpinen Geosynklinale ist vom Umfang und der Intensität eines gerichteten Prozesses abhängig (Polarität: Die ältesten Fazieskomplexe sind in den innersten Zonen häufiger und mächtiger).

Die paläotektonische Gliederung ist bei einigen Bereichen (Ostalpen und Karpaten) schon im Perm ausgeprägt, in der Übergangsperiode zwischen den Herzyniden (Varisziden) und Alpiden. In dieser Hinsicht liefern uns die Westkarpaten praktisch ein ganzes Register von in den Alpiden allgemein vorkommenden Permtypen. Diese fünf Typen des Perms sind: südalpiner und oberostalpiner Typ, Typ der Melaphyr-Serie, veporider (balkanider) und tatrider (plattformnaher) Typ. Jeder Typ hat eine andere Position, nicht nur im paläotektonischen, sondern auch im strukturell-tektonischen Sinne. Während der Periplattformtyp selbständige Strukturen bildet, und zwar quergerichtete jungherzynische Depressionen, deutlich diskordant zu den alpinen Strukturen, stellt der südalpine Typ eine tief und intensiv eingefaltete untere Strukturetage im Untergrund des Mesozoikums der parautochthonen Massen des Slowakischen Karstes dar. Die

Vulkanite des Perms bilden zusammen mit der Untertrias eine Teileinheit - das "Hinterland" der Choč-Decke, gestützt durch einen mächtigen Körper von Melaphyren. Das Perm der Nordveporiden stellt den Untergrund der mesozoischen Komplexe in der Wurzelzone der Krížna-Decke dar und weist einen Schuppenstil auf.

Die Tragkonstruktionen der inneren Einheiten bilden vor allem *triassische Komplexe*, bei denen wir nach den paläotektonischen Typen balkanide, dinaride, südalpine, oberostalpine, unterostalpine und bukovinische Komplexe unterschieden haben.

Der balkanide Typ weist bei relativ geringer Buntheit der kalkig-dolomitischen Triaskomplexe auch eine geringere strukturelle Gliederung und einfachen Stil bzw. geringere Reife mit überwiegend großem Krümmungsradius auf. - Einen Gegensatz dazu stellt der dinaride Typ dar, wo wenigstens drei dem Gesteinsbestand nach ganz verschiedene Komplexe vorkommen: der kalkig-dolomitische, der Vulkanit- und der detritisch-radiolaritische Komplex. Sie bilden die Grundlage für die strukturelle Gliederung mit einem für jeden Komplex charakteristischen Stil, z.B. mit block- und faltenartigen Strukturen, mit freien Schuppen oder auch Klippen. - Der oberostalpine Typ ist durch mächtige triassische Kalke und Dolomite gekennzeichnet. Trotz beträchtlicher Materialähnlichkeit ist jedoch eine Differenzierung nicht nur in der Vertikalen, sondern auch von Einheit zu Einheit festzustellen. Deshalb gibt es in den Nördlichen Kalkalpen sowie in den Inneren Karpaten eine solche Vielzahl von tektonischen Teileinheiten mit geringeren Unterschieden im tektonischen Stil. Es handelt sich überwiegend um schwach eingefaltete Deckenschollen. Besonders ausgeprägt ist die Differenzierung der Einheiten mit tiefreichenden Fazies (Reiflinger Kalke, Lunzer Schichten). - Der südalpine Typ bildet einen gewissen Übergang zwischen dem oberostalpinen und dem dinariden. Kennzeichnend ist die strukturelle Verknüpfung mit den mächtigen permotriassischen Komplexen. Die kalkig-dolomitischen Komplexe sind strukturbestimmend, sie werden von einem mächtigen Paket von bunter Fazies mit Vulkaniten begleitet. - Der unterostalpine und der bukovinische Typ stellen vom Material her verhältnismäßig monotone kompetente Komplexe triassischer Kalke und Dolomite mit untertriassischen Quarziten an der Basis dar. Beim unterostalpinen Typ sind als charakteristische Merkmale Karbonatbrekzien, Rauhwacken und ein geringerer Juraanteil, hauptsächlich Aptychen-Schichten in schiefriger Ausbildung, zu betrachten. In der Gruppe der bukovinischen Decken stellen die triassischen Glieder den Untergrund der jüngeren jurassischen Glieder und beim bukovinischen Typ auch den der unter- bis mittelkretazischen Schichtfolgen dar, die lithofaziell und damit auch strukturell wesentlich vielfältiger sind. Besonders typisch für die bukovinische Decke sind das pelagische Tithon-Neokom (Aptychen-Schichten, sog. "Lunoa") und der Wildflysch des Barrême-Alb, der aus Klippen-Olistolithen und mächtigen Konglomeraten, Brekzien sowie Jaspissen, Diabasen und Melaphyren besteht. Aber auch die strukturelle Differenzierung in der Vertikalen ist typisch. Da unter diesen unterschiedlich kompetenten Einheiten ein plastisches Glied wie z.B. der Keuper im Verband der Krížna-Einheiten (Westkarpaten) fehlt, kam es nicht zur Trennung in strukturell mehr oder weniger selbständige Einheiten.

Eine Besonderheit der Inneren Westkarpaten ist der sog. Westkarpatentyp der Trias, der den Basisteil der äußeren tektonischen Einheiten, der Krížna- und Tatriiden-Einheit, bildet. Da sie am Außenrand der "Interniden" liegen, sind für beide Einheiten die jurassische und kretazische bunte Fazies charakteristisch.

Die alpine Geosynklinale war paläotektonisch im J u r a und in der U n t e r - k r e i d e sehr uneinheitlich. Das kommt zum Ausdruck in vielfältiger Fazies mit plötzlichen Änderungen in vertikaler, aber stellenweise auch horizontaler Richtung, in Komplexen von oft paläotektonisch gegensätzlicher Fazies (Schwellen, Tröge) und in verschiedener Mächtigkeit und Faltbarkeit des Materials. Größere Räume, hauptsächlich in den Südkarpaten und im Ungarischen Mittelgebirge, werden von Schwellen, gekennzeichnet durch die mächtigen Štramberg-Kalke, eingenommen. In den Westkarpaten sind sie nicht strukturell wirksam, vielleicht bilden sie teilweise den Untergrund der Flyschzone.

Die strukturelle Vielfalt des Schwellentyps ist auf den Stil von Begleitkomplexen zurückzuführen, nach denen wir die Untertypen unterschieden haben.

Bei den Schwellen-Tragkonstruktionen gibt es mehrere Typen: 1. Westdinarischer Typ mit mächtigen Kalken und Dolomiten vom Jura bis zum Paläogen; 2. Südkarpatischer Typ mit mächtigen Štramberg-Kalken des Tithon - Neokom mit einigen Subtypen, wobei zwei bis drei Tektofazies den tektonischen Stil modifizieren. Zu den Untertypen gehören: a) Golubac-Subtyp mit mächtigerem Sockel von triassischen Kalken und Dolomiten; b) Transsylvanischer Subtyp mit bunter Fazies der Trias, des Unteren und Mittleren Juras und Spezialfaltung; c) Timok-Subtyp mit mächtigen, strukturell wirksamen detritischen Kalken und Sandsteinen im Hangenden der Štramberg-Kalke.

Für die Westkarpaten sind, ähnlich wie für das Apuseni-Gebirge, blockartig gegliederte Geantiklinalen charakteristisch. In einigen Teilen überwiegt Kordilleren-Fazies des Juras und der Unterkreide, in anderen Mergelstein-Fazies von euxinischem Typ; sie bilden oft eine höhere Strukturetage. Der blockförmige tektonische Stil wird durch diese jüngeren Glieder bunter. Im kordillerenahen Untertyp von unreifen Klippen und Klippenschuppen überwiegen Krinoidenkalke und die Urgon-Kalkfazies (sog. tatrider Untertyp). Die monoklinal schuppenartig gelagerte Mergelstein-Schiefer-Fazies bildet den sog. Fatra-Untertyp.

In den Westkarpaten befindet sich eine weitere Gruppe von strukturbestimmenden synklinalen Trögen mit bathyaler Fazies (hauptsächlich Mergelkalken), die die Schwellentypen begleiten. Ihre strukturelle Selbständigkeit ist abhängig von der Mächtigkeit der besser faltbaren Komplexe, aber auch vom Grad der Bindung an die Schwellen. In der Stara Planina bilden sie eine höhere Strukturetage mit mächtigem triassischem Sockel. In ihrer nördlichen Fortsetzung in den Südkarpaten ist die laterale Verknüpfung der jurassisch-unterkretazischen bathyalen Glieder mit denen der Schwellen festzustellen, die auch ihre strukturelle Zusammengehörigkeit bedingt. In der Ionischen Einheit ist der Trogcharakter, hauptsächlich im Zeitraum Dogger-Neokom, durch im wesentlichen ungefaltete Mergelsteine und pelagische Kalke mit Hornsteinen (Fazies von Vigla) und einen auflagernden mächtigen faltungsfreundlichen Flysch i.e.S. (Obereozän bis Burdigal) sowie kalkigen Flysch gekennzeichnet. Die ganze Einheit ist zu schmalen, gestreckten, meist aufgerichteten Falten deformiert. Es besteht ein scharfer Kontrast zu den wesentlich schwächer deformierten Strukturen der benachbarten Einheit von Sazan im Westen mit Kalken von westdinarischem Typ und zur Einheit von Kruja-Gavrovo im Osten mit Kalken westdinarischen Typs (Kreide bis Mitteleozän) und sandigem Flysch (Obereozän - Oligozän).

In paläotektonisch stärker gegliederten Teilen der Alpen sind schmale Tröge mit schnell wechselnder bathyaler bis abyssaler Fazies ausgeprägt.

Zu den Westkarpaten gehört ein eigenartiger Trog, das Heimatgebiet der Krížna-Decke, mit mächtigen Mergelsteinen (Lias - Neokom), die von Radiolariten (Dogger - Malm) begleitet werden und mit flyschoiden bis Flyschserien abschließen. Dieser gut faltbare Komplex ist mit seinem mächtigen triassischen, meist keilförmig auslaufenden Untergrund verfaltet. Die tektonische Vielfalt wird oft durch begleitende Kordillerefazies verstärkt, die in Form kleiner Zonen von Klippenschuppen mit partieller tektonischer Selektion auftritt. Der Prototyp ist die Krížna-Einheit der Westkarpaten. In den Ostalpen ähnelt ihr zum Teil die Frankenfelder Decke.

Ein unterschiedlicher Trogtyp sind die Budva- und die Zukali-Einheit der Helleniden mit vertikaler und lateraler struktureller Gliederung entsprechend ihrer bunten Zusammensetzung und der verschiedenen Faltbarkeit. Besonders charakteristisch sind für sie mächtige Radiolarite und dunkle Vulkanite der Porphyrit-Hornstein-Serie des Flysches, aber auch weniger faltbare Kalke. In der Budva-Einheit kommen auch mächtige anisische Flysch- bzw. Flyschoidgesteine vor.

Zum Typ eines tiefen Troges rechnen wir auch den penninischen (vulkanogenen) Typ, für den Tonstein-Argillit-Fazies des Vorflysches und die häufigen kretazischen basischen Vulkanite charakteristisch sind. Die Vielfältigkeit des Materials bildet die Grundlage eines schuppenartigen und linsenförmigen Stils. Die geotektonische Position tiefer Tröge in tektonisch aktivierten Zonen führt zu einer intensiven Zusammensetzung.

Ein Beispiel für den engen Zusammenhang zwischen struktureller Vielfalt sowie Buntheit und Variabilität des Materials ist die Klippenzone der Westkarpaten. Die Gesteinsfüllung hat ihr Gerüst in den paläogeographisch gegensätzlichen Sequenzen des Kordilleren- (Czorsztyń-Serie) und Tiefbeckentyps (Pieninische Serie). Ihre Verknüpfung durch Übergangsserien weist auf eine paläotektonische Zweiteilung hin; diesen Typ haben wir als heterogenen Typ bezeichnet. Die Buntheit des Materials mit plötzlichem Fazieswechsel in horizontaler und vertikaler Richtung liefert die Unterlage für den vielfältigen reifen klippenförmigen Stil mit ausgeprägter mechanischer Differenzierung der Glieder nach ihrer Kompetenz, der dank der zwei Faltungen mit Recht als Ausdruck struktureller Reife betrachtet werden kann (ROTH 1963 [27]). Ein Analogon, wenn auch bei weitem nicht so vollkommen, bildet die Kotel-Einheit im Balkan. Auch sie zeigt Buntheit und Faziesheterogenität mit vorherrschenden Antiklinalstrukturen, während die Synklinalen an Aufschiebungen mit einem Charakter von Megatektoniten tektonisch reduziert sind. Beide, Klippenzone und Kotel-Einheit, sind - allerdings unter verschiedenen Bedingungen - genetisch an die Zone der Tiefenbrüche gebunden. Beide können vielleicht zu den Tektonogruppen der Tiefenbrüche gerechnet werden.

Anschauliche Beispiele für die Beziehungen zwischen paläotektonischer Position und tektonischem Stil liefert in den Alpen der Flyschkomplex, der als diastrophische Fazies genetisch mit tektonischer Unruhe verbunden ist. Die strukturelle Bedeutung der Flyschkomplexe ist von ihrer geotektonischen Position abhängig. Die

Flyschfazies der vororogenen Stadien, z.B. die Lunzer Schichten in der Trias, ist ein Indikator der während der Sedimentation geotektonisch aktivsten Einheiten (Lunzer Decke, Choč-Decke). Sie trennt den Kalk-Dolomit-Komplex in zwei Struktur-Unteretagen, die oft zwei sich voneinander unabhängig bewegende Körper einer Decke bilden.

Die unmittelbar vororogene Flyschfazies, die die mesozoischen (überwiegend kalkigen bzw. kalkig-mergeligen) Sequenzen abschließt, ist dank ihrer guten Faltbarkeit für den differenzierten Bau des oberen Teils der Einheiten verantwortlich. Bei den Decken ist sie oft in den Stirnregionen akkumuliert und bildet Digitationen.

Dort, wo die vororogenen Flyschkomplexe mächtiger sind (z.B. in den äußeren Einheiten der Dinariden und Helleniden), bilden sie strukturell selbständige höhere Strukturetagen. In den West- und Ostkarpaten, aber auch in den Ostalpen entstanden die Flyschkomplexe in besonderen Teilgeosynklinalen; sie haben strukturelle Bedeutung. In den Westkarpaten handelt es sich um eine autonome Drei-Etagen-Flysch-Geosynklinale mit Änderungen des Flyschtyps in vertikaler Richtung.

Im ganzen ist der Flysch gut faltbar. Seine einzelnen Typen prägen aber in hohem Maße den tektonischen Stil. Der kalkige Flysch (Mergelstein-Tonstein-Folge mit Einlagerungen von Sandsteinen und Mergelkalken) bildet gewöhnlich stehende Falten, oftmals mit zerrissenen Aufschiebungen. Die enge Faltung ist besonders in den Sinaia-Schichten typisch ausgebildet (Tešiner Decke, wesentlicher Teil der Ceahlău, Severin-Einheit, tithon-neokome Etage des westlichen Vorbalkans und der Balkanzone). Durch Umfaltung mit kleineren Falten ist auch der feinrhythmische sandige Flysch (Flysch i.e.S.) gekennzeichnet. Der sandige oder grobe Flysch mit mächtigen Sandsteinbänken bildet Falten mit großem Krümmungsradius. Häufig ist er im Kern der großen Decken (ein Großteil der Magura-Decken, Tešiner Decke, Tarcău-Decke) zu finden. Die plastischeren Glieder in diesen Decken findet man im unteren Teil der Deckenstirn, sie bilden die Voraussetzung für den linsen- und schuppenförmigen Stil. Der aleuritische Flysch oder Kryptoflysch - überwiegend Tonsteine, Mergelsteine mit Einlagerungen von sandigen Kalken, Kalken, Siltsteinen und Sandsteinen - führt zu meist geringmächtigen Schuppen.

Bei einigen tektonischen Einheiten treten vertikale Veränderungen im Flyschtyp und damit auch im tektonischen Stil auf. Das gilt besonders für die Mureš-Zone im äußeren Apuseni-Gebirge. Bei großregionaler Betrachtung (Tektonische Karte der Karpaten-Balkan-Assoziation) war es zweckmäßig, Flyschtypen mit Veränderungen nicht nur in vertikaler, sondern auch in lateraler Richtung als heterogenen Flysch zu bezeichnen. Neben den variierenden Flyschtypen spielt dabei der große Anteil von Wildflysch und vulkanischen Gesteinen eine Rolle. Die Heterogenität der Gesteine äußert sich tektonisch durch Schuppenbildung; jede entspricht einem anderen Flyschtyp und ist durch Aufschiebungen, die dem Materialwechsel folgen, begrenzt.

Bei den meisten Einheiten der Dinariden ist der Flysch durch mächtige organogene Kalke gekennzeichnet, die sein kompetentes Verhalten hervorrufen. Sie bedingen nicht nur eine genetische, sondern auch eine strukturelle Verknüpfung mit den liegenden Kalkkomplexen. Wir gliedern diesen Flysch als adriatischen Typ aus. In den Karpaten kommt ein ähnlicher Typ in der äußeren Einheit (Unité marginale) vor.

Ein heterogener Flysch ist der vom Krastatyp in der Zukali-Einheit. Auch für ihn ist starker Fazieswechsel typisch. Im unteren Teil (Maastricht - Dan) überwiegen Karbonate und z.T. bunte Mergelsteine, auch als Wechsellagerung auftretend. Darüber kommen inmitten von Sandsteinen des Argillit-Flyschs häufig organodetritische und Nummulitenkalke, Konglomerate und Kalkolistolithe sowie Wildflysch vor. Die obersten Teile (Priabon) werden überwiegend von sandigem Flysch mit dünneren Argillitlagen gebildet.

Besondere Tektonogruppen stellen diejenigen geotektonischen Einheiten dar, die sich als aufgelagerte längsgerichtete Gräben im Zeitraum zwischen der kretazischen und der altpaläogenen Faltungsperiode bildeten. Es handelt sich um S p ä t - f l y s c h , der in Molasse übergeht, sich aber eventuell aus einer teilweise detritischen Molasse, häufiger aus einer Pseudomolasse von Kalken entwickelt. Öfter bilden detritische Molasse, organogene Kalke, Kryptoflysch und Flysch, stellenweise auch vulkanogene Serien (Südkarpaten, Timok-Graben und Srednogorie in den Balkaniden) einen einheitlichen Komplex. Der Flysch tritt am häufigsten als unmittelbar vororogen in der Timok-Srednogorie-Zone und im Paläozän der Nördlichen Kalkalpen auf. Im östlichen Teil der Srednogorie-Zone ist auch mächtiger turonischer Flysch vorhanden (Burgas-Synklinorium und weiter westlich Srna-Gora-Synklinorium), also in den tieferen Partien der Füllung von aufgelagerten Synklinorien. Es handelt sich meist um sandigen Flysch, der örtlich in flyschoiden Sedimente übergeht; im Timok-Graben und in der Srednogorie-Zone ist er teilweise vulkanogen. Die Flysch- bzw. flyschoiden Fazies wird häufig von bunten Gesteinen begleitet (Couche rouge, Kryptoflysch). Ein solcher Fall ist in den aufgelagerten oberneokom-paläozänen Strukturen in den Nördlichen Kalkalpen vorhanden, wo sie neben der sog. Gosau-Fazies auftreten - ein Komplex überwiegend detritischer Gesteine (Mergel, Sandsteine, Konglomerate), der aber auch Rudisten- und Riffkalke enthält. In den inneren Dinariden beendet der Flysch des Maastricht - Dan den zwischenorogenen Zyklus aus mächtigen organogenen Kalken und Pseudomolasse. Der Grad ihrer Umfaltung ist von der Intensität der paläogenen Faltung abhängig (gering im Vorbalkan, intensiver im Danubikum und in den inneren Dinariden).

In den Westkarpaten ist infolge der schwachen altpaläogenen Faltung die Tektonik dieser internidischen Tektonogruppen, die intensiver gefaltet sind, aber dabei häufig Molassefazies darstellen, nur in geringem Maße entwickelt, mit Ausnahme der sog. Myjavaer Oberkreide der Inneren Westkarpaten. Dafür sind in den Westkarpaten frühe Längstäler, angefüllt mit stratonomisch bedeutsamen, aber ungefalteten, spät- bis posttektonischen Sedimenten, dem sog. Zentralkarpaten-Flysch, charakteristisch. In Richtung zur Klippenzone nimmt seine tektonische Überprägung und stratigraphische Reichweite zu.

Die Einheiten, die während der letzten Stadien der geosynklinalen Entwicklung der Alpen entstanden, sind hauptsächlich mit M o l a s s e n ausgefüllt. Auch sie sind entsprechend ihrer paläotektonischen Position stark differenziert, und zwar teils in Abhängigkeit vom Untergrund, hauptsächlich aber infolge ihres strukturellen Charakters. In der Vortiefe füllen die Molassen lineare Synklinalen aus, die in Ausbildung und Struktur an den Flysch anknüpfen, beeinflusst durch eine in Richtung zur Plattform sich abschwächende Faltung. In den inneren Zonen sind, hauptsächlich in der Nachbarschaft von Randbrüchen, zuerst Längstäler gebildet worden. Sie weisen oft eine schwä-

cher gefaltete Schlierfazies auf. Später sind Quertäler, ausgefüllt mit ungefalteter Molasse, entlang von Querbrüchen entstanden.

Ein besonderer genetischer Typ sind Spätmolassen, die infolge weitspanniger Verbiegung unter Mitwirkung verschiedener Bruchsysteme während des posttektonischen Stadiums in breiten superponierten Becken entstanden sind.

Die Buntheit des Mesozoikums und Känozoikums mit mannigfaltiger Tektonik steht in scharfem Gegensatz zur Eintönigkeit der vor- und altpaläozoischen flyschoiden und Flyschkomplexe. Ihr tektonischer Stil ist also in erster Linie von der Raumposition während der alpinen Orogenese abhängig.

Die alten flyschartigen und aspidischen Einheiten stellen einen besonderen paläotektonischen und strukturell-tektonischen Typ dar. Am nächsten stehen ihnen die Flyschtröge, die im Tithon entstanden sind und sich in der Kreide, eventuell auch im Paläogen, weiterentwickelt haben. Mit dem alten Flysch ist aber ein wesentlich stärkerer Vulkanismus, hauptsächlich saurer Vulkanismus und Plutonismus, verknüpft, der die basischen Vulkanite begleitet. Es handelt sich um einen anderen, mehr ozeanischen Typ der Erdkrinde.

Die paläotektonischen Typen - Tektonogruppen - bilden das Grundgerüst der tektonischen Einheiten und ihres tektonischen Stils. Sie werden durch eine Vielzahl kleinerer Strukturen verschiedenen Stils als Ausdruck einer Materialtektonik modifiziert (z.B. sind die Reiflinger Kalke die Ursache der Disharmonie inmitten der Choč-Decke). Unsere Erde ist mit einem Kunstwerk vergleichbar, vielleicht ist es das vollkommenste und komplizierteste. Die Kenntnis ihrer Baugesetze und der Beziehungen zwischen den einzelnen Komponenten, wie dynamischen Kräften, Raum und Zeit, die zur Bildung der verschiedenen Baustile führen, befindet sich aber eigentlich noch in den Anfängen.

Literatur

[1] MAHEL', M.

Some common features and particularities of Carpathians and Alps.
XXIII internat. geol. Congr., Vol. 3 (1968), S. 77 bis 86

[2] ROTH, Z.

Das geologische Profil des Karpatenrandes zwischen den mährisch-schlesischen Beskiden und der Mährischen Pforte.
Mitt. geol. Ges. Wien 56 (1964) 2, S. 503-513

Der heutige Stand der Kenntnis des Karbons und Perms in Ungarn

Von KÁLMÁN BALOGH, Szeged, ANDOR BARABÁS & GYÖRGY MAJOROS, Pécs¹⁾

1. Stratigraphie

1.1. Unterkarbon

S i c h e r e s U n t e r k a r b o n wurde in Ungarn bisher nur in einem schmalen Streifen zwischen dem Velence-Granitgebirge und dem Balaton unter den kleinen Schubmassen des kristallinen Devon(?) - Kalkes von Szabadbattyán-Polgárdi durch Bergbautätigkeit und Bohrungen aufgeschlossen (FÖLDVÁRI 1952 [13, 14]; KISS 1951 [28]; KÖLOSVÁRY 1951 [29, 30]). Obwohl die Basis dieses Unterkarbons bis heute nicht erreicht ist, wurden doch die Feststellungen von FÖLDVÁRI über die stratigraphische und tektonische Position der erwähnten Bildungen durch neuere Bohrungen und durch die sorgsame Untersuchung der früher und neuerlich aufgesammelten Fossilien bestätigt (DETRE 1970, 1971 [1, 12]; MIHÁLY 1971 [35]; MONOSTORI 1971 [36]). Dies soll betont werden, weil neuerdings auf Grund irrtümlicher Bestimmungen oberkarbonisches Alter angenommen wurde (NAGY 1971 [37]; MAJOROS 1971 [34]; SIDÓ 1971 [47]). Anlaß dazu gab jedoch die isolierte Lage des transdanubischen Vorkommens. Die nächsten, auch paläontologisch belegten Unterkarbon-Vorkommen innerhalb des Karpatenbogens befinden sich erst im Bihargebirge und in den Südkarpaten (BALOGH 1964 [3], S. 602-603).

Das Unterkarbon von Szabadbattyán besteht aus dunklen Tonschiefern, die mit Sandstein- und Kalkbänken wechsellagern. Die Kalke weisen eine an Blau- und Grünalgen, Crinoiden bzw. Brachiopoden reiche, rein marine Fauna auf, die auf Grund ihrer positiven (Tab. 1) bzw. negativen Merkmale (z.B. völliges Fehlen westfälischer Fusulinen und mittelviséischer Koninckoporen) eindeutig das Obervisé repräsentiert (MONOSTORI 1971 [36]).

Das stratigraphische Hangende dieses Obervisés ist bisher unbekannt. Der z.T. ankeritisierte kristalline Kalk in seinem Hangenden ist von ihm tektonisch getrennt. So scheint dieser Kalk vielmehr der vorkarbonischen Phyllitserie der Balatongegend anzugehören. Dementsprechend liegen im Bohrloch Szb-9 18 m Quarzphyllit über dem 167 m mächtigen kristallinen Kalk, der auch selbst einen Horizont von "Quarzphyllitbrekzien" enthält.

Als f r a g l i c h e s U n t e r k a r b o n, das nicht durch Fossilien belegt ist, galt früher die dreigeteilte Schichtenfolge der Upponyer Scholle an der Nordseite des Bükkgebirges (BALOGH 1964 [3], S. 561-565). Diese 2 - 3 km mächtige, überwiegend nach SE einfallende epimetamorphe Serie beginnt mit hellen, leicht umkristallisierten Kalken. Ihr mittleres Schichtglied ist ein tonig-sandiger Schiefer-

1) K. BALOGH, Professor der Geologie an der József-Attila-Universität, Szeged, Tánacsics-u 2, Ungarn

A. BARABÁS & G. MAJOROS, Chefgeologen bei der Unternehmung für Erzbergbau, Pécs, Ungarn

Tab. 1. Die biostratigraphisch auswertbaren Formen des Obervisés von Szabadbattyán

Arten	Tour- nai	Visé	Namur	Mittel- karbon
Foraminifera²⁾				
Parathuramina cf. stellata LIPOVA				
P. cf. sulcimanovi LIPOVA				
Tuberitina cf. reitlingerae (M.-MACLAY)				
Pachysphaera aff. dervillei CONIL & LYS				
Diplosphaerina aff. inaequalis (DERVILLE)				
Palaeotextularia cf. consobrina LIPOVA				
Tetrataxis aff. pressulus MALAKHOVA				
T. cf. paraminimus VISSARIONOVA				
Howchinia aff. exilis (VISSARIONOVA)				
H. aff. declivis (LEBED.)				
Archaediscus cf. krestovniki RAUSER				
A. cf. krestovniki redita CONIL & LYS				
A. cf. karrereri BRADY				
A. cf. moelleri RAUSER				
A. cf. convexus GROZD. & LEBEDEVA				
A. cf. koktjubensis RAUSER				
Endothyra cf. prisca RAUSER & REITL.				
E. cf. bradyi MIKHAJLOV				
E. cf. omphalota samarica RAUSER				
E. cf. amplis SHLYKOVA				
E. cf. similis RAUSER & REITLINGER				
E. aff. similis elegia MALAKHOVA				
Janischewkina aff. typica MIKHAJLOV				
Bradyina cf. rotula (EICHWALD)				
B. ex gr. cribrostomata RAUSER & REITL.				
B. cf. modica LEBEDEVA				
Eostaffella cf. vasta ROZOVSKAJA				
E. cf. ikensis VISSARIONOVA				
E. cf. mosquensis VISSARIONOVA				
E. cf. parastruvii RAUSER				
Mediocris cf. mediocris (VISSARIONOVA)				
M. cf. breviscula (GAMELINA)				
Pseudoendothyra aff. struvii supressa (SHLYKOVA)				
Tabulata³⁾				
Syringopora lata PHILLIPS				
Chaetetetes sp.				
Rugosa³⁾				
Hapsiphyllum battyánense KOLOSVÁRY				
Amplexus sp.				
Dibunophyllum turbinatum (M'COY)				
Palaeosmilia murchisoni M. EDWARDS & HAIME				
Heterocoralla³⁾				
Heterophyllia mirabilis (DUNCAN)				
Brachiopoda⁴⁾				
Gigantoproductus? transdanubicus (FÖLDVÁRI)				
Productus sp.				
aff. Unispirifer sp.				
aff. Dictyoclostus sp.				

2) Bestimmungen von MONOSTORI 1971 [36]

3) Bestimmungen von MIHÁLY 1971 [35]

4) Bestimmungen von DETRE 1970, 1971 [11, 12]

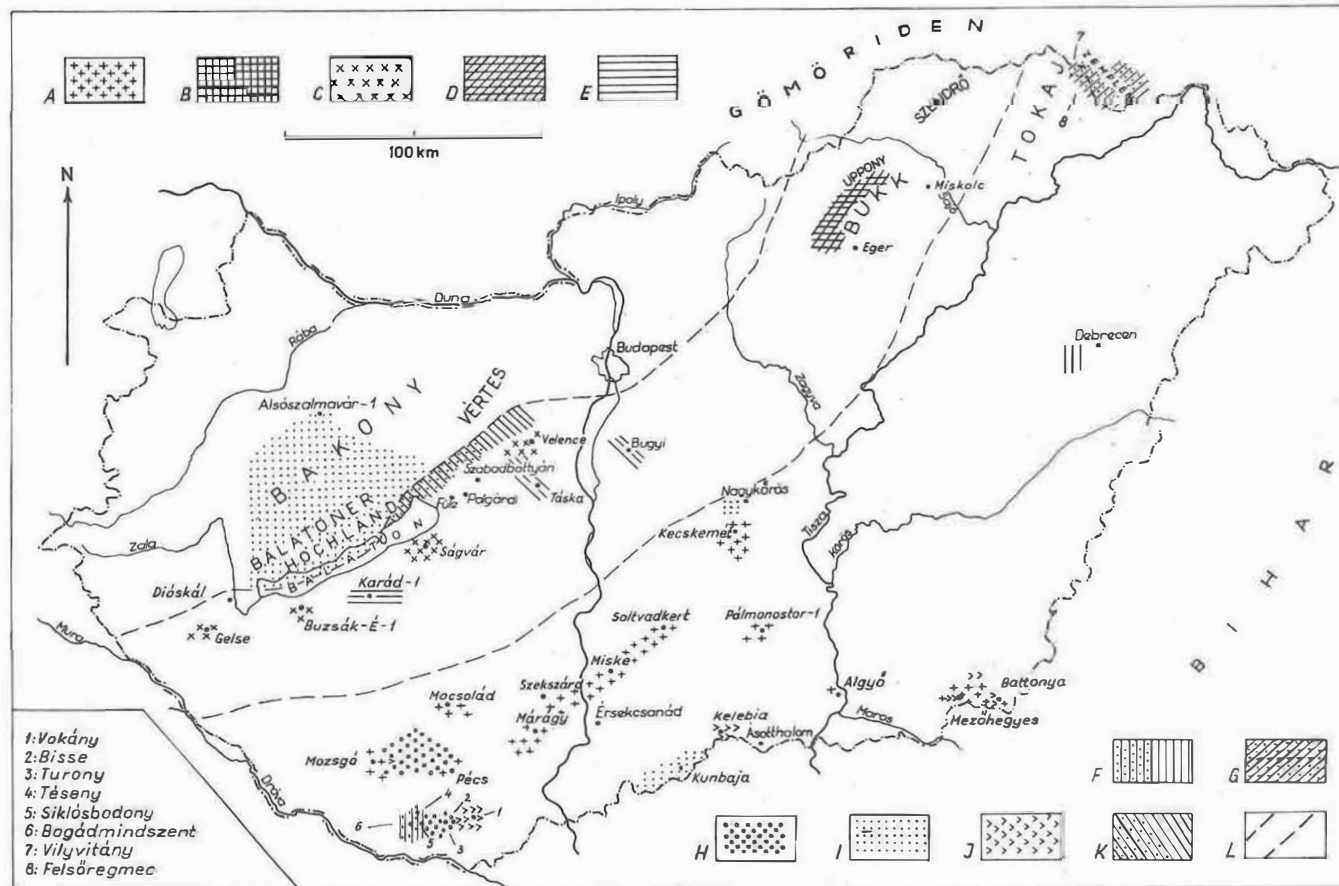


Abb. 1 Übersicht über die Karbon- und Perm-Vorkommen und die anzunehmende Meeresverbreitung am Ende des Perms in Ungarn

A - Migmatitische Granite (bretonisch?); B - marines Unterkarbon; C - Granitplutone (sudetisch?); D - ununterbrochene marine Sedimentation vom Anfang des Mittelkarbons bis zum Ende des Perms; E - Reste von marinem Oberkarbon; F - Mittel- und Oberkarbon in kontinentaler bzw. mariner Fazies; G - "Permkarbon" in kontinentaler Fazies; H - kontinentales Unter- und Oberperm; I - über Altpaläozoikum transgredierendes kontinentales Oberperm; J - Quarzporphyr; K - kontinentales bis lagunäres bzw. kontinentales bis marines Oberperm; L - Grenze zwischen Festland und Meer

und Sandsteinkomplex, der stellenweise Einlagerungen von grauem Kalk sowie grünlichem Diabas und Diabastuff enthält. Das oberste Glied besteht aus grauen, serizitischen Tonschiefern und Sandsteinen, die mit Kieselschiefern, sedimentären Eisen-Manganerzlagern sowie Diabas- und Diabastuffeinlagerungen wechsellagern. Die Mikrofossilien der Kieselschiefer sind nach ORAVECZ (1965) [38] denen der silurischen Schiefer der Balatongegend sehr ähnlich. Die Anwesenheit einer Acritarchengemeinschaft wurde aber durch die Orientierungsuntersuchungen von GÓCZÁN (1971) [17] vorläufig nicht bekräftigt. Die Versuche von HAJÓS (1971) [21], Conodonten in diesen Schichten nachzuweisen, waren bisher ebenfalls vergeblich. So erfordert die Entscheidung der Altersfrage der Upponyer Schichtenfolge noch weitere Anstrengungen.

1.2. Mittel- und Oberkarbon

1.2.1. Kontinentale Fazies

Die höheren Glieder des Karbons sind in Ungarn in zweierlei Fazies entwickelt. Die kontinentale Fazies ist gegenwärtig in drei Gebieten bekannt: im Tokajer Gebirge, im Gebiet zwischen dem Balaton und dem Velence-Granitgebirge (bei Füle) und im nördlichen Vorland des Villányer Gebirges.

Das Tokajer Oberkarbon, das bei Vilyvitány an die Oberfläche tritt und im Bohrloch Felsöregmec-1 in 226 m Mächtigkeit unter den miozänen Vulkaniten durchbohrt wurde, stellt offenbar die Fortsetzung der permokarbonischen Schichtenfolge des tschechoslowakischen Zempléner Gebirges dar, die Anthrazitbänder und Ottweiler Florenelemente sowie in ihrem oberen Teil auch gluttuffartige Quarzporphyr-Einlagerungen enthält. Die erwähnte Bohrung hat auch das Liegende der insgesamt 500 - 600 m mächtigen und hauptsächlich aus ziemlich groben Trümmergesteinen bestehenden Serie erreicht. Diese lagert offensichtlich diskordant dem Altkristallin und seiner altpaläozoischen Hülle auf. Der obere Teil der durchteuften Sandsteine und Schiefer repräsentiert mit seinen Metaanthrazitlinsen und Pflanzenresten sicher das Stefan (PANTÓ 1965, 1966 [39, 40]).

Neuerdings wird die Konglomerat-Phyllitserie von Füle (Transdanubien) nicht mehr dem Oberperm (wie früher allgemein angenommen wurde) oder dem Unterkarbon (WEIN 1969 [60]), sondern dem Westfal zugeordnet (BARABÁS-STUHL 1971 [7]; NAGY 1971 [37]; MAJOROS 1971 [34]). Das Liegende dieser in etwa 600 m Mächtigkeit mit der Bohrung Polgárdi-2 aufgeschlossenen Serie wurde leider nicht erreicht. Ihr Verhältnis zu den Viséschichten von Szabadbattyán hat sich also nicht zweifelsfrei aufgeklärt. Die Schichtenfolge besteht aus 15 Kleinzyklen von roten (in der Tiefe aber grauen) Brekzien, Konglomeraten und Sandsteinen. Tonsteine und Phyllite kommen nur selten vor, und zwar in den oberen Schichten. Aus 230 m Tiefe hat BARABÁS-STUHL (1971) [7] eine auf Westfal hinweisende Sporomorphengesellschaft bestimmt (Tab. 2). Aus der Tatsache, daß der Hauptteil des Geröllmaterials aus Quarzit, Quarz- und Serizitphyllit besteht (TELEKI 1941 [56]), ergibt sich, daß eine kontinentale Schichtenfolge vorliegt. Sie lagerte sich einer Denudationsfläche auf, die infolge der sudetischen Überschiebungen hauptsächlich aus altpaläozoischen Gesteinen bestand.

Das Ergebnis zielbewußter Arbeit war die Erschließung des kontinentalen "Oberkarbons" zwischen dem Villányer und Mecsek-Gebirge. Gerölle pflanzenführender "oberkarbonischer" Sandsteine wurden 1959 aus den miozänen Grundkonglomeraten am Nordrande des Mecsek-Gebirges aufgesammelt und von ANDREÁNSZKY (in SOÓS & JÁMBOR 1960 [517]) bestimmt (Tab. 3). Das gleiche Gesteinsmaterial wurde später im Bohrloch Téseny-2 anstehend festgestellt (BARANYI & JÁMBOR 1962 [87]) und dann mit 5 weiteren Bohrungen bei SE-Einfallen erschlossen (JÁMBOR 1969 [247]). Diese Schichtenfolge, die im Norden entlang einer tektonischen Linie an kristalline Schiefer grenzt, besteht aus hellgrauen, z.T. konglomeratischen Sandsteinen sowie schwarzen, z.T. sandigen Serizitschiefern. Ihre Fazies ist mit der des südkarpatischen und kroatischen Oberkarbons (Baia Nouă, Secul, Lupac bzw. Slemenski Jarak, Raduc, Čitluk) identisch. Später wurden dicht am Fuße des Villányer Gebirges zwei neue Bohrungen abgeteuft (NAGY 1971 [317]), die nach den sorgfältigen Untersuchungen von BARANYAI (in HETÉNYI, FÖLDI & BARANYAI 1971 [237]) zwei verschiedene Teile der gesamten oberkarbonischen Schichtenfolge angetroffen haben, ohne daß die Lücke genau bestimmt werden konnte. Auch das Liegende der Schichtenfolge wurde nicht erreicht. Doch soll das Material des Bohrloches Bogádmindszent-1 (mit 1105 m Mächtigkeit) den tieferen, das des Bohrloches Siklósbodony-1 (mit rund 630 m Mächtigkeit) den höheren Teil des Profils darstellen.

Die Serie von Bogádmindszent besteht aus groben bis feinen Konglomeraten, groben bis feinen Sandsteinen, Arkosen, Aleuolithen, sandigen, aleuolithischen und kohligem Tonschiefern. Die Korngröße nimmt im allgemeinen von oben nach unten ab; nur in den letzten 40 m setzt wieder eine Vergrößerung ein. Die Schichtenfolge besteht aus 30 Kleinzyklen, die aber ohne scharfe Grenze ineinander übergehen. Zwischen 648 und 1293 m Teufe befinden sich mehrere 20 - 60 cm mächtige Metaanthrazitlager und -bänder von Süßwassercharakter. Gerölle kohligem Tonschiefer erscheinen auch in den höheren, groben Konglomeraten - ein Hinweis darauf, daß die Sedimentation mitunter durch episodische Abtragungszyklen unterbrochen wurde. Das Alter der Serie ist nach den Sporomorphem (Tab. 2) wie nach der aus 29 Horizonten gesammelten Makroflora (Tab. 3) westfalisch. Dies soll auch für die höchsten Schichten gelten, wo in 310 m Tiefe noch schlecht erhaltene Lycospora-, Savitrisporites-, Cirratriradiates- und Florinites-Reste zu beobachten waren.

Das Profil der Bohrung Siklósbodony-1 besteht ebenfalls aus Trümmergesteinen, deren Zusammensetzung aber stark von der von Bogádmindszent abweicht. Unter den Geröllen herrschen Metamorphite vor. Granitgerölle fehlen, Quarzporphyrgerölle sind selten. Die Schichten unterhalb 980 m sind grünlichgrau gefärbt. Zwischen 980 und 570 m schieben sich aber zunehmend rötlichbraune Einlagerungen in die Schichtenfolge ein, so daß dieser 410 m mächtige Abschnitt als allmählicher Übergang zu den ohne Diskordanz auflagernden roten Unterpermsschichten aufzufassen ist. Die vereinzelt Sporomorphem ungefähr von der Mitte dieses Abschnittes (Tab. 2) schließen ein stefanisches Alter nicht aus.

Die Serie von Bogádmindszent wird in 784,5 - 785 m Tiefe von einem Diabas-Sill, in 1100 - 1200 m Tiefe aber von Quarz-, Quarz-Feldspat- und Quarz-Karbonat-Adern durchzogen. Sie ist z.T. leicht metamorph.

Tab. 2. Sporomorphen des ungarischen Mittelkarbons

Formen	Kontinentale		Marine	
	F a z i e s			
	Polg.-2 ⁵⁾ 230 m	Bmsz.-1 ⁶⁾ 509-514 m	Sbod.-2 ⁶⁾ 779-798 m	Nagy- visnyó ⁶⁾ Einschn. 1
Calamospora liquida f. major KOSANKE	+			
C. liquida f. minor KOSANKE	+			
C. breviradiata KOSANKE	+			
C. pallida (LOOSE) S.W. & B.			+	
Punctatisporites sabulosus IBRAHIM	+			
P. punctatus IBRAHIM	+			
P. obscurus KOSANKE	+			
Granulatisporites piriformis LOOSE	+			
G. microgranifer IBRAHIM	+			+
G. parvus IBRAHIM	+			
G. sp.				+
Laevigatisporites giganteus DYB. & JACH.	+			
Verrucosporites sp.				+
Crassispora (Planisporites) kosankei (R. POT. & KREMP) BHARDVAJ				+
C. (P.) ovalis BHARDVAJ				+
Raistrickia aculeata KOSANKE				+
R. superba (IBRAHIM) S. W. & B.				+
R. sp.				+
Reticulatisporites sp.				+
Apiculatisporites raistricki DYB. & JACH.	+			
Anapiculatisporites spinosus (KOSANKE)			+	
Tuberculatisporites regularis DYB. & JACH.	+			
T. gigantomodatus DYB. & JACH.	+			
Conbaculatisporites sp.			+	
Canaliculatisporites spongiosus DYB. & JACH.	+			
Cristatisporites n. sp.		?	+	
Leiotriletes sphaerotriangulus R. POT. & KREMP	+	+		
L. adnatus KOSANKE	+			
Convrrucosporites sp.			+	
Convrrucitriletes armatus DYB. & JACH.	+			
C. verrucosus DYB. & JACH.	+			
Triquitrites tribullatus (IBRAHIM) R. POT. & KREMP				+
T. trigallerus (NEVES) nov. comb.				+
T. tricuspis R. POT. & KREMP	+			
Tripartites cf. confragosus JACH. var. cumareus				+
cf. Neoraistrickia drybrookensis SULLIVAN				+
Savitrissporites asperatus SULLIVAN				+
S. concavus MARSHALL & SMITH				+
S. nux (BUTTERWORTH & WILLIAMS) SULLIVAN				+
Lycospora punctata KOSANKE	+			
L. parva KOSANKE	+			
L. spinosa BOHÁCOVÁ	+			
L. pellucida (WICHER) S.W. & B.				+
L. pusilla (IBRAHIM) S.W. & B.				+
L. torquifer (LOOSE) R. POT. & KREMP				+
L. triangulata BHARDVAJ				+
Densosporites granulatus KOSANKE				+
D. loricatus (LOOSE) S.W. & B.				+
D. parvus HOFFM., STAPL. & MALL.				+
D. ruhus KOSANKE				+
D. sinuosus KOSANKE				+
D. sp.	+			+
Verrucosporites obscurus R. POT. & KREMP	+			
V. verrucosus ALPERN	+			
Granulatosporites fabaeformis DYB. & JACH.	+			
G. granulatus DYB. & JACH.	+			
Latosporites latus R. POT. & KREMP	+			
Cirratirradiates arcuatus GUENNEL				+
Florinites ovatus DYB. & JACH.	+			+
F. sp. 1				+
F. sp. 2				+
Alisporites sp.	+			
Potonielisporites sp.				+

5) Bestimmungen von BARABÁS-STUHL (1971) [17]

6) Bestimmungen von GÓCZÁN (1971) [17]

Tab. 3. Makroflora des ungarischen Mittelkarbons

A r t e n	Gerölle aus Nord-7) Mecsek	Bmsz.-1 502-1195 m ⁸⁾
Equisetinae		
Sphenophyllum erosum LINDL & HUTT.	?	
S. schlotheimi BRONGN.	+	
Annularia sp.		+
Calamites sp.	+	+
Filicinae		
Pecopteris volkmanni SAUVEUR		+
P. pennaeformis BRONGN.		+
P. (Daclitykitheca) dentata BRONGN.		+
P. cf. miltoni ARTIS		+
P. cf. punctata CORSIN		+
P. sp.	+	+
Neuropteris cf. sclehani STUR		+
N. microphylla BRONGN.	+	
N. gigantea STERNBERG	+	
N. articulata BRONGN.	+	
N. sp.	+	+
Alethopteris grandini BRONGN.		+
A. davreuxi (BRONGN.) GOEPP.		+
A. cf. friedeli BERTR.		+
A. sp.		+
Pteridospermae		
Lepidopteris cf. rigida (KURZ) SCH.	+	

7) Bestimmungen von ANDREÁNSZKY (in SOÓS & JÁMBOR 1960 [517]).

8) Bestimmungen von FÖLDI (1971)

1.2.2. Marine Fazies

Die marine Fazies des Mittel- und Oberkarbons ist aus dem nördlichen B ü k k - G e b i r g e schon seit langem bekannt und zuletzt von BALOGH (1964) [3] ausführlich beschrieben worden. Das normale Liegende dieser in ca. 1500 m Mächtigkeit aufgeschlossenen, ununterbrochenen Serie geosynklinalen Charakters ist leider unbekannt. Wenn die Upponyer Serie, in der früher Vertreter des Unterkarbons gesehen wurden, mit ORAVECZ (1965) [38] wirklich dem Silur zugerechnet werden müßte, sollte das in der Tiefe verborgene Unterkarbon in einer Fazies vorliegen, die der des Visés von Szabadbattyán ähnelt. Eine sudetische Diskordanz läßt sich aber auch in diesem Falle nicht ausschließen.

Das tiefste, ca. 1100 m mächtige Glied des Bükker Karbons umfaßt wohl die Zeitspanne Namur - Baschkir - Untermoskau und besteht aus einer monotonen Folge dunkler Tonschiefer und Sandsteine, die nur in ihren höchsten Partien (neben indifferenten Brachiopoden) die Leitform Hemifusulina moelleri RAUSER enthalten. Das Obermoskau und das Ural sind durch die Wechsellagerung von dunklen Kalklinsen mit Tonschiefern gekennzeichnet, die hier und da auch grobe Quarzkonglomerat- und Sandsteinbänke führen. Zuerst werden die dunklen Schiefer durch bunte ersetzt, so daß ein allmählicher Übergang zu dem lagunären, bunten Unterperm als sehr wahrscheinlich gelten kann. Die Fazies erinnert an die der Auernigschichten der Karnischen Alpen, umfaßt aber eine größere Zeitspanne, innerhalb deren das Obermoskau und das Ural hauptsächlich mit Hilfe der Fusuliniden abzutrennen sind. Außerdem enthält das Obermoskau eine Reihe von Kalkalgen, Kleinforaminiferen, Korallen, Brachiopoden, Mollusken und Trilobiten, die in den Arbeiten von BALOGH (1961, 1964) [2, 3], HERAK & KOCHANSKY (1963) [22], ROZOVSKAJA (1960, 1963) [42, 43], RAKUSZ (1932) [41] und SCHRETER (1948, 1960) [44, 45] schon mehrmals behandelt wurden. Die Uralstufe ist bisher viel spärlicher als das Obermoskau und nur im Südflügel der Nordbükker Antiklinale mittels Pseudofusulina pseudojaponica DUTKEVICH, Quasifusulinen und Triticiten nachgewiesen.

Die Fortsetzung des marinen Mittel- und Oberkarbons des Bükker-Gebirges ist im Karpatenraum hauptsächlich in dem magnesitführenden Karbon des Slowakischen Erzgebirges anzutreffen. Nach S bzw. SW sind die Spuren der marinen Entwicklung nur in den dunklen Tonschiefern und Sandsteinen einiger Tiefbohrungen im östlichen Teil der Großen Ungarischen Tiefebene (SZEPESHÁZY 1962 [54]) und in den gelblichweißen Kalkgeröllen der Bohrung Karád-1 (Transdanubien) in 956,5 - 959,5 m Tiefe zu erkennen (BALOGH 1964 [3], S. 339). Zwar gehören die letzteren wahrscheinlich einem tertiären Konglomerat an, sie bilden jedoch ein wichtiges, durch Triticiten und Daixinen belegtes Bindeglied zum südalpinen bzw. dinarischen Mittel- und Oberkarbon.

1.3. Perm

1.3.1. Kontinentale Fazies

Das Perm ist in Ungarn ebenfalls in kontinentaler und mariner Fazies entwickelt. Das kontinentale Perm hat ähnlich wie in den Karpaten und in der Bihar-Gruppe große Verbreitung. Seine mächtigste, auch das Rotliegende umfassende Serie ist aus dem Mecsek-Gebirge und vom Nordrande des Villányer Gebirges bekannt; in anderen Gebieten

ist nur Oberperm abgelagert worden. Zu den Sedimenten kommen Quarzporphyre hinzu, deren Abtragungsprodukte in beiden Abteilungen des Systems eine große Rolle spielen. Die einzelnen Serien weisen eine mehrfache Rhythmizität in verschiedenen Größenordnungen auf.

Im Mecsek-Gebirge beginnt das beinahe 2,5 km mächtige, rote Unterperm über den präkambrisch - unterkarbonischen Granitoiden mit 340 m mächtigen groben Sedimenten, deren Gerölle aus Graniten, kristallinen Schiefern, karbonischen Sandsteinen, silurischen Schiefern und Porphyriten bestehen. Über dieser Basis, die wie ein Gehängeschutt aussieht, folgen 4 Kleinzyklen, die in zahlreiche Rhythmen unterteilt werden können. Der obere Teil dieses Abschnittes enthält neben *Pecopteris* sp. und *Voltzites* sp. unterpermische Sporomorphen (Tab. 4).

Über diesen - wahrscheinlich fluviatilen - Sedimenten lagert ein 30 - 150 m mächtiger Quarzporphyregeruß. Darüber kehrt die fluviatile Fazies wieder, aber nunmehr mit Wildbachcharakter. Dieser Abschnitt kann in zwei Zyklen aufgeteilt werden, deren Basis deutlichen Erosionsflächen aufliegt. Die Mehrzahl der Gerölle besteht aus Porphyrit und Quarzporphyr. Die Korngröße nimmt innerhalb des zweiten Zyklus allmählich ab.

Der obere Teil des Mecseker Unterperms besteht aus lakustrischen Sedimenten, die sich mit einer 150 m mächtigen Übergangsserie den älteren fluviatilen Sedimenten anschließen. Die Übergangsserie wird von einem Wechsel gradierter Sandsteine und blättriger Aleurolithe gebildet, die dolomitische Bindemittel haben. Auch eine Kalkeinlagerung konnte nachgewiesen werden. Die feinkörnigeren Schichten enthalten den Phyllopoden *Iloestheria lallyensis* DEPERET & MAZAREN.

Oberhalb der Übergangsschichten folgt die 700 - 900 m mächtige, rötlichbraune Aleurolithserie, in der stellenweise auch rote Dolomitmergel vorkommen. Die durch Feinschichtung, Mikro-Schrägschichten, Rippelmarken, Bioglyphen und Trockenrisse gekennzeichnete Serie weist auf 10 - 30 m tiefe, ruhige Wasserbedeckung hin. Da Salzausscheidung fehlt, kann es sich kaum um einen flachmarinen Bereich gehandelt haben. Diesbezüglich sagen aber die Phyllopodenreste (*Limnadia* sp.) nichts aus.

Gegenüber diesem unsymmetrischen Großzyklus stellt das Mecseker Oberperm einen neuen und symmetrischen Großzyklus fluviatilen Charakters dar. Die Gesamtmächtigkeit seiner vier Schichtglieder nimmt in W-E-Richtung (also nach dem Beckeninneren zu) von 200 m auf 1200 m zu. Die Erklärung der verwickelten Faziesverhältnisse ist das Verdienst von BARABÁS-STUHL (1969) [67].

Zuunterst lagert auf der unterpermischen Aleurolithserie mit scharfer Diskordanz ein sehr variabler Komplex von groben und feinen, vorherrschend rot gefärbten Trümmergesteinen. Das zweite Glied wird von feineren fluviatilen und lakustrischen Sedimenten gebildet, die an den Beckenrändern bunte, im Beckeninneren aber graue Farbtöne haben. Das dritte Glied zeigt ähnliche Entwicklung, aber mit umgekehrter (also im Beckeninneren roter) Färbung, und ist reich an verkieselten Hölzern (*Baiera digitata* HEER, *Baieroxylon implexum* (ZIMMERMANN) GREGUSS, *Dadoxylon schrollianum* (GOEPPERT), *D. transdanubicum* SIMONCSICS, *D. rhodeanum* (GOEPPERT), *Araucarioxylon* sp., *Platyspiroxylon heteroparenchymatosum* GREGUSS, *Voltzites hungarica* HEER, *V. böckhiana* HEER, *Carpolithes geinitzi* HEER) sowie an Phyllopoden (*Euestheria dawsoni*

Tab. 4. Sporomorphen aus dem Perm und der Untertrias des Meosek-Gebirges nach
BARABÁS-STUHL (1967)

Formen	Unterperm	Oberperm			Untertrias
	Serie unter dem Quarz- porphyr	Sandstein			Jakab- hegyer
		Bun- ter	Grau- er	Grüner und roter	
Nuskoisporites klausii GREBE		+	+	+	
Jugasporites schaubegeroides KLAUS		+	+	+	
J. delasaucei LESCHIK	+	+	+	+	+
Limitisporites sp.	+	+	+	+	+
Gigantosporites hallstattensis KLAUS		+			
Gardenasporites sp.	+	+	+	+	
Lueckisporites virkkiae POT. & KLAUS				+	
L. microgranulatus KLAUS	+	+	+	+	+
Taeniaesporites alatus KLAUS	+	+	+	+	
T. labdacus KLAUS		+	+	+	
T. sp.					+
Klausipollenites schaubegeri (POT. & KLAUS) JANSONIUS		+	+	+	
Falcisporites zapfei LESCHIK		+	+	+	+
Platysaccus papilionis POT. & KLAUS			+	+	+
Converrucisporites eggeri KLAUS	+	+	+	+	
Cordaitina sp.	+				
Lophotriletes sp.	+				
Illinites melanocarpus KLAUS					+
Triadispora sp.					+
Allisporites sp.					+

(JONES), *Eoleaia leaiformis* (RAYMOND); siehe VÁRSZEGI 1961 [57]. Über den genannten "Horizonten", die sich mehrfach miteinander verzahnen, folgt schließlich die verhältnismäßig dünne Schicht des "Sandsteins mit lilafarbenen Geröllen", die wieder gröbere Körnung hat. Sie wird von dem Basalkonglomerat des Jakobhegyer Sandsteinkomplexes, der auf Grund seiner Sporomorphen (Tab. 4), lithologischen Eigenschaften und übergreifenden Verbreitung neuerdings schon der Untertrias zugezählt wird, zweifellos durch eine Diskordanz getrennt.

Das Perm von Villány ist ähnlich wie im Mecsek-Gebirge ausgebildet, aber nur aus Bohrungen bekannt. Aus dem Unterperm ist bisher nur der (sich aus dem Stefan allmählich entwickelnde) grobkörnige basale Teil (Siklósbodony-1) sowie der oberste Teil der Aleurolithserie (Turony-1) erschlossen. Spuren eines unterpermischen Vulkanismus fehlen. Im Oberperm stehen zwei heteropische Fazies nebeneinander. Die rein sedimentäre Schichtenfolge vom Mecseker Typ im Westen (Turony-1) verzahnt sich nach Osten mit den Produkten des großen Quarzporphyrvulkans von Bisse - Vokány. Über beide Entwicklungen transgrediert dann der Jakobhegyer Sandstein, der über die Verbreitungsgrenzen des Oberperms nach Osten ebenso hinausgreift wie im Raume des Mecsek-Gebirges.

An der SE-Seite des Balaton-Hochlandes kommt an mehreren Stellen kontinentales Oberperm vor, das in Streichrichtung mittels Bohrungen weit verfolgt werden konnte. Sein Basalkonglomerat liegt der silurischen Quarzphyllitserie auf. Dann folgt eine rhythmisch gegliederte Serie von roten, grauen oder bunten Sandsteinen, Aleurolithen und Tonsteinen. Die Gerölle des Grundkonglomerates bestehen aus Quarzit, Quarzporphyr, Quarzitschiefer, Phyllit und metamorphen Sandsteinen. Die Sandsteine enthalten neben Quarz und Muskovit auch Gesteinstrümmen und Feldspäte. Die größeren fluviatilen Ablagerungen gehen nach oben allmählich in feinere, z.T. grünlich gefärbte lakustrische Sedimente über, die dünne Kohlenbänder, rote Dolomitplatten und sogar Gipsspuren enthalten. Die Gesamtmächtigkeit nimmt nach NE von 200 m auf 700 m zu. In engstem Zusammenhang damit wird das Oberperm von der transgredierenden, rein marinen Untertrias im SW (Kövágóörs-Zánka) durch eine leichte Winkeldiskordanz und ein geringmächtiges Grundkonglomerat getrennt. Gegen NE, also auf das Beckeninnere zu, gibt es aber schon einen sedimentären Übergang zwischen den beiden Systemen. Die kontinentale Fazies geht im südlichen Vorland des Vértes-Gebirges in eine gipsführende lagunär-marine Fazies über, die zu dem südlicher liegenden marinen Trog überleitet.

Demgegenüber weist das Oberperm am Nordrande des Bakony-Gebirges wieder rein kontinentale Entwicklung auf, die in der Bohrung Alsószalmavár-1 - zwischen Untertrias und schwach metamorphen Devon(?) - Schiefern - rund 400 m Mächtigkeit erreicht (KORPÁS, JÁMBOR & NAGY 1970 [31]; DETRE 1971 [12]; NAGY 1971 [37]). Die Sporomorphen im oberen Oberperm der Balatongegend sind größtenteils mit denen des Mecseker Oberperms identisch (STUHL 1961 [52]). Daneben waren auch Stämme von *Araucarioxylon* sp., *Platyspiroxylon* sp., *Dadoxylon rhodeanum* (GOEPP.), Freß- und Wohnröhren von Würmern und Krustazeen sowie eine Reptilienfährte (*Korynichnium sphaerodactylum* (PABST)) zu beobachten (MAJOROS 1964 [33]; MAJOROS in FÜLÖP 1969 [16]; KASZAP 1968 [27]; GREGUSS 1967 [20]).

Das kontinentale Oberperm hat außer im Z e m p l é n - T o k a j e r und im B i h a r - G e b i r g e auch im S ü d t e i l d e r G r o ß e n U n g a r i - s c h e n T i e f e b e n e größere Flächen eingenommen. Seine auf kristallinen Schiefern und karbonischen Granitoiden liegenden Schichten wurden bei Érsekcsanak, Kunbaja, Ásotthalom und Nagykörös erbohrt (CSIKY 1963 [10]; SZEPESHÁZY 1962 [54]; BÉRCZI-MAKK 1971 [9]). Die roten Konglomerate und Arkosen gehen bei Nagykörös nach oben in gipsführende Schichten über, die schwer von der Untertrias abzutrennen sind. Im Zempléner Gebirge sowie bei Battonya und Kelebia treten zu den roten Sedimenten Quarzporphyrtuffe bzw. Quarzporphyre hinzu, deren radiometrisches Alter an den letztgenannten zwei Stellen 250 ± 20 Mill. Jahre beträgt.

1.3.2. Marine Fazies

Das marine Perm des Bükk-Gebirges erscheint inmitten der angeführten Vorkommen kontinentalen Charakters. Der untere Abschnitt seiner 400 - 500 m mächtigen Schichtenfolge beginnt über der Uralstufe mit bunten Sandsteinen, Tonschiefern und Dolomiten lagunären Ursprungs, die nach oben in eine dunkle, bituminöse Kalk-Dolomit-Fazies mit reicher indoarmenisch-dinarischer Mikroflora, Mikro- und Makrofauna übergehen (BALOGH 1961, 1964 [2, 3]). Die Fortsetzung dieser Entwicklung nach Norden ist noch unsicher. Ihre Verbindung mit den südalpinen und dinarischen Vorkommen muß aber nach den Beobachtungen von SZABÓ auf Grund der Bohrungen Bugyi, Tabajd-5, Táaska, Dinnyés und Dióskál im wesentlichen an der Südseite des Balaton angenommen werden.

In der Bohrung Bugyi wurden Gerölle von Gymnocodien führendem Permkalk im Eozänkonglomerat gefunden. Im Profil von Tabajd-5 transgrediert über die altpaläozoischen Schiefer eine 300 - 400 m mächtige Folge von roten Konglomeraten, Sandsteinen und Aleurolithen, deren Fazies mit der des kontinentalen Oberperms der Balatongegend vollkommen übereinstimmt. Über den roten Aleurolithen liegt aber noch eine 350 m mächtige Wechsellagerung von grauen, gips- und anhydritführenden Sandsteinen, Mergeln, Aleurolithen und Dolomiten. Unter den Sporomorphen dieser Serie kommen nach BARABÁS-STUHL echte oberpermische Arten (*Nuskospirites dulhuntyi* POT. & KLAUS, *Pityisporites zapfei* POT. & KLAUS, *P. delasaucei* POT. & KLAUS, *Klausipollenites schaubergeri* (POT. & KLAUS) JANSONIUS) vor. Die Dolomitbänke enthalten *Gymnocodium bellerophontis* (ROTHPL.), *Permocalculus tenellus* (PIA) und Kleinforaminiferen (*Glomospira* sp., *Climacammina* sp., *Ammodiscus* sp.). Die Übergangsschichten zur Untertrias bestehen aus sandigen, mergeligen und schließlich reinen Kalken. Diese 68 m mächtige Folge ist schon ziemlich reich an Gastropodenoolithen, Pseudomonotiden, Pectiniden und Linguliden. Bei Táaska vertritt ein mächtiger Dolomitkomplex das Oberperm.

2. Magmatismus, tektonische Phasen, Paläogeographie

Neben den schon erwähnten unter- und oberpermischen Quarzporphyren, deren Abtragungsprodukte im Aufbau der sedimentären Schichtenfolgen eine so große Rolle spielen, sollen kurz auch die Granitkörper erwähnt werden. Sie können auf Grund ihrer Konstitution und radiometrischer Altersangaben meist dem Karbon eingereiht werden. Migmatitische, synorogene Granite sind wahrscheinlich älter als die batholitischen, postorogenen Granite. Die ersteren, die in den Südteilen Transdanubiens und der Großen Tief-

ebene (bei Mocsolád, Mozsgó, Pécs, Mórágý-Fazekasboda, Soltvadkert, Kecskemét, Cegléd, Algyő, Battonya) bekannt wurden, können zur bretonischen Phase gestellt werden. Post-orogene Granite kommen im Velence-Gebirge an der Oberfläche, bei Buzsák, Gelse und Ságvár in der Tiefe vor und sind wahrscheinlich sudetisch. Allerdings soll betont werden, daß es sich um langdauernde magmatische Prozesse handelt, was in den variierenden Altersdaten und im späteren Quarzporphyrvulkanismus zum Ausdruck kommt. Die Häufigkeit magmatischer Körper weist jedenfalls auf lebhaftere Krustentätigkeit während des Variszikums in Ungarn hin.

Infolge der Lückenhaftigkeit der Kenntnisse können die karbonischen Sedimentationsunterbrechungen und Diskordanzen heute noch nicht völlig exakt festgelegt werden. Die stärksten tektonischen Bewegungen müssen jedoch zwischen Devon und Karbon bzw. zwischen Unter- und Mittelkarbon abgelaufen sein. Dies wird einerseits durch die sprunghaft stärkere Epimetamorphose der vorkarbonischen Bildungen bewiesen. Andererseits weist die retrograde Metamorphose der präkambrischen Gesteine längs späterer Bewegungsflächen oft karbonisches Alter (315 - 330 Mill. Jahre) auf. Die Epoche dieser nordvergenten Überschiebungen scheint aber mit der sudetischen Phase zu enden. Beweise für die Nordbewegung zeigen sich klar im Altpaläozoikum des Szendrő-Upponyer Gebirges, ferner bei Szabadbattyán, wo die Viséschiefer von kristallinen Devonkalken überschoben sind. Die nachsudetischen Phasen führten nur synorogene Hebungen und Senkungen herbei; die damit verbundenen Brüche verursachten aber keine großen Veränderungen in der ursprünglichen Schichtenanordnung. Daraus ergibt sich, daß das ungarische kontinentale und marine Jungpaläozoikum sich besser den alpidischen als den variszischen Strukturen anschließt; z.B. wurde das Bükker Jungpaläozoikum zusammen mit der Trias gefaltet.

Nach der bretonischen Phase wurde der Bereich des ungarischen Variszikums - mit Ausnahme eines gegen Nötsch ziehenden kleineren zentralen Streifens - zum Schauplatz von Abtragungsprozessen. Erst nach der sudetischen Phase bildeten sich hier größere intramontane Becken; gleichzeitig drang die marine Transgression in dem zentralen "dinarischen" Trog von SW nach NE bis zu den Gömöriden vor.

Diese Situation blieb im wesentlichen bis zum Abschluß des Perms erhalten. Allerdings wurden die Grenzen der Einzelbecken in dieser Zeit modifiziert, und es entstanden - besonders im Oberperm - auch neue Sedimentationsräume. Im "dinarischen" Trog scheint seit Anfang des Mittelkarbons ununterbrochen sedimentiert worden zu sein, nur an der Grenze Karbon-Perm kam es zur Lagunenbildung. Der kontinentale Faziesbereich scheint den Krustenbewegungen gegenüber empfindlicher zu sein. Es gibt nur zwei kontinentale Räume (Villány und West-Mecsek), in denen die Sedimentation im Mittelkarbon bzw. im Unterperm begann; an anderen Stellen handelt es sich nur um eine oberpermische Sedimentation. Die Grenzen der Großzyklen dieser Gebiete fallen mit den saalischen und pfälzischen Phasen zusammen. Dies ist um so mehr zu betonen, als diese Phasen in den nördlicheren Gegenden nur schwach oder gar nicht nachgewiesen werden können. Besonders in dem zentralen "dinarischen" Streifen scheint das Oberperm unmittelbar in die Untertrias überzugehen. Die paläogeographische Situation (Abb. 1) ist also ganz anders als in der früheren Darstellung von SLAVIN (1963 [49], Farbbeilage).

Literatur

- [1] ANDREÁNSZKY, G. Calamites-Rest vom Bányahegy bei Füle (West-Ungarn). Acta Univ. Szeged, Acta biol., N. Ser. 6 (1962), S. 1-4
- [2] BALOGH, K. Das Mesozoikum Nordungarns. Ann. Inst. geol. hung. 49 (1961) 2, S. 365-379
- [3] BALOGH, K. Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. 48 (1964) 2, S. 243-719
- [4] BALOGH, K. A Földtani Intézet száz éve - rétegtani sikon. In: 100 éves a Magyar Állami Földtani Intézet, S. 102-131. Budapest 1969
- [5] BARABÁS, A.; BARANYI, I.; JÁMBOR, Á. A Mecsek és a Villányi hegység harmadkor előtti alaphegység térképe. Geofizikai Évkönyve 1 (1965), S. 50-63
- [6] BARABÁS-STUHL, Á. Gliederung der oberpermischen Ablagerungen des Mecsekgebirges auf Grund ihrer zyklischen Ausbildung. Földtani Közl. 99 (1969) 1, S. 66-80
- [7] BARABÁS-STUHL, Á. Palynological study on the late Paleozoic of borehole Polgárdi-2, Transdanubia, Hungary. Öslényt. Viták (Discussiones Palaeontologicae) 18 (1971), S. 21-50
- [8] BARANYI, I.; JÁMBOR, Á. A komplex geofizikai kutatások eredményeinek felhasználása a DK-Dunántul területén az alaphegység kutatásában. Magyar Geofizika 3 (1962) 3-4, S. 165-176
- [9] BÉRCZI-MAKK, A. Extension of the subsurface graben-and-horst range of the Bácska into the Öttömös area, South Hungary. Földtani Közl. 101 (1971) 1, S. 26-33
- [10] CSIKY, G. A Duna-Tisza köze mélyszerkezeti és ösföldrajzi viszonyai a szénhidrogén kutatások tükrében. Földrajzi Közl. (1963) 1, S. 19-36
- [11] DETRE, C. The revision of Kansuella transdanubica Földvári, 1952. Öslényt. Viták 16 (1970), S. 51-55
- [12] DETRE, C. Revision of the Brachiopods from the Carboniferous of Szabadbattyán, Transdanubia, Hungary. Öslényt. Viták 18 (1971), S. 77-88
- [13] FÖLDVÁRI, A. A szabadbattyáni ólomérc és kövületes karbonelőfordulás. MTA. Müsz. Tud. Oszt. Közl. 5 (1952) 3, S. 25-53
- [14] FÖLDVÁRI, A. Lead ores and fossiliferous Dinantian (Lower Carboniferous) at Szabadbattyán. Acta geol. hung. 1 (1952), S. 11-36
- [15] FORGÓ, L.; u.a. Magyarászó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-XIII. Pécs. Budapest 1966

- [16] FÜLÖP, J. [Red.]
Földtani Kirándulás a Dunántuli Középhegységben.
Budapest 1969
- [17] GÓCZÁN, F.
Informative stratigraphisch-palynologische Untersuchungen an karbonischen Ablagerungen in Ungarn.
Jahresber. ung. geol. Anst. 1969 (1971), S. 677-702
- [18] GÓCZÁN, F.
Contributions to the study of the microplankton of the Silurian siliceous shales at Alsóbörs.
Öslényt. Viták 18 (1971), S. 13-20
- [19] GREGUSS, P.
Permische fossile Hölzer aus Ungarn.
Palaeontographica, B 109 (1961), S. 131-196
- [20] GREGUSS, P.
Fossil Gymnosperm woods in Hungary.
Budapest 1967
- [21] HAJÓS, M.
Versuche zum Aufschließen von Conodonten aus paläozoischen Gesteinsproben.
Jahresber. ung. geol. Anst. 1969 (1971), S. 719-728
- [22] HERAK, M.; KOCHANSKY, V.
Jungpaläozoische Kalkalgen aus dem Bükk-Gebirge (Nordungarn).
Geol. hung., Ser. pal. 28 (1963), S. 45-77
- [23] HEPÉNYI, R.; FÖLDI, M.; BARANYAI, L.
A délbaranyai karbon alaphegység vizsgálata [unveröff. Mskr.].
Budapest: Ung. geol. Anst. 1971
- [24] JÁMBOR, Á.
Carboniferous deposits in the area between the Mecsek and Villány Mountains.
Jahresber. ung. geol. Anst. 1967 (1969), S. 215-222
- [25] KASSAI, M.
A jakabhegyi homokkő fácies- és korkérdései.
Diss. Miskolc 1968
- [26] KASSAI, M.
A Villányi-hegység északi előterének permi képződményei [unveröff. Mskr.].
Pécs 1971
- [27] KASZAP, A.
Korynichnium sphaerodactylum (PABST). Einzelfährte im Perm von Balatonrendes (Transdanubien).
Földtani Közl. 98 (1968), S. 429-433
- [28] KISS, J.
Les conditions géologiques et métallogénétiques du Mont Szár de Szababattyán.
Földtani Közl. 81 (1951) 7-9, S. 264-274
- [29] KOLOSVÁRY, G.
The permo-carboniferous corals of Hungary.
Földtani Közl. 81 (1951), S. 1-48 u. 171-185
- [30] KOLOSVÁRY, G.
The lower-carboniferous corals from Hungary.
Földtani Közl. 81 (1951) 7-9, S. 276-283
- [31] KORPÁS, L.; JÁMBOR, Á.; NAGY, E.
Az Alsószalmavár-1. sz. furás rétegsora [unveröff. Mskr.].
Budapest: Ung. geol. Anst. 1970
- [32] LÁNYI, J.; u.a.
Komplex geofizikai kutatás a Dunántuli Középhegységben és peremvidéken. In Ber. MAELGI 1968, S. 37-46.
Budapest 1969

- [33] MAJOROS, G. Öshüllő lábnyom a balatonrendesi permből. Földtani Közl. 94 (1964), S. 243-245
- [34] MAJOROS, G. Forschungen im Bereich des Jungpaläozoikums NO vom Balaton. Jahresber. ung. geol. Anst. 1969 (1971), S. 675-676
- [35] MIHÁLY, S. Revision of the lower carboniferous coral fauna from the bituminous limestones of Kőszárhegy Hill at Szabadbattyán, Transdanubia, Hungary. Őslényt. Viták 18 (1971), S. 51-76
- [36] MONOSTORI, M. Jelentés a szabadbattyáni furásokban harántolt karbon bitumenes mészkőösszlet mikrofacies vizsgálatáról [unveröff. Mskr.]. Budapest: ELTE, Paläont. Inst. 1971
- [37] NAGY, E. Magyarország permnél idősebb paleozoikumának átfogó földtani vizsgálata. Jahresber. ung. geol. Anst. 1969 (1971), S. 653-656
- [38] ORAVECZ, J. Szilur kőzetkavicsok földtörténeti szerepe törmelékes összleteinkben. Földtani Közl. 95 (1965) 4, S. 401-405
- [39] PANTÓ, G. Pre-tertiary formations of the Tokaj Mts. (Hungary). Jahresber. ung. geol. Anst. (1965), S. 227-241
- [40] PANTÓ, G. In: Magyarászó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. M-34-XXXIV. Sátoraljaujhely. Budapest 1966
- [41] RAKUSZ, G. Die oberkarbonischen Fossilien von Dobsina (Dobšina) und Nagyvisnyó. Geol. hung., Ser. pal. 8 (1932), S. 1-223
- [42] ROZOVSKAJA, S.E. Značenie fuzulinid dlja korreljacii verchnepaleozojskich otloženiij (po materialam Russkoj platformy i Vengrii). Bjull. mosk. Obšč. Ispyt. Prir. Otd. Geol. 35 (1960) 3, S. 172-173
- [43] ROZOVSKAJA, S.E. Bükkhegységi Fusulindák. Geol. hung., Ser. pal. 28 (1963), S. 3-43
- [44] SCHRÉTER, Z. Trilobiten aus dem Bükk-Gebirge. Földtani Közl. 78 (1948), S. 25-39
- [45] SCHRÉTER, Z. Die geologischen Verhältnisse des Bükkgebirges. Karszt- és Barlangkutatás 1 (1960), S. 7-36
- [46] SCHRÉTER, Z. Oberpermische Brachiopoden des Bükk-Gebirges (Nordungarn). Geol. hung., Ser. pal. 28 (1963), S. 79-179
- [47] SIDĆ, M. Beitrag zur Mikropaläontologie des Paläozoikums in Ungarn (Silur - Devon - Karbon). Jahresber. ung. geol. Anst. 1969 (1971), S. 703-705
- [48] SIMONCSICS, P. Verkieselte permische Stammreste von dem Mecsek-Gebirge. Acta Univ. Szeged, Acta biol. 1 (1955), S. 46-62

- [49] SLAVIN, V.I. Triasovye i jurskie otloženija Vostočnych Karpat i Pannonskogo Massiva.
Moskva: Gosgeoltechizdat 1963
- [50] SOMOGYI, J. Über die Rippelmarken des unterpermischen Komplexes im Mecsekgebirge.
Földtani Közl. 95 (1965), S. 37-39
- [51] SOÓS, I.; JÁMBOR, Á. Oberkarbonische Pflanzenreste aus den Helvetschottern des Mecsekgebirges (Südungarn).
Földtani Közl. 90 (1960), S. 456-458
- [52] STUHL, Á. Ergebnisse von Sporenuntersuchungen an den Permablagerungen des Balatonhochlandes.
Földtani Közl. 91 (1961), S. 405-412
- [53] SZABÓ, J. Geologische Auswertung der Angaben über die Schrägschichtung des Oberperms und Unterseis im Mecsekgebirge (Südungarn).
Földtani Közl. 95 (1965), S. 40-46
- [54] SZEPESHÁZY, K. Contributions to the subsurface geology of the Nagykörös-Kecskemét area.
Földtani Közl. 92 (1962) 1, S. 40-52
- [55] SZEPESHÁZY, K. Petrographische Angaben zur Kenntnis des Battonyaer Granits.
Jahresber. ung. geol. Anst. 1967 (1969), S. 227-266
- [56] TELEKI, G. Das Paläozoikum der Umgegend von Polgárdi.
Jahresber. ung. geol. Anst. 1936-38 (1941), S. 311 bis 328
- [57] VÁRSZEGI, K. Remains of Phylloporids from the Permian of the Mecsek Mountains.
Földtani Közl. 91 (1961), S. 226-227
- [58] VIRÁGH, K.; VINCZE, J. Specific features of the formation of the Uranium ore occurrence, Mecsek Mts., Hungary.
Földtani Közl. 97 (1967) 1, S. 39-59
- [59] WÉBER, B. Neue oberkarbonische Schotter mit Pflanzenresten aus den Helvetschichten des westlichen Mecsek.
Földtani Közl. 94 (1964), S. 379-381
- [60] WBIN, G. Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary.
Acta geol. 13 (1969), S. 399-436

Geologische Beziehungen zwischen dem Schwarzen Meer und Anatolien

Von ROLAND BRINKMANN, Izmir - Hamburg

1. Einleitung

Das Schwarze Meer gehört gemeinsam mit Anatolien einem Krustenstreifen an, der während des ganzen Phanerozoikums durch starke tektonische und magmatische Unruhe ausgezeichnet war. Noch heute sind seismische und vulkanische Ereignisse hier nicht selten. Im Norden und Süden wird das Mediterrangebiet von zwei stabilen Krustenschollen einge- faßt, der Russischen Tafel und dem Afro-Arabischen Schild. Jede Bewegung dieser beiden Blöcke gegeneinander beanspruchte das Zwischengebiet auf Pressung, Dehnung oder Sche- rung.

Durch lange Zeiten der Erdgeschichte war die Verteilung von Land und Meer im behan- delten Gebiet gegenüber den gegenwärtigen Verhältnissen nahezu umgekehrt. Der Boden des Schwarzen Meeres war Festland und grenzte an eine breite Meeresstraße, die ganz Anatolien einnahm. Sie stellte ein Glied der Tethys (SUESS 1901 [347]) dar, die einst den halben Erdball in west-östlicher Richtung umschlang. Die alpidische Tektogenese schuf im Raume der Tethys junge Gebirgsketten. Hand in Hand mit ihrer Auffaltung wur- de die Meeresfläche eingeengt, wie im Bereich des Mittelländischen Meeres, oder ganz verdrängt, wie in Vorderasien. Andererseits entstanden dabei neue Meeresbecken, wie das Schwarze Meer.

2. Erdgeschichtliche Entwicklung

Das P r ä k a m b r i u m ist in Anatolien erst wenig bekannt (BRINKMANN 1971 [67]), vor allem fehlt es an radiometrischen Altersbestimmungen. In den kristallinen Massiven herrscht E-W-Streichen vor, nur einige Kerngneise weisen eine nord-südliche Schieferung auf. Die gleichen Richtungen trifft man im Südtteil der Russischen Tafel an; hier erweisen sie sich als altersverschieden. Der Ukrainische Schild besteht aus mehreren archaisch-altproterozoischen Gesteinsfolgen, deren Faltenachsen im ganzen um die N-S-Richtung pendeln. Die ältesten Gneise sind $3,5 \cdot 10^9$ Jahre alt, die endgül- tige Erstarrung zum Kraton fand vor $1,5-1,1 \cdot 10^9$ Jahren statt. Südlich des Ukraini- schen Massivs erstrecken sich kristalline Schiefer mit durchweg geringerer Metamorpho- se bis in die Krim, die Kaukasusländer, nach Rumänien und Bulgarien. Man nimmt an, daß sie jungproterozoischen (riphäischen) Alters sind und vor dem Kambrium, vielleicht in der assyntischen (baikalischen) Phase metamorphosiert wurden. Erst weiter südlich, in den Rhodopen und in den Kernen einiger anatolischer Massive, treten wieder hoch- kristalline Gesteine zutage. Die vorliegenden Karten der magnetischen Vertikalinten- sität bestätigen diese Verhältnisse. Sie zeigen in der Ukraine kräftige N-S strei- chende Anomalien, die sich in Andeutungen bis an die nördliche Schwarzmeerküste ver- folgen lassen. Im Schwarzen Meer und seinen Küstenländern herrschen schwächere, WNW- -ESE gestreckte Anomalien vor. Zwischen der Ukraine einerseits, dem Balkan und Anato- lien andererseits scheint danach ein breites, WNW-ESE verlaufendes Synklinorium mit

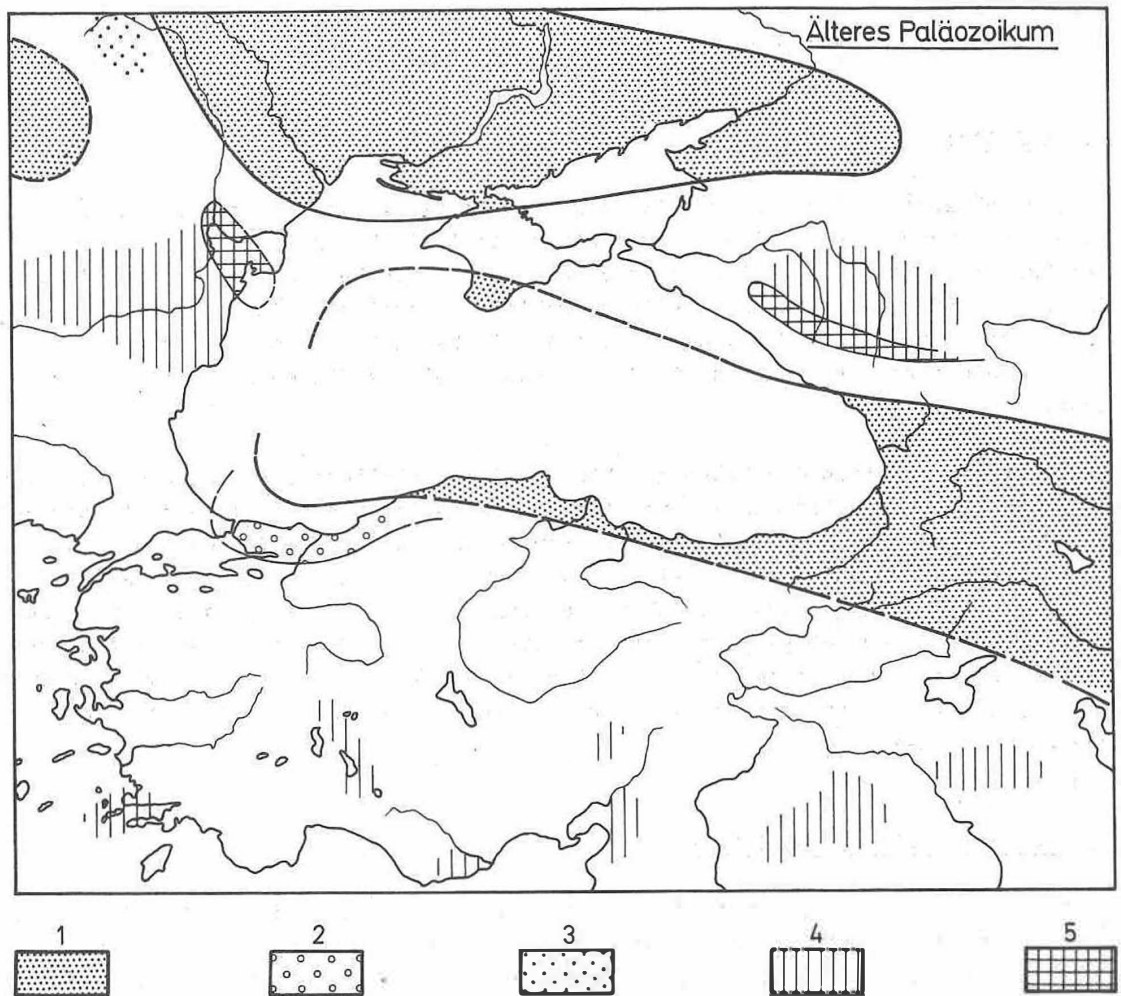


Abb. 1 Das Schwarzmeergebiet im älteren Paläozoikum.
 Die Paläogeographie von Anatolien bezieht sich auf das Ordoviz,
 die der nördlichen Randländer auf das Devon. Die Darstellungen
 auf den Abb. 1 - 5 im Norden und Osten des Schwarzen Meeres
 größtenteils nach CHAIN & MILANOVSKIJ (1960/63) [10] und VINO-
 GRADOV (1961) [36]

1 - Abtragungsgebiete; 2 - festländische Ablagerungsgebiete;
 3 - Schelfmeer; 4 - Miogeosynklinen; 5 - Eugeosynklinen

jungproterozoischen kristallinen Schiefern zu liegen. Dieses präkambrische Tiefgebiet umschließt alle späteren Senkungsfelder - Krim-Kaukasus-Geosynkline, Pontische Geosynkline und das Schwarze Meer selbst - und läßt sich als deren gemeinsame Uranlage auffassen.

Für das K a m b r i u m gestatten die wenigen Fundpunkte keine genaueren Aussagen über die Verteilung von Land und Meer. Marines Kambrium ist bislang anstehend aus Südanatolien und als Geröll von der Nordflanke des Großen Kaukasus bekannt. Wohl aber erweist die kambrische marine Fauna Vorderasiens durch ihre tiergeographischen Beziehungen zum Westmediterrangebiet und den Appalachen, aber auch nach Ostasien, daß schon zu Beginn des Paläozoikums eine Tethys-Meeresstraße bestanden hat.

Im O r d o v i z wird das paläogeographische Kartenbild etwas klarer (Abb. 1). In Nordwestanatolien treffen wir > 3000 m mächtige Redbeds an, in deren hangenden Teil sich eine marine Lage einschaltet. Die Gerölle von Quarzit, Phyllit, Glimmerschiefer, seltener Granit und Gneis, sowie der Feldspatgehalt der Grauwacken und Arkosen weisen auf ein nahes, aus kristallinen Gesteinen aufgebautes Abtragungsgebiet hin. In Südanatolien ist das Ordoviz durch sandig-schiefrige Flachseesedimente vertreten. Man darf daraus wohl schließen, daß die ordovizische Transgression von Süden kam, während die größeren Schuttmassen von Norden zugeführt wurden. Ihre südliche Herkunft ist auch deshalb unwahrscheinlich, weil noch im Oberkarbon in Nordwestanatolien höchstens epizonale Gesteine zutage lagen (BRINKMANN 1972 [77]). Für das Ordoviz ist also an der Stelle des Schwarzen Meeres ein Hochgebiet, ein Pontisches Land (Pontische Halbinsel, FRECH 1899 [127]) anzunehmen. Es war von der Russischen Tafel durch einen Meeresarm getrennt, der sich von der westlichen Ukraine über die Krim zum Großen Kaukasus erstreckte.

Im S i l u r und D e v o n erweiterte eine allgemeine Transgression die Meeresfläche beträchtlich, doch blieben die Grundlinien der Gestaltung fast unverändert. Längs des Südrandes der Russischen Tafel verbreiterte sich der schon im Ordoviz angelegte Meeresarm. In seinem Westteil miogeosynklynal, entwickelte er sich im Großen Kaukasus zu einer Eugeosynkline. Auch die Tethys-Straße gewann an Breite, wahrte aber ihren miogeosynklynalischen Charakter. Ihre nördliche Küste schob sich ins Schwarze Meer hinein vor, so daß nunmehr Anatolien fast ganz überflutet war. Im Silur machte sich der Einfluß des Pontischen Landes noch dadurch geltend, daß das Meer in Nordwestanatolien flacher und küstennäher als in Südanatolien war. Die Silurschichten bestehen bei Istanbul aus Sandsteinen und Korallenkalken, im Taurus aus Graptolithenschiefern. Aber im Devon glichen sich diese Faziesunterschiede aus, so daß zwingende Argumente für ein Pontisches Land fehlen. Wohl aber läßt sich zeigen, daß damals in seiner östlichen Fortsetzung ein Hochgebiet bestand. Unter den jungen Schichten des Kura-Rion-Beckens treten zwischen dem Großen und Kleinen Kaukasus einzelne Vorkommen von Hochkristallin zutage, die die Bruchstücke einer heute größtenteils versunkenen tektonischen Einheit, des Transkaukasischen Massivs, darstellen. Dieses Massiv war durch lange Zeiten des Paläozoikums Festland und sank erst im Mittelkarbon teilweise unter den Meeresspiegel (CHAIN & MILANOVSKIJ 1960/63 [107]).

In das K a r b o n und P e r m fielen die Phasen der variszischen (herzynischen) Tektogenese. Dieser Zeitraum zeichnete sich auch im Schwarzmeergebiet durch lebhaftere Krustenbewegungen aus. Mit ihnen gingen Verlagerungen der Strandlinie ein-

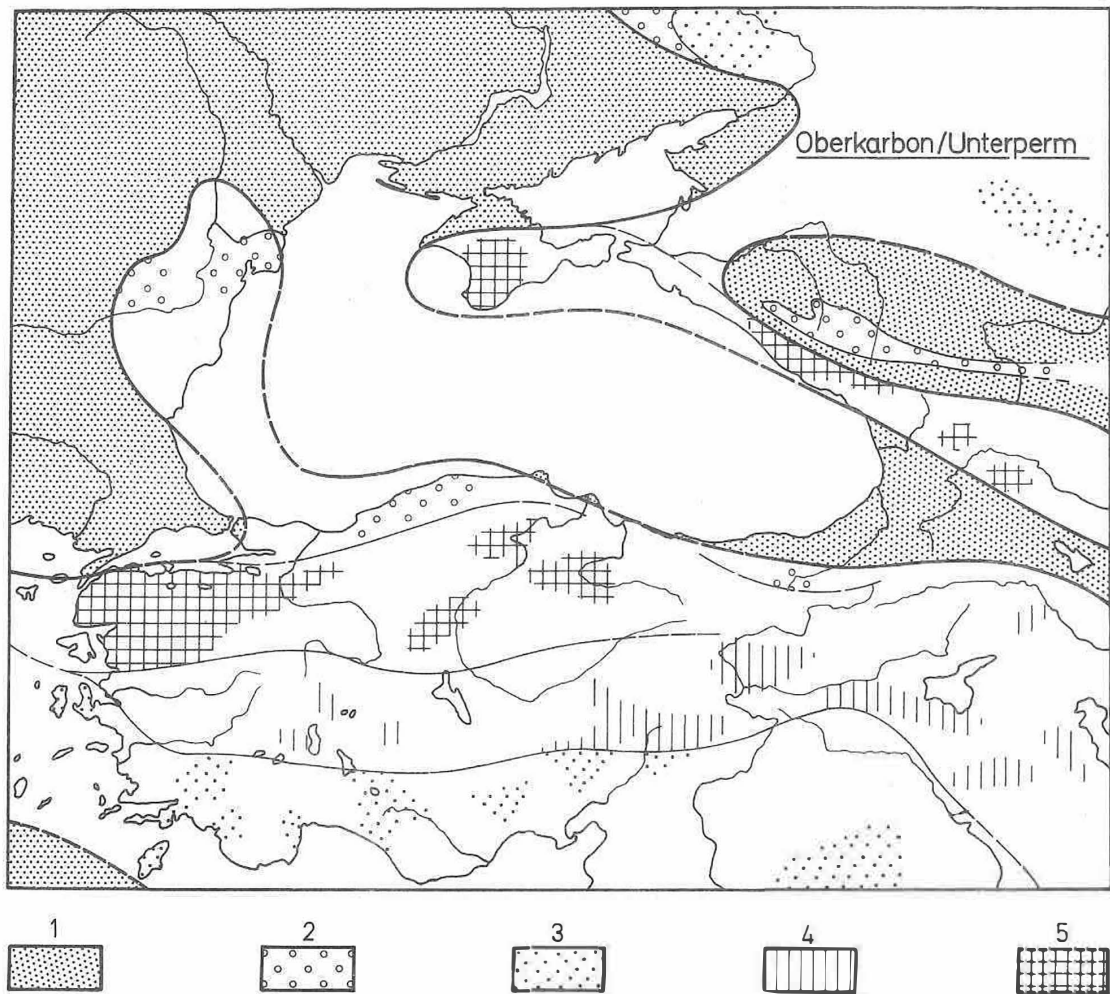


Abb. 2 Das Schwarzmeergebiet im Oberkarbon/Unterperm

1 - Abtragungsgebiete; 2 - festländische Ablagerungsgebiete;
3 - Schelfmeer; 4 - Miogeosynklinen; 5 - Eugeosynklinen

her, die zu einer Einengung der Meeresfläche führten. In Anatolien war die Tethys im Jungpaläozoikum schmaler als im Silur und Devon. Drei Fazieszonen lassen sich hier unterscheiden:

1. In Nordanatolien entstanden ausschließlich kontinentale Sedimente. Im Oberkarbon sind es 1500 m mächtige klastische Schichten mit Kohlenflözen. Feldspatführende und konglomeratische Sandsteine sind verbreitet. Sie enthalten Gerölle von Porphyry, Granit, Phyllit und Gneis. Über ihnen folgen etwa 1000 m rote Sandsteine und Siltsteine. Sie sind fossilleer, doch darf man nach ihrer Mächtigkeit annehmen, daß sie zumindest ins Perm hineinreichen.
2. Daran schließt sich nach Süden eine Zone an, der 1000 m mächtiger Grauwackenflysch mit eingeschalteten Diabasen einen eugeosynklinalen Charakter verleiht.
3. In Südanatolien setzten sich zur gleichen Zeit Flachseekalke mit Sandsteinlagen ab.

Aus dieser zonalen Gliederung geht hervor, daß die klastischen Abtragungsmassen wiederum aus dem Norden, wahrscheinlich von einem Hebungsgebiet inmitten des Schwarzen Meeres, herbeigeführt worden sind (Abb. 2).

Die variszische Tektogenese folgte paläogeographisch vorgezeichneten Bahnen. Längs des Nordufers der Tethys erfaßte sie die obengenannte Zone 1. Zwischen Istanbul und Inebolu wurde das Paläozoikum in offene Falten gelegt. Sie dürften sich in nordwestlicher Richtung nach Südbulgarien hinein erstrecken, ihre östliche Fortsetzung ist unbekannt. Die Hauptgebirgsbildung hat sich gegen Ende des Perms vollzogen. Einerseits lagert das Jungpaläozoikum mit dem Devon konkordant, andererseits kappt die Untere Trias die Antiklinen. Auch die allgemeine Regression erreichte am Ausgang des Paläozoikums ihr Maximum. Ablagerungen aus dem Grenzintervall Perm/Trias sind aus Anatolien bislang nicht bekannt geworden.

Im Dobrudscha-Krim-Kaukasus-Gebiet begann die variszische Gebirgsbildung früher und war kräftiger. Im Großen Kaukasus bestand die devonische Geosyncline bis ins Unterkarbon und füllte sich mit insgesamt etwa 7000 m mächtigen sedimentären und vulkanischen Bildungen. Um die Mitte des Karbons wurde sie fast in ihrer ganzen Breite gefaltet, epizonal metamorphosiert und an den Südrand der Russischen Tafel als Skythische Platte (MURATOV 1955 [227]) angegliedert. Sie umfaßt die Dobrudscha, die Krim, das südliche Asovsche Meer, Ziskaukasien und den Großen Kaukasus. Im Gefolge der tektonischen Hauptphase breiteten sich klastische Ablagerungen vom Molassetyp, teils marinen, teils limnischen Ursprungs, aus und häuften sich im Großen Kaukasus bis auf 3000 m Dicke an. Sie unterlagen mehreren Nachfaltungen, die durch das Perm bis in die tiefste Trias andauerten. Der Aufstieg granitischer Magmen begleitete die Tektogenese und griff sogar über deren Bereich hinaus. Die Plutone weisen radiometrische Alterszahlen zwischen 385 und 209, vorzugsweise aber zwischen 335 und 315 Mill. Jahren auf. Sie reichen vom Großen Kaukasus bis ins Transkaukasische Massiv (RUBINSTEIN 1970 [317]). Auch einige nord- und mittelanatolische Granite gehören in diese Gruppe.

In der variszischen Ära war das Schwarze Meer also im Norden wie im Süden von Tektonen umgeben. Man muß damit rechnen, daß einzelne Faltenzüge und Granitmassive im Untergrund des Schwarzen Meeres selbst auftreten.

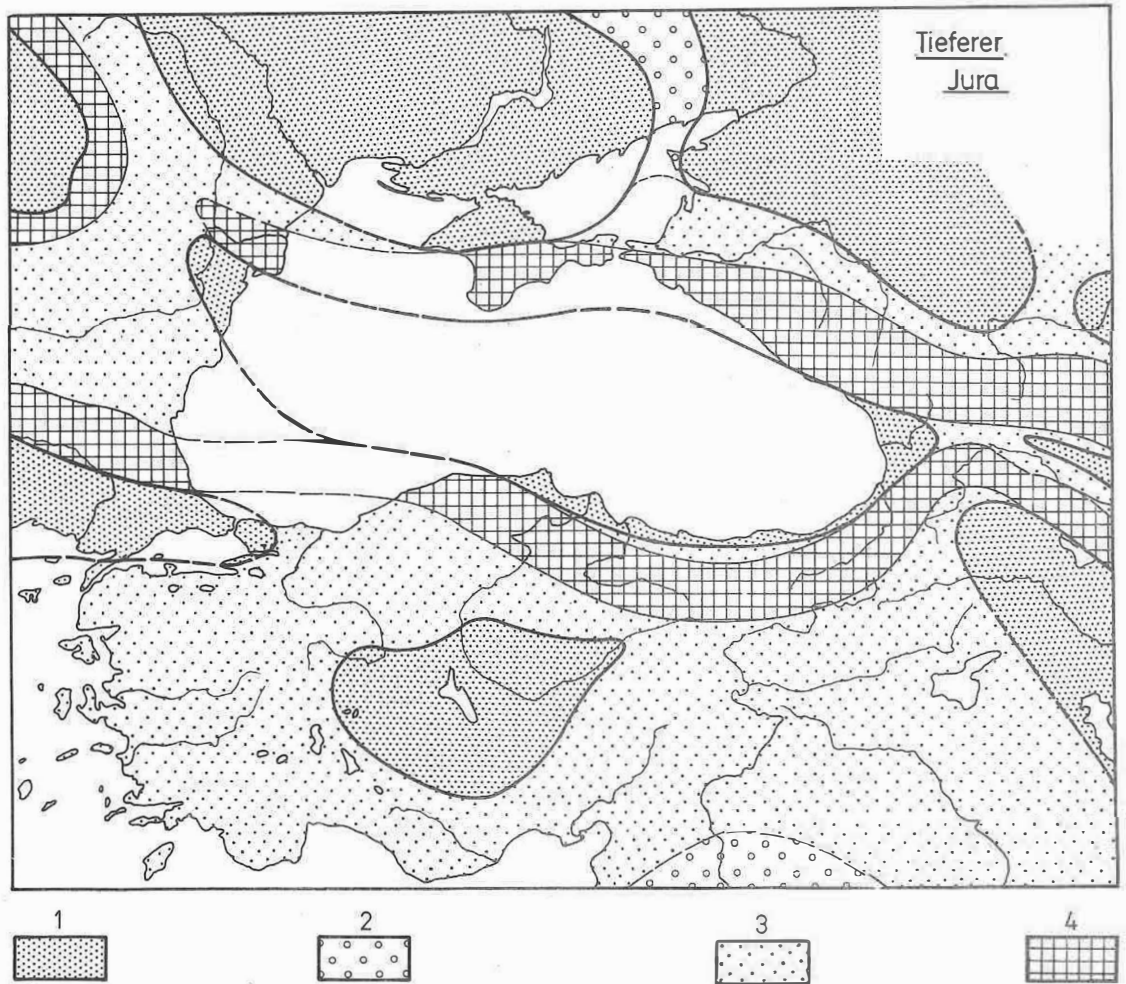


Abb. 3 Das Schwarzmeergebiet im Lias und Dogger

1 - Abtragungsgebiete; 2 - festländische Ablagerungsgebiete;
3 - Schelfmeer; 4 - Eugeosynklinen

Mit der T r i a s begann eine neue Epoche der Transgressionen, im t i e f e r e n J u r a war Anatolien wiederum fast ganz unter Wasser gesetzt (Abb. 3). Aber der Boden der breiten Meeresstraße war tektonisch gegliedert. Das südliche und mittlere Anatolien stellte eine Schelfsee dar, in der sich während des tieferen Juras 100 - 200 m Plattenkalke und Siltsteine absetzten. Im Norden des Landes schwillt dagegen der Lias und Dogger auf 1000 - 2000 m an, teils sind es Feldspatsandsteine und -siltsteine, teils Ergüsse und Tuffe von Andesiten und Basalten. Einschaltungen einerseits von Kohlenflözen, andererseits von Ammoniten-Knollenkalken verleihen der Schichtfolge einen paralischen Charakter. Das Nordufer der Tethys war von einer rasch sinkenden Spezial-Geosynkline begleitet, dem Nordanatolischen Lias-Dogger-Trog (BRINKMANN 1968 [57]). Er setzte sich nach Westen in die Sakar-Strandža-Zone Südbulgariens, nach Osten in die Somchit-Kafan-Zone Transkaukasiens fort. Die Fazieskarte des tieferen Juras erinnert in vieler Hinsicht an die des Oberkarbons und setzt ähnliche Verhältnisse voraus. Der Nordanatolische Lias-Dogger-Trog muß sich an ein im Norden, im Schwarzen Meer gelegenes Festland angelehnt und von dort seine klastischen Füllmassen bezogen haben.

Das Gegenstück zum Nordanatolischen Lias-Dogger-Trog* stellte die Dobrudscha-Krim-Kaukasus-Geosynkline dar. Ihre Absenkung setzte bereits früher, in der Trias, ein und war rascher; der Lias und Dogger erreichen im Großen Kaukasus 6000 m Mächtigkeit und mehr. Die Ablagerungen bestehen ähnlich wie in Nordanatolien aus Sand- und Siltsteinen mit basischen Vulkaniten. Als Einschaltungen trifft man Olistholithe mit Blockdurchmessern bis 100 m sowie Konglomerate mit Geröllen von jungpaläozoischen Kalken, von Granit, Diabas und metamorphen Schieferen an. Sie treten an der Südküste der Krim wie in der Krimsteppe und ebenso an beiden Flanken des Großen Kaukasus auf. Grobklastisches Material wurde also von Norden wie von Süden in die Geosynkline verfrachtet (MURATOV u.a. 1968 [247]). Ein das Pontische Land und das Transkaukasische Massiv umfassendes Hochgebiet steht für diese Periode außer Zweifel.

Die Krim-Kaukasus-Geosynkline setzte sich nach Westen wahrscheinlich in das Donaumündungsgebiet fort. In der Norddobrudscha steht eine teils klastische, teils kalkige Trias-Lias-Folge an. Das Auftreten basischer Vulkanite und eine Mächtigkeit von mehreren 1000 m verleihen ihr ein eugeosynklinales Gepräge.

Die Geosynklinen im Umkreis des Schwarzen Meeres bilden insofern eine besondere Gruppe, als frühalpideische Faltungen hier im Gegensatz zum westlichen Mediterranengebiet eine wichtige Rolle spielen. Die engen Beziehungen zwischen Dobrudscha, Krim und Großem Kaukasus machten sich darin geltend, daß die altkimmerische Phase (zwischen Trias und Lias) in diesen Gebieten bereits merkliche Bedeutung hatte. Die Hauptgebirgsbildung aber war für alle diese Geosynklinen die jungkimmerische Phase (am Ende des Doggers). In Nordanatolien kam es nur zu einer leichten Faltung mit schwacher Nordvergenz. In der Dobrudscha-Krim-Kaukasus-Zone war der Zusammenschub stärker. Im Großen Kaukasus und auf der Krim entstand ein südvergenter Schuppenbau, während in der Dobrudscha leichte NNE-Vergenz vorwaltet. Vor allem im Kaukasus und auf der Krim, aber auch in Nordanatolien und Transkaukasien waren die tektogenen Bewegungen von granodioritischen Intrusionen (radiometrisches Alter 186 - 153 Mill. Jahre) begleitet (RUBINSTEIN 1970 [317]).

Mit dem h ö h e r e n J u r a und der K r e i d e trat das behandelte Gebiet in einen neuen Entwicklungsabschnitt ein. Seit dem Kambrium finden wir die Tethys-Sedimente auf einer Unterlage abgesetzt, die entweder aus älteren Schichtgesteinen

oder aus kristallinen Schiefern besteht. Das gleiche gilt auch weithin für das jüngere Mesozoikum und das Känozoikum. In gewissen Zonen Anatoliens aber ruhen die Ablagerungen des oberen Juras und der Kreide auf Ultramafititen bzw. daraus hervorgegangenen Serpentiniten. Dabei besteht eine Wechselbeziehung zwischen der Fazies der Sedimente und ihrem Untergrund. Wo in der Tiefe sialisches Gestein ansteht, herrschen Riff- und Flachseekalke. Die Deckschichten der Ultramafititmassive jedoch bestehen aus Radiolariten, pelagischen Foraminiferenkalken, Turbiditen, basaltischen Laven und Tuffen. Slump-Gefüge und Olistholithe sind verbreitet. Die Gesteinsassoziation dieser "Radiolarit-Ophiolith-Zonen" ähnelt derjenigen, die GARRISON & FISCHER (1969) [137] aus dem Oberjura der Ostalpen beschrieben und Überzeugend als abyssal gedeutet haben.

Die Radiolarit-Ophiolith-Zonen stellten ihrer Fazies nach schmale, steil geböschte Tiefwassertröge innerhalb der im allgemeinen seichten Tethys-Meeresstraße dar (BRINKMANN 1968 [57]). Ihr Boden war der Schauplatz eines lebhaften submarinen Vulkanismus. In ihrem Untergrund waren die normalen Krustengesteine größtenteils durch Ultramafitite ersetzt. Derartige eugeosynklinale Spezialtröge in der miogeosynklinalen Tethys blieben in Anatolien auf die Zeit von der Trias (?) bis zum Paläozän beschränkt, hatten aber ihre Hauptverbreitung in Jura und Kreide. Die älteren traten in Nordanatolien, die jüngsten in Südostanatolien auf. Manche verflachten schrittweise und wurden von Schichten aufgefüllt, die von Radiolariten über Kieselplattenkalke zu Riffkalken reichen. Andere fanden ihren Abschluß durch eine Faltung, bei der die Ultramafitite mit den Sedimenten verschuppt wurden.

Während die Radiolarit-Ophiolith-Tröge einander in Anatolien räumlich und zeitlich gestaffelt ablösten, setzten der Nordanatolische Lias-Dogger-Trog und die Dobrudscha-Krim-Kaukasus-Geosynkline ihre Entwicklung fort. Ihr Boden bestand aus sialischen Gesteinen, Ultramafitite fehlen. Die Sedimente sind neritisch bis bathyal mit Übergängen in Flysch, aber nicht abyssal. Falls submarine Ergüsse beteiligt waren, sind sie mehr andesitisch als basaltisch.

In Nordanatolien verlagerte sich der Raum geosynklinaler Senkung nach der intrajurassischen Tektogenese beträchtlich gegen Norden. Aus dem Nordanatolischen Lias-Dogger-Trog ging die Pontische Geosynkline hervor. Sie setzt sich in Bulgarien als Srednogorie fort, in Transkaukasien entspricht ihr die Zone von Adžar-Trialet. Die Ablagerungen waren in der Kreide vorherrschend flyschartige Mergelkalke mit Mächtigkeiten bis 2500 m. Die vulkanische Tätigkeit nahm an Stärke und zeitlicher Dauer von Westen nach Osten zu. In Nordwestanatolien beschränkte sie sich auf die höhere Oberkreide. In Nordostanatolien baute sich vom Oberjura bis ins Jungtertiär eine Lava-Tuff-Folge auf, die nur von einzelnen marinen Zwischenlagen unterbrochen ist. Gleichzeitig setzte die Geosynkline ihre Wanderung gegen Norden fort. Die Schichten der Kreide sind im Innern von Nordanatolien, die des Eozäns längs der Küste am mächtigsten ausgebildet.

Hand in Hand damit werden die Zeugnisse für ein Festland im Schwarzen Meer spärlicher. Ein in die mittlere Kreide gehöriger Olistholith-Teppich bei Zonguldak, der Blöcke von Karbon und Mesozoikum führt, mag noch von Norden abzuleiten sein. Die Strömungsmarken in der Oberkreide sind dagegen im Mittel gegen NE gerichtet. Die Eozänsandsteine schließlich führen Gerölle von Serpentinitt und Radiolarit, die nur von Süden stammen können (SESTINI & CANUTI 1968 [327]). So spricht eine Reihe von Gründen dafür, daß

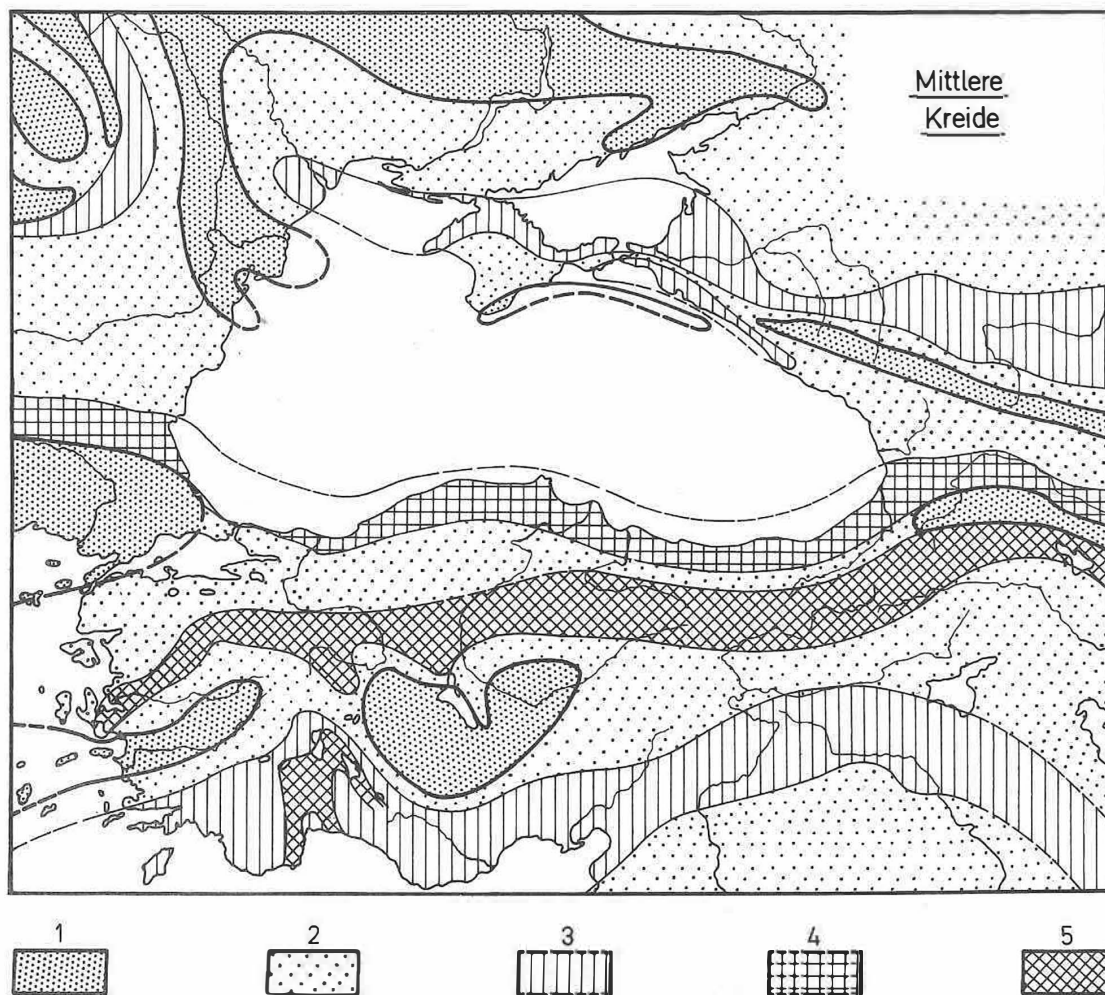


Abb. 4 Das Schwarzmeergebiet in der mittleren Kreide

1 - Abtragungsgebiete; 2 - Schelfmeer; 3 - Miogeosynklinen
und Vortiefen; 4 - Eugeosynklinen mit bathyaler Fazies;
5 - Eugeosynklinen mit Radiolarit-Ophiolith-Fazies

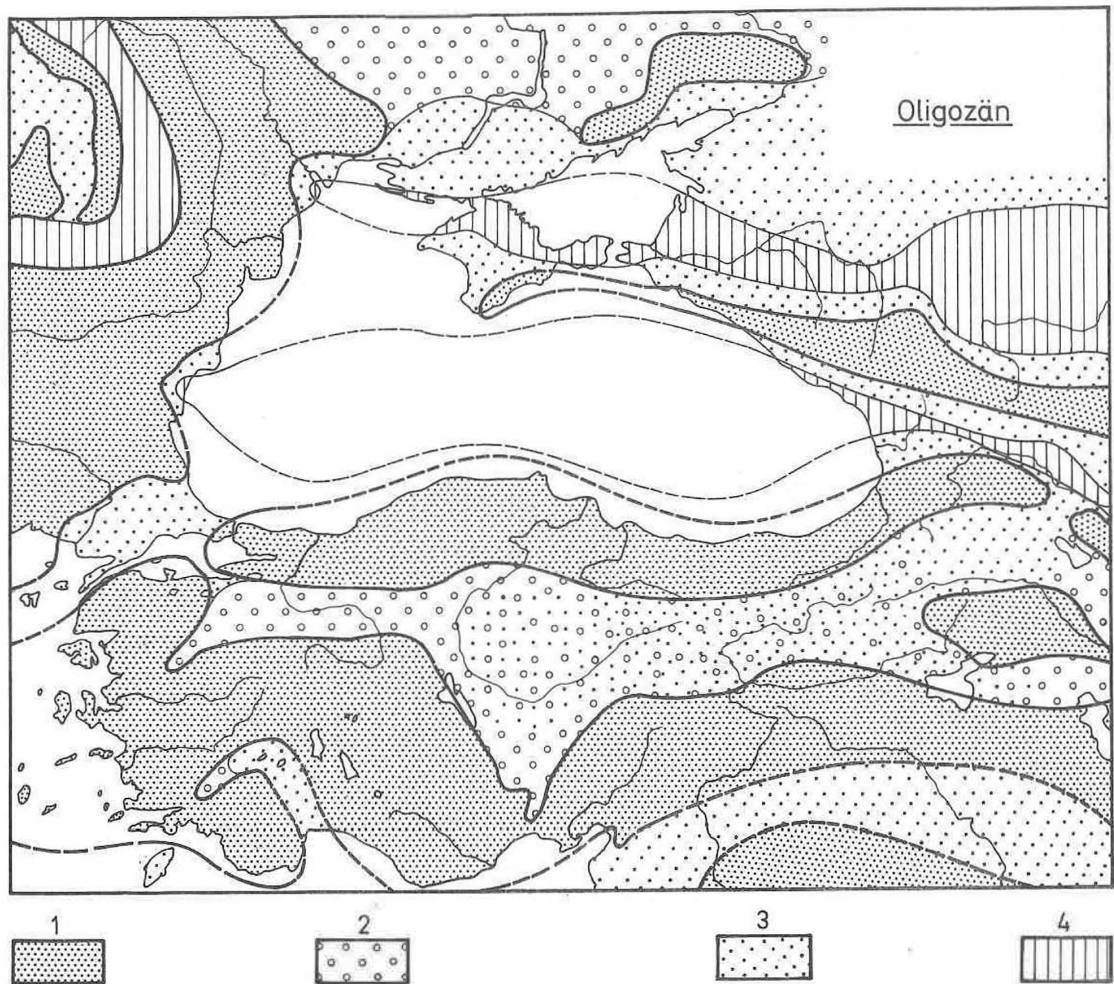


Abb. 5 Das Schwarzmeergebiet im Oligozän

1 - Abtragungsgebiete; 2 - festländische Ablagerungsgebiete; 3 - Schelfmeer; 4 - Vortiefen

das Pontische Festland in der mittleren Kreide versunken und das Schwarze Meer an seine Stelle getreten ist. Es sei hervorgehoben, daß MURATOV & NEPROČNOV (1967) [23] die Entstehung des Schwarzen Meeres auf Grund ihrer Untersuchungen in den nördlichen Randgebieten ebenfalls an den Beginn der Oberkreide setzen. Sie stützen sich dabei vor allem auf Beobachtungen im Transkaukasischen Massiv, das um diese Zeit bis auf einige Inseln überflutet worden ist. Auch WILSER (1928) [38] war bereits zu einer ähnlichen Datierung gelangt.

In der Dobrudscha, auf der Krim und im Großen Kaukasus verlagerte sich - anders als in Nordanatolien - die jungmesozoische Geosynkline gegenüber der altmesozoischen nur geringfügig. Jedoch legte sich sehr früh, schon zu Beginn der Kreide, eine Vortiefe an (Abb. 4). Sie begleitete die Stammgeosynkline im Norden als ein besonderes Becken. Querschwellen zerlegten diese "Nördliche Schwarzmeer-Randsenke" in eine Reihe von Teilsenken: Karkinit, Sivasch, Indol-Kuban, Terek-Kaspi. Alle wanderten sie im Laufe der Kreide und des Tertiärs weiter gegen Norden.

Im Känozoikum kam die Geschichte der Geosynklinen zu beiden Seiten des Schwarzen Meeres zum Abschluß. In Nordanatolien entstanden durch eine kräftige Phase am Ende des Eozäns die Pontiden. Schwächere Bewegungen folgten im Jungtertiär. Die Fal tung dürfte etwa bis an die Schelf-Außenkante ins Schwarze Meer hineinreichen. Eine Kette magnetischer Störungen begleitet die anatolische Nordküste. Sie ist wohl auf tektonisch verstellte Vulkanitschollen zurückzuführen, die der geosynklinale Schichtfolge eingelagert sind. Noch weiter gegen Norden hat sich der geosynklinale Senkungsraum verlagert: Das Schwarze Meer wurde zur Vortiefe der Pontiden. MURATOV & NEPROČNOV (1967) [23] meinen, daß die Senkungsgeschwindigkeit des Schwarzmeerbodens seit dem Oligozän zugenommen hat. Das hat viel für sich. Man darf damit rechnen, daß die Hauptmasse der Sedimente oligozänen, jungtertiären und quartären Alters ist.

Das Dobrudscha-Krim-Kaukasus-Tektogen hatte gegenüber den Pontiden seine wesentliche tektonische Formung schon durch die kimmerischen Phasen erhalten. Sein Aufstieg hatte daher schon in der Kreide begonnen. Zeitweilig ragte es als geschlossener Kamm auf, doch im Tertiär begannen Teilstücke zurückzusinken. In der Vortiefe hielt die Verlagerung der Beckenachse gegen Norden an. Die Gesamtmächtigkeit von Kreide und Tertiär bewegt sich um 6000 - 10 000 m.

Die paläogeographische Karte des Oligozäns (Abb. 5) zeigt drei große Senkungsfelder; dies sind von Nord nach Süd:

1. die Vortiefe des Dobrudscha-Krim-Kaukasus-Tektogens längs des Nordufers des Schwarzen Meeres von Odessa über das Asovsche Meer nach Ziskaukasien,
2. die Vortiefe der Pontiden von der Moesischen Platte im rumänisch-bulgarischen Flachland durch das Schwarze Meer zur Rion-Kura-Senke in Transkaukasien,
3. das Inneranatolische Becken im Rückland der Pontiden.

Die beiden erstgenannten Senkungsfelder waren im jüngeren Tertiär und im Quartär marin bis brackisch. Anfangs hingen sie über Südosteuropa und den Iran mit dem Weltmeer zusammen. Später beschränkten sich die Verbindungen auf die transägäisch-thrazische Straße und schließlich auf die heutige Bosphorus-Dardanellen-Meerenge. Das Inneranatolische Becken war fast allseits von alpidischen Gebirgsketten umschlossen und verfügte nur über eine schmale Pforte zur offenen See. Hier entstanden rote Schuttmassen und Evaporite mit einzelnen marinen Einschaltungen.

Gegenwärtig befinden wir uns nahe dem Abschluß der geotektonischen Entwicklung des Schwarzmeergebietes. Die vulkanische Tätigkeit ist erloschen. Die jungen Sedimente liegen ungestört horizontal am Boden des Meeres. Sein zentraler Teil ist frei von Erdbeben. Aber ein sinkender Raum ist das Schwarze Meer noch heute. Bis in die jüngste Zeit ist es transgressiv und bezieht Teile der umgebenden Gebirge in seinen Sedimentationsbereich ein. Insoweit kann man das jetzige Schwarze Meer mit ANDRUSOV (1926) [27] und ARCHANGELSKIJ & STRACHOV (1938) [3] als ein junges Becken bezeichnen. Die Abwärtsbewegung vollzieht sich anscheinend im wesentlichen bruchlos. Doch mögen einzelne Untiefen vor der Küste der Krim (Shokalskij-Bank) und Anatoliens (Archangelskij- und Dobrynin-Bank) Bruchstufen darstellen.

Die Senkung differenziert sich jedoch gemäß der geologischen Vorgeschichte der Schollen. Daher läßt die heutige Landkarte noch erkennen, daß das Schwarze Meer aus der Verschmelzung zweier alpidischer Vortiefen hervorgegangen ist. Das Hauptbecken des Schwarzen Meeres entspricht der Pontiden-Vortiefe. Die Dobrudscha-Krim-Kaukasus-Vortiefe zeichnet sich in der Bucht von Odessa, der Abschnürung der Krim-Halbinsel vom Festland und dem Asovischen Meer ab. Beide Vortiefen waren ehemals durch das Dobrudscha-Krim-Kaukasus-Tektogen geschieden. Sein westliches Teilstück, das Kimmerische Gebirge (SUESS 1909 [347]) zwischen Dobrudscha und Krim, ist früh versunken und nur noch geophysikalisch als Untergrundschwelle nachweisbar. Die Verbindung Krim - Großer Kaukasus macht sich dagegen noch heute durch die Halbinseln von Kertsch und Taman topographisch geltend. Aber während die Pontische Vortiefe größtenteils Tiefsee darstellt, wird die Dobrudscha-Krim-Kaukasus-Vortiefe von Flachmeer und Tiefland eingenommen. Teilweise liegt dies sicher daran, daß die Flüsse der Russischen Tafel mehr Sinkstoffe liefern als die des semiariden Anatolien. Aber andererseits ist die Dobrudscha-Krim-Kaukasus-Vortiefe erdgeschichtlich älter als die Pontische. Wahrscheinlich ist die Senkung im Norden schon nahezu abgeschlossen, während sie im Süden gegenwärtig noch kräftig im Gange ist.

3. Rückblick auf die Erdgeschichte

Ein Rückblick auf die Entwicklung des behandelten Gebietes läßt gewisse gesetzmäßige Züge hervortreten. Im Paläozoikum und älteren Mesozoikum entstanden nördlich wie südlich des Schwarzen Meeres wiederholt Geosynklinen. Sie alle legten sich auf der Skythischen Platte an, die schon im jüngeren Präkambrium eine tektonisch tiefere Lage gegenüber dem Ukrainischen Schild eingenommen hatte. Die Neigung zur Senkung ist im Schwarzmeergebiet altererbter. Die nördliche Geosynklinalzone erstreckte sich von der Dobrudscha über die Krim in den Großen Kaukasus, die südliche folgte der anatolischen Schwarzmeerküste. In beiden Zonen setzte die Senkung im älteren Paläozoikum ein und hielt, unterbrochen von Tektogenesen, bis in die Gegenwart an. Während dieses Zeitraums wanderten die Frogachsen von Süd nach Nord. Die Faltungsfront folgte dieser Bewegung in einem gewissen Abstand, d.h., sie machte am Südrand der Vortiefen halt. Im einzelnen verlief die Entwicklung im Norden und Süden unterschiedlich. Die Dobrudscha-Krim-Kaukasus-Geosynklinalzone blieb vom Paläozoikum bis ins Mesozoikum nahezu am selben Ort und war ständig eugeosynklinaler Art. Die Tektogenesen waren kräftig und seit dem Jura im wesentlichen abgeschlossen. Die nordanatolischen Geosynklinen waren weniger ortsfest. Im Paläozoikum miogeosynklinal, gingen sie im Mesozoikum in den eugeosynklinalen Typus über. Der tektogenetische Zusammenschub war weniger stark; er erfolgte ebenso wie die Bildung der Vortiefe später als im Norden.

Im Schwarzen Meer bestand durch lange Perioden ein aufsteigendes, schuttlieferndes Festland. Die in Nordanatolien anstehenden Schichtfolgen aus dem Ordoviz, Oberkarbon/Unterperm und Lias/Dogger erweisen durch ihre Verbreitung, Mächtigkeit und Lithologie, daß sie von einem nördlich gelegenen Herkunftsgebiet abzuleiten sind. In entsprechender Weise ist ein Teil der klastischen Ablagerungen der Trias und des tieferen Juras auf der Krim und im Großen Kaukasus südlicher Herkunft (LEBEDINSKIJ & DOBROVOLSKAJA 1962 [157]; MURATOV u.a. 1968 [247]; MILANOVSKIJ 1962 [187]). Das Pontische Land dürfte zur Hauptsache aus proterozoischem Kristallin bestanden haben, untergeordnet war wohl auch Variszikum beteiligt. Mit dieser Annahme steht das Alter von Granitgeröllen in gutem Einklang, die von Süden her in den Oberjura der Krim gelangt sind. Sie ergaben radiometrische Werte von 1100 - 860 bzw. 280 - 210 Mill. Jahren, also im ersten Falle jungproterozoisches, im zweiten permisches Alter (MILANOVSKIJ 1967 [197]).

Der Aufstieg von Ultramafititen leitete im jüngeren Mesozoikum eine neue Epoche in Anatolien ein. Die Platznahme der Ultramafititmassive kann angesichts ihres Umfangs wohl nur unter Dehnung der Kruste erfolgt sein; dies um so mehr, als die zutage liegenden Flächen, wie geomagnetische Messungen zeigen, nur die Gipfel noch größerer Ultramafititkörper im Untergrund darstellen. Aber auch unmittelbar läßt sich die Aufweitung an den Gängen von Gabbro und Basalt aufzeigen, die die Ultramafititmassive in parallelen Scharen durchsetzen. Wahrscheinlich war die Kruste längs einzelner Linien ausgedünnt, so daß sie leichter durchstoßen werden konnte. Die Aufwölbung der Moho in der Tiefe wurde durch eine Einsenkung der Erdoberfläche kompensiert. Es entstand ein Trog, der sich mit eugeosynklinalen Absätzen füllte. Die anatolischen Radiolarit-Ophiolith-Zonen stellen damit fossile Gegenstücke zu manchen der heutigen Tiefseetröge dar. Im Puerto-Rico- und Tonga-Graben setzen sich rezente Tiefseesedimente auf einem aus Serpentin bestehendem Meeresboden ab - in bemerkenswerter Analogie zu Anatolien.

4. Aufbau der Kruste

Nach tiefenseismischen Untersuchungen weist der Boden des Schwarzen Meeres innerhalb der 2100-m-Isobathe einen subozeanen Krustenbau auf (NEPROČNOV 1959 [257]; MINDELI u.a. 1965 [207]; MAGNITSKIJ u.a. 1966 [167]; MURATOV & NEPROČNOV 1967 [237]). Hier ruhen 7 - 14 km mächtige Sedimente ($v_p = 2,5 - 5,0$ km/s) unmittelbar auf der Basaltschicht ($v_p = 6,4 - 7,0$ km/s), die bis auf 8 km Dicke verringert ist. Die Moho ($v_p = 8,0$ bis $8,4$ km/s) steigt dementsprechend von der Küste gegen die Mitte des Meeres bis auf 20 km unter den Wasserspiegel an. Die Granitschicht fehlt unter dem Tiefseeboden und stellt sich erst in den randlichen Teilen des Meeres ein ($v_p = 5,8 - 6,3$ km/s). Sie erreicht unter dem Schelfsaum 10 km Dicke, um landeinwärts weiter anzuschwellen.

Die Sedimentschicht ist seismisch nahezu homogen, abgesehen von einigen sählig lagernden, weithin aushaltenden Reflexionshorizonten. Aus einem Vergleich der Wellengeschwindigkeiten in der Sedimentschicht mit solchen in Nachbargebieten, wie z.B.

Tertiär, flachlagernd, Kura-Becken	$v_p = 2,5 - 2,7$ km/s,
Tertiär u. Kreide, flachlagernd, Ziskaukasisches Becken	3,4 " ,
jüngeres Mesozoikum, flachlagernd, nördliche Schwarzmeer-Randsenke	4,5 " ,
älteres Mesozoikum, flachlagernd, nördliche Schwarzmeer-Randsenke	5,2 - 5,8 " ,
Paläozoikum, gefaltet, Skythische Platte	5,7 - 6,5 " ,

läßt sich folgern, daß das Schwarzmeerbecken mit Ablagerungen des Känozoikums und Jungmesozoikums gefüllt ist. MURATOV & NEPROČNOV (1967) [23] nehmen rund 4 - 5 km Neogen und Quartär, 2 km Oligozän und 3 - 8 km Eozän bis Oberkreide an. MILANOVSKIJ (1967) [19] glaubt demgegenüber, daß die Schwarzmeerdepression schon seit dem Präkambrium bestehen müsse, anders sei die große Sedimentmächtigkeit nicht zu erklären. Aber ein Betrag von 14 km in 100 Mill. Jahren, d.h. von 14 cm/1000 a, ist für Meeresbecken, die von alpidischen Gebirgen umrahmt sind, nicht ungewöhnlich (MENARD 1967 [17]). Vergleichsweise ist die gegenwärtige Sedimentationsgeschwindigkeit auf den Tiefseeflächen des westlichen Mittelmeeres 15 - 30 cm/1000 a. Beträge von ausnahmsweise 1 m, doch meistens nahe an 10 cm/1000 a maßen ROSS & DEGENS (1972) [30] in den Schwarzmeerablagerungen der letzten 25 000 Jahre. Im übrigen müßte die Sedimentschicht im Schwarzen Meer einen viel höheren seismischen Geschwindigkeitsgradienten aufweisen, wenn paläozoische und vorpaläozoische Ablagerungen daran beteiligt wären.

Das Fehlen der Granitschicht unter dem zentralen Schwarzen Meer wird, abgesehen von der Tiefenseismik, mit den Ausbreitungsverhältnissen der seismischen Oberflächenwellen und dem Anstieg der BOUGUER-Schwere gegen die Mitte des Meeres begründet. AFANASEV (1960) [1] und REZANOV & CHAMO (1969) [29] weisen demgegenüber darauf hin, daß kristalline Schiefer in 10 - 20 km Tiefe ebenfalls die gemessenen Geschwindigkeiten erwarten lassen. Eine verdünnte Kruste, deren granitische Schicht kontinuierlich in die basaltische übergeht, würde den Beobachtungen voll gerecht. Dieses Modell ist überdies durch die geomagnetischen Verhältnisse gestützt. Die Karte der Z-Anomalien im südlichen Schwarzen Meer (vgl. [39]) bietet keine Anhaltspunkte für grundsätzliche Unterschiede im Krustenaufbau. Abgesehen vom anatolischen Schelf, verlaufen die Isanomalien über die ganze Meeresfläche in der Richtung WNW—ESE, die für das Streichen des Kristallins der Skythischen Platte bezeichnend ist. Schließlich läßt sich aus der Lithologie der klastischen Sedimentgesteine im Umkreis des Schwarzen Meeres kein Anzeichen dafür entnehmen, daß basische kristalline Gesteine während des Mesozoikums zutage lagen. Die Schuttmassen, die vom Pontischen Land in die Geosynklinen im Norden und Süden verfrachtet worden sind, waren reich an Feldspat und führten Gerölle metamorpher und saurer magmatischer Gesteine.

Wir gelangen damit zu dem Ergebnis, daß im Schwarzen Meer eine mächtige känozoisch-jungmesozoische Schichtfolge einer Kruste auflagert, deren obere Schicht in ihrer Dicke mehr als die untere reduziert ist. Dieser Krustenbau läßt sich in folgender Weise mit dem erdgeschichtlichen Werdegang des Gebiets in Beziehung bringen: Vom älteren Paläozoikum bis ins Mesozoikum hinein war das langdauernd aufsteigende Pontische Festland starker Abtragung ausgesetzt. Die Sedimentmächtigkeit in den nordanatolischen Geosynklinen beträgt mindestens 5 km. Zieht man in Betracht, daß die gleichaltrigen Schichtfolgen in der Krim-Kaukasus-Geosynklone noch beträchtlich dicker sind, so ist mit einer Denudation des Pontischen Landes von mehr als 10 km zu rechnen. Das

ist angesichts des langen Zeitraums kein übertrieben hoher Betrag. Er wird schon erreicht, wenn man das für die jüngeren geologischen Perioden geltende Mittel von 0,027 mm jährlichen Abtrags einsetzt. REZANOV & CHAMO (1969) [29] ziehen ebenfalls Abtragungen infolge geantiklinaler Hebung als Ursache der Krustenausdünnung im Untergrund des Schwarzen und des Kaspischen Meeres in Betracht, gehen aber nicht weiter auf die geologischen Zusammenhänge ein.

Aber wenn auch exogene Vorgänge ausreichen, um die obere Krustenschicht im Untergrund des Schwarzen Meeres auf ihre gegenwärtige Dicke zu verringern - die untere, basaltische Krustenschale muß auf andere Weise reduziert worden sein. Bereits CHAIN (1964) [9] und ČEKUNOV (1967) [8] haben Krustendehnung als Ursache ins Auge gefaßt. Diese Hypothese verdient um so mehr Beachtung, als sich derartige Vorgänge im nahe gelegenen Anatolien um die gleiche Zeit abgespielt haben. Es handelt sich um den Aufstieg der Ultramafitkörper und die Bildung der Radiolarit-Ophiolith-Tröge. Die gegenwärtige Fläche mit subozeaner Kruste im Schwarzen Meer ist in ihren Dimensionen und ihrer E-W-Längserstreckung mit der Mittelanatolischen Radiolarit-Ophiolith-Zone gut vergleichbar. Beide Strukturen entstanden etwa gleichzeitig um die Mitte der Kreide; doch bestehen geometrische Unterschiede. In Anatolien wurde die Kruste von Ultramafitmassen durchstoßen, im Schwarzen Meer ist sie infolge der Anhebung der Moho ausgedünnt.

5. Vergleiche mit ähnlichen Strukturen

Das Tyrrhenische Meer ist wie das Schwarze Meer von alpidischen Gebirgen umrahmt. PANNEKOEK (1969) [26] sieht es als sicher an, daß es im Alttertiär ein Hochgebiet darstellte, das seine Abtragsmassen in die Flyschtröge ringsum entsandte. Erst am Ausgang des Miozäns vollzog sich eine plötzliche Umkehr der Verhältnisse; die Tyrrhenis versank. Nach dem BOUGUER-Schweremaximum zu urteilen, ist die Kruste unter dem Tyrrhenischen Meer ausgedünnt, ihre Mindestdicke ist auf 12 km zu beziffern (MORELLI 1970 [21]). Der Meeresboden besteht aus den gleichen Gesteinen wie die umgebenden Festländer, überdeckt von jungtertiären und quartären Sedimenten von etwa 2,5 km Dicke. Er ist durch Seamounts stark gegliedert. Im zentralen Teil sind es erloschene Vulkane, wie die magnetischen Anomalien erweisen. Die randlich gelegenen Seamounts stellen Bruchstaffeln dar, die beim Einsinken des Beckens entstanden (FINETTI u.a. 1970 [11]). Diese Bewegungen sind bis heute nicht zur Ruhe gekommen, auch einige Vulkane sind noch aktiv. Der Wärme fluß ist hoch, im Mittel 2,8, maximal 4,1 Einheiten.

Die Basin-and-Range-Provinz im westlichen Nordamerika besteht aus Horsten und Gräben, die durch eine Schar mehr oder minder paralleler, steiler Abschiebungen erzeugt worden sind. Die Schollenbewegungen sind seit dem jüngeren Tertiär, begleitet von vulkanischen Ausbrüchen, im Gange und halten bis zur Gegenwart an. Die Krustendicke ist um 10 km geringer als in der Umgebung (PRODEHL 1970 [28]). Trotzdem ist die BOUGUER-Anomalie negativ, weil die untere Krustenschicht fehlt und weil erhöhte Temperaturen die Dichte des oberen Mantels herabsetzen. Nach ARMSTRONG u.a. (1969) [4] lassen sich Vulkanismus und Zerrungstektonik am besten durch eine aufwärts gerichtete Unterströmung erklären. GILLULY (1963) [14] denkt eher an einen horizontalen subkrustalen Transport.

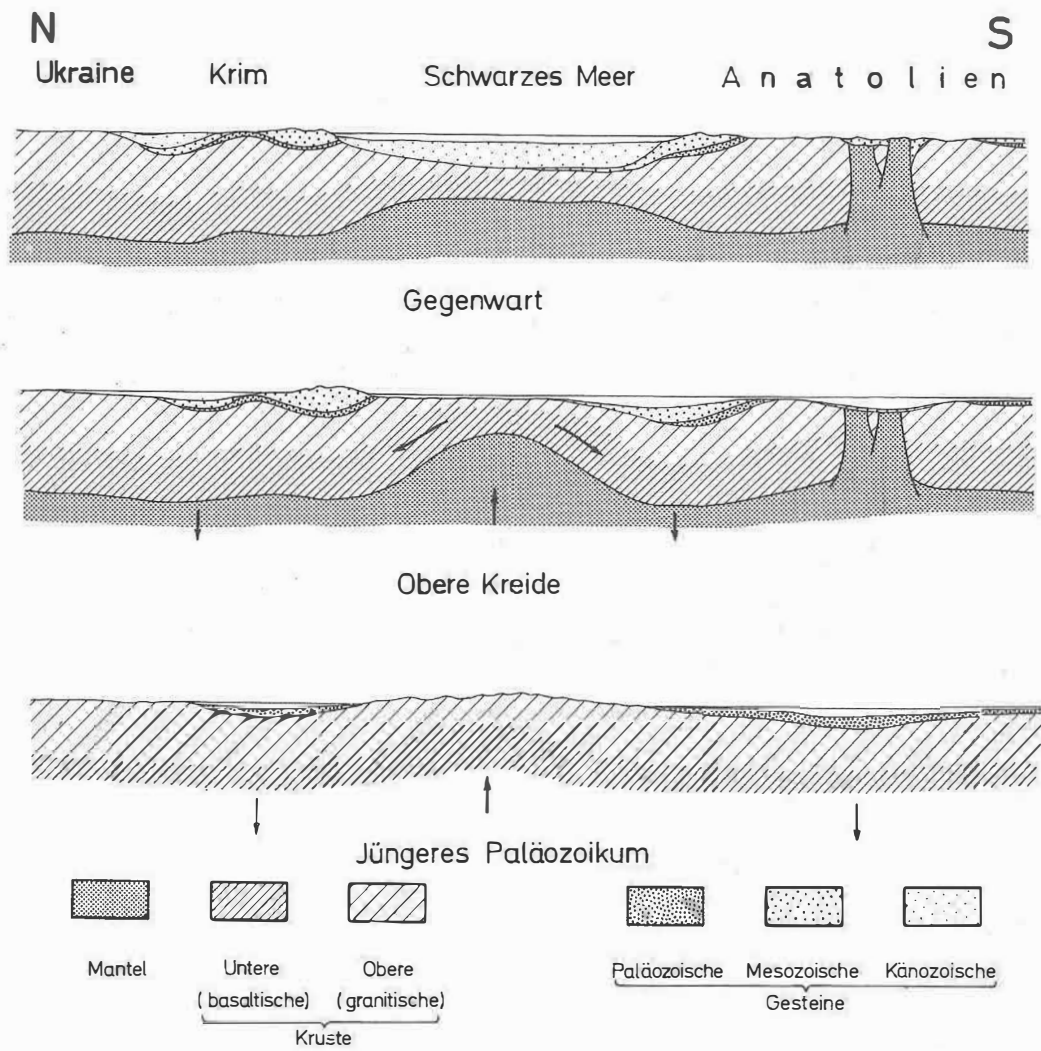


Abb. 6 Schematische Schnitte durch das Schwarzmeergebiet zur Erläuterung der geologischen Entwicklung und ihrer Abhängigkeit von Vorgängen im tieferen Untergrund

Das Ägäische Meer und seine Randgebiete stellen wie die Basin-and-Range-Provinz ein Blockgebirge dar. Die Kruste hat allerdings etwa die gleiche Dicke wie in Europa, an der Moho ist $v_p = 8,2 \text{ km/s}$ (TANER 1962 [35]). An der anatolischen Küste entsprechen die Vorgebirge und die Buchten Horsten und Gräben, die sich als Gebirgszüge und innerkontinentale Becken, "Ovas", ins Land hinein fortsetzen. Die tieferen Meeresbecken der Nordägäis stellen wahrscheinlich Gräben dar, die an die Äste der Nordanatolischen Blattverschiebung gebunden sind. Im südlichen Teil des Meeres gehen die magnetischen Störungen nach VOGT & HIGGS (1969) [37] teils auf Brüche, teils auf Vulkanite zurück. Die Ägäis war bis ins Miozän hinein ein Hebungsgebiet, die Mehrzahl der Inseln besteht aus kristallinen Gesteinen. Der Einbruch des Meeres begann am Ende des Tertiärs. Nach seismischen Beobachtungen sind Dehnungsbeanspruchungen und Bewegungen an Abschiebungen noch heute wirksam (PAPAZACHOS & DELIBASIS 1969 [27]).

6. Schlußfolgerungen

Die oben geschilderten Strukturen weisen viele gemeinsame Eigenschaften auf. Sie alle stellen alte Hebungsgebiete dar, die während langer geologischer Perioden der Abtragung unterlagen. Schließlich vollzog sich eine Umkehr, und sie wurden zu sinkenden Schollen. Diese Umkehr trat im Schwarzen Meer vor etwa 100 Mill. Jahren, in der Basin-and-Range-Provinz vor 50, im Tyrrenischen Meer vor 20 und im Ägäischen Meer vor ungefähr 5 Mill. Jahren ein. Man könnte sie daher als Glieder einer Entwicklungsreihe auffassen. In diesem Falle lassen sich die einzelnen Stadien wie folgt kennzeichnen:

1. Am Anfang steht eine lange Periode der Hebung und Erosion. Die Hochbewegung kann auf eine durch regionale Aufheizung des tieferen Untergrundes verursachte Dichteabnahme zurückgehen.
2. Dann setzt eine Dehnung der Kruste ein. An der Erdoberfläche entsteht ein Schollengebirge, die Bruchzonen öffnen Wege für den Vulkanismus.
3. Unter fortdauernder Dehnung dünnt die Kruste aus, Hand in Hand damit beginnt die Erdoberfläche isostatisch einzusinken. Der Wärmefluß ist hoch, der Vulkanismus dauert an. An der Moho bildet sich ein "Kissen" mit Wellengeschwindigkeiten $v_p = 7,8 \text{ km/s}$.
4. Schließlich sinkt die Temperatur von Mantel und Kruste. Der Vulkanismus erlischt, die Geschwindigkeit an der Moho steigt, auf $v_p > 8 \text{ km/s}$. Infolge der Dichtezunahme beschleunigt sich die Abwärtsbewegung der Erdoberfläche. Mächtige junge Sedimente füllen das Becken und ebnen seinen Boden ein.

Legt man einen solchen Ablauf der Vorgänge zugrunde, dann läßt sich für das Schwarzmeergebiet und Anatolien das folgende Modell entwickeln (Abb. 6): Im frühen Paläozoikum kam im Gebiet des Schwarzen Meeres eine Wirbelzelle in Bewegung. Die ost-westlich gestreckte Quellzone lag unterhalb des zentralen Teils des heutigen Schwarzen Meeres. Über dieser Zone wölbte sich die Erdoberfläche infolge des Massenauftriebs und der Dichteabnahme auf. Das Pontische Hebungsgebiet entstand. Die beiden Senkungs-zonen im Norden und Süden zeichneten sich im Dobrudscha-Krim-Kaukasus-Trog einerseits, in den Trögen Nordanatoliens andererseits ab. Die Vorgänge in der Tiefe setzten Massentransporte an der Erdoberfläche in Gang. Das Pontische Land wurde abgetragen und

das Material in die Randgeosynklinen verfrachtet. Bis in den Jura blieb das Unterströmungssystem nahezu stationär. Nur der Übergang vom miogeosynklinalen zum eugeosynklinalen Typus in Nordanatolien mag ein Zeichen dafür sein, daß die Erwärmung der Tiefenregionen zunahm.

Im Jungmesozoikum brachte eine Krustendehnung in meridionaler Richtung neue Kräfte ins Spiel. Aber die Wirkungen waren je nach dem geothermischen Zustand verschieden. In Anatolien war der Gradient normal, hier wurde die Kruste durch Spalten zerlegt. Der stärker aufgeheizte Untergrund des Schwarzen Meeres wurde dagegen im wesentlichen plastisch verformt. Mit dem Ausgang des Mesozoikums begann die Unterströmung zu erlahmen. Die Gesteinssäule unter dem Schwarzen Meer erkaltete, die Erdoberfläche sank ein. Mit dem Verschwinden des Pontischen Landes kehrte sich die Richtung der exogenen Transporte um. Die Abtragungsmassen der Randgebirge sammeln sich seitdem im Schwarzmeerbecken. Gegenwärtig kann hier nach SUBBOTIN u.a. (1965) [33] nur unter der Voraussetzung isostatisches Gleichgewicht herrschen, daß der Mantel im Untergrund des Meeres durch Abkühlung verdichtet ist.

Für Erörterungen bin ich den Herren C.O. BOWIN, E.T. DEGENS und J.M. HUNT von der Woods Hole Oceanographic Institution, H. CLOSS und K. HINZ von der Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, und V.E. CHAIN in Moskau verpflichtet. Der Woods Hole Institution, der Deutschen Forschungsgemeinschaft und dem Araştırma İqleri Kurulu der Ege-Universität Izmir habe ich für Unterstützung meiner Untersuchungen zu danken.

7. Zusammenfassung

Vom Beginn des Paläozoikums bis ins Mesozoikum war der Bereich des Schwarzen Meeres ein Hebungsgebiet, das Pontische Festland. Sein nördlicher und südlicher Rand waren in Südrußland bzw. Nordanatolien von Geosynklinen begleitet. Erst in der mittleren Kreide entstand das heutige Meeresbecken. Diese Umkehr der paläogeographischen Verhältnisse wird auf Temperatur- und Dichteänderungen in Kruste und Mantel zurückgeführt. Die Reduktion der Kruste auf subozeane Dicke erfolgte größtenteils erosiv während der Festlandszeit. Doch traten Dehnungsvorgänge hinzu, die auch in Anatolien nachweisbar sind.

Literatur

- | | |
|--|---|
| [1] AFANASEV, G.D. | Petrographic interpretation of geophysical data on the structure of the Earth's crust.
Izv. Akad. Nauk SSSR Ser. geol. (1960) 7,
S. 3-31 |
| [2] ANDRUSOV, N.I. | Paleogeography of the Black Sea region in Upper Miocene, Pliocene and Post-Tertiary epochs.
Bjull. mosk. Obšč. Ispyt. Prir. Otd. Geol. 4 (1926)
3/4, S. 185-189 |
| [3] ARCHANGELSKIJ, A.D.;
STRACHOV, N.M. | Geologic structure and history of evolution of the Black Sea.
Moskva: Izd. Akad. Nauk SSSR 1938 |

- [4] ARMSTRONG, R.L.; u.a. Space-time relations of Cenozoic silicic volcanism in the Great Basin of the western United States. Amer. J. Sci. 267 (1969), S. 478-490
- [5] BRINKMANN, R. Einige geologische Leitlinien von Anatolien. Geolog. et Paleont. 2 (1968), S. 111-119
- [6] BRINKMANN, R. Das kristalline Grundgebirge in Anatolien. Geol. Rdsch. 60 (1971), S. 880-899
- [7] BRINKMANN, R. Jungpaläozoikum und älteres Mesozoikum in Nordwest-Anatolien. Bull. Min. Res. Expl. Inst. Turkey (1972) Im Druck
- [8] ČEKUNOV, A.V. On the possible causes and the mechanism of the Dniepr-Donetz trough. Geofiz. Sbornik 19 (1967), S. 31-38
- [9] CHAIN, V.E. The geosynclinal process and evolution of tectonosphere. Izv. Akad. Nauk SSSR Ser. geol. (1964) 12, S. 3-17
- [10] CHAIN, V.E. [KHAIN, V.Y.]; MILANOVSKIJ, E.E. Structure tectonique du Caucase d'après les données modernes. Livre mém. P. Fallot 2 (1960/63), S. 663-703
- [11] FINETTI, I.; MORELLI, C.; ZARUDZKI, E. Seismic reflection study of the Tyrrhenian Sea. Abstr. Congr. Comm. internat. Explor. sci. Mer médit., Roma 1970
- [12] FRECH, F. Lethaea Geognostica I, 2. Stuttgart 1899
- [13] GARRISON, R.E.; FISCHER, A.G. Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. Soc. Ec. Pal. and Min., Spec. Publ. 14 (1969), S. 20-56
- [14] GILLULY, J. The tectonic evolution of the western United States. Quart. J. geol. Soc. 119 (1963), S. 133-174
- [15] LEBEDINSKIJ, V.I.; DOBROVOLSKAJA, T.I. Manifestations of Paleozoic magmatism in the southern part of the Crimean geosyncline. Dokl. Akad. Nauk SSSR 145 (1962), S. 386-389
- [16] MAGNITSKIJ, V.A.; BULANŽE, JU, D.; MESCERJAKOV, JU.A. The structure of the Black Sea depression. Moskva: Izd. Nauka 1966
- [17] MENARD, H.W. Transitional types of crust under small ocean basins. J. geophys. Res. 72 (1967), S. 3061-3073
- [18] MILANOVSKIJ, E.E. Aspects of the structure and history of suture zones: the Caucasus. Sov. Geol. 6 (1962), S. 52-76
- [19] MILANOVSKIJ, E.E. Problem of origin of Black Sea depression and its position in the structure of the Alpine belt. Vestnik mosk. Univ. 1 (1967), S. 27-43

- [20] MINDELI, P.S.;
NEPROČNOV, JU.P.;
PATARAJA, J.I.
Granite-free area in the Black Sea trough from seismic data.
Izv. Akad. Nauk SSSR Ser. geol. (1965) 2, S. 7-15
- [21] MORELLI, C.
Physiography, gravity and magnetism of the Tyrrhenian Sea.
Boll. Geofis. teor. appl. 12 (1970), S. 275-308
- [22] MURATOV, M.V.
History of tectonic evolution of the depression of Black Sea and its possible origin.
Bjull. mosk. Obšč. Ispyt. Prir. Otd. Geol. 30 (1955) 5, S. 27-50
- [23] MURATOV, M.V.;
NEPROČNOV, JU.P.
Structure of the Black Sea depression and its origin.
Bjull. mosk. Obšč. Ispyt. Prir. Otd. Geol. 77 (1967) 5, S. 40-59
- [24] MURATOV, M.V.; u.a.
Structure of the folded basement in the Crimean plainland.
Geotektonika (1968), S. 230-237
- [25] NEPROČNOV, JU.P.
The deep-seated structure of the Earth's crust underlying the Black Sea southwest of the Crimea from seismic data.
Dokl. Akad. Nauk SSSR 125 (1959) 5, S. 1119-1122
- [26] PANNEKOEK, A.J.
Uplift and subsidence in and around the western Mediterranean since the Oligocene, a review.
Verh. kon. geol.-mijnbouw. Gen. 26 (1969), S. 53-77
- [27] PAPAZACHOS, B.C.;
DELIBASIS, N.D.
Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece.
Tectonophysics 7 (1969), S. 231-255
- [28] PRODEHL, C.
Seismic refraction study of crustal structure in the western United States.
Bull. geol. Soc. Amer. 81 (1970), S. 2629-2646
- [29] REZANOV, I.A.; CHAMO, S.S.
Reasons for the absence of a "granite" layer in the basins of the South Caspian and the Black Sea type.
Canad. J. Earth Sci. 6 (1969), S. 671-678
- [30] ROSS, A.D.; DEGENS, E.T.
Recent sediments in the Black Sea. In: DEGENS, E.T.; ROSS, A.D. (Hrsg.), The Black Sea, its geology, chemistry and biology.
Amer. Ass. Petr. Geol. Mem. (1972) Im Druck
- [31] RUBINSTEIN, M.
Regionale und lokale Verjüngung des Argon-Alters am Beispiel des Kaukasus.
Ecl. Geol. helv. 63 (1970), S. 281-289
- [32] SESTINI, G.; CANUTI, P.
Flysch facies in the Pontic ranges.
Boll. Soc. geol. It. 87 (1968), S. 313-332
- [33] SUBBOTIN, S.I.;
NAUMCIK, G.L.;
RACHIMOVA, I.S.
Influence of upper mantle processes on the structure of the Earth's crust.
Tectonophysics 2 (1965), S. 185-209
- [34] SUESS, E.
Das Antlitz der Erde, Bd. III,1 u. III,2.
Wien u. Leipzig: Tempsky u. Freytag 1901/1909

- [35] TANER, D. Sur la structure de la croûte terrestre en Grèce, en Mer Egée et auprès des côtes occidentales de la Turquie.
Ann. Géophys. 18 (1962), S. 291-293
- [36] VINOGRADOV, A.P. Atlas of litho-paleogeographical maps of the Russian Platform and its geosynclinal framing.
Moskva-Leningrad 1961, 95 Taf.
- [37] VOGT, P.R.; HIGGS, R.H. An aeromagnetic survey of the eastern Mediterranean Sea and its interpretation.
Earth and planet. Sci. Lett. 5 (1969), S. 439-448
- [38] WILSER, J.L. Die stratigraphische und tektonische Stellung der Dobrudscha und die Zugehörigkeit des Balkan-Gebirges zu den nordanatolischen Ketten.
Geol. Rdsch. 19 (1928), S. 161-223
- [39] ... Karadeniz Jeofizik Araştırmalar, I. Jeomagnetik. - Deniz Kuvvetleri Komutanlığı Neşriyatı.
Istanbul 1965, 6 S.

Faltungsmorphologie der verschiedenen Strukturformationszonen
des Südurals

Von GENNADIJ STEPANOVIC^v SENCENKO^v, Ufa

Viele Autoren, u.a. VON BUBNOFF, ŠATSKIJ und STILLE, haben die Strukturzonen des Urals auf Grund der Fazies und des Alters ihrer Sedimente und Vulkanite sowie der allgemeinen tektonischen Situation mit äquivalenten Zonen der mitteleuropäischen Varisziden verglichen. In beiden Orogenen werden Außen- oder Randsenken ausgeschieden. Der Westural-Faltenzone, dem Uraltau-Antiklinorium, dem Magnitogorsk-Megasynklinorium und der Ural-Tobol-Hebungszone entsprechen im wesentlichen die Rhenoherynische und Saxothuringische Zone mit ihren kristallinen Massiven und die Moldanubische Zone Mitteleuropas. Weniger wurden bisher die Besonderheiten der Faltenmorphologie in den einzelnen Strukturzonen des Südurals beachtet.

Die Ural-Randsenke läßt sich anhand verschiedener Merkmale, in erster Linie nach der Morphologie der Faltenstrukturen und nach dem formationellen Aufbau, in eine äußere und eine innere Zone gliedern.

In der äußeren Zone überwiegen ovale, in N-S-Richtung gelängte Falten, deren Antiklinalen durch steile, "kammartige" Scharniere (ejektive Faltung) gekennzeichnet sind, während die Synklinalen breite und flache Sohlen besitzen. Diese Faltenformen gehen auf das Einwandern des Salzes in die Scheitel der Antiklinalen und das Ausfüllen der synklinalen Senken durch die obere Molasse (Rotmolasse) zurück. In Gebieten mit hoher Salzmächtigkeit sind als Folge des diapirartigen Salzaufstiegs charakteristische "schlingenförmige" Strukturen entwickelt. Wenig untersucht wurden bisher die Strukturen des Artinsk und älterer Bildungen.

Die innere Zone der Randsenke weist andere Faltenformen auf. Im Grenzbereich zwischen Randsenke und Baschkirischem Antiklinorium sind asymmetrische, kofferförmige Brachyantiklinalen entwickelt, die nur stellenweise von linearen Falten abgelöst werden. Aus Bohrungen ist bekannt, daß sie meist durch Auf- und Überschiebungen im Bereich der Westschenkel der Falten kompliziert sind. Die Störungen fallen mit 25° bis 70° nach Osten ein. Der vertikale Verschiebungsbetrag schwankt zwischen einigen Zehner und 1000 m, die horizontale Schubweite zwischen 100 und 1200 m. Weiter südlich, an der Grenze gegen das Zilair-Synklinorium, werden die Brachyantiklinalen und kofferförmigen Strukturen durch linear gestreckte oder durch Falten ejektiven Typs abgelöst. Untersuchungen durch Bohrungen liegen hier bisher kaum vor. An einer schwach geneigten Fläche ist der Westteil des Zilair-Synklinoriums 10 bis 15 km weit auf die Randsenke überschoben worden (KAMALETDINOV).

Für den tektonischen Bau des eigentlichen gefalteten Südurals ist ein Wechsel von großen Antiklinorien und Synklinorien charakteristisch. Die Bildung der Faltenstrukturen der Synklinorien (Zilair-Synklinorium, Magnitogorsk-Synklinorium und Synklinorien höherer Ordnung) einschließlich der Ablagerung der in ihnen enthaltenen Sedimente und Vulkanite gehört nahezu völlig zur paläozoischen Etappe der Krustenentwicklung. Dagegen sind die Strukturen der Antiklinorien (Baschkirisches, Uraltau- und Ostural-Antiklinorium) im wesentlichen bereits im Präkambrium gebildet worden, jedoch erfolgte im Paläozoikum, besonders während der variszischen Tektogenese, eine starke Überarbeitung.

Innerhalb des Baschkirischen Antiklinoriums besteht ein deutlicher Unterschied zwischen den Faltenstrukturen im westlichen und im östlichen Teil. Im Osten, in der Beloreck-Zlatoust-Zone, ist eine typische geosynklinale lineare Faltung entwickelt mit viele km mächtigem metamorphem Riphäikum in Amphibolit- und Albit-Epidot-Amphibolit-Fazies. Charakteristisch sind gerade, sehr steile Falten, die sich in N—S-Richtung über mehrere Zehner km erstrecken, im Süden auch ausgedehnte, kompliziert gebaute Hebungsgebiete mit fast isometrischen Umrissen. Spezialfalten, die bei besonders starker Beanspruchung isoklinal werden, überlagern diese Strukturen. Die für den Nordteil typische Divergenz der sekundären Falten (die Vergenz ist im Osten und Westen vom Zentralteil der Zone nach außen gerichtet) wird im Süden nicht beobachtet. Steile, etwa N—S streichende regionale Störungen, die durch saure und basische Intrusionen, besonders entlang der Jurezan-Überschiebung, nachgezeichnet werden, umrahmen die Zone.

Im Westteil des Baschkirischen Antiklinoriums, der sich aus bis 10 km mächtigem Riphäikum fast ohne Metamorphose oder in Grünschieferfazies aufbaut, ist die Faltung wesentlich einfacher. Hier finden sich neben linearen Falten vielfach Kofferfalten, breite monoklinale Blöcke und einfach gebaute Brachyfalten. In diesem ganzen Gebiet herrscht konstante Westvergenz der Faltung: Die Antiklinalen haben steilere, seltener auch überkippte Westflanken, Auf- und Überschiebungen fallen nach Osten ein. Nur das Gebiet der Jamantau- und der Askarov-Hebungszone, wo gerade Falten angetroffen werden, bildet eine Ausnahme. Hier streichen die Störungen E—W und stehen vertikal.

Lineare Geosynklinalfalten mit deutlichem Fächerbau kennzeichnen das aus einer 3 - 4 km mächtigen flyschoiden Grauwackenserie bestehende Zilair-Synklinorium. Die Falten sind vom zentralen, am tiefsten abgesunkenen Teil nach den Seiten hin überkippt. Dabei erreichen Beanspruchung und Überkipfung der Falten an der schmalen östlichen, an das Uraltau-Antiklinorium angrenzenden Flanke merklich höhere Intensität. Die gleichen Vergenzbeziehungen gelten auch für die zahlreichen Störungen. Nur im Gebiet der Sakmara-Hebungszone und der Kraka-Serpentinitmassive, die entweder als herausgehobene Horste oder als von der Ostflanke des Urals überschobene Decken zu deuten sind, wird dieses allgemeine Bild gestört.

Das Uraltau-Antiklinorium besteht aus mittel- und oberriphäischen Graphitquarziten und Glimmerschiefern in Eklogit-, Glaukophan- und Grünschieferfazies. Im Prinzip handelt es sich um ein asymmetrisches Antiklinorium, dessen Ostflanke teilweise durch die Ural-Hauptstörung unterdrückt ist. Seine innere Faltenstruktur wird durch die Kombination großer, oft isometrischer kuppelförmiger Brachyantiklinalen, die eine Undulation der Achse des Antiklinoriums bedingen, und einer komplizierten, stark gepreßten, örtlich isoklinalen Kleinfaltung innerhalb der einzelnen Folgen bedingt. Eine charakteristische Besonderheit der Falten höherer Ordnung ist ihre sowohl gegen die Scheitel der großen Strukturen als auch gegen die Achse des gesamten Antiklinoriums gerichtete Vergenz. Über die Morphologie der Bruchstörungen liegen kaum Untersuchungen vor. Sie streichen überwiegend N—S, parallel oder spitzwinklig zum allgemeinen Faltenstreichen. Ihr Einfallen ist gegen die Flanken des Antiklinoriums gerichtet. Die regionalen Störungen, die das gesamte Antiklinorium begrenzen, fallen jedoch nach geophysikalischen Ergebnissen wahrscheinlich unter das Antiklinorium ein, was dessen Form als nach unten konvergenter Keil bedingt.

Das Profil des Magnitogorsk-Megasynklinoriums zeichnet sich durch eine Fülle effusiver und intrusiver Magmatite aus, die etwa 70 % der Gesamtmächtigkeit (7 bis 12 km) des Paläozoikums innerhalb dieses Synklinoriums stellen. Die ungleichmäßige Verteilung sowohl in der Fläche als auch im Profil bedingt die Kompliziertheit und den spezifischen Charakter der Faltenstrukturen des Megasynklinoriums. Typisch lineare Geosynklinalfaltung mit Schuppen- und Überschiebungsbau ist in schmalen randlich gelegenen Synklinorien entwickelt (Sakmara-Vosnesensk- und Kul'minskij-Synklinorium). Im Zentralteil kommt sie weniger vor. In beiden Fällen ist vorwiegend terrigenes Jungpaläozoikum in die Faltung einbezogen. Frühgeosynklinale silurische und unterdevonische Magmatite konzentrieren sich in den Randzonen des Megasynklinoriums und keilen nach geophysikalischen Ergebnissen zu seinem Zentralteil hin aus oder werden geringmächtiger. Sie bilden große monoklinale Blöcke, die gegen die Achse des Megasynklinoriums geneigt und durch lineare Falten oder Brachyantiklinalen kompliziert sind (Irendyk-"Antiklinorium"). Die Faltenstruktur der inneren, aus silurischen und unterdevonischen Ablagerungen aufgebauten Antiklinorien ist durch "hybride" (gemischte) Formen charakterisiert, an deren Aufbau magmatische Körper und Vulkanbauten wesentlich beteiligt sind, die weniger in echte Falten gelegt werden, sondern in Blöcke zerbrechen.

Eine Besonderheit der Struktur des Ostural- oder Ural-Tobol-Gebiets stellen die sehr weit verbreiteten jungpaläozoischen Granitmassive dar, die im Scheitel breiter brachyantiklinalartiger Hebungszonen auftreten. An ihren Flanken und zwischen ihnen sind komplizierte lineare Falten entwickelt, deren Form und Größe von der Konfiguration und dem Ausmaß der granitischen Körper abhängen. Weit verbreitet sind ferner ausgedehnte grabenförmige, kompliziert gefaltete Senken.

Die Faltenmorphologie wird als objektivste Unterlage für Interpretationen über die dynamische Entwicklung des Faltungsprozesses in der Uralgeosynklinale angesehen. Eine Analyse des gesamten Materials sowohl zur Faltenmorphologie als auch zur Entwicklungsgeschichte der sedimentären und vulkanischen Formationen zeigt, daß große, vielleicht grabenartige Absenkungen während der Taphrogenese auf dem epibaikalischen Subtafelgebiet angelegt wurden, sich als eugeosynklinale Senken der Uralgeosynklinale weiterentwickelten und im Verlauf der abschließenden Stadien der variszischen Tektogenese beansprucht und teilweise zerpreßt worden sind. Dies bedingte die gesetzmäßige Verteilung der verschiedenen Falten Typen, der Gebiete mit Schuppenbau und die Besonderheit der Faltenvergenzen. Relikte baikalischer Strukturen, die in der variszischen Epoche wesentlich überarbeitet wurden, liegen jetzt in den Antiklinorien des Südurals vor.

Über allochthone Ophiolithe im Ural

Von MURAT ABDULCHAKEVIC KAMALETDINOV & TAMARA TIMOFEEVNA KAZANCEVA, Ufa

1. Einleitung

Zu Beginn der dreißiger Jahre unseres Jahrhunderts waren Deckenbauvorstellungen über den Ural sehr populär (KUZNECOV & ZACHAROV 1926 [21]; FREDERIKS 1927 [8]; ARCHANGEL'SKIJ 1932 [1]; BLOCHIN 1932 [4]; JANŠIN 1936 [9] u.a.). Da jedoch den Anhängern dieser Idee bei der Interpretation der Tektonik einiger Uralabschnitte später Fehler unterliefen, verwarf man den Deckenbau, und er geriet bald in Vergessenheit. An Stelle der Deckenbauhypothese wurden von nun an Vorstellungen über einfachen Faltenbau vertreten.

Inzwischen haben Tiefbohrungen und detaillierte geologische Aufnahmen der letzten Jahre gezeigt, daß im südlichen und mittleren Ural große Deckenstrukturen vorhanden sind (KAMALETDINOV 1965, 1968 [10, 11]; KAMALETDINOV & KAZANCEVA 1970 [12]; KAZANCEVA 1970 [14]; PLJUSNIN 1969 [29]; RUŽENCEV 1971 [30]; PEJVE u.a. 1971 [27] usw.). Die Verfasser kamen jetzt zu neuen wichtigen Ergebnissen über allochthone Ultrabasite sowohl an der West- als auch an der Ostflanke des Urals, welche die Vorstellung vom komplizierten Deckenbau dieses Orogens untermauern.

Besonders eingehend wurde von uns das Kraka-Gebiet an der Westflanke des Südurals untersucht. Die Frage nach Bau und Entstehung der Kraka-Ultrabasitmassive wird schon mehr als 30 Jahre lebhaft diskutiert. Da außerdem die Klärung der strukturellen Position dieser Ultrabasite große theoretische und praktische Bedeutung hat, sollen im folgenden die von den Verfassern erzielten neuen Ergebnisse mitgeteilt werden.

2. Allochthoner Komplex der Kraka-Massive

Die Ultrabasitmassive des Kraka liegen an der Westflanke des Urals, im nördlichen Teil des sog. Zilair-Synklinoriums, dessen Zentrum aus Grauwacken der oberdevonischen bis unterkarbonischen Zilair-Serie besteht (Abb. 1 und 2).

Am linken Ufer der Belaja streichen vier Ultrabasitmassive mit 2 bis 23 km Durchmesser und mit isometrischem und N—S gestrecktem Anschnitt aus (Südlicher, Mittlerer, Uzjan- und Nördlicher Kraka). Sie werden von mehr oder weniger stark serpentinierten Harzburgiten, Iherzoliten und Duniten aufgebaut. Zusammen mit den Ultrabasiten sind an vielen Stellen vulkanogene Gesteine, insbesondere basische Effusiva, aufgeschlossen. Es handelt sich um Spilite, Variolite, Diabase, Tuffe und Tuffbrekzien. Zwischengelagert sind Tonschiefer, tuffitische Gesteine und Kieselschiefer. Zusammen mit den Ultrabasiten bilden alle diese Gesteine eine Ophiolith-Assoziation, die für die frühen Entwicklungsstadien eugeosynklinaler Zonen charakteristisch ist.

Zuerst wurden die vulkanogen-sedimentären Gesteine des Kraka-Gebietes von OŽIGANOV (1941) [25] in die Betrja-Folge (Silur bis Unterdevon) gestellt. Die Ultrabasitintrusion galt als vorsilurisch. Später benannte KLOČICHIN (1966) [17] die Betrja-Folge in Kraka-Folge um und stellte sie ins Unterkarbon, weil sie über der Zilair-Serie liegt. Die Ultrabasite sollen nach KLOČICHIN im Obervisé intrudiert sein und dabei angrenzende Gesteine kontaktmetamorph verändert haben.

1966 fand BURJACENKO [17] im Sucholjad-Tal in Tonschiefern der Betrja-(Kraka-) Folge tremadozische Graptolithen, und 1967 entdeckte KLOČICHIN in Kieselschiefern 4 km östlich von Uzjan Graptolithen des Ludlow. Durch diese Funde war das ordovizische und silurische Alter der vulkanogen-sedimentären Gesteine der Kraka-Zone eindeutig bewiesen.¹⁾

Zur Zeit kann die Stratigraphie folgendermaßen dargestellt werden: Das Tremadoz besteht im Sucholjad-Tal aus gelbgrünen Tonschiefern mit *Dictyonema aff. uralensis* OBUT, *Expansograptus aff. wologdaensis* OBUT, *Bryograptus aff. pussilus* RHUB. Außerdem finden sich im Profil dunkelgraue, feinkörnige Quarzsandsteine und Kieselschiefer, die mit Tonschiefern und Konglomeratbrekzien wechsellagern. Die stratigraphischen Beziehungen der tremadozischen Gesteine zu benachbarten Schichten blieben ungeklärt, weil sie in kleinen allseitig von Störungen begrenzten tektonischen Blöcken vorliegen. Die scheinbare Mächtigkeit dieser Schichten beträgt etwa 200 m. Zum Mittleren und Oberen Ordovizium gehören wahrscheinlich Quarzsandsteine, Aleurolithe, Argillite, Ton- und Kieselschiefer, tuffogene Schiefer, basische Effusiva und ihre Tuffe. Aufgeschlossen sind diese Gesteine in den Tälern Sucholjad, Kamennij Ključ, Sergapka, Černaja u.a. Die Mächtigkeit erreicht in einzelnen tektonischen Schollen 700 m.

Das Silur nimmt große Flächen im Gebiet zwischen den Ultrabasitmassiven des Kraka ein, wo sich die Mehrzahl der tektonischen Schollen befindet. Fazies und Bau des Silurs unterscheiden sich in jeder Scholle deutlich voneinander, wodurch die Aufstellung eines Normalprofils erschwert wird. Zum Llandovery bis Wenlock gehören Kiesel- und Tonschiefer, basische Effusiva, ihre Tuffe und Tuffbrekzien. Graptolithen des Llandovery wurden in Kieselschiefern gefunden, die am Kaga-Fluß 7 und 15 km unterhalb des Dorfes Chamitovo aufgeschlossen sind. Hier sammelte BURJACENKO folgende Formen: *Monograptus priodon* BRONN., *Monoclimacis ex gr. griestoniensis* NICH., *M. aff. vomerina* NICH., *Octavites cf. spirales* (GEINITZ), *Streptograptus ex gr. exiguus* NICH.

Das Ludlow besteht aus Kiesel- und Tonschiefern, Kieselgesteinen, Quarzsandsteinen und polymikten Sandsteinen. Graptolithen des Ludlow fanden SADRISLAMOV, KLOČICHIN und die Verf. an vielen Lokalitäten. Am häufigsten sind vertreten: *Pristiograptus cf. bohemicus* BARR., *Pr. cf. nilssoni* LPW., *Pr. aff. vulgaris* WOOD, *Saetograptus ex gr. chimaera* BARR., *Cyrtograptus cf. crinites* WOOD. Die scheinbare Ludlow-Mächtigkeit erreicht 1100 m.

1) Bestimmungen von B.M. SADRISLAMOV anhand der Aufsammlungen von A.V. BURJACENKO

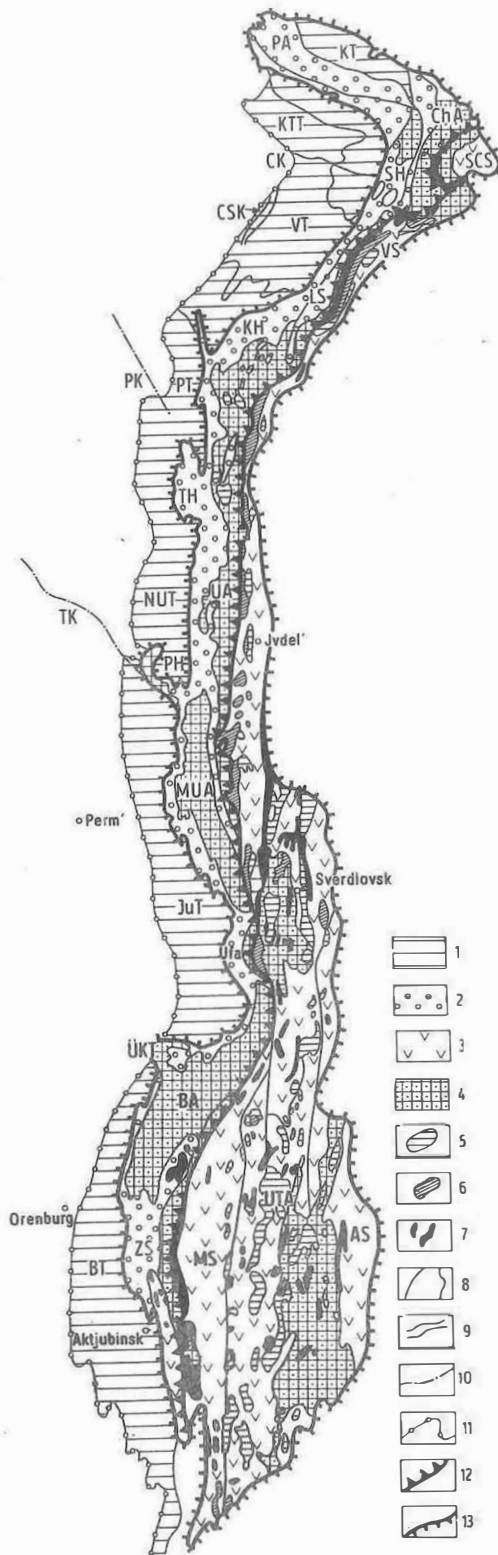


Abb. 1

Tektonisches Schema des Urals

1 - Oberes Paläozoikum der Uralrandsenke; 2 - miogeosynklinales Paläozoikum; 3 - eugeosynklinales Paläozoikum; 4 - Präkambrium; 5 - Granitoide; 6 - Gabbroide (allochthon); 7 - Ultrabasite (allochthon); 8 - Strukturgrenzen; 9 - Antiklinalen; 10 - Timan; 11 - Westgrenze der Uralrandsenke; 12 - Hauptstrukturnah des Urals; 13 - Grenzen im oberflächlich aufgeschlossenen variszischen Orogen

Antiklinorien: BA - Baschkirisches Antiklinorium mit Kara-Tau-Überschiebung (ÜKT); UT - Ural-Tau-Antiklinorium; UTA - Ural-Tobol-Antiklinorium; MUA - Mittelural-Antiklinorium; PA - Pajchoj-Antiklinorium; ChA - Charbej-Antiklinorium

Hebungszonen: PH - Poljudov Krjaž; TH - Timaiž-Hebungszone; KH - Kožim-Hebungszone; SH - Sob'-Hebungszone

Gebirgsketten: PK - Pečora-Kette; CSK - Černyšovo-Kette; CK - Černovo-Kette; TK - Timan

Synklinorien: ZS - Zilair-Synklinorium; MS - Magnitogorsk-Synklinorium; AS - Ajat-Synklinorium; UFA - Amphitheater von Ufa; TS - Tagil'-Synklinorium; LS - Lemva-Synklinorium; VS - Vojkar-Synklinorium; SCS - Ščuč'ja-Synklinorium
Senken bzw. Tröge: BT - Belaja-Senke; JuT - Jurjuzan'-Sylva-Senke; NUT - Nordural-Senke; PT - Pečora-Senke; KTT - Karotaicha-Senke; VT - Vorkuta-Senke; KT - Kara-Senke

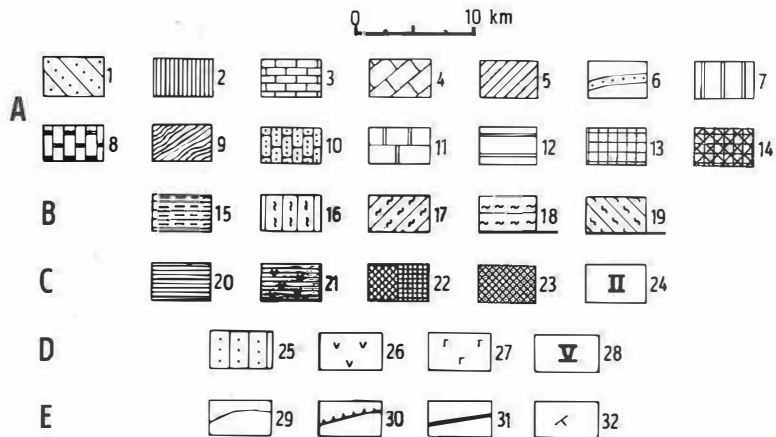
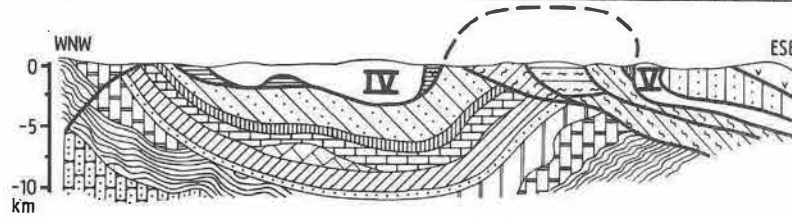
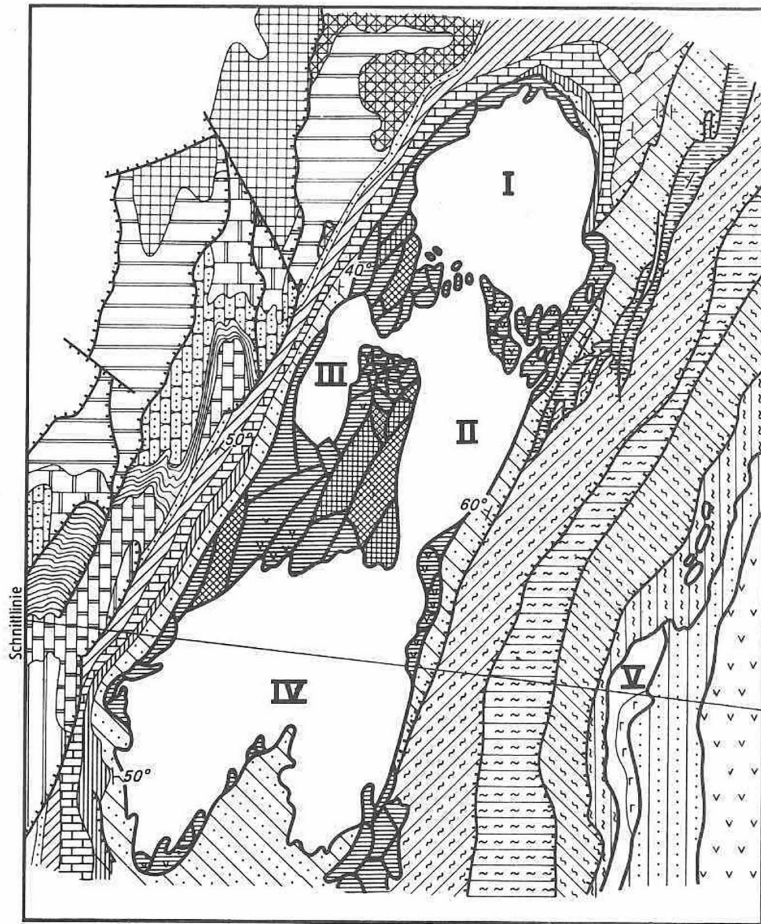


Abb. 2

Schematische geologische Karte der aus Ultrabasiten bestehenden Kraka-Massive

A. - Autochthon und Parautochthon des Baschkirischen Antiklinoriums und Zilair-Synklinoriums; 1 - Oberdevon (Famenne) bis unteres Unterkarbon, Zilair-Serie (Grauwacken, Argillite und Aleurolithe); 2 - Oberdevon, Frasne (Kalksteine); 3 - Mitteldevon, Givet und Eifel (Kalksteine und Dolomite mit Einlagerungen von Argilliten und Sandsteinen); 4 - Unterdevon (Riffkalke); 5 - Unter- und Obersilur (Kalksteine, Dolomite, Tonschiefer); 6 - Mittleres und Oberes Ordovizium (Quarzsandsteine und Dolomite); 7 - Wendium, Aša-Folge (Sandsteine, Aleurolithe und Argillite)
Oberes Proterozoikum: 8 - Minjar-Folge (Dolomite und Kalksteine); 9 - Inzer- und Katav-Folge (Serizit-Schiefer, Aleurolithe, Sandsteine, Kalksteine, Mergel); 10 - Zil'merdak-Folge (Quarzsandsteine mit Argilliten und Aleurolithen); 11 - Avzjan-Folge (Dolomite, Glimmer-Chlorit-Schiefer, quarz- und kohlenstoffführend); 12 - Zigazino-Komarovski- und Zigalgi-Folge (Aleurolithe, Sandsteine, quarzführende Glimmer-Chlorit-Schiefer, quarzartige Sandsteine und Quarzite); 13 - Mašak-Folge (phyllitische Schiefer, Aleurolithe, mit Einlagerungen von quarzartigen Sandsteinen und Konglomeraten); 14 - ungegliedertes Oberproterozoikum (Glimmer- und Graphitschiefer mit eingelagerten kristallinen Kalken)

B. Allochthon und Parautochthon des Ural-Tau; 15 - Silur (Kieselschiefer); 16 - Ordovizium (?) Aktinolith-, Chlorit-, Serizit-Quarz-Schiefer, metamorphe Tuffe basischer Porphyrite, Diabase mit Linsen von marmorisierten Kalksteinen)
Oberes Proterozoikum: 17 - Uksuk-Arvjak-Folge des Suvanjak-Komplexes (Glimmer, Glimmer-Quarz-Chlorit-Glimmer-Schiefer, glimmerige Quarzite und metamorphe Konglomerate); 18 - Kurtas-Folge (Glimmerige Quarzite mit eingelagerten glimmerig-quarzitischen Schiefern); 19 - Utkal'-Folge (Chlorit-Glimmer-Graphit- und Glimmer-Quarz-Schiefer, mit Einlagerungen von glimmerigen Quarziten)

C. Allochthon der Kraka-Decke: 20 - Silur (Kieselschiefer); 21 - Silur (basische Effusiva); 22 - Mittleres und oberes Ordovizium (Quarzsandsteine, Ton- und Kieselschiefer, tuffogene Tonschiefer, basische Effusiva und deren Tuffe); 23 - unteres Ordovizium, Tremadoc (Tonschiefer, Quarzsandsteine, konglomeratische Brekzien); 24 - Ultrabasitmassive des Kraka (I - Nördliches, II - Mittleres, III - Uzjan-, IV - Südliches Massiv)

D. Allochthon der Sakmara- und Tanalyk-Zone: 25 - Unterkarbon und Oberdevon (Kalksteine, Dolomite, Grauwacken, Ton- und Kieselschiefer, tuffogene Sandsteine, Albitophyre); 26 - Obersilur -- Unterdevon der Irendyk-Folge (Wechselagerung von Tuffen, Tuffbrekzien und untergeordnet mit Decken von Plagioklas-, seltener Diabasporyphyren); 27 - Gabbrodiabase; 28 - Iskildin-Ultrabasitmassiv.

E. Allgemeine Zeichen: 29 - Stratigraphische Grenzen; 30 - Überschiebungen; 31 - Deckengrenzen; 32 - Schichtlagerung

Vom rechten Uzjan-Ufer, 4 km oberhalb der Mündung des Kataryš, beschrieb KLOCICHIN das folgende Silurprofil (von oben nach unten):

18. Diabasporphyrite, 5 m
17. Diabase, 48 m
16. Basische Tuffe, grobstückig, mit dünnen Zwischenlagen von tuffitischen Schiefern, 51 m
15. Tuffitische Schiefer, in Tuffite übergehend, 1 m
14. Kleinkörnige Diabase mit Quarzgängen, 10 m
13. Tuffitische Schiefer, grüngrau, dünnplattig, 8 m
12. Olivinführende kleinkörnige Diabase, 20 m
11. Basische Tuffe mit verschiedengroßen Gesteinsbruchstücken. Es überwiegen grobstückige Tuffe mit Bruchstücken von 1 bis 20 cm. Selten werden geringmächtige Einlagerungen von tonig-tuffogenen Schiefern angetroffen. 119 m
10. Kieselschiefer, 2 m
9. Olivinführende Diabase, scheinbare Mächtigkeit 31 m
8. Nicht aufgeschlossen (13 m)
7. Kieselschiefer, scheinbare Mächtigkeit 12 m
6. Nicht aufgeschlossen (24 m)
5. Spilitische Porphyrite, 48 m
4. Spilite, grüngrau, stark verwittert und geklüftet, 20 m
3. Kieselschiefer, grüngrau, 16 m
2. Spilite, stark verwittert, 2 m
1. Tuffitische Schiefer, dunkelgrüngrau, eng geschiefert, scheinbare Mächtigkeit 6 m

Die Gesamtmächtigkeit des Silurs beträgt hier 436 m.

Die vulkanogen-sedimentären Gesteine des Kraka-Gebietes sind außerordentlich intensiv und kompliziert disloziert, brekziiert und mylonitisiert. Fazies- und altersverschiedene Gesteine liegen hier als einzelne mosaikartig und unregelmäßig verteilte Schollen vor. Zusammen mit den Ultrabasiten bauen die vulkanogen-sedimentären Gesteine des Kraka-Gebietes eine mächtige Zone ophiolithischer Tektonite auf, eine Melange. Die oben gegebene Abfolge der Gesteine des Kraka-Komplexes kann unseres Erachtens nicht als normales stratigraphisches Profil einer einzigen Strukturfazieszone angesehen werden. Vielmehr stammt das beschriebene Profil wahrscheinlich aus mehreren Fazieszonen.

Um die vulkanogen-sedimentären Schichten des Kraka-Gebietes zu charakterisieren, betrachten wir nun die Melangezone am Westrand des Ultrabasitmassivs Südlicher Kraka. Hier werden am Fluß Mambet-Elgi, 800 m östlich des Nordrandes von Magadeevo, in der Melangezone zahlreiche unregelmäßig verteilte, aus Silur und Ordovizium aufgebaute Schollen und Klippen sowie Gesteinsbruchstücke angetroffen, die in einer bis zu Ton mylonitisierten Gesteinsmasse liegen (Abb. 3). Die Durchmesser der Schollen und Bruchstücke variieren von mm-Größe bis 80 m und mehr. Ihre Umriss sind gewöhnlich unregelmäßig, teilweise etwas gelängt oder isometrisch; eine gesetzmäßige Orientierung fehlt. Unter den Schollen überwiegen brekziierte, schwarze, eng mit Quarzgängchen durchtrümmerte Kieselgesteine; gefleckte, intensiv kleingefaltete Kieselschiefer; kleinstückige kieselige Brekzien, die durch Kieselsäure verkittet sind; helle, grobkörnige Quarzsandsteine mit chloritisch-tonigem Bindemittel; glimmerreiche Feldspat-Quarz-Sandstei-

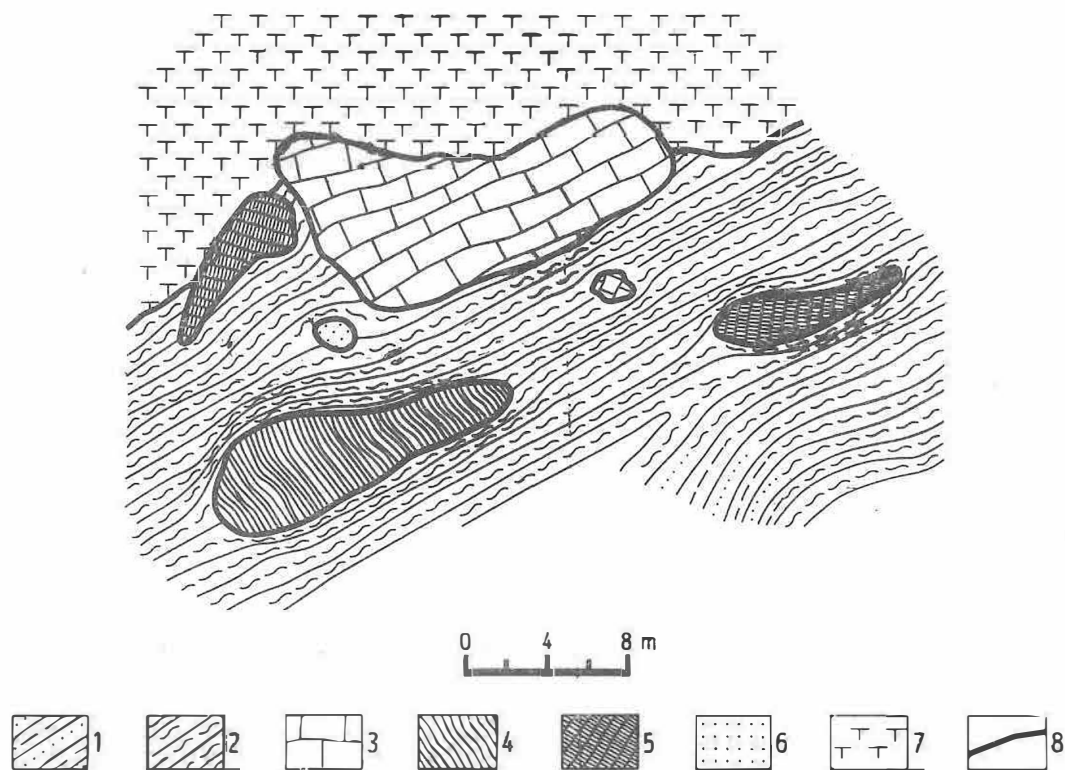


Abb. 3 Tektonische Verhältnisse an der Grenze zwischen den Serpentinitten und der Zilair-Serie 800 m östlich des Dorfes Magadeevo (Kartenausschnitt)

1 - Argillite und Aleurolithe der Zilair-Serie (Oberdevon); 2 - Argillite, geschiefert und gestaucht; 3 - Kalksteine des Mitteldevons; 4 - Kieselschiefer (Silur); 5 - Kieselgesteine (Silur); 6 - glimmerige Sandsteine (Silur); 7 - Serpentinite; 8 - tektonische Kontakte

ne und grüngraue Tuffsandsteine. Außerdem finden sich Schollen heller Riffkalke aus der Eifel-Stufe des Mitteldevons.

Die Melangezone zwischen Uzjan- und Mittlerem Kraka an der Farm Rošča bietet ein analoges Bild, allerdings mit dem Unterschied, daß hier Schollen basischer silurischer Effusiva weit verbreitet sind. Die Matrix besteht aus Serpentinitschiefern, die häufig in Serpentinittbrekzien übergehen.

PEJVE (1969) [267] konnte feststellen, daß die mesozoische Melange in den Eugeosynklinalen des Alpen-Himalaja-Gürtels ein normales stratigraphisches Profil ozeanischer Kruste darstellt, das den geologischen Profilen rezenter Ozeane sehr ähnlich ist. Bekanntlich wurde in den letzten Jahren durch Bohrungen in den Ozeanen und durch Dredgen am Ozeanboden festgestellt, daß die Erdkruste unter den Ozeanen ein sehr charakteristisches stratigraphisches Profil aufweist. Oben liegen vulkanogen-sedimentäre Gesteine (Diabase, Spilite, Radiolarite, feinkörnige terrigene Gesteine, pelagische Kalke) als Außenhaut der ozeanischen Kruste. Darunter folgen Gabbroamphibolite, Amphibolite und basische Metaeffusiva, die der geophysikalischen "Basaltschicht" unter den Ozeanen entsprechen. Sie werden von Ultrabasiten des oberen Mantels unterlagert.

Im Ural bildeten sich die Gesteine der Serpentinitt-Melange in einer eugeosynklinalen Zone auf ozeanischer Kruste ohne Granit-Gneis-Fundament. Dafür spricht, daß alte (präkambrische) sialische Gesteine fehlen oder nur als seltene exotische Einschlüsse angetroffen werden. Ebenso wie in mesozoischen Orogenen stellt die Melange im Ural das tektonisch zerstückelte Fundament und die Außenhaut der ozeanischen Kruste dar. Sie besteht aus Ultrabasiten, gabbroiden Gesteinen, Diabasen, Spiliten, Radiolariten, Kieselschiefern, Tonschiefern und Kalksteinen.

3. Autochthoner Komplex des Zilair-Synklinoriums

Die Ophiolithe der Kraka-Zone liegen als lokale isolierte Vorkommen innerhalb faziesfremden Paläozoikums (Subtafeltyp), das als normale stratigraphische Folge den Nordteil des Zilair-Synklinoriums aufbaut und sich folgendermaßen zusammensetzt:

Mittleres und Oberes O r d o v i z i u m - Quarzsandsteine und sandige Dolomite, überwiegend mit Caradoc-Fauna (Platistrophina sp., Rhynochotrema cf. inerbescens HALL., Homolichas cf. pahleni SCHM. u.a.); bis 20 - 40 m.

L l a n d o v e r y - Dolomite, manchmal aleuritisch, mit linsig eingelagerten Sandsteinen und Tonschiefern; Fauna: Climacograptus sp., Diplograptus sp. u.a.; bis 45 m.

W e n l o c k - dunkelgrüne und schwarze Tonschiefer mit dünnen Kalkeinlagerungen, die Brachiopoden enthalten: Orthis sp., Strophomena sp., Conchidium sp., Gypidula integer BARR. u.a.; bis 350 m.

L u d l o w - im wesentlichen karbonatisch. Im unteren Teil überwiegen Dolomite mit Quarzsandstein-Linsen, der obere Teil baut sich aus Kalksteinen auf, die stellenweise dolomitisiert sind; Brachiopoden: Conchidium biloculare L., Pentamerus sp. u.a.; 120 bis 200 m.

E i f e l :

Vanjaškino-Schichten - gelbgraue Sandsteine, manchmal violett gefärbt, feinkörnig, quarzhaltig; mit zahlreichen Psilophyten: *Hostimella* sp.; bis 25 - 30 m.

Vjazovaja-Schichten - dunkelgraue tonige Kalksteine mit zahlreichen Ostracoden: *Leperditia barbotana* SCHM., *L. moelleri* SCHM. u.a. Im mittleren Teil sind gelbgraue, 1,5 m mächtige Quarzsandsteine eingelagert; 130 bis 240 m.

Calceola- und Bija-Schichten - graue und dunkelgraue Kalksteine. In den oberen 30 m Fauna: *Favosites* ex gr. *goldfussi* ORB., *Amphipora* ex gr. *ramoza* var. *minor* SOK.²⁾; 70 bis 135 m.

G i v e t :

Afonja-Schichten - dunkelgraue tonige Kalksteine, feingeschichtet. Eingelagert sind kalkig-tonige Schiefer und schwarze Kieselgesteine mit *Coniconchia*. 80 m unter der Oberkante der Afonja-Schichten werden gelbgraue Quarz-Sandstein-Einlagerungen mit einer Mächtigkeit von 1,7 m angetroffen; 120 bis 280 m.

Čusovaja-Schichten - hell- und dunkelgraue, feinkörnige Quarzsandsteine; 2 bis 7 m.

Česlavka-Schichten - graue geschichtete Kalksteine mit *Megaphyllum paschiense* SOSHK., *Amphipora ramoza minor* PHILL., *Stringocephalus burtini* DEFR. u.a.; 40 bis 250 m.

F r a s n e - hauptsächlich vertreten durch graue und dunkelgraue Kalksteine mit *Megaphyllum paschiense* SOSHK., *Thamnopora* ex gr. *pulchra* TSCHERN., *Amphipora* ex gr. *uchtensis* RJAB. u.a.; bis 240 m. Im oberen Teil werden die ebenfalls karbonatisch ausgebildeten, aber brachiopodenreichen, bis 20 m mächtigen Barma-Schichten (mit *Pugnoides triaequalis* (GOSS), *Hypothyridina cuboides* SOW., *Camarotoechia neapolitana* (WHIAB) u.a.) ausgeschieden.

F a m e n n e - auf der unebenen, teilweise verkieselten Oberfläche der Barma-Kalke wurde die terrigene Zilair-Serie abgelagert, die am Fluß Kajnuj aus der Temirovo-, Kana- und Jaumbaevo-Folge besteht.

Temirovo-Folge - hier überwiegen tonige Schiefer; 200 m. In Geröllen und linsenförmigen Schollen kalkiger Konglomerate wurden umgelagerte Famenne-Brachiopoden angetroffen; *Schizophoria* sp., *Atrypa* sp., *Pugnoides* cf. *triaequalis* (GOSS).

Kana-Folge - hauptsächlich aus Grauwacken aufgebaut. Untergeordnet sind Aleurite und Tonschiefer eingelagert; 250 m.

Jaumbaevo-Folge - sie besteht zu gleichen Anteilen aus Grauwacken, Aleurolithen und Tonschiefern. Die scheinbare Mächtigkeit beträgt 220 m. Weiter östlich taucht die Jaumbaevo-Folge unter die überschobenen Serpentinite und das vulkanogen-sedimentäre Silur bis Ordovizium ab.

4. Lagerungsverhältnisse im Kraka-Gebiet

Im Kraka-Gebiet liegen eugeosynklinale Gesteinsfolgen unmittelbar über oder neben altersgleichen Gesteinen vom Tafeltyp. Diese beiden durch vollkommen abweichende Lithologie, Fazies, stratigraphische Vollständigkeit und Mächtigkeit charakterisierten

2) Bestimmungen von N.JA. SPASKIJ

Komplexe sind zweifellos in verschiedenen Strukturfazieszonen des Urals gebildet worden. Das Nebeneinander heterogener Formationen im Kraka-Gebiet läßt sich nur durch eine große tektonische Decke befriedigend erklären, durch die die Ultrabasite und mächtigen effusiv-sedimentären Schichten von Osten nach Westen aus der eugeosynklinalen in die miogeosynklinalen Zone des Urals transportiert worden sind. Die entsprechenden Übergangszonen sind vollkommen überdeckt.

Die Ophiolithe der Kraka-Zone liegen allochthon auf flyschoiden Sedimenten der Zilair-Serie (Oberdevon bis unteres Unterkarbon). Strukturell gehören sie zu einer großen synklinalen Senke im autochthonen (parautochthonen) Paläozoikum des nördlichen Zilair-Synklinoriums. Die Einfallwinkel variieren an der Westflanke dieser Senke von 30 bis 50°, an der Ostflanke von 40 bis 70° und in der nördlichen Zentriklinale von 10 bis 20°. Beim Studium der Kontaktflächen zwischen Ultrabasiten und angrenzenden Gesteinen zeigte sich, daß nirgends ein intrusiver Kontakt vorliegt. Früher war schon mehrfach von OŽIGANOV (1941) [25] und MOSKALEVA (1959, 1963) [23, 24] festgestellt worden, daß die Ultrabasite die angrenzenden Sedimente nicht kontaktmetamorph verändert haben. Unmittelbar am Kontakt zwischen den Ophiolithen der Kraka-Zone und der angrenzenden Zilair-Serie befindet sich eine Mylonitzone, die einige Dekameter mächtig wird. Daraus ist die tektonische Natur dieser Kontakte ersichtlich. Die Ultrabasite sind in Serpentinitschiefer umgewandelt, die Zilair-Grauwacken zermahlen und verkieselte.

Die tektonischen Kontakte fallen überall unter die Kraka-Zone mit ihren älteren allochthonen Gesteinen flach ein. An vielen Punkten wurde beobachtet, daß die Serpentinite mit 15 bis 30° auf der Zilair-Serie liegen: am rechten Ufer des Flusses B. Apšak, am Nordrand des Dorfes Magadeevo, nahe dem Dorf Jaumbaevo, am Westufer des Flusses Uzjan und an einigen anderen Stellen. Nach Beobachtungen von KROPOTKIN (1967) [20] übersteigt das Einfallen der Überschiebungsfläche im Gebiet von Magadeevo teilweise nicht 3°. Bei bergmännischen Arbeiten wurde am Westufer des Flusses Mambet-Elgi, beim Dorf Magadeevo, beim Dorf Abdulmambetovo, am rechten Hang des Flusses B. Uzjan und an einer Reihe weiterer Lokalitäten die Überlagerung der Zilair-Ablagerungen durch silurische Kieselschiefer an einer Brekzienzone festgestellt.

Nach den Ergebnissen geophysikalischer Komplexuntersuchungen liegen die Ultrabasitmassive des Kraka und die Melangezonen als wurzellose Blöcke auf mächtigen Sedimenten, die ein archaisch-altproterozoisches Granit-Gneis-Fundament haben. Nach gravimetrischen und aeromagnetischen Untersuchungen beträgt die Mächtigkeit der Ultrabasitmassive für den Südlichen Kraka 0,8 bis 1,2 km, für den Nördlichen etwa 1 km und für den Mittleren 2 bis 3 km. Gleichzeitig wurde festgestellt, daß die Verbreitung ultrabasischer Gesteine auf die heutigen Oberflächenanschnitte beschränkt ist: Sie fehlen unter den die Massive umgebenden Zilair-Grauwacken sowie in den Melangezonen zwischen Mittlerem und Uzjan-Kraka, nördlich des Südlichen Kraka und an anderen Punkten. Somit liegen die Melangezonen an der Basis der Kraka-Decke unter den Ultrabasiten und stellen die untere Schuppe des Allochthons dar, wie auch Geländebeobachtungen bestätigt haben. Die Melange wird in morphologischen Depressionen und Flußtäälern beobachtet, während die Gipfel und Hänge des Kraka-Gebirges aus Ultrabasiten aufgebaut sind.

5. Stellung der Ophiolithe in anderen Teilen des Urals

Das Vorkommen von allochthonen Ultrabasiten und Ophiolithen an der Westflanke des Urals ist nicht auf das Kraka-Massiv beschränkt. So beteiligen sich z.B. im Südtail des Südurals im Gebiet der Sakmara Ultrabasitmassive am Aufbau der großen Sakmara-Decke (KAMALETDINOV 1968 [10], KAMALETDINOV & KAZANCEVA 1970 [12]). Nördlich der Kraka-Decke finden sich kleine Reste der Tirljan-Decke in Form von vier isolierten Serpentin-körpern, die mit vulkanogen-sedimentärem Silur verknüpft sind. Das Liegende dieser Decke besteht ebenso wie im Zilair-Synklinorium aus oberdevonischer Zilair-Serie, die den Kern der Tirljan-Mulde bildet. Noch weiter nördlich finden sich kleine Reste allochthoner Ultrabasite und gabbroider Gesteine im Gebiet des Amphitheaters von Ufa (an den Flüssen Surojam und Poludennij Bardym), des Mittel-Ural-Antiklinoriums (Fluß Bol'soj-Šišim, Meževaja Utka), am linken Ufer der Višera und an einer Reihe anderer Lokalitäten.

Alle Ausbisse von Ultrabasiten und an sie gebundenen gabbroiden Gesteinen sowie Ophiolithen stellen an der Westflanke des Urals Reste allochthoner Strukturen dar, die aus dem eugeosynklinalen Ural stammen. Sie sind als von der Erosion verschonte, in Synklinalen auftretende Fragmente frontaler Teile großer allochthoner Einheiten zu betrachten, deren rückwärtige Teile östlich der Metamorphite des Ural-Tau liegen. Die Sohle dieser Decken ist entlang der Ostflanke des Ural-Tau als schmaler, aus einer Serie von Überschiebungen bestehender Streifen aufgeschlossen, der sich vom Südural bis zum Polaren Ural verfolgen läßt (Abb. 1). Entlang dieses durch intensive Kataklase ausgezeichneten tektonischen Kontaktes sind an einigen Stellen mittelpaläozoische basische Vulkanite, an anderen gabbroide Gesteine, Serpentinite und Melange auf Oberes Riphäikum sowie unteres und mittleres Paläozoikum der Ostflanke des Ural-Tau überschoben worden. Diese wichtigste tektonische Linie des Urals, die früher unter der Bezeichnung Haupttiefenbruch des Urals bekannt war, sollte richtiger als **H a u p t s t r u k t u r n a h t d e s U r a l s** bezeichnet werden. Nach detaillierten geologischen Aufnahmen, nach Bohrerergebnissen und nach seismischen Untersuchungen einschließlich seismischer Tiefensondierungen taucht die Deckenbasis an dieser Naht relativ flach nach Osten ein. Das durch seismische Untersuchungen ermittelte Einfallen der Deckenunterfläche entlang der Hauptstrukturnaht beträgt im Südural 10 bis 30°. Die Ultrabasite und Gabbroamphibolite an der Basis allochthoner Einheiten lassen sich auf seismischen Profilen bis in Tiefen von 1,5 bis 4 km unter die Prisakmara- und Tanalyk-Zone verfolgen.

Die allochthone Lagerung der Ultrabasite und gabbroiden Gesteine ist vielerorts festzustellen. Bohrerergebnisse und Seismik beweisen außerdem, daß z.B. die Ultrabasitmassive von Bajguskarovo, Chalilovo und Chabarnyj relativ geringmächtige Linsen darstellen.

Im Nordteil des Magnitogorsk-Synklinoriums, im Gebiet von Učaly und Miass, sind die Ophiolithe teils auf oberriphäische Quarzite der Ujtaš-Folge an der Ostflanke des Ural-Tau, teils auf Chlorit-, Chlorit-Quarz-Schiefer und Porphyritoide vermutlich ordovizischen Alters und teils auf vulkanogen-sedimentäres Silur und Mitteldevon überschoben worden. Auf den Ultrabasiten liegen verschieden große Blöcke und Schollen der Poljakovka-, Irendyk- und Karamalytaš-Folge (Obersilur bis Eifel-Stufe), aber auch, wie KOPTEV-DVORNIKOV (1964) [19] in der Umgebung des Dorfes Totljambetovo feststellte, Kalke des Silurs.

Im Gebiet des Amphitheaters von Ufa sind entlang der Hauptstrukturnaht das allochthone Revda-Massiv mit Gabbroamphiboliten und Basaltporphyriten (Ordovizium?) und eine Reihe kleinerer Serpentinblöcke aufgeschlossen, die von Osten her flach auf Ordovizium, Silur und Mitteldevon überschoben wurden. Die gabbroiden Gesteine und Serpentinmassive des sogenannten platinführenden Gürtels, die die Westflanke des Tagil-Synklinoriums aufbauen, sind von Osten her auf oberriphäische Metamorphite des Ural-Tau transportiert worden.

An der Ostflanke des Polaren Urals ist über kompliziert dislozierten Oberriphäum und Paläozoikum das große Ultrabazitmassiv von Raj-Iz bekannt. Aufbauend auf den Ergebnissen von KOMAROV, die er bei aeromagnetischen Aufnahmen aus verschiedener Höhe erhielt, kam CHERASKOV zu dem Schluß, daß das Massiv von Raj-Iz einen flachlagernden lopolithartigen Körper darstellt (PERFIL'EV 1968 [28]). Dieses Massiv bedingt keine deutlich positive Anomalie, abgesehen von einigen engen und lokalen Maxima. Auch MOLDAVANCEV (1963) [22], der die magmatische Bänderung des Massivs untersuchte, nimmt ein flaches Einfallen der Massivunterfläche an.

Nach den Ergebnissen von PERFIL'EV (1968) [28] ist am Oberlauf des Baches Zapadnyj Nyrdvomen-Sor, der den nördlichen Ultrabazitkontakt quert, die Unterfläche des Massivs von Raj-Iz sichtbar. An den Wänden der Schlucht und direkt im Bach sind steil einfallende riphäisch-altpaläozoische Schiefer der Chanmej-Serie aufgeschlossen, während der obere Teil der Talhänge aus Ultrabasiten besteht. Nach PERFIL'EV fällt die Unterfläche der Ultrabasite in diesem Bereich mit 10 bis 15° nach Süden ein. Weiter südlich werden die Ultrabasite auch unten im Tal angetroffen, und auf eine Entfernung von 330 m überdecken sie das Liegende völlig. Weiter oberhalb sind im Bach von neuem steil einfallende Schiefer der Chanmej-Serie aufgeschlossen, die als tektonisches Fenster gedeutet werden müssen. Somit fallen nach den Ergebnissen der genannten Autoren die Ultrabasite von Raj-Iz überall flach ein.

Aus den Funden von serpentinisierten Ultrabazitgeröllen an der Basis des Mitteldevons (VOLKOV 1948 [33]) und Ordoviziums (EVDOKIMOV 1959 [6]) ergibt sich im Polaren Ural ein vorordovizisches Alter der Ultrabasite. Nach UDOVKINA (1959) [32] fand die Eklogitisierung der Peridotite und gabbroiden Gesteine am Bergrücken Murun-Keu vor etwa 620 Mill. Jahren statt. Die Peridotite sind demnach noch älter. Wenn man außerdem berücksichtigt, daß nach PERFIL'EV das Ultrabazitmassiv von Raj-Iz am Oberlauf des Flusses Sob' an karbonische Schiefer der Jaiju-Folge grenzt, muß das Massiv allochthon sein. Dieser Schluß wird auch dadurch gestützt, daß die Ultrabasite keine kontaktmetamorphe Veränderungen in angrenzenden Gesteinen hervorgerufen haben und daß mächtige Kataklysezonen anzutreffen sind. Auch andere Ultrabazitmassive des Polaren Urals sind allochthon (Pej-Er, Charče-Ruz', Syum-Kej u.a.).

Östlich der Hauptstrukturnaht des Urals sind Ultrabasite an vielen Stellen als kleine Reste von Deckenstrukturen aufgeschlossen oder als linear gestreckte Körper, die zur Basis von Deckeneinheiten gehören. Die allochthone Lagerung der Ultrabasite ist hier ganz eindeutig festzustellen, einmal durch Bohrergebnisse und zum anderen durch detaillierte geologische Aufnahmen und Feldgeophysik (Gravimetrie, Magnetik, Elektrik und Seismik einschließlich Tiefenseismik).

Im Südual ist am Mittellauf des Flusses Suunduk das Ultrabazitmassiv von Ajdyrlja bekannt, das zwischen mitteldevonischen und unterkarbonischen Ablagerungen liegt. An seiner Westflanke abgeteufte Bohrungen schlossen in Teufen von 100 bis 200 m Visé-Kalke auf. Nach komplexen geophysikalischen Auswertungen übersteigt die Mächtigkeit der Serpentinite am Ajdyrlja-Massiv 350 bis 400 m nicht. Im Westen sind die Gesteine des Massivs flach auf unterkarbonische Kalke überschoben, und im Osten werden sie von mitteldevonischen vulkanogenen Gesteinen unterlagert. Südlich und nördlich des Ajdyrlja-Massivs werden zwischen Karbon, Devon und jungpaläozoischen (?) Granitoiden zahlreiche kleine Serpentinivorkommen angetroffen, die sich überhaupt nicht oder nur als schwache Anomalien auf geophysikalischen Karten zu erkennen geben. Diese Ergebnisse und die Art des Kontaktes zwischen den Serpentiniten und den benachbarten Gesteinen sowie die Kataklysezonen lassen keinen Zweifel daran, daß die Serpentinitmotive Deckenreste darstellen.

Am Fluß Gumbekja östlich von Magnitogorsk werden zwischen mittelpaläozoischen Gesteinen zahlreiche Ultrabazitvorkommen in Form verschieden großer Deckenreste angetroffen. Sie haben im Ural-Tobol-Antiklinorium, im Ajat-, Tagil- und Vojkar-Synklinorium und auch in anderen Gebieten des Urals weite Verbreitung (Abb. 1).

6. Schlußfolgerungen

Gegenwärtig sind allochthone Ophiolithe aus zahlreichen Faltenzonen bekannt - aus der Türkei, Norditalien, Jugoslawien, Albanien, Griechenland, Armenien, Iran -, wo sie gewöhnlich an der Basis von Decken liegen (PEJVE 1969 [26]; BELOSTOCKIJ 1965 [3]; KAZ'MIN 1966 [15]; KOBER 1952 [18]; ĆIRIĆ 1961 [5]; BAILEY & MCCALLIEN 1953 [2] u.a.). Es zeigt sich also, daß allochthone Ophiolithe in Geosynklinalgebieten außerordentlich weit verbreitet sind. Die vom Fundament der ozeanischen Kruste stammenden Ultrabazitmassive können nicht ohne starke Störung des isostatischen Gleichgewichtes als autochthone Strukturen an die heutige Oberfläche gelangt sein, wie MOSKALEVA (1959) [23] und EZ u.a. (1965) [7] vermutet haben. Selbst wenn derartige Hebungen möglich wären, muß bedacht werden, daß sie wegen der Tendenz der dichten Ultrabazitmaterie, von neuem unter den Meeresboden abzusinken, um das gestörte isostatische Gleichgewicht wiederherzustellen, nicht stabil sind.

Die allochthone Lagerung der Ultrabasite wird bei der Bestimmung ihres Alters nicht immer berücksichtigt. Wenn sie sich z.B. inmitten jüngerer Sedimente befinden, sind Fehleinschätzungen leicht möglich, und die ultrabasischen Gesteine werden zu jung eingestuft.

Aller Wahrscheinlichkeit nach sind die Ultrabasite in der Hauptsache alte Bildungen, aber ihre Platznahme ist im allgemeinen an die abschließenden Faltungsetappen gebunden. Weil die Ultrabasite schwerer schmelzbar als intermediäre und saure Gesteine sind, müssen sie bei der Intrusion der sauren Gesteine unausweichlich basischer werden.

7. Zusammenfassung

Geologische Untersuchungen haben ergeben, daß der Ural komplizierten Deckenbau aufweist. Er besteht aus zwei großen Strukturfazieszonen: einer eugeosynklinalen Zone, die sich auf granitfreier ozeanischer Kruste bildete, und einer miogeosynklinalen Zone, in der auch noch das archaisch-altproterozoische Fundament der Osteuropäischen Tafel vorhanden ist. In ihrer gesamten Erstreckung ist die eugeosynklinale Zone von Osten her über viele Zehner von Kilometern auf den miogeosynklinalen Ural überschoben. Die Unterlage dieser Decken ist als schmaler Streifen an der Ostflanke des Ural-Tau-Antiklinoriums vom südlichen bis zum Polaren Ural zu verfolgen. Diese sehr wichtige Zone sollte als Hauptstrukturnaht des Urals bezeichnet werden. - Alle Ultrabasit-Vorkommen und die mit ihnen verknüpften gabbroiden Gesteine sind Fragmente des oberen Mantels und einer ozeanischen Kruste. Sie gelangten durch Deckenbewegungen im Bereich des eugeosynklinalen Urals an die Erdoberfläche. Im heutigen Strukturplan sind die Ultrabasite und gabbroiden Gesteine sowohl im eugeosynklinalen als auch im miogeosynklinalen Ural anzutreffen. Sie liegen stets allochthon, entweder als Deckenreste verschiedener Größe und Form oder als linear gestreckte Körper, die an die Deckenbasis gebunden sind.

Literatur

- [1] ARCHANGEL'SKIJ, A.D. Zur Frage des Deckenbaus im Ural.
Bjull. MOIP, Otd. Geol. 10 (1932) 1, S. 104-112
[Russ.]
- [2] BAILEY, E.B.; MCCALLIEN, W.J. Serpentine lavas, the Ankara mélange and the Anatolian thrust.
Trans. roy. Soc. Edinburgh 62 (1953) 2, S. 403-442
- [3] BELOSTOCKIJ, I.I. Tektonische Decken in den Dinariden.
Izv. AN SSSR, Ser. geol. (1965) 2, S. 67-82 [Russ.]
- [4] BLOCHIN, A.A. Neue Ergebnisse zum geologischen Bau des Südurals.
Bjull. MOIP, Otd. Geol. 10 (1932) 1, S. 193-207
[Russ.]
- [5] ĆIRIĆ, B. Über die Diabas-Hornstein-Formation der Dinariden und analoge Bildungen.
Z. dt. geol. Ges. 113 (1961) 1, S. 182-190
- [6] EVDOKIMOV, JU.B. Altpaläozoikum an der Westflanke des Polaren Urals.
Tr. nauč. Issl. Inst. Geol. Arktiki 10 (1959) 12 [Russ.]
- [7] ĖZ, V.V.; GAFT, D.E.; KUZNECOV, B.I. Morphologie und Bildungsbedingungen der holomorphen Faltung am Beispiel des Zilair-Synklinoriums im Südural.
Moskva: Izd. Nauka 1965 [Russ.]
- [8] FREDERIKS, G.N. Fragen zur Tektonik des Urals.
Vestnik geol. Komit. (1927) 4, S. 7-15 [Russ.]
- [9] JANSIN, A.L. Über die Verbreitung der Trias und über das Alter der Überschiebungen im Ural.
Izv. AN SSSR, Ser. geol. (1936) 4, S. 511-538
[Russ.]

- [10] KAMALETDINOV, M.A. Zur Frage des Deckenbaus im Ural anhand neuer Ergebnisse.
Geotektonika (1965) 1, S. 106-117 [Russ.]
- [11] KAMALETDINOV, M.A. Über einige Grundfragen der Tektonik an der Westflanke des Urals im Hinblick auf die Suche nach Erdöl und Erdgas.
Geologija nefiti i gaza (1968) 3, S. 42-45 [Russ.]
- [12] KAMALETDINOV, M.A.; KAZANCEVA, T.T. Baubesonderheiten von Überschiebungen und Decken im Südrural.
Bjull. MOIP, Otd. Geol. (1970) 4, S. 60-76 [Russ.]
- [13] KAMALETDINOV, M.A.; KAZANCEVA, T.T. Überschiebungs- und Deckenbau an der Westflanke des Südrurals.
Geologie 19 (1970) 5, S. 485-502
- [14] KAZANCEVA, T.T. Bau und Lagerung ophiolithischer Formationen an der Westflanke des Südrurals.
Vortragsthesen wiss. Sitz. Inst. Geol. baschkir. Fil. AN SSSR und BTGU (1970), S. 91-94 [Russ.]
- [15] KAZ'MIN, V.G. Die Position ophiolithischer Formationen in der tektonischen Entwicklung im Westsektor des Alpen-Himalaja-Systems.
Geotektonika (1966) 3, S. 72-84 [Russ.]
- [16] KELLER, B.M. Die paläozoische Flyschformation im Zilair-Synklinorium des Südrurals.
Tr. Inst. geol. Nauk AN SSSR, Ser. geol. 104 (1949) [Russ.]
- [17] KLOČIČHIN, A.V.; BURJACENKO, A.V. Ultrabasitmassive vom Kraka im Südrural. In: Zweite Petrographische Konferenz über den Ural, Vortragsref., Teil 2; Ultrabasite, S. 25-27.
Sverdlovsk 1966 [Russ.]
- [18] KOBER, L. Leitlinien der Tektonik Jugoslawiens.
Serb. Akad. Wiss. Beograd 3 (1952)
- [19] KOPEV-DVORNIKOV, V.S. Einige Bemerkungen zum Alter ultrabasischer und basischer Intrusionen im Ural. In: Festband 70. Geburtstag Akad. D.S. BELJANKIN.
Moskva: Izd. AN SSSR 1964 [Russ.]
- [20] KROPOTKIN, P.N. Bewegungsmechanismen der Erdkruste.
Geotektonika (1967) 5, S. 25-40 [Russ.]
- [21] KUZNECOV, E.A.; ZACHAROV, E.E. Zur Tektonik der Uralostflanke.
Bjull. MOIP, Otd. Geol. 4 (1926) 1-2, S. 21-38 [Russ.]
- [22] MOLDAVANCEV, JU. E. Der Magmatismus im nördlichen Teil des Urals und die daran gebundene Metallogenie. In: Magmatismus, Metamorphose, Metallogenie des Urals.
Tr. 1, uralsk. petrogr. Sovešč. (1963), S. 219-223 [Russ.]
- [23] MOSKALEVA, S.V. Über Alter und Struktur des Kraka-Massivs im Südrural.
Dokl. AN SSSR 127 (1959) 1, S. 170-172 [Russ.]
- [24] MOSKALEVA, S.V. Über das Alter der Ultrabasite im Südrural.
Dokl. AN SSSR 150 (1963) 6, S. 1323-1326 [Russ.]

- [25] OŽIGANOV, G.D. Die Geologie des Ural-Tau im Gebiet der Peridotit-Massive im Südural.
Tr. BGU 12 (1941) [Russ.]
- [26] PEJVE, A.V. Die ozeanische Kruste der geologischen Vergangenheit.
Geotektonika (1969) 4, S. 5-24 [Russ.]
- [27] PEJVE, A.V.; u.a. Strukturelle Lage der Ultrabasite an der Westflanke des Südurals. In: Probleme der theoretischen und regionalen Tektonik, S. 9-25.
Moskva: Izd. Nauka 1971 [Russ.]
- [28] PERFIL'EV, A.S. Tektonische Besonderheiten im Norden des Urals.
Moskva: Izd. Nauka 1968 [Russ.]
- [29] PLJUSNIN, K.P. Decken an der Westflanke des Nördlichen und Mittleren Urals, ihr Alter und ihre strukturelle Position.
Izv. AN SSSR, Ser. geol. (1969) 4, S. 133-137 [Russ.]
- [30] RUŽENCEV, S.V. Geologie der südlichen Sakmara-Zone im Ural (Kosistekskij rayon). In: Probleme der theoretischen und regionalen Tektonik, S. 25-29.
Moskva: Izd. Nauka 1971 [Russ.]
- [31] STEINMANN, G. Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen.
C.R. 14. Congr. géol. intern. 2 (1926), S. 637-668
- [32] UDOVKINA, N.G. Zur Frage der Eklogitisierung ultrabasischer Gesteine im südlichen Teil der Murun-Keu.
Tr. Inst. geol. rudn. Mestor. AN SSSR 32 (1959), S. 5-19 [Russ.]
- [33] VOLKOV, S.N. Eifelkonglomerate an der Ostflanke des Polaren Urals.
Materialy vsesojuz. nauč.-issl. geol. Inst., obšč. Ser. 8 (1948) [Russ.]

Einige Gesetzmäßigkeiten der Entwicklung von Geosynklinalgebieten
am Beispiel variszischer Strukturen in Südsibirien

Von ARIADNA LEONIDOVNA MATVEEVSKAJA, Novosibirsk¹⁾

1. Vorwort

Die Vorstellungen von den allgemeinen Gesetzmäßigkeiten der Entwicklung geosynklinaler Systeme und Gebiete wurden in den Frühstadien ihrer Untersuchung vorwiegend auf der Grundlage von Material erarbeitet, das aus Europa und zum Teil aus Nordamerika stammte. Später, besonders in den letzten zwei bis drei Jahrzehnten, hat die theoretische Tektonik, darunter auch die Theorie der Geosynklinalen, durch Analyse umfangreicher geologischer Daten aus verschiedenen Kontinenten große Erfolge erzielt. Insbesondere wurde in dieser Zeit anhand von Material hauptsächlich aus Sibirien, dem Fernen Osten der UdSSR, der Mongolei und China das dritte Strukturelement der Erdkruste ausgeschieden und begründet, das als "orogenes Gebiet oder System" bezeichnet wird (BOGDANOV 1959 [47]; ŠEJNMANN 1959 [197]; CHERASKOV 1963 [8] u.a.). Hinsichtlich ihrer Bedeutung sind die orogenen Gebiete den Geosynklinalen und Tafeln gleichwertig. Auf der Grundlage der Formationslehre wurden Vorstellungen von den Gesetzmäßigkeiten der Verteilung magmatischer und sedimentärer Bildungen in den geosynklinalen, orogenen und Tafelgebieten entwickelt (ŠATSKIJ 1945, 1960 [16, 18]; BELOUSOV 1954 [27]; CHERASKOV 1963 [8]; KUZNECOV 1964 [10]; CHAIN 1964 [7] und viele andere). Große Aufmerksamkeit wurde den Fragen des Baus, der Entwicklung und Klassifikation der Geosynklinalen, Geosynklinalsysteme und Geosynklinalgebiete geschenkt. Am verbreitetsten ist gegenwärtig die Gliederung der Geosynklinalen in Eu- und Miogeosynklinalen, die zu Beginn der vierziger Jahre von STILLE (1940, 1942) [20, 21] vorgeschlagen und dann von KAY (1955) [9] weiterentwickelt wurde.

Ungeachtet der großen Erfolge der theoretischen Tektonik sind die Vorstellungen vom Bau, der Entwicklung und von den Typen der geosynklinalen und orogenen Strukturen, von ihren räumlichen und zeitlichen Wechselbeziehungen, von der Zusammensetzung und Abfolge der sie anfüllenden Gesteine sowie viele andere Vorstellungen noch nicht vollkommen ausgereift. Neue Beobachtungen stimmen oft nicht mit den bestehenden Ansichten überein. Trotzdem versuchen viele Wissenschaftler bei der Untersuchung relativ kleiner Territorien, ihr Material in den Rahmen dieser Vorstellungen einzufügen, wobei sie bestrebt sind, auf diese Weise die Allgemeingültigkeit der festgestellten Gesetzmäßigkeiten zu bestätigen. Eine solche Situation herrschte auch bei der getrennten Untersuchung der Strukturen Südsibiriens.

Das genannte Gebiet umfaßt einen Komplex verschiedenartiger variszischer geosynklinaler und orogener Strukturen. Es ist recht gut aufgeschlossen und eingehend untersucht. Über viele Abschnitte gibt es zusammenfassende Arbeiten, die auf neuesten geologischen Forschungen basieren. Deshalb ist dieses Gebiet für die Klärung der erwähnten allgemeinen Fragen der Tektonik besonders geeignet.

¹⁾ Institut für Geologie und Geophysik der Sibirischen Abteilung der Akademie der Wissenschaften der UdSSR

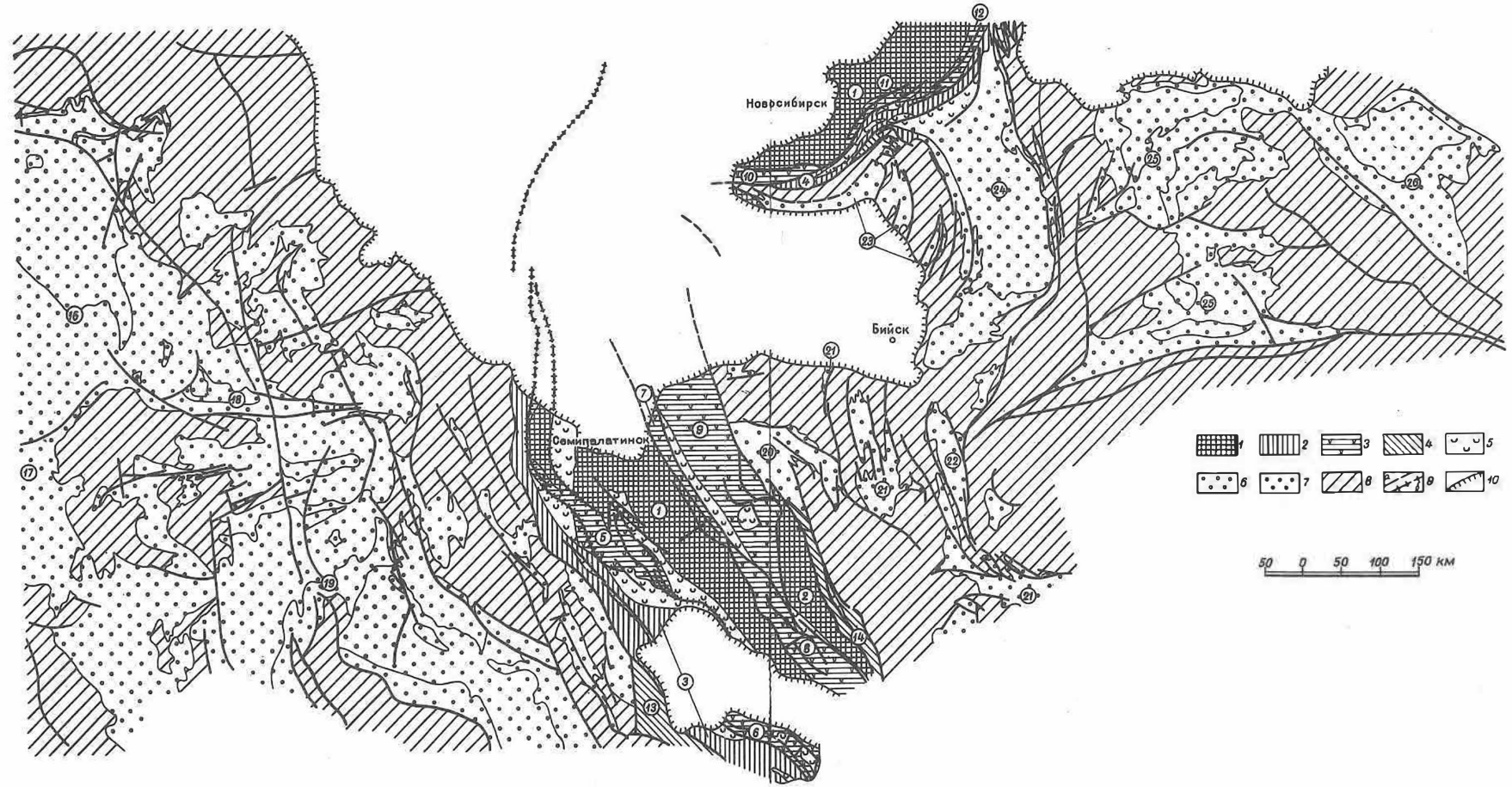


Abb. 1 Variszische geosynklinale und orogene Tröge Südsibiriens (Schema). Ziffern in runden Klammern erscheinen auf der Karte in Kreisen

1 bis 5 - Ob-Saissan-Geosynklinalensystem: 1 - Telegeosynklinalen [(1) - Kalba-Novosibirsk-, (2) - Südaltau-Telegeosynklinale]; 2 - Hemigeosynklinalen [(3) - Zarma-Saur-, (4) - Gorkovsko-Zarubina-Hemigeosynklinale]; 3 - geantiklinale Hebungsgebiete [(5) - Čar-, (6) - Manrak-, (7) - Irtyš-, (8) - Kurčum-, (9) - Alei-, (10) - Ordynskoje-, (11) - Bugotak-, (12) - Mitrofanovski-Hebungsgebiet]; 4 - Stufen [(13) - Sarsazan-, (14) - Cholzunsko-Sarymsaktinski-, (15) - Čemski-Stufe]; 5 - epigeosynklinale orogene Tröge

6 bis 8 - Umräumungsgebiet des Geosynklinalensystems: 6 - untere Strukturstufe der orogenen Tröge, gleichaltrig mit den Geosynklinaltrögen des Ob-Saissan-Systems; 7 - obere Strukturstufe der orogenen Tröge, gleichaltrig mit den epigeosynklinalen orogenen Trögen des Ob-Saissan-Systems; [(16) - Teniz-, (17) - Džezkazgan-, (18) - Karaganda-, (19) - Džungar-Balchaš-, (20) - Korgon-, (21) - Anui-Čuja-, (22) - Uimen-Lebed-, (23) - Altai-Salair-, (24) - Kuzneck-, (25) - Minusinsk-, (26) - Rybinskoje-Trog]; 8 - Aufwölbungen prädevonischer Faltenbildungen

9 und 10 - sonstige Zeichen: 9 - Brüche, a) sialische Brüche, beobachtet bzw. unter Mesozoikum und Känozoikum nach geophysikalischen Daten und Bohrungen vermutet, b) femische Brüche, beobachtet bzw. vermutet; 10 - Grenze der großflächigen Verbreitung des Mesozoikums und Känozoikums junger Senken (Westsibirische und Saissan-Senke)

Das Institut für Geologie und Geophysik der Sibirischen Abteilung der Akademie der Wissenschaften der UdSSR hat in den sechziger Jahren eine vergleichende Untersuchung der großen variszischen Strukturen durchgeführt, die auf Abb. 1 dargestellt sind. Die Durchsicht des Materials unter einheitlichen Gesichtspunkten (MATVEEVSKAJA & IVANOVA 1960 [11]; MATVEEVSKAJA 1969 [12]) erlaubte es, eine Reihe von theoretischen Schlußfolgerungen zu ziehen. Im vorliegenden Aufsatz möchten wir die Wechselbeziehungen zwischen geosynklinalen und verschiedenartigen orogenen Trögen in Raum und Zeit sowie die Besonderheiten ihres Baus darstellen und die Möglichkeit aufzeigen, beide Trogtypen nach einigen Merkmalen zu unterscheiden.

2. Orogene Tröge des Sajan-Altai-Gebiets und Zentralkasachstans

Wie aus Abb. 1 hervorgeht, liegen im zentralen Teil des Untersuchungsgebiets mehrere gestreckte (1 : 4 bis 1 : 10) Schollen unterschiedlicher Breite, die durch subparallele, lang aushaltende Tiefenbrüche getrennt werden. Es handelt sich um eine Reihe positiver und negativer Strukturen - Hebungsgebiete und Tröge -, die das Ob-Saissan-Geosynklinalsystem bilden. Im Südteil, im Irtysch-Saissan-Gebiet, haben sowohl das gesamte System als auch seine Teilstrukturen NW-Streichrichtung, im Nordteil - in der Kolywan-Tom-Zone - dagegen NE-Streichrichtung. Die Umbiegungsregion ist von mächtigen jungen Ablagerungen der Westsibirischen Platte bedeckt und wurde geophysikalisch und durch Bohrungen erfaßt.

Die Tröge und Hebungsgebiete des Ob-Saissan-Geosynklinalsystems enthalten verschiedenartige Gesteine des Mittelpaläozoikums. In bedeutend geringerem Maße sind in ihrem Bereich Ablagerungen des Jungpaläozoikums und Mesozoikums entwickelt. Ältere Ablagerungen finden sich untergeordnet in den Kernen der Hebungsgebiete.

Im Osten und Westen ist das Ob-Saissan-Geosynklinalsystem durch kompliziert gebaute Gebiete der Baikalien und Kaledoniden des Sajan-Altai-Gebiets und Zentralkasachstans begrenzt. In diesen Gebieten liegen in unterschiedlichem tektonischem Verband und oft auf nach Typ oder Alter heterogenem gefaltetem Fundament zahlreiche, in den Abmessungen und in der Form mannigfaltige, meistens isometrische Becken und Tröge²⁾. Sie sind mit effusiv-sedimentären Ablagerungen des gleichen stratigraphischen Bereichs gefüllt wie die Geosynklinaltröge. Von den letztgenannten und voneinander waren diese Tröge fast im gesamten Verlauf ihrer Geschichte durch in Hebung befindliche Schollen vordevonischer Konsolidation getrennt. Sie haben infolgedessen als isolierte Sedimentationsbecken bestanden.

Ihrer tektonischen Natur nach werden Teile dieser Strukturen in der heutigen Literatur in erster Linie als orogene (epigenetische) Becken und Tröge angesehen (Tennis-Becken Kasachstans, Kusnezsk- und Minussinsk-Trog sowie Rybinskoje-Becken des Sajan-Altai-Gebiets), die mit den typischen epigenetischen Becken Nordwesteuropas vollkommen vergleichbar sind. Die anderen hingegen (Karaganda- und Dshungar-Balchasch-Trog in Zentralkasachstan; Anui-Tschuja-, Uimen-Lebed- und Altai-Salair-Trog im Sajan-

2) "Vpadina" wird in der vorliegenden Arbeit stets durch "Becken", "progib" durch "Trog" wiedergegeben (Anm. d. Red.).

Altai-Gebiet) werden von verschiedenen Autoren zu den typischen epigenetischen, sich bizyklisch entwickelnden Restgeosynklinalen und viel seltener zu den orogenen Trögen gerechnet. Die allmählichen Veränderungen der Gesteinszusammensetzung und der für letztgenannte charakteristischen Bruchfaltenstrukturen verbinden jedoch alle diese Tröge zu einer einheitlichen Reihe.

Die Ablagerungen des Mittelpaläozoikums beginnen in allen Trögen mit Unterdevon, seltener mit oberem Ludlow. Es sind vorherrschend rote, manchmal graue Bildungen vom Molassetyp, die fast immer mit scharf ausgeprägter Diskordanz auf dem Fundament liegen. Im Altai-Salair-Becken werden diese Ablagerungen durch Produkte der prädevonischen Verwitterungskruste vertreten.

Von den Gesteinen des Fundaments unterscheiden sich die mittel- und jungpaläozoischen Ablagerungen der Tröge stark im Formationsaufbau³⁾, im Typ der Faltenstrukturen und im Metamorphosegrad. Diese Unterschiede werden nur in den Fällen etwas ausgeglichen, in denen sich die devonischen Tröge in älteren epigenetischen oder Resttrögen entwickeln (Uimen-Lebed-Trog u.a.), wo die Schichtlücken zwischen Ordovizium und Silur sowie zwischen Silur und Devon nicht immer fixiert werden können. Gewöhnlich jedoch liegen die Gesteine des Silurs sogar in Gebieten frühpaläozoischer Geosynklinaltröge (Anui-Tschuja-Trog u.a.) diskordant auf älteren Bildungen und nehmen hinsichtlich der Zusammensetzung, des Anlageplans, des Charakters der Faltenstrukturen und des Dislozierungs- und Metamorphosegrades eine Zwischenstellung zwischen den geosynklinalen Bildungen des Frühpaläozoikums und den höherliegenden Ablagerungen des Mittelpaläozoikums ein. Sie entsprechen somit möglicherweise der kaledonischen epigeosynklinalen orogenen Etappe.

Eine der charakteristischsten Eigenschaften der Ablagerungen aller zu untersuchenden Gruppen mittel- bis jungpaläozoischer Tröge ist die Unbeständigkeit der lithologischen und faziellen Zusammensetzung und der Mächtigkeiten, die in der Längs- und Querrichtung sowohl des Gesamttröges als auch der Becken zweiter Größenordnung, in die einige Tröge (Anui-Tschuja-, Minussinsk-Trog u.a.) zerfallen, zum Ausdruck kommt. Dennoch lassen sich im allgemeinen in den Ablagerungen eines jeden Troges oder irgendeines seiner Teile drei bis vier Formationen ausscheiden. Nach formationellen Gesichtspunkten können drei Hauptprofiltypen ausgegliedert werden. So wird der *A l - t a i - P r o f i l t y p*, der den meisten Becken des Anui-Tschuja-Trogs und dem Uimen-Lebed-Trog eigen ist, durch das Vorhandensein gut entwickelter, vorherrschend roter, recht grobklastischer Molassen (bis 1200 - 2000 m) an der Basis der Profile charakterisiert, die manchmal mächtige Kalkpakete einschließen. Die höherliegenden Ablagerungen des Mittel- bis Oberdevons (von 1000 - 2000 m bis 5000 - 8000 m) enthalten eine große Menge vulkanogener Gesteine. Der untere Teil ihres Profils wird als Andesit-Formation und der mächtigere obere Teil als Rhyolith-Dazit-Formation ausgeschieden. Darüber liegen faziell wechselhafte, graue, oft rhythmisch aufgebaute terrigene Ablagerungen (zwischen einigen hundert und 6000 m), die im Streichen und profilaufwärts oft in rote und buntfarbige terrigene Bildungen übergehen. Manchmal fallen die roten Gesteine aus, und dafür treten bedeutende Mengen vulkanogener Gesteine überwiegend saurer Zusammensetzung auf. Altersmäßig reicht diese vorherrschend terri-

3) Formationen sind entsprechend den Definitionen von ŠATSKIJ (1945) [16] zu verstehen.

gene Serie von der Givet-Stufe bis ins untere Unterkarbon. Die oberste Formation - die kohleführende Formation des Oberkarbons bis Unterperms - ist schwach entwickelt.

Der *Salair-Profiltyp*, der für den nördlichen Randteil des Anui-Tschuja-Trogs, das Altai-Salair-Becken sowie für den westlichen Teil des Kusbass charakteristisch ist, zeichnet sich durch eine starke Reduzierung der unteren Molasse aus, deren Mächtigkeit 300 - 400 m nicht überschreitet. Dem Wesen nach gehört diese Molasse zur unteren, organogen-karbonatischen Formation (bis 5000 m), die mit roten und buntfarbigen terrigenen Gesteinen vergesellschaftet ist. Maximal umfaßt sie den Altersbereich vom Unterdevon bis zum Givet. Höher folgt die graue terrigene Formation, die manchmal mächtige Schieferpakete und große Linsen von Riffkalken enthält.

Die folgende terrigen-kieselig-karbonatische Formation des Tournais und Visés im Salair-Profiltyp kommt nur im Kusnezsk-Trog vor, während im Altai-Salair-Becken das Unterkarbon noch zur terrigenen grauen Formation gehört. Die obersten Formationen - die jungpaläozoische und untermesozoische kohleführende Subformation und die kohleführende Molassesubformation - sind nur im Kusbass bekannt, wo ihre Mächtigkeit 8000 - 9000 m erreicht.

Der dritte Profiltyp, der *Alatau-Sajan-Typ*, zu dem die Profile des östlichen und südlichen Teils des Kusbass, des Minussinsk-Trogs, des Rybinskoje-Beckens sowie des Tennis-Beckens, des Südrandes des Karaganda-Trogs u.a. gehören, besteht aus drei Hauptformationen: 1. aus einer vorherrschend kontinentalen roten Molasseformation (die manchmal 8000 m Mächtigkeit erreicht) mit Kalken (von einigen Dutzend bis 200 - 300 m, selten bis 1000 m); 2. aus einer marinen bunten kieselig-terrigenen, stellenweise phosphoritführenden Formation (zwischen 700 und 2000 m) mit einer wechselnden Menge an Kalken und Tuffen, die oft Ablagerungen des Famennes, Tournais und Visés umfaßt; 3. aus einer vorwiegend kontinentalen, kohleführenden Formation. In lateraler Richtung wird die rote Molasseformation in verschiedenen stratigraphischen Niveaus, jedoch nicht höher als Givet, stellenweise durch effusiv-sedimentäre Ablagerungen einer Basalt- oder Porphyrfornation ersetzt, aber auch durch graue Molassen.

Die kohleführende Formation einiger Tröge enthält im mesozoischen, aber manchmal auch oberpermischen Teil des Profils mächtige Pakete buntfarbiger terrigener Gesteine und Effusiva basaltischer Zusammensetzung und wird, verglichen mit den Salair-Profilen, oft durch reduzierte Mächtigkeiten gekennzeichnet.

Diesen drei Typen von Formationsreihen lassen sich die Profile der Ablagerungen eines wesentlichen Teils des Karaganda- und des Dshungar-Balchasch-Trogs nicht zuordnen. In den Profilen des Karaganda-Trogs und des westlichen Teils des Dshungar-Balchasch-Trogs sind Formationen verschiedener Hauptprofiltypen kombiniert. So ist ihr unterer, devonischer Teil den Profilen vom Altai-Typ ähnlich. Im oberen Teil hingegen (angefangen von der Famenne-Stufe) sind die für die beiden anderen Typen charakteristischen schwach kieseligen Formationen (Kulm und terrigen-kieselig-karbonatische Formation) sowie die das Profil abschließenden kohleführenden Formationen entwickelt. Der Hauptunterschied in den Profilen der anderen Teile des Dshungar-Balchasch-Trogs liegt in der verstärkten Entwicklung nicht nur devonischer, sondern auch jüngerer

(bis altmesozoischer) vulkanogener Bildungen verschiedener Zusammensetzung, die sich in lateraler oder vertikaler Richtung mit Sedimentgesteinskomplexen der vorstehend untersuchten Profiltypen vereinigen.

Die Formationen ändern sich in lateraler Richtung stark nach der Mächtigkeit, dem stratigraphischen Umfang und den Anteilen an kontinentalen und marinen, aber auch terrigenen, karbonatischen und vulkanogenen Bildungen. Ihre vertikale Abfolge dagegen ist sehr konstant, abgesehen von der seltenen Ausnahme einer Verlagerung vulkanogener Formationen. Infolge der Unbeständigkeit der inneren Strukturfazieszonen überschreiten die Mächtigkeiten der stratigraphischen Sammelprofile erheblich die tatsächliche Mächtigkeit der in den Becken angehäuften Serien. Die Wechsel von einem Profiltyp zum anderen sind nicht scharf ausgeprägt, sondern erfolgen in Übergangsprofilen innerhalb und zwischen den Ablagerungsräumen.

Nicht alle, aber die Mehrzahl der Formationen gehört nach den bestehenden Klassifikationen (CHERASKOV 1963 [8]; CHAIN 1964 [7]; KUZNECOV 1964 [10] u.a.) zu den orogenen Formationen.

Die Strukturen der durch bestimmte Profiltypen charakterisierten Tröge und Becken unterscheiden sich voneinander hauptsächlich durch die Intensität der Dislokationen. Die Unregelmäßigkeit des inneren Baus der betrachteten Tröge, hervorgerufen durch die Heterogenität ihres Fundaments sowie durch die Anordnung und Aktivität der Tiefenbrüche, aber andererseits auch die für alle Tröge spezifische Ausbildung der Strukturen, erlauben es jedoch nicht, Strukturmerkmale zur Klassifikation zu benutzen.

Die allgemeine Verflachung und Vereinfachung der Strukturen von unten nach oben, aber auch die in allen Trögen zu beobachtenden regionalen und lokalen Schichtlücken, die nicht selten von Winkeldiskordanzen begleitet werden, zeugen von mehrmaligen Tektonesequenzen während der Trogbildung.

In den meisten orogenen Trögen können nach formationellen und strukturellen Merkmalen zwei, manchmal auch drei Strukturstufen ausgeschieden werden. Die erste Strukturstufe umfaßt Ablagerungen vom Oberludlow (?) bis zum Obervisé, die zweite beginnt mit Visé-Namur-Ablagerungen und schließt das gesamte Jungpaläozoikum und untere Mesozoikum ein. Die Untergrenze der dritten Stufe kann an der Basis des unteren Juras gezogen werden.

Das Fehlen auffallender Umbildungen der Strukturtypen, die einfachen und flachgeneigten Strukturen der jungpaläozoischen und frühmesozoischen Ablagerungen, aber auch der häufig konzentrische Bau der Tröge (Kusnezsk- und Dshungar-Balchasch-Trog) weisen darauf hin, daß diese den für Geosynklinaltröge charakteristischen Abschluß nicht erfahren haben.

Typisch für Tröge mit Profilen vom Altai- und Salair-Typ sind devonische und jungpaläozoische batholithische Granitoid-Intrusionen. In Trögen mit Alatau-Sajan-Profiltyp sind neben mittel- bis jungpaläozoischen Granitoid-Batholithen alkalische Syenit-Intrusionen, aber auch Gänge und Lagergänge mesozoischer Basalte entwickelt. Eine besondere Stellung nimmt der intrusive Magmatismus des Dshungar-Balchasch-Trogs ein. Er umfaßt Granitoide aller für die verschiedenen Tröge angegebenen Altersbereiche und postoberpermische Alkaligranite. Intrusionen mittel- bis jungpaläozoischer Grani-

toide sind nicht nur in den Trögen, sondern auch in den sie umrahmenden älteren (vorherrschend kaledonischen) Strukturen entwickelt.

Die angeführten Daten zeigen, daß alle im Bereich des Sajan-Altai-Gebiets und Zentralkasachstans untersuchten Tröge, ungeachtet zahlreicher individueller Züge, durch die allmählichen Veränderungen der Zusammensetzung der Ablagerungen, ihrer Strukturen, durch die Gleichzeitigkeit der Entstehung auch der großen Entwicklungsetappen und durch viele andere Merkmale eng miteinander verbunden sind. Infolgedessen kann man keine begründete Grenze, die einer Grenze zwischen Strukturen verschiedener Klassen entspricht, zwischen ihnen ziehen. Sie sind in die einheitliche Klasse der orogenen Tröge zu stellen.

3. Geantiklinalen des Ob-Saissan-Systems

Wie oben ausgeführt, entwickelten sich gleichzeitig mit den isolierten orogenen Trögen von isometrischer und linearer Form, die im Sajan-Altai-Gebiet und in Zentralkasachstan vorkommen, in der zwischen beiden Gebieten gelegenen Ob-Saissan-Zone stark gestreckte subparallele positive und negative Strukturen - Geantiklinalen und Geosynklinalen (s. Abb. 1).

Die Geantiklinalen sind ungleichmäßig gehobene Schollen oder Schollensysteme und trennen Geosynklinaltröge erster (in der Erstreckung) Ordnung voneinander. Sie werden im Vergleich zu den benachbarten Trögen durch vorherrschende Aufstiegtendenz gekennzeichnet. In ihnen sind im Unterschied zu den Geosynklinalen Vulkanite weit verbreitet, Schichtlücken und Erosionen der Ablagerungen sind zahlreich, und die Mächtigkeiten schwanken stark (von einigen hundert Metern in den Kernen der Antiklinorien bis 12 000 - 14 000 m in den flandnahen Abschnitten und etwas weniger in den Innentrögen).

Alle Geantiklinalen des Ob-Saissan-Systems bestehen aus zwei bis drei räumlich verknüpften, gewöhnlich kulissenförmig angeordneten Hebungsgebieten. Jedes wird durch Form, Abmessungen, Zusammensetzung der Ablagerungen und Mächtigkeiten, Tektonik, Metamorphose, Plutonismus, Entwicklungsdauer und andere Merkmale charakterisiert. Deshalb ist es zweckmäßig, jedes geantiklinale Hebungsbereich als selbständige Einheit des Geosynklinalsystems zu betrachten. In den am stärksten gehobenen Abschnitten der meisten Hebungsbereiche kommen intensiv dislozierte und metamorphosierte Gesteine vermutlich präkambrischen, kambrischen und ordovizischen Alters vor. Die Gesteine des Frühpaläozoikums lassen sich gut mit gleichaltrigen Bildungen benachbarter prädevonischer Orogene in der Umrahmung des Geosynklinalsystems korrelieren. Auf diesem uneinheitlichen älteren Fundament liegen mit deutlich ausgeprägter Diskordanz marine Ablagerungen des Mittel- und Jungpaläozoikums, die profilaufwärts manchmal von lagunären und kontinentalen Ablagerungen abgelöst werden. Als älteste Ablagerungen, die nicht sicher dem variszischen Stockwerk zugerechnet werden können, sind im südlichen Teil des Tschar-Hebungsbereichs kalkige Bildungen des Oberludlows bekannt. In den untersuchten Strukturen beginnen die Profile jedoch meist mit Ablagerungen des Unter- oder Mitteldevons.

In den mittelpaläozoischen Ablagerungen der einzelnen Hebungsgebiete überwiegen verschiedene effusive, effusiv-kalkig-kieselige, terrigen-kalkige und seltener graue und bunte terrigene (sandige und sandig-schieferige) Formationen.

Im Querprofil eines Hebungsgebiets sind ein oder zwei kompliziert gebaute Antiklinorien vertreten. Im zweiten Falle liegen zwischen ihnen Innentröge, in denen oft epigenetische Becken entstehen, die mit jungpaläozoischen Ablagerungen angefüllt sind. Viele Hebungsgebiete besitzen eine deutlich ausgeprägte Schollentektonik. In breiten Hebungsgebieten herrscht brachyforme Bruchfaltung vor, in schmalen Hebungsgebieten brachyforme und lineare Faltung.

In den meisten Hebungsgebieten sind fünf bis sechs Schichtlücken zu beobachten, die sich stratigraphisch oft nicht korrelieren lassen. Die deutlichste von ihnen, die sich in fast allen Hebungsgebieten verfolgen läßt, ist die Schichtlücke nach der Eifel-Stufe.

Der früheste intrusive Granitoid-Magmatismus (devonisch und spätkarbonisch-frühpermisch) tritt hauptsächlich in den großen Hebungsgebieten (Alei-, Manrak-Hebungsgebiet) auf. Andere Hebungsgebiete werden durch schwache Entwicklung, abweichende Zusammensetzung (Ultrabasite des Tschar-Hebungsgebiets) oder völliges Fehlen von Intrusionen charakterisiert. Besonders wechselnd sind die Mächtigkeiten, der stratigraphische Bereich sowie die horizontale Verbreitung der sedimentär-vulkanogenen Formationen verschiedenen Typs und ihre Anzahl in den Profilen. Demgegenüber ist ähnliche und manchmal sogar gleiche Ausbildung derjenigen Formationen zu verzeichnen, die innerhalb eines Hebungsgebiets in verschiedenen stratigraphischen Niveaus auftreten (Tsohar-, Manrak-, Kurtschum- und Irtysch-Hebungsgebiet).

Die allen Hebungsgebieten gemeinsamen Merkmale (Entwicklung karbonatischer und vulkanogener Formationen, zahlreiche Schichtlücken und Diskordanzen, starke Mächtigkeitsänderungen u.a.) sind nach ŠATSKIJ (1946) [17] Kennzeichen der Geantiklinalen. Da die Bildung der Geantiklinalen auf den "Trümmern" des kaledonischen oder eines älteren Fundaments gleichzeitig mit den benachbarten Geosynklinalen erfolgte, werden sie alle zu den inneren Geantiklinalen zweiter Ordnung (NIKOLAEV 1957 [15]) oder zu den Restgeantiklinalen im Sinne von MURATOV (1948, 1949) [13, 14] gerechnet.

4. Geosynklynaltröge des Ob-Saissan-Systems

Die Geosynklynaltröge des Ob-Saissan-Systems werden in zwei Typen unterteilt, die nicht den bestehenden Klassifikationen entsprechen. Sie unterscheiden sich vor allem in der Zusammensetzung der Formationen, im Charakter der Faltenstrukturen und in den Wechselbeziehungen zu epigeosynklynalbildungen.

Zu den Geosynklynaltrögen e r s t e n T y p s (mit am deutlichsten ausgeprägten Merkmalen) gehören große Tröge, die sich im gesamten Irtysch-Saissan-Abschnitt (Kalba- und Süd-Altai-Trog) und im Kolywan-Tom-Abschnitt (Nowosibirsk-Trog) des Geosynklynal-systems verfolgen lassen (Abb. 1). Kalba- und Nowosibirsk-Trog bilden den südlichen und nördlichen Teil eines einheitlichen Kalba-Nowosibirsk-Troges, der sich somit über

mehr als 1000 km bei einer Breite von 50 - 120 km erstreckt. Die Kalba-Nowosibirsk-Geosynklinale stellt die größte Struktur im Geosynklinalsystem dar und nimmt eine zentrale Lage in ihm ein. Sie bildet gleichsam den Kernteil dieses Systems.

Geosynklinalen des ersten Typs sind mit monotonen, vorherrschend marinen grauen terrigenen, manchmal kalkig-terrigenen, schieferigen und flyschartigen Ablagerungen des Mittel- bis Oberdevons und Unterkarbons angefüllt. In den tiefen Teilen der Tröge kann man analoge Ablagerungen des Unterdevons und möglicherweise des oberen Silurs vermuten. Selten und nur in den höchsten Profilteilen sind in schmalen bruchnahen Randzonen graue terrigene Gesteine mit vulkanogenen, kalkhaltigen, kieseligen und buntfarbigen terrigenen Bildungen verknüpft. Jungpaläozoische Ablagerungen, die das obere - postgeosynklinale - Strukturstockwerk bilden, treten zurück. Die monotone Zusammensetzung der grauen terrigenen Ablagerungen bleibt in vertikaler und horizontaler Richtung erhalten. Zugleich sind die einzelnen Formationen, wie die Schieferformationen, die flyschoiden sandig-schieferigen, schieferig-sandigen, kalkig-terrigenen und anderen Formationen, in verschiedenen Trögen und verschiedenen Abschnitten eines Troges nicht gleichaltrig. Nicht selten kommen gleiche Formationen (z.B. die schieferige Formation) mehrfach im Profil vor.

Die Mächtigkeit der Ablagerungen in den Geosynklinalen ersten Typs erreicht 10 bis 15 km und ändert sich relativ wenig im Streichen des Troges. Die wenigen regionalen und lokalen Schichtlücken weisen kein einheitliches stratigraphisches Niveau auf.

Die Ablagerungen der Tröge sind durch deutlich ausgeprägte Einengungsstrukturen charakterisiert. Dabei handelt es sich um intensive lineare, oft asymmetrische Längsfalten mehrerer Größenordnungen, die mit isoklinal gefalteten Bereichen abwechseln und durch zahlreiche kleine längs- und querverlaufende Disjunktivstörungen gegliedert werden. Alle Gesteine des Devons und Unterkarbons sind geschiefert, stellenweise auch phyllitisiert.

Die bedeutende, durch tektonische Einengung noch erhöhte Mächtigkeit der devonischen und unterkarbonischen Ablagerungen in den Geosynklinalen ersten Typs, aber auch der Typ der Faltenstrukturen selbst weisen auf den sehr mobilen Charakter des Untergrundes dieser Tröge hin. Die Faltenstrukturen des Devons und Unterkarbons (einschließlich Namur) zeigen einheitlichen Typ. Der Faltungsvorgang verlief anscheinend nicht einaktig. Am Ende des Unterkarbons wurde er durch eine intensive Einengung abgeschlossen, wodurch sich die Geosynklinalen ersten Typs in Orogene umwandelten. Diese Orogene lieferten im Mittel- und Oberkarbon, im Perm und in der Trias Material für die Bildung von Molassen, teilweise kohleführenden und vulkanogen-sedimentären Ablagerungen, die sporadisch in den schmalen bruchnahen Zonen der Geosynklinalen ersten Typs, in den Innentrögen der benachbarten geantiklinalen Hebungsgebiete und in den Geosynklinalen zweiten Typs angehäuft wurden. Die Inversion der Verhältnisse in den Geosynklinalen ersten Typs wurde anscheinend durch Granitisierungsprozesse begünstigt, die im Unterperm nach Abschluß der Trogentwicklung auftraten.

In den Geosynklinalen des zweiten Typs (Sharma-Saur- und Gorlowsko-Sarubina-Geosynklinale, 500 - 600 km \times 15 - 100 km, Abb. 1) sind mannigfaltige marine Ablagerungen - graue und bunte terrigene, kalkige, manchmal kieselige und in geringer

Menge vulkanogene Formationen mit bunter Spilit-Diabas- oder Andesit-Dazit-Zusammensetzung - weit verbreitet. Diese Geosynklinalen sind kleiner als die gleichaltrigen Geosynklinalen ersten Typs. Es handelt sich um relativ flache einheitliche Tröge, manchmal mit kompliziertem Querprofil (südlicher Teil des Sharma-Troges) oder mit Längsgliederung in kleinere Tröge (Gorlowsko-Sarubina-Trog). Einige von ihnen sind mit orogenen Trögen in der Umrahmung des Geosynklinalensystems verknüpft (Sarubina-Becken).

Die Geosynklinalen des zweiten Typs weisen vorherrschend eine lineare Orientierung der Bruchfaltenstrukturen auf. Es erfolgte keine abschließende Umwandlung in ein Abtragungsgebiet durch horizontale Einengung. Im Oberkarbon und Perm häuften sich in ihnen kohleführende Molasseformationen und manchmal vulkanogene Formationen an. Nach den genannten Besonderheiten kann auf einen recht starren, offenbar sialischen Untergrund geschlossen werden.

Plutonismus kommt nicht in allen Geosynklinalen des zweiten Typs vor (Gorlowsko-Sarubina-Geosynklinale). Manchmal jedoch (im mittleren Teil der Sharma-Saur-Geosynklinale) nehmen Intrusiva bis zu 20 % der Fläche des Troges ein. Es handelt sich um Gabbros, Diorite und Granodiorite vermutlich des Obervisés. Bedeutend seltener als in den Geosynklinalen ersten Typs sind permische Granitoide anzutreffen.

Wie wir gesehen haben, wurden im Ob-Saissan-Geosynklinalensystem in den Frühstadien seiner Entwicklung verschiedenartig zusammengesetzte, vorherrschend marine sedimentäre und vulkanogen-sedimentäre Bildungen abgelagert. In den späten Entwicklungsstadien traten vorherrschend lagunäre, lagunär-kontinentale und manchmal kontinentale Molassen und molasseartige Ablagerungen an ihre Stelle. Ein Vergleich der Profile von Geosynklinalstrukturen verschiedenen Typs zeigt, daß Molasse- und molasseartige Formationen vor allem in geantiklinalen Hebungsbereichen zu verschiedenen Zeiten während des Famennes, Tournais und Visés entstanden sind. Das Auftreten von Molassen war in der Regel von einer bedeutenden Vergrößerung des Festlandes begleitet. Eine weitere Anhäufung wechselhafter, vorherrschend mariner Ablagerungen, die nach oben in kontinentale Ablagerungen übergehen, fand nur in kleinen Innentrogen der Hebungsbereiche und manchmal in den am stärksten abgesunkenen bruchnahen Zonen statt.

Etwas später, hauptsächlich im Visé und Namur, d.h. gleichzeitig mit dem Einsetzen der zweiten Strukturstufe der orogenen Tröge, erschienen Molassen in den Geosynklinalen zweiten Typs oder in ihren einzelnen Abschnitten. Der allgemeine Hebungsprozeß entwickelte sich hier langsamer als in den positiven Strukturen und wurde von einer Sedimentation begleitet.

Der obere Teil der Flyschablagerungen in den Geosynklinalen ersten Typs besitzt oft molasseartigen (grobklastischen) Charakter und ist noch in die Falten einbezogen. Erst die diskordant liegende kohleführende Molasse des mittleren Karbons, die in kleinen bruchnahen, hauptsächlich randlichen Senken innerhalb eines Troges auftritt, weist auf den Abschluß der Geosynklinalen ersten Typs hin.

Demnach vollzog sich die Umwandlung des Geosynklinalensystems in ein Orogen nicht gleichzeitig und in Strukturen verschiedenen Typs nicht gleichartig. Beim Wiederaufleben der tektonischen Aktivität wurden die zu positiven Bewegungen neigenden Schol-

len der geantiklinalen Hebungsgebiete gehoben. Danach hoben sich die auf sialischem Fundament liegenden Geosynklinalen zweiten Typs und gingen in Zwischengebirgsbecken über. Schließlich endete infolge der zunehmenden Einengung die Geosynklinalentwicklung in den mobilsten Abschnitten, den Geosynklinalen ersten Typs. Die aus anderen Geosynklinalensystemen vielfach beschriebene "Wanderung der Faltung" ist wahrscheinlich eine ähnliche Erscheinung.

Da der Bau der Erdkruste erst nach der Konsolidierung der Geosynklinalen ersten Typs im gesamten Geosynklinalensystem einheitlich wird, erscheint es richtig, den Abschluß des gesamten Geosynklinalensystems mit diesem Vorgang gleichzusetzen.

Wie im Südteil des Ob-Saissan-Geosynklinalensystems zu sehen ist, haben sich Geosynklinalen des ersten Typs auch in seinen peripheren Teilen entwickelt (Süd-Altai-Bekken). Die für Geosynklinalensysteme typische Quersymmetrie bleibt nicht im gesamten Irtysh-Saissan-Abschnitt erhalten (Abb. 1).

Von allen Strukturen des Ob-Saissan-Systems fügen sich also nur die geantiklinalen Hebungsgebiete in die bestehenden Klassifikationen ein. Wenn man die Merkmale der Tröge dieses Systems mit den Besonderheiten der bekanntesten phanerozoischen Eu- und Miogeosynklinalen vergleicht, so zeigt sich, daß nach der "Geosynklinalität" (STILLE 1964 [22], S. 231) die Tröge ersten Typs den Eugeosynklinalen entsprechen. Einige Merkmale der Eugeosynklinalen sind nach STILLE und anderen Autoren (KAY 1955 [9]; AUBOUIN 1967 [1] u.a.) die großen Abmessungen und die zentrale Lage dieser großen Tröge im Geosynklinalensystem, die intensive und gleichmäßige Faltung, die Metamorphose und die stellenweise sehr bedeutende und stark ausgeprägte Diskordanz zu den epigenetischen postgeosynklinalen Bildungen. In die gleiche Richtung weisen, vielleicht nicht zufällig, der räumliche Zusammenhang zwischen dem Kalba-Trog und den als Zufuhrkanäle für Ultrabasit-Intrusionen vermutlich des Visés und Oberkarbons bis Unterperms dienenden Brüchen, das Aushalten monotoner Formationen über sehr große Entfernungen und der Abschluß, der nur in Geosynklinalen ersten Typs auftrat. Die Geosynklinalen ersten Typs stimmen zwar nach der Geosynklinalität gut mit Eugeosynklinalen überein, waren jedoch amagmatisch (es fehlen Erscheinungen sowohl des initialen als auch des synorogenen Magmatismus) und müssen daher nach der Zusammensetzung der Ablagerungen eher mit Miogeosynklinalen verglichen werden, was gewöhnlich auch getan wird.

Auf diesen Umstand hat ZONENŠAJN (1969) [23] hingewiesen, der Geosynklinalen mit den beschriebenen Merkmalen als "terrigene" Geosynklinalen bezeichnet und sie als Besonderheit von Gebieten mit mosaikartigem Bau ansieht, die für lineare Geosynklinalensysteme untypisch ist. Dieser besondere Typ der Geosynklinalen mit abgeschlossener Entwicklung (Telegeosynklinalen) - oft wird von "Flyschrögen" gesprochen - spielt auch in anderen variszischen und jüngeren Geosynklinalensystemen eine wichtige Rolle (z.B. im Süduräl, in den Ostkarpaten u.a.).

Die Geosynklinalen zweiten Typs müssen nach der Mehrzahl ihrer Merkmale (häufig externe Lage der Tröge; Vorhandensein eines Fundamentes, das in der Bruchfaltenstruktur zum Ausdruck kommt; eine längere Entwicklung als Folge der Bildung epigeosynklinaler orogener Tröge usw.) mit Miogeosynklinalen verglichen werden. Jedoch sind gerade in ihnen vulkanogen-sedimentäre Serien anzutreffen (Sharma-Saur-Geosynklinalen), was für Miogeosynklinalen nicht charakteristisch ist.

Die angeführten Daten über die zahlreichen und verschiedenartigen variszischen Tröge in Südsibirien zeigen, daß die am deutlichsten ausgeprägten Geosynklinalen ersten Typs - die *T e l e g e o s y n k l i n a l e n* - sich nicht mit den Trögen im Umrahmungsgebiet des Geosynklinalsystems korrelieren lassen. Die Geosynklinalen zweiten Typs unterscheiden sich (wie auch die Geosynklinalen ersten Typs) von orogenen Trögen durch ihre Form und durch die Anordnung der sie umgrenzenden Tiefenbrüche, durch das Vorherrschen mariner Ablagerungen im Mittelpaläozoikum, durch das Fehlen einer deutlichen Abfolge der Formationen in der Vertikalen bei weitem seitlichem Aushalten des Formationskomplexes und der Mächtigkeiten, durch das Fehlen von Molassen an der Basis des Profils und andere, weniger bedeutende Züge. Diese Merkmale, aber auch die räumliche Einheit der Strukturen des Ob-Saissan-Systems erlauben es, die Geosynklinalen zweiten Typs zu den Orthogeosynklinalen zu stellen. Nach anderen Merkmalen - der Zusammensetzung vieler Formationen, dem Bruchfaltentyp, dem vermuteten starren Fundament und der Bildung epigeosynklinaler orogener Strukturen - stehen die genannten Geosynklinalen den synchronen orogenen Trögen näher. Das weist auf ihre nicht ganz deutlich ausgeprägte (*h e m i g e o s y n k l i n a l e*) Natur hin.

5. Schlußfolgerungen

Aus dem Gesagten geht hervor, daß die orogenen Tröge, die sich gleichzeitig mit dem Geosynklinalsystem in dessen Umrahmung entwickeln, anscheinend unmittelbar mit der Entstehung des Geosynklinalsystems selbst zusammenhängen. Sie besitzen jedoch andere Merkmale und müssen daher in eine andere Klasse von Strukturen gestellt werden. Die Gleichzeitigkeit der Anlage und der Entwicklungsstadien dieser Becken in bezug auf das variszische Geosynklinalsystem, die häufige räumliche Inkongruenz mit den Becken früherer Systeme sowie die zeitlich unterschiedliche Lücke zwischen den Ablagerungen des Fundaments und des orogenen Trogs lassen die Auffassung nicht zu, daß sie die vorangegangene geosynklinale Entwicklung abschließen (epigeosynklinale orogene Becken). Sie entsprechen zweifellos einigen der von STILLE (1964 [22], S. 205 u. 208) als Parageosynklinalen ausgeschiedenen Strukturen und passen zu den deuteroorogenen Trögen von BOGOLEPOV (1968 [5], jedoch bilden sie eine gesonderte, enger begrenzte Gruppe syngeosynklinaler orogener Tröge.

Zum Abschluß muß darauf aufmerksam gemacht werden, daß die syngeosynklinalen orogenen Tröge oft Besonderheiten aufweisen, die früher hauptsächlich den Geosynklinaltrögen zugeschrieben wurden. Es hat sich aber gezeigt, daß eine unterschiedliche Zusammensetzung (besonders eine porphyrische und basaltische) der vulkanogenen Formationen und ihre z.T. breite vertikale und räumliche Verbreitung weit typischer für orogene Tröge der Umrahmung als für Tröge des benachbarten Geosynklinalsystems sind. In ihnen und nicht, wie früher angenommen wurde (BILIBIN 1955 [3]; CHAIN 1954, 1964 [6, 7]), in den Geosynklinaltrögen ist eine vertikale Abfolge der Formationen zu beobachten, die ihre Entwicklungsstadien widerspiegelt. In den Geosynklinalsystemen bilden sich dagegen verschiedene Formationen, wie die Quarz-Keratophyr-, Spilit-Keratophyr-, Andesit-Basalt-, kieselig-kalkig-terrigene, schiefrige, flyschartige und andere Formationen, gleichzeitig in benachbarten Strukturen.

Literatur

- [1] AUBOUIN, J. [OBUĚN, Ž.] Geosinklinali. Problemy proischoždenija i razvitiya. Moskva: Izd. Mir 1967
- [2] BELOUSOV, V.V. Osnovnye voprosy geotektoniki. Moskva: Gosgeoltechizdat 1954
- [3] BILIBIN, JU.A. Metallogeničeskie provincii i metallogeničeskie epochi. Moskva: Gosgeoltechizdat 1955
- [4] BOGDANOV, A.A. Osnovnye čerty paleozojskoj struktury Central'nogo Kazachstana. Bjull. mosk. Obšč. Ispyt. Prir. Otd. Geol. 34 (1959) 1
- [5] BOGOLEPOV, B.V. O dvuch tipach orogeneza. Geologija i geofizika (1968) 8
- [6] CHAIN, V.E. Geotektoničeskie osnovy poiskov nefi. Baku: Azneft'izdat 1954
- [7] CHAIN, V.E. Obščaja geotektonika. Moskva: Izd. Nedra 1964
- [8] CHERASKOV, N.P. Nekotorye obščie zakonomernosti v stroenii i razvitiu struktury zemnoj kory. Trudy geol. Inst. Akad. Nauk SSSR 91 (1963)
- [9] KAY, M. [KEJ, D.M.] Geosinklinali Severnoj Ameriki. Izd. inostr. Lit. 1955
- [10] KUZNECOV, JU.A. Glavnye tipy magmatičeskich formacij. Moskva: Izd. Nedra 1964
- [11] MATVEEVSKAJA, A.L.; IVANOVA, E.F. Geologičeskoe stroenie južnoj časti Zapadno-Sibirskoj nizmennosti v svjazi s voprosami neftegazonosnosti. Moskva: Izd. Akad. Nauk SSSR 1960
- [12] MATVEEVSKAJA, A.L. Gercinskie progiby Ob'-Zajsanskoj geosinklinal'noj sistemy i ee obramlenija. Moskva: Izd. Nauka 1969
- [13] MURATOV, M.V. Osnovnye étapy tektoničeskogo razvitiya Pričernomor'ja i genetičeskie tipy strukturnych élementov zemnoj kory. Izv. Akad. Nauk SSSR Ser. geol. (1948) 5
- [14] MURATOV, M.V. Tektonika i istorija razvitiya al'pijskoj geosinklinal'noj oblasti juga Evropejskoj časti SSSR i sopredel'nych stran. In: Tektonika SSSR, Bd. 2. Moskva: Izd. Akad. Nauk SSSR 1949
- [15] NIKOLAEV, V.A. Metamorfičeskie komplekxy v strukturno-facial'nyh zonach podvižnych pojasov zemnoj kory. In: Metodika geologičeskogo kartirovanija metamorfičeskich kompleksov. Moskva: Gosgeoltechizdat 1957

- [16] ŠATSKIJ, N.S. Očerki tektoniki Volgo-Ural'skoj neftenosnoj oblasti i smežnoj časti zapadnogo sklona Južnogo Urala. Materialy k poznaniju geol. stroenija SSSR, nov. Ser. 2 (1945) 6
- [17] ŠATSKIJ, N.S. Gipoteza Vegenera i geosinklinali. Izv. Akad. Nauk SSSR Ser. geol. (1946) 4
- [18] ŠATSKIJ, N.S. Paragenezisy osadočnych i vulkanogennyh porod i formacij. Izv. Akad. Nauk SSSR Ser. geol. (1960) 5
- [19] ŠEJNMANN, JU.M. Platformy, skladčatye pojasa i razvitie struktur Zemli. Trudy vses. naučno-issled. Inst. Zolota i redk. Met., Geol. 49 (1959)
- [20] STILLE, H. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin: Gebr. Borntraeger 1940
- [21] STILLE, H. Die tektonische Entwicklung Amerikas als der Ostumrahmung des Pazifik. Geotekton. Forsch. 4 (1942)
- [22] STILLE, H. [ŠTILLE, G.] Izbrannye trudy. Moskva: Izd. Mir 1964
- [23] ZONENŠAJN, L.P. O miogeosinklinaljach. Geotektonika (1969) 4

Über Appalachentektonik und Kontinentalrand

Eine vorläufige Skizze

Von ERNST CLOOS, Baltimore

1. Einleitung

Die großen Fortschritte in der Erforschung der Ozeangebiete und die Ansammlung geophysikalischer Kenntnisse haben die Diskussion zur Gebirgsbildung und Tektonik derartig angeregt, daß es schwierig ist, mit dem Tempo Schritt zu halten, und gelegentlich auch unmöglich, Phantasie und Wirklichkeit zu trennen. In mehreren ausgezeichneten Symposien sind die Probleme behandelt worden, und es ist interessant, der raschen Entwicklung der Gedanken zu folgen. Hervorheben möchte ich hier nur die Veröffentlichungen der Royal Society of London (BLACKETT u.a. 1965 [27]), der Rutgers University (JOHNSON & SMITH 1970 [17]), der Royal Society of Canada (GARLAND 1966 [10]) und eine neue Arbeit von BIRD & DEWEY (1970) [17].

Im folgenden möchte ich aber auf eine Frage hinweisen, die beantwortet werden sollte, ehe Afrika und Nordamerika wieder zusammengefügt werden: Wo waren die Schollengränder und die Appalachengeosynklinale vor den Faltungen, die den Trog oder die Tröge eingeengt haben? Die horizontalen Verschiebungen waren beträchtlich und sollten viel mehr berücksichtigt werden.

Die Frage der seitlichen Einengung wurde oft gestellt und ist nicht leicht zu beantworten. Das Problem ist vor kurzem von RAMSAY (1969) [17] behandelt worden. Das präkambrische Grundgebirge und Kristallin sind nicht um den gleichen Betrag und in der gleichen Weise verschoben worden. Schieferung, Metamorphose und Intrusionstektonik sind, wenn überhaupt, schwer abzuschätzen. Viele paläogeographische Karten werden so konstruiert, als ob die heutigen stratigraphischen Mächtigkeiten wirklich auf die jetzige Lokalität auch vor der Faltung zutrafen. Man muß aber annehmen, daß der Sand, der Kalkstein oder das Fossil zwischen der Ablagerung und dem Ende der Faltung in Faltengebirgen beträchtliche Reisen unternommen haben. Sicherlich haben Kontinentalränder große innere Veränderungen durchgemacht, aber wenn man aus der Oberflächengeologie überhaupt einen Beitrag erwartet, sollte die seitliche Einengung mehr berücksichtigt werden. Das Appalachenorogen kann hier einen einzigartigen Beitrag liefern: erstens, weil es den Südostrand des Kontinents bildet und an einer Schollengrenze liegt, und zweitens, weil es in drei ungleiche natürliche Teile zerfällt, die in ihrem Baustil verschiedene Tektonik, Bewegungsmechanismen und Einengungsbeträge andeuten.

2. Überblick

Von Alabama, wo die Appalachenketten unter den jüngeren Sedimenten nach Südwesten untertauchen, bis nach Neufundland, wo sie im Atlantik verschwinden, folgen die Appalachen auf über 3000 km ungefähr der Küste. In Abb. 1 lassen sich vier wichtige Längszonen und drei Querteilungen wie folgt erkennen: Das Kristallin reicht vom Kontinental-

rand bis zum Blue Ridge und ist in der Südhälfte von jüngeren Sedimenten und dem Ozean und in der Nordhälfte nur vom Ozean bedeckt. Der Blue Ridge ist südlich von New York (N in Abb. 1) sehr ausgeprägt, aber im Norden nur hier und dort erkennbar. Die typischen Appalachenfalten (Valley and Ridge province) sind nur im Mittelstück (R bis N in Abb. 1) gut zu sehen. Südlich Roanoke (R) sind sie von großen Überschiebungen überfahren, nördlich New York verschwinden sie südlich der Adirondacks (A in Abb. 1), und nur einige derartige Falten sind entweder auch verdeckt oder gegen das Präkambrium gedrängt. Auch das Vorland ist ungleichartig: Im Norden kommt das Grundgebirge an die Oberfläche, in der Mitte und im Süden wird es von mächtigen Sedimenten verdeckt.

In den letzten drei Jahren sind die Appalachen zusammenfassend in drei größeren Büchern beschreibend dargestellt worden: von JOHN RODGERS (1970 [19]), der die Tektonik beschreibt und eine ausführliche Darstellung der Geschichte der Appalachengeosynklinale mit besonderer Betonung der stratigraphischen Entwicklung gibt, sowie in zwei Sammelbänden für die nördlichen und südlichen Appalachen von insgesamt 62 Autoren (ZEN u.a. 1968 [21]; FISHER u.a. 1970 [9]). Viele Illustrationen und Karten machen es leicht, sich in den Einzelbeschreibungen zurechtzufinden. Eine sehr gute Übersicht geben auch die Strukturkarte und die Geologische Karte von Nordamerika, herausgegeben vom U.S. Geological Survey in Washington.

3. Das Mittelstück

Meine kurze Beschreibung beginnt im Mittelstück, weil ich es am besten kenne und weil hier die einzelnen Ketten und Falten am besten erhalten und am leichtesten zu sehen sind. Die vier Zonen liegen hier neben- und nicht aufeinander.

Das Mittelstück ist nach Nordwesten konvex, und der Bogen ist im Paläozoikum wesentlich eine Funktion der Faltenanzahl (CLOOS 1940 [4]): je mehr Falten, desto ausgeprägter der Bogen. Nach Norden auf die Adirondacks zu klingen die Falten aus. Diese milden Vorlandfalten gibt es weder in den nördlichen noch in den südlichen Appalachen, denn im Norden sind sie gegen das präkambrische Grundgebirge der Adirondacks gedrängt, und im Süden sind die großen Decken unbehindert auf das Vorland geflossen.

Das Profil des Mittelstücks habe ich 1953 [6] und 1965 [7] kurz beschrieben und dann unter Einschluß der Tektonik des Nordwestrandes des Blue Ridge und des Kristallins weiterentwickelt (CLOOS 1971 [8]). Die Einteilung von 1953 ist für den jetzigen Zweck zu detailliert und kann vereinfacht werden: Das Kristallin besteht aus präkambrischem Grundgebirge und metamorphem Paläozoikum und reicht vom Kontinentalrand bis zur South-Mountain - Blue-Ridge-Achse. Eingeschlossen sind Reste von paläozoischem, fossilreichem Kambroordovizium und der Einbruch des Triasgrabens. Die Nordwestkante des Kristallins ist morphologisch der höchste Teil und besteht aus präkambrischen Gneisen und Vulkaniten der Blue-Ridge-Achse.

Sehr wichtig ist der allmähliche Übergang von tektonischer Deformation im Kristallin zu undeformierten paläozoischen Gesteinen innerhalb und westlich des Blue Ridge. Dies ist die Grenze zwischen präkambrischem Kristallin und Paläozoikum, die zusammen gefaltet sind. Die tektonische Grenze entspricht nicht der Oberfläche des Präkambriums, sondern liegt wesentlich höher und ist nicht scharf, sondern ein Übergang inner-

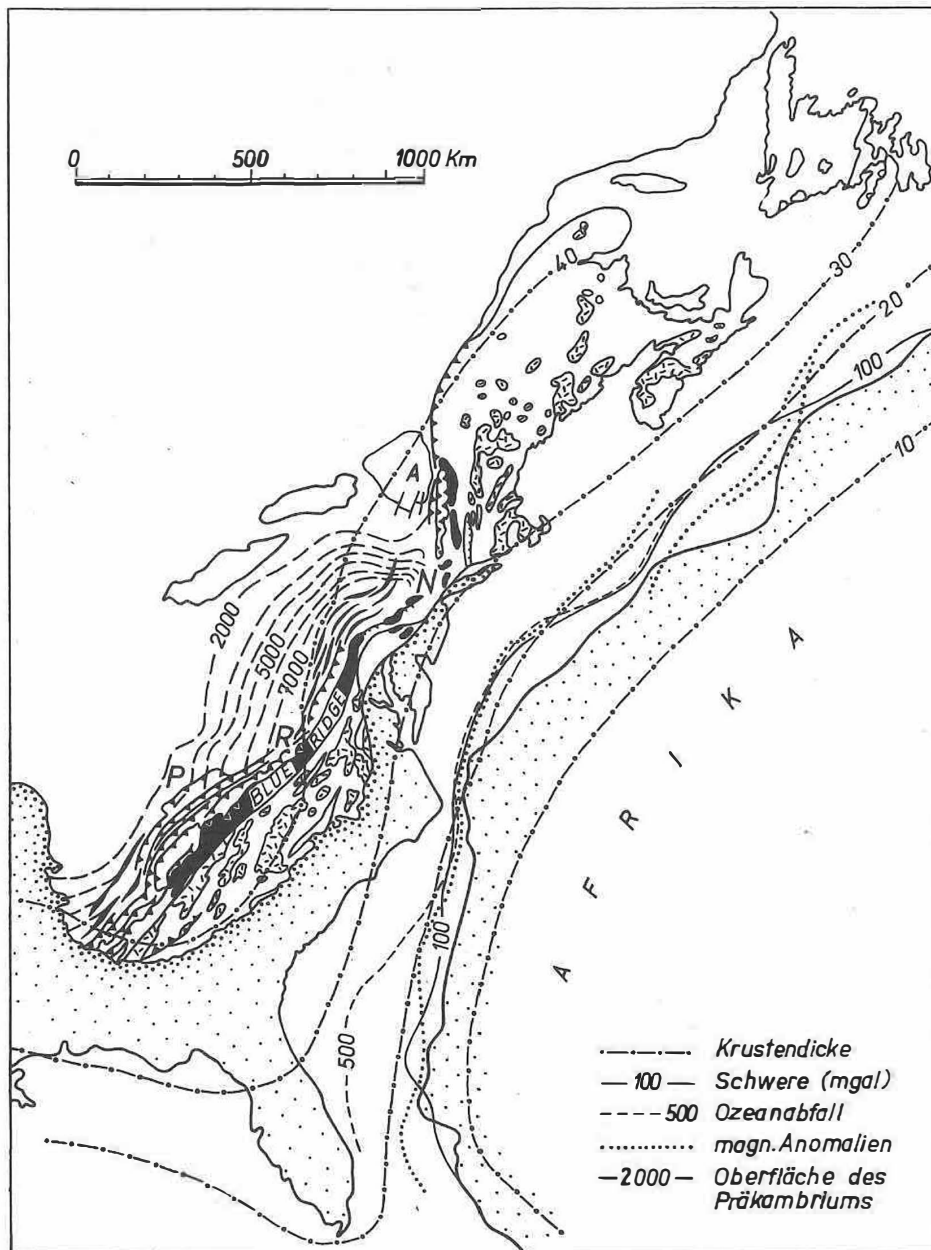


Abb. 1 Appalachen - Kontinentalrand - Afrika

halb einer 10 Kilometer breiten Zone, die eine etwa 5 bis 6 km mächtige Schichtenfolge vom Präkambrium bis zum Silur umfaßt. Dies ist die Zone der deformierten Oolithe (CLOOS 1947 [57]), die aus präkambrischen Gneisen und Vulkaniten, kambrischen Sandsteinen, Schieferen und Kalken und vielleicht unterem Silur besteht.

Typisch für den Übergang ist das nach oben allmähliche Ausklingen von regionaler Schieferung, Lineation (a), Oolithdeformation, ferner Mineralorientierung in Klüften und Spalten sowie Rutschstreifen auf Bewegungsflächen. Alle diese Strukturelemente bestimmen einen Bewegungsplan ($ac \perp b = B$), wobei b die regionale Faltenachse und das Streichen ist. Oberhalb der Tektonitfront gibt es wohl Schieferung im Silur und Devon, aber nicht die ununterbrochene regionale Regelmäßigkeit. Im Grundgebirge ist die regionale Anordnung überprägt, im Paläozoikum handelt es sich um eine Aufprägung auf nichtkristalline Sedimente. Der Zeitpunkt der Deformation ist nicht ganz klar.

Die Tektonitzone ist von besonderer Bedeutung, weil sie ein tektonischer Leithorizont ist, der sich kartieren läßt, andere, z.B. stratigraphische Einheiten überschneidet und vielleicht zur Abschätzung horizontaler Einengung verwendet werden kann. Leider ist diese Zone anderenorts durch intensiven Zusammenschub überdeckt oder überhaupt zerstört wie in den Alpen, Rocky Mountains oder im Kaledonischen Gebirge. Auch in den Appalachen ist der Übergang nur im Mittelstück ganz erhalten.

Nordwestlich der Tektonitfront und des Blue Ridge folgt im Mittelstück die Zone mit den typischen Appalachenfalten, verhältnismäßig offenen, ziemlich symmetrischen langen Faltenzügen, die sich ablösen und nicht durch Deckenschübe oder Überschiebungen zerschnitten sind. Die Westseite des "Great Valley" ist vielleicht eine Aufschiebung, aber andere Unterbrechungen bleiben in der Tiefe und sind eventuell Verschiebungen an Schichtflächen, wie sie in Tiefbohrungen festgestellt worden sind (PERRY 1964 [167]). Westlich der Allegheny-Front (CLOOS 1965 [77], S. 815) folgen sehr milde Vorlandfalten.

Das Profil des Mittelstücks weist im Kristallin und aufwärts bis zum Silur keine größeren Überschiebungen auf, und kleinere steile Aufschiebungen sind kurz und können nicht weit verfolgt werden. Die Stratigraphie ist nur lokal und ganz selten unterbrochen. Wenn man diese Störungen vernachlässigt, dann ist dieses Profil fast kontinuierlich und könnte zu einer Mindestbestimmung der Einengung verwendet werden. Auf jeden Fall ist es das einzige Appalachenprofil, das dazu geeignet ist.

3.1. Einengung des Mittelstückes

Die Oberfläche des präkambrischen Kristallins und des Blue Ridge liegt heute in einer Höhe von etwa 1 000 m. Westlich davon ist das Silur in einer tiefen Synklinale (Massanutten-Synklinale) gefaltet. Der stratigraphische Umfang beträgt etwa 7 bis 10 km, der seitliche Zusammenschub mindestens 10 km bei 10 km horizontaler Entfernung. Die Oberfläche des Präkambriums ist somit wie eine Falltür um ein Scharnier hochgeklappt. Diese Aufklappung hat ihre Spuren als Schieferung, Fältelung, Lineation etc. hinterlassen, und zwar sowohl im Kristallin als auch in der Hülle. Die westlichen Appalachenfalten haben einen entsprechenden Beitrag für die Einengung geliefert (CLOOS 1940 [47]), und eine allgemeine Einengung auf die Hälfte ist wahrscheinlich die richtige Größenordnung. Das Kristallingebiet ist nicht abzuschätzen. Es könnte

als Block, an kleineren Zonen oder durch Aufnahme von Schieferung bewegt worden sein. Der Grad der Metamorphose weist auf Fließen hin.

Wenn man nur die Zonen vom Blue Ridge bis zur Allegheny-Front berücksichtigt, betrüge die Verkürzung etwa 100 Kilometer. Da die Verkürzung das Grundgebirge mit einbezogen hat, was sich in der Tektonitzone feststellen läßt, und keine großen Blöcke oder Decken überschoben wurden, kann man vielleicht annehmen, daß dieser Einengungsbetrag den Gesamtwert für das Mittelstück ausmacht.

4. Der Südteil

Ein Blick auf die Karte (Abb. 1) zeigt das plötzliche Abknicken des Streichens bei Roanoke (R) und die Ablösung der Falten durch Überschiebungen, welche die Faltenstränge diskordant abschneiden. Ebenfalls abgeschnitten sind die Isobathen der Oberfläche des Präkambriums. Die Linien für 7 000, 6 000, 5 000 und 4 000 m stoßen an die westlichsten Überschiebungen in spitzem Winkel an. Die Abknickung selbst ist ebenfalls ein Übergang und beginnt mit einer Überschiebung. Andere, ungefähr parallel dazu verlaufende Überschiebungen vergrößern die horizontale Komponente.

Die Zonen des Mittelstücks können im Süden nur zum Teil erkannt werden, weil dort noch nicht alle kartiert sind. Gut zu unterscheiden sind nur das Kristallin, der Blue Ridge und die Vorlandfalten im Allegheny-Plateau. Die Falten westlich des Blue Ridge werden von großen Überschiebungen abgelöst und setzen sich vielleicht unter diesen fort. Die Tektonitzone ließe sich möglicherweise noch finden, da die Blue-Ridge-Achse weiter nach Süden reicht. Aber selbst diese Gliederung zeigt auffallende Veränderungen: Die Entfernung von der Küste bis zum entblößten Kristallin ist zweimal so breit wie in Maryland; die Piedmont-Provinz (Kristallin) ist dreimal so breit; der Blue Ridge ist an Überschiebungen nach Westen auf Kambroordovizium vorgerückt, so daß das Streichen sich auf etwa 65° erhöht gegenüber 35° etwa in Maryland. Einige der Überschiebungsmassen wie der Pine-Mountain-Block (P) sind als große Platte auf Schichtflächen abgeglitten und reichen weit auf das Vorland hinaus.

Der Unterschied zwischen Mittel- und Südappalachen ist verschiedentlich diskutiert worden und war kürzlich das Thema einer besonderen Exkursion. Ein Führer dafür wurde im Oktober 1971 von W.D. LOWRY [14] und seinen Kollegen veröffentlicht. Der Gegensatz im Deformationsstil besteht im wesentlichen im Vorwiegen von großen Überschiebungen, Fenstern, Brekzien und dem Mangel an typischen Appalachenfalten.

RODGERS (1970 [19], S. 42-43) nennt folgende Möglichkeiten für die Erklärung der Baustilunterschiede: 1. unterschiedliche Kompetenz der Schichtenfolgen, 2. Tektonik der sedimentären Hülle im Gegensatz zur Tiefentektonik mit Einwirkung des Grundgebirges, 3. größere seitliche Einengung im Süden im Gegensatz zur Mitte, 4. Deformationen verschiedenen Alters werden abgebildet. Vielleicht haben mehrere Faktoren eine Rolle gespielt.

An ihrem Südwestende verschwinden die Südappalachen unter der Kreide, und es ist nicht klar, ob die Falten der Ouachitas in Süd-Oklahoma noch zu den Appalachen zu rechnen sind.

4.1. Einengung im Südteil

Die Abknickung bei Roanoke und der Übergang von Falten zu weitreichenden Horizontalschüben könnten sich durch größere Einengung erklären lassen. Von dem Punkt an, wo der Blue Ridge auf Überschiebungen vorwärtsbewegt wurde, biegt das Streichen um, und die Überschiebungen werden nach Südwesten zahlreicher. Es ist höchst unwahrscheinlich, daß man die Überschiebungen einfach summieren darf, um einen Wert für die Einengung zu erhalten, aber vielleicht kann man sie als zusätzliche Bewegung zu den Falten deuten. Wenn man das Streichen des südlichen Mittelstücks ohne Abknickung verlängert, müßte die Horizontalkomponente zunehmen, und die Einengung könnte sich mit zunehmender Zahl der Bewegungsflächen, wie sie in der Karte (Abb. 1) zu sehen sind, verdoppeln. Die Falten könnten sich fortsetzen, wenn auch nicht in der schönen Einfachheit wie im Mittelstück. Aber Falten sind zahlreich, Schieferung ist so weit verbreitet wie in Maryland, Lineation ist ebenfalls sehr deutlich, und alle anderen Zeichen intensiver Faltung sind vorhanden. Selbst wenn die einzelnen Falten nicht leicht zu verfolgen sind, ist Faltung wirksam gewesen und wird durch Deckenschübe unterstützt und verstärkt.

Südlich der Pine-Mountain-Überschiebung (P in Abb. 1) und ehe die Appalachen unter der Kreide verschwinden, stellen sich einige Vorlandfalten wie im Mittelstück ein. Sie streichen fast dem südlichen Mittelstück parallel, und die Zahl der Horizontalschübe wird kleiner. Vielleicht entsprechen diese Falten denen des Mittelstücks und zeigen, daß der ganze Block um mehrere hundert Kilometer nach Nordwesten verschoben ist.

5. Der Nordteil

Nördlich von Trenton (New Jersey) und etwa 100 km südwestlich von New York biegen die Falten des Mittelstücks scharf nach Norden um und streichen nord-südlich. Gleichzeitig verschwinden die Falten der sogenannten "folded Appalachians". Zwischen dem kristallinen Grundgebirge und der Allegheny-Front des Südens ist nur ein schmaler Streifen erhalten geblieben, und große Decken mit Klippen (Taconic-Klippen) herrschen vor. Lange zusammenhängende Falten wie im Mittelstück gibt es nicht, Überschiebungen wiegen vor, die Verlängerung des Blue Ridge ist in den Green Mountains zu erkennen, aber klein und unterbrochen. Piedmont-Provinz und kristallines Gebirge sind mindestens so breit wie im Südteil. RODGERS (1970 [19], S. 200) fand ebenfalls, daß ein Zonenvergleich schwierig und unsicher ist.

Die folgenden Einheiten sind mit einiger Sicherheit zu erkennen: Piedmont mit Grundgebirge und metamorphem Paläozoikum ähnlich wie in Maryland; Green-Mountains-Achse als Äquivalent der South-Mountain-Falte; die Tektonitfront ist nicht als solche kartiert, könnte aber mit der Allegheny-Front zusammenfallen. Die Allegheny-Front stellt gleichzeitig den Kontakt mit dem Präkambrium der Adirondacks her und bildet im Norden die Grenze gegen das kristalline Präkambrium am St.-Lawrence-Fluß.

In der Karte (Abb. 1) zeigt sich, daß das Kristallin im Süden etwa dreimal so breit ist wie die gefalteten Sedimente, dagegen im Norden fast die ganze Breite der

Appalachen ausmacht. Im Süden kann man Falten noch erkennen, im Norden sind sie überfahren und nur noch hier und dort erhalten.

Der Nordteil ist sehr viel komplizierter als die südliche Hälfte der Appalachen. Deckenschübe sind weit verbreitet, fossilführende paläozoische Einbrüche und Einfaltungen sind zahlreich, ein großer Teil des Gebietes ist metamorph, und mehrere Faltungen sind nachgewiesen. Vorlandfalten wie im Mittelstück sind nicht erhalten, das Orogen ist gegen das Präkambrium gedrängt und zum Teil daraufgeschoben. Einen Einengungsbetrag kann man nicht berechnen, aber selbst wenn er nur 50 % wie im Mittelstück ausmachte, würde die Einengung mindestens 200 Kilometer betragen.

6. Folgerungen und Spekulationen

Diese wenigen skizzenhaften Hinweise und ein Blick auf die Karte (Abb. 1) zeigen, daß die konventionelle Konstruktion von paläogeographischen Karten nicht die Form und Lage der Geosynklinale wiedergibt, sondern eine verschobene Abart, die nicht als Grundlage weitreichender Schlüsse dienen kann. Die Appalachen sind an zwei Stellen abgeknickt, und die beiden Flügel sind vorgeschoben; wie weit, ist noch nicht systematisch untersucht, aber sicher mehr als das einfachere Mittelstück, wo die Einengung etwa 50 % beträgt.

Vor der Einengung verlief die Appalachengeosynklinale, wie sie aus den paläozoischen Sedimenten rekonstruiert werden kann, vielleicht dem Kontinentalrand parallel oder lag über dem jetzigen Rand von Nordamerika. Vielleicht ließe sich der wirkliche Kontinentalrand aus anderen Daten ablesen. KING (1970) [13] hat einige Karten veröffentlicht, aus denen ich die Linien für Krustendicke, Schweremessungen, magnetische Anomalien und für die 500-m-Linie des Kontinentalabhanges entnommen und in Abb. 1 eingetragen habe. Diese Linien verlaufen nicht parallel zur jetzigen Küste, sondern biegen im Norden und Süden vom Kontinentalrand ab.

Vielleicht könnte man die Appalachenverschiebung mit den Linien gleicher Krustendicke in Beziehung bringen (KING 1970 [13], S. 92). Wenn man die 30-km-Linie in Abb. 1 als Bezugslinie benutzt, wäre die Verschiebung des Südteils im Pine-Mountain-Profil etwa zweimal so groß wie im Mittelstück. Im Nordostteil wäre die Verschiebung der Blue-Ridge-Front viel größer und etwa drei- bis viermal so groß wie im Mittelstück. Die geophysikalischen Daten ergeben ein ähnliches Bild.

Man kann noch einen Schritt weiter gehen und mit BULLARD u.a. (1965) [3] und KING (1970) [13] versuchen, den Atlantik zu schließen und Afrika an Nordamerika anzupassen. Dabei ergibt sich eine auffallende Tatsache: Krustendicke und alle geophysikalischen Daten laufen (vgl. Abb. 1) zu Afrika parallel und nicht zu Nordamerika. Die einzige Ausnahme ist die 500-m-Tiefenlinie östlich von Florida. Es ist wohl kein Zufall, wenn das Appalachen-Mittelstück "normal" ist (CLOOS 1971 [8]) und die beiden Flügel abgeknickt sind. Wenn man die letzteren zurückbiegt und das Mittelstück ausglättet, kommt die Appalachengeosynklinale über der großen Spaltenzone zu liegen, die den alten Kontinent anfänglich getrennt haben muß. Wenn diese Zone eine alte Anlage wäre, vielleicht sogar präkambrisch, dann könnten aus ihr die Vulkane des Blue Ridge herrühren. Dehnung würde die Kruste verdünnen, und eine Depression könnte zur Bildung der Geosynklinale führen. Sedimentation könnte die Tröge von beiden Seiten füllen,

und die Herkunft der Sedimente vom Atlantik her (PETTIJOHN und Schüler) ließe sich vielleicht so erklären. Aus dieser labilen Zone stiegen auch die Kräfte und das Material auf, die sowohl in den Intrusionen und der Metamorphose als auch in der Faltung zum Ausdruck kommen. Nach endgültiger Fixierung und Erstarrung riß die Spalte wieder auf, und diese Dehnung könnte dann die Triasgräben erklären. Viel später wanderten Amerika und Afrika auseinander, und die endgültige Trennung fand statt.

Warum die Appalachen abgeknickt und warum sie auf den Kontinent zu bewegt worden sind, ist hiermit nicht erklärt, und es wird noch viel Feldarbeit notwendig sein, ehe wir dieses Gebirge genügend kennen, um in der Lage zu sein, einige der großen Fragen zu beantworten.

Literatur

- [1] BIRD, J.M.; DEWEY, J.F. Lithosphere plate - continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. Bull. geol. Soc. Amer. 81 (1970) 4, S. 1031-1059
- [2] BLACKETT, P.M.S.; BULLARD, E.; RUNCORN, S.K. [Hrsg.] A symposium on continental drift. Philos. Trans. roy. Soc. A 258 (1965) 1088, 323 S.
- [3] BULLARD, E.; EVERETT, J.E.; SMITH, A.G. The fit of the continents around the Atlantic. Philos. Trans. roy. Soc. A 258 (1965) 1088, S. 41-51
- [4] CLOOS, E. Crustal shortening and axial divergence in the Appalachians of southeastern Pennsylvania and Maryland. Bull. geol. Soc. Amer. 51 (1940), S. 845-872
- [5] CLOOS, E. Oolite deformation in the South Mountain fold, Maryland. Bull. geol. Soc. Amer. 58 (1947) 9, S. 843-917
- [6] CLOOS, E. Appalachenprofil in Maryland. Geol. Rdsch. 41 (1953), S. 145-160
- [7] CLOOS, E. Appalachenprofil 1964. Geol. Rdsch. 54 (1965) 2, S. 812-834
- [8] CLOOS, E. Microtectonics along the western edge of the Blue Ridge, Maryland and Virginia. Baltimore: Johns Hopkins Press 1971
- [9] FISHER, G.W.; u.a. [Hrsg.] Studies of Appalachian geology: central and southern. New York: Wiley-Interscience 1970
- [10] GARLAND, G.D. [Hrsg.] Continental drift. Roy. Soc. Canada spec. Publ. 2 (1966)
- [11] JOHNSON, H.; SMITH, B.L. [Hrsg.] The Megatectonics of continents and oceans. New Brunswick: Rutgers University Press 1970
- [12] KING, P.B. Tectonic map of North America 1 : 5 000 000. Washington: U.S. Geological Survey 1969
- [13] KING, P.B. Tectonics and geophysics of eastern North America, in: The Megatectonics of continents and oceans, S. 74-112.

- New Brunswick: Rutgers University Press 1970
- [14] LOWRY, W.D.; u.a.
[Hrsg.]
Guidebook to contrast in style of deformation of the southern and central Appalachians of Virginia. Blacksburg: Virginia Polytechnical Institute 1971
- [15] MALFAIT, B.T.;
DINKELMAN, M.G.
Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate.
Bull. geol. Soc. Amer. 83 (1972) 2, S. 251-271
- [16] PERRY, W.J.
Geology of Ray Sponaugle well, Pendleton County, West Virginia.
Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol. 48 (1964), S. 659-669
- [17] RAMSAY, J.G.
The measurement of strain and displacement in orogenic belts. Time and place in orogeny.
Geol. Soc. London spec. Publ. 3 (1969), S. 43-79
- [18] RODGERS, J.
Basement and no-basement hypotheses in Jura and the Appalachian Valley and Ridge.
Virginia polytechn. Inst. Dep. geol. Sci. Mem. 1 (1964), S. 71-80
- [19] RODGERS, J.
The tectonics of the Appalachians.
New York: Wiley-Interscience 1970
- [20] RODGERS, J.
The Taconic orogeny.
Bull. geol. Soc. Amer. 82 (1971) 5, S. 1141-1177
- [21] ZEN, E.; u.a. [Hrsg.]
Studies of Appalachian geology: northern and maritime.
New York: Wiley-Interscience 1968