

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

Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde
Nr. 77

**Contributions on geological development of molasses
in some regions of Europe and U.S.S.R.
and on block tectonics of Elbe-Lineament**

Materials of working groups 3.3 (Tectonic regime of epochs
of molasse formation) and 4.4 (Block tectonics of earth's crust
and consolidated regions and their role in the
development of geosynclines)

Multilateral Cooperation of the Academies of Sciences
of the Socialist Countries, Problem Commission IX



Compiled by
G. SCHWAB, A. O. LUDWIG

Editor: The Director of the Central Institute for Physics of the Earth

Potsdam 1983

Vorwort/Preface	8
part I: Development and spatial position of molasses and their region <u>of accumulation</u>	11
LÜTZNER, H.; VASS, D.: Subdivision and stages of development of Variscan and Alpine molasses (on the base of the example of Central European Variscides and West Carpathians)	11
VASS, D.; KRYSTEK, I.; STRÁŇÍK, ZD.: Tectonic activity in time of formation of Main and Late molasses in Czechoslovakian West Carpathians	35
VOŽAROVA, A.; VOŽAR, J.: Subdivision and stages of development of Variscan molasse of the Czechoslovakian West Carpathians	49
SCHWAB, G.: The transition between molasse stage and platform cover in the Variscan Central Europe	59
ВОЛОЧКОВИЧ, К.Л.: Верхнепалеозойские орогенные комплексы и структуры Южного Тянь-Шаня (Late Paleozoic orogenic complexes and structures of Southern Tjan-Schan)	77
ЛЕОНОВ, Ю.Г.; ЩЕРБА, И.Г.: Некоторые особенности верхнекайнозойских моласс в эпи-платформенной активизации юга Средней Азии (Some features of Upper Cenozoic molasse in area of epi-platform reactivation in southern Middle Asia)	93
ЩЕРБА, И.Г.: Характерный механизм образования олистостромов в эпоху горообразования (Typical mechanism of olistostrome formation in orogenic epochs)	107
ЛЕОНОВ, Ю.Г.: Корреляция тектонических движений в орогенных областях (областях молассообразования) и за их пределами (Correlation of tectonic movements within and outside of orogene regions (regions of molasse formation))	125
part II: Geological development of block-tectonics in the region of <u>Elbe-Lineament, especially in the territory of G.D.R.</u>	143
BANKWITZ, P.; FRISCHBUTTER, A.; BANKWITZ, E.: Structure and tectonic development of Elbe-zone ↗)	
LUDWIG, A.O.: Die strukturelle Entwicklung des NW-Abschnittes des Elbe-Lineaments und Vergleich mit dem anschließenden SE-Abschnitt im Gebiet der DDR (The structural development of the NW-part of Elbe-lineament and comparison with the south-eastern part on the territory of G.D.R.)	143
BENEK, R.: Über Beziehungen des permosilesischen Vulkanismus zum Bruchmuster, speziell zum Elbe-Lineament (On relations of Permo-Silesian volcanism to the fault pattern, especially to the Elbe-lineament)	177

STACKEBRANDT, W.: Zum tektonischen Charakter der Harznordrand- störung (On tectonic character of Northern Harz border fault system)	187
JANSSEN, Chr.: Analyse der Spannungsverteilung im Tafeldeckgebirge des Subherzynen Beckens und angrenzender Gebiete (Investigations of distribution of paleostress in platform cover of Subhercyn basin and adjacent regions)	195
FUSÂN, O.; KVITKOVIČ, J.; PLANCĀR, J.: Bau und Dynamik einiger Blöcke der Westkarpaten (Structure and dynamics of several tectonic blocks of the West Carpathians)	201
НИКОЛАЕВ, В.Г.: Консолидированная земная кора Паннонского бассейна (The consolidation of earth's crust in the Pannonian Basin)	211

Through technical causes the pagination is beginning at page 5

+) This paper dealing with the SE-part of the Elbe-lineament on the territory of G.D.R., the so named Elbe-zone, will be published in detailed version in "Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam (1983) 44, 2" entitled as "Some characteristics of the Elbe-zone" (in print).

Der vorliegende Sammelband enthält Beiträge von zwei Arbeitsgruppen der Problemkommission IX der multilateralen Zusammenarbeit der Akademien der Wissenschaften sozialistischer Länder "Geosynklinalprozeß und Entwicklung der Erdkruste".

Die Beiträge zum Teil I dieses Sammelbandes "Gesetzmäßigkeiten der Entwicklung und der räumlichen Stellung der Molassen und ihrer Bildungsgebiete" betreffen Untersuchungen der Arbeitsgruppe 3.3 "Tektonisches Regime der Epochen der Molassenbildung" im Zusammenhang mit der Zusammenstellung lithologisch-tektonischer Typusprofile ausgewählter Molassevorkommen Mittel- und SE-Europas sowie der UdSSR¹⁾.

Bei den Beiträgen zum Teil II dieses Bandes "Geologische Entwicklung der Blocktektonik im Gebiet des Elbe-Lineamentes, speziell auf dem Territorium der DDR" handelt es sich um die Wiedergabe von Vorträgen, die anlässlich der Arbeitsberatung der Arbeitsgruppe 4.4 "Blocktektonik und konsolidierte Gebiete der Erdkruste und ihre Rolle in der Entwicklung der Geosynklinalen" im September 1981 in Berlin gehalten wurden (Veranstalter Akademie der Wissenschaften der DDR).

Charakteristisch für den thematischen Ansatz der Arbeiten sowohl in der Molasse als auch zur Blocktektonik ist eine Orientierung auf die Prozeßanalyse geologischer Vorgänge in Raum und Zeit. Hierbei spielen Aspekte der Geodynamik der Beckenbildung ("Beckenbildungsprozeß") im Hinblick auf die Akkumulation und Migration mineralischer Rohstoffe eine besondere Rolle.

Schwerpunkt der Beiträge zur **M o l a s s e p r o b l e m a t i k** bilden die Diskussionen zur räumlichen und zeitlichen Untergliederung der variszischen und alpidischen Molassen im Hinblick auf die Markierung tektonischer Prozesse der Krustenbildung und -entwicklung. Unter Molassen werden hierbei die distraktiven Sedimente verstanden, die während des morphogenetischen (orogenetischen) Entwicklungsstadiums sowohl im Vorland als auch im Inneren sowie im Rückland eines Tektogens abgelagert wurden. Einbezogen in diese umfassende Molassedefinition werden auch die molasseartigen Ablagerungen tektonischer Reaktivierungszonen (Epiplattform-Molassen) wie sie an einem Beispiel aus Mittelasien (Afghano-Tadshikische Depression) beschrieben werden.

Die vergleichende Untersuchung der paläozoischen und känozoischen Molassen im Rahmen der Problemkommission IX (PK IX) zeigt, daß auf diese prinzipiell die auf VON BUBNOFF zurückgehende und für die variszischen Molassen erweiterte Untergliederung in Früh-, Haupt- und Spätmolassen angewendet werden kann. Im Sinne der Hauptaufgabenstellung der Arbeitsgruppe wird auf der Grundlage dieser Gliederung die Dynamik der tektonischen Entwicklung der Molassen verschiedener tektonischer Epochen und Gebiete diskutiert (Mittel-europäische Varisziden, Westkarpaten, Südlicher Tjan-Schan, Afghano-Tadshikische Depression).

¹⁾ "Tectonic Regime of Molasse Epochs. Comparative Analysis of the Formation of Paleozoic and Cenozoic Molasses in Central and South-East Europe and some Regions of U.S.S.R.". - Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam Nr. 66 (1982)

Dabei haben Themenkomplexe der Wechselwirkung von Sedimentation und Tektonik besondere Bedeutung: Klärung der endogenen und exogenen Gesetzmäßigkeiten der Krustenentwicklung während des Molassebildungsstadiums, insbesondere im Hinblick auf Änderungen der Deformationsintensität des tektonischen Krustenregimes (unter Einbeziehung des Magmatismus dieser Etappe) sowie die Analyse der lateralen Beziehungen zwischen Tektogen (Mobilzone) und Vorland. Beiträge hierzu liefern die Untersuchungen zur Korrelation der tektonischen Bewegungen innerhalb und außerhalb orogener Gebiete während der kaledonischen Faltungsperiode und über die Olisthostrombildung im Zusammenhang mit der tektonischen Reaktivierung des südlichen Tjan-Schan und der Afghano-Tadshikischen Depression.

Die enge kausale Verbindung zwischen der Anlage und Füllung der Molassebildungsräume einerseits und bruchtektonischer Aktivitäten in den Spätstadien der Tektogenentwicklung andererseits rechtfertigt die Vereinigung der Molassethematik mit den Beiträgen der Arbeitsgruppe 4.4 über die **B l o c k t e k t o n i k** und hierbei speziell die geologische Entwicklung des Elbe-Lineaments als bereits spätvariszisch wirksamer überregionaler Bruchstruktur in Mittel- und Südosteuropa. Ein ausgeprägter subsequenter Vulkanismus (Oberkarbon - Perm) und die Ablagerung sedimentärer Molassen dokumentieren im DDR-Anteil der Struktur eine entscheidende tektonische Entwicklungsphase des Lineamentes. Die strukturelle Bearbeitung des Elbe-Lineaments¹⁾ als eine der großen, den tektonischen Bauplan Europas und seine blocktektonische Entwicklung bestimmenden Bruchzonen ist eine spezielle Aufgabe dieser Arbeitsgruppe (sogen. "Schlüsselprojekt"). Die im Jahre 1981 in der DDR durchgeführten Arbeitsberatungen und Feldarbeiten dienten der Bestandsaufnahme der Kenntnisse über diese Zone im Territorium der DDR, insbesondere dem Vergleich von Struktur und -entwicklung ihres südöstlichen Abschnittes (Elbe-Zone i.e.S.) und seiner Fortsetzung nach NW in das Gebiet des nördlichen Harzvorlandes (Subherzyna Senke). Hierbei entwickelte sich eine Diskussion zu folgenden Schwerpunktproblemen der Blocktektonik und ihrer Hauptelemente (Brüche):

- laterale und vertikale Erstreckung des Lineaments, speziell nach NW über die Mittelmeer-Mjösen-Zone hinaus und nach SE über das Pannonische Becken in die Kraistiden-Zone;
- Anlage des Lineaments und strukturelle Beziehungen als Parallelelement zum SW-Rand der Osteuropäischen Tafel, speziell im Hinblick auf die Bildung eines Schollenfeldes des Fundaments, das sich postum im Tafeldeckgebirge durchpaust;

1) Der Begriff "Lineament" wird in der geologischen Literatur noch sehr uneinheitlich benutzt. Die AG 4.4 ist daher bemüht, zunächst im Kreis der Mitgliederländer zu einer einheitlichen Auffassung zu kommen. Wesentliche Stellungnahmen der Ländervertreter dazu liegen bereits vor; die Diskussion innerhalb der Gruppe ist aber noch im Gange. Im folgenden wird unter einem Lineament eine "kontinentweite, lange Zeit bzw. wiederholt in der Erdgeschichte aktive Strukturzone mit im Vergleich zur Umgebung zumindest zeitweise strukturell autonomer Entwicklung" verstanden. In der Regel wird sie von zwei flankierenden, tiefreichenden Brüchen begrenzt, die ein differenziertes Schollenfeld hoher Mobilität einschließen. Die geologische Anlage einer Lineamentstruktur reicht in der Erdgeschichte meist weit zurück.

- Verhalten des Lineaments während der variszischen Geosynklinal- (Tektogen-/Morphogen-) entwicklung und der anschließenden Tafelstufe, u.a. im Zusammenhang mit der Umstellung der tektonischen Kräftepläne (Saxonische Tektonik);
- lateraler Einfluß des Lineaments auf die strukturelle und stoffliche Entwicklung der angrenzenden Krustenfelder, besonders auf die Sedimentation der Deckgebirgssenkungen in Mitteleuropa (Norddeutsch-Polnische Senke) und seine Bedeutung als Blockgrenze;
- Rolle des Elbe-Lineamentens im Rahmen intraplattentektonischer Prozesse (Horizontaltektonik; rezente Krustenbewegungen).

Die Leitung der Arbeitsberatung und der Feldarbeiten der Arbeitsgruppe 4.4 hatte Dr. habil. A.O. LUDWIG, Zentralinstitut für Physik der Erde AdW der DDR. An der Organisation und Durchführung beteiligten sich außer den in den Beiträgen genannten Autoren Doz. Dr. habil. K.-A. TRÖGER (Sektion Geowissenschaften der Bergakademie Freiberg), Dr. E. PRÄGER (Abteilung Geologie beim Rat des Bezirkes Dresden), Dr. W. REICHEL (VEB Autobahnkombinat Berlin, Betrieb Sprengtechnik Dresden). Ihnen wie auch den Mitarbeitern des Zentralinstituts für Physik der Erde AdW der DDR, Bereich Geologie, Kolln. H. GENDT, Dipl.-Geologen Chr. JANSSEN, Dr. F. SCHÜLER und Dipl.-Geologen W. STACKEBRANDT. sei an dieser Stelle für ihre tatkräftige Hilfe beim Zustandekommen der Veranstaltung herzlich gedankt. Dieser Dank gilt auch den Kollegen aus den sozialistischen Ländern, die an den Feldarbeiten teilnahmen: Dr. I. BOJANOV, Sofia, Leiter der AG 4.4; Dr. D. JOSSIFOV, Sofia; Dr. W. KOSTADINOV, Sofia; Dr. V. NIKOLAJEV, Moskau; Dr. J. KVITKOVIČ, Bratislava; Dr. J. PLANČAR, Bratislava.

Zusammenstellung und Redaktion des vorliegenden Sammelbandes erfolgten unter Leitung von Dr. G. SCHWAB (Vorsitzender der Arbeitsgruppe 3.3) und Dr. habil. A.O. LUDWIG (nationaler Vertreter in der Arbeitsgruppe 4.4). Unser besonderer Dank gilt in diesem Zusammenhang Frau Dr. T. BANDLOWA, Frau Dipl.-Min. G. BUDZINSKI, Frau G. MOZELEWSKI, Frau K. PAECH, Frau H. SCHRÖDER und Herrn A. HENDRICH für ihre Mitarbeit an der redaktionellen und technischen Zusammenstellung des Bandes.

Prof. Dr. sc. K.-B. JUBITZ
 Ständiger Vertreter der Akademie der Wissenschaften der DDR
 für die Problemkommission IX

Subdivision and stages of development of Variscan and Alpine molasses
(on the base of the example of Central European Variscides and West Carpathians)



by
Harald LÜTZNER ¹⁾ and Dionýs VASS ²⁾

S u m m a r y

The molasse deposits of the Central European Variscides and of the West Carpathians are compared in respect to spatial subdivision and general development in time. Both molasses can be subdivided in space into inner and outer molasse. Back molasse is recognized in the Carpathians. Molasse development in time is based on an analogous subdividing in early, lower and upper main, and late molasse stages. Early molasse deposition is synchronous with deposition in other, especially in outer zones. Compared with the sporadic early molasse basins the main molasse is characterized by a spatially more stable development which in detail reflects last folding events, nappe movement and general uprise with advanced rigid behaviour of the crust. Particular during the upper main stage block movements and associated volcanic activity are controlling the basin development. The late molasse stage is characterized by fading fault activity and formation of broad sedimentary basins in the foreland (Variscides) or back area (West Carpathians), respectively, which are successively enlarging and overlapping the adjacent part of the tectogenetic belt.

LÜTZNER, H.; VASS, D.: Untergliederung und Entwicklungsstadien der variszischen und alpidischen Molassen (auf der Grundlage von Beispielen der Mitteleuropäischen Varisziden und der Westkarpathen)

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

Die Molasseablagerungen der Mitteleuropäischen Varisziden und der Westkarpathen werden im Hinblick auf ihre räumliche Gliederung und die generelle zeitliche Entwicklung verglichen. Beide Molassen können räumlich in innere und äußere eingeteilt werden; in den Karpathen läßt sich außerdem eine Rücktiefen-Molasse unterscheiden. Der Vergleich der zeitlichen Entwicklung stützt sich auf eine analoge Untergliederung in die Stadien der Frühmolasse, untere und obere Hauptmolasse sowie Spätmolasse. Die Frühmolasse beginnt nach der Hauptfaltung der inneren Tektogenzonen und bildete sich gleichzeitig mit Flyschablagerungen in anderen Tektogenteilen, besonders in den Außenzonen. Verglichen mit den sporadisch auftretenden Frühmolasse-Becken zeichnet sich die Hauptmolasse durch eine räumlich stabilere Beckenentwicklung aus, in deren Einzelheiten sich die letzten Faltungen, die Deckenbewegungen sowie die allgemeine Heraushebung bei einem zunehmend rigiden Verhalten der Kruste abbilden. Blockbewegungen und eine damit verbundene vulkanische Aktivität beeinflussen die Beckenentwicklung besonders während der oberen Hauptmolasse. Die Spätmolasse wird durch ausklin-

1) Zentralinstitut für Physik der Erde AdW, Institutsteil Jena, DDR-6900 Jena, Burgweg 11

2) Geologický ústav Dionýza Stúra, Czechoslovakia, 81704 Bratislava, Mlynská dolina 1

gende Bruchbewegungen charakterisiert. Im Vorland (Varisziden) bzw. im Rückland (Karpathen) bilden sich breit angelegte Sedimentationsbecken, die sich allmählich erweitern und auf die angrenzenden Teile der Tektogene übergreifen.

Лютнер, Х., Ваш, Д.: Расчленение и стадии развития варисцийских и альпийских моласс (на основе примеров по Средне-Европейским варисцидам и Западным Карпатам)

Р е з ю м е

Проводится сравнение пространственного расчленения и общего хронологического развития молассовых образований Средне-Европейских варисцид и Западных Карпат. Обе молассы можно разделить на внутреннюю и внешнюю, в Карпатах кроме этого удается выделить молассу внутренней впадины. Сравнение хронологии событий основывается на аналогичном разделении на стадии ранней молассы, нижней и верхней главной молассы, а также поздней молассы. Ранняя моласса начинается после главной складчатости внутренней тектогенной зоны и формируется одновременно с осадконакоплением **флиша** в других участках тектогена, и особенно во внешней зоне. По сравнению со спорадически появляющимся **раннемолассовым** бассейном главная моласса характеризуется стабильным в пространстве развитием бассейна, в детальном строении которого отражается последняя складчатость, подвижки покровов, а также общее поднятие при увеличении жесткости земной коры. Блоковые подвижки и связанная с ними вулканическая активности оказывают влияние на развитие бассейна, особенно во время формирования верхней **главной** молассы. Поздняя моласса характеризуется затухающими **разломными** движениями. В форланде (варисциды) и в рюклянде (Карпаты) формируются обширные бассейны осадконакопления, которые постепенно расширяются и захватывают прилегающие области тектогена.

1. Introduction

The Upper Carboniferous and Lower Permian deposits of Central Europe as well as the Neogene (and a part of the Palaeogene) sediments of the Western Carpathians display characteristic features of molasses. The molasse sequences reflect the final stage of Variscan and Alpidic tectogenesis, respectively, especially the emergence and elevation of the fold belt as a morphological unit, its tectonic fracturing and denudation. These processes strongly control the molasse sedimentation, thus permitting palaeotectonic conclusions by tracing the sedimentary history. Analogous lines of development in different fold belts suggest a general trend of events. With this view the molasses of the Central European Variscides and the West Carpathians were investigated. The main method was a comparative study of molasse stages in both tectogenes.

2. Common and differing features of Variscan and Alpidic molasses

The Variscan and Carpathian molasse sediments coincide in several lithological and palaeogeographical features which, according to the Glossary of molasse terms (cp. GRUMBT 1982), also characterize molasses in general:

1. Detritic deposits absolutely predominate. In part they are associated with caustobioliths and evaporites. Limestones and siliceous rocks sporadically occur.
2. The detritic material predominantly comes from the folded mountain belt (tectogene), including internal massifs as for instance the Pannonian block or the Bohemian Massif.
3. The molasse development is accompanied by strong volcanism culminating during the deposition of the main molasse. The products of volcanism are a rather important source of clastics, too. Considerable accumulations of volcanic rocks and tuffs took place in local volcanotectonic depressions; the thickness of volcanic rocks is till 2000 m (cp. LÜTZNER 1982, VASS 1982).
4. Using similar criterias both molasses can be subdivided in space into inner and outer molasse; in time into early, main, and late molasse; according to the relation of sedimentation and folding or nappe formation into pre-tectonic and post-tectonic.
5. The first impulse starting the deposition of molasse was the main folding of inner zones of the tectogene. In the case of the Variscides the molasse deposition started during the Lower Carboniferous, in the case of the Carpathians after the Upper Cretaceous (Subhercynian or Mediterranean) movements. Later the formation of molasses began also in the foredeep. Thus, during the deposition of the oldest molasses contemporaneously the flysch deposition was going on, only in different places.

In some features the Variscan and Carpathian molasses are differing from one another (Table 2). A conspicuous difference is the higher portion of coarse-clastic sediments in the Variscan molasse basins. On the other hand, fine-clastic deposits of the schlier type are widely found in the Carpathian molasse, but rarely occur in Variscan molasses.

The differences in grain-size are explained by the sedimentary environments which are predominantly continental in case of the Variscan molasses. Marine and brackish sediments are limited to the older paralic part deposited during the Upper Carboniferous. West Carpathian molasses except the late molasse mostly formed in marine and marine-brackish environments.

3. Division in space

BUBNOFF (1949) suggested a bipartite spatial division in inner and outer molasses. This simple subdivision is suitable for the comparison of different tectogenes and fits to the Central European Variscides as well as to the West Carpathians. In West Carpathians the back molasse may be distinguished as a third unit of spatial division.

3.1. Outer molasse

A broad belt of outer molasse was deposited in front of the Variscan tectogene (Fig. 1). It can be traced from the British Isles and the southern North Sea to Belgium, Netherlands, Northwest Germany and the northern part of the G.D.R. (KATZUNG 1982a, b). Following the bending border of the Variscides in Poland the outer molasse prolongates to Upper Silesia (GRADZIŃSKI 1982).

Compared with the West Carpathians the following properties are of interest:

- The outer molasse is lying on flysch near the border of the tectogene, in external parts, however, on contemporaneous marine deposits of platform character or on platform base.
- The outer molasse was deposited in a continuous depression which may be subdivided in special basins reflected by thickness and facies pattern, but these patterns are only incompletely known because information is predominantly based on sub-surface data. Furthermore, the contours of sedimentation areas and the axis of depositions are shifting with time.
- The interior part of the outer molasse is incorporated into the tectogenetic deformation. The folded Namurian and Westfalian deposits of the Ruhr district and of the Upper Silesian basin are well known examples. The folding of the molasse is fading out towards the foreland.

The outer molasse of the Carpathian foredeep can be generally divided into internal and external, too (Fig. 2). The internal molasse is lying partly on the Carpathian fundament (flysch), it is strongly deformed, folded and incorporated in the flysch nappes. The external molasse is lying on the foreland, it is slightly deformed, mostly by faults.

The differences between outer molasses of the West Carpathians and the Variscides are connected with the differing tectonic behaviour of the adjoining platforms. In front of the West Carpathians of Moravia which border the permanently ascending Bohemian Massif the foredeep is relatively narrow and the development of outer molasse is finished

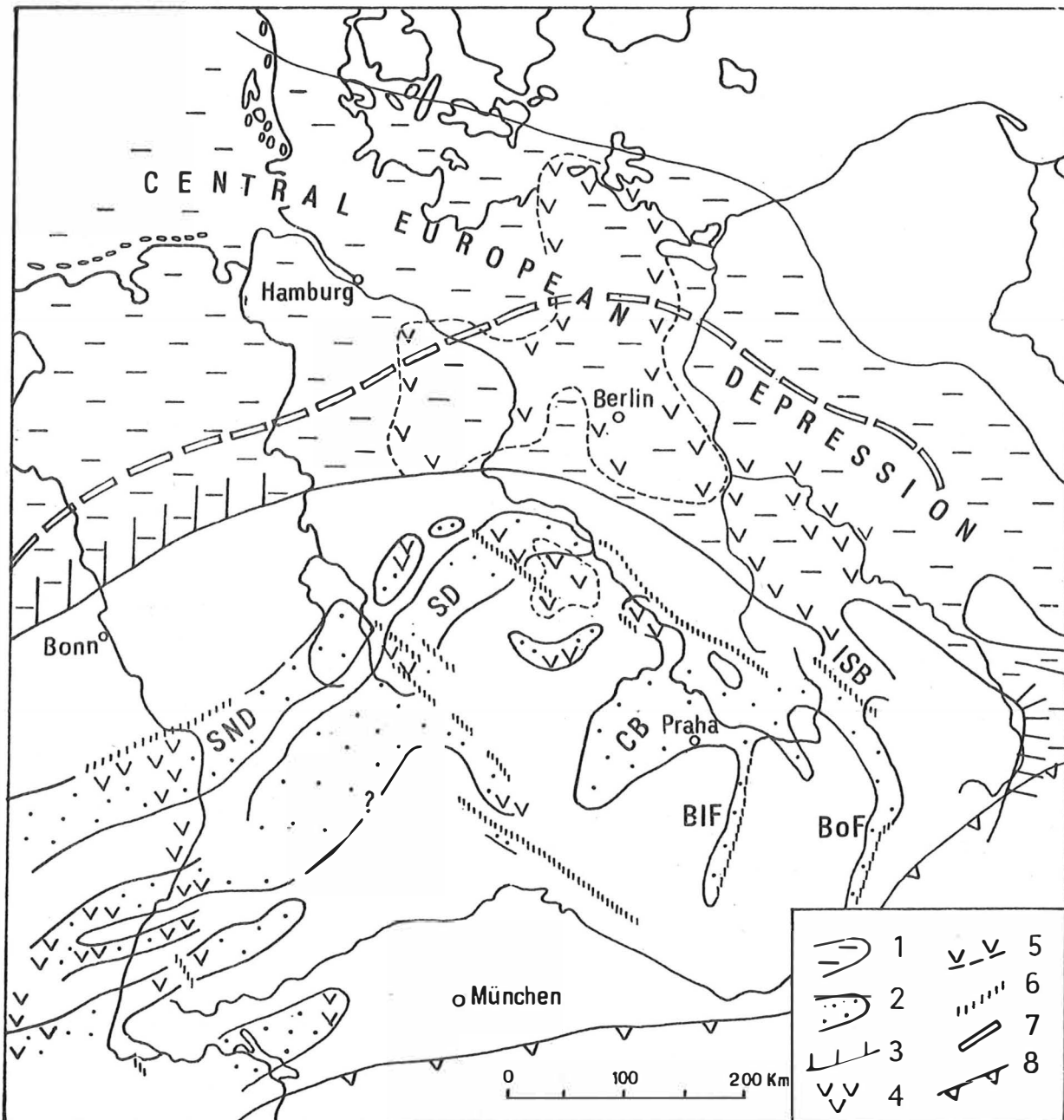


Fig. 1 Division of Central European Variscan molasses in space

1...3 - molasse basins, outlines generalized; 1 - outer molasse, 2 - folded part of outer molasse, 3 - inner molasse; 4 - volcanic rocks; 5 - volcanic rocks in continuous extension; 6 - paleotectonic fault zones; 7 - northern borderline of the Variscan folding (position in territory of G.D.R. according to KATZUNG 1982b); 8 - northern borderline of the Alpidic fold belt

Abbreviations: BLF - Blanice Furrow, BoF - Boskovice Furrow, CB - Central Bohemian Basin, ISB - Intrasudetic Basin, SD - Saale Depression, SND - Saar-Nahe-Depression

in Upper Miocene. The foredeep in the eastern and southern segment of Carpathians is broad. The thickness of deposits rises up to few thousand (Eastern Carpathians) and in Southern Carpathians foredeep up to several thousand metres. The Variscan foredeep had a comparable development in front of the London-Brabant Massif where the foredeep is narrow. Farther to the east the Variscides are bordering the East European platform the marginal region of which is characterized by lasting tendency of subsidence (TESCHKE 1975; SCHMIDT u.a. 1977; ZNOSKO 1977). With some modifications the subsidence continues also in post-Variscan time (NÖLDEKE & SCHWAB 1977). Under these conditions the Variscan outer molasses cover a very broad area. In both types of outer molasse depression - Variscan and West Carpathian - the clastic filling was provided from the tectogene (usually predominant source area) and from the adjoining platform elevations as well.

A striking difference between Variscan and Carpathian outer molasses is the strong volcanic activity in vast areas of the northern Variscan foreland, whereas volcanic rocks in the Carpathian foredeep are very rare.

3.2. Inner molasse

Inner molasse includes all molasse depressions or basins in the tectogenetic mountain belt. In the Carpathians there are large depressions (longitudinal intramontaneous basins) and smaller ones (interior basins). They rest on both main zones of the Carpathian mountain belt: mostly on the Inner, partly on the Outer (flysch) zone.

A similar division of inner molasse basins is true of the Variscides. Large elongated basins posthumously follow the main trend of tectogenetic structure. Smaller basins may be arranged in like manner, in part they depend on fault tectonics perpendicular or oblique to the main trend. Inner molasse basins are rarely found in the Rheno-Hercynian zone, most of the rest on the inner tectogenetic zones.

3.3. Back molasse

Back molasse was recognized in the Carpathians (VASS 1981). It is represented by molasse deposits originated on the back side of the tectogene. They fill two types of basins: a) large braohysynolinal basins filled by early and late molasse, b) small episodic basins filled by main molasse deposits. The basins rest mostly on Pannonian Massif, partly on the innermost zones of the Inner West Carpathians.

4. Stages of molasse development

Using terms proposed by BUBNOFF (1949) and KATZUNG (1970) we suggest three periods of molasse formation: early, main and late (Table 1).

Stage	Central European Variscides	West Carpathians	Events characterizing the type of deformation	Common features of C.E. Variscan and W. Carpathians molasse	Differing features
4 LATE	(?Permo-triassic)	Quaternary	up-warping of the rigid tectogene (fold belt)	broad basins in foreland and backdeep, respectively; partial overlapping on inner molasse basins Fading sedimentation in intramontane basins	different position of maximum subsidence: W. Carpathians: backdeep C.E. Variscides: foreland
	Saxonian	Pannonian	deep faults with basalt volcanism (Carpathians)		
3 UPPER	Autunian	Sarmatian	consolidation of joints between blocks after end of volcanism	Culminating volcanism, culminating fault tectonics, connected with synsedimentary activity and high rates of subsidence; closing of the foredeep (Carpathians), last folding of flysch and outer molasse	plutonism: W. Carpathians: locally in Badenian C.E. Variscides: last intrusions with small extent
	upper Stephanian	Upper Badenian	movements between rigid parts of the tectogene; shearing of block mosaics (Variscides), formation of last nappes in outer zone (Carpathians)		
2 LOWER	lower Stephanian	Lower Badenian	advanced rigid behaviour of the crust after last folding	closing of the foredeep and last folding of molasses (Variscides) weak volcanism and steady subsidence in large intramontane basins formation of inner molasse basins, starting of molasse in the foredeep	plutonism: W. Carpathians: no plutonism C.E. Variscides: large plutons (age of cooling)
	Westphalian	Karpatian	differentiated up-lift of the morphogene; plutonic intrusions in tectonic ridges (Variscides); nappe formation in outer zone (Carpathians)		
1 EARLY	upper Namurian	Eggenburgian	basin genesis posthumously controlled by tectogenetic zoning and striking faults	foredeep with flysch sedimentation	different position of maximum subsidence: W. Carpathians: backdeep C.E. Variscides: inner molasse
	lower Namurian	Egerian	main folding and formation of a continuous morphogene (Variscides)		
	Visean	Upper Cretaceous	ductile deformation prevailing, block movements in early consolidated parts of the tectogenes (inner zones)		
	?Tournaisian				

Table 1. Subdivision of the Variscan and West Carpathian molasse

4.1. Early molasse

Following BUBNOFF (1949, p. 676) early molasses are deposited simultaneously with late flysch accumulations. In the Variscan foredeep the latest flysch deposition changed into molasse sedimentation during Namurian B. In the Upper Silesian basin the transition from flysch to molasse took place during Namurian A (GRADZIŃSKI 1982). With this view the molasse accumulations older than Namurian A/B are considered as early molasse. Here, we also include the terrestrial and near coast equivalents of the youngest flysch deposits in the Variscan foredeep (mainly Namurian A).

Within the Variscan fold belt the deposition of early molasse starts during Lower Carboniferous. A relatively large basin is found in the Intra-Sudetic Depression (NEMEC et al. 1982). Furthermore, a few rather isolated basins are known in Saxony (Hainichen, Doberlug) and in the Black Forest. Variscan early molasse has been reviewed by PAECH (1977). The early molasse of the Intra-Sudetic depression was described by TEISSEYRE (1968, 1971, 1975). The sedimentary sequence with a total stratigraphic thickness of 4500 - 7000 m consists of coarse-clastic fan deposits which laterally and upwards grade into finer grained basin floor alluvium. The sequence is organized in fining-upward cycles which are controlled by synsedimentary fault activity along the flanks of the basin. During the Upper Visean the predominantly terrestrial deposits grade into delta and neritic marine sediments with partially flyschoid character. The uppermost part of the Intra-Sudetic early molasse is represented by the coal-bearing Wazbrzych formation (Namurian A). Though connected with the Visean formations by transitional beds the basin now shifted slightly to the south and the gravels got a rather high maturity.

In Saxony the Hainichen beds (1200 m) are composed of coarse sedimentary breccias and conglomerates grading upwards and towards the basin centre into sandstones and shales with sporadic coal seams. The flora has Upper Visean age (Cd III/β/r . PAECH (1977) suggests an alluvial fan and basin floor environment between mountain chains of high relief. Unlike the fining-upward Hainichen beds the early molasse of Doberlug (700 m) starts with shales and marls of neritic environment passing upwards into littoral and terrestrial sandstones and conglomerates. The age is biostratigraphically determined as Dinantian III α . In a few other localities of the Saale depression boreholes have penetrated early molasse deposits of yet unclear extent (cp. ELLENBERG 1982).

In the Black Forest early molasse deposits occur in an east-west trending graben-like basin between Lenzkirch and Badenweiler the western prolongation of which is found in the Vosges. Following BURGATH & MAASS (1973) the Variscan fold structures and overthrusts involve Upper Devonian and flysch-like Lower Dinantian (Cd I/II) beds as youngest stratigraphic units. On the contrary, the "younger terrestrial series" of Upper Dinantian age are only deformed by fault tectonics. These beds consist of conglomerates and sedimentary breccias which are genetically related to movements at the northern marginal graben fault. To the south they are interfingering with a series of volcanic rocks and volcanoclastics (500 - 1000 m).

Summarizing, it can be stated that the inner Variscan early molasse appears in rather small and short-lived basins. Tough post-sedimentary reduction must be taken

Feature	Central European Variscides	West Carpathians
Grain-size of clastic material	Conglomerates are typical, especially in inner molasse basins (fanglomerates), in part rich in boulders and blocks	Sediments are comparatively poor in coarse-detrital material
Cyclic sedimentation	Not typical for the older molasse stages; cycles frequently found in upper main molasse depending in block tectonics. The late molasse of the outer depression has distinct cyclicity	Either absent or inconspicuous, especially in marine sediments. Cyclicity is more clear in the late molasse sediments of the backdeep
Sedimentary environment	Continental sediments predominate. Shallow marine and brackish sediments are limited to the older parts of the outer molasse (paralic molasse)	Mostly marine and marine-brackish environments, except the continental late molasse
Volcanism in outer molasse	Very intensive in the Variscan outer molasse	Outer molasse without important volcanism
Subsidence of foreland	Northern foreland is subsiding margin of pre-Variscan platform	Northern foreland in Moravia and Upper Silesia is permanently ascending massif
Backdeep	Backdeep is not preserved (at least not in G.D.R.)	Backdeep is represented by the Pannonian depression
Position of large basins in late molasse stages	Maximum subsidence only in foreland position (backdeep unknown)	Maximum subsidence only in backdeep position

Table 2. Differing features of the molasse of the Central European Variscides and the West Carpathians

into consideration the facies patterns suggest narrow basins in comparison with the generally larger areas of following molasse stages. Synsedimentary fault tectonics heavily control the coarse-clastic sedimentation and result in high thicknesses as opposed to the basin size. Maturity of sediments is very low though it increases upwards in some cases. Igneous activity is missing or low but it seems to increase in basins with high fault activity (Black Forest). The substratum of the inner Variscan early molasse in most cases consists of folded geosynclinal series, that is, the local folding (early-sudetic phase) preceded the formation of the early molasse. The basins are partly superposed on flysch sequences but with a discordance in tectonic deformation and palaeogeographic setting. From early molasse basins the sedimentation is usually not grading into main molasse. Even in the Intra-Sudetic depression which is exceptional for some early molasse features (basin size, long-time sedimentation) the basin centre shifted before and during the Namurian. In the degree of tectonic deformation a significant difference between early and main molasse does not exist. Nevertheless, the spatial contacts between sequences of the two stages are characterized by low-angle discordance (Hainichen) and gaps or condensed sedimentation (Intra-Sudetic depression). - The general lithologic features of the early molasse clearly classify them as true molasse deposits.

Duration of the Variscan early molasse is in the order of 30 m.y., however, only a rough estimate is possible, especially because the beginning in the Intra-Sudetic depression is not clearly dated.

In the West Carpathians the early molasse came into existence after the main folding of the inner zones (Subhercynian or Mediterranean movements). It lasted from the Upper Cretaceous to Egerian. Typical features of the early molasse are:

- a. Volcanic activity is of little influence.
- b. The mountain uprise was intensive only during the beginning of early molasse deposition (coarse clastics are uppermost Cretaceous to Palaeocene in age in the backdeep and in Inner Carpathians). Later the uprise came out, the sedimentary environment got connected with the open sea (ocean) and the character of sedimentation turned to be more and more platform-like.
- c. Contemporaneously the true flysch sedimentation proceeded in adjacent area (Inner or Central Carpathian flysch, Outer Carpathian flysch, Szolnok flysch trough).

In the West Carpathians as early molasse can be considered the Buda Palaeogene basin and several small relicts of the oldest part of the molasse (e.g. near Dobšiná, and others). In the foredeep and/or in the outermost zone of the outer flysch there are some deposits of molassoid character (e.g. Ždanice-Hostupeče member in Zdanice unit, autochthonous Oligocene, and others) contemporaneous with the younger part of the early molasse in inner and backdeep. At least a part of those can be considered as the deposits of the outer flysch trough margins.

The most complete information concerning the structure and development of West Carpathian's early molasse come from the Buda Palaeogene basin (Rupelian and Egerian sequences of the Ipel' (partial) basin and Krupinská planina Mts. correspond to the Buda Palaeogene basin, cp. VASS 1982, profile No. 4). The basin is situated on the

Pannonian massif, partly on the southernmost zone of Inner West Carpathians, and can be considered as basin of the backdeep. Predominant environment is stable shelf of normal salinity sea. The basin has a brachysynclinal structure. Synsedimentary faults are rare, the majority of faults are epigenetic. The basin ignores the structural plan of the fundament. The maximum lateral extension and subsidence took place in the late stage of the basin development. Maximal thickness of the basin fill is 2500 - 3000 m. The basin rests on thinned continental crust (25 - 28 km thick).

4.2. Main molasse

The main molasse started after the end of the flysch deposition. It comprehends the widely distributed clastic deposits after the main folding and during the morphogenic mountain building associated with block tectonics and volcanism. The time span of the main molasse is from Namurian B to lower Saxonian in case of the Variscides and from Eggenburgian to Sarmatian in the West Carpathians.

Variscan main molasse

The Variscan main molasse is distributed in all zones of the tectogenetic belt though there are some differences in the development of outer and inner basins. In the Variscan foredeep the molasse sedimentation came out of the preceding flysch basin during Namurian A/B. The established paralic type of sedimentation enlarged on a broad area of the foreland, covering flysch deposits only in the inner part of the foredeep and lying farther outside on Palaeozoic epicontinental deposits or on pre-Variscan basement. In spite of subsequent changes of outlines and shifting of depocentres the outer main molasse was formed in a more or less continuous basin or in a connected series of basins. On the contrary, the inner main molasse accumulated in intramontane basins. They occur as elongated troughs stretching parallel to the tectogenetic zoning, as narrow furrows which are strongly controlled by bordering faults or as small basins of scattered occurrence. During the older period of development there are few but rather large basins. Later the number of basins increases but the individual areas of sedimentation are reduced. Volcanism as well as fault tectonics are typical for the main molasse as a whole; they increase, however, during the older period and culminate in the younger one. These features provide the base to subdivide the main molasse into two or three stages (LÜTZNER 1981).

The lower stage (main molasse I) comprehends the development from Namurian A/B to the end of Westphalian or the lower Stephanian. Within the outer molasse district in this period the Subvariscan foredeep existed in front of the ascending Variscan range. The foredeep was filled with paralic series of alternating conglomerates, sandstones and siltstones with intercalations of coalseams and marine carbonate horizons (cp. KATZUNG 1982a, GRADZIŃSKI 1982). The foredeep was rather narrow between the Variscan fold belt and the Brabant Massif. Farther to the east, however, the paralic molasse sediments prograded far on the pre-Variscan platform, and the outer margin of the foredeep is not well defined. Palaeogeographically, there is an unbroken transition between the foredeep and the so-called foreland molasse representing the epiplatform part of the outer molasse.

Subsidence was strongest near the inner margin of the foredeep resulting in maximum thickness of more than 3000 m Namurian sediments in the Ruhr district (HEDEMANN and TEICHMÜLLER 1971) and in the Upper Silesian Basin (GRADZIŃSKI 1982). In the younger stratigraphic stages the zones of maximum subsidence shifted outwards and became less conspicuous. Thus, the "polarity" of the foredeep development inherited from the flysch stage was continued in the main molasse, but died out during the Westphalian.

Volcanic activity is missing in the foredeep. Distal eruptions are indicated by numerous thin layers of pelitic tuffs, the so-called tonsteins of the Upper Silesia and Ruhr Carboniferous (BURGER et al. 1971).

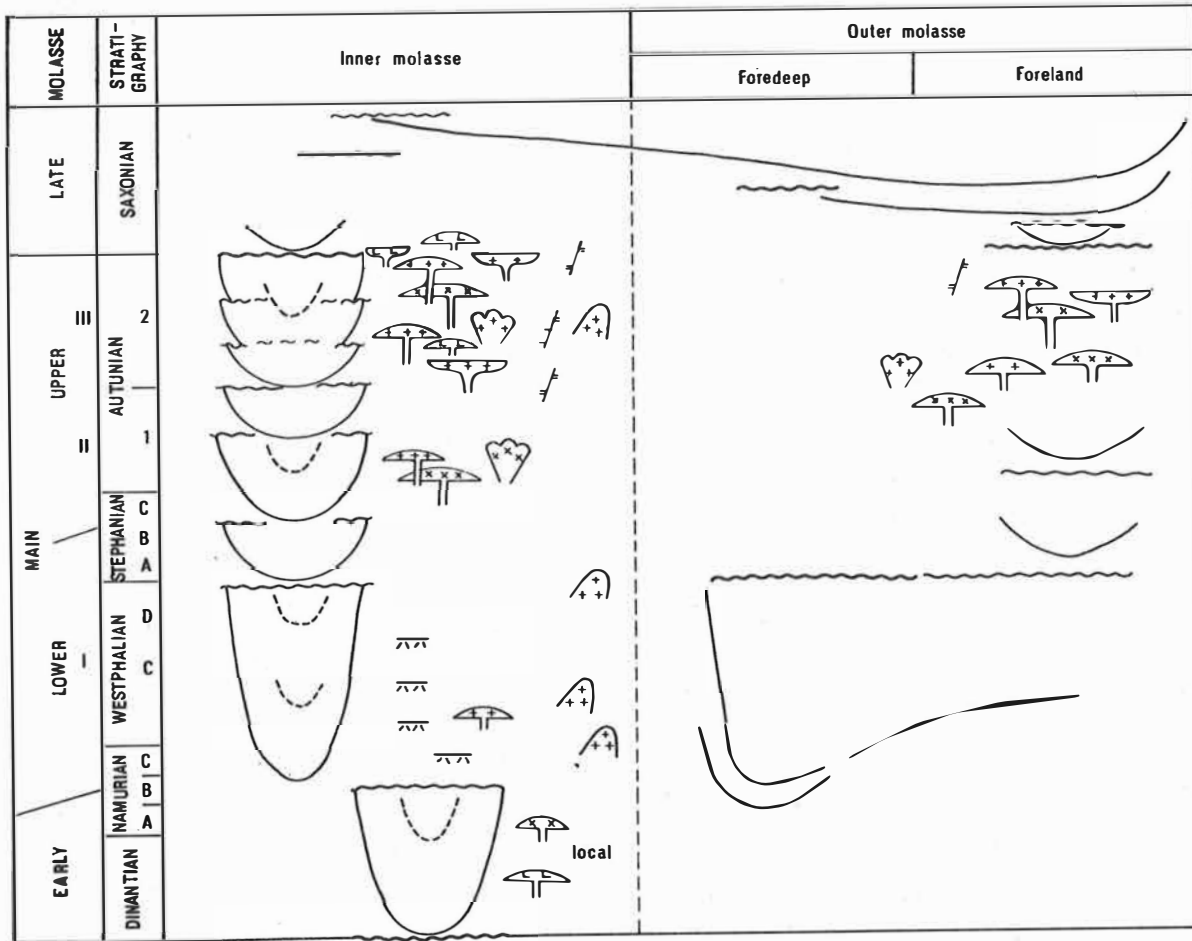
The Subvariscan foredeep was folded after the Westphalian (Asturian movements). Where the foredeep adjoins the broad foreland molasse the folds gradually fade away with growing distance from the tectogene. The foreland molasse was only deformed by faults which may have originated by the Asturian or younger movements. The Asturian movements resulted in the closing and elevation of the foredeep shifting the Stephanian basins far to the north (North German depression) and east (Upper Silesian basin), respectively.

During the lower stage the Inner molasse was accumulated in broad intramontane basins formed during Namurian and Westphalian. In the Intra-Sudetic basin the main molasse continued the sedimentation of the early molasse basin fill changing, however, the outlines and depocentres of the basin. New basins were formed in the Bohemian Massif as well as in the top or at the flank of the Central German crystalline ridge. Sedimentation starts in Westphalian A-B. During Westphalian C-D the basins are enlarging and stretching according to the general trend of the Variscan structure. The basin fill is characterized by fluvial accumulations running out in alluvial and swamp plains with temporary formation of coal seams. Thick and monotonous formations suggest a rather steady subsidence and lasting basin configuration. Megacycles are missing or vague; at least, they are not the main feature of the lithostratigraphic subdivision.

Volcanic activity is scarce. Proximal volcanic events are restricted to local andesitic and rhyolitic eruptions and subsurface intrusions (only in the Intra-Sudetic basin the activity is somewhat more extensive). However, in the surroundings of the molasse basins granites and other plutonic bodies intrude the swells and ridges (Krkonoše Mts., Erzgebirge Mts., Central German ridge, and others). In the time span of lower main molasse stage these intrusions cool, some of them undergo even uncovering, erosion and weathering during late Westphalian and Stephanian.

In the sedimentary record synsedimentary fault activity is not strongly marked. In the Saar Basin the Saarbrücken group (Westphalian) clearly shows that the Saarbrücken Anticline evolved synsedimentary without essential faulting (KNEUPER 1971). This hints to a still relatively high mobility of the crust. The Asturian movements, however, did not result in real folding though the tectonic movements activated the up-rise of elevations and caused the shifting of depocentres.

The upper stage of the main molasse comprises Stephan B/C to Upper Autunian. The sedimentary character of the outer molasse is not well known because information is



- a b 1 7
- ~~~~~ a 2 8
- ~~~~~ b
- ~~~~~ 3 9
- ↗ 4 a
- ↗ 5 b
- / 6 c
- 11
- 12

Fig. 3 Scheme of development of Central European Variscean molasses
 1 - subsidence, a) strong, b) weak, dashed line: subsidence in small intramontane basins; 2 - a) important disconformity with low angle; 4 - faulting; 5 - synsedimentary faulting; 6 - faults without vertical movements; 7 - plutons; 8 - distal volcanic activity manifested by tuff layers; 9 - mass eruptions of tuff and/or ignimbrite; 10 - proximal volcanic activity; a) acid, b) intermediate, c) basio; 11 - subvolcanic intrusions; 12 - basalt lava flows

based mainly on deep bore holes with very few biostratigraphical data. The Stephanian sedimentation occurs in a residual depression between the Isle of Rügen and the southern North Sea with an embayment to the south along the river Ems (cf. FRANKE 1978). In places the sedimentation continues in the Autunian, but in general the span about the Stephanian/Autunian boundary seems to be connected with widespread uplift and break of sedimentation.

Large areas of the foreland basin were covered by volcanic rocks the age of which is considered as Autunian judged from the general sequence of the profile and in analogy to the volcanic sequences in the inner molasse basins (BENEK u.a. 1976; KATZUNG 1982b).

The inner molasse in the upper stage (main molasse II/III) is much more controlled by fault tectonics and volcanism than in the lower main molasse. Main molasse II (Upper Stephanian - Lower Autunian) is found in all larger depressions which formed during Namurian and Westphalian. Numerous new basins of generally smaller extent came into existence during the Upper Stephanian and the Autunian. Among them are the molasse "furrows" of the Bohemian Massif, the Northsudetic, Döhlen and Ilfeld basins as well as some small basins in the Black Forest and Vosges Mts. In the enlarged Saale depression sedimentation started in the Thuringian Forest region. The Saar - Nahe depression spread to the northeast.

Characteristic basin fillings are fluvial accumulations which in part interfinger with deposits of temporary lakes and swamps. Red beds increasingly occur. Coal seams are thinner, interrupted, and have less share in the profile than in the main molasse I. On the other hand, lacustric environment is still more episodic than in main molasse III. The lithostratigraphic formations or "beds" often represent large-scale sedimentary cycles controlled by vertical movements between basins and surrounding source areas. This, together with a climate of alternating dry and pluvial seasons, produces special lithotypes and facies patterns resulting in a pronounced individuality of the lithostratigraphic formations which now, contrary to Westphalian - Lower Stephanian sequences, have less thickness in the order of a few hundreds of metres. Minor cycles only locally occur; they are not suitable for lithostratigraphic correlations.

Volcanic activity is increasing. In several basins it influences considerably the sedimentary processes. Andesitic lavas predominate but basalts and rhyolites also occur.

Main molasse III (Upper Autunian - Lowermost Saxonian) comprises the culmination of fault and volcanic activity. Typical are fluvial sediments entering in a basin of lake or playa deposits. Swamp environment is rarely found. In the centre of the basin normally quiet conditions of sedimentation prevail unless volcanic activity influences normal sedimentary processes. Typical environments in the larger intramontane basins are eutrophic lakes with periodically anaerobic conditions and small-scale turbidity currents (Lebach Beds, Nahe Basin; Goldlauter Beds, Thuringian Forest and others).

Volcanism is culminating during main molasse III, heavily influencing the sedimentary processes. The normally existing concentric pattern of facies may be disturbed and the palaeocurrent patterns become irregular owing to changes in local relief or to mass

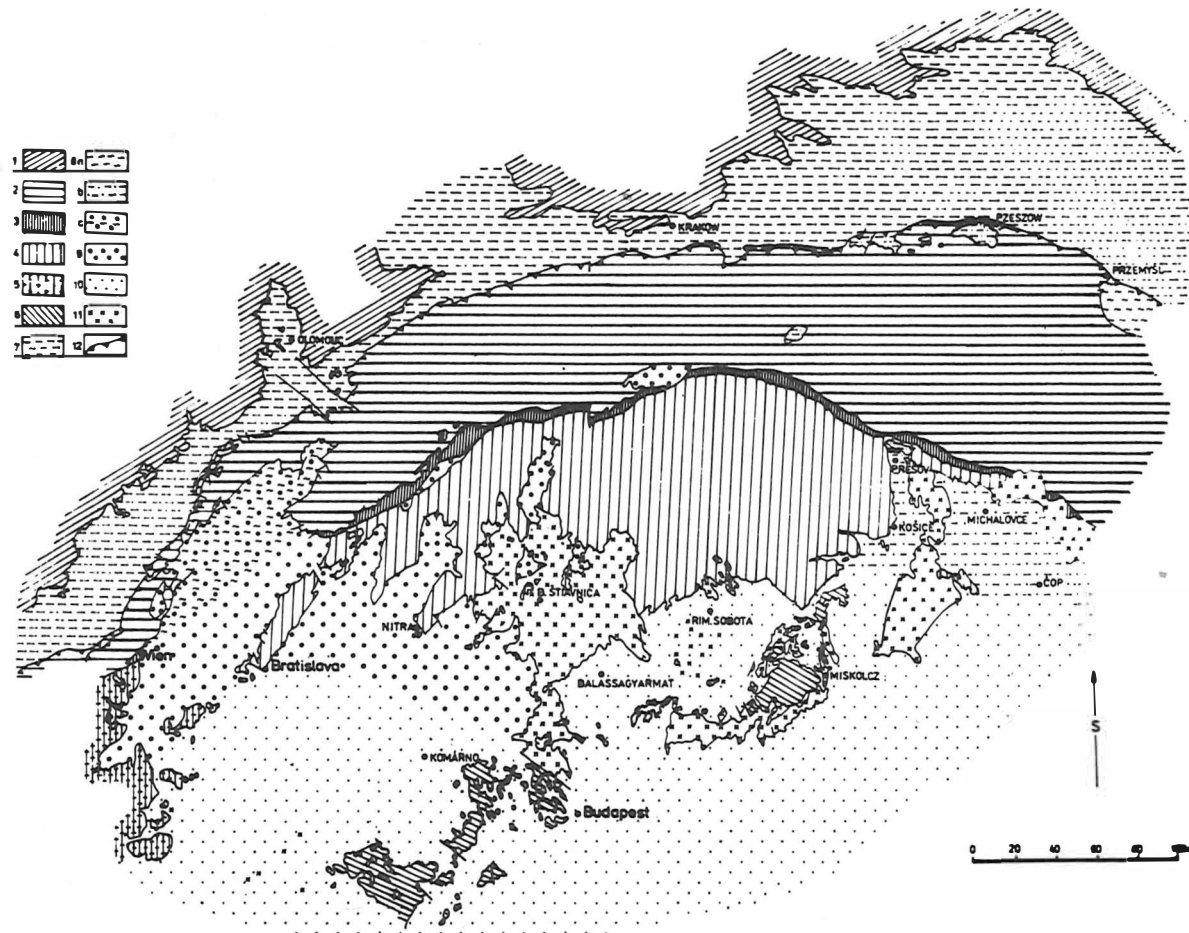


Fig. 2 Division of West Carpathian molasses in space

1 - foreland of West Carpathians; 2 - outer flysch of West Carpathians and/or Eastern Alps; 3 - Klippen-Belt; 4 - inner units of West Carpathians; 5 - inner units of Eastern Alps; 6 - units of Pannonian block; 7 - outer molasse, outer Zone of foredeep; 8 - outer molasse, inner zone of foredeep, a) incorporated by folding in the front of flysch nappes, b) laying on flysch nappes, c) covered by younger inner molasse; 9 - inner molasse; 10 - back molasse; 11 - volcanic complexes of inner and back molasse; 12 - front of nappes

accumulation of loose volcanic debris within or near the sedimentary basins. The volcanic processes are connected with fault tectonics that control the basin configuration, too. Near the basin margin synsedimentary fault movements are often proved by coarse-grained conglomerate wedges accumulated as alluvial fan bajadas.

After folding of the foredeep (Asturian movements) and cooling of the plutonic intrusions the basin development during the upper main molasse (II/III) suggest a diminishing mobility of the Earth's crust. This is reflected by non-uniform subsidence interrupted by periods of stagnation or activated by down-faulting. Such "impulses", often marking the base of a new formation, may be connected with shifting of the basin centre and basin configuration thus initiating new facies and palaeocurrent patterns.

As a whole, the area of sedimentation enlarged during the substages II/III. However, considering the areas of subsidence which are reflected by the size of the sedimentary basins the subsiding units have become smaller. In comparison with the lower main molasse stage this indicates a tendency to disintegration of the crust into a block mosaic.

In smaller depressions and basins the substages II and III are not being clearly distinguished. Nevertheless, they demonstrate the general trend of development visible in the large intramontane basins: Volcanic and fault activity during the main molasse are more and more concentrated in several lineament-like fault systems which trend in part parallel, in part transversal to the inner molasse depressions. In substage III the remaining mobility of the Earth's crust is essentially limited to these zones enclosing between them large blocks of increasing rigidity.

The tectonic movements during the substage III make up what is usually designated as Saalian movements.

West Carpathian main molasse

The main molasse came into existence after the end of the flysch deposition in the Carpathian area when the flysch throughs were practically closed (Savian movements). The time span of the main molasse is Eggenburgian to Sarmatian. The main molasse is distributed in all zones of tectogene (outer, inner, back) but the sedimentation was evidently most intensive in the Inner West Carpathians.

The forming of the main molasse was associated with the progressive rise of the Carpathians and adjacent area particularly from the Badenian. The area of molasse sedimentation was divided into smaller basins and depressions. Step by step the molasse basins and whole Central Europe area were separated from the open sea (ocean) and the sedimentary environment was changing from normal marine to brackish.

The activity of ensialic volcanism (firstly acid, then intermediate and acid) accompanied the main molasse deposition. Volcanism was migrating from the Pannonian Massif into the Inner West Carpathians. There is evident coincidence among the culmination of volcanism, subsidence and synsedimentary fault activity in principal main

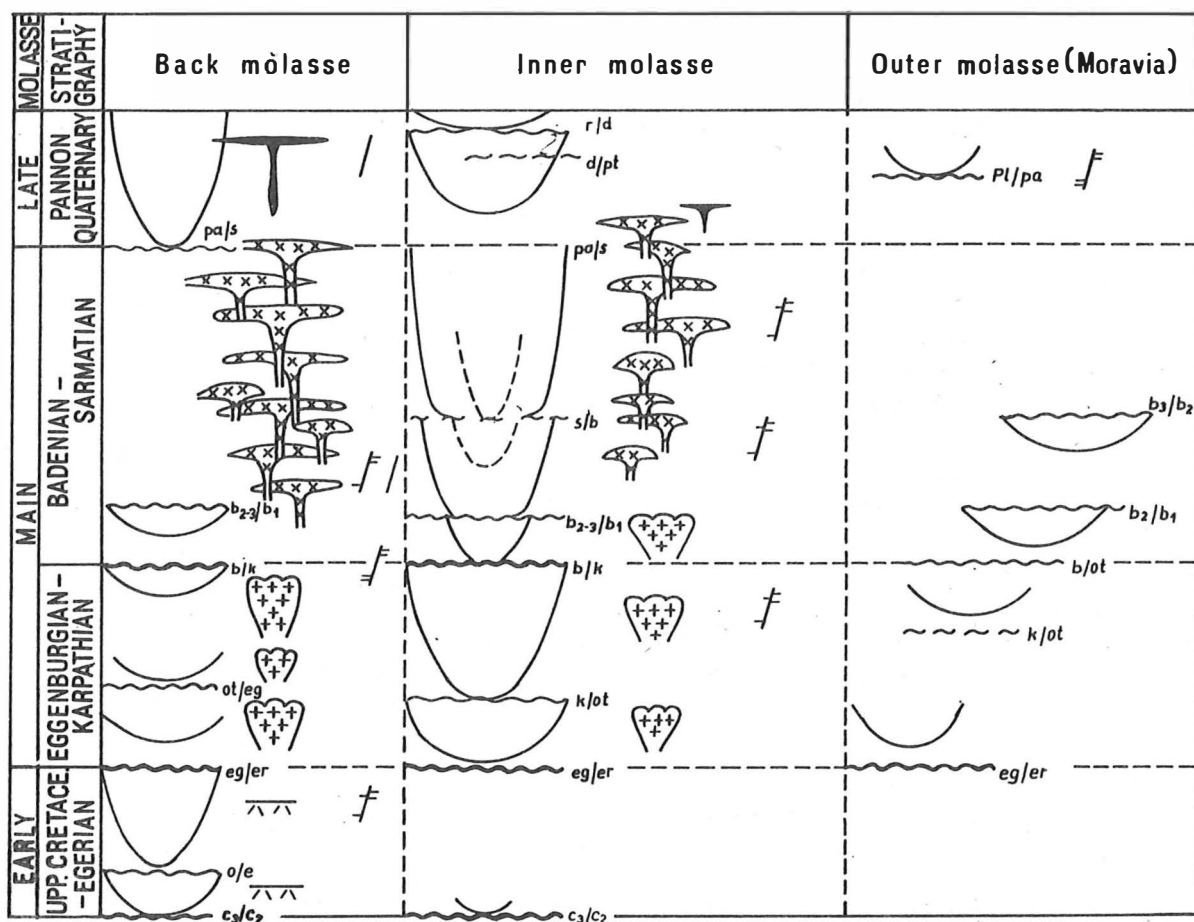


Fig. 4 Scheme of West Carpathian molasse development
(Explanations cp. Fig. 3)

Abbreviations: c - Cretaceous, e - Eocene, o - Oligocene, er - Egerian, egg - Eggenburgian, ot - Ottnangian, k - Karpatian, b - Badenian, s - Sarmatian, pa - Pannonian, pt - Pontian, c - Dacian, r - Rumanian

molasse basin. Time of this coincidence is Badenian - Sarmatian 16.5 - 10.5 m.y. B.P.; this coincides with the culmination stage of the main molasse.

The main molasse in the foredeep is lying mostly on the extra Carpathian basement. The inner foredeep resting on Carpathian fundament in the West Carpathians segment outcrops sporadically (narrow belt between Kraków and Tarnow, Nowy Sącz basin, Stębnica unit as continuation from the Eastern Carpathians). Predominant environment is stable marine shelf. The structural style is simple, influenced by morpho-tectonic units of the fundament and slightly by nappe overthrust. The result of this structure are shallow, through-like depressions. The inner foredeep and Pouzdrany unit are incorporated in the front of the flysch nappes.

Clastic material comes from Bohemian Massif and rising Carpathians. The subsidence was not controlled by faults, or only sporadically. Subsidence migrated in time upward the platform (Bohemian Massif) and from West to East. Centres of igneous activity were generally missing in the sedimentation area (exception are the basalt flows in the Badenian near Opava). Sporadically present volcanic material is wind-blown material from the Inner West Carpathians and from the backdeep area.

The maximum thickness of the molasse in Moravian segment of the foredeep is several hundred metres (500 - 1000 m). Where the foredeep is broad (Poland, Eastern Carpathians) the thickness rises up to a few thousand metres (2000 - 4000 m) and in Southern Carpathians foredeep up to several thousand metres (more than 10 000 m). The foredeep in Moravia (Czechoslovakia) was closed after the Lower and Upper Badenian, respectively, in Poland after the Lower Sarmatian. Closing of the foredeep is accompanied by last folding with nappe overthrust in outer flysch zone in Moravia and/or in Poland.

The most important sedimentation of main molasse took place in intramontane basins, particularly in large ones (longitudinal intramontane depressions, BUDAY et al. 1967). In those large basins the environment of stable marine shelf predominated. The basins are characterized by following features:

- Basement is mostly that of the Inner, partly of the Outer Carpathians.
- Deeper parts of the basin filling are affected by folding, its upper parts exclusively by faults, they have a block structure.
- Lateral extension is medium (5000 - 10 000 km²).
- Block structure is forming rather complicated and complex grabens and horsts; the movements on faults were mostly synsedimentary with large fault throw.
- Subsidence was very intensive (max. thickness of sediments 6000 - 7000 m), it was culminating in the Badenian and Sarmatian times.
- Strong igneous activity had its centres on the basin borders or on elevated zones inside the basins (except the Vienna Basin which is without its own volcanism).
- There is striking coincidence in culmination of the volcanic activity, subsidence and synsedimentary fault movements.

- The origin of these basins seems to be bounded with deep faults and their crossing (BUDAY 1961, 1967), or with the diapir of upper mantle on the border of which the basins are situated (VASS 1976, 1979).

The basins rest on the crust in transition from normal continental crust (35 km) to thinned one (28 - 24 km thick, except the Vienna Basin which is resting on thick crust).

Small intramontane (interior) basins have several common features with the longitudinal intramontane basins. The particular features are the following:

- Predominant environment is continental (except the lower part of filling which originated in a partly marine environment).
- The basement is exclusively that of the Inner Carpathians.
- The subsidence is less intensive than in larger (longitudinal) basins (max. thickness 1500 - 2000 m); but the subsidence culmination in the majority of the depressions is in the same time; in the Badenian and Sarmatian.
- The block structure is more simple.
- Lateral extension is small: 11 - 344 km².
- Intensive volcanic activity occurs in some of the basins.

One of the small intramontane basins, the Orava basin, differs from the others by the following features:

- The basin rests on thickened crust (42 km thick) and perhaps because of this the basin has never got the connection with the open sea and the sedimentary environment of the basin was exclusively continental. Volcanic centres are missing in the basin and in their close neighbourhood, too.
- The fundament is flysch, partly Klippen Belt.
- The total thickness of sedimentary filling and lateral extension are relatively small (1000 m; 477 km²). The lower part of the main molasse is missing, the whole filling of the basin corresponds to culminating state of the main molasse (Badenian - Sarmatian).

In the backdeep the main molasse developed in episodic basins. They rest on the thinned continental crust (24 - 27 km thick).

- Basement are the Pannonian massif (in Hungary) and the southern-most units of the Inner West Carpathians (in Slovakia).
- Structural style is characterized by small brachysynclinal depressions.
- Faults are epigenetic, rarely syngenetic, transverse to the depression axis.
- Extension is relatively small (in South Slovakia 1158 km²).
- Subsidence is small with a total thickness of several hundred metres. The areas of subsidence and deposition were migrating in time and space, frequently large parts of the Pannonian Massif emerged.

- Environment of marine stable shelf alternates with continental.
- Intensive igneous activity was migrating from south to north and it changed its composition from acid to intermediate in the time. Volcanism caused local anomalous accumulation of its products (several 1000 m): buried stratovolcano, volcanotectonic grabens.
- Episodical basins were situated upon the central zone of the mantle diapir during its activity. The diapir was responsible for low subsidence and migration of the basins.

4.3. Late molasse

Late molasse comprises the molasse accumulation after termination of ensialic volcanism and block tectonics. The Variscan late molasse was formed during the Saxonian. In the West Carpathians the late molasse accumulation started in the Pannonian.

In the inner basins the Variscan late molasse begins with coarse-grained alluvial fan deposits which are associated with the last fault movements and/or erosion of volcanic relict mountains. After this, the sedimentation is breaking off in the most basins indicating perhaps a general and fading elevation of the morphogene. It may also be interpreted as an effect of attained balance of relief.

In the outer molassé ceasing of volcanic activity and quieting of block movements lead to the development of a wide and flat basin (Central European depression). Sedimentation started in the central part of the basin with local coarse-grained clastics which formed during the levelling of the volcanotectonic relief. After that, a series of red sandstones and siltstones accumulated, containing thick salt intercalations in the inner part of the basin. The area of sedimentation extended from northern Germany to Poland following the bending of the previous Upper Carboniferous depression and filling the area between the Variscan fold belts and the TORN-QUIST-TEISSEYRE line. Clastic material predominantly came from the Variscan morphogene, subordinately there was also a supply from the platform at the north and northeast.

The Saxonian red bed sequence is organized in several large-scale cycles (KATZUNG 1982b). The older ones are found in the central part of the basin, the younger units extended more and more to the south. This development can well be traced by lithostratigraphic correlation of minor cycles which build the large-scale cycles, especially the younger ones. The minor cycles have a thickness of 20 - 40 m and consist of fining-upward alternations of sandstone and siltstone. The long-distant persistence of the cyclicity reflects the uniformity of subsidence over a vast area of sedimentation in which the differential movements of the block mosaic during the upper main molasse was overwhelmed.

During its extension to the south the late molasse basin of the Central European depression gradually overlapped the outer margin of the Variscan fold belt. The Upper Saxonian finally prograded across the Rhenohercynian zone and, for example, discordantly superposed the small Meisdorf basin (within the Rhenohercynian zone) and

the northeastern part of the Saale depression as well. The late molasse of this region is known as Eisleben beds (cp. ELLENBERG 1982). They represent the youngest part and southernmost appendix of the outer late molasse basin (LÜTZNER et al. 1982).

The end of the Variscan molasse is traditionally drawn with the beginning of marine Zechstein environment. Apparently, this is a rather sharp boundary. From the viewpoint of basin development and taking into consideration the lithology of the red beds below and above the marine Zechstein the sedimentological type of Upper Saxonian late molasse is passing into the lithotype of Lower and Middle Buntsandstein without a sharp boundary. Basin configurations and palaeocurrent patterns are very similar, too. This supports the suggestion of BUBNOFF (1949, S. 676) that the lower part of the Buntsandstein may be considered the final issue of the Variscan late molasse.

The West Carpathian late molasse starts from the time when the molasse sedimentary environment definitely changed into continental and in west segment of the Outer Carpathians no more overthrust movements are recognizable. The main volume of sedimentation shifted on the backdeep area, on the Pannonian massif. The Carpathian Mountains uprising continued. The acid and intermediate volcanic activity gradually faded out. The basalt volcanism started and also migrated from south to north.

The mid points of subsidence were in Hungarian Alföld and Transdanubia (HAJDÚ-MOLNÁR and HAMOR 1982) and in the Danube Lowland (VASS 1982, profile No. 5). The large, partly divided basin annexed the largest part of the main molasse intramontane basins. Vanishing sedimentation persisted also in interior depressions, in small mobile zones in the region of the early molasse, in a shallow graben in the foredeep.

There is close similarity in typical features with those of the early molasse Buda Palaeogene basin. Differences are as follows:

- The environment was continental.
- Larger lateral extension (178 100 km²).
- The maximum thickness attains a few thousand metres (3000 - 3500 m).
- The basin was situated upon the central zone of a mantle diapir in final stage of its activity (STEGENA et al. 1975; VASS 1976).

5. Conclusions

The main features of the delineated molasse development are summarized in Table 1 and Figs 3, 4. From them it is evident that the general trend of molasse development displays an analogous process of stabilization, emergence and disintegration of the two compared tectogenes. This is accentuated by subdividing the molasse development into four stages.

The early molasse reflects the beginning uplift of folded inner parts of the tectogene. The special position of the molasse basins within the fold belt was not yet stabilized. The transition to the main molasse is connected with shifting of basins

or establishing of new basins in other position. The lasting sedimentation of flysch demonstrates the still prevailing geosynclinal conditions of subsidence and mobility of the fold belt. Compared with the sporadic early molasse basins the main molasse is characterized by a spatially more stable development. After formation of the large intramontane basins the sedimentation is more or less continuous, notwithstanding several stratigraphic gaps. A continuous outward migration of basins is typical in the foredeep, prolongating the "polarity" of the outer flysch troughs. Besides of this, migration of depocentres along the general trend of the elongated basins is well known from the foredeep and the intramontane basins as well. Also a slight rotation of basin axis is included in the relatively uniform basin development.

The subdivision of the main molasse is obvious (Table 1, Figs 3, 4): The lower stage comprehends a rather steady subsidence of the large depressions with small volcanic activity. Though the existence of deep faults are known or assumed as tectonic features controlling the basin formation and development, the block movements and the fissuring by faults were not strong enough to cause large volcanic eruptions. The stage is characterized by differentiated reactions to general uprise and shortening of the crust. The last ductile parts of the (deeper) crust are deformed by folding. The foredeeps are closed and included in the general uprise or displaced by nappes. Plutonic intrusions connected with the elevation of tectonic ridges are typical in the Variscides.

The upper stage of the main molasse (stage 3) reflects an advanced rigid behaviour of the crust after the last foldings. Block movements and associated volcanic activity are controlling the basin development and sedimentary processes. High mobility is more or less restricted to subsiding or sheared zones between rigid blocks of the tectogene.

At the end of the main molasse fault activities fade out and the erupted ensialic magmas lock up the last zones of differential movements. This prepares the slight general upwarping of the tectogene which characterizes the late molasse (stage 4). Broad basins are known in the backdeep (Neogene Pannonian basin) and in the foreland of the fold belt (Permian Central European basin). They are successively enlarging and overlapping to the nearest inner molasse basins. Between the Saxonian of the Central European depression and the Pannonian-Pliocene of the South Slovakian-Pannonian basin striking similarities of the lithologic character, of the cyclicity and the general line of basin development are existing.

The time span of the molasse development as a whole is difficult to compare because of uncertainties about the earliest beginning of the molasse sedimentation. If the first appearance of the early molasse is assumed at the base of Upper Cretaceous and Dinantian, respectively, the whole time span of the molasse epoch was about 100 m.y. in each case. A comparison of the duration of main and late molasse stages is more reasonable. Using dates by Geological Society of London (1964) and VASS and BAGDESAYAN (1978) the following approximate spans of time result:

molasse stages	C.E. Variscides	W. Carpathians
late	10 m.y.	10.5 m.y.
upper main	35 m.y.	6.0 m.y.
lower main	35 m.y.	6.5 m.y.

Thus, the main molasse of the Variscides took a six times longer period than that of the West Carpathians. The duration of the late molasses coincides. This may be incidental because the upper boundary of the Variscan late molasse is traditionally drawn with the marine transgression of the Zechstein and the late molasse state of the West Carpathians is not yet finished.

References

- BENEK, R.; KATZUNG, G.; RÖLLIG, G.: Variszischer subsequenter Vulkanismus und tektonische Entwicklung im Gebiet der DDR.
Jb. Geol., Berlin 718 (1976), S. 17-31
- BUBNOFF, S. von: Einführung in die Erdgeschichte, 2 Bde.
Halle: Mitteldeutsche Druckerei und Verlagsanstalt 1949, 771 S.
- BUDAY, T.: Der Werdegang der Neogenbecken.
Geol. Práce, Zb., Bratislava 60 (1961), S. 87-106
- BUDAY, T. et al.: Regionální geologie ČSSR, II. zv. 2
Praha: Ústř. ústav Geologický, Academia 1967
- BURGATH, K.; MAASS, R.: Die variszische Entwicklung im südlichen Schwarzwald.
C. R. 7. Congr. intern. Stratigr. Géol. Carbonif., Krefeld 2 (1973), S. 195-209
- BURGER, I.; STADLER, G.; WOLF, M.: Die Karbon-Ablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. III. A. Der paralische Raum. 5. e) Kaolin-Kohlentonsteine.
Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., Krefeld 19 (1971), S. 125-128
- ELLENBERG, J.: Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the northeastern Saale Depression.
Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, Potsdam 66 (1982), S. 255-265
- FRANKE, D.: Entwicklung und Bau der Paläozoiden im nordöstlichen Mitteleuropa.
Teil 1: Paläogeographisch-paläotektonische Entwicklung des Prädevon.
Z. geol. Wiss., Berlin 6 (1978), S. 5-32
- Geological Society of London: The Phanerozoic time-scale.
A Symposium dedicated to Professor ARTHUR HOLMES.
Quart. J. geol. Soc. London, London 120 s (1964), 458 p.
- GRADZINSKI, R.: Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the Upper Silesian Basin (Upper Carboniferous - Permian).
Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, Potsdam 66 (1982), S. 225-235
- GRUMBT, E.: Tasks, structure and problems of the molasse terms glossary.
Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, Potsdam 66 (1982), S. 21-36
- HAJDÚ-MOLNÁR, K.; HAMOR, G.: Erläuterungen zu lithotektonischen Profilen der neogenen Molassen in Nordungarn und in der Großen Ungarischen Tiefebene.
Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, Potsdam 66 (1982), S. 147-153
- HEDEMANN, H.-A.; TEICHMÜLLER, R.: Die Karbon-Ablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. III. A. Der paralische Raum. 6. Die paläogeographische Entwicklung des Oberkarbons.
Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., Krefeld 19 (1971), S. 129-142
- KATZUNG, G.: Das Permiosiles im Südtteil der Deutschen Demokratischen Republik.
Ber. deutsch. Ges. Geol. Wiss., A, Berlin 15 (1970), S. 7-27
- KATZUNG, G.: Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the Westphalian Depression (Ruhr District - Münsterland - Ibbenbüren, F.R.G.; Upper Carboniferous - Permian).
Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, Potsdam 66 (1982), S. 187-207 (1982a)
- KATZUNG, G.: Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the Central European Depression (North-East German Depression), G.D.R.
Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, Potsdam 66 (1982), S. 209-224 (1982b)

- KNEOPER, G.: Die Karbon-Ablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. B. Der limnische Raum. 1. Das Saar-Nahe-Gebiet. b) Stratigraphie. Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., Krefeld 19 (1971), S. 129-141
- LÜTZNER, H.: Sedimentation der variszischen Molasse im Thüringer Wald. Schriftenr. geol. Wiss., Berlin 17 (1981), S. 1-217
- LÜTZNER, H.: Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the Saale Depression, south-west part (Thuringian Forest; Upper Carboniferous - Permian). Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, Potsdam 66 (1982), S. 237-254
- LÜTZNER, H.; ELLENBERG, J.; FALK, F.: Sedimentology and basin development of Rotliegend deposits in the Saale trough. Proceed. symp. Central Europ. Permian, Jablonna 1978, (in press)
- NEMEC, W.; POREBSKI, S.J.; TEISSEYRE, A.K.: Explanatory notes to the lithotectonic profile of the Intra-Sudetic Basin, Polish part (Sudety Mts.; Carboniferous - Permian). Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, Potsdam 66 (1982), S. 267-278
- NÖLDECKE, W.; SCHWAB, G.: Zur tektonischen Entwicklung des Tafeldeckgebirges der Norddeutsch-Polnischen Senke unter besonderer Berücksichtigung des Nordteils der DDR. Z. angew. Geol., Berlin 23 (1977), S. 369-379
- PAECH, H.-J.: Zur Charakterisierung variszischer Frühmolassen Mitteleuropas unter besonderer Berücksichtigung der Hainichener Schichten. Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, Potsdam 44, 2 (Manuskript 1977, im Druck)
- SCHMIDT, K.; KATZUNG, G.; FRANKE, D.: Zur Entwicklung des präpermischen Untergrunds und des Magmatismus im südwestlichen Vorfeld der Osteuropäischen Tafel. Z. angew. Geol., Berlin 23 (1977), S. 426-436
- ŠTEGENA, L.; GÉCZY, B.; HORVÁTH, F.: Late Cenozoic evolution of the Pannonian Basin. Tectonophysics, Amsterdam 26 (1975), p. 71-90
- TEISSEYRE, A.K.: The Lower Carboniferous of the Intra-Sudetic Basin: a study in sedimentary petrography and basin analysis, (English summ.). Geologia sudetica, Warszawa 4 (1968), p. 221-298
- TEISSEYRE, A.K.: Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and palaeogeography of the lowest Kulm of the Intra-Sudetic Basin, (English summ.). Geologia sudetica, Warszawa 2 (1971), p. 237-280
- TEISSEYRE, A.K.: Sedimentology and palaeogeography of the Kulm alluvial fans in the western Intra-Sudetic Basin (Central Sudetes, SW Poland), (English summ.). Geologia sudetica, Warszawa 2 (1975), p. 7-135
- VASS, D.: Molassové pánvy a globálno-tektonický model karpát (Molasse basins and global tectonic model of Carpathian). Zbornik referatov vedeckij konferencie: Československá Geologia a globálna tektonika, S. 111-117. Edične stredisko Geol. Ust. D.Š. 1976 Bratislava
- VASS, D.: Genesis of Inner-Molasse basin in West Carpathians in light of leading function of mantle in the Earth' crust development. In: Czechoslovak geology and global tectonics, Veda, vydavatel'stvo SAV Bratislava 1979
- VASS, D.: Alpínske molasy Západných Karpát. Manuscript. Drsc thesis. Bratislava: Archiv GUDŠ 1981
- VASS, D.: Explanatory notes to lithotectonic molasse profiles of inner West Carpathian basins in Czechoslovakia. Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, Potsdam 66 (1982), S. 55-94
- ZNOSKO, J.: Über den geologischen Bau in der Zone der Tornquiste-Teisseyre-Linie zwischen Ostsee und Swietokrzyskie Gory. Z. angew. Geol. Berlin 23 (1977), S. 439-444

Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam (1983) 77

Tectonic activity in time of formation of Main and Late molasses in
Czechoslovakian West Carpathians



by
Dionýz VASS¹⁾, Ivan KRÝSTEK²⁾ and Zdeněk STRÁŇÍK¹⁾

S u m m a r y

Authors are giving an overlook on the tectonic history of Main and Late molasses and their areas of accumulation in the West Carpathian mountains.

During the period of genesis of Main molasse (Eggenburgian-Sarmation) in the West Carpathians the tectonics was most intensive in the zone of the Outer Flysch, where the nappes formed. In molasse basins sedimentation proceeded. Tectonic activity resulted in refolding and in break of sedimentation, followed by new subsidence (foredeep, intramontane basins), or only in uplift and break of sedimentation followed by new subsidence (backdeep). Molasse sediments are also deformed by faults. The activity of which culminated in Badenian and Sarmatian. Molasse sedimentation in intramontane basins and in backdeep was associated with acid volcanism, later on with andesite volcanism. Volcanic activity culminated in Badenian and in Sarmatian simultaneously with subsidence culmination in intramontane basins.

In the time of formation of Late molasse (Pannonian-Pliocene) tectonic activity resulted in intensive subsidence of the backdeep. Subsidence in basins was interrupted by uplift and regression. Molasse sedimentation is associated with fading out acid and andesite volcanism, later on replaced by basalt volcanism.

The evolution of the Main and Late molasses was associated with regional uplift of the Carpathian region resulting in progressive degradation of sedimentation environment from marine through brackish to freshwater environment.

VASS, D.; KRÝSTEK, I.; STRÁŇÍK, Z.: Die tektonische Aktivität während der Bildungszeit von Haupt- und Spätmolassen in den tschechoslowakischen Westkarpathen

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

Es wird ein Überblick über die tektonische Geschichte von Haupt- und Spätmolassen und ihrer Akkumulationsgebiete in den Westkarpathen gegeben. Während der Periode der Entwicklung der Hauptmolasse (Eggenburg-Sarmat) äußerte sich die tektonische Aktivität durch Faltung und Sedimentationsunterbrechungen, gefolgt von einer erneuten Absenkung in der Vortiefe und in den Intramontanbecken. In der Rücktiefe überwogen anfangs Hebungen, auf die ebenfalls Absenkungen folgten. Die Aktivität tektonischer Bruchstörungen kulminierte im Bereich der Molassesenken während Baden und Sarmat. In den Intramontanbecken und in der Rücktiefe war die Molassesedimentation zuerst mit einem sauren Vulkanismus, später auch mit andesitischen Vulkaniten verknüpft.

1) Geologičeský ústav "Dionýza Štura", Czechoslovakia, 80 100 Bratislava, Mlynska dolina 1

2) Katedra geologie a paleontologie přírodovědecké fakulty University "J.E. Purkyne", v Brně, Czechoslovakia, 611 37 Brno, Kotlářská 2

Während der Bildungszeit der Spätmolasse (Pannon-Pliozän) resultierte die tektonische Aktivität in einer intensiven Absenkung der Rücktiefe. Die Absenkung in den Intramontanbecken wurde durch Heraushebung und Regression unterbrochen. Sie war begleitet durch den ausklingenden sauren bzw. basischen Vulkanismus. Letzterer wurde schließlich durch einen Basaltvulkanismus ersetzt.

Die Entwicklung der Haupt- und Spätmolassen war gekennzeichnet durch die regionale Heraushebung des Karpaten-Gebietes. Sie spiegelt sich wider in der zunehmenden Verschlechterung der Sedimentationsbedingungen von marinem über brackisches zu Süßwassermilieu.

Ваш, Д., Кристек, И., Странах, З.: Тектоническая активность в период образования главной и поздней молассы на территории чехословацких Западных Карпат.

Р е з ю м е

Дается обзор тектонической истории главной и поздней моласс и области их накопления на территории Западных Карпат. В течение формирования главной молассы (эггенбург-сармат) тектоническая активность проявилась в форме складчатости и перерывов в осадконакоплении, с последующим прогибанием в предгорной впадине и межгорных прогибах. В внутренней впадине вначале преобладало воздымание, которое затем также сменилось прогибанием. Разрывные движения характеризовались особенной интенсивностью в области молассовых впадин во время бадена и сармата. В пределах межгорных прогибов и во внутренней впадине осадконакопление молассы вначале сопровождалось **излияниями** кислых вулканических образований, а затем — андезитовых.

В процессе формирования поздней молассы (паннон-плиоцен) тектоническая **активность** проявилась в интенсивном погружении внутренней впадины. Погружение в **межгорных** прогибах **прерывалось процессами воздымания и регрессии**. Они сопровождалась **излияниями** кислых и основных вулкаников. Последние в заключение сменяются **излияниями** базальтов.

Развитие **главной** и поздней молассы характеризовалось региональным воздыманием карпатского региона. Это отразилось в **смене** условий осадконакопления от морских, через солоноватые к пресноводным.

1. Tectonomagmatic history of Main molasse

In the West Carpathians the Main molasse fills sedimentary basins, whose formation is associated with Lower and Middle Miocene orogeny (fig. 1). The formation of the Main molasse followed the termination of flysch sedimentation and the formation of new sedimentation areas. These changes were caused by Savian and/or Helvetian folding. The Main molasse basins are all over the West Carpathians (backdeep, intramontane basins, foredeep). ¹⁾ In the time of formation of the Main molasse the Carpathian mountain system underwent regional uplift of variable intensity in respective areas. The uplift culminated in Badenian and Sarmatian times and caused restriction of the connection of molasse basins with the open sea. This resulted in gradual desalination (brackish to freshwater sedimentation in the Uppermost Badenian and Sarmatian). Main molasse accumulations in the West Carpathians are the most extensive and thickest among all molasse formations. In some cases their thickness is greater than that of flysch complexes. Sedimentation velocity ranges up to 10 cm/10 years, and more. The genesis of Main molasse was markedly controlled by faults. Some of them - new formed or rejuvenated old ones were synsedimentary. Ensilic, at first acid, later on intermediary and acid volcanism is characteristic of the intramontane basins and of the backdeep of the Main molasse. In the intramontane basins the culmination of volcanism was associated with fault activity and subsidence.

The genesis of Main molasse began during the Savian tectonomagmatic epoch and terminated in coincidence with the late Styrian movements in the Czechoslovakian West Carpathians, and with the early Valachian tectonomagmatic movements (Moldavian) in the Polish West Carpathians. With regard to stratigraphy these timer comprehend Eggenburgian to Sarmatian stages, in the geochronological scale corresponding to the time interval between approx. 23 and 10,5 m.y. In the magnetostratigraphic scale it is the interval between the upper part of the epoch 21 and approx. the middle part of the epoch 10, i.e. on the boundary of epochs 9/10. A schematical summary of the geological events in the course of the genesis of the main and the late molasse is given in fig. 2.

1) Spatial devision of Main molasse formations is confusing and so the approach of the authors of this article is different as regards the terms "foredeep" and "intramontane basin". J. KRYSŤEK and D. VASS agree in their opinion about the Main molasse foredeep in the West Carpathians. According to them the Lower Miocene (including Carpathian) sediments resting on the North-European platform in the direct foreland, in the basement of the Carpathian nappes, and on the units of the Flysch Belt are belonging to the Main molasse. According to the first author, in the present Vienna Basin the foredeep comprises also the Lower Miocene resting on the Inner Carpathian units. According to Z. STRÁNÍK the foredeep is built up by Main molasse sediments on the mobile part of the North-European platform, incorporated in the Carpathians. The Lower Miocene is resting with angular unconformity on Carpathian formations affected by Savian, Helvetian, and earlier alpine orogenies is regarded as intramontane basins by Z. STRÁNÍK. (e.g. the Lower Miocene of the present Vienna basin)

2. Evidences of Savian tectonomagmatic epoch in Neogene foredeep and in Outer Flysch Carpathians

During the period between Egerian and Eggenburgian or during Eggenburgian to Ottnangian the Savian folding took place in the Outer Carpathians. The results of the folding are not equally evident in all areas of the Outer Carpathians. Lower Miocene sediments facilitating reliable determination of the role of Savian movements are preserved in the Flysch Belt of the Czechoslovakian West Carpathians only in South Moravia. The Lower Miocene of the Vienna basin with local basal clastic rocks rests transgressively and unconformably on different lithostratigraphic members of the Magura Group. So in the Magura Group, prior to the Lower Miocene transgression (Eggenburgian), the regional uplift is associated with the termination of the flysch sedimentation. Intensive folding and advanced denudation of the folds took place in the course of the Helvetian and/or Savian orogeny. In the marginal (Pouzdrány and Ždánice) units of the Flysch Belt, the sedimentation, which is represented by the Krosno flysch lithofacies, lasted to the end of the Egerian. In the Eggenburgian, deep-sea pelagic Sakvice marls deposited in the roof of the flysch beds. The relationships between the Krosno lithofacies and the Sakvice marls are not thoroughly explained neither in the Pouzdrány or in the Ždánice unit (cf. STRANIK - MOLČIKOVÁ 1980). According to the presence of the Sakvice marls excludingly lying above the Krosno lithofacies, whose beds were regarded as the youngest lithostratigraphic members of the Ždánice and Pouzdrány units, and because of the lack of such significant characteristics like basal conglomerates and angular unconformities, the continuous sedimentation between these units, i.e. between Egerian and Eggenburgian may have been possible. One of us (Z.S.) presumes, that in such case in Eggenburgian time the marginal units of the Outer Flysch Carpathians represent the axial sedimentation area of the Main molasse by E-W direction, from which the sea transgressed northward on the orotonic foreland and southward into the Carpathian intramontane basins.

The Savian folding of the West Carpathian Flysch Belt resulted in incorporation of the SW and/or S part of the North-European platform in the structure of the Carpathians. Because of folding and regional uplift of the Inner Carpathians on the Oligocene/Miocene boundary the Lower Miocene (Eggenburgian) sea gradually migrated from the Carpathians to the foreland. The Lower Miocene sediments rest in most part on the pre-Tertiary basement of the platform. Only in Lower Austria and in South Moravia, especially in Vranovice and Nesvačily graben, the Eggenburgian sediments rest on Paleogene beds (Melker series, Nesvačilka sequence), representing marginal facies of flysch troughs of the Outer Carpathians.

Uplifts and vertical dissection of relief of the pre-Miocene basement in the Vienna basin prior to and during the Eggenburgian sedimentation are proved by basal conglomerates (debris conglomerates at the base of the Lužice beds, the so called Chropov conglomerates) and by marked differences in primary thicknesses of the Eggenburgian in the areas of elevations and depressions (JIRIČEK oral comm.).

The Lower Miocene distant volcanism is represented by acid tuffites amidst Eggenburgian-Ottnangian sediments. Products of basalt volcanism from the Eggenburgian near Ostrava are reported by J. CÍCHA, J. KRÝSTEK in ŠENĚŠ et al. (1979).

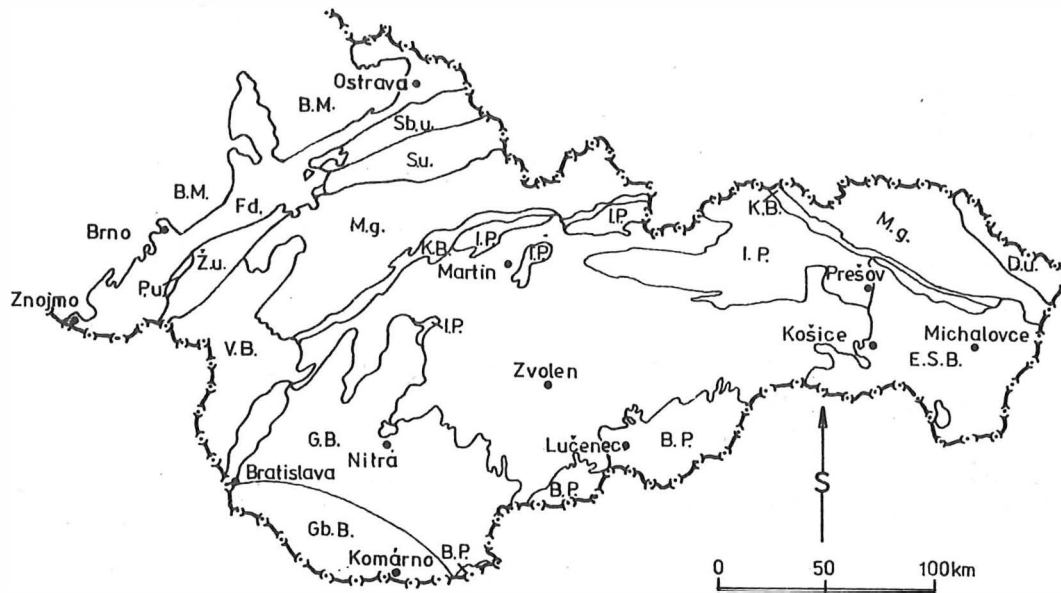


Fig. 1 Space distribution of the units and/or molasse basins mentioned in the paper

Outer Flysch belt:

B.M. - Bohemian Massif (foreland); Fd - foredeep; P.u. - Pouzdrany unit; Z.u. - Ždanice unit; S.b. u. - Subsilesian unit; S.u. - Silesian unit; D.u. - Dukla unit; M.g. - Magura group; K.B. - Klippen belt; I.P. - Inner Paleogene

Large intramontane basins:

V.B. - Vienna Basin; G.B. - Galanta Basin; E.S.B. - East Slovakia Basin

Basins of back deep:

B.P. Buda Paleogene Basin, partly covered by episodic basins; Gb.B. - Gabčíkovo Basin

3. Evidences of Savian tectonomagmatic epoch in Klippen Belt and in Inner Carpathians

During Eggenburgian to Badenian and/or including the Lower Sarmatian in Klippen Belt was refolded. Tectonic phenomena and deformations of the Klippen Belt, controlled by the Savian and later movements, were presented by D. ANDRUSOV in MAHEL' (1974, p. 154-156):

- formation of southvergent fold system;
- formation of anticlinal structure of the whole Klippen Belt;
- parts (blocks) of Laramidian nappes were lifted and a system of southvergent lenticular bodies was formed;
- formation of recent configuration and delimitation of the Klippen Belt (during Helvetian-Savian movements);
- particular intensive post-Paleogene movements proceeded on the outer margin of the Klippen Belt;
- deformation by faults.

Refolding of the cover of the Klippen Belt and backward overthrust of the Outer Carpathians on the Klippen Belt also took place.

Before Eggenburgian the thrust of the Inner West Carpathians or at least of their outer units over the Magura Group was accomplished.

Refolding of the Inner West-Carpathians before Eggenburgian, more accurately in the period between Oligocene and Eggenburgian is proved as follows:

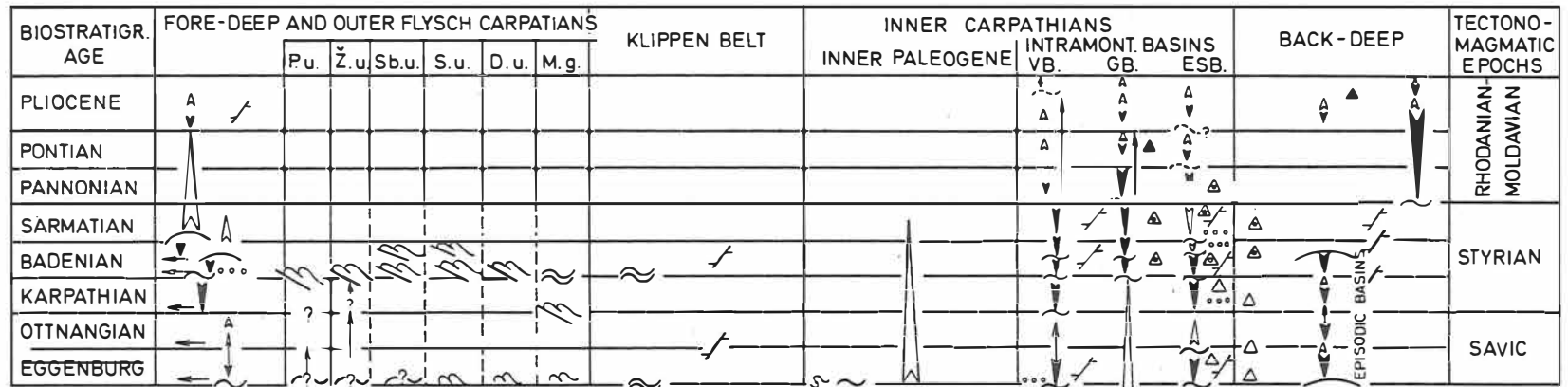
- Termination of subsidence and sedimentation in depressions filled with the Inner Carpathian Paleogene. The youngest members were found in the Banskobystrická kotlina depression/Rupelian (BYSTRICKÁ 1979) and around Prešov (borehole Prešov-1, the Solivar beds, J. ČVERČKO et al. in SENEŠ et al. 1979, R. LEHOTAYOVA - personal information).
- Folding of the Inner Carpathian Paleogene. The intensity of folding increase from the south (monoclinical structures) to the north, i.e. from broad folds to isoclinal folds. In the periklippen zone there are found thrusts with backward, i.e. southward vergence; they can also be younger - Styrian (M. MAHEL' in MAHEL' et al. 1974, p. 135).
- Transgressive and unconformable position of the Eggenburgian on the Inner Carpathian Paleogene.

4. Evidences of Savian tectonomagmatic epoch in intramontane basins

The intramontane basins ¹⁾ of the West Carpathian Main molasse also resulted from movements in the space of time between Egerian and Eggenburgian. The basins indicate a new structural pattern reflecting the structure of the basinal basement, and especially the large basins have the character of intramontane depressions (BUDAY et al. 1967) but they are not comparable with Paleogene depressions.

¹⁾ Intramontane basins in West Carpathians are of two types: large longitudinal basins (Vienna, Galanta and East Slovakia basins) and small interior intermontane depressions.

Fig. 2 DIAGRAMM OF TEKTONOMAGMATIC ACTIVITY FROM SAVIC TO RHODANIAN EPOCHS
(WEST CARPATHIANS CZECHOSLOVAK PART.)



P.u. - Pouzdrfany unit
 Ž.u. - Ždanice unit
 Sb.u. - Subsilesian unit
 S.u. - Silesian unit
 D.u. - Dukla unit
 M.g. - Magura group

V.B. - Vienna Basin
 GB. - Galanta Basin (Badenian - Sarmatian)
 E.S.B. - East Slovakia Basin
 GbB - Gabčicovo Basin (partly superposed on Galanta Basin)

1 - ~
 2 - ~
 3 - ~
 4 - ~
 5 - ~

6 - ▽
 7 - →
 8 - ~
 9 - ...
 10 - △

11 - ▲
 12 - /
 13 - ↑
 14 - A A
 15 - ~
 16 - ▲

Explanations: 1 - Folding without nappes; 2 - refolding with overthrust, backthrust and/or restricted tectonic transport; 3 - isoclinal folding; 4 - beginning of nappe formation; 5 - folding with tectonic transport of nappes; 6 - subsidence (movements sinking); 7 - lateral spread of subsidence and/or transgression; 8 - cessation of sedimentation and uplift; 9 - conglomerates; 10 - outset of ensialic volcanism (acid) and its manifestation; 11 - outset of ensialic volcanism (intermediate and acid) and its manifestation; 12 - active faults or generation of new faults; 13 - continuous sedimentation; 14 - a) uplift, the rate of sedimentation fell down; uplift and break in sedimentation (at least partly, i.e. regression); b) prolonged uplift without sedimentation or only continental sedimentation; 15 - unconformity; 16 - outset of basalt volcanism

Transgression in the intramontane basins is frequently associated with basal clastic facies indicative of a steep relief of source areas. There are, for example, coarse-detrital beds in the eastern part of the Vienna basin (the Dobrá Voda conglomerates).

Volcanic activity of local or distant centers during Eggenburgian time resulted in tuff and tuffite layers (e.g. East Slovakian basin, Bánovská kotlina depression). Fault tectonics was active in Eggenburgian time.

Folding processes at the end of Eggenburgian caused uplift, regression, and perhaps partial refolding of the Eggenburgian in the East Slovakian basin. It looks as if the basin was uplifted in the whole Ottnangian. Ottnangian is missing there.

There are no indications of movements between Eggenburgian and Ottnangian in the Vienna basin. The tectonic regime of the inner small depression cannot be described accurately because of the lack of data. In the Bánovská kotlina depression there are indications of gradual shallowing of the deposition environment during the Ottnangian (E. BRESTENSKA in SENES¹ et al. 1979).

5. Evidences of Savian tectonomagmatic epoch in backdeep

In the backdeep the Savian movements resulted in uplift and regression and in extinction of the Buda Paleogene basin (Early molasse).

During Eggenburgian a new transgression set on with a new structural plan, that means with smaller lateral extent and less subsidence. In the backdeep episodic basins formed (VASS 1976, 1979). In the episodic basins basal beds of Eggenburgian age are coarse-detrital (Ipeľ'ská kotlina, Lučenská kotlina depressions).

In the Savian epoch the ensialic acid volcanism commenced in the backdeep. The first products of the volcanism are tuffite layers in Eggenburgian marine sediments.

At the end of Eggenburgian time the area of the backdeep was uplifted and sedimentation proceeded in continental environments. The sediments comprised coarse-grained clastic material. Acid volcanism of increased intensity produced thick layers of tuffs and welded tuffs whose radiometric ages prove the Eggenburgian age of the continental sequence.

During Ottnangian a new transgression took place in the backdeep. It started with slow subsidence associated with formation of coal seams, following by increasing subsidence rates. In Hungary sedimentation proceeded in lacustrine environment and was sporadically associated with acid tuffites - a product of distant volcanism.

6. Evidences of Styrian tectonomagmatic epoch in foredeep and in Flysch Belt of West Carpathians

The Styrian folding between Karpathian and Sarmatian times played a decisive role in the formation of the present nappe structure of the Outer West Carpathians. Sediments of the Flysch Belt folded by the Savian and/or Helvetian folding were thrust over the foreland. The fold structure was emphasized by compression which resulted in tectonic slices and partial nappes. The flysch nappes formed chronologically on the periphery of the Carpathian arch from NW to NE and/or W to E. (BUDAY et al. 1961). In Southern and Central Moravia the overthrust movements ceased before beginning of Badenian time. The Pouzdřany, Ždánice units and the Magura Group were thrust over the Lower Miocene (including the Karpathian). The Lower Badenian clastic rocks rest unconformably on the accomplished nappe structure. In South Moravia the sub-Silesian and Silesian nappes rest upon the Karpathian and the Lower Badenian. The Upper Badenian is post-orogenic formed there. Further eastward, in the flysch Carpathians of Eastern Poland the Upper Badenian lies beneath the nappes.

Styrian folding in the Flysch Belt caused significant changes in the evolution of the Main molasse. On the Ottangian/Karpathian boundary the tectonic movements were followed by regression and by local interruption of sedimentation. Schlier lithofacies of the transgressive marine Carpathian has a character most resemblant to flysch. As a rule Schlier formation is terminating the sedimentation cycle of geosynclinal areas. The origin and different extension of the lithofacies in comparison with older Lower Miocene sediments (the Carpathian foredeep in the Ostrava region) reflect the tectonic reconstruction both of the orogenic zone and of its foreland, and also the mobility of the sedimentary basin.

The folding movements between Karpathian and Badenian times accomplished the earlier sedimentation cycle of the Main molasse in foredeep. The Lower Miocene sediments were in the most part folded, imbricated during the transport of nappes, and widely covered by them. The degree of tectonic deformation of these sediments decreased from the marginal units of the Flysch Belt and the frontal anticlinorium of the Magura nappe into the Carpathians and their foreland.

In Lower Badenian time the sea from the Carpathians transgressed to the new sedimentation area on the Carpathian foreland. In the initial stage the contact between the Lower Badenian foredeep and the Carpathian orogen was very limited. It is indicated by the Slavkov-Tešín ridge confining the Lower Badenian foredeep on SE and by the composition of the pebble material in the Lower Badenian clastic rocks among which the rocks from the Bohemian Massif are prevalent and the rocks from the Carpathians are practically absent. The first mass occurrences of the Carpathian material appeared during the sedimentation of the Lower Badenian in marginal Terešov conglomerates. The data prove the accomplishment of the thrust of flysch nappes in Central Moravia. The nappe fronts overpassed the apical part of the Slavkov-Tešín ridge.

At the end of the Lower Badenian an extensive regression took place (Lithotamnia limestones and sands) as well as the decay of the foredeep. Upper Badenian sediments

between Hlučín and Opava in Silesia represent a spur of the Upper Badenian foredeep of the Polish fore-Carpathians (BUDAY et al. 1967).

During the Styrian folding the axis of the Main molasse sedimentation area migrated southwards, and/or northwestwards. The Miocene sea transgressed farther over the foreland. The Upper Badenian in Moravia has the most external position. The subsidence areas are squeezed out by moving flysch nappes (T. BUDAY in BUDAY et al. 1967).

Layers of acid tuffites are indicative of distant volcanic activity. In the northern part of the Moravian foredeep are also products of local basalt volcanism (?).

7. Evidences of Styrian tectonomagmatic epoch in Klippen Belt and in Inner Carpathians

The deformations mentioned in connection with the Savian tectonomagmatic epoch continued in the Klippen Belt during the Styrian tectonomagmatic epoch. In the periklippen area the Upper Cretaceous and the Paleogene of the Myjavská pahorkatina highland got imbricated. It was prior to the Upper Badenian resting with angular unconformity upon the deformed beds (LEŠKO et al. 1978, p. 47). These authors quoted that the imbrication was initiated by mobile internal units of the West Carpathians, whose position got close to or identical with their present position.

8. Evidences of Styrian tectonomagmatic epoch in intramontane basins

The end of Oligocene is characterized by uplift, regression, refolding (Vienna basin); the beginning of Carpathian by subsidence and new transgression associated with intensive subsidence.

In the East Slovakian basin, the Oligocene was followed by subsidence and transgression and coarse-clastic material was formed. During Carpathian the East Slovakian area lost its connection with open sea and changed into a saline lagoon with evaporitic sedimentation. Subsidence is revived in the Bánovská kotlina depression. The sedimentation environment was marine. The area of the Galanta basin (except its northern spurs in the Bánovská kotlina) emerged during the Carpathians.

At the end of the Carpathian slow folding, emersion and regression took place. The sea definitively withdrew from the Bánovská kotlina.

At the beginning of Badenian subsidence and new transgression started again. The first subsidence was followed by a long emersion (during Paleogene and Lower Neogene) in central parts and on the southern periphery of the Galanta basin. The transgression was associated with intensive subsidence, particularly in East Slovakia.

During the Badenian uplift, regression, break in sedimentation characterized the tectonic history. All these proceeded in the Vienna basin and partly in the Galanta basin at the end of the Lower Badenian.

At the beginning of the Middle Badenian new subsidence and transgression took place. In the northern parts of Galanta basin the subsidence is indicative of the first sea transgression during the Badenian (the Lower Badenian is missing there, cf. ADAM & DLABAČ 1969, fig. 2, p. 163). In the East Slovakian basin no conspicuous manifestations of tectonic activity in the time between Lower and Middle Badenian were found. The uplift of the region began during the Middle Badenian. The region was dammed against the open sea, and saline lagoons with evaporite sedimentation were formed. At the end of the Middle Badenian the movements were less intensive in the Vienna and the Galanta basins. In the Galanta basin a flyschoid formation arose (partial Semerovce depression, D. VASS et al., in press) the origin of which was associated first of all by volcanism in adjacent regions.

At the beginning of the Upper Badenian the new transgression was associated with intensive subsidence in the East Slovakian basin. The beginning of the culmination period of subsidence is contemporaneous with subsidence in small interior depressions (Turčianska, Žiarska kotlina depressions) and in the Bánovská and the Hornonitrianska kotlina. Sedimentation in these depressions proceeded under continental conditions.

During Badenian the active volcanism continued - also indicated by tuffites transported to the Vienna basin from distant centers. In the Galanta basin andesite lava layers and volcanoclastic material are derived from local centers. In the inner depressions also products of acid volcanism occur. During the Lower Badenian the acid (rhyodacite) volcanism became active, in the Upper and Middle Badenian also andesite volcanism was significant. At the end of Badenian uplift, regression and/or refolding took place in the Vienna, Galanta, East-Slovakian basins. No distinct manifestations of tectonics were observed in small interior depressions.

At the beginning of the Sarmatian new subsidence, transgression of brackish sea, intensive subsidence in the East Slovakian basin, and in contrast to the Badenian also in the inner depressions, can be noticed. In the Vienna and the Galanta basins the intensity of subsidence decreased.

During the Sarmatian andesite and partly also acid volcanism proceeded in the East Slovakian basin and in the inner depressions, less in the Galanta basin.

Intensive fault tectonics characterized Badenian and Sarmatian times.

9. Evidences of Styrian tectonomagmatic epoch in backdeep

In Czechoslovakian territory (Ipel'ská, Lučenská and Rimavská kotlina depressions, part of the Podunajská nížina lowland) the following manifestations of tectonics can be established:

Between the end of Oligocene and the beginning of Karpathian continuous sedimentation was replaced by marine sedimentation (first in the environment of semi-detached bays, later in the environment of the open sea). During Karpathian the distant acid volcanism was active. At the end of Karpathian emersion, denudation, fault activity, at the beginning of Badenian subsidence and new transgression according a changed plan control the tectonic regime.

During the Badenian renewed regional uplift, sea regression, sedimentation in continental environment in local depressions and also fault activity (and/or in the Sarmatian) was characteristic. In the area of the later Gabčíkovo basin of the backdeep the same manifestations like in the intramontane Galanta basin can be found.

10. Tectonomagmatic evolution of Late molasse

Late molasse formed in the West Carpathians after the last folding in the outer Flysch Belt. It developed mainly in backdeep and partly in the area of the intramontane basins. Late molasse also filled shallow depressions on the northern margin of the Early molasse basin - the basin of the Buda Paleogene (South Slovakia) and the graben superimposed on the foredeep and the margin of the Outer Carpathians in Moravia. The uplift of the Carpathians continued, as proved by coarse-clastic Late molasse in small interior depressions, and by continuous desalination of the sedimentation environment. The acid and intermediary volcanism is fading out and was replaced by basalt volcanism evidencing the opening of the deep supercrustal faults. The movements along faults were insignificant for the formation of Late molasse. In large Late molasse basins the subsidence was mostly controlled by brachysynclinal bending.

The beginning of the evolution of Late molasse was associated with the Moldavian tectonomagmatic epoch; the end of the evolution was connected with the Rhodanian tectonomagmatic epoch. So the Late molasse formed in the period between the Pannonian and the Rumanian. Thick Quaternary accumulations in the Hungarian Alföld and in the area of the Gabčíkovo basin in southwest Slovakia are indicative of reformation of molasse sedimentation also during the Quaternary period. The time of the formation of the Late molasse corresponds to the interval from 10,5 m.y. to 1,8 m.y. (i.e. up to now) in the geochronometric scale, and to the interval from the upper part of the Matuyama epoch to the base of the Olduvai event (resp. the Brunhes epoch includingly) in the magnetostratigraphic scale.

It follows that the subsidence and the evolution of the Late molasse proceeded from the most part in the backdeep. But the molasse basin of the backdeep partly annexed parts of inner depressions and basins. Evidences of the Moldavian and Rhodanian tectonomagmatic epoch are as follows:
At the end of the Sarmatian the subsidence got slower and sedimentation was interrupted.

The beginning of the Pannonian was characterized by subsidence, extending of sedimentation area, in the backdeep, by reducing sedimentation area and decreasing intensity of subsidence, in comparison with the Sarmatian, in intramontane basins.

Slight tectonic influence on the evolution of Late molasse was observed in the Inner Carpathians. Uplift and regression and/or slower sedimentation might have occurred in the Pontian or at the end of the Pontian. In the Vienna basin the sedimentation also slowed in the Dacian, when renewed subsidence and lacustrine-fluvial sedimentation were proved in other intramontane basins. The Dacian subsidence also caused lacustrine-fluvial accumulations on the northern margin of the former Buda Paleogene basin of the back molasse ("the Poltár formation" in the Lučenská and Rimavská kotlina depressions).

In the Dacian the faults of the Hornomoravský úval graben in the foredeep got revived and lacustrine sedimentation proceeded in a small graben basin. During Dacian in the Gabčíkovo basin the subsidence got intensified and sedimentation rate increased. At the end of Dacian, the subsidence was replaced by uplift and regression. In the Hornomoravský úval graben and in the area of the Lučenská and the Rimavská kotlina depressions the lacustrine sedimentation ended. The sedimentation was also interrupted in the intra-Carpathian basins (the Vienna basin, the Galanta basin /and in the backdeep - the Gabčíkovo basin).

At the beginning of Rumanian the new subsidence caused local revival of sedimentation. At the end of the Rumanian the regional uplift of the West Carpathians took place. In the Quaternary reduced fluvial and eolic sedimentation prevailed and subsidence took place in the Gabčíkovo basin.

During the time of Late molasse acid andesite volcanism of Pannonian age is known in East Slovakia, i.e. the Central-Slovakian volcanic region. At the end of Pannonian and/or in the Pontian the acid volcanism was replaced by basalt volcanism (the Štiavnica basalts). In Hungary basalt volcanism was already recorded in the Lower Pannonian (Kiskunhátas). The basalt volcanism culminated at the end of Pliocene (basalts of the Cеровá vrchovina highland in South Slovakia) and ended in the Quaternary (Brehy near Nová Baňa). The basalt volcanism was accompanied by opening of deep subcrustal faults. No significant vertical movements proceeded over these faults.

11. Conclusions

During period of genesis of Main molasse (Eggenburgian - Sarmatian) in the West Carpathians the tectonics was most intensive in the zone of the Outer Flysch, where the nappes formed. In molasse basins sedimentation proceeded. Tectonic activity resulted in refolding and in break of sedimentation, followed by new subsidence (foredeep, intramontane basins), or only in uplift and break of sedimentation followed by new subsidence (backdeep). Molasse sediments are also deformed by faults the activity of which culminated in Badenian and Sarmatian. Molasse sedimentation in intramontane basins and in backdeep was associated with acid volcanism, later on with andesite volcanism. Volcanic activity culminated in Badenian and in Sarmatian simultaneously with subsidence culmination in intramontane basins.

In the time of formation of Late molasse (Pannonian - Pliocene) tectonic activity resulted in intensive subsidence of the backdeep. Subsidence in basins was interrupted by uplift and regression. Molasse sedimentation is associated with fading out acid and andesite volcanism, later on replaced by basalt volcanism.

The evolution of the Main and Late molasses was associated with regional uplift of the Carpathian region resulting in progressive degradation of sedimentation environment from marine through brackish to freshwater environment.

References

- ADAM, Z.; DLABAČ, M.: Vysvětlivky k mapám mocnosti a litofaciálního vývoje Podunajské nížiny.
Zbor. geol. vied, Západné Karpaty, Bratislava 11 (1969), p. 156-171
- BUDAY, T.; et al.: Nafta a plyn v čsl. Karpatech.
Knihovna Ústř. ústav geologický SV. 38, p. 1-158, Praha: 1961
- BUDAY, T.; et al.: Regionální geologie ČSSR II, zv. 2.
Praha: Ústř. ústav geologický, Academia Praha 1967, 651 p.
- BYSTRICKA, H.: Rupelian in the Banská Bystrica Basin.
Geol. Zbor. Geologica Carpathica, Bratislava 30 (1979) 1, p. 109-122
- GÁSPARIK, J.: Nové nálezy eggenburgu v Západných Karpátoch (Turčianska kotlina).
Geol. práce, Bratislava 71 (1978) p.89-92
- LEŠKO, B.; ĐURKOVIC, T.; GÁSPARIKOVA, V.; KULLMANOVA, A.; SAMUEL, O.: Nové poznatky o geologii Myjavskej pahorkatiny na základe vrtu Lubina-1.
Geol. práce, Bratislava 70 (1978), p. 35-56
- MAHEL, M. (ed.): Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. Explanations to the tectonic map of the Carpathian-Balkan Regions and their foreland.
Bratislava: Geol. Ústav D. Štura 1974, 453 p.
- SENEŠ, J.; et al.: First Working version of time correlation tables of the Tethys - Paratethys Neogene. IGCP, project No. 25 Manuscript.
Slovak Academy of Science, Bratislava 1978
- VASS, D.: Molasové panvy a globálno-tektonický model Karpat. (Molasse basins and global tectonic model of Carpathians).
Zborník referátov vedeckej konferencie: Československá geologia a globálna tektonika, (Smolenice 1976), p. 111-117, Edičné stredisko, Bratislav: Geol. Ústav D. Štura 1976
- VASS, D.: Genesis of Inner-Molasse basins in West Carpathians in light of leading function of mantle in Earth's crust development.
In: Czechoslovak geology and global tectonics, p. 183-197.
Bratislava: Veda, vydavateľstvo SAV, 1979
- VASS, D.; et al.: Štruktúrny vrt ŠV-8 (Dolné Semerovce, Ipelská pahorkatina).
(in press.)
- STRANIČ, Z.; MOLČIKOVA, V.: Untermiozän nordöstlich von Pouzdřany.
Vest. Ústř. Úst. geol., Praha 55 (1980) 2, p. 93-104

Subdivision and stages of development of Variscan molasse
of the Czechoslovakian West Carpathians



by
Anna VOZÁROVÁ and Jozef VOZÁR 1)

S u m m a r y

Development of Variscan molasse basins in the West Carpathians was taking place in the region of the Tatra-Veporide block and Gemeride zone. In the frame of these units the individual basins of the inner molasse may be distinguished spatially. Relationship with the outer and back-molasse is questionable. Concerning time, in the frame of the inner molasse distinguish Early molasse (Westphalian A - Stephanian C), Main molasse (Stephanian C - Saxonian), Late molasse (Thuringian).

VOZÁROVÁ, A.; VOZÁR, J.: Untergliederung und Entwicklungsstadien der variszischen Molasse der tschechoslovakischen Westkarpaten

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

Die Entwicklung der variszischen Molassebecken in den Westkarpaten vollzog sich im Gebiet des Tatra-Veporiden-Blockes und der Gemeriden-Zone. Im Bereich dieser Einheiten unterscheiden sich die einzelnen Becken der Innenmolasse in ihrer räumlichen Stellung. Die Beziehungen zu der Außen- bzw. zur Rückmolasse ist fraglich. In zeitlicher Hinsicht können für die Innenmolasse unterschieden werden: Frühmolasse (Westphal A bis Stephan C), Hauptmolasse (Stephan C bis Saxon) und Spätmolasse (Thuring).

Возарова, А., Возар, И.: Расчленение и стадии развития варисцийской молассы на территории чехословацких Западных Карпат

Р е з ю м е

Развитие варисцийского молассового бассейна Западных Карпат происходило на территории Татрско-Вепоридского блока и зоны Гемерид. В пределах этих тектонических объектов отдельные бассейны внутренней молассы различаются по своему местоположению. Взаимосвязи с внешней и внутренней молассой неоднозначны. В хронологическом отношении в пределах внутренней молассы могут быть выделены: ранняя моласса (вестфаль А - стефан С), главная моласса (стефан С - саксон) и поздняя моласса (тюрингий)

1) Dionýs Štúr Institute of Geology, Mlynska dolina 1, 809 40 Bratislava, Czechoslovakia

1. Introduction

The West Carpathians form a part of the Alpine-Himalayan orogenic belt. They are characterized by a very complicated nappe structure, in which both Mesozoic sequences of Alpine geosynclinal development and molasse and geosynclinal sequences of Variscan development and also fragments of older metamorphosed groups take part. In the contribution presented here we are dealing with some problems of West Carpathian Variscan molasses. As to the content the contribution joins the litho-tectonic profiles worked out in the frame of problem-commission IX, working group 3.3 and our studies of the years 1975-1980 (VOZÁROVÁ 1981 b).

The main problem of Variscan molasses is their delimitation in space and time between Viséan-Namurian and Upper Permian - Lower Triassic, especially with regard to the areal palinspastic plan of the Paleozoic folding zone of the Gemicum and its relations to basins situated on the more consolidated block of the Tatro-Veporicum. This problem is connected with the question of spatial linking and classification of basins of molasse development. As a particular problem shall be named the magmatism and the manifestations of volcanic activity in time and space of Variscan molasses.

The basis of analysis of the palinspastic plan that means the original location of Variscan molasse basins during Late Paleozoic, is established by the results of litho-facial studies of individual development of the Carboniferous and Permian sequences, mainly composed of terrigenous sediments, especially with regard to the origin of the beds (BAJANIK 1965, ROZLOZSNÍK 1935, KRIST 1954, VOZÁROVÁ 1973, 1977, 1979, 1981 a). From these results two geotectonic phenomena are evident, which were of preferential position: 1) Variscan folded geosynclinal zone represented by epimetamorphosed volcano-sedimentary Early Paleozoic complexes of the Gemicum (Gelnica group, Rakovec group); 2) meso- and katametamorphosed Early Paleozoic complexes (granitoids, migmatites, gneisses, mica schists, meso - and epimetamorphosed sediments and volcanics), predominantly building up the more consolidated Tatro-Veporicum.

The Variscan molasses of the West Carpathians, that means their fragments which are preserved in the Alpine structural plan display distinct polarity from the view-point of temporal and spatial relation to the Variscan orogen. As we have mentioned, they formed on the consolidated and folded Variscan fundament the block of the Tatro-Veporide and Gemicide zone. The main factor of consolidation were Bretonian-Sudetic movements. The sedimentary basins originated with evident succession of time from south to north (VOZÁROVÁ & VOZÁR 1980).

The most important zone of deposition was the so called central areas of sedimentation (*sensu* VOZÁROVÁ & VOZÁR 1975), to which are belonging the sedimentary basins originated in the North Gemicide region and at the southern margin of the Tatro-Veporide block (fig. 1).

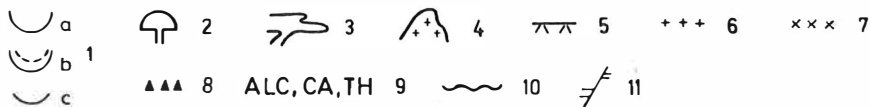
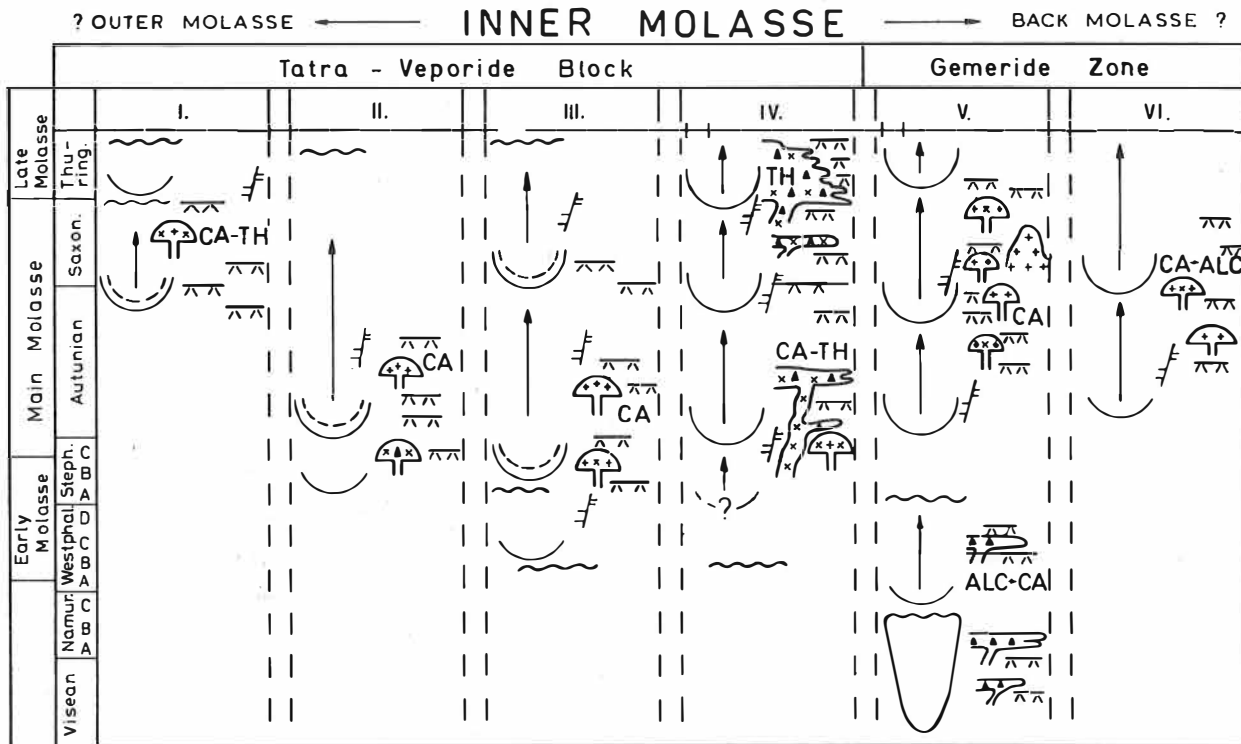


Fig. 1 The spatial and temporal development of Variscan molasse basins of Czechoslovakian West Carpathians

1 - a) sedimentary basins with slow subsidence, b) sedimentary basins with rapid subsidence, c) basins of graben shape; 2 - predominantly sub-aerial volcanics; 3 - subaqueous volcanics, lava streams; 4 - granite intrusions; 5 - more significant concentration of volcanoclastics; 6 - acid eruptive rocks; 7 - intermediate eruptive rocks; 8 - basic eruptive rocks; 9 - magmatic trend (alkalic, calc-alkalic, tholeiitic); 10 - tectonic movements; 11 - synsedimentary fault tectonics

I. - North Veporide - Ľubietova basin; II - South Vepor basin; III - South Veporide - Zemplin basin; IV - Hronic - Choč and Šturec basins; V - North Gemeride zone; VI - South Gemeride zone

2. The development of Variscan sedimentary basins

2.1. Viséan and Namurian

In the Viséan-Namurian A-B-C (?) period sediments were formed in a basin with marine environment. Its character was that of a narrow long trough, predominantly filled up by relatively fine-grained olistic sediments of flyschoid character associated in the lower parts with basic volcanics and their pyroclastics. The sedimentation was terminated by a shallow-marine pelite-carbonate facies. Partially the carbonate bodies of bioherm origin were altered into magnesites. The present stage of preservation of fragments of this basin does not permit to define precisely its direct relations to development of the Variscan tectogene. Most probably it was formed synchronously with the folding of the Variscan zone and reflected the period of its closing.

2.2. Westphalian - Lower Stephanian

In the Westphalian A?-B-C as reflection of Erzgebirge movements directly on the folded and metamorphosed geosynclinal zone of the Gemic, a sedimentary basin originated (evidence in the material of the basal conglomerate). It was filled up by deltaic-marine clastic formations, also accompanied by basic volcanics. Termination of sedimentation when was deposited a paralic formation with thin coal seams, coincides in time with the Westphalian D - or as late as the lowermost Stephanian (?) (reflection of the Leonian phase).

Synchronously with the post-Erzgebirge period the Zemplin basin arised (Westphalian C-D). It represents a continental basin with limnic coal seams, which formed a continental type of crust in the southern part of the Tatra-Veporide block.

2.3. Upper Stephanian - Autunian

The main period of development of the molasse basins in the West Carpathians was the period linked with the Asturian phase. The region of the Tatra-Veporide block characterized by continental type of crust permanently became a zone of sedimentation. Towards the end of Westphalian after vanishing of the basin and interruption of sedimentation a new sedimentary basin formed in the North Gemic region at the beginning of the Stephanian. Caused by the Asturian phase a period of taphrogenic development of the whole sedimentation area began. Continental volcanic-sedimentary formations originated, with most active manifestations of volcanic activity. The axis of depositional centre shifted to the north.

The zone of most intensive sedimentation became the region of the Hronic. The fragments of succession of beds infilling this basin are lying in nappe position at present. The analysis of sediments and accompanying volcanics makes possible to suppose that the original sedimentation area of the Hronic was founded on a distinct inverse structure, above a solid block of thick continental crust (predominating detritus from granitoid and katamorphosed rocks; basic volcanism of TH-magmatic trend).

2.4. Saxonian - Lower Triassic

The last period of formation of new graben basins in the northern part of the Tatra-Veporide block, in the remaining cases only of the Tatra-Veporide block, in the remaining cases only of changes in configuration of post-Asturian basins, is attributed to the Saale phase. In that period volcanic activity was weaker or completely missing. Relatively more distinct manifestations of synsedimentary fault tectonics are known in the basins of the northern part of the Tatra-Veporide block. In the North Gemeride zone lagoonal-sabkha salt-bearing formations formed, of relatively greater thicknesses, a ready without more distinct manifestations of synsedimentary fault tectonics and volcanism connected with them. In Lower Triassic time consolidation began in the region of the Tatra-Veporide block and also in the North Gemeride region.

After Asturian phase at the first time a sedimentation basin formed also in the South Gemeride region. Contrary to the other molasse basins the basal parts of its sedimentary filling allow to prove traces of preceding epiplatform development (oligo-mict quartz conglomerates, quartz sandstones). In contrast to the other described molasses in the South Gemeride basin, tectonic activity increases in direction to the overlying layers, the mineralogical maturity of sediments decreases, the rate of sedimentation is higher, and no period of short consolidation occurred in the Lower Triassic.

3. Magmatic and volcanic activity of Variscan molasse basins

The magmatic and volcanic activity of Variscan molasse basins is an inseparable part of their development. The central sedimentation area, the southern margin of the consolidated Tatra-Veporide block including the original sedimentation area of the Hronic and the marginal zone of the folded region of the Early Paleozoic of the Gemeride zone are mainly concerned.

The central sedimentation area was the most mobile zone of Variscan molasse pattern. A distinct syngenetic tectonic activity accompanied by a variegated scale of volcanics and intrusions of magmatites may be traced here. From this active zone in direction to the Tatra-Veporide block the volcanic activity shows a sinking tendency. In the same direction an increasing calc-alkalic to alkalic magmatic trend is observed.

In the northern part of the Gemeride zone the volcanic activity may be traced in connection with development of the lower molasse, during Upper Viséan to Numurian A-B and Westphalian A-C. There are submarine effusions of basic lavas accompanied by volcanoclastics. The magmatic trend corresponds with a sinking tendency from alkalic to calc-alkalic magmatites (BAJANIK et al. 1981). During Autunian, but mainly in the Saxonian, in the same zone along the northern margin of the Gemeride area were evident multiple manifestations of continental subaerial, less of subaqueous volcanism with rich accompaniment of volcanoclastics (NOVOTNÝ & ROJKOVIČ 1979, VÁCLAV & VOZÁROVÁ 1978). An acid, less intermediate character of eruptive rocks with a calc-alkalic magmatic trend predominate. In the region of the Gemeride block the intrusions of granites were taking place during Permian (KOVÁČH et al. 1979, KANTOR & RYBÁR 1979).

In the basin of the Hronic, forming the axial part of the central sedimentation area, the linear type of volcanism was shown in two eruption phases (Autunian, Saxonian-Thuringian). They are subaqueous, less subaerial multiple effusions of basic to intermediate volcanics with increasing tholeiitic trend in the frame of the transitional to tholeiitic series mainly in the second eruption phase (VOZÁR 1977, 1980).

The basins of the southern part of the Tatra-Veporide block and the basin of the Zemplín were of akin character also from the view-point of volcanism. In the Upper Stephanian are found sporadical occurrences of subaerial volcanism of intermediate character, in the Lower Permian predominated acid volcanic member accompanied by volcanoclastics. The magmatic trend is stable calc-alkalic.

In the northern sedimentation area acid to intermediate volcanics are preserved in zones with more distinct synsedimentary tectonics. The predominantly subaerial volcanism together with largely spread volcanoclastics is mostly developed in the sequences of the Ľubietová basin (Autunian-Saxonian) where the range of volcanic activity may be traced with sinking magmatic calc-alkalic trend even to the boundary with the transitional calc-alkalic to tholeiitic (CA-TH) series. Characteristically of the remaining intramontane basins on the Tatra-Veporide block are local manifestations of acid volcanism with calc-alkalic trend only (Považský Inovec mts., Tribeck mts., Staré hory mts.).

In the analysis of volcanism of West Carpathian Variscan molasses the connection of rifting and total mobility of the central sedimentation area (original area of the Hronic) with magmatic activity of linear type of volcanism and distinctly increasing tholeiitic trend may be expressed in the first place. This may mainly be explained by deep longitudinal faults and the origin of magma in the upper part of the mantle. This process is not excluded to be accompanied by manifestations of diapir upwelling.

In development of upper molasse from this zone in direction to the Tatra-Veporide block volcanic products with increasing calc-alkalic trend are observed, testifying to rather more consolidated block and crustal origin of magma. Sporadical manifestations of transitional CA-TH series are known in the area of grabens. In direction to the block of the Gemeride predominantly calc-alkalic magmatites occur in the Permian, but in the same zone in the Upper Viséan, Namurian and Westphalian a slightly alkalic trend is formed. Both, the vertical change of the trend, and also the lateral change of the trend from TH to CA in direction to the block of the Gemeride can be mainly explained by the function of altering crust thickness. A particular problem represents the continental volcanism in the southern part of the Gemeride. It reflects a two phase character, i.e. intermediate and acid with distinctly increasing alkalic trend (GREGOR & REICHWALDER & VOZÁROVÁ 1981).

4. Division of Variscan molasse in time and space

For division of the Variscan molasse of the West Carpathians the principle of double polarity - in time and space - is possible to apply (in the sense of VON BUBNOFF, 1949 and AUBOUIN, 1965).

4.1. Division in time

1. Late - geosynclinal stage. This stage is characterized by a Viséan - Namurian sedimentary basin of trough shape, originated after the main phase of folding (Bretonian phase - age of metamorphism of amphibolites of the Rakovec group proved by radiometry - CAMBEL et al. 1980, KANTOR 1981). The basin was probably orientated parallel to the new forming cordillera. Characteristically is the transition from relatively deep-water flyschoid facies into shallow-marine carbonate facies. The stage corresponds to the terminal stage of folding, which commenced with the Bretonian phase and faded out to the end of the Namurian.

2. Early molasse (Westphalian - Lower Stephanian). It formed after the main folding of the inner part of the tectogene. The uplift of the orogene was very intense in the beginning stages, later slowing down. In the North Gemeric region the basal formation of delta-fan type is replaced by marine sequences. The sedimentation terminated by paralic formation with thin coal intercalations. In the North Gemeric basin the Early molasse was deformed during the Asturian phase (MÁŠKA 1959). During development of the Early molasse basins polarity in time is observed by shifting toward N, i.e. to the southern part of the Tatra-Veporic block. The Hronic, Zemplín and South Vepor sedimentary basins formed in this time. The ages of the basal parts of sedimentary filling testify to the Westphalian C-D or Lower Stephanian (PLANDEROVÁ & VOZÁROVÁ, 1980; PLANDEROVÁ, 1979; PLANDEROVÁ & VOZÁROVÁ, 1978). A continental sedimentary environment, fluviolacustrine, lacustrine, locally with development of piedmont types of coal cyclothem was prevalent. In the time of development of Early molasse volcanism was developed slightly with acid to intermediate extrusive forms in the Tatra-Veporic region, basic volcanics in the North Gemeric region.

3. Main molasse (Upper Stephanian - Autunian - Saxonian). It is characterized by formation of the Inner Carpathian basins, of simple and complicated graben systems. It corresponds to the time of maximal activity of synsedimentary faults and volcanic activity (sensu KATZUNG, 1970). The axis of subsidence shifted to the southern part of the Tatra-Veporic block (Hronic). The whole Tatra-Veporic block and also the Gemeric zone after interruption of sedimentation corresponding to Asturian movements became gradually areas of sedimentation. Sedimentation was taking place exclusively in continental environment. The volcanic activity culminated in the Upper Autunian - Lower Saxonian when in the innermost region of the orogene small intrusions of granitoids were emplaced. The main molasse implies the time of formation of deep block structure. In the inner zone of the tectogene crustal thickening processes were taking place, and on the contrary to this, in the external part the thick continental crust was thinning. Large graben structures with basic tholeiite volcanism formed.

4. Late molasse (Thuringian - Lower Triassic). Volcanism of mainly ensialic character is fading out and the activity of synsedimentary faults is rapidly decreasing. Manifestations of fault tectonics are observed only in most external basins, however, not accompanied by volcanic activity. The maximum of sedimentation shifted again to the innermost area, where subsidence has got the character of brachysynclinal depressions. Annexation of more external parts of the inner molasse into brachysynclinal development resulted in a gradual manner. Late molasse was deposited in a continental environment only in the inner part of the orogene, in the final stage of its development the lagoonal-sabkha environment dominated.

4.2. Division in space

The Variscan molasse of the West Carpathians displays a polarity dependent on the zonal structure of the orogene in space. The oldest molasse basins formed in the North Gemeric region, the younger ones gradually in direction to N through the Tatra-Veporide block. If we take into account the spatial - temporal factor of molasse division, it implies that the internal part of the orogene was in the North Gemeric zone and proceeded externally, in direction through the Tatra-Veporide block. The Variscan molasse preserved in the present-day structural plan generally belongs to the inner molasse. It originated in places of distinct folded structures or of the fundamental suture zones gradually with development of the Variscan orogene. In the Alpine structural plan it is not completely preserved. The inner part of the orogene, which is partly preserved in the North Gemeric zone, is characterized by the following features:

- 1) advanced in time in development of basins
- 2) intense ensialic volcanism in the time of development of the main molasse, accompanied by shallow subsurface granite intrusions.

The Alpine geosynclinal cycle annexed in the first place the innermost parts of the Variscan orogene at which the transgression of the Triassic sea generally advanced from south to north.

References

- AUBOUIN, J.: Geosynclines.
Amsterdam, London, New York: Elsevier 1965, 355 p.
- BAJANIK, Š.: Výsledky valúnovej analýzy permských psefitov v oblasti západne od Veľkej Knoly.
Geol. práce, Bratislava 34 (1965), p. 55-66
- BAJANIK, Š.; VOZÁROVÁ, A.; REICHWALDER, P.: Litostratigraphic classification of Rakovec Group and Late Paleozoic in Spissko-gemerské rudohorie (Mts.).
Geol. práce, Bratislava 75 (1981), (in press)
- BUBNOFF, S.: von: Einführung in die Erdgeschichte. 2. Aufl. 2. Bd.
Halle: Mitteldeutsche Druckerei und Verlagsanstalt 1949
- CAMBEL, B.; BAGDASARJAN, G.P.; VESELSKÝ, J.; GUKASJAN, R. CH.: To problems of interpretation of nuclear-geochronological data on the age of crystalline rocks of the West Carpathians.
Geol. Zb. Geologica Carpathica, Bratislava 31 (1980) 1-2, p. 27-48

- GREGOR, T.; REICHWALDER, P.; VOZÁROVÁ, A.: Kyslí vulkanizmus v perme rožňavsko-železníckej série.
In: Št. BAJANIK; D. HOVORKA (edit.), Paleovulkanizmus západných Karpát, S. 115-123
Bratislava: Geol. Ustav "D. Stúra" 1981
- KANTOR, J.: To the Problem of the Metamorphism Age of Amphibolites in the Rakovec Group of the Gemeric from Klátov-Košická Belá.
Geol. Zbor. Geologica Carpathica, Bratislava 31 (1980), p. 451-456
- KANTOR, J.; RYBÁR, M.: Radiometric ages and polyphasic character of gemeride granites.
Geol. Zbor. Geologica Carpathica, Bratislava 30 (1979) 4, p. 433-447
- KATZUNG, G.: Das Permian in Südteil der Deutschen Demokratischen Republik.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss., Berlin A 15 (1970) 1, S. 7-27
- KOVÁČH, A.; GRECULA, P.; SVINGOR, E.: Nové údaje o gemeridných granitoch.
Mineralia Slovaca, Bratislava-Sp.N.Ves 11 (1979) 2, p. 71-77
- KRIST, E.: Karbonske zlepenice bindt-rudňanského vývoja v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria.
Geol. práce, Bratislava 36 (1954), p. 3-77
- MÁŠKA, M.: Zpráva o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohoří (III. Karbón-celkove).
Zprávy o geologických výzkumech v roce 1957.
Praha: CSAV 1959
- NOVOTNÝ, L.; ROJKOČIČ, I.: Príspevok ku zrudneniu v perme Západných Karpát.
Sborn. "Aktuálne problémy esl. geologie", Smolenice (1959)
M. MAHEL, (ed.) Bratislava, (in press).
- PLANDEROVÁ, E.: Biostratigraphical valuation of the Carboniferous of the Choc nappe, based on palynology.
Geol. práce, Bratislava 72 (1979), p. 31-60
- PLANDEROVÁ, E.; VOZÁROVÁ, A.: Upper Carboniferous in Southern Veporides.
Geol. práce, Bratislava 70 (1978), p. 129-141
- PLANDEROVÁ, E.; VOZÁROVÁ, A.: New data on the Late Paleozoic in the West Carpathians.
Newsletter IGCP proj. no. 5, F.P. SASSI, (ed.) Padova 2 (1980), p. 82-84
- ROZSLOZSNIK, P.: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšina.
Geologica Hungarica, sér. geol., Budapest 5 (1935), p. 4-117
- VÁCLAV, J.; VOZÁROVÁ, A.: Characteristic of North-Gemeride Permian at Košícká Belá.
Západné Karpaty, sér. min., petr., geoch., metalog., Bratislava 5 (1978), p. 83-107
- VOZÁR, J.: Magmatic rocks of the tholeiite series in the Permian of the Choc nappe in the West Carpathians.
Mineralia Slovaca, Bratislava-Sp. Nová Ves 9 (1977) 4, p. 241-258
- VOZÁR, J.: A study on Permian volcanics of the West Carpathians.
Newsletter IGCP project No. 5, F.P. SASSI (ed.), Padova 2 (1980), p. 79-81
- VOZÁROVÁ, A.: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepenčov Spišsko-gemerského rudohoria.
Západné Karpaty, Zbor. geol. vied, Bratislava 18 (1973), p. 7-98
- VOZÁROVÁ, A.: Petrography of Late-Paleozoic sediments in southern part of Spišsko-gemerské rudohorie Mount. (West Carpathians).
Západné Karpaty, sér. min., petr., geoch., Bratislava 3 (1977), p. 147-174
- VOZÁROVÁ, A.: Lithofacial characteristic of the Permian in the northwestern part of the Veporic.
Západné Karpaty, sér. min., petr., geochem., metalog., Bratislava 6 (1979), p. 61-117
- VOZÁROVÁ, A.: Lithology and petrography of the Nižná Boca Formation (Upper Carboniferous; West Carpathians).
Západné Karpaty, sér. min., petr., geoch., metalog. Bratislava 8 (1981), (in press.) (V. 1981 a)

VOZÁROVÁ, A.; VOZÁR, J.: Základné črty paleogeografie mladšieho paleozoika
Západných Karpát.
Geol. práce, Bratislava 64 (1975), p. 81-96

VOZÁROVÁ, A.; VOZÁR, J.: Late Paleozoic of West Carpathians. In: VOZÁR, I.; VOZÁROVÁ, A.
(eds.): Permian of the West Carpathians, p. 11-23.
Bratislava: geologický ústav D. Štura 1980

Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam (1983) 77

The transition between molasse stage and platform
cover in the Variscan Central Europe

by
Günther SCHWAB 1)



S u m m a r y

A survey of the spatial and chronological subdivision of the molasses of the Central European Variscan belt is given. Their subdivision into early, lower and upper main molasses as well as late molasses according to KATZUNG, LÜTZNER et al. reflects the effectiveness of different tectonic regimes in the period of transition between the Variscan geosynclinal folding and the cover development. The foredeep development of the Variscan tectogene is completed with the lower main molasse (Westphalian A up to lower Stephanian). The upper main molasse, rich in volcanic rocks (later Stephanian up to Autunian), represents the stage of the morphogenic uplift of the tectogene and at the same time the initial stage of the cratonal basin development in the foreland of the morphogene. The late molasses (Saxonian) provide the filling of the basins of the cratonal depressions. Two maps illustrate the spatial relations between molasses and late Variscan structure in Central Europe. They show the special spatial position of the subsequent volcanism in Central Europe and its significance as indicator of taphrogenetic structures with which the tectonic regime of the cover development begins.

SCHWAB, G.: Probleme des Überganges zwischen Molasse-
stadium und Tafeldeckgebirge im variszischen Mitteleuropa

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

Es wird ein Überblick über die räumliche und zeitliche Untergliederung der Molassen der mitteleuropäischen Varisziden gegeben. Ihre Unterteilung in Früh-, untere und obere Hauptmolassen sowie Spätmolassen nach KATZUNG, LÜTZNER u.a. spiegelt die Wirksamkeit unterschiedlicher tektonischer Regime in der Übergangsperiode zwischen variszischer Geosynklinalfaltung und Deckgebirgsentwicklung wider. Mit der unteren Hauptmolasse (Westfal A bis tieferes Stefan) wird die Vorsenkenbildung des variszischen Tektogens abgeschlossen. Die vulkanitreiche obere Hauptmolasse (höheres Stefan bis Autun) repräsentiert das Stadium der morphogenen Heraushebung des Tektogens und zugleich das initiale (taphrogene) Stadium der kratonalen Senkenbildung im Vorland des Morphogens. Die Spätmolassen (Saxon) liefern die Beckenfüllung der kratonalen Senken. Die räumlichen Beziehungen zwischen Molassen und spätvariszischem Strukturbaue in Mitteleuropa werden durch zwei Kartenskizzen verdeutlicht. Sie lassen die räumliche Sonderstellung des subsequenter Vulkanismus in Mitteleuropa erkennen und seine Bedeutung als Indikator taphrogener Strukturen, mit denen das tektonische Regime der Deckgebirgsentwicklung beginnt.

1) Zentralinstitut für Physik der Erde AdW, Institutsteil Berlin, DDR-1199 Berlin
Rudower Chaussee 5

ШВАБ, Г.: Переход от молассовой к платформенной стадии в пределах варисцид Средней Европы

Резюме

Дается обзор пространственного и возрастного расчленения моласс Средне-Европейских варисцид. Наличие ранней, нижней и верхней главных моласс, а также поздних моласс согласно представлениям Катцунга, Лютцнера и др. отражает влияние различных тектонических режимов на переходном этапе от варисцидской геосинклинальной складчатости к платформенной стадии. Формированием нижней главной молассы (вестфаль А – низы стефана) заканчивается образование передовых прогибов варисцидского тектогена. Обогащенная вулканогенными породами верхняя главная моласса (верхи стефана – отен) отражает как стадию морфогенного воздымания тектогена, так и начальную (тафогенную) стадию кратонного впадинообразования в форланде морфогена. Поздние молассы (саксон) заполнили области осадконакопления кратонных впадин.

Пространственные взаимосвязи между молассами и поздневарисцидским структурным планом Средней Европы иллюстрируются на двух схемах. Схемы позволяют распознать особенность пространственного местоположения субсеквентного вулканизма в Средней Европе, а также его значение как индикатора тафогенных структур, с формирования которых начался тектонический режим платформенной стадии развития.

1. Introduction

The transition from the Variscan molasse stage to the post-Variscan platform development in Central Europe is characterized by two processes contrary in their trend: the uplift and peneplainization of the Variscan morphogene and the formation of a platform syncline in the foreland of the Variscan zone of mobilization (Central European Lower Permian Depression). As to space and time both processes are inter-related with each other. This paper comprisingly deals with some aspects of these relationships with special regard to the installation and early development of the depression and its connection with the late geosynclinal Variscan development. The lithotectonic type profiles of the Westphalian depression (KATZUNG 1982 a), the North-east German Depression (KATZUNG 1982 b), the Northeast Saale Depression (ELLENBERG 1982), the Thuringian Forest (LÜTZNER 1982) and the Permo-Carboniferous basin of the Bohemian Massif (HOLUB 1982) compiled by the working group "Tectonic Regime of epochs of molasse formation" of the "Problem Commission IX of Multilateral Cooperation of the Academies of Sciences of Socialist Countries" are the basis for that. Other starting points of the paper are the proposals put forward by several authors for a genetic subdivision of the molasse sequences (KATZUNG 1977; LÜTZNER et al. 1979; LÜTZNER 1981; LÜTZNER & VASS, this vol.) within the Variscan tectogene and in its foreland as well as the ideas of the tectonic development of the Central European Depression as place of formation of the post-Variscan platform cover (NÖLDEKE & SCHWAB 1977, SCHWAB et al. 1979).

2. On the late geosynclinal development of the Variscan tectogene

2.1. Subdivision of the molasses in the Saale Depression

With reference to the geosynclinal concept the development of the Central European Variscan tectogene is considered as a proceeding but discontinuous process (SCHROEDER 1979) and is classified in three main stages (geosynclinal stage with terminating tectogenesis period, morphogene or molasse stage, cratonal stage). The change of the tectonic regimes between the folding of the geosynclinal succession of beds, its morphogenic uplift and the subsequent peneplainization of the morphogene form major criteria for the classification of the younger stages of development of the geosynclinal process. KATZUNG (1977) points out that as a rule geosynclinal and morphogene development are sharply separated through the tectogene major folding, but that on the other hand cratonization processes die away within a longer period and thus the views of the delimitation of morphogene and cratonal stage differ far and away. KATZUNG designates the following possibilities for the delimitation of morphogene and cratonal stage:

- to include the entire Saxonian in the platform stage;
- to include the Bunter as late molasse in the morphogene stage (see LÜTZNER et al. 1979);
- to let begin the cratonal stage at the uppermost Saxonian/Zechstein sequence.

In contrast to KATZUNG's view of the beginning of the cratonal stage at the boundary of Saxonian/Zechstein the view of the inclusion of the entire Saxonian in the platform development is held and discussed in the following.

Different principles of classification are being used in classifying the sedimentary and volcanogene complexes characterizing the morphogene stage.

KATZUNG (1970, 1977) and M. SCHWAB (1970) use the position of the deposition planes of the molasse complexes towards the tectogene zone (interior and outer molasses) as criteria for the spatial classification and their deposition age referring to the major folding for the chronological classification (KATZUNG 1977: pre- and posttectogenetic molasses).

Due to the (continuous or phaselike) shift of the major folding no uniform time fixation of the basis of the molasse section can be made. It shifted from the Dinantian III β in the interior of the Variscean tectogene to the Namurian in the Variscean foredeep. The sedimentation of the molasses in the interior of the mountain range took place accordingly in connection with the close of major folding (posttectogenetic molasse). In the foredeep the transition from the flysch- to the molasse facies occurs as a result of the increased accretion from the emerging interior of the tectogene already folded. Thus the foredeep molasse has pretectogenically emerged concerning the Asturian major folding.

The classification of molasses as early and late molasses introduced by VON BUBNOFF (1949) underlines not only the time aspect but the dynamism of the molasse development in the various stages of the mountain range development. KATZUNG (1970) separated the main molasse stage from VON BUBNOFF's late molasses. While the early molasses are to be found in sporadically spread basins of the higher Viséan and the lower Namurian only reflect uplifts immediately after the folding processes the main molasse development of the inner Variscans is largely caused and controlled by fracture tectonic proceedings during the morphogenetic uplift of the tectogene body (M. SCHWAB 1977, LÜTZNER et al. 1979).

Subsequently the said authors proposed a further classification of the main molasses which adds to the views of the coming into being of the Saale Depression in two stages of development, already expressed by STILLE (1928). During the first stage the trough-shaped interior depressions developed in the trend of the Variscean basement structures (lower main molasse according to LÜTZNER (1981), see LÜTZNER & VASS, this vol., first stage of main molasse in the sense of M. SCHWAB (1977), pretaphrogenetic stage according to KATZUNG 1977). The second stage is marked by the disintegration of the depression into small fracture tectonically limited basins in the period between Upper Stephanian and Lower Saxonian. The main activity of the subsequent volcanism developed at that stage, obviously in connection with tectonic movements changing the structure and resulting in a change of the tectonic regime. LÜTZNER designates that stage as the upper main molasse, M. SCHWAB as second stage of main molasse while KATZUNG suggests calling that stage taphrogenetic stage due to the especially intensified fracture tectonic activity.

The late molasse emerging, volcanic activities and fracture tectonic block movements die away. Sedimentation is largely controlled by epeirogenetic movements. During the Saxonian it is concentrated on the Central European Depression, while only fragmentary sedimentation is provable in the morphogene sphere concerning space as well as time (LJUDVIG 1977). In the higher Saxonian the sedimentation of the Central European Depression gradually encroaches on the interior penepleanized regions of the morphogene. LÜTZNER et al. (1979) describe the character of the sediment as follows:
"The sandy and silty red sediments (with saliniferous intercalations) (of the Saxonian

of the Central European Depression, the author) are marked by expansive spreading and a sectional structure with hierarchically graduated sedimentation cycles which can be correlated well. They resemble strongly the platform sediments because of these characteristics. On the other hand the sediments mainly resulting by the accretion from the Variscan morphogene are still molasse-characterized. In the uppermost Saxonian the Eisleben beds (as sedimentation type of the depression) discordantly covered the older formations of the Saale Depression."

2.2. Subsequent volcanism

The subsequent volcanism plays an essential role as an indicator of the posttectogenetic structural development. According to chemism and tectonic position one distinguishes between:

- (1) calc-alkine acid or intermediate volcanic rocks of lithogenetic (ensialic) origin (subsequent volcanic rocks in the proper sense), developed as rhyolite - andesite formation respectively (BENEK 1981, see BENEK, this vol.)
- (2) alkali-stressed, above all potassium-stressed basic or intermediate volcanic rocks of subcrustal (mantle) origin, linked with deep-reaching zones of disturbance; existing as lamprophyre with simultaneously mobilizing sialic substrate in the region of the Variscan morphogene (e.g. in the anticlinal zone of the Fichtel Gebirge and the Erz Gebirge, KRAMER & RÖSLER 1976); in the region of the Central European Depression welled up as olivinmicrogabbro - olivin basalt series on parallel disturbances to the southwestern border of the East European Platform.

The classification of the subsequent volcanic rocks in two formations in the proper sense is, according to BENEK, in immediate connection with the mobility of their spheres of formation. While the intermediately stressed rhyolite-andesite-basalt-formation marks tectonic zones with a predominant tendency of subsidence, the rhyolite-andesite-formation, consisting of mainly acid components, is bound to intramorphogene uplift zones. PEREKALINA (1981) got to a similar classification of the subsequent volcanism. She differentiates between a late tectogenic volcanism of acid composition (rhyolites, dazites), coinciding on the whole with BENEK's rhyolite-andesite-formation, and a posttectonic volcanism of bimodal composition (trachybasalts, rhyolites), thus on the whole identical with the rhyolite-andesite-basalt-formation.

The volcanic rocks of the first type are, according to PEREKALINA's interpretation, the result of an anatectic melting process bound to basement blocks of high tectonic position. There is a correlation between their occurrence and vertical tectonic block movements, e.g. in connection with the inversion of geosynclinal structures such as the Central German crystalline zone. The second type is to be found in rift valley-like depression zones and is the result of a rise of basaltic magma and the formation of the thermal front, leading to an uplift of the whole area and the development of linear tension structures.

The age relations of the volcanic rock formations, differentiated between by the two authors, have not yet been clarified. EIGENFELD & SCHWAB (1974) distinguish between two production periods of subsequent magmas. At the lower main molasse stage the production of the melts is concentrated on zones of disturbance, parallel to the late Variscan tectonic anticline and syncline zones. The volcanic main production, however, took

place at the upper main molasse stage in connection with the fracture tectonic decomposition of the large molasse troughs into partial basins (LÜTZNER 1981). A substantial - formational separation of the volcanic rocks of both production periods has not been possible so far. In general there is a tendency from more basic to more acid successions with the production of the different series of volcanic rocks and a tendency towards an "increased basity of the volcanic rocks by the end of the volcanic activity, measured against the melts earlier produced, which expresses the growing cratonization of the basement" (RÖLLING & SCHIRMER 1978).

2.3. Molasse development in the Bohemian Massif

A classification of the molasse development similar so that in the Saale Depression is provable for the interior molasses of the Bohemian Massif and its north flank (Innersudetic depression) as well due to the formational development (HAVLENA 1971, HOLUB & TÁSLER 1978, HOLUB 1976). After the molasse sedimentation of the Late Carboniferous, mainly concentrated on the Upper Silesian Basin (foredeep) and the Innersudetic depression and subsequent to the late Asturic folding phase (WESTPHALIAN A/B), the development and filling up of fracture tectonically limited interior depressions began with Westphalian B (Upper Silesian Basin). The filling up of the basins was completed in the Autunian. The Saxonian has already the character of a platform sedimentation.

At the boundary of Stephanian B/C a general facies change took place including a change of the lithologic composition (HOLUB & TÁSLER 1978)¹⁾. In contrast to the mostly multicoloured sediments with coal seams of the Westphalian/Stephanian now predominantly reddish sediments were deposited. The largely fluviatile (alluvial) sedimentation of the Westphalian/Stephanian is alternated by prevailing delta accretions and proluvial types of facies from Stephanian C. An alteration of the basin configuration takes place simultaneously with the facies changes. An activation of tectonic block movements resulted in the formation of isolated basin, but above all in the formation of isolated basins, but above all in the formation of so-called furrows, i.e. semi-rift valleys (half-graben structures) dependant on disturbances, partly in connection with tectonic inversion movements. There are two climaxes in the volcanic activity to be seen: in the Westphalian B/C and in the Autunian. The Autunian volcanism is characterized by a change of the chemism from basic via intermediate (melaphyres) to acid (paleorhyolites).

In the Saxonian (lower Late Saxonian) a new sedimentation cycle begins with a conglomeratic accretion at the foundation of the Saxonian as an expression of a revival of the morphological relief, which is the beginning of the platform development of the Bohemian Massif (HAVLENA 1971).

3. Basin formation in the Central European Depression - an overlook

The post-Variscan Central European Depression (Central European Lower Permian Depression) is part of the Central Eurasiatic area of subsidence, that was formed after

1) SKOČEK (1974) claims that the change of the sedimentation is responsible for climatic deviations, especially for the change of the grey (multicoloured) successions of beds into mainly red ones.

the Variscan folding in the south-west, south and south-east of the East - European Craton, i.e. in the northern foreland of the Variscan fold belt (West - European Platform, Scythic Plate, Turanian Plate).

The Central European Lower Permian Depression developed on the permanent area of subsidence between the Central European Variscan section in the south and the Baltic shield in the north. The strongly structured area of subsidence was laid out on a tectonically heterogeneous basement, consisting of Precambrian (Dalslandian) consolidated crystalline massifs, surrounded by narrow, often extended, Lower Paleozoic fold troughs (fig. 1).

The area of subsidence overlaps in its eastern part as Baltic Syncline the East European Craton. In the area of the south-western marginal zone of the craton the development of the Central Polish subsyncline (fig. 3) is considered a marginal deep on a graben-shaped crust structure with deep layered Mohorovicic discontinuity. The tectonic mobility of the area of subsidence is in the western part closely linked with the development of the Central North Sea rift, in the trend of which the North Sea depression extends up to the area of the British-Norwegian Caledonian fold belt.

At the southern margin of the area of subsidence the north flank of the Variscan tectogene was also included in the late Variscan subsidence and now makes up the basement of part of the North German-Polish depression (fig. 1). From the Pericyclus stage the precursor depression existing in the Carboniferous (Central European Lower Carboniferous depression) was gradually pushed away by the detrital masses of the Subvariscan foredeep (fig. 2), the sedimentation of which occurred first in flysch-facies then in molasse facies from Namurian B, and finally in Stephanian the area of sedimentation was repressed to a small remaining area (PAECH 1977, KATZUNG 1982 a).

The tectonic regime of the platform cover in the Central European depression is attributed to a process of subsidence following the Variscan tectogenesis in time and extending the northern front of the Variscan tectogene. In tendency the process is fixed to a trend of increasing stabilization (oratonization) of earth crust. According to the morpho-structural and lithofacial characteristics of the basin filling four principal stages in the development of the subbasins in the Central European Depression are presented (NÖLDECKE & SCHWAB 1977):

- (1) In the Late Carboniferous (Stephanian) - Early Permian (Autunian) an installation stage based on faulting (initial or taphrogenetic stage). There occurs the formation of graben-shaped basins, partly in connection with the activity of wrench faults. The subsidence of these basins was frequently accompanied by subsequent volcanism and posttectogenetic elevation of Variscan morphogene.
- (2) In the upper part of the Early Permian (Saxonian) to Late Triassic the stage of main subsidence. In a first phase the collapse of oratonic sedimentary basins in the foreland of Variscides occurs with the start of subsidence of the broad synclines of the southern North Sea, the North German lowland, and the Polish trough in front of the Tornquist-Teisseyre fault zone (fig. 2). In the Middle and Late Triassic the formation of the fault-bounded depressions commenced, especially in the British part of the continental shelf and in North Sea area, i.e. in the northern continuation of the initial rift-systems of the later Central Atlantic Ocean.

- (3) In the uppermost part of the Triassic to Early Cretaceous an individualisation or differentiation stage with renewed accentuation of taphrogenesis (rifting), fault-bounded subsidence, and tectonic deformation occurred. The development of fault-controlled troughs, partly with the character of continental rifts (Central North Sea graben, Viking graben) attained peaks of evolution at the turn of Liassic/Dogger (middle Cimmerian movements), resp. of Malm/Early Cretaceous (late Cimmerian movements).
- (4) During Late Cretaceous and Cenozoic a stage of continentalization (stabilization) is following. In reaction of commenced Alpine plate collision and the opening of the North Atlantic a renewed phase of cratonal subsidence is beginning. The Alpine compression finally provoke structural inversion in uppermost Late Cretaceous and in Paleogene, while the extensional stress in connection with sea floor spreading caused the subsidence of Cenozoic saucer shape North Sea basin.

Thus, the initial stage and the lower part of the main stage of basin formation are characterized by molasse sequences. Therefore these stages often are attributed to the molasse stage of geosynclinal development. In fig. 2 the three major stages of molasse formation (without the early molasse stage) in the region of the Variscan tectogene discussed in paragraph 2.1 as well in the region of the Central European Depression are shown by the distribution of molasse sequences of

- Westphalian age, representing the pre-tectogenetic stage of molasse formation (KATZUNG), resp. the lower main molasse according to LÜTZNER;
- Autunian age, representing the post-tectogenetic stage of taphrogenesis, resp. the upper main molasse and
- Saxonian age, representing the post-tectogenetic stage of late molasse.

Yet, only the lower main molasse of the Subvariscan foredeep is completely included in the late-Variscan geosynclinal development. The upper main molasse is characterizing a new regime of tectonics with a trend reflecting in the tectonic structure of the cover. The stage is introduced by the post-Asturian uplift and denudation of the outer Variscan and its foreland during Stephanian in the course of which the area of sedimentation is reduced to small areas of subsidence in the sphere of active fault zones in the marginal zone of the East European craton or in the area of Ems depression (SCHMIDT et al. 1977, PLEIN 1978).

In Autunian the stage is completed with the breaking of the uplifted fault blocks and the emplacement of subsequent volcanic rocks as the expression of the new tectonic regime which promised to suppose that the stage is being at the beginning of a new period of tectonic development.

The initial process of subsidence, related to the taphrogenetic stage, are once again interrupted by a phase of elevation and denudation, before the extensive and intensive subsidence of the Saxonian depression takes place, especially in its subtroughs (Kujawy trough, Lower Elbian trough, East English/Dutch Basin, according to KATZUNG 1975). This subsidence comprehending the entire Central Europe in west-east direction introduced in the main stage of subsidence of the postvariscan Central European Depression. Within the Saxonian the subsidence in the subtroughs results in a deposition of partly more than 1000 metres of detritus especially from the Variscan morphogene. Deposition is favoured

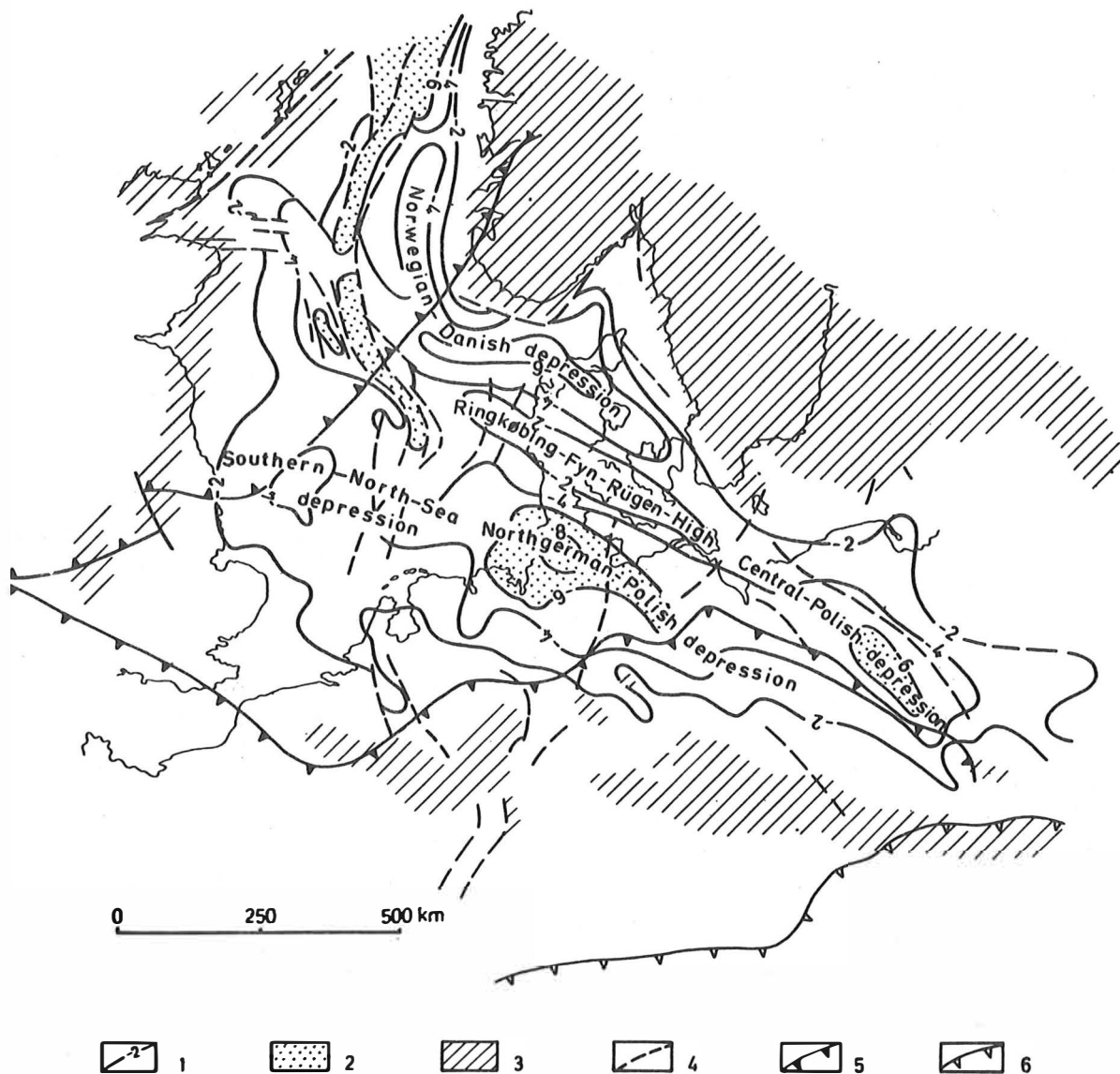


Fig. 1 Structural scheme of Central European depression, related to the base of Early Permian.

1 - contour lines in km; 2 - base of Early Permian deeper than 6 km; 3 - basement, outcropping; 4 - fault-zones; 5 - Caledonian and Variscan deformation front; Alpine-Carpathian deformation front.

by climatic factors and by the rise of the sea level, i.e. by the deposition area of a shelf sea since the latest Saxonian (Late Permian transgression, see LJUDVIG 1977). To understand the character of the transition from the Variscan development to the basin formation of the cover it is necessary to engage with the taphrogenetic stage in detail.

4. The taphrogenetic stage of development

Due to their close relations of time and material with the subsequent volcanic rocks of the inner Variscan belt the calc-alkaline output of the taphrogenetic stage in the basement of the Central European Depression is integrated with the late Variscan magmatic cycle as peritectogenetic volcanism. Its products (lava, ignimbrites, tuffs) are accumulated in volcano-tectonic compensation depression presenting a subsidence of up to 2000 metres (see fig. 1 in BENEK, this vol.).

The production zones mark zones of weakness which follow the margins of stable crust blocks such as the deep seated East Elbian Massif or the Lausitz Block. The blocks themselves remained largely free from volcanic rocks while preferably ignimbritic associations occur at their flanks. The subcrustal basaltic volcanism is more widespread than the calc-alkaline volcanism in the central part of the Central European Depression, i.e. in the areas of the Variscan foreland not included in the Variscan melting processes as well. It is known not only from the margin of the Central European Depression towards the East European Platform (Island of Rügen, north-east Mecklenburg, Scane, KRAMER 1977) but from the flanks of the Ringkøbing-Fyn-Central North Sea High (south and west flanks) and north England as well (fig. 2). DIXON et al. (1981) stress its character as "basalts of transition" (olivintholeitic to slight-alkaline basalts) as they are typical for a intraplatform position.

The occurrence of the subsequent volcanic rocks, concentrated on the central part of the Central European Variscan Belt as well as on that of the Central European Depression, is related to a north-south zone of increased tectonic mobility by BENEK et al. (1976). Concerning its structure the zone is marked by the fact, that the Variscan folding zone in the area bends from its North-East / South-West trend to an East-West up to a North-West / South-East trend. In the region of the Central European Depression that zone forms the east flank of a young proterozoic crust segment that inserts itself like a ram between the caledonically consolidated basement of the depression in the west and the Variscan folding area (in the east) (SCHWAB et al. 1982, see also fig. 2). Its original affiliation to the East European Depression is being discussed. The crust ram consists of a number of paleomassifs (fig. 1) in the marginal area of which the basaltic volcanic rocks were lifted up. The said North-South Zone is characterized by an intensive Variscan postkinematic plutonism, from which BENEK (1981) deduces a close bond of the subsequent magmatites to the late geosynclinal tectonic processes of the Variscan tectogene. According to BENEK there is the striking fact that alkaline-stressed rhyolitic rocks of the rhyolite-andesite formation prevail within the North-South zone, while outside the zone -- in the interior of the tectogene as well as in its foreland -- sodium-stressed andesitic-basaltic rocks of the rhyolite-andesite-basalt formation (Saar-Nahe-depression, Innersudetic depression, North Sudetic depression) prevail.

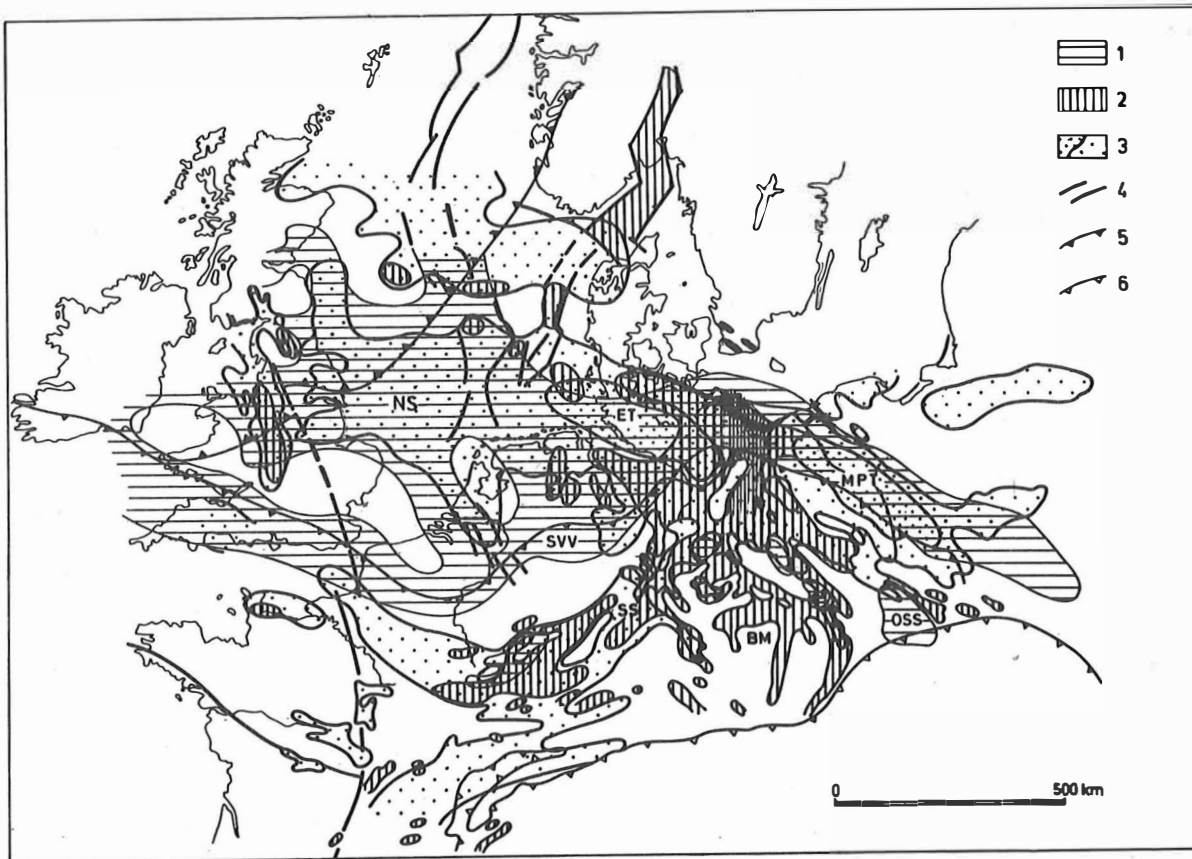


Fig. 2 Variscan molasses in Central and Northwestern Europe.

1 - Westphalian molasses of Subvariscan foredeep (Westphalian A and B, figured according to PAPPROTH in JUBITZ et al. 1981, ZIEGLER 1980); 2 - Autunian molasses (BENEK, this volume, ZIEGLER 1980); 3 - Saxonian molasses (KATZUNG 1975, ZIEGLER 1980); 4 - fault-zones (selected); 5 - Caledonian and Variscan deformation fronts; 6 - Alpine-Carpathian deformation front.

NS - Southern North Sea depression; ET - Elbe trough; MPT - Central Polish depression; SVV - Subvariscan foredeep; BM - Bohemian Massif; OSS - Upper Silurian depression

Soviet authors have repeatedly pointed out that there exists a so-called preplatform complex between the platform basement and platform cover (GARECKIJ et al. 1977, LETAVIN 1978) in the area of the post-Baikalian (post-Cadomian) consolidated so-called young platforms, which also include the area of formation of the Central European Depression (West European Platform). In opposition to the expanse spreading of the platform formations in the form of large syneclises this complex is characterized by its occurrence in narrow graben-shaped depression structures that still have clear relations to the platform basement (GARECKIJ et al. 1981).

At the suggestion of SOBOLEVSKAYA (1965, 1973) these complexes are designated as taphrogene complexes which emerged in a preplatform phase characterized as taphrogene stage (see LETAVIN 1978). The designation "taphrogene" permits to draw conclusions concerning the conceptions of the genesis of these structures: Setting of block-tectonically marked basin structures as result of large arching uplifts, resulting in the development of rifts to overstraining and finally to the formation of rift valleys or graben-shaped depressions respectively. According to GARECKIJ et al. (1977) with the arching uplift a new stage of development of the earth crust over the folded Variscan foundation begins due to the disconformity of the transitional complex towards the tectonic zones of the geosynclinal main complex including the molasses of the tectogene foredeep. The integration of the subsequent volcanism in the taphrogene stage by Soviet authors remained controversially. SOBOLEVSKAYA for instance integrated it within the Variscan geosynclinal development and assumed a younger independent taphrogene stage existing. Such an assumption, however, is unnecessary if one starts from the idea that the ensialic volcanic rocks prevail in the depression area, influenced by the Variscan tectogenesis ("unprotected" area of the depression in the sense of SOBOLEVSKAYA). On the other hand the basic platform volcanism, typical of the taphrogene complex, is to be found in the "protected" areas of the depression, namely where its area of formation is over the crystalline massifs of the Dalmandian basement or is separated from the Variscan tectogenetic zone by these massifs.

5. Conclusions

The above survey of the molasse development of Variscan Central Europe can be summarized as follows:

The molasse stages, also provable in the foreland of the Variscan tectogene, represent at the same time different stages of the early development of the post-Variscan Central European Depression.

The lower main molasse (Westphalian A up to lower Stephanian) still reflects the integration of the area of depression in the development of the Variscan foredeep. The stratification has survived at the northern flank of the foredeep only. It is missing in the interior of the foredeep due to the post-Asturic uplift of the tectogene and of parts of its foreland, by which the transition from the Variscan tectonics of expansion is marked.

The upper main molasses (Late Stephanian up to Autunian) furnish proof of the tectonic change because of the character of their deposition areas and the high portion of volcanic rocks.

The accretion of the late molasse from the morphogene occurs into vastly subsiding area of formation of the Central European Depression. The sedimentation of the Saxonian represents the first stage of the cratonal downwarp, in which parts of the Variscan morphogene are also included in the course of the process of subsidence.

This gradual development of the Variscan molasses and the course of tectonic processes underlying them confirms those models and theoretic conceptions of the process of formation of cratonal depressions proceeding from the assumption that depressions develop in two phases (BALLY 1980):

(1) an initial stage with the formation of fault-controlled taphrogene subsidence structures;

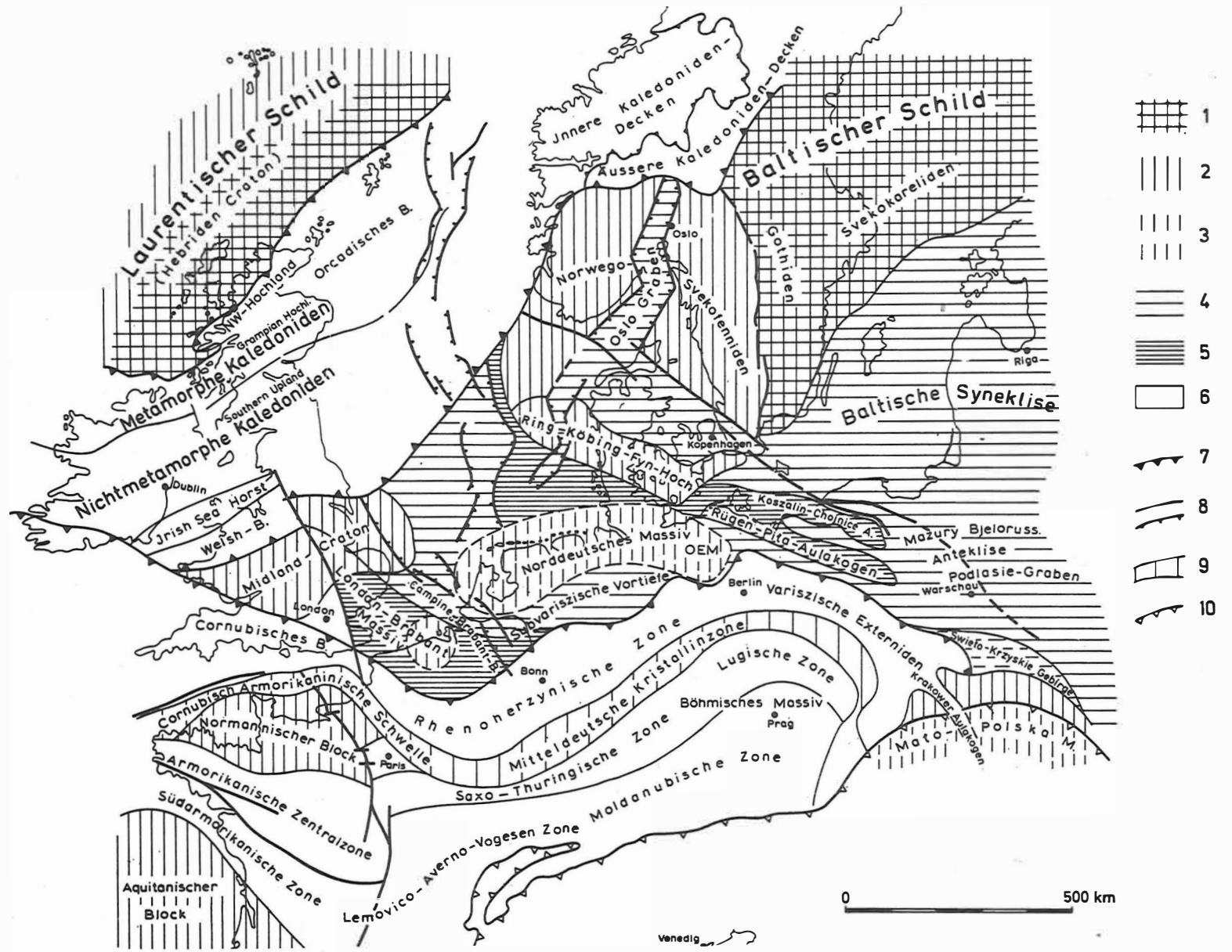
(2) a stage of formation of the vast cratonal depression development.

Either the uplifting of the crust as a consequence of a heating up with collapse of tension structures just below the surface is considered the initial mechanism or the emerging of initial subsidence structures is explained by a stationary creep of the visco-elastic or plastic lower and intermediate crust, caused by tensional crust stress. According to these ideas the cratonal depressions emerged due to isostatically controlled equalization reactions as a result of thermic contraction, intensified by sedimentary loading, or due to the relaxation of the visco-elastic lithosphere, i.e. proceedings that in any case resulted in the formation of surface depressions, in the course of which subsidence originally proceeds fast and later on in an exponentially decreasing way, as is to be seen in the case of the Central European Depression, too (JUBITZ et al. 1981). A number of conceptions on the character of the change of thermic or tectonic regimes at the end of the Variscan tectonics of compression have already been published (e.g. ARTHAUD & MATTE 1977, BRAUSE 1979, ZIEGLER 1982) and the Caenozoic Basin and Range province in the west of the United States are used as a model, especially for the interpretation of the transitional position of the late Variscan volcanism (DIXON et al. 1981).

The transfer of the said theoretical models as well as the application of ideas of plate tectonics require clarification of a number of issues, in part directly related to the set of problems discussed here. Thus for instance there is no clear spatial relation between the area of formation of the taphrogenetic structures and the main centres of subsidence (PLEIN 1978). Whereas the former mainly concentrate on the zone of elevation, arranged in disconformity with the fold trend of the Variscan tectogene (see paragraph 4), the Saxonian troughs are situated in the foreland of the tectogene not consolidated during Variscan tectogenesis, i.e. in the marginal zone towards East European Craton or Baltic Shield respectively (fig. 1 and 2).

This different location of the crust structures does not only indicate a change of the tectonic regime at the end of the Variscan main folding, but such a change between the periods of formation of taphrogenetic structures and platform syneclises. The Caenozoic Basin and Range province offers an example of such a repeated change concerning character and direction of the tectonic stress.

According to ZOBACK et al. (1981) a stage of prevailing tension tectonics was initiated in the Basin and Range province after a longer period of compressive deformation (Laramid folding) which demonstrates close analogies to the taphrogenetic stage of the Central European Variscan belt due to the emplacement of postkinematic granites



and due to calco-alkaline volcanism bound to flat graben-shaped tension structures. The actual Basin and Range structures developed after a new change of the orientation of the tectonic stress field (due to platform tectonics). The structures of this tectonic stage are associated with a bimodal basalt-rhyolitic and basaltic volcanism which is bound to the emergence of fracture structures reaching into the depth. In paragraph 4. there is pointed out that the basaltic volcanites in northern Central Europe also follow deep fracture zone in the area of formation of the Saxonian troughs. According to ARTHAUD & MATTE (1977) these fracture zones as well as shear planes parallel to them (Elbe-line and others, see LUDWIG, this vol.) were reactivated in connection with right-hand shear movements of the continental blocks of Laurasia and Gondwana following the Variscan collision tectonics. The opening of the taphrogenetic structures was related to these movements by the said authors, in contrast to the ideas which relate them to an arching uplift.

ZIEGLER (1982), LEEDER et al. (1982) as well as ARTHAUD & MATTE try explain the late Variscan structures by a combination of processes taking effect at the end of the Variscan folding era. An analysis of the tectonic position of the molasses concerning location and time must be the basis of these efforts. Their subdivision in stage of development and an analysis of their spatial spreading create essential subdivisions for this.

References

- ARTHAUD, F.; MATTE, Ph.: Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. -- Bull. geol. Soc. Amer., Boulder 88 (1977) 9, S. 1305 - 1320
- AUTRAN, A.; DEBEGLIA, N.; DONSIMONI, M. et al.: Socle du Bassin. -- In: MEGNIEN, C. (ed.) Synthèse Géologique du Bassin de Paris. 1. Mem. BRGM, Paris (1980) 101, p. 17 - 36
- BALLY, A.W.: Basins and Subsidence - A Summary. -- In: BALLY, A.W. et al. (eds.): Dynamics of Plate Interiors. Geodynamics Ser. 1 Washington: Amer. Geophys. Union 1980, p. 5 - 20

Fig. 3 Basement of Central and Northwestern Europe

1 - Precambrian of Laurentian and Baltic shields; 2 - basement-massifs with Dalslandian deformation; 3 - do., concealed; 4 - Early Palaeozoic sequences with platform character; 5 - do., with characteristics of higher tectonic mobility; 6 - Caledonian and Variscan fold belts; 7 - Caledonian and Variscan deformation fronts; 8 - fault-zones (selected); 9 - Central European crystalline zone; 10 - Alpine-Carpathian deformation front

(AUTRAN et al. 1980, BLESS et al. 1980; DUNNING & WATSON 1977, POŻARYSKI & BROCHWICZ-LEWINSKI 1978; STURT 1980, ZIEGLER 1980)

- BENEK, R.: Zur geologischen Korrelation von Vulkaniten insbesondere nach stofflichen Merkmalen. Bemerkungen zur Mobilität und Krustenfelderung während des Permosiles in Mitteleuropa. -- Z. geol. Wiss., Berlin 9 (1981) 4, S. 347 - 360
- : Über die Beziehungen des permosilesischen Vulkanismus zu dem Bruchmuster speziell des Elbe-Lineamentes. -- This volume
- BENEK, R.; KATZUNG, G.; RÖLLIG, G.: Variszischer subsequenter Vulkanismus und tektonogene Entwicklung im Gebiet der DDR. -- Jb. Geol., Berlin 7/8 (1976), S. 17 - 31
- BLESS, M.J.M.; BOUCKAERT, J.; CONIL, R. et al.: Pre-Permian depositional environments around the Brabant Massif in Belgium, The Netherlands, and Germany. -- Sedim. Geol., Amsterdam 27 (1980) 1, p. 1 - 81
- BRAUSE, H.: Schelfkruste und Drift - konsequente Fortsetzung der v. BUBNOFF'schen Aussagen. -- Z. geol. Wiss., Berlin 7 (1979) 2, S. 183 - 191
- VON BUBNOFF, S.: Einführung in die Erdgeschichte, 2. Aufl. Halle: Mitteldt. Druckerei u. Verlagsanstalt 1949, 246 S.
- DIXON, J.E.; FITTON, J.G.; FROST, R.T.C.: The Tectonic Significance of Post-Carboniferous Igneous Activity in the North Sea Basin. -- In: ILLING, L.V.; HOBSON, G.D. (eds.): Petroleum Geology of Continental Shelf of NW-Europe. -- London: Heyden & Son Ltd. 1981, S. 121 - 137
- DUNNING, F.W.; WATSON, J.: Über die mögliche Erstreckung der Osteuropäischen Tafel bis England und Wales. -- Z. angew. Geol., Berlin 23 (1977) 9, p. 465 - 470
- EIGENFELD, F.; SCHWAB, M.: Zur geotektonischen Stellung des permosilesischen subsequenter Vulkanismus in Mitteleuropa. -- Z. geol. Wiss., Berlin 2 (1974) 2, S. 115 - 137
- ELLENBERG, J.: Explanatory Notes to the Lithotectonic Molasse Profile of the Northeastern Saale Depression. -- Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam (1982) 66, p. 255 - 265
- GARECKIJ, R.G.; LJUTCNER, G.; PEJCH, G.-Ju. et al.: Sootnošenje geosinklinal'nych i platformnych struktur v variscidach evrazii. -- In: JANŠIN, A.L. (ed.): Orogennyj etap razvitija variscid Srednej Evropy i SSSR. Moskva: Nauka 1977, S. 132 - 141
- GARECKIJ, R.G.; ŠLEZINGER, A.E.; JANŠIN, A.L.: Osnovnye zakonomernosti stroenija i razvitija molodych platform. -- Geotektonika, Moskva 1981, 5, S. 3 - 8
- HAVLENA, V.: Die späteren Entwicklungsetappen der Varisziden und die jungpaläozoischen Ablagerungsräume des Böhmisches Massivs. -- Neues Jb. Geol. Paläontol., Monatsh. Stuttgart 1971, 2, S. 65 - 91
- HOLUB, V.: Permian basins in the Bohemian Massif. -- In: FALKE, H. (ed.): The Continental Permian in Central, West, and South Europe. Dordrecht: Reidel 1976, p. 38 - 52
- : Explanatory Notes to the Lithotectonic Profile of the Permo-Carboniferous Basins of the Central Bohemian Region (CSSR). -- Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam (1982) 66, S. 301 - 318
- HOLUB, V.; TÁŠLER, R.: Filling of the Late Paleozoic continental basins in the Bohemian Massif as a record of their palaeogeographical development. -- Geol. Rdsch., Stuttgart 67 (1978) 1, S. 91 - 109
- JUBITZ, K.-B.; SCHWAB, G.; TESCHKE, H.-J.: Geologische Entwicklungstrends am Südwestrand der Osteuropäischen Tafel - ein Überblick. -- Z. geol. Wiss., Berlin 2 (1981) 10, S. 1113 - 1137
- KATZUNG, G.: Das Permosiles im Südteil der Deutschen Demokratischen Republik. -- Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A Geol. Paläont., Berlin 15 (1970) 1, S. 7 - 27
- : Tektonik, Klima und Sedimentation in der Mitteleuropäischen Saxon-Senke und angrenzenden Gebieten. -- Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 11, S. 1453 - 1472
- : Die posttektonischen Molassen und Subsequentite am Außenrand und im nördlichen Vorland des variszischen Tektogens. -- Z. angew. Geol., Berlin 23 (1977) 12, S. 597 - 602

- KATZUNG, G.: Vulkanismus und Tektonik der variszischen Subsequenzperiode. -- Z. geol. Wiss., Berlin 2 (1981) 10, S. 1149 - 1154 (KATZUNG 1981 a)
- : Zur Erforschung der variszischen Molassen Mitteleuropas. -- Wiss. Z. Ernst-Moritz Arndt-Univ. Greifswald, math.-nat. R., Greifswald 30 (1981) 3/4, p. 101 - 113 (KATZUNG 1981 b)
- : Explanatory Notes to the Lithotectonic Profile of the Westphalian Depression (Ruhr District - Münsterland - Ibbenbüren, F.R.G.; Upper Carboniferous - Permian). -- Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam (1982) 66, S. 187 - 207 (KATZUNG 1982 a)
- : Explanatory Notes to the Lithotectonic Molasse Profile of the Central European Depression (North-East German Depression), G.D.R. -- Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam (1982) 66, p. 209 - 224 (KATZUNG 1982 b)
- KRAMER, W.: Vergleichende geochemisch-petrologische Untersuchungen an permosilesischen basischen Magmatiten der Norddeutsch-Polnischen Senke und ihre geotektonische Bedeutung. -- Z. geol. Wiss., Berlin 5 (1977) 1, S. 7 - 20
- KRAMER, W.; RÜSLER, H.-J.: Ein Beitrag zur Genese der Lamprophyre. -- Z. geol. Wiss., Berlin 4 (1976) 4, S. 667 - 683
- LEEDER, O.; WEBER, W.; BAUMANN, L.: Kontinentale Riftprozesse und ihre minerogenetische Bedeutung im postvariszischen Mitteleuropa. -- Z. geol. Wiss., Berlin 10 (1982) 4, S. 501 - 510
- LETAVIN, A.J.: Tafrogennyi kompleks molodoj platformy juga SSSR. -- Moskva: Izd. Nauka 1978, 147 S.
- LJUDVIG, A.: O granice orogennoho (morfogennogo) i platformennogo vulkanisma na territorii GDR. -- In: JANSIN, A.L. (ed.): Orogennyi etap razvitija variscid srednej Evropy i SSSR. Moskva: Nauka 1977, S. 39 - 53 (In German, see: Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam (1983) 44, 2, in print)
- LJUTCNER, G.; GRUMBT, E.; ELLENBERG, Ju.; FALK, F.: Variszijckie molassy srednej evropy. -- In JANSIN, A.L. (ed.): Orogennyi etap razvitija variscid srednej Evropy i SSSR. Moskva: Nauka 1977, S. 7 - 31
- LUDWIG, A.O.: Die strukturelle Entwicklung des NW-Abschnitts des Elbe-Lineaments und Vergleich mit dem anschließenden SE-Abschnitt im Gebiet der DDR. -- This volume
- LÜTZNER, H.: Sedimentation der variszischen Molasse im Thüringer Wald. -- Schriftenr. geol. Wiss., Berlin (1981) 17, 217 S.
- : Explanatory Notes to the Lithotectonic Profile of the Saale Depression, Southwestern Part (Thuringian Forest; Upper Carboniferous-Permian). -- Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam (1982) 66, S. 237 - 254
- LÜTZNER, H.; FALK, F.; ELLENBERG, J.; GRUMBT, E.; LUDWIG, A.O.: Übersicht über die variszische Molasseentwicklung in Mitteleuropa und am Ural. -- Z. geol. Wiss., Berlin 7 (1979) 9, S. 1157 - 1167
- LÜTZNER, H.; VASS, D.: Subdivision and stages of development of Variscan and Alpine molasses. -- This volume
- NÖLDEKE, W.; SCHWAB, G.: Zur tektonischen Entwicklung des Tafeldeckgebirges der Norddeutsch-Polnischen Senke unter besonderer Berücksichtigung des Nordteils der DDR. -- Z. angew. Geol., Berlin 23 (1977) 8, S. 369 - 379
- PAECH, H.-J.: Vergleichende Betrachtungen zur paläotektonischen Entwicklung während der variszischen Flyschetappe im Süduural und in Mitteleuropa. -- Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam (1977) 44,1, S. 75 - 98
- PEREKALINA, T.V.: Variscan volcanism of Central and Western Europe. -- Geol. en Mijnb., d'Gravenhague 60 (1981) p. 17 - 21
- PLEIN, E.: Rotliegend-Ablagerungen im Norddeutschen Becken. -- Z. dt. geol. Ges., Hannover 129 (1978) 1, S. 71 - 97
- POŻARYSKI, W.; BROCHWICZ-LEWINSKI, W.: On the Polish Trough. -- Geol. en Mijnb., The Hague 57 (1978) 4, p. 545 - 557

- RÖLLIG, G.; SCHIRMER, B.: Zum Stoffbestand der subsequenten variszischen Vulkanite. -- Z. geol. Wiss., Berlin 6 (1978) 9, S. 1101 - 1118
- SCHROEDER, E.: Zur Entwicklung der mitteleuropäischen Varisziden unter Berücksichtigung ihrer Position im paläozoischen Tektogengürtel Eurasiens. -- Z. geol. Wiss., Berlin 7 (1979) 9, S. 1043 - 1055
- SCHMIDT, K.; KATZUNG, G.; FRANKE, D.: Zur Entwicklung des präpermischen Untergrundes im südwestlichen Vorfeld der Osteuropäischen Tafel. -- Z. angew. Geol., Berlin 23 (1977) 9, S. 426 - 436
- SCHWAB, G.; NÖLDEKE, W.; TESCHKE, H.-J.; u.a.: Zur Paläomobilität junger Tafeln, dargestellt am Beispiel der Norddeutsch-Polnischen Senke. -- Z. geol. Wiss., Berlin 7 (1979) 5, S. 601 - 615
- SCHWAB, G.; BENEK, R.; JUBITZ, K.-B.; TESCHKE, H.-J.: Intraplattentektonik und Bildungsprozeß der Mitteleuropäischen Senke. -- Z. geol. Wiss., Berlin 10 (1982) 3, S. 397 - 413
- SCHWAB, M.: Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im Permosiles Mitteleuropas. -- Ber. deutsch. Ges. Geol. Wiss. A Geol. Paläont., Berlin 15 (1970) 1, S. 29 - 45
- : Zur paläotektonischen Entwicklung des Halleschen Permosilesgebietes (Nordöstlicher Saaletrog). -- Hallesches Jb. Geowiss., Gotha/Leipzig 1 (1977), S. 69 - 84
- SKOČEK, V.: Climate and diastrophisms, the principal factors controlling Late Paleozoic sedimentation in central Bohemia. -- Čas. Min. Geol., Praha 19 (1974) 1-4, S. 27 - 45
- SOBOLEVSKAJA, V.N.: Ob etapach tektoničeskogo razvitija ograždennyx epipaleozojskich plit. -- In: GARECKIJ, R.G.; JANSIN, A.L. (eds.): Molodoye platformy ich tektonika i perspektivy neftegazonosnosti. Moskva: Nauka 1965, S. 207 - 216
- : Die taphrogene Entwicklungsetappe epivariszischer Tafeln. -- Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam (1973) 14, 1, S. 193 - 201
- STILLE, H.: Die oberkarbonisch-altdyadischen Sedimentationsräume Mitteleuropas in ihrer Abhängigkeit von der variszischen Tektonik. -- Congr. Stratigraphie Carbonifère Heerlen 1927. Liège: Vaillant-Carmanne 1928, S. 697 - 730
- STURT, B.A.: Orthotectonic Caledonides of British Isles and Scandinavia. -- Episodes, Ottawa (1980) 1, p. 13 - 16
- ZIEGLER, P.A.: Northwestern Europe: Subsidence patterns of Post-Variscan basins. -- Mem. BRGM, Paris (1980) 108, p. 249 - 280
- : Faulting and graben formation in western and central Europe. -- Phil. Trans. R. Soc. London, London A 305 (1982), p. 113 - 143
- ZOBACK, M.L.; ANDERSON, R.E.; THOMPSON, G.A.: Cainozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the Basin and Range province of the western United States. -- Phil. Trans. R. Soc. London, London A 300 (1981), S. 407 - 434

Верхнепалеозойские орогенные комплексы
и структуры Южного Тянь-Шаня



К. Л. Волочкович ¹⁾

Резюме

На примере хорошо изученных верхнепалеозойских орогенных комплексов и структур Южного Тянь-Шаня показывается динамика развития орогенных образований, миграция областей их накопления в пространстве и во времени, характер соотношений орогенных и доорогенных структур и общие закономерности формирования орогенных структур и их размещение в пределах складчатых систем.

Орогенный эпигеосинклинальный процесс имеет центростремительное направление и волновой характер, он подразделяется на ранне- и позднеорогенные периоды. Позднеорогенный период является эпохой повсеместного горо- и гранитообразования. Складкообразующие движения фиксируются в течение всей орогенической эпохи, достигая максимума в конце её. Наиболее активные геосинклинальные структуры сохраняют по инерции знак вертикальных движений и в орогенном этапе. Вулканическая активность в течение всей орогенической эпохи сохраняется лишь по периферии системы. Максимум гранитообразования совпадает в плане с зонами унаследованных орогенных поднятий.

VOLOČKOVIČ, K.L.: Oberpaläozoische orogene Komplexe und Strukturen des südlichen Tjan-Schan

Zusammenfassung

Am Beispiel der Entwicklung der gut untersuchten oberpaläozoischen orogenen Komplexe und Strukturen des südlichen Tjan-Schan wird die Dynamik der Entwicklung der orogenen Bildungen, die Migration ihrer Bildungsräume in Raum und Zeit, der Charakter der Beziehungen zwischen orogenen und vororogenen Strukturen und die allgemeinen Gesetzmäßigkeiten der Bildung der orogenen Strukturen und ihrer Anordnung im Gebiet der Faltenzonen gezeigt.

Der orogene epigeosynklinale Prozeß entwickelt sich generell in zentripetaler Richtung, besitzt einen wellenförmigen Charakter und läßt sich in eine früh- und spätorogene Periode untergliedern.

Die spätorogene Periode ist eine Epoche allgemeiner Gebirgs- und Granitbildung. Die Faltenbewegungen lassen sich während der gesamten orogenen Epoche beobachten und konzentrieren sich auf deren Ende. Die aktivsten Geosynklijalstrukturen machen sich -- dem Beharrungsgesetz folgend -- in Form vertikaler Bewegungen auch während der orogenen Etappe bemerkbar. Die vulka-

¹⁾ Institut Mineralogii, Geochimii i Kristallochimii redkich elementov, 109-127 Moskva, Sadovničskaja naberežnaja 71

nische Aktivität ist im Verlauf der ganzen orogenen Epoche nur an der Peripherie des Systems erhalten geblieben. Das Maximum der Granitbildung fällt räumlich mit den Zonen der vererbten (überlieferten) orogenen Hebungen zusammen.

VOLOČKOVIČ, K.L.: Late Paleozoic orogenic complexes and structures of
Southern Tjan-Schan

S u m m a r y

Southern Tjan-Schan justified significant interest for investigations of Late Paleozoic orogenic complexes, in so far as they are found in a broad distribution within this region, investigated sufficient in detail. On example of this region it is possible to show the dynamics of development of orogenic formations, the process of migration in time and space, and also the character of relations between orogenic and pre-orogenic structures. Furthermore it is possible to characterize the general relations between the origine of orogenic structures and their arrangement in region of fold systems.

Generally the orogenic epigeosynclinal process is developed in centripetal direction and can be subdivided in an early and a late orogenic period. The last is characterized as an epoch of general orogenesis and of genesis of granites. The folding movements may be observed during the whole orogenic epoch and are occurring at the end of epoch. They obtained the culmination at the end of this epoch. Following the rule of persistence the most active geosynclinal structures made themselves conspicuous as vertical movements also during the orogenic period. The volcanic activity was preserved only at the periphery of the mountain system in course of the whole orogenic epoch.

Южный Тянь-Шань представляет значительный интерес для изучения верхнепалеозойских орогенных комплексов, поскольку в его пределах последние пользуются широким развитием и исследованы достаточно детально. На примере этого региона можно показать динамику развития орогенных образований, процесс их миграции во времени и пространстве, характер соотношений орогенных и доорогенных структур, наметить общие закономерности формирования структур и их размещения в пределах складчатой системы. Описанию верхнепалеозойских отложений рассматриваемой территории посвящена обширная литература /Геология СССР, т. XXIII, XXV, 1972; Масумов и др., 1978; Клиппштейн, 1979/, но в качестве особого тектонического эпигеосинклинального орогенного комплекса, по началу накопления которого определяется возраст складчатой системы, эти образования стали выделяться сравнительно недавно /Волочкович, 1970; Волочкович и др. 1973, Моссаковский, 1973/.

В составе орогенных верхнепалеозойских толщ можно выделить нижнюю и верхнюю континентальную молассы. По мнению А.А. Моссаковского нижний / $C_{1n}-C_{2m_1}$ / и верхний / C_2-P_2 / комплексы соответствуют ранне- и позднеорогенным этапам развития складчатой системы.

Исследования последних лет позволили уточнить эти представления и дать более полную, хотя далеко не завершённую, картину строения и эволюции верхнепалеозойских орогенных структур и формаций /Волочкович, 1975; Волочкович и др. 1979/.

Южный Тянь-Шань - герцинская геосинклинальная складчатая система, наложенная на переработанный более древний карельско-?/ - байкальский фундамент, распавшийся за счет деструкции коры в начале кембрия. Максимум геосинклинального процесса в Южном Тянь-Шане приходится на нижний силур; орогенное эпигеосинклинальное развитие охватывает весь верхний палеозой. Северная часть Южного Тянь-Шаня известная как Срединный Тянь-Шань, представляет собой краевую часть Северо-Тяньшанских каледонид захваченную с верхнего девона /Фамена/ герцинским геосинклинальным процессом.

Формационный анализ вулканогенно-осадочных образований Южного Тянь-Шаня позволяет выделить среди его структур структуры геосинклинального и орогенного эпигеосинклинального типа. Первые представлены эв-и миогеосинклиналями, эв-и миогеоантиклиналями, остаточными геосинклинальными прогибами, срединными /краевыми/ массивами; вторые - сводово-глыбовыми и горстовыми поднятиями, вулканическими поясами, разновеликими изометричными и линейными межгорными прогибами и впадинами, грабёнами и грабен-синклиналями. Наиболее крупными орогенными структурами являются: Южно-Букантаусская, Курамино-Ферганская, Сурметашская, Кокшаальская, Южно-Гиссарская, Южно-Таджикская впадина /прогибы/; Чаткальское и Кульджуктау-Алайское поднятия. /Рис. I, А/.

Начало орогенеза фиксируется появлением молассовых комплексов, сменяющих тонко-обломочные терригенно-карбонатные, терригенно-кремнистые, карбонатные и подводно-вулканогенные формации геосинклинального типа. Вопрос о принадлежности нижних членов молассового комплекса именно к орогенному ряду формаций часто дискусионен. Однако, при детальном анализе вертикальных формационных рядов в различных зонах складчатой системы можно наметить четкую приуроченность появления больших масс терригенных грубообломочных формаций, фиксирующих начало крупных орогенических движений, к определенному возрастному рубежу. Именно этот рубеж принят нами за нижнюю возрастную границу орогенного эпигеосинклинального комплекса, хотя с подстилающими геосинклинальными осадками молассовые образования часто имеют постепенные переходы

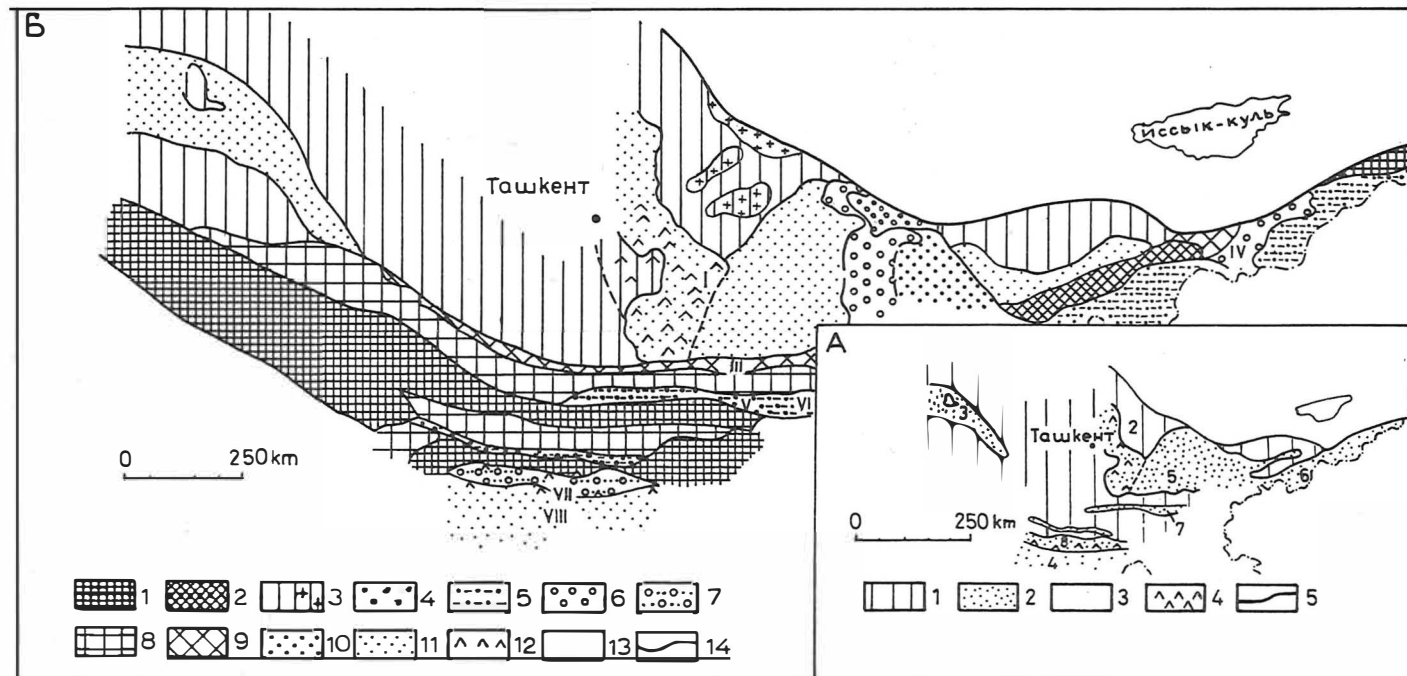


Рис. 1. А Схема верхнепалеозойских орогенных структур Южного Тянь-Шаня

Б Схема верхнепалеозойских результирующих структур Южного Тянь-Шаня

Условные обозначения: А - Орогенные эпигеосинклинальные структуры: 1 - поднятия; 2 - прогибы; 3 - названия структур (1 - Кульджуктау-Алайское поднятие, 2 - Чаткальское поднятие, 3 - Южно-Букантауская впадина, 4 - Южно-Таджикская впадина, 5 - Курамино-Ферганская впадина, 6 - Кокшаальский прогиб, 7 - Сурметашский прогиб, 8 - Южно-Гиссарский прогиб); 4 - вулканогенная моласса андезит-липаритового состава; 5 - граница Южного и Северного Тянь-Шаня.

Б Орогенные "результирующие" структуры

Унаследованные структуры. Поднятия: 1 - эпимиеогеоантиклинальные, 2 - эпизевгеоантиклинальные, 3 - поднятые срединные (краевые) массивы (а - поднятия на массивах). Прогибы: 4 - эпимиеогеосинклинальные, 5 - поздние эпимиеогеосинклинальные, 6 - эпизевгеосинклинальные. Инверсионные структуры. Поднятия: 7 - эпимиеогеосинклинальные, 8 - эпизевгеосинклинальные. Прогибы: 9 - эпимиеогеоантиклинальные, 10 - опущенные срединные (краевые) массивы; 11 - вулканогенная моласса андезит-липаритового состава; 12 - номера разрезов показанных на табл. 1, фиг. 2; 13 - граница Южного и Северного Тянь-Шаня.

и не разделены угловыми несогласиями. Данный рубеж на территории Южного Тянь-Шаня приходится в основном на начало среднего карбона, хотя, как видно из приводимых разрезов, он скользит от визе-башкирского до верхнекаменноугольного времени /Рис. 2, 3, табл. I/.

Верхний возрастной рубеж орогенного эпигеосинклиналичного комплекса менее определен, часто из-за отсутствия соответствующих формаций. Во всяком случае ниже-верхнепермские /?/ отложения в различных частях системы еще обладают характерными чертами орогенных формаций. Более молодые мезозойские и кайнозойские отложения повидимому следует относить к платформенным образованиям, которые в новейший этап активизации в конце неогена сменяются эпиплатформенным кайнозойско-антропогенным орогенным комплексом.

В строении верхнепалеозойских орогенных структур участвуют три формационных комплекса, подразделенные в свою очередь на конкретные формации и подформации. Нижний комплекс представлен морскими, часто флишодными молассами местами содержащими олистостромовые горизонты; средний – субконтинентальными, изредка морскими молассами; верхний – континентальными часто красноцветными молассами. Вулканогенные образования развиты главным образом по периферии складчатой системы. Они ассоциируют с молассами всех трех комплексов. Границы между комплексами, часто сопровождаются перерывами и несогласиями. Наиболее резко обособливается верхний комплекс, отложения которого местами со значительным размывом залегают на древних палеозойских толщах. Отмечается возрастное скольжение всех границ формационных комплексов с омоложением их к центральной части геосинклиналичной системы, а также в восточном направлении. В зависимости от положения орогенных впадин в общей структуре складчатой системы их формационный состав, полнота разрезов и мощности несколько различаются.

Курамино-Ферганская впадина одна из 2-х наиболее крупных орогенных отрицательных структур в пределах Южного Тянь-Шаня. Она несколько вытянута в широтном направлении протягиваясь на расстояние до 250 км, достигая ширины 120 км. Впадина располагается на месте Букантау-Ферганского и Каратау-Нарынского срединных массивов, а также на месте эвгеосинклиналичного прогиба. Западная часть впадины занята Кураминским вулканическим поясом, уходящим за пределы рассматриваемой территории. Большая часть впадины перекрыта мощным мезокайнозойским чехлом.

В Кураминском вулканическом поясе /Рис. 1, А/ нижний формационный комплекс / $C_{1n}-C_2^b$ / мощностью 1200 м с размывом залегают на карбонатных домолассовых отложениях / C_{1v} / чехла срединного массива. Он представлен морской тонкообломочной молассой в парагенезе с вулканогенной андезит-дацитовой формацией щелочно-земельной серии. Средний комплекс / $C_{2m_1}-C_3$ / достигает мощности 2600 м и залегают с размывом на нижнем. В его состав входит сероцветная моласса в парагенезе с наземными эффузивами щелочно-земельной серии. В основании комплекса преобладают андезит-дацитовые порфириты, в верхней части – липариты. Верхний комплекс / P_{1-2} /? /, мощностью 1700 м с резким размывом залегают на среднем и представлен красноцветной молассой в ассоциации с субщелочными наземными эффузивами меняющимися по составу снизу вверх от трахиандезитов до трахилипаритов.

За пределами Кураминского вулканического пояса состав орогенных образований рассматриваемой впадины существенно терригенный. На северном борту впадины в

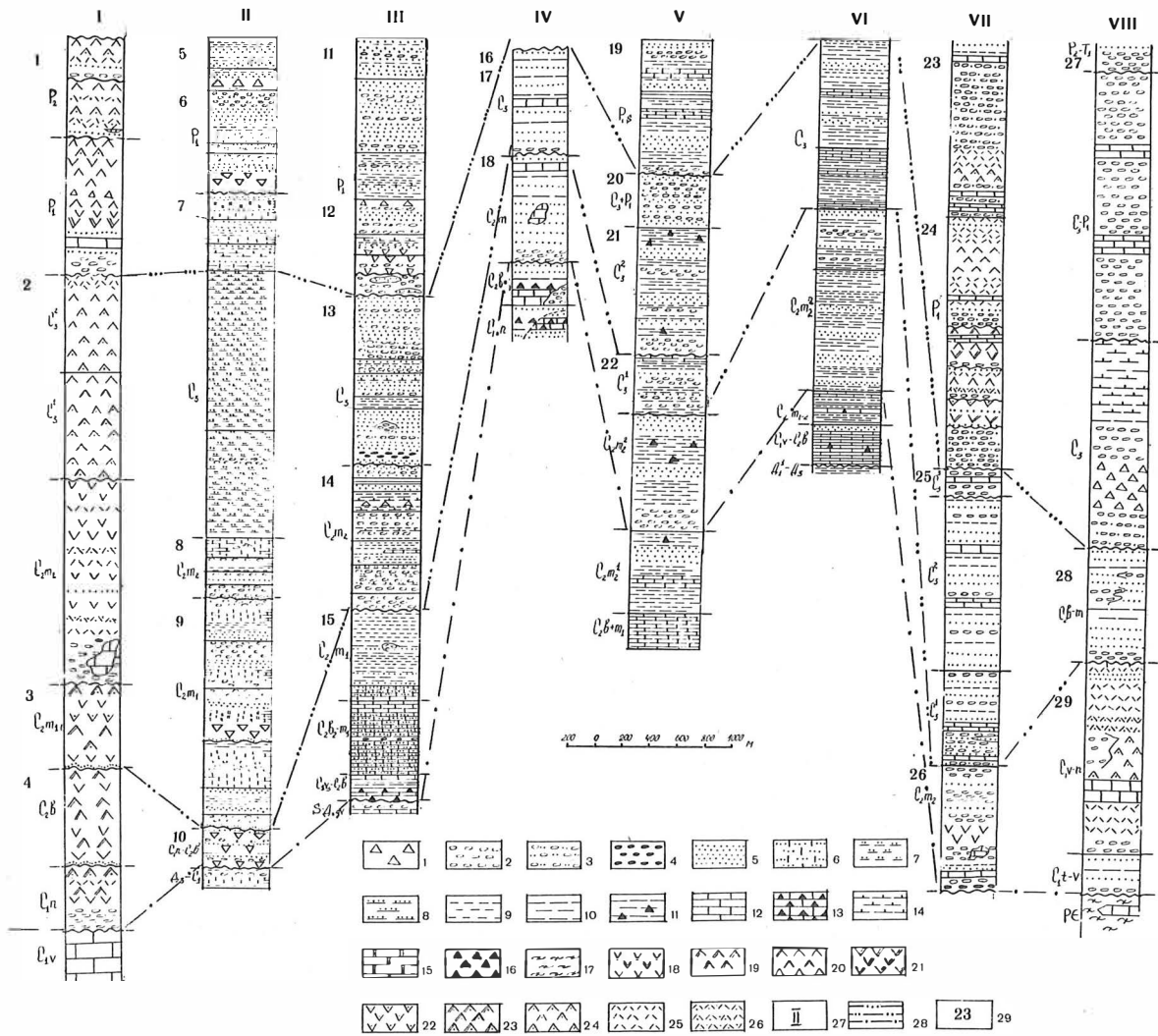


Рис. 2 Разрезы верхнепалеозойских орогенных комплексов Южного Тянь-Шаня

Условные обозначения: I - осадочная брекчия; 2 - конгломераты; 3 - конгломерат песчанистый; 4 - конгломерат крупногалечный; 5 - песчаник; 6 - песчаник известковистый; 7 - переслаивание алевролитов и песчаников; 8 - переслаивание аргиллитов и песчаников; 9 - алевролит; 10 - аргиллит; 11 - кремнистый аргиллит; 12 - известняк; 13 - известняк кремнистый; 14 - мергель; 15 - доломит; 16 - кремнистая порода; 17 - гнейсы; 18 - андезиты; 19 - дациты; 20 - Липариты; 21 - трахиллипариты и трахиандезиты; 22 - туфы андезитов; 23 - туфы дацитов; 24 - туфы липаритов; 25 - туфы; 26 - туфогенно-осадочная порода; 27 - район разреза (см. фиг. I, Б) (I - Кураминский вулканический пояс, район Адрасманской мульды по А.С. Масимову, В.Я. Клипенштейну, И.Д. Доронкину; II - Северный борт Курамино-Ферганской впадины, бассейн р. Майлису по И.Ф. Бородаенко, и по нашим данным; III - Южный борт Курамино-Ферганской впадины р-н гор. Карачатыр, по И.Б. Тесленко и нашим данным; IV - Кокшаальский прогиб, бассейн р. Кайче по М.М. Цуркину и нашим данным; V - Сурметашский прогиб, бассейн р. Коксу по А.В. Развальяеву и нашим данным; VI - Сурметашский прогиб, бассейн р. Гульча по В.А. Клишевичу; VII - Южно-Гиссарский прогиб, бассейн р. Ханака по А.С. Масимову, П.Д. Виноградову, Е.Н. Горейко и нашим данным; VIII - Южно-Таджикская впадина р-н горы Куш-Танг по Величенко). Граница орогенных комплексов: 28а - нижняя граница нижнего комплекса, 28б - нижняя граница среднего комплекса, 28в - нижняя граница верхнего комплекса; 29 - номера формаций на табл. I.

Формации верхнепалеозойских орогенных комплексов Южного Тянь-Шаня

Курамино-Берганская впадина			Кокшавальский прогиб	Сурметаский прогиб	Дино-Гиссарский прогиб	Дино-Таджикская впадина		
Кураминский вулканический пояс		Северный борт впадины	Южный борт впадины					
I		II	III	IV	V-VI	VII	VIII	
P_1	I. Красноцветная моласса в парагенезе с субэвгенинскими эффузивными андезит-лапаритового состава. $P_{I-2} (?)$ М.-1700 м.	5. Красноцветная тонкообломочная моласса. P_1 М.-800 м. 6. Красноцветная грубообломочная моласса. P_1 М.-700 м.	11. Красноцветная тонкообломочная моласса. P_1 М.-1300 м. 12. Сероцветная грубообломочная моласса. P_1 М.-600 м.	16. Морская моласса. P_{I-2} М.-850 м.	19. Сероцветная тонкообломочная моласса. P_1 М.-700 м. 20. Красноцветная грубообломочная моласса. P_1 М.-700 м.	23. Сероцветная грубообломочная моласса. P_1 М.-1300 м.	27. Сероцветная грубообломочная моласса. C_3-P_2 М.-2000 м.	Верхний орогенный комплекс
C_2 C_1	2. Сероцветная моласса в парагенезе с щелочно-земельными эффузивными андезит-дицититового состава. $C_2 M_2 - C_3$ М.-1300 м.	7. Сероцветная моласса. C_3 М.-1200 м. 8. Морская моласса. $C_2 M_2$ М.-1400 м.	13. Сероцветная тонкообломочная моласса. C_3 М.-750 м. 14. Морская моласса. $C_2 M_2$ М.-1100 м.	17. Морская моласса. C_3 М.-2000 м.	21. Морская моласса. C_3 М.-1350 м. 22. Морская глинистая (с олигостромом) моласса. $C_3 M_2$ М.-1500 м.	24. Красноцветная моласса в парагенезе с субэвгенинскими эффузивными андезит-лапаритового состава. P_1 М.-1900 м. 25. Сероцветная грубообломочная моласса. C_3 М.-2000 м.		
$C_2 M_2$ $C_3 M_2$	3. Сероцветная моласса в парагенезе с щелочно-земельными лапатами. $C_2 M_1$ М.-1300 м.	9. Сероцветная тонкообломочная моласса. $C_2 M_1$ М.-1400 м.	15. Морская глинистая (с олигостромом) моласса. $C_1 V_3 - C_2 M_1$ М.-1400 м.	18. Морская глинистая моласса. $C_2 M_{I-2}$ М.-700 м.	$C_2 M_1$	26. Морская моласса в парагенезе с щелочно-земельными лапаритами. $C_2 M_2$ М.-900 м.	28. Сероцветная тонкообломочная моласса. $C_2 B - M$ М.-800 м.	Средний орогенный комплекс
$C_2 B_2$ $C_2 B_1$	4. Морская моласса в парагенезе с щелочно-земельными эффузивными андезит-дицититового состава. $C_1 B - C_2 B$ М.-200 м.	10. Морская моласса. $C_1 B - C_2 B$ М.-300 м.		$C_2 B$				
$C_1 B$							29. Морская угленосная моласса. $C_1 t - v$ М.-1800 м.	Нижний орогенный комплекс
$C_1 V$ $C_1 t$	$C_1 V$	$C_1 V$	$C_1 V$					
	Домолаассовый комплекс	Домолаассовый комплекс	Домолаассовый комплекс	ДОМОЛАССОВЫЙ		КОМПЛЕКС	Домолаассовый комплекс	

Условные обозначения: — граница формаций; - - - границы формаций с угловыми несогласиями; = = = = = главная фаза складкообразующих движений; - - - - - нижняя граница нижнего орогенного комплекса; - - - - - нижняя граница среднего орогенного комплекса; - - - - - нижняя граница верхнего орогенного комплекса; I - номера разрезов на фиг. I Б; (I2) - номера формаций на фиг. 2

Таб. I

бассейне р. Майлису нижний формационный комплекс / $C_{1n}-C_{2b}$ / достигает мощности 300 м, залегает с размывом на домолассовых отложениях C_{1-2} и представлен морской сероцветной молассой. Средний комплекс / $C_{2m_1}-C_3$ /, мощностью 4000 м с размывом залегает на подстилающем и представлен сероцветными морскими и субконтинентальными молассами, разделенными перерывами и несогласиями. Наиболее значительный перерыв фиксируется в основании **нижнемооковских отложений**. Верхняя и нижняя части среднего комплекса сложены тонкообломочной молассой, центральная часть - грубообломочной молассой, **Верхний комплекс / P_{1-2} /**, мощностью 1100 м с крупным перерывом залегает на среднем и представлен мелкообломочной и грубообломочной красноцветной молассой.

На южном борту Курамино-Ферганской впадины в районе гор Карачатыр разрез орогенных образований сходен с приведенным выше. Отличие его состоит в некотором **уменьшении** мощности отложений, меньшем значении красноцветных осадков, увеличении роли тонкообломочных образований, омоложении нижней границы среднего комплекса.

Кокшаальский прогиб расположен восточнее Курамино-Ферганской впадины, имеет линейные очертания достигая длины 400 км. при ширине 40-50 км. Прогиб расположен на месте мобильных геосинклинальных структур-эвгеосинклиналей и миогеоантиклиналей и заложился позднее, чем Курамино-Ферганский - в C_{2m_1} на домолассовом среднекаменноугольном основании.

Нижний комплекс / C_{2m_1-2} / мощностью 700 м с размывом залегает на терригенно-кремнистой геосинклинальной формации / C_{2b} /. Представлен он морской флишовой молассой содержащей незначительную примесь туфов и эффузивов андезитового состава.

Средний комплекс / C_3 /, мощностью 780 м залегает также с размывом на преддущем и представлен морской сероцветной молассой. Верхний комплекс / P_{1-2} / ? /, мощностью 850 м развит **опорядчески**, залегая с размывом на более древних отложениях. В состав его входит сероцветная морская моласса переходящая вверх по разрезу в **субконтинентальную** тонкообломочную молассу.

Сурметашский прогиб протягивается вдоль границы миогеосинклинали и миогеоантиклинали, располагаясь на месте **остаточного** геосинклинального прогиба. Протяженность его более 300 км, ширина 15-20 км. Орогенные комплексы в данной структуре начали накапливаться позже, чем в других местах - лишь с верхнемооковского времени / $C_{2m_2}^2$ /. Нижний комплекс прогиба представлен морской флишовой с олистостромами молассой / $C_{2m_2}^2$ /, мощностью 1300 м, связанной постепенным переходом с подстилающими геосинклинальными терригенно-карбонатными отложениями / $C_{2m_1}^2$ /. Средний комплекс / C_3 /, мощностью 1350 м залегает с размывом на **подстилающем** и представлен морской сероцветной молассой. Верхний комплекс / P_{1-2} /, мощностью 1400 м, состоит из грубообломочной красноцветной молассы и перекрывающей ее сероцветной морской молассы. Входящие в состав нижнего комплекса олистостромы сложены олистолитами среднепалеозойских пород размером в первые километры. К востоку в составе моласс появляется большее количество тонкообломочного материала, а **нижняя граница** орогенного комплекса несколько омолаживается, поднимаясь до самых верхов **верхнемооковского яруса** / $C_{2m_2}^2$ /.

Южно-Гиссарский прогиб располагается на южной окраине складчатой системы в месте сочленения Южно-Таджикского срединного краевого массива с геоантиклинальным

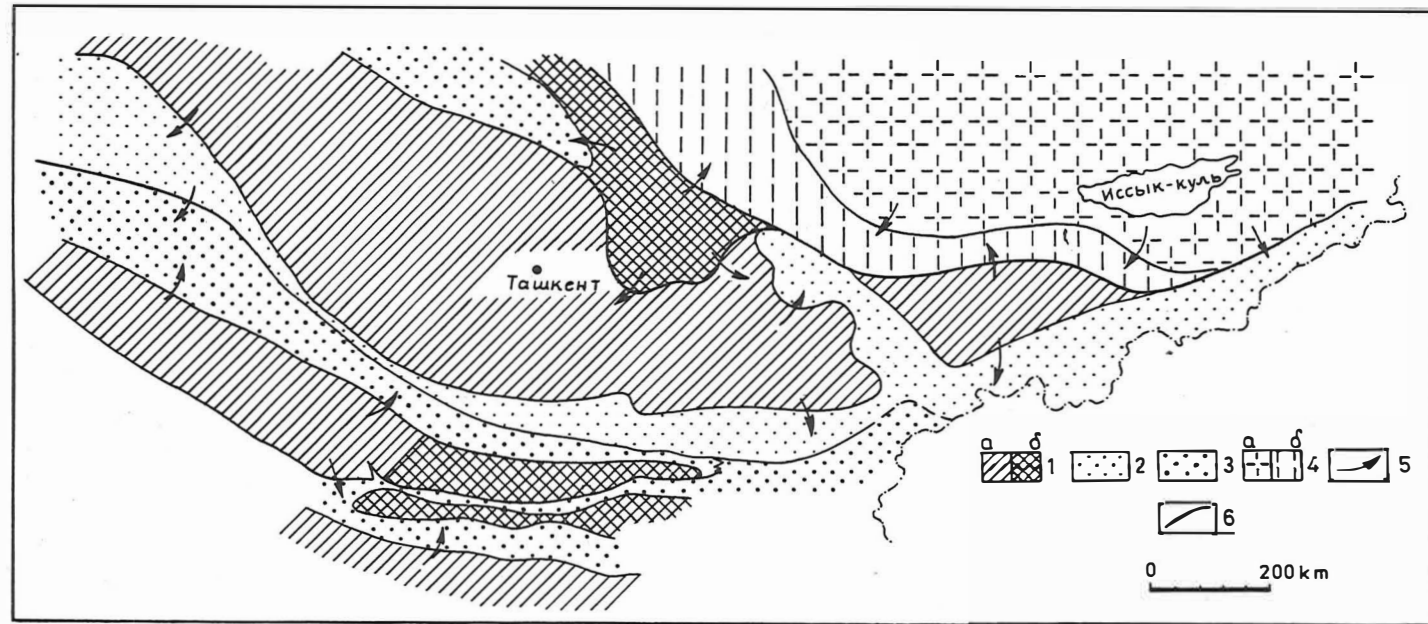


Рис. 3 Схема миграции процесса эпигеосинклинального орогенеза
в герцинидах Южно-Тяньшанской складчатой системы
(по времени начала накопления молассового комплекса)

Условные обозначения: 1 - области наиболее раннего молассообразования C_{1n} C_{2b} (а - прогибы, б - поднятия);
2 - области, где молассообразование началось в C_{2m1} время; 3 - области наиболее позднего молассообразования
 $C_{2m2}-C_3$; 4 - верхнепалеозойская моласса в пределах Северного Тянь-Шаня (а - континентальная моласса C_{2b} ; б) - морская моласса C_{2m}); 5 - предполагаемые области сноса; 6 - граница Северного и Южного Тянь-Шаня

поднятием. Прогиб вытянут в широтном направлении на расстояние более 200 км, достигая ширины 20 км. Основание прогиба наложено на **одноименной** вулканический пояс, возникший в нижнем карбоне и сложенный вулканитами основного состава в ассоциации с геосинклинальными формациями. Нижний орогенный комплекс прогиба / $C_2m_2^2$ /, мощностью 900 м, с размывом залегает на вулканогенных образованиях нижнего карбона и представлен сероцветной морской молассой в ассоциации с эффузивами кислого состава щелочно-земельной серии. Средний комплекс / C_3 /, мощностью 2000 м, сложен грубообломочной сероцветной молассой, связанной постепенным переходом с нижележащими отложениями. Верхний комплекс / P_1 /, мощностью 3200 м залегает с крупным размывом на среднем и представлен в основании красноцветной молассой в ассоциации с гомодромной серией субщечных эффузивов трахиандезит-трахилипаритового состава; в верхней части комплекса развита сероцветная грубообломочная моласса с горизонтами туфов и прослоями эффузивов кислого состава.

Южно-Таджикская впадина – вторая из наиболее крупных отрицательных структур Южного Тянь-Шаня. Она изометричной формы и располагается на южной окраине системы на месте краевого массива достигая размеров 350–400 км. Большая ее часть перекрыта мезокайнозойским чехлом.

Нижний орогенный комплекс впадины / C_1t-n /, мощностью 1800 м перекрывает без видимого несогласия чехол краевого массива / $s-D$ / и сложен морской угленосной молассой в парагенезе с эффузивами кислого состава. Средний комплекс / C_2b-m_1 /, мощностью 800 м перекрывает нижний с размывом и представлен сероцветной тонкообломочной молассой. Верхний комплекс / C_3-P_2 /, мощностью до 2000 м сложен сероцветной грубообломочной молассой.

Кульджуктау-Алайское поднятие достигает размеров в несколько тысяч квадратных километров и занимает центральную часть Южнотяньшанской складчатой системы, располагаясь на месте **бывших геосинклинальных структур разных типов**. Данная структура оформилась в начальный период орогенеза постепенно расширяясь по площади. В ее пределах известны незначительные межгорные грабен-синклинали, длиной 20–15 км при ширине 4–5 км. Иногда они образуют цепь кулисообразных впадин общей протяженностью до 200 км. Орогенные формации накапливались преимущественно в этих межгорных впадинах. Их мощность достигает 1000–1500 м. В состав данных образований входит морская флишеидная моласса / C_2m_1 /, местами грубообломочная моласса C_3-P_1 . Поднятие погружается в восточном направлении. В западной части молассовые образования или не накапливались или размыты.

Как видно из приведенного краткого описания структур в состав нижнего орогенного комплекса входят следующие формации: морская моласса, морская флишеидная /с олистостромами/ моласса, морская моласса в ассоциации с щелочно-земельными эффузивами андезит-дацитового состава, морская угленосная моласса. Во всех структурах состав морских моласс сходен. Большим распространением пользуются полимиктовые и аркозовые песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты. В подчиненном количестве встречаются известковистые песчаники, мергели, горизонты органогенных известняков и глинистые сланцы. Эти осадки представляют главным образом отложения **прибрежно-морской зоны, дельт, реже аллювиальных равнин**. Для толщ характерна нормальная ритмичность, параллельная и косая слоистость, размыв по границам слоев, гие-роглифы и т.п. Вдоль южного борта Курамино-Ферганской впадины, в восточной части Кульджуктау-Алайского поднятия, в Сурметашском прогибе среди морских моласс

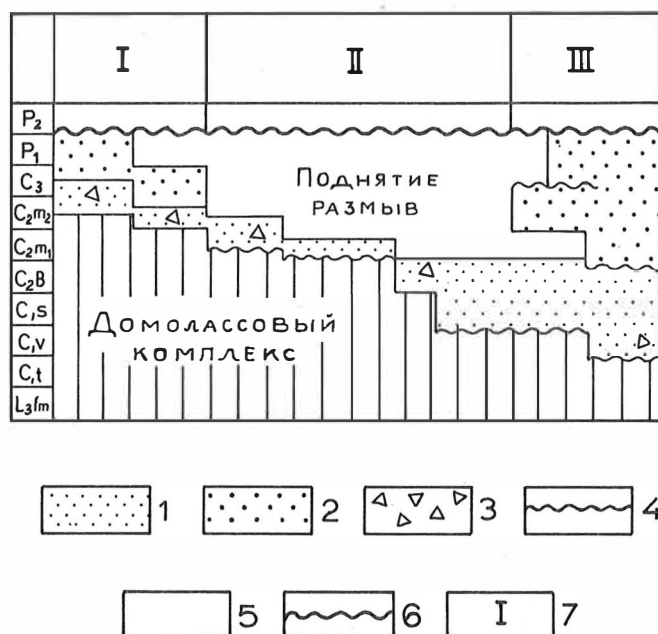


Рис. 4 Схема иллюстрирующая скольжение возрастных границ
орогенных комплексов в районе Алайского хребта
(по К.Л. Волочковичу, Е.А. Рогожину, В.Н. Чернышуку 1979)

Условные обозначения: I - нижний орогенный комплекс; 2 - средний и верхний орогенные комплексы; 3 - олистостромы; 4 - несогласные соотношения формаций; 5 - согласное залегание формаций; 6 - главная фаза складкообразующих движений; 7 - номера разрезов (I - Сурметашский прогиб; II - Кульджуктау-Алайское поднятие; III - Курамино-Ферганская впадина)

встречаются тела олистостром, мощностью до 250 м при длине в десятки километров. Они сложены глыбами и олистолитами пород из домолассовых комплексов, иногда встречаются обломки интрузивных пород ниже-среднепалеозойского возраста принесенные из районов Среднего и Северного Тянь-Шаня. С олистостромами структурно связаны гравитационные шарьяжи, перемещающиеся на десятки километров с севера на юг /Поршняков, 1973 г., Волочкович и др., 1979/. Вкрьст простирания складчатой системы нижний комплекс изменяется. В краевых частях системы – преобладают более грубообломочные отложения, местами развита угленосная моласса, появляются вулканогенные образования андезит-дацитового состава, принадлежащие к щелочно-земельной серии. Соотношение моласс с домолассовыми толщами здесь резкое, хотя и без крупных угловых несогласий. В центральной части складчатой системы /Сурметашский прогиб/ в составе нижнего комплекса преобладают тонкообломочные терригенные формации, для осадков характерен флишодный тип переслаивания, количество карбонатного материала увеличивается, тела олистостром более мощные и протяженные. С домолассовым комплексам орогенные толщи связаны здесь постепенным переходом. Возрастные границы нижнего комплекса по периферии системы удревняются: нижняя граница – до C_1t-C_{1n} , верхняя – до $C_2^{b_1}-ш_1$. В центральной части системы нижняя граница комплекса омолаживается до $C_2^{ш_2}$, верхняя до C_3 . Наиболее четкое скольжение возрастных границ орогенных комплексов удалось проследить в районе Алайского хребта /Волочкович и др., 1979/ Рис. 4. Мощность нижнего комплекса от 300 до 2000 м.

Средний комплекс представлен следующими формациями: сероцветной молассой в парагенезе с щелочно-земельными эффузивами андезит-дацит-липаритового состава, сероцветной тонко- и грубообломочной молассой, морской молассой. В составе моласс преобладают песчаники, гравелиты, конгломераты. Переслаивание параллельно- и косослоистое дельтового, аллювиального, реже прибрежно-морского типа. Отмечаются многочисленные перерывы в осадконакоплении, часто сопровождающиеся небольшими несогласиями. Устанавливается фацальная изменчивость комплекса. По периферии системы развиты более грубообломочные отложения, а также наземновулканогенные формации; в центральной части – преобладают морские молассы. Нижняя возрастная граница комплекса, как говорилось выше, омолаживается к центру системы; верхняя остается примерно на уровне нижней перми. Исключение составляет район Южно-Таджикской впадины, где верхняя граница поднимается выше основания верхнего карбона. Мощность комплекса 800–4000 м.

Верхний комплекс отделен от среднего резким перерывом и местами угловым несогласием. Часто его отложения залегают на более древних домолассовых формациях. Комплекс представлен сероцветными и красноцветными грубо- и тонкообломочными молассами, в составе которых преобладают конгломераты, гравелиты, песчаники. По периферии складчатой системы количество грубообломочных отложений увеличивается, отмечаются больше перерывов и красноцветов, появляются вулканогенные образования субщелочных трахиандезит-трахилипаритов. В центральной и восточной частях системы /Сурметашский, Кокшаальский прогибы/ среди отложений комплекса присутствуют морские молассы. Мощность верхнего комплекса 850–3200 м.

Породы всех комплексов подвергались региональному метаморфизму низких ступеней, кливажированы, смяты в складки.

Орогенные структуры можно классифицировать не только по морфологии и положению в пространстве, но и по их соотношению со структурами предшествующих этапов

Принципиальная схема выделения орогенных результирующих структур.

Структуры геосинклинального этапа		Структуры орогенного эпигеосинклинального этапа			
		Результирующие структуры			
		Унаследованные		Инверсионные	
		поднятия	прогибы	поднятия	прогибы
поднятия	геосинклинальные	эпигеосинклинальные поднятия			эпигеосинклинальные прогибы
	срединные массивы	поднятые срединные массивы			опущенные срединные массивы
прогибы	геосинклинальные прогибы		эпигеосинклинальные прогибы	эпигеосинклинальные поднятия	

Далее 2.

развития складчатой системы. На табл. 2. показана принципиальная схема выделения орогенных структур, отражающих суммарную эволюцию земной коры, как в геосинклинальном, так и в орогенном этапах, и названных нами "орогенными результирующими". При этом выделяются две основные группы "орогенных результирующих" структур: унаследованные, наследующие режим движений и инверсионные, не наследующие режим вертикальных движений предшествующих структур. Аналогичную систематику можно предложить для повторноорогенных /дейтероорогенных по К.В. Боголепову/ структур. Подобная систематика полезна при металлогеническом анализе и выяснении закономерностей размещения полезных ископаемых, так как орогенные результирующие структуры отражают особенности строения коры в период непосредственно предшествующий магматизму и рудообразованию. На рис. 1, Б дана схема размещения орогенных эпигеосинклинальных и орогенных результирующих структур Южного Тянь-Шаня. Анализ закономерностей размещения этих структур, а также приведенный выше материал позволяет дать общую картину орогенного процесса в пределах рассматриваемой складчатой системы.

Орогенные верхнепалеозойские эпигеосинклинальные комплексы Южного Тянь-Шаня формируются в течение 100 млн. лет, завершая процесс геосинклинального развития складчатой области. Для этого периода характерно общее воздымание региона перестройка его структурного плана за счет интеграции геосинклинальных структур. Переходный период от геосинклинального к орогенному этапу не резкий, но довольно быстрый. Процесс орогенеза имеет центростремительное направление, захватывая поочередно все структурно-фациальные зоны и перемещаясь от районов периферических краевых массивов к остаточным геосинклинальным прогибам. На фронте возникающих поднятий формируются гравитационные тектонические покровы, ассоциирующие с олистостромами. В начале орогенного развития / $C_1t-C_2m_1$ /, когда формируется нижний орогенный комплекс, в пределах системы еще существуют зоны, где продолжается геосинклинальное осадконакопление /Сурметашский, Кокшаальский, Южно-Гиссарский прогибы/. С конца C_2m_2 вся территория складчатой системы вовлекается в орогенез и с этого времени образуются молассы среднего и верхнего комплекса. Этому периоду синхронны активные горообразовательные движения и в сопредельных с Южным Тянь-Шанем районах более древних складчатых сооружений Северного Тянь-Шаня. Первый этап можно отнести как это предлагал А.А. Моссаковский /1973/, к раннеорогенному, второй этап - к позднеорогенному периоду.

В конце верхнекаменноугольной эпохи большая часть территории Тянь-Шаня, за исключением зон бывших срединных /краевых/ массивов, становится областью размыва. В это время формируются молассы верхнего орогенного комплекса.

На рубеже нижней и верхней перми почти все структуры превращаются в поднятия и верхнепермская моласса накапливалась лишь в Южно-Гиссарском прогибе. Наиболее крупные перерывы приурочены к концу башкирского, концу нижнемосковского и концу верхнекаменноугольного времени. Этим рубежам отвечают и складкообразующие движения, максимум которых приходится на верхнепермское время, когда была создана современная складчатая структура системы альпийского типа. Степень дислокации толщ различна. В линейных прогибах и на поднятиях - она интенсивная, в изометричных крупных впадинах и на пологих сводах - более простая.

В размещении орогенных структур устанавливается определенная закономерность. Наиболее крупные впадины располагаются на месте бывших стабильных структур - срединных массивах; линейные прогибы - на месте мобильных геосинклинальных структур,

особенно в пределах остаточных геосинклинальных прогибов и в зонах шовных структур. Наиболее крупные поднятия размещаются в **центральной** части системы на месте бывших **геосинклиналей**, захватывая и смежные структуры. Унаследованные структуры **обычно** развиваются на месте весьма мобильных геосинклинальных структур, в чем можно усмотреть определенную инерционность вертикальных движений /На месте геосинклиналей формируются поднятия, на месте **остаточных** геосинклиналей – прогибы/. Инверсионные структуры развиты преимущественно на месте более стабильных срединных массивов и геосинклиналей.

Орогенные вулканические пояса развиты лишь по периферии **складчатой** системы, в пределах бывших срединных массивов или по их границам. Вулканизм характеризуется цикличностью, гомодромным развитием в каждом цикле и увеличением щелочности к концу **орогенного** этапа. С начала раннеорогенного периода в пределах системы отмечается интенсивный гранитоидный магматизм калиевого типа, максимум которого приходится на зоны унаследованных **орогенных** поднятий.

Выводы

В пределах складчатой системы Южного Тянь-Шаня орогенный и эпигеосинклинальный процесс имеет центростремительное направление и волновой характер, подразделяясь на ранне- и позднеорогенные периоды. Позднеорогенный период – эпоха повсеместного горо- и гранитообразования. Складкообразующие движения фиксируются в течение всей орогенической эпохи, достигая максимума в конце её. Наиболее активные геосинклинальные структуры сохраняют по инерции знак вертикальных движений и в орогенном этапе. Вулканическая активность в течение всей орогенической эпохи сохраняется лишь по периферии системы. Максимум гранитообразования совпадает с зонами унаследованных орогенных поднятий.

Литература

- ВОЛОЧКОВИЧ, К.Л.: Типы палеозойских геосинклинальных и орогенных структур Центральной части Южного Тянь-Шаня.
Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол. Москва **45** (1970) 6, с. 146 – 147
- ВОЛОЧКОВИЧ, К.Л.; ГАВРИЛИН, Р.Д.; ИФАНТОПУЛО, Т.Н.: Типы палеозойских структур Южного Тянь-Шаня, их магматизм и металлогеническая характеристика.
Москва: Наука 1973.
- ВОЛОЧКОВИЧ, К.Л.: Структура и развитие Тянь-Шаня.
Из-е ИМГРЭ. 1975.
- ВОЛОЧКОВИЧ, К.Л.; РОГОЖИН, Е.А.; ЧЕРНЫШУК, В.Н.: Формации и структуры Алайского хребта (к проблеме шарьяжей).
Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд., геол., Москва **54** (1979)6, с. 32 – 44
- Геология СССР, Т. 23
Москва: Недра 1972
- Геология СССР, Т. 25
Москва: Недра 1972

- КЛИМЕНТЕЙН, В.Я.: Пермский вулканизм Среднего Тянь-Шаня.
Автореферат диссертации, Алма-Ата 1979.
- МАСУМОВ, А.С.; БОРИСОВ, О.М.; БЕНШ, Ф.Р.: Верхний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня.
Ташкент: ФАН 1978
- МОССАКОВСКИЙ, А.А.: Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры.
Автореферат диссертации, Москва 1973.
- МОССАКОВСКИЙ, А.А.: Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной коры.
Труды геол. инст. АН ССР, Москва: Наука 1975.
- ПОРШНЯКОВ, Г.С.: Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня.
Ленинград: Изд. Ленингр. Унив. 1973

Некоторые особенности верхнекайнозойских моласс в
области эпиплатформенной активизации юга Средней
Азии



Ю. Г. Леонов, И. Г. Щерба ¹⁾

Резюме

В противоположность Карпато-Балканской области, где накопление верхнекайнозойской молассы происходило непосредственно за предшествующим геосинклинальным развитием, в южной части Средней Азии (Афгано-Таджикская, Ферганская впадины) она образовалась в результате новейшей активизации эпипалеозойской платформы. Эти впадины разделяют горные сооружения, их можно сравнить с межгорными впадинами. Эпиплатформенная моласса имеет более резкую и четкую нижнюю границу, чем эпигеосинклинальная моласса. В пределах Афгано-Таджикской и Ферганской впадин мощная континентальная моласса подстилается (часто со стратиграфическим, а местами и угловым несогласием), карбонатно-терригенными платформенными образованиями. Граница между платформенным и молассовым комплексами соответствует границе между сумсарскими и шурьсайскими слоями или массогетской свитой в Ферганской впадине (верхняя часть олигоцена). Таким образом континентальная эпиплатформенная моласса начинает накапливаться с началом горообразования, сменяя относительно пассивный платформенный режим. Тектоническая реконструкция осуществляется здесь легче, чем в тектонически активных геосинклинальных областях. Эпиплатформенная моласса имеет преимущественно континентальный характер, она имеет грубый состав и мощность до 7-8 и даже до 10 км. Она отражает сильную контрастность тектонических движений в Средней Азии. В прибортовых участках Афгано-Таджикской впадины характерно развитие континентальных олистостромовых толщ, связанных с этими движениями.

В пределах Памиро-Гималайской области имеет место единообразие позднекайнозойских впадин и, начиная с конца олигоцена, приблизительная одновременность их развития, что свидетельствует о единстве процесса орогенеза и их независимости от характера фундамента (т.е. от предистории тектонических элементов). Начало новейшего эпиплатформенного орогенеза и молассообразования в южных районах Средней Азии и многие рубежи внутри орогенного периода коррелируются с аналогичными рубежами (перерывы и несогласия, разделяющие структурно-стратиграфические комплексы, фазы олистромо-образования) как в Центрально-Азиатском горном поясе, так и в эпигеосинклинальной области Карпат. Таким образом, новейший орогенез является единым процессом для эпиплатформенных и эпигеосинклинальных областей.

¹⁾ Геологический институт АН СССР, 109-017 Москва, Пушквский пер. 7

LEONOV, Ju.G.; ŠČERBA, I.G.: Einige Merkmale der oberkänozoischen Molasse im Gebiet der Epiplattform-Reaktivierung des südlichen Mittelasiens

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

Im Gegensatz zum Karpathen-Balkan-Gebiet, wo die oberkänozoische Molasse unmittelbar nach der vorhergehenden Geosynklinalentwicklung akkumuliert wurde, wurde sie im südlichen Mittelasiens als Folge einer rezenten Reaktivierung der epipaläozoischen Plattform in Becken (Afghanisch-Tadjikisches Becken, Fergana-Becken u.a.) gebildet. Diese Becken trennen Bergketten und sind vergleichbar mit Zwischengebirgs-Becken. Die Epiplattform-Molasse hat eine schärfere und deutlichere Untergrenze als die epigeosynklinale Molasse. Im Afghanisch-Tadjikischen und im Fergana-Becken wird mächtige kontinentale Molasse (oft mit einer stratigraphischen Lücke, lokale mit schwachen Winkeldiskordanzen) durch karbonatisch-terrigenen Plattformsedimente unterlagert. Die Grenze von Tafel- und Molassekomplexen wird zwischen den Sumsar- und den Shurisai-(Massaget)-Schichten (zweite Hälfte des Oligozän) gezogen. So ist die kontinentale Epiplattform-Molasse gleichzeitig mit dem Beginn der Gebirgsbildung entstanden und kann auf ein orogenes Regime bezogen werden, daß dem relativ passiven Plattformregime folgt. Seine tektonische Rekonstruktion ist leichter als in den tektonischen aktiven Geosynklinalgebieten nachzuvollziehen. Die Epiplattform-Molasse, eine vorherrschend kontinentale Molasse, ist grobkörnig ausgebildet und bis zu 7-8 bzw. 10 km mächtig. Sie spiegelt die gegensätzlichen tektonischen Bewegungen in Mittelasiens wider. In den randlichen Teilen des Afghanisch-Tadjikischen Beckens sind kontinentale Olisthostrome entwickelt, ebenfalls als Folge dieser Bewegungen.

Im Pamir-Himalaya-Gebiet sind die spätkänozoischen Becken einheitlich und, beginnend mit dem Ende des Oligozäns, annähernd synchron entwickelt, was für eine Einheit der Orogenese und ihrer Unabhängigkeit vom Charakter des Fundamentes (d.h. der Vorgeschichte der tektonischen Einheiten) spricht. Der Beginn der rezenten Epiplattform-Orogenese und der Molassebildung im südlichen Mittelasiens und mehrere Grenzen innerhalb der Orogenperiode korrelieren mit analogen Grenzen (Hiatus und Diskordanzen, die struktur-stratigraphische Komplexe trennen; Phasen der Olistostrombildung), sowohl in dem mittelasiatischen Gebirgs-gürtel als auch in dem karpathischen Epigeosynklinal-Gebiet. So ist die rezente Gebirgsbildung ein allgemeingültiger Prozeß in Epiplattform- und Epigeosynklinal-Gebieten.

LEONOV, Ju.G.; ŠČERBA, I.G.: Some features of Upper Cenozoic molasse in area of epi-platform reactivation in southern Middle Asia

S u m m a r y

Contrary to the Carpathian-Balkan area, where the Upper Cenozoic molasse was accumulated immediately after the preceding geosynclinal development, in southern Middle Asia molasse was formed in basins (Afghan-Tadzhik, Fergana, etc.) produced by recent reactivations of the epi-Paleozoic platform. These basins separate mountain chains and are comparable with intermountain basins. The epi-platform molasse has a sharper and clearer lower boundary than epigeosynclinal molasse. In the Afghan-Tadzhik and Fergana basins, thick continental molasse is underlain (often with stratigraphic break, locally with gentle angular unconformity) by carbonate-terrigenous platform sediments. The boundary of platform and molasse complexes is drawn between the Sumsarian and Shurysai (Massaget) beds (second half of Oligocene). Thus, the epi-platform continental molasse was formed contemporaneous with the start of mountain building, which may be due to the orogenic period following here relatively passive platform regime and tectonic reconstruction easier than in tectonically active geosynclinal areas. Epi-platform, predominantly continental molasse is coarse and thick (up to

7-8 and 10 km), pointing to more contrast movements in Middle Asia. In marginal parts of the Afghan-Tajik basin continental olistostromes are developed also due to contrast movements.

In the Pamirs-Himalaya area, late Paleozoic basins are uniform and approximately synchronous, beginning at the end of Oligocene, which points to unity of orogenesis and its independence of the basement character (the fore-history of tectonic units). The start of the recent epi-platform orogenesis and molasse formation in southern Middle Asia and some boundaries within this orogenic period correlate with analogous boundaries (hiatuses and unconformities separating structural-stratigraphic complexes, phases of olistostrome formation), both in the Central Asia mountain belt, and in the Carpathian epi-geosynclinal area. Hence, recent mountain building is a common process in epi-platform and epi-geosynclinal areas.

Г. Введение

Большая часть объектов исследования рг 3.3 по крайней мере для новейшего периода моласообразования, расположена в областях эпигеосинклинального орогенеза /морфогенеза/. Это прежде всего – Карпато–Балканская область, в которой новейший /неоген–четвертичный/ орогенез и сопровождающий его процесс накопления молассы следует непосредственно за предшествующим геосинклинальным развитием. Неоген–четвертичная моласса в целом залегает здесь на мезозойских–палеогеновых породах геосинклинального происхождения или /в краевых/передовых прогибах и впадинах/ распространяется на соседние платформы, но оставаясь и в этом случае генетически тесно связанной с процессом формирования эпигеосинклинального горного сооружения /эпигеосинклинального орогена, морфогена/.

В противоположность этим областям, рассматриваемая в данной статье южная часть Средней Азии /Афгано–Таджикская, Ферганская впадины и их горное обрамление/ представляют собой область эпиплатформенной активизации. Верхнекайнозойская моласса образовалась здесь во впадинах, возникших в результате новейшей активизации эпипалеозойской платформы. Анализ этой территории позволяет рассмотреть некоторые другие стороны проблемы тектонического режима эпох моласообразования в дополнение к тем, которые /как, например, вопрос о границе флиша и молассы и многое другое/ могут быть изучены в областях эпигеосинклинального орогенеза. Из их числа мы остановимся главным образом на следующем: 1/ особенности начальных этапов эпиплатформенного орогенеза и моласообразования и характер нижней границы молассовых толщ, 2/ некоторые особенности состава и строения молассовых толщ, 3/ корреляция этапов развития эпиплатформенных молассовых впадин между собой и с этапами развития эпигеосинклинальных впадин. Анализ перечисленных вопросов на примере юга Средней Азии представляет особый интерес, поскольку члены рг 3.3 имели возможность познакомиться с этими районами во время полевых работ в 1977 г. / Schwab et al. , 1980/.

2. Тектоническое положение позднекайнозойских впадин юга Средней Азии

Наиболее значительными позднекайнозойскими молассовыми впадинами в этой части Средней Азии являются ферганская и Афгано–Таджикская. Они имеют большие размеры и разделяют крупные горные сооружения. Если сопоставить их со впадинами эпигеосинклинального орогена /морфогена/ Карпато–Балканской области /воспользовавшись при этом терминами в понимании, предложенном для этой области Д. Вашем в соответствии с работой / Buday et al. , 1967 / то по ряду признаков – в основном по размеру и месторасположению – их можно сравнить с межгорными /нем. Intermontane / впадинами типа Паннонской. Кроме этих впадин, внутри разделяющей их горной системы Южного Тянь–Шаня /Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский хребты/ имеются впадины значительно меньшего размера. По большей части они приурочены к зонам крупных позднекайнозойских разрывов и частично заполнены молассой, частично представлены лишь депрессиями в рельефе без

мощных толщ молассы. В какой-то мере они могут быть сопоставлены с внутригорными /нем. *intramontane* / впадинами Карпат.

Ферганская впадина и упомянутые выше небольшие впадины в Южном Тянь-Шане возникли на новейшем /неотектоническом/ этапе в результате тектонической активизации эпипалеозойской платформы. Платформенный чехол мел-палеогенового возраста непрерывно развит по периферии горного сооружения Тянь-Шаня, в том числе в Ферганской впадине, и в виде фрагментов присутствует также внутри горного сооружения.

Представления о тектоническом положении Афгано-Таджикской впадины варьировали – в основном из-за разной оценки её тектонического режима в мезозое и палеогене. Можно, однако, показать, что по типу развития и строению разреза Афгано-Таджикская впадина близка к эпиплатформенной Ферганской впадине, хотя и отличается от неё рядом второстепенных, с этой точки зрения, признаков. В настоящее время мнение об эпиплатформенной природе Афгано-Таджикской впадины разделяется, по-видимому, большинством исследователей /см., например, Леонов, 1967; Туаев, 1964; Хаин, 1979; и мн. др./.

Действительно, фундамент Афгано-Таджикской впадины, также как обрамляющие её поднятия Северного Памира, Западного Гиндукуша и Тянь-Шаня, сложены складчатыми сооружениями варисского-раннемезозойского возраста /с включением более древних массивов/. Выше залегает платформенный чехол, сложенный отложениями верхней юры, мела и палеогена. Специальной оговорки заслуживает здесь, также как и в Ферганской впадине /Сочава, 1965/, нижний мел. В обеих впадинах он сложен мощной толщей красноцветных терригенных отложений /аргиллитов, алевролитов, песчаников/. Они представляют собой молассу, или близкие к молассе образования, еще одного – более раннего – периода активизации, охватившей в раннем мелу не только рассматриваемую площадь, но вообще огромные пространства на территории азиатского континента /Основы тектоники Китая; Атлас палеогеографических карт СССР; Хаин, 1979/. Остальные отложения имеют характер платформенного чехла с большой, но не уникальной для опущенных участков молодых плат, мощностью /подробнее об этом см. Леонов, 1967/.

Несмотря на это в литературе имеются высказывания о том, что в мезозое-палеогене территория Афгано-Таджикской впадины или её часть в полосе, прилегающей к Памиру, входила в состав альпийской геосинклинальной области /например, Муратов, Архипов, 1961/. Однако эти высказывания базируются не столько на характере отложений во впадине, сколько на других – косвенных соображениях. Одно из них заключается в том, что для Северного Памира принимался не варисский-раннемезозойский возраст консолидации, как это ясно в настоящее время /Буданов, 1964; Леонов, 1967; Тектоническая карта Северной Евразии, 1979; и др./, а альпийский /например, Тектоническая карта Евразии, 1966/. И в результате прилегающая к нему часть Афгано-Таджикской впадины рассматривалась в качестве внешнего геосинклинального прогиба альпийского пояса. Вторым соображением является деформированность отложений мезозоя и кайнозоя, которая особенно сильно – до запрокинутых линейных складок с надвигами – возрастает на северо-востоке впадины в зоне Памиро-Алая, где узкая полоса отложений зажата между сближенными массивами Северного Памира и Тянь-Шаня. Следует иметь в виду, однако, что эта деформация связана с новейшими орогенезом; она произошла в неогене-квартере и не имеет отношения к тектоническому режиму мезозоя и палеогена.

Таким образом, все приведенные соображения не противоречат заключению, что Афгано-Таджикская впадина, аналогично остальным позднекайнозойским впадинам рассматриваемой части Тянь-Шаня, образовались на месте эпипалеозойской платформы. Как и Ферганская впадина, она может быть отнесена к группе **межгорных впадин**. При этом начало **новейшей** активизации в конце палеогена- начале неогена на месте Афгано-Таджикской впадины находилась глубокая платформенная впадина, лежащая на восточном продолжении Туранской плиты. Платформенная впадина, но менее прогнутая, находилась и на месте Ферганской впадины. Так что с точки зрения местоположения обе позднекайнозойские впадины являются унаследованными. Вместе с тем, они представляют собой новообразование с точки зрения тектонического режима: момент возникновения этих орогенных впадин соответствует радикальной смене платформенного режима орогенным во всем горном поясе Памира - Тянь-Шаня.

3. Нижняя граница молассы

Для областей эпиплатформенного и эпигеосинклиального орогенеза в общем случае характерен разный тип нижней границы молассовых толщ.

В областях эпигеосинклиального орогенеза переход геосинклиальных комплексов в молассу может быть сильно растянут по разрезу и между ними в этом случае не всегда легко провести определенную границу. Это особенно типично для молассовых впадин, унаследованно развивавшихся на территории поздних альпийских геосинклиальных прогибов, в которых осадконакопление толщ геосинклиального типа продолжалось вплоть до начала орогенеза или даже во время той или иной части орогенного /в целом, для всей области/ этапа. Из-за существования такого рода поздних прогибов, "отмиравших" в разное время на протяжении орогенного этапа, может наблюдаться, кроме того, скольжение во времени границы геосинклиальных и молассовых комплексов. Такая ситуация имеется во многих районах альпийского пояса: так, в Карпатах накопление флиша во внешней флишевой зоне продолжалось местами до раннего миоцена /Андрусов, 1967/, когда в Паннонской впадине и других внутренних впадинах, а также в **Предкарпатском** прогибе, уже накапливалась моласса. На Кавказе моласса /нижняя/ начала накапливаться в начале олигоцена: однако, в отдельных поздних геосинклиальных прогибах Малого Кавказа до среднего олигоцена включительно сохранялся геосинклиальный режим осадконакопления /**Малавовский, 1968, Малавовский, Халил, 1963**/. Аналогичных примеров можно привести множество. Следует упомянуть также о сложностях, связанных с оценкой тектонического режима времени накопления нижней /ранней/ молассы или шира /**шировая** формация Альп, красненская и менилитовая серии Карпат, майкопская серия Кавказа, и пр./, которые сильно отличаются от верхней /поздней, позднеорогенной молассы и в то же время по ряду признаков часто сходны с отложениями глубоко-водных геосинклиальных прогибов. Все эти обстоятельства создают ту проблему разграничения геосинклиальных и орогенных комплексов, изучение которой под условным названием "границы между флишем и молассой" является одной из задач п. 3.3.

Такие вопросы не возникают или решаются проще в случае эпиплатформенного орогенеза. Для "эпиплатформенной молассы" в общем случае характерна более резкая и определенная нижняя граница. В этом можно убедиться, в частности, на рассматриваемом здесь примере впадин юга Средней Азии.

На территории Афгано-Таджикской впадины накопление платформенного комплекса карбонатно-терригенных, преимущественно тонкообломочных отложений заканчивается в олигоцене. Верхние горизонты этого комплекса, относящиеся к эоцену и олигоцену, представлены регрессивной в целом серией отложений. В ней различаются более мелкие седиментационные циклы /Расцветаев, Щерба, 1980/.

Верхняя /регрессивная/ часть последнего платформенного цикла сложена исфарино-ханабадскими /в.эоцен?/ и сумсарскими /н.-ср.олигоцен/ слоями суммарной мощностью 200-250 м.

Выше начинается мощная толща континентальной молассы. В её основании имеется /но местами отсутствует/ размыв, в некоторых районах слабое угловое несогласие. Самая нижняя часть молассового комплекса представлена шурьсайскими слоями /переслаивающиеся красноцветные песчаники, алевролиты и глины, мощностью до 150-200м/, которые датируются верхним олигоценом-нижним миоценом?; над ними залегает мощная толща **красноцветной** молассы бульджуанской свиты /низи миоцена?/ и следующие за ней свиты неогена-квартера^I/. Заметим, что мурьсайские слои тесно связаны с бульджуанской свитой, из состава которой они были выделены /см.Расчленение, 1976/I/.

Бедность органическими **остатками** затрудняет точную датировку отложений, однако граница между платформенным и молассовым комплексами проводится отчетливо между сумсарскими и шурьсайскими слоями, то есть приблизительно на границе среднего и позднего олигоцена или в позднем олигоцене.

Некоторые авторы, в том числе один из авторов данной статьи /Расцветаев, Щерба, 1980; описание типичного разреза Придарвазия в этом сборнике/, всю толщу, включающую исфарино-ханабадские, сумсарские и шурьсайские слои, рассматривают в качестве нижней молассы. Этот вопрос должен рассматриваться отдельно для толщи исфарино-ханабадских и сумсарских слоев, с одной стороны, и шурьсайских слоев, с другой. Говоря о нижней толще, следует отметить, что ни особенности состава, ни мощность /200-250м почти для всего олигоцена/, ни особенности распространения фациальной изменчивости не дают оснований для того, чтобы считать эти отложения молассой и выделять их из состава платформенного чехла. Более правильно рассматривать исфарино-ханабадские и сумсарские слои не как молассу, а как регрессивные маломощные отложения платформенного чехла. Шурьсайские слои, напротив, относятся к молассовому комплексу; они составляют нижние горизонты этого комплекса. Однако, справедливо ли относить их к нижней молассе? Они, действительно, обладают более тонким составом по сравнению с выше лежащими отложениями. Но, с другой стороны, это - **небольшая** по мощности и тесно связанная с вышележащими **отложениями** толща, далеко не обладающая такого рода специфическими особенностями, благодаря которым нижняя моласса отделяется от верхней в Карпатской, Кавказской и др. областях **эпигеосинклинального** орогена. Поэтому, если не стремиться обязательно увязать данный разрез с альпийской, карпатской или кавказской последовательностью комплексов, в которой под верхней /орогенной, позднеорогенной/ молассой залегает нижняя моласса, то особенности шурьсайских слоев самих по себе не дают оснований для отнесения их к нижней молассе.

I/ Мы не приводим здесь подробного описания циклов и литологии отложений, так как эти вопросы рассматриваются в описании типичного разреза верхнекайнозойской молассы Придарвазия /юго-восточный борт Афгано-Таджикской впадины/ - В данном сборнике /см. также Крейденков, Давидзон, 1966; Меламед, 1965; Салибаев, 1971; Расчленение ..., 1976; и др./.

Отчетливая граница между сумсарскими и шурьсайскими слоями соответствует резкой границе между платформенным и молассовым комплексами в Афгано-Таджикской впадине.

Такое же в принципе соотношение молассы с подстилающими комплексами характерно для Ферганской впадины. Разрез платформенного комплекса заканчивается в ней толщей так же исфарино-ханабадских и сумсарских слоев /которые имеют в Ферганской впадине и были первоначально выделены /Вялов, 1936/. Выше начинается разрез молассы. Её нижняя часть представлена красноцветной массагетской свитой, с нижними горизонтами которой сопоставляются, по-видимому, отложения шурьсайских слоев.

Таким образом, в рассматриваемых здесь впадинах, также как в других аналогичных структурах, переход от домолассовых отложений к молассе происходит, во-первых, быстро /не растянут по разрезу/ и, во-вторых, континентальная моласса начинает накапливаться не с опозданием, а сразу – одновременно с началом горообразования. Велик, кроме того, сам контраст между отложениями платформенного чехла и орогенными отложениями.

Указанная резница в характере нижней границы молассы в эпиплатформенных и эпигеосинклинальных областях имеет естественное объяснение. Она связана, очевидно, с тем, что в одном случае орогенный режим сменяет относительно пассивный, спокойный платформенный режим /которому морфологически отвечает слабо расчлененный равнинный рельеф суши или эпиконтинентального морского бассейна/. Именно в результате своей предыдущей пассивности платформенные области чутко реагируют на активизацию тектонических движений. В другом случае орогенный режим накладывается на геосинклинальную-тектонически активную /и, соответственно, обычно с более контрастным рельефом/ область. В этом последнем случае должно пройти какое-то время, чтобы орогенный режим "переломил" предшествующие тенденции и преобразовал /в частности и путем заполнения остаточных, поздних прогибов/ источники сноса и зоны аккумуляции геосинклинального типа и плана в элементы орогенного типа /горные массивы, межгорные впадины/. Видимо в этом "противоборстве" и заключается специфика того этапа, которому соответствует время формирования нижних моласс. В случае эпиплатформенного орогенеза такой "переходный" этап отсутствует, и, соответственно, отсутствует нижняя моласса.

4. Некоторые особенности разреза

Имеются определенные различия в составе и мощности эпигеосинклинальных моласс и моласс областей эпиплатформенной активизации. Из характерных отличительных черт эпиплатформенных моласс юга Средней Азии заслуживают упоминания прежде всего следующие.

Во-первых, обращает на себя внимание большая мощность молассы: в Припамирских /Придарвазских/ районах на юго-востоке впадины мощность неоген-четвертичного молассового комплекса достигает до 7–8 км, а южнее – в Афганистане – указываются даже большие цифры /до 10 км/. Такого же порядка мощность этого интервала /до 7,5 км/. установлена в центральной части Ферганской впадины. Эти цифры больше мощности эпигеосинклинальных моласс в европейских альпидях /3 км в Придальнийском прогибе, 4–5 км в Паннонской впадине, до 4–5 км в межгорных впадинах Кавказа и т.д./. В сочетании

с большими высотами **горных** массивов /5-6 и более км/ это указывает на значительно более сильную контрастность движений в Средней Азии.

Во-вторых, для рассматриваемых впадин характерен более грубый состав молассы, особенно для Афгано-Таджикской впадины, где преобладают породы гравийно-галечной размерности, и исключительно **континентальный** состав отложений - морские разности в них отсутствуют. Очень широко развиты красочетные отложения; их удельный вес особенно велик в Ферганской впадине, тогда как в Афгано-Таджикской впадине верхняя **половина** разреза представлена в основном сероцветными конгломератами.

В-третьих, для прибортовых участков Афгано-Таджикской впадины характерно развитие континентальных **олистостромовых** толщ; возможно, они имеются и в Ферганской впадине, но последняя с этой точки зрения не изучена. Наличие здесь континентальных олистостромов в меньшей степени распространенных в эпигеосинклинальных бассейнах, связано в первую очередь с большой мощностью моласс в эпиконтинентальной области: в условиях быстрого и мощного накопления создавались условия **для** захоронения олистостромов. Их появлению способствовала также большая **контрастность** движений.

Наконец, отметим, полное отсутствие в рассматриваемой области верхнекайнозойских вулканических пород. Это, однако, не является отличительной особенностью областей эпищатформенной активизации, во многих из которых имеется **интенсивный** вулканизм /Байкальский район и многие другие/. Также и эпигеосинклинальный орогенез может сопровождаться, а может не сопровождаться вулканической деятельностью.

5. Корреляция этапов развития молассовых впадин.

Одним из важных направлений изучения тектонического режима эпох молассообразования является межрегиональная корреляция тектонических движений. С её помощью выявляются хронологические закономерности в истории развития разных орогенных областей. Используя материал по рассматриваемым здесь впадинам, можно провести сравнение возраста движений в области эпищатформенной активизации Средней Азии с движениями в других районах Памиро-Гималайского сектора Центрально-Азиатского горного пояса, во-первых, и с движениями в европейских альпидях, во-вторых. Это сравнение дает материал для понимания того насколько связаны друг с другом процессы орогенеза в разных областях и разных тектонических элементах.

Центрально-Азиатский горный пояс в данном сечении включает территорию от Северного Тянь-Шаня на севере до Гималаев на юге. Здесь находится несколько крупных межгорных и предгорных впадин и прогибов, включая Предгималайский и другие предгорные прогибы, и ряд более мелких /внутригорных/ впадин, образовавшихся на этапе новейшей активизации. Точность стратиграфического сопоставления разрезов **этих впадин невелика**, так как заполняющие их континентальные отложения бедны органическими остатками, а физические методы определения возраста и корреляции пока используются мало /за исключением Афгано-Таджикской и Ферганской впадин, в которых расчленение молассы опирается, кроме обычных палеонтологических методов, также на дающие хорошие результаты палинологический и палеомагнитный **методы** - см. Пеньков и др., 1976; Пеньков, Пенькова, 1973/. Поэтому сейчас было бы преждевременно говорить о точном прослеживании отдельных рубежей. Однако, для периода молассообразования в целом можно констатировать приблизительно одновременное его начало в большинстве крупных впадин. Как было показано Д.П.Резвым /1964/ и другими авторами /Тектоника

Евразии/, накопление молассы, коррелятивной новейшему орогенезу, в большинстве впадин – независимо от их географического и тектонического местоположения – началось в олигоцене /скорее всего в конце олигоцена/ начале неогена, также как в Афгано-Таджикской и Ферганской впадинах /см.рис. 2 на стр. 55 упомянутой работы Д.П. Резвого/. Вероятно, имеет место скольжение во времени этой границы при переходе от района к району., однако установить величину скольжения при современной точности межрегиональной стратиграфической корреляции трудно. Очень приблизительная, прикидочная оценка для Средней Азии и Казахстана, по данным С.А.Несмеянова /1977/, дает максимальную величину интервала, в котором возможно скольжение времени начала новейшего молассо- и горообразования, порядка 5–8 млн.лет / в пределах арало-турмейского горизонта региональной стратиграфической схемы, примерно соответствующего верхам хатского яруса – нижнему миоцену /бурдигалу, карпату/ Паратетиса.

Подчеркнутое Д.П.Резвым **единообразие** и приблизительная одновременность развития позднекайнозойских впадин Памиро-Гималайской области, сочетающаяся с гетерогенностью их основания, приводит к выводу о единстве процесса орогенеза и сопровождающего его молассообразования на этой территории и о его **независимости** от характера основания или, иначе говоря от предистории отдельных тектонических элементов.

Вывод о приблизительной одновременности орогенных движений может быть расширен путем сравнения данных по впадинам юга Средней Азии с более удаленными /и по расстоянию и по особенностям геологической истории/ европейским областям /Карпаты и пр./. При этом возможно как прямое сопоставление – частично используя данные палеонтологии, включая палинологические, и главным образом по палеомагнитным датировкам, так и последовательная корреляция разрезов рассматриваемых впадин, через Копетдаг и Каспийский бассейн, с разрезами Паратетиса. Оба указанные пути взаимно дополняют и **контролируют** друг друга.

Корреляция разрезов верхнекайнозойской молассы Афгано-Таджикской впадины и Копетдага, с применением ритмо-стратиграфического метода и всех имеющихся данных по датировке толщ, недавно выполнена Л.М.Расцветаевым и И.Г.Шербой /1980/.

Прослеживая примерно изохронные структурно-стратиграфические комплексы, а также трансгрессирующие и регрессирующие серии внутри последних, Л.М.Расцветаев и И.Г.Шерба /1980/, пришли к выводу о принципиальной общности ритма **тектонических** движений Копет-Дага, Тянь-Шаня и Памира в эпоху новейшего орогенеза. Установленные ими перерывы и несогласия, разделяющие структурно-стратиграфические комплексы моласс юга Средней Азии и отражающие ритмичность в накоплении и деформации моласс, **согласуются** с ритмичностью Кавказских и карпатских моласс. Повсеместно здесь выдерживается 4 ¹⁾ крупных тектоно-седиментационных цикла, каждый из которых начинается с резкого погружения /**трансгрессирующая часть цикла**/ и заканчивается воздыманием /регрессирующая часть цикла/ отдельных отрезков Альпийского пояса. Это – ниже? – средне-верхнемиоценовый /большуанская,

1) В областях эпигеосинклинального развития орогенного комплекса выделяется еще два цикла: олигоценый и нижнемиоценовый, также прослеживающиеся по всей **европейской** части пояса.

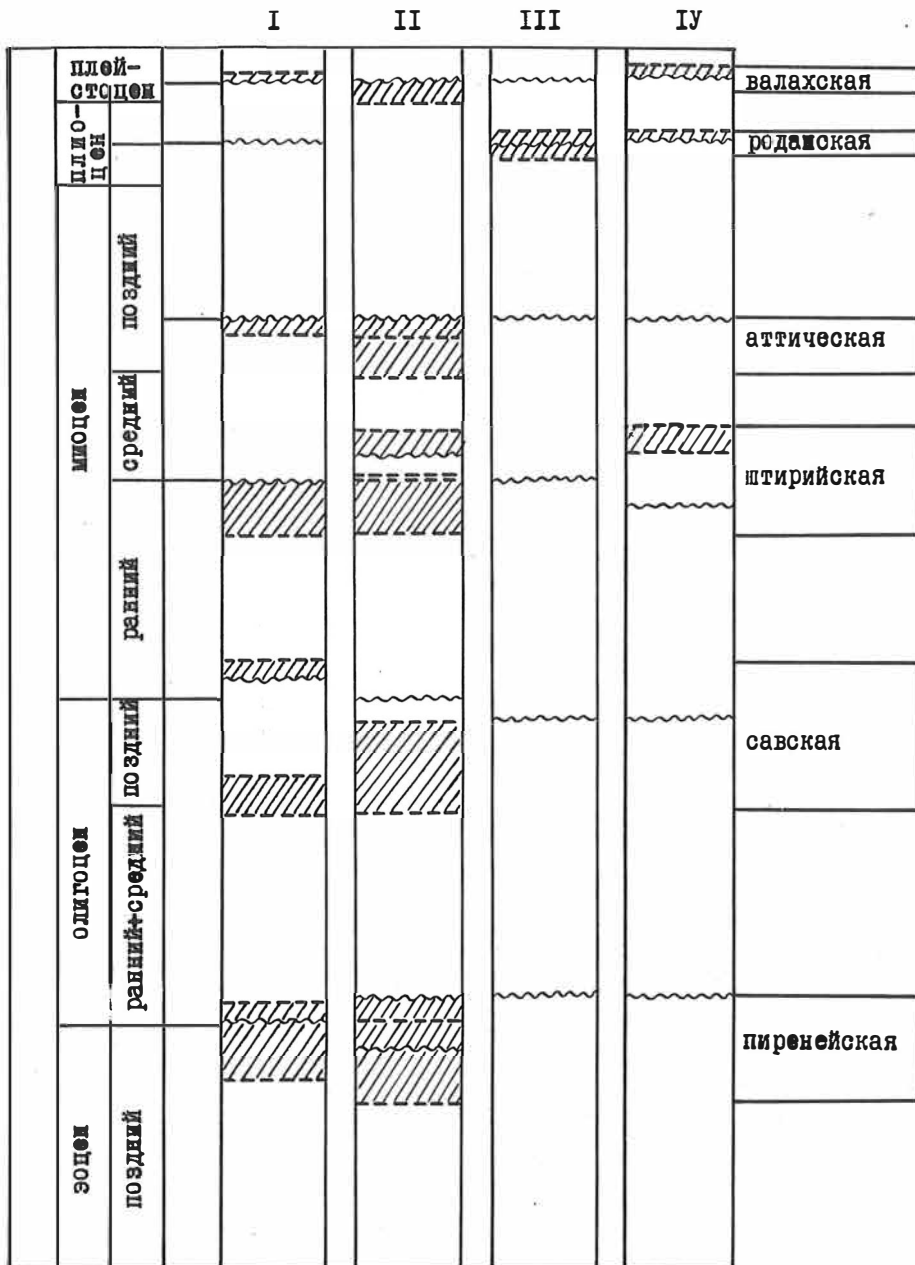


Рис. I. Уровни олистостромообразования (косая штриховка) и основные несогласия (волнистая линия) Карпат (I), Кавказа (II), Копетдага (III), Афгано-Таджикской впадины (IV).

(Составила И.Г.Щерба).

Справа - орогенические фазы, по Г.Штилле с учетом современных материалов.

хингоуская, тавильдаринская свиты Афгано-Таджикской впадины, см. описание разреза впадины в этом сборнике/, верхнемиоценовый-нижнеплиоценовый /каранакская свита/, верхнеплиоценовый /полизакская, куруксайская, кайрубакская свиты/ и шлейстоценовый /кызылсуйская свита/ циклы. С этапами резкого погружения и воздымания связано образование олистостромов, проявляющихся эпизодически в виде фаз олистостромообразования. В частности, олистостромы, распространенные в отложениях тавильдаринской свиты Афгано-Таджикской впадины /в.сармат/ и олистостромы куруксайской свиты /акчагыл/ появляются одновременно с олистостромами во многих других частях Альпийского пояса /рис.1/. Наконец, весьма показательно, что стратиграфическое положение границы между указанными выше структурно-стратиграфическими комплексами приблизительно, с точностью допускаемой точностью стратиграфической корреляции, соответствует положению орогенических фаз, выделенных Г.Штилле для Западной Европы - савской, штирийской, аттической, роданской, валахской /см. рис.1/.

Таким образом, начало новейшего эпиплатформенного орогенеза и молассообразования в южных районах Средней Азии, а также ряд рубежей внутри этого орогенного периода коррелируется с аналогичными рубежами не только в других районах отрезка Центрально-Азиатского горного пояса, включающего разнородные тектонические элементы в том числе и позднеальпийские геосинклинальные прогибы, но и в альпийской по возрасту консолидации эпигеосинклинальной области Карпат. Это приводит к заключению, что новейший орогенез является единым процессом для эпиплатформенных /или, говоря шире, внеальпийских/ областей и эпигеосинклинальных /альпийских/ областей /Леонов, 1972/.

6. Заключение

Сравнение молассы и истории формирования орогенных /молассовых/ впадин в областях эпигеосинклинального и эпиплатформенного орогенеза показывает, что между ними имеется как определенное различие, так и большое сходство. При этом разница проявляется главным образом во второстепенных особенностях, таких как гранулометрический состав отложений, отчасти мощность и т.д., в то время как общим для них оказываются более важные, принципиальные особенности. Одна из них, очень показательная, заключается в отмеченной выше одновременности движений и главных этапов истории развития молассовых впадин в разных областях. Эта одновременность в совокупности с близким в главном характером молассовых толщ /что было специально подчеркнуто С.С.Шульцем, 1958/, приводит к заключению, также уже отмеченному выше, что новейший орогенез в эпигеосинклинальных и эпиплатформенных областях представляет собой единый процесс. Имеющиеся же различия естественно объясняются тем, что этот единый процесс орогенеза захватывает области с разным строением и разным тектоническим режимом, которые не могут не оказывать на него влияния.

С этим связано и то, что именно области эпиплатформенной активизации представляют особый интерес для изучения орогенеза: в них орогенный режим проявляется в наиболее чистом виде. Тогда как в эпигеосинклинальных областях орогенный режим может в большей или меньшей степени сочетаться с остаточной геосинклинальной подвижностью; в таких областях в чистом виде орогенный режим характерен обычно лишь для позднеорогенной стадии.

Литература

- АНДРУСОВ, Д.Н.: Очерк геологии Западных Карпат.
В: Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат.
Братислава: 1967, с. 5-30.
- Атлас палеогеографических карт СССР.
- БУДАНОВ, В.И.: Основные черты истории развития магматизма Памира.
В: Материалы по геологии Памира. Вып. 2.
Душанбе: Ирфон 1964.
- ВЯЛОВ, О.С.: Мел и палеоген Ферганы.
В: Материалы Таджикско-Памирской экспедиции. Вып. 47.
Ленинград: 1936, 46 с.
- КРЕЙДЕНКОВ, Г.П.; ДАВИДЗОН, Р.М.: К стратиграфии верхнеэоценовы и олигоценых отложений Таджикской депрессии.
Сов. Геол., Москва (1966) 2, с. 78-91.
- ЛЕОНОВ, Ю.Г.: Тектоническая эволюция Афгано-Таджикской впадины и Северного Памира.
Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., Москва 42 (1967) 4, с. 5-21.
- ЛЕОНОВ, Ю.Г.: Новейшая активизация и альпийский орогенез.
Геотектоника, Москва (1972) 2, с. 3-14.
- МЕЛАМЕД, Я.Р.: Основные закономерности геологического и палеогеографического развития Таджикской депрессии в неогеновом периоде.
В: Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана. Вып. 1.
Душанбе: Ирфон (1965), с. 75-82.
- МИЛАНОВСКИЙ, Е.Е.: Новейшая тектоника Кавказа.
Москва: Недр 1968, 483 с.
- МИЛАНОВСКИЙ, Е.Е.; ХАИН, В.Е.: Геологическое строение Кавказа.
Москва: Изд МГУ 1963. 356 с.
- МУРАТОВ, М.В.; АРХИПОВ, И.В.: О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии.
Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., Москва 36 (1961) 4
- НЕСМЕЯНОВ, С.А.: Корреляция континентальных толщ.
Москва: Недр 1977. 198 с.
- Основы тектоники Китая.
Москва: Госгеолтехиздат 1962. 527 с.
- ПЕНЬКОВ, А.В.; ГАМОВ, Л.Н.; ДОДНОВ, А.Е.: Сводный палеомагнитный разрез верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений бассейна р. Кызылсу (Южный Таджикистан).
Изв. АН СССР, сер. геол., Москва (1976) 9, с. 33-43.
- ПЕНЬКОВ, А.В.; ПЕНЬКОВА, А.М.: Опыт накопления характеристики палинологических и палеомагнитных реперов в неогеновых толщах Юго-Западного Таджикистана.
В: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана.
Душанбе: Дониш 1973. с. 192-200.
- РАСЦВЕТАЕВ, Л.М.; ЩЕРБА, И.Г.: Структурно-стратиграфическая корреляция этапов накопления и деформации моласс (на примере юга Средней Азии).
В: Проблемы глобальной корреляции геологических явлений.
Труды. Геол. Инст. АН СССР, Москва 340 (1980), с. III-132.
- РЕЗВОЙ, Д.П.: О тектонической природе западной части Памиро-Гималайского-Куньлуньского неотектонического поднятия.
В: Тектоника Памира и Тянь-Шаня.
Москва: Недр 1964. с. 49-68.
- САЛИБАЕВ, Г.Х.: Типы разрезов палеогеновых отложений Таджикской ССР и сопредельных районов.
Докл. АН Тадж. ССР, Душанбе 14 (1971) I

- СОЧАВА, А.В.: Литология, стратиграфия и условия образования красноцветной формации мела Ферганы.
В: Меловые континентальные отложения Ферганы.
Ленинград: Наука 1965. 1000 с.
- Тектоника Евразии.
Москва: Наука 1966.
- Тектоническая карта Евразии, 1 : 5 000 000, А.Л. ЯНИН (гл. ред.).
Москва: 1966.
- Тектоническая карта Северной Евразии, 1 : 5 000 000, А.В. ПЕВЧЕВ; А.Л. ЯНИН (гл. ред.).
Москва: 1979.
- ТУАЕВ, Н.П.: Верхнеамударьинская впадина как пример активизированной платформы в связи с вопросом нефтегазоносности.
В: Тектоника Памира и Тянь-Шаня.
Москва: Наука 1964. с. 95-109.
- ХАИН, В.Е.: Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия.
Москва: Недра 1979. 352 с.
- ШУЛЫЦ, С.С.: Современные области горообразования, их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры.
В: Научные доклады Высшей школы, геол.-географ. науки. Вып. I.
Ленинград: 1958.
- BUDAY, T. ET AL.: Regionali geologie CSSR, II, zv. 2.
Praha: Ústr. ústav geol. 1967, 651 str.
- SCHWAB, G; KATZUNG, G.; LUDWIG, A.O.; LÜTZNER, H.: Neogene Molassesedimentation in der Tadžikischen Depression (Tadžikische SSR).
Z. angew. Geol., Berlin 26 (1980) 5, S. 225-237.

Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam (1983) 77

Характерный механизм образования олистостромов
в эпоху горообразования.

И. Г. Щерба ¹⁾

Резюме

На ранних стадиях эпохи горообразования формирование олистостромов связано преимущественно с оползанием фронтальных частей тектонических покровов, которые претерпевали значительные латеральные перемещения. На орогенных стадиях образование олистостромов связано преимущественно с расплющиванием и растеканием антиизостатически растущих поднятий. Они возникают не только в процессе оползания брекчий и гравитационных покровов с поверхности орографических уступов, но и в результате выдавливания сходных с ними по морфологии образований из внутренних частей ранее расчлуженных массивов. Такой механизм образования был впервые установлен для миоценовых олистостромов Афганско-Таджикской неотектонической впадины. Олистостромы здесь представлены хаотической брекчией блоков известняков и пластинами известняков площадью до 50 кв.км.

Происхождение крупных и мелких обломков, наблюдаемых в олистостромовых толщах, связано с породами фундамента, который интенсивно нарушен горизонтальными и вертикальными брекчированными зонами и нарушениями, рассекающими его на мелкие тектонические пластины. Во внутренних частях массива наблюдается непосредственный переход тектонических пластин и брекчий в осадочные толщи. Характерным является тот факт, что тектонические пластины, находящиеся на более низком гипсометрическом уровне, первыми попадают в обломочную толщу, это позволяет предположить, что они были выдавлены из исходной толщи массива.

Яркий пример оползания выжатых из основания расчлуженного массива пластин представляют олистостромы Южного берега Крыма. Это гигантские изолированные пластины брекчированных пород известняков принадлежат породам, распространенным южнее уступа Главной гряды Крымских гор. Уступ имеет высоту порядка 1 км и сложен известняками нижнего оксфорд-кимммериджа, а местами титона. В отличие от этого олистостромы представлены лишь известняками оксфорда, перекрывающими через поверхности разломов породы триаса, нижней и средней юры. Эти отторженцы распространены только у подножья тех участков гор, где развиты надвиги запад-северо-западного простирания. В поднятых крыльях этих разломов нижнемелового возраста в новейший этап образовалась серия пологих тектонических пластин. Пластины автономно перемещались к югу, к обрывистому краю гор. Они разбиты вертикальными трещинами, превращающимися к краю в зияющие провалы. Блоки, расположенные в низах разреза, смещаются дальше всего в направлении моря. В нижних пластинах оседание и расползание известняков наиболее интенсивно, возникают целые зоны брекчированных обломков.

Таким образом, основная масса олистостромов зарождается внутри тектонических чешуй в результате их разделения на мелкие пластины и внутреннего брекчирования пластин, еще не вышедших на поверхность. Движение этих пластин и брекчий в сторону прогиба на краю

¹⁾ Геологический институт АН СССР, 109-017 Москва, Пушквский пер. 7

горного сооружения приводит к их постепенному выдавливанию на поверхность, при этом происходит их отрыв от материнских пород и захоронение в виде осадочных образований. Это процесс максимально развит в подошве тектонических чешуй, откуда выдавливается основная масса олистостромов.

ŠCERBA, I.G.: Der Typ des Mechanismus der Olisthostrombildung in
orogenen Epochen

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

In den frühen Entwicklungsstadien der Faltengebiete ist die Bildung von Olisthostromen hauptsächlich an tektonische Deckstirnen mit beträchtlichen lateralen Verschiebungsbeiträgen gebunden. In den Tektogenstadien wird sie von Druckfließen und anti-isostatischem Aufstieg der Hebunggebiete begleitet. Olisthostrome entstanden nicht nur durch Brekzierung von Gravitationsdecken, sondern auch durch das Herauspressen in sich verschuppter Gesteinspakete aus dem Gebirgsinneren.

Dieser Mechanismus wurde ursprünglich für miozäne Olisthostrome im neotektonischen Afghanisch-Tadjikischen Becken erkannt. Die Olisthostrome werden hier durch chaotische Kalkbrekzien-Körper und Kalkplatten bis zu 50 km² Größe repräsentiert. Die Herkunft der groben und feinen Bruchstücke der Olisthostromablagerungen kann hier durchweg aus intensiv gestörten und in dünne tektonische Platten zerlegte Fundamentalschollen abgeleitet werden. Im Inneren der Gebirgsmassive ist ein direkter Übergang der Platten und Brekzien in sedimentäre Folgen zu beobachten.

Ein eindrucksvolles Beispiel für Gleitplatten, die aus zerschuppten Massiven herausgepreßt wurden, stellen die Olisthostrome an der Südküste der Krim dar. Es sind riesige isolierte Massen von zertrümmerten, oft brekzienartigen Kalken, die südlich der Abdachung des Krim-Gebirges vorkommen. Dieser Steilrand ist nahezu 1 km hoch und setzt sich aus Unteroxford-Kimmeridge, stellenweise aus Tithon-Kalksteinen zusammen. Dagegen bestehen die Olisthostrome nur aus Oxford-Kalken.

Die im Hangenden der Unterkreide vorkommende Serie tektonischer Platten ist in rezenter Zeit gebildet worden. Die Platten bewegten sich unabhängig voneinander in südlicher Richtung gegen den Steilrand des Gebirges. Sie sind an vertikalen Rissen zerbrochen, die zu klaffenden Spalten zwischen den den Hang hinuntergleitenden Blöcken werden. Die am tiefsten in der Schichtfolge liegenden Blöcke bewegten sich am weitesten in Richtung Meer. Die unteren Platten wurden durch Druckfließen und Kriechbewegungen am intensivsten deformiert; ganze Einheiten der Kalksteine wurden brekzienartig zertrümmert.

Der Hauptteil der Olisthostrome innerhalb der tektonischen Platten ist durch Zerlegung in dünneren Platten und durch interne Brekzienbildung von Platten entstanden, die nicht die Tagesoberfläche erreichten. Als Ergebnis des allmählichen Herauspressens an die Oberfläche, sind die Platten heute isoliert von ihrem Herkunftsgestein wie ein sedimentäres Schichtglied in die Schichtfolge eingeschaltet. Dieser Prozeß ist am intensivsten an der Basis der Platten, von wo auch der Hauptteil der Olisthostrome abgeleitet wird.

ŠCERBA, I.G.: Typical mechanism of olistostrome formation in orogenic epochs

S u m m a r y

At early stages of development of folded areas the formation of olistostromes is related mainly to sliding of frontal parts of tectonic nappes that underwent considerable lateral displacement. At orogenic epochs it is accompanied by crushing and flowage of anti-isostatically rising uplifts, which results not only in sliding of breccia and gravity nappes off the surface of orographic scarps, but also in squeezing morphologically similar formations out of the interior parts of earlier imbricated massifs.

This mechanism was originally established for Miocene olistostromes in the Afghan-Tadjik neotectonic basin. The olistostromes represented here by chaotic calcareous breccia bodies and limestone plates up to 50 km² in area occurring along the flanks of the basin in front of scarps in the pre-molasse basement or overlying tectonic nappes among the surrounding uplifts in erosional-tectonic depressions. Origin of coarse and fine fragments observed in the olistostrome strata can be traced throughout the basement most intensely disturbed both by horizontal and steep brecciation zones and by faults dividing them into thin tectonic plates. One can see also the direct transitions of tectonic plates and breccia from the interior of the massifs into the sedimentary sequence. It is remarkable, that tectonic plates occurring at lower levels, were the first to get into the sedimentary strata, which points to their being squeezed out of the mother rock. The plates moved upon a very gentle, nearly horizontal surface, their attitude remaining unchanged when passing into the sediments.

A striking example of sliding plates squeezed out of the imbricated massif are olistostromes on the southern coast of the Crimea, huge isolated masses of crushed, often brecciated limestone, occurring south of the Crimea Mts. scarp. The scarp nearly 1 km high is composed of Lower Oxfordian-Kimmeridgean, in places Tithonian, limestones, whereas the olistostromes comprise only Oxfordian limestones overlying the shear plane of Triassic, Lower and Middle Jurassic rocks. These massif-outliers occur only at foots of those parts of the mountains where WNW overthrusts are developed besides the orthogonal system of shear. In hanging walls of these faults developed in the Lower Cretaceous, a series of horizontal tectonic plates was formed in recent times, separated by split zones that on the whole do not disturb the stratigraphic sequence. These plate-members move independently south towards the scarp. They are broken by vertical fractures and resemble a ramifying glacier tongue. The fractures are widest at the scarp edge where they become gaping clefts between blocks sliding down the slope. Each lowest block moves further and further towards the sea, the lower plate, as if squeezed from under the limestone sequence, disappearing under the sea waters. In the lower plates the flowage and creeping of limestones is most intense, entire units of this rock being brecciated.

This bulk of olistostromes is generated within tectonic plates as a result of their separation into thinner plates and internal brecciation of those plates that have not reached the day surface. The movement of the plates and breccia towards the trough at the margin of a mountain structure results in their gradual squeezing out on the surface, tearing them off the mother rock and burial as sedimentary strata. The process is most intense at the base of the plates, from where the bulk of olistostromes is derived.

Олистостромы, формирующиеся в эпоху горообразования, широко распространены в кайнозойских отложениях Альпийской области (Шерба, 1980). В конце палеогена и начале неогена их образование связано преимущественно с оползанием фронтальных частей тектонических покровов, которые перемещались под действием гравитации в оформлявшиеся молассовые прогибы. Этот процесс близок к образованию олистостромов во флишевых прогибах (Леонов, 1976), многие из которых продолжали развиваться в это время. Однако в конце среднего миоцена в интервале времени между 12 и 9 млн. лет (тортонский век Средиземноморья, сарматский – области Восточного Паратетиса) происходит **переход** от обстановки общего сжатия и тектонического сучивания к росту горных поднятий. В области Восточного Паратетиса и Центрально-Азиатского орогенического пояса в это время все зоны складчатых областей выходят из-под уровня и в компенсированных предгорных и межгорных прогибах начинается накопление грубых моласс. В образовании олистостромов по-прежнему ведущую роль играет развитие сопряженных прогибов и поднятий. Однако действие гравитации в это время проявляется в несколько иной форме: в расплющивании и растекании антиизостатически **растущих** поднятий. В результате происходит не только оползание с поверхности орографических и тектонических уступов потоков брекчий или крупных пластин – **отторженцев** гравитационных покровов, но и выдавливание сходных с ними по морфологии образований из внутренних частей ранее расчлуженных массивов.

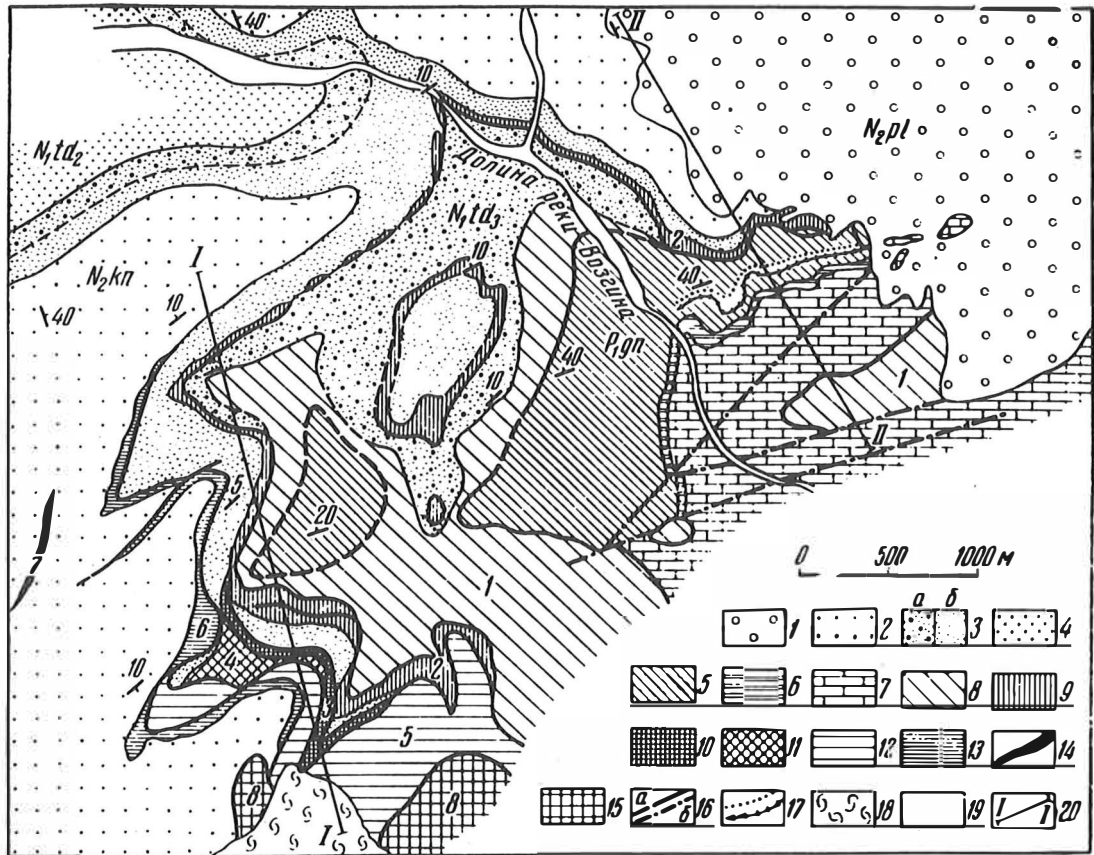
Впервые такой механизм образования был установлен для миоценовых олистостромов Афгано-Таджикской неотектонической впадины, заполненной мощной толщей наземных моласс (Шерба, 1975). Здесь олистостромы, распространенные вдоль бортов впадины, представлены пластообразными телами хаотических брекчий, состоящих преимущественно **из обломков пород**, выступающих в прилежащих частях домолассового основания и крупными пластинами (олисто-плаками) известняков, площадью до 50 кв. км, которые чередуются с пакетами речных конгломератов. Повсюду в породах основания в связи с происходящим в них сильнейшим тектоническим раздроблением можно проследить зарождение внутри толщи материнских пород крупных и мелких обломков, пластин, обнаруживаемых затем в толще олистостромов.

На восточной окраине депрессии обнаруживается уникальный объект, в котором удается наблюдать непосредственные переходы тектонических пластин и тектонических брекчий из внутренних частей массива палеозойских пород в осадочную толщу (рис. 1).

Здесь в верховьях р. Возгина неогеновые отложения, включающие мощные тела хаотических брекчий и крупные оползневые пластины пермских известняков, располагаются перед уступом в этих известняках, фиксирующемуся по резкому сокращению мощности молассы и несогласному налеганию конгломератов на породы основания (рис. 2, рис. 3, разрез 2). Неогеновые породы слагают асимметричную синклиналь, в строении которой участвуют отложения верхнего миоцена-плиоцена (тавильдаринская, каранакская и полизакская свиты, см. описание разреза Афгано-Таджикской впадины). В нижней части тавильдаринской свиты (нижняя и средняя подсвиты) залегают красновато-серые грубообломочные конгломераты с преобладающими известняковыми **окатышами**, которые близ контакта с палеозоем быстро уменьшаются в мощности, выклиниваются



Рис. I Схема расположения олистостромов с обломочным материалом эндогенного происхождения



2

Рис. 2. Геологическая карта верховьев р.Возгина (хр.Дарваз)

1-4 - неогеновые отложения: 1 - полизакская свита, 2 - каранакская свита, 3 - олигостромовая толща, соответствующая верхнетавильдаринской подсвите (а - нижний олигостром, б - верхний олигостром), 4 - среднетавильдаринская подсвита; 5 - палеозойские известняки в автохтонном залегании; 6 - плитчатые известняки сафетдаронской свиты, 7 - массивные известняки сафетдаронской свиты; 8 - палеозойские известняки в аллохтонном залегании: 8 - первый покров, 9 - второй покров, 10 - третий покров, 11 - четвертый покров, 12 - пятый покров, 13 - шестой покров, 14 - седьмой покров, 15 - восьмой покров, 16 - разломы (а - пологие, б - крутые); 17 - маркирующие горизонты известняков и песчаников в гундаринской свите, 18 - ледник; 19 - четвертичный аллювий, 20 - линии разрывов, изображенных на рис. 3. Цифрами обозначены разные тектонические покровы.

и прислоняются к палеозойскому фундаменту, а сверху – плохосортированные крупновалунные конгломераты с линзами конгломерато-брекчий (верхняя подсвита), в направлении палеозойского основания замещающиеся хаотическими известняковыми брекчиями олистостромовой толщи, которые с несогласием налегают на пермские известняки. На брекчии, прислоняясь к их поверхности, ложатся конгломераты каранакской свиты. Породы основания, на которые ложатся неогеновые молассы, представлены двумя толщами палеозойских известняков (**гундаринской и сафетдаринской** свитами). Эти известняки залегают в виде трех тектонических **покровов**, которые в 1,5–2 км от края впадины распадаются на более мелкие тектонические пластины, разделенные зонами тектонических брекчий.

В юго-западной части синклинали взаимоотношения палеозойских и неогеновых толщ можно наблюдать в едином разрезе (рис.2, рис.4). На правом берегу р.Возгина видно, как нижняя тектоническая пластина известняков, полого погружаясь на северо-запад, перекрывает известняки сафетдаринской и гундаринской свит перми, вероятно находящиеся в автохтонном залегании. Пластина имеет мощность до 150 м и прослеживается по падению на 2 км. На **нарушенную** поверхность известняков этой пластины ложатся хаотические брекчии нижнего олистострома тавильдаринской свиты, сложенные обломками того же известняка, но резко отличающиеся от пластины по текстурным признакам. В брекчии наблюдается грубая **слоистость**, определяющаяся изменением состава цемента и величины обломков. Слои брекчий наклонены на северо-запад под углом 10–15°, так же, как и пластина тектонического покрова. Согласно залегание тектонического покрова и брекчий нарушается лишь у края выходов палеозойского фундамента, где покров залегают круче, и брекчии прислоняются к нему (см. рис.3 кровлю покрова "I"). Известняки нижней пластины обнажены на большей площади. Многие склоны известнякового массива сложены их отпрепарированной верхней поверхностью, не совпадающей со слоистостью известняков.

Над сглаженной поверхностью нижней **пластины** возвышаются обрывистые **скалы-останцы** вышележащих пластин. Нижняя из них ("2" на рис. 2, 3, 4), прослеживаемая непрерывно по падению на 4 км, **практически** не меняя залегания, и без нарушения сплошности переходит внутрь осадочной толщи, где по поверхности срыва ложится на известняковые брекчии, перекрывающие первую пластину. Внутри брекчии она прослеживается на 3 км и имеет площадь около 12 кв.км. Ее мощность составляет от 3–4 до 20–30 м. Подошва и кровля известняковой пластины на большом протяжении вытянута параллельно с напластованием осадочных пород. Брекчии вышележащего олистострома залегают на брекчированной поверхности известняка без следов срыва на границе. В направлении палеозойского массива верхние слои этой брекчии перекрывают более нижние и ложатся непосредственно на известняковую пластину. В самой юго-восточной части синклинали на ней залегают каранакские, а потом даже полизакские конгломераты. Таким образом, вторая известняковая пластина с одной стороны является нормальным членом разреза неогена (по существу они ничем, кроме размеров, не отличается от других олистолитов в тавильдаринской олистостромовой толще), а с другой – является частью тектонического покрова, по поверхности срыва перекрывающего нижележащие тавильдаринские брекчии и палеозойские известняки. Ее перемещение по поверхности брекчий было весьма активным. Несмотря на то, что пластина на всем протяжении прослеживается как единое целое, она не представляет собой монолитный слой известняков. Известняки развиты большим количеством трещин на линзы, чешуи протяженностью от 3–4 до 10–15 км. Некоторые трещины, волнисто искривляясь, идут в общем параллельно подошве и кровле пластины, другие располагаются наклонно, пересекая ее от подошвы до кровли. Величину и характер перемещения по рассекающим пластину трещинам оценить не удастся, но о наличии перемещений говорят

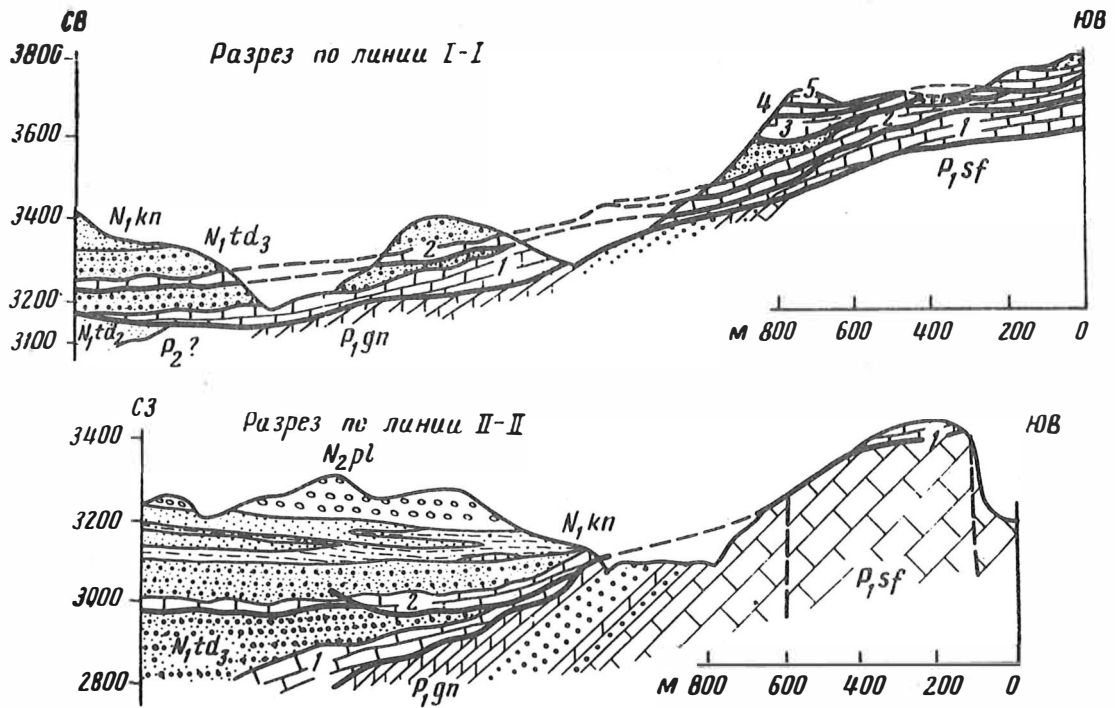


Рис. 3 Геологические разрезы верховьев р. Возгина. Непосредственный переход тектонической пластины известняка в осадочную толщу

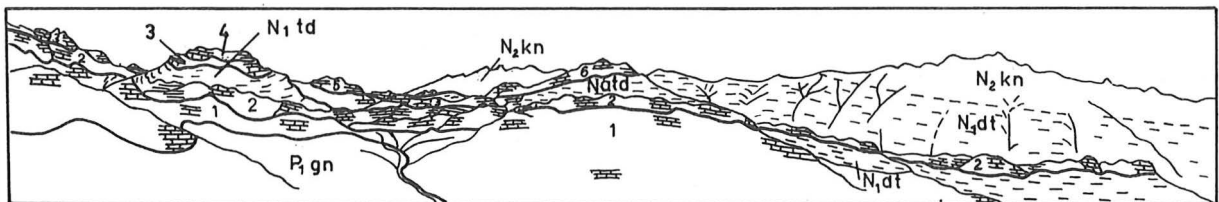


Рис. 4 Панорама правого берега реки Возгина (зарисовка по фотографии). Цифрами обозначены номера покровов

встречающиеся зеркала скольжения с ясной штриховкой и участки скучивания известняковых линз. Надвигание – "торможение" линз известняка мощностью 10–15 м по системе наклоненных под углами 15–45° сколов приводит к утолщению пластин известняков до 100 м.

Третья, четвертая и пятая пластины самостоятельных апофиз внутри неогеновой толщи не дают. Шестая пластина перекрывает четвертую, пятую, а также лежащие на четвертой пластине брекчии тальвидаринского олистострома и продолжается внутрь нижней части каранакской свиты, будучи вытянута вдоль ее подошвы не менее, чем на 1,5 км (рис.4). С породами тальвидаринской свиты она имеет отчетливый тектонический контакт и сечет их слои под углом 10°. Конгломераты каранакской свиты перекрывают известняковую пластину без несогласия и залегают очень полого. Выше известняковой пластины в основании каранакской свиты появляется еще одна, которая и **подотпляется** и перекрывается конгломератами каранакской свиты. Установить ее соотношение с палеозойским массивом не удастся. **Тектоническая пластина "8"** перекрывает пластины "4", "5", и "6" и незначительно надвинута на конгломераты каранакской свиты.

Все тектонические пластины в палеозойском массиве залегают так же полого, как и породы неогена, и падают в сторону депрессии (см.профили на рис.3). При этом нижние пластины, как и слои в обломочной толще, **наклонены** чуть круче (20°), чем верхние. Наклон пластин известняковых пород покровов при переходе из палеозойского массива в обломочную толщу практически не меняется, не происходит также разрыва их сплошности, что **указывает** на отсутствие большого уклона поверхности уступа в палеозойских породах, по которому происходило оползание известняков в депрессию. Характерно, что первыми в обломочную толщу попадают тектонические покровы, находящиеся на более низком гипсометрическом уровне, чем последующие. Это позволяет предположить, что покровы, еще не вскрытые эрозией, были выдавлены из толщи известняков в депрессию.

Отчасти такими же выдавленными оказываются и брекчии, среди которых захоронены пластины, хотя большая их часть образуется за счет разрушения уступа известнякового массива. Обнаруживается, что на расстоянии по крайней мере 4 км от края массива в нем практически нет монолитных ненарушенных известняков. Все они рассечены неровными пологоволнистыми трещинами на линзообразные глыбы мощностью в несколько метров, между которыми развиваются зоны интенсивного брекчирования известняка, занимающие не менее половины объема породы. Брекирование проявляется и в самих пластинах. Внутри зоны брекчирования наблюдаются переходы от брекчированных известняков – пород, рассеченных многочисленными кальцитовыми и пелитовыми **прожилками**, обтекающими обломками, которые являются несмещенными остатками единого массива пород, к известняковым брекчиям-породам, в которых обломки повернуты друг относительно друга, и которые по текстуре отличаются от осадочных брекчий лишь отсутствием слоистости. Здесь в зоне брекчирования между второй и третьей пластинами удастся пронаблюдать непосредственные переходы тектонических брекчий в осадочные слоистые породы (см. рис. 4). При этих переходах в брекчиях появляется грубая слоистость, исчезает катаклазированность обломков и цемента. Слоистые брекчии образуют как линзы в тектонических брекчиях между пластинами в палеозойском массиве, так и непосредственно продолжают в поле развития осадочных брекчий олистострома.

Особенность перехода отдельных пластин и брекчий в осадочную толщу позволяют говорить об их выдавливании из толщи материнских пород. Движение пластин происходило по очень пологой, почти горизонтальной поверхности без изменения наклона при переходе в осадок.

Второй, менее хорошо обнаженный объект, где видна непосредственная связь тектонических пластин и брекчий из коренного массива силурийских **известняков** с осадочными брекчиями и известняковыми осистоплаками, захороненными в неогеновой молассе, изучен (Щерба, 1979) на северном борту Афгано-Таджикской впадины (2 на рис.1). Здесь на южном склоне Тяньшаня на теле тектонических покровов Южно-Гиссарской зоны располагается эрозионно-тектоническая впадина, заполненная мезо-кайнозойскими отложениями, образующими асимметричную синклинали, вытянутую на 15 км вдоль берегов р.Вахш (Сурхоб, рис.5). Породы мела, палеогена, бальджуанской и хингоуской свит неогена распространены лишь на северном борту синклинали, а к югу быстро выклиниваются в направлении уступа в силурийских известняках, на которые налегают отложения **тавильдаринской** свиты, представленные в основном продуктами разрушения палеозойских толщ: склоновыми брекчиями, плохоокатанными конгломератами и главным образом хаотическими брекчиями олистостромов и тремя гигантскими пластинами – олистоплаками известняка, площадь которых достигает 50 кв.км.

В окрестностях горы Гырхана породы тавильдаринской свиты образуют дополнительную синклинали (рис.6). Все три пластины известняка участвуют в единых дислокациях с конгломератами и брекчиями, не оставляя сомнения в своей осадочной природе. На северном крыле синклинали отложения тавильдаринской свиты с небольшим несогласием **ложатся** на конгломераты хингоуской свиты, а на западном прислоняются к палеозойскому основанию. В разрезе южного крыла Новобадской синклинали, отделенного от дополнительной синклинали поверхностью надвига, видно их постепенное выклинивание в направлении известняков. Здесь же к западу от пос.Кабутюн видно как на расчлуженные известняки **основания** по поверхности пологого срыва ложится первая пластинка известняков, превращающаяся таким образом из **пласта в осадочной** толще в одну из тектонических чешуй коренного массива известняков, который располагается в основном к югу от синклинали.

На всем протяжении массив полностью дезинтегрирован. Он состоит по крайней мере из **четырёх** тектонических пластин (чешуй) мощностью от первых метров до десятков метров, известняки, в которых, судя по фауне, принадлежат разным частям разреза верхнего силура. Эти черные кристаллические и светлые мраморовидные известняки сильнее всего раздроблены и местами превращены в известняковую брекчию. Пластины разделены близкими им по мощности телами тектонических брекчий, состоящих из обломков известняков и гранитов. Эти брекчии, особенно в зоне выветривания, очень похожи на брекчии в олистостроме. Как и непосредственно контактирующие с ними осадочные породы толщи с олистостромами, в современной структуре надвинутые на породы основания, они лежат практически горизонтально, образуя **незначительные** частные изгибы. Судя по тому, что конгломераты низов миоценовой толщи ложатся на две нижние тектонические пластины известняков, две верхние пластины и разделяющие их брекчии слагали уступ, у подножья которого отлагались олистостромы. Показательно, что, как и в первом из рассмотренных примеров, сначала в осадочную толщу поступил отторженец более нижнего, третьего тектонического покрова, а уже затем более верхних. Скорее всего он был **выжат** из **внутренних** частей расчлуженного массива. О растекании **тектонически дезинтегрированного** поднятия в сторону сопряженного прогиба свидетельствует и то обстоятельство, что оползание известняковых пластин и брекчий обусловленное гравитационными причинами происходило не в направлении общего движения масс пород к югу, а в обратную сторону.

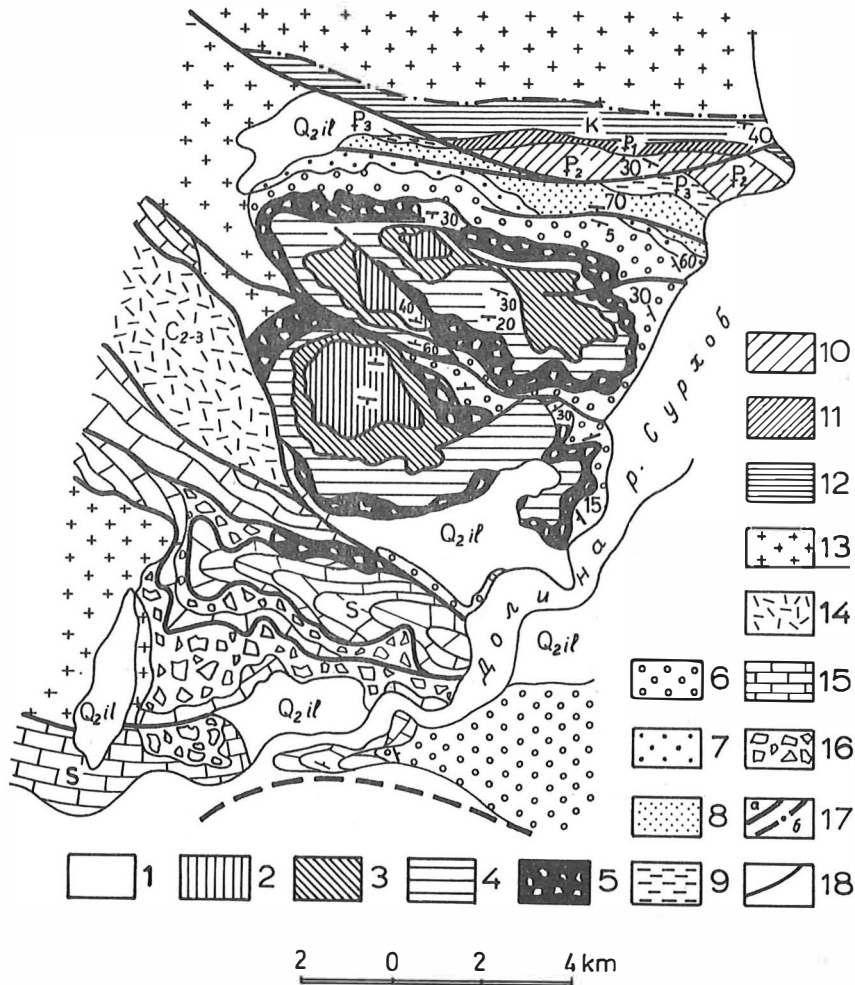


Рис. 5. Геологическая карта Новобадской синклинали

I - террасовый комплекс (Q_{2-3}); 2-6 - тавильдаринская свита (?) с олистостомами и олистоплаками силурийских известняков: 2 - верхняя олистоплака, 3 - средняя олистоплака, 4 - нижняя олистоплака и перекрывающие конгломераты, 5 - известняковые брекчи олистострома, 6 - полигенные конгломераты, 7 - хингоуская свита (ритмичнослойные конгломераты), 8 - кальдужанская свита (красноцветные песчаники с прослоями конгломератов), 9 - олигоцен, 10 - эоцен, 11 - палеоцен, 12 - мел, 13 - палеозойские гранитоиды, 14 - каменноугольные эффузивы и сланцы, 15 - силурийские известняки, 16 - тектонические брекчи из обломков известняков и гранитов, 17 - разломы: а) - пологие, б) - крутые; 18 - поверхности срыва в подошве олистострома.

Следует подчеркнуть, что судя по современному залеганию олистостромов и тектонических чешуй (рис.6), перемещение оползавшего материала происходило по очень пологой, почти горизонтальной поверхности. Размах рельефа во время накопления олистостромов был незначительным, о чем можно судить по преимущественно мелкообломочному составу конгломератов, вмещающих олистостромы.

Яркий пример оползания выжатых из основания расчешуенного массива тектонических пластин представляет плиоцен-четвертичные олистостромы Южного берега Крыма. К этому **классу** отложений здесь относятся (Щерба, 1978) изолированные выходы известняков южнее уступа Главной гряды Крымских гор (утёс Ласточкино гнездо, г.Кошка, г.Мотаби и др.), которые представляют гигантские пластины брекчированных пород, принадлежащих нижним частям разреза верхне-юрских известняков, слагающих уступ гор. Помимо этих пластин, весь уступ сопровождают осыпи и обвалы беспорядочно нагроможденных глыб разновозрастных известняков, которые и поныне осыпаются с его поверхности. Наиболее распространены они на отрезке Оползневое-Форос. Они являются типичным примером отторженцев, имеющих экзогенное происхождение. Интересующие же нас **отторженцы распространены** только у подножья тех участков гор, где развиты надвиги запад-северо-западного простирания. В местах, где распространены эти разломы, очертания Крымских гор имеют фестончатую форму (рис.7). На восточных ограничениях этих "фестонов" слои верхнеюрских известняков и подстилающих их среднеюрских песчаников простираются параллельно и залегают без несогласия. На широтных - срезаются пологими разрывами, по которым известняки надвинуты на нижележащие песчаники. В песчаниках эти надвиги, к сожалению, трудно протрассировать, но в известняках они прекрасно картируются. У Гурзуфского седла, на г.Шеко выделяется ряд пологих разломов, по которым происходит последовательное надвигание серии чешуй в южном направлении. В основном надвиговых чешуй залегают нижние слои оксфордских известняков с прослоями песчаников, а сверху - массивные или мергелистые известняки более верхних частей разреза.

В поднятых крыльях этих разломов, развивавшихся в нижнем мелу, в новейший этап образуется серия пологих тектонических пластин, разделенных зонами (I-I,5 м) **давленных**, будинированных пород, пронизанных прожилками кальцита. Эти пластины залегают в общем в нормальной стратиграфической последовательности (рис.8, разрез I). Пачки-пластины известняков мощностью 50-100 м автономно перемещаются к югу. Их пересекают вертикальные трещины отрыва, придающие пластинам большое сходство с движущимися ледниками. По мере приближения из глубины массива к краю происходит постепенное раскрытие этих трещин, **превращающихся** уже на расстоянии нескольких километров от обрыва Яйлы в элюэице провалы глубиной 10-20 м при ширине от 0.5-2 м до 30 м (рис.9). Эти провалы отделяют оседающие вниз по склону блоки известняков. Следует подчеркнуть, что здесь происходило именно оседание, но не обрушение блоков к подножью уступа: оторвавшиеся на краю уступа части верхних пластин не обрушиваются к его подножью, а лишь несколько оседают, отодвинувшись к югу от несмещенных блоков. Краевые части более низких пластин отрываются по другим трещинам и смещаются к югу несколько дальше. Дальше всего от фронта известнякового массива продвигаются известняки самых нижних горизонтов, которые как бы выживаются из-под всей толщи. Самое же интенсивное оползание пород наблюдается в области континентального склона, в подошве всего аллохтонного массива Крымских гор, расположенного в поднятом крыле крупного Южнобережного надвига. По данным сейсмоакустических исследований и донных трубок (Москаленко, Шимкус, 1976) в области материкового склона распространены гигантские блоки, оторванные от коренного ложа и захороненные среди хаотических осадков (рис.10).

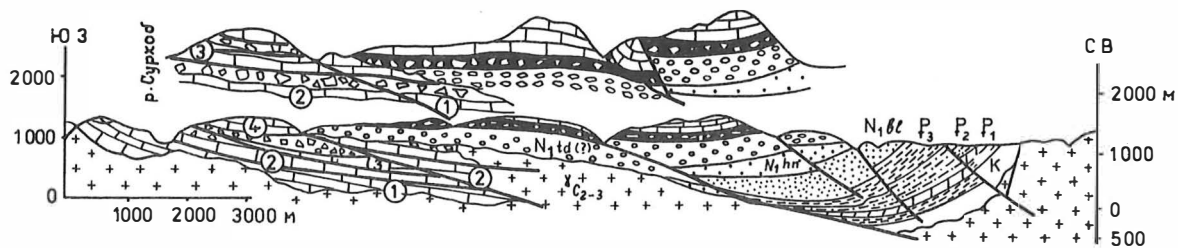


Рис. 6 Геологические разрезы Новобадской синклинали
Цифрами в кружочках обозначены разные тектонические пластины

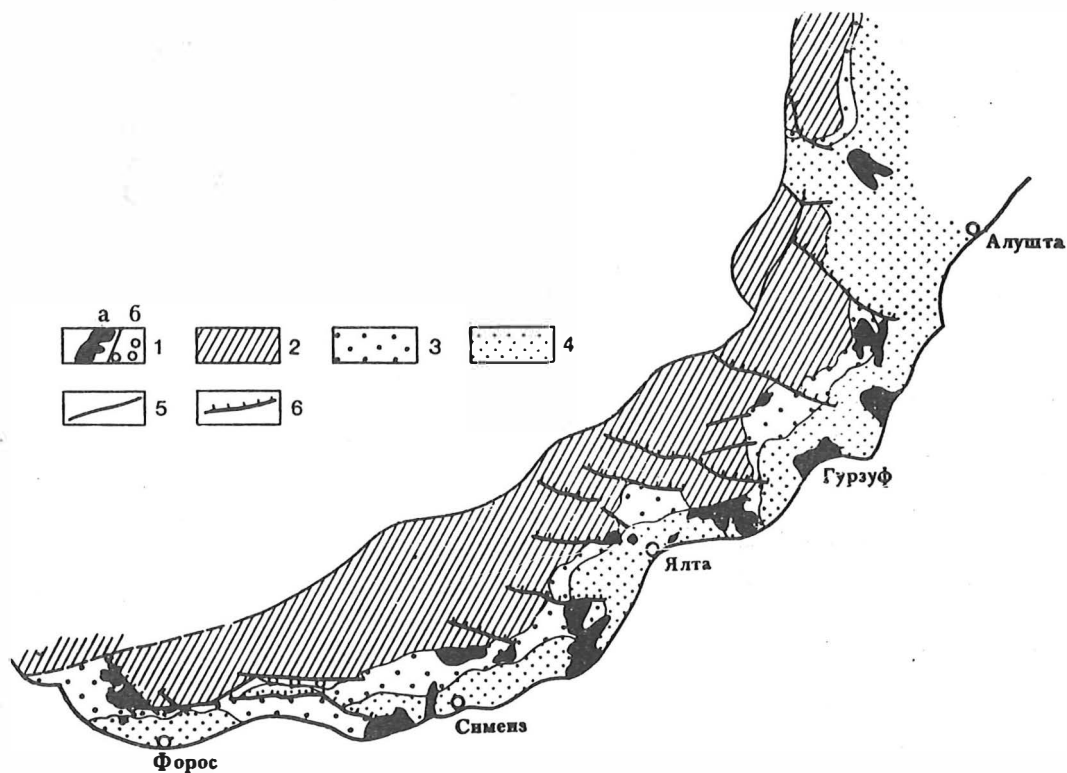


Рис. 7 Схема распространения плиоцен-четвертичных олистостромов Крыма
I - олистостромы: а) эндогенного происхождения; б) экзогенного происхождения; 2 - верхняя юра; 3 - средняя юра; 4 - верхний триас-нижняя юра; 5 - сколы; 6 - надвиги

В нижних пластинах расползание известняков проявлено наиболее интенсивно. В этих пластинах целые пачки известняков оказываются совершенно дезинтегрированными. Они разбиты густой сетью ортогональных и диагональных трещин, по которым выкалываются угловатые обломки размерами от I до I0 м. Вдоль некоторых трещин возникают зоны (0.5–40 см) угловатых брекчий со смещенными обломками. Часто эти брекчии имеют **полосчатость**, напоминающую слоистость осадочных пород: в них чередуются через 5–10 см грубообломочные брекчии из уплощенных обломков, представляющих реликты трещиноватого известняка, с мелкооскольчатými брекчиями, имеющими тонкообломочную цементирующую массу. Ширина зон полосчатых брекчий 30–50 см. Иногда они повторяются через 1–1.5 м, придавая большим объемам брекчированного известняка вид слоистой брекчии, "слои" в которой либо круто падают, либо лежат очень полого.

Все крупные известняковые отторженцы располагаются на продолжении этих дезинтегрированных известняков, от которых их отделяют глубокие каньоны, образованные вдоль трещин отрыва. Отторженцы ограничены широтными меридиональными разломами и в этом отношении ничем не отличаются от блоков, выкалывающихся в коренном массиве. Во всех случаях, когда в известняках удается обнаружить слоистость, оказывается, что они **в отторженцах залегают так же, как на Яйле**. Отдельные блоки известняка среди брекчий ограничены теми же ортогональными сколами, что и на Яйле. Их поверхности покрыты зеркалами скольжения с горизонтальной штриховкой. Внутри отдельных выходов известняков вдоль этих же трещин образуются каньоны или зоны тектонических брекчий, столь характерные для Яйлинских известняков. Наибольшее сходство с коренным массивом имеет отторженец г.Могаби, протягивающийся от подножья Ай-Петри к морю и скрытый под его водами. Подобно известнякам с Никитской Яйлы, он состоит из пяти тектонических расслоенных пакетов, в основании **которых** залегают песчаники, песчанистые известняки и мергели (5–10 м) самых низов оксфорда (см. рис.8, разрез II). Слои под углом 20–30° падают на северо-запад и срезаются практически горизонтальными зонами Э(3–5 м) раздробленных выщелоченных пород. Любопытно, что нижние пакеты продвинуты в сторону моря дальше вышележащих. В сторону Яйлы эти пакеты как бы выклиниваются, сливаются воедино вдоль круто – под углом 30° восстающей подошвы. В основании Яйлинских известняков и под вершиной г.Могаби самые нижние горизонты песчанистых известняков отсутствуют. Очевидно, здесь происходит тектоническое расслаивание известняков, выживание нижних пластин, их скучивание в одном месте и сокращение в другом.

Дезинтеграция известняков в **отторженцах** столь велика, что часто они выглядят как потоки осадочной брекчии. Однако здесь можно видеть переходы от раздробленных известняков к известковым брекчиям, развивающимся как по тектоническим трещинам, так и вдоль поверхностей напластования известняков. Когда в эти брекчии **попадают поверхностные воды, происходит выщелачивание** карбоната, их цемент становится песчаным или глинистым, и порода приобретает совершенно осадочный облик (рис.8).

Таким образом, основанная масса крымских олистостромов зарождается внутри тектонических чешуй в результате деления их на мелкие пластины и внутреннего брекчирования этих пластин, еще не вышедших на поверхность. Движение этих пластин и брекчий в сторону прогиба на краю горного сооружения приводит к их постепенному выдавливанию на поверхность, отрыву от **материнских** пород и захоронению в виде осадочных образований, **синхронных** времени движения. Максимально этот процесс развит в подошве тектонических чешуй, откуда выдавливается основная

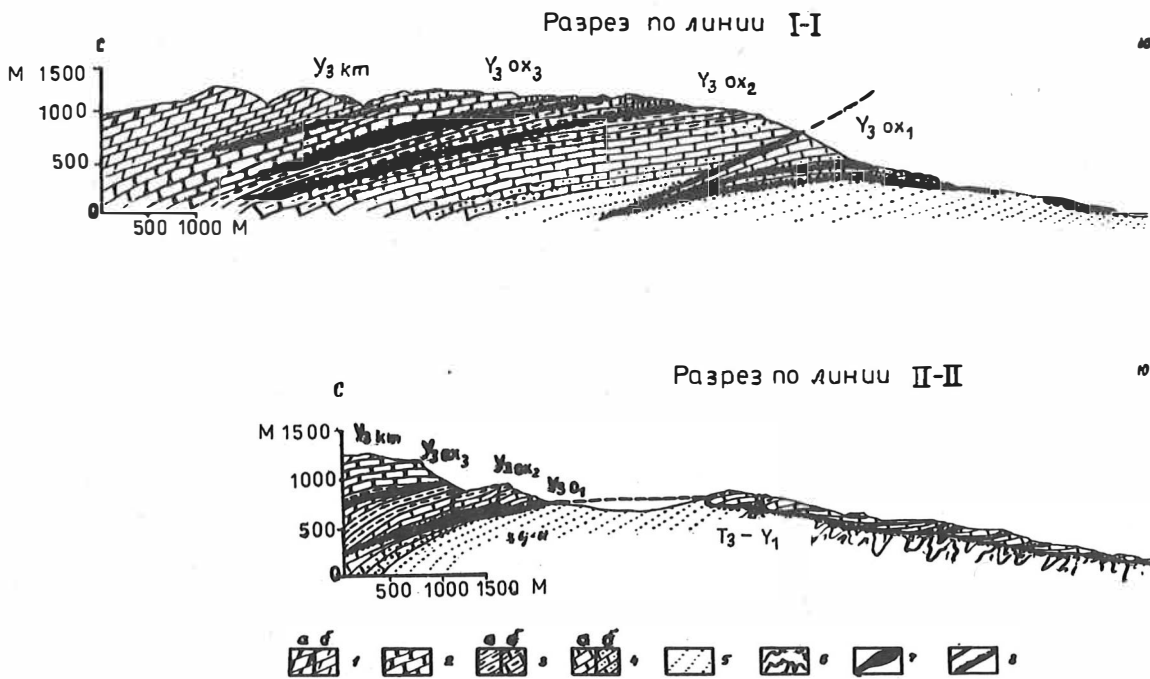


Рис. 8 Геологические разрезы через Никитскую Яйлу (I-I) и через гору Мораби (II-II).

I - кяммердж, а - известняки, б - мергели; 2 - верхи оxforda; 3 - средняя часть оxforda, а - комкова известняки, б - массивные охаровидные известняки; 4 - низы оxforda, а - коралловые известняки, б - глинистые известняки; 5 - песчаники байоса; 6 - сланцы верхнего триаса-нижней юры; 7 - брекчии первого олигоцена; 8 - разломы и сопровождающие их зоны дробления и расчленения пород

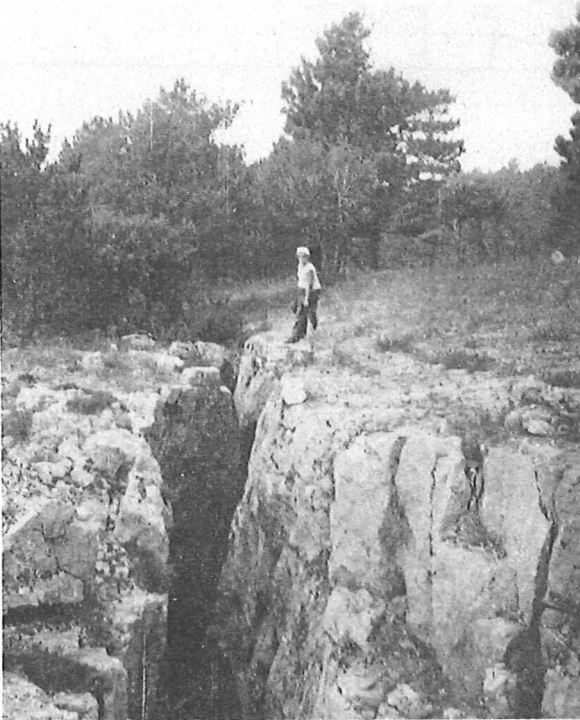


Рис. 9

Трещины отрыва на Никитской Яйле

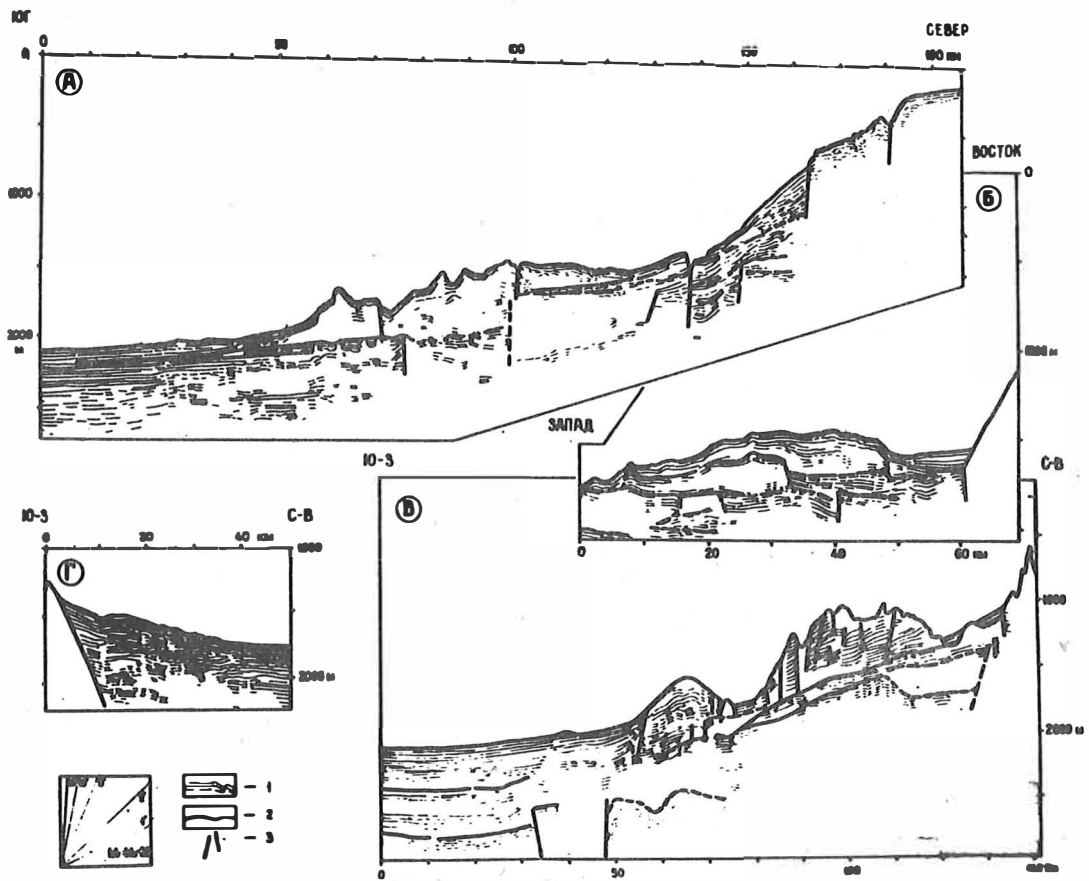


Рис. 10 Оползание крупных блоков с чешуйчатым строением в подошве континентального склона у южного берега Крыма по сейсмоакстическим данным (Москаленко, Шимкус 1976)

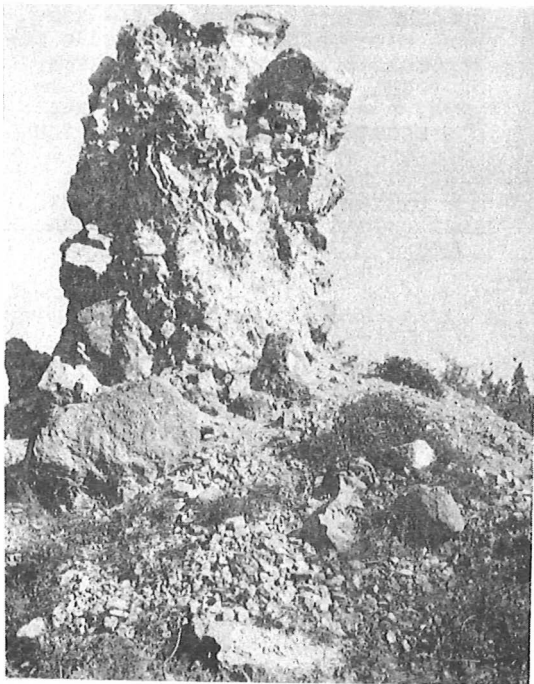


Рис. 11 Дезинтегрированные известняки, превращенные в брекчию. Крым, Г. Кошка

масса олистостромов. Таким образом происходит "растекание" горного сооружения. Такое же гравитационное расползание и дезинтеграция тектонических покровов с их переходом в осадочные образования происходило в плиоцене в Бетской кордильевре (*Noedemaeker* , 1973), в конце миоцена в Приморских Альпах (*Clauzon* , 1972).

Очевидно, "растекание" поднятий с выдавливанием из них отдельных тектонических пластин и брекчий, оползающих в сопряженный **прогиб**, является одной из форм горизонтальных перемещений в эпоху горообразования. Геодинамическая природа этого явления требует специального исследования: не исключено, однако что оно связано с расплющивающим действием горизонтальных сил (эти силы приводят к антиизостатическому орогеническому воздыманию горных сооружений в условиях общего бокового сжатия). Пологие зоны тектонических брекчий, возникающие в результате такого расплющивания и образующиеся с участием воды, являются не только хорошей "смазкой", по которой движутся тектонические пластины, но и активной силой, провоцирующей эти движения.

Литература

- ЛЕОНОВ М.Г.: Тектонический режим эпох образования олистостромов.
Геотектоника, Москва (1976) 3, с. 26 - 39
- МОСКАЛЕНКО, В.Н.; ШЕЛЮС, К.М.: О роли крупных оползневых образований олистотримм и олистостром в конце кайнозойского осадконакопления Черного моря.
Океанология, Москва 16 (1976) 4
- ШЕРБА, И.Г.: Олистостромы в неогене Дарвазского хребта.
Геотектоника, Москва (1975) 5, с. 97 - 108
- ШЕРБА, И.Г.: Плиоцен-четвертичные олистостромы Крыма и механизм их образования.
Бюлл. Моск. общ., испыт. прир., отб. геол., Москва 53 (1978) 4, с. 23 - 34
- ШЕРБА, И.Г.: Олистостромы в неогеновой молассе северного борта Афгано-Таджикской впадины.
Геотектоника, Москва (1979) 3, с. 89 - 96
- ШЕРБА, И.Г.: Кайнозойские олистостромы альпийской складчатой области.
Геотектоника, Москва (1980)
- CLAUZON, G.: Sur la présense d'une bréche syntectonique d'âge miocéne supérieur sur la flanc sud du Petit Luberon (Vaucluse, France).
C.R. Acad. Sci., Paris D 275 (1972) 18, S. 236 - 242
- HOEDEMAEKER, Ph.-J.: Olisthostromes and other delapsional, and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain).
Scripta Geologica, Leiden, 19 (1973), S. 1 - 130



Корреляция тектонических движений в орогенных
областях (областях молассообразования) и за
их пределами

Ю.Г. Леонов ¹⁾

Р е з ю м е

Одним из аспектов изучения тектонического режима эпох молассообразования является исследование хронологических закономерностей тектонических движений и магматизма. В статье на примере истории развития разных тектонических элементов земного шара в среднем палеозое рассматривается вопрос о том, как движения, устанавливаемые в орогенных областях, соотносятся с одновременными движениями за пределами этих областей.

Девонский орогенез в чистом виде характерен для территории каледонских складчатых областей (каледонид). Выделяемые по распространению молассовых толщ девонские орогенные области сосредоточены по разным районам земного шара, но суммарно они занимают сравнительно небольшую часть поверхности континентов. Большая часть остальной площади была в девоне занята древними **платформами** и подвижными, геосинклинальными, областями, консолидация которых произошла позже.

На платформах северной группы (Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американская, северная часть Африкано-Аравийской и северо-западная часть Индостанской платформы) в раннем и среднем девоне устанавливается одновременная кульминация тектонической активности по времени и направленности движений соответствующая орогенезу в орогенных областях. Для платформ другой группы либо почти нет данных для палеотектонических реконструкций, либо устанавливается другой тип развития (Южная Америка).

Геосинклинальные области рассматриваемого времени так же подверглись **девонскому тектогенезу**. Во многих зонах с этими эпохами связаны значительные события: фазы складчатости и поднятия; рубежи между крупными естественными этапами развития тектонических элементов, выраженные изменениями литологии, фаций и мощности; фазы гранитизации и регионального метаморфизма.

Эпохи тектогенеза имеют глобальное распространение, они прослеживаются во всех тектонических обстановках в пределах доступной для изучения континентальной части Земного шара. Эпохи тектогенеза состоят из отдельных региональных фаз и эпизодов, форма их проявления в разной обстановке меняется, так как тектонический **импульс**, вызывающий появление эпох тектогенеза накладывается на разные региональные особенности. В целом все их проявления увязываются в гармоничную и единую в хронологическом отношении систему, позволяющую говорить о глобальности эпох **тектогенеза**.

¹⁾ Геологический институт АН СССР, 109-017 Москва, Рыžевский пер. 7

LEONOV, Ju.G.: Korrelation tektonischer Bewegungen inner- und außerhalb von Orogengebieten (Gebieten der Molassebildung)

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

Ein wesentlicher Aspekt der Erforschung des tektonischen Regimes der Epochen der Molassebildung ist die Untersuchung der chronologischen Gesetzmäßigkeiten der tektonischen Bewegungen und des Magmatismus. Im vorliegenden Beitrag wird am Beispiel der Entwicklungsgeschichte regionaler tektonischer Strukturelemente des mittleren Paläozoikums die Frage behandelt, wie Bewegungen, die in Orogengebieten nachgewiesen werden, mit gleichzeitigen Bewegungen in ihrer Umgebung in Beziehung gesetzt werden können.

Für die Territorien der kaledonischen Faltengebiete (Kaledoniden) ist die devonische Orogenese im engeren Sinne charakteristisch. Die aufgrund der Verbreitung von Molasseserien ausgeschiedenen devonischen Orogengebiete sind auf verschiedene Teile der Erde verteilt, nehmen aber insgesamt nur einen relativ kleinen Teil der Oberfläche der Kontinente ein. Ein großer Teil der verbleibenden Flächen wurde im Devon von Alten Tafeln und mobilen Geosynklinalgebieten eingenommen, deren Konsolidierung erst später erfolgte.

Auf den Tafeln der nördlichen Hemisphäre (Osteuropäische, Sibirische, Nordamerikanische Tafel, nördlicher Teil der Afrikanisch-Arabischen und NW-Teil der Indischen Tafel) kann im Unter- und Mitteldevon gleichzeitig eine Kulmination der tektonischen Aktivität nachgewiesen werden, die gleichzeitig den Bewegungstendenzen der Orogenese in den Orogengebieten entspricht. Für die südlichen Tafeln gibt es entweder fast keine geeignete Angaben für paläotektonische Rekonstruktionen oder diese Tafeln repräsentieren einen anderen Entwicklungstyp (Südamerika).

Die Geosynklinalgebiete des betrachteten Zeitabschnittes waren ebenfalls einer devonischen Tektogenese unterworfen. Im Zusammenhang mit dieser Tektogenese-Epoche sind in vielen Zonen bedeutende tektonische Ereignisse bekannt: Faltungs- und Hebungsphasen; Hiaten zwischen den großen natürlichen Entwicklungsetappen regionaler Strukturelemente, wie sie sich in Änderungen von Lithologie, Fazies und Mächtigkeit widerspiegeln, sowie Granitisationsphasen und Metamorphoseprozesse.

Die Epochen der Tektogenese sind global verbreitet. Sie können in allen der Untersuchung zugänglichen Bereichen der kontinentalen Kruste nachgewiesen werden und setzen sich aus einzelnen Phasen und Episoden zusammen. Der Charakter ihres Auftretens wechselt, da der sie auslösende tektonische Impuls von verschiedenen regionalen Besonderheiten überlagert wird. Insgesamt lassen sich alle Äußerungen der Tektogenese zu einem harmonischen und einheitlichen System zusammenfügen, so daß von einem globalen Charakter der Tektogenesen-Epochen gesprochen werden kann.

LEONOV, Ju.G.: Correlation of tectonic movements within and outside
of orogene regions (regions of molasse formation)

S u m m a r y

One of the most important aspects of investigations concerning the tectonic regime of epochs of molasse formation consists in the analysis of the chronological lawfulness of tectonic movements and magmatism. As an example of the evolution history of regional tectonic structures in the middle Paleozoic the question is treated in this contribution, in which manner movements, pointed out in orogenic regions, are setting in relation with contemporary movements their surrounding.

The Devonian orogenesis in *sensu stricto* is characterizing the territories of the Caledonian fold area (Caledonides). The Devonian orogene regions separated at the basis of the occurrences of molassic sequences are distributed at several regions of the earth's crust, but altogether they only occupy a relative small part of the surface of continents. During Devonian time a large part of the remaining planes were occupied by old platforms and mobile geosynclinal areas, consolidated but later.

On the platform regions of the northern hemisphere (East European, Siberian, North American platform, northern parts of African-Arabian and northwestern parts of Indian platforms) in Lower and Middle Devonian time synchronously a culmination of tectonic activity is pointing out, which corresponds in time with the tendencies of tectogenetic movements in the orogene regions. On the southern platforms either nearly no suitable dates for paleotectonic reconstructions are available or these platforms representan other type of development (South-America).

The geosynclinal regions of the period being in consideration likewise were subjected to a Devonian tectogenesis. In connection with this period there are known important tectonic events in many tectonic zones: folding phases and phases of uplifting, cuts between great evolution periods of regional structures, reflecting by the changes of lithology, facies, and thickness of stratigraphic sequences, as well as phases of granitization and metamorphism.

The epochs of tectogenesis are spreading out in a global sence. They are proved in all the areas of continental crust accessible to investigations, and were composed by particular phases and episodes. The character of their appearance is changing, because the releasing tectonic impuls is superimposed by different regional peculiarities. Altogether, all the phenomenon of tectogenesis are joined together to a harmonious and uniform system, so that generally we can speak about a global character of the tectogenesis epochs.

Одним из аспектов изучения тектонического режима эпох молассообразования является исследование хронологических закономерностей тектонических движений и магматизма. В статье рассматривается вопрос о том, как движения, устанавливаемые в орогенных областях, соотносятся с одновременными движениями за пределами этих областей. Заметим, что в данном контексте орогенные области и области молассообразования представляют собой одно и то же, так как орогенные области (ороген в узком смысле, то есть области, в которых формируется горный рельеф) являются одновременно областями накопления континентальной молассы; более того, если о современном орогенезе можно судить непосредственно – по наличию горного рельефа, то единственным критерием для выделения древних орогенных областей служит наличие коррелятных молассовых толщ (и орогенных вулканитов).

Вопросы корреляции тектонических движений в орогенных и внеорогенных областях наиболее полно были рассмотрены автором на примере истории развития разных тектонических элементов земного шара в среднем палеозое. Орогенез этого времени для краткости назван девонским орогенезом, а время его проявления – девонским орогенным периодом; в действительности полная его продолжительность включает время от верхов силура, в основном даунтона, до среднего и во многих случаях позднего девона (даунтон СЗ Европы и эквивалентные ему подразделения стратиграфических схем других районов земного шара рассматриваются в составе силурийской системы).

Девонский орогенез в чистом виде (то есть в виде орогенеза в узком смысле, или морфогенеза, с образованием горного рельефа, молассовых впадин и часто орогенной вулканоплутонической ассоциации) характерен для территории каледонских складчатых областей (каледонид). Можно даже сказать, не вдаваясь сейчас в обсуждение причин и следствий такого подхода, что девонский орогенез служит одним из важнейших диагностических признаков, по которым выделяются каледониды.

В предыдущих публикациях автора (Леонов, 1976, 1979; Проблемы глобальной корреляции ... было показано, что девонский орогенез представляет собой единый для большинства каледонских областей процесс. Об этом свидетельствует сходство главных особенностей тектонического режима, зафиксированных в составе молассовых толщ, вместе с фактом одновременного проявления орогенеза в разных областях (рис. 1).

В упомянутых выше работах отмечена также другая особенность девонских орогенных областей. В них отчетливо выявляются интервалы времени, которым приурочены кульминации тектонической активности, выраженные складчатостью, поднятием, интрузивным, чаще гранитоидным, магматизмом, ит.д. Эти события названы эпохами тектогенеза. Их выделение – дальнейшее развитие известных представлений Г.Штилле об орогенических фазах, или фазах складчатости.

Эпохи тектогенеза видны на диаграмме (рис. 2), которая представляет собой усовершенствованный вариант диаграммы, опубликованной ранее в материалах рабочей группы 3.3 (Леонов, 1979; рис. 2 на стр. 142). Бесспорно выделяются две эпохи тектогенеза: позднекаледонская в начале орогенного периода (конец силура – начало девона) и тельбесская в его середине (конец раннего девона – эйфель) (название "тельбесская" для данной эпохи выбрано мной неудачно, так как фаза с этим названием, выделяемая на Алтае, несколько моложе; но во избежание путаницы я предпочитаю его в данной публикации сохранить). Кроме указанных двух эпох менее уверенно намечается третья эпоха – рейсская в конце среднего – начале позднего девона.

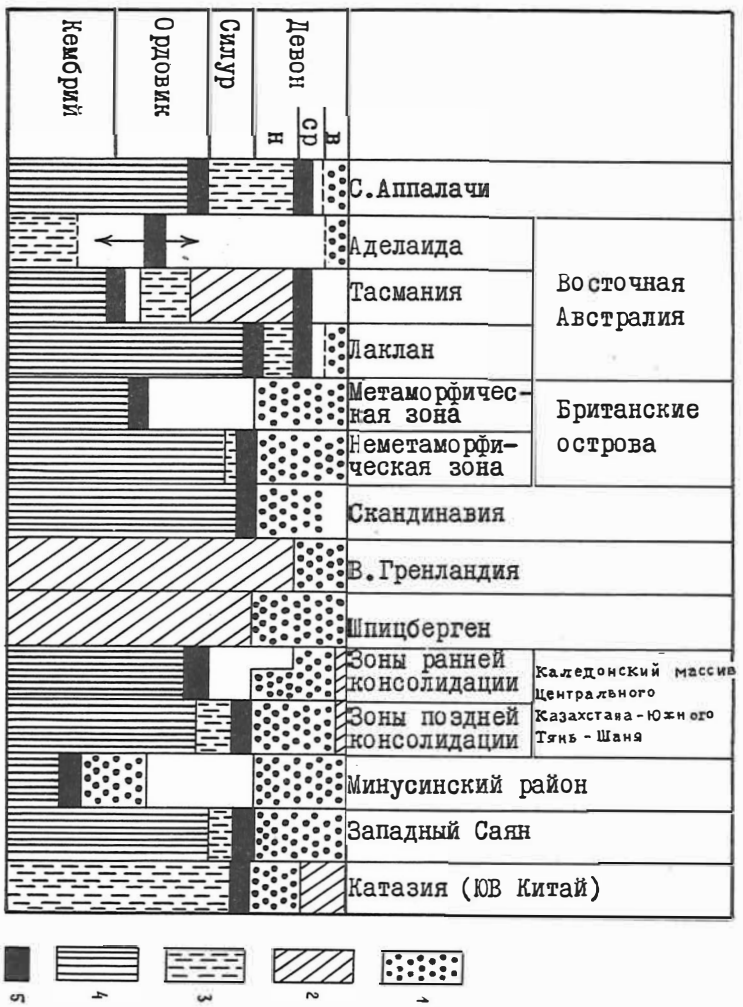


Рис. 1 Последовательность тектонических режимов раннего - среднего палеозоя в каледонидах

Тектонические режимы: 1 - оротенный; 2 - платформенный и близкий к платформенному; 3 - миктеосинклинальный, заключительных стадий теосинклинального развития, остаточных прогибов; 4 - активного теосинклинального (ортеосинклинального) типа с эв- и миктеосинклинальными зонами; 5 - основные фазы заключительной складчатости (консолидации), размер знака условный

Девонские орогенные области, выделяемые по распространению молассовых толщ, сосредоточены по разным районам земного шара (перечень большинства из них дан на рис. 1 и 2), но суммарно они занимают сравнительно небольшую часть поверхности континентов. Большая часть остальной площади была в девоне занята другими тектоническими элементами — в основном древними платформами и подвижными, геосинклинальными, областями, консолидация которых произошла позже. После выявления указанных выше закономерностей в развитии орогенных областей естественно возникает вопрос о том, прослеживаются ли описанные события (девонский орогенез в целом и эпохи тектогенеза), и если прослеживаются то в какой форме, за пределами орогенных областей в этих областях иной тектонической природы.

Древние платформы (кратоны), точнее их большая часть, в той или иной степени подверглись воздействию девонских движений. На них, за некоторыми исключениями, не было горообразования, но многие характерные черты девонского тектогенеза здесь согласуются с процессами в девонских орогенных областях (каледонидах).

С точки зрения истории преддевонских и девонских движений древние платформы распадаются на две группы. К первой группе относятся платформы Лавразии (Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американская), а также северная часть Африкано-Аравийской и, по-видимому, северо-западная часть Индостанской платформы. Девонская история этих платформ во многом созвучна орогенным процессам в каледонских областях. Для платформ другой группы либо почти нет данных для палеотектонических реконструкций (Южная Африка, в какой-то мере Индостан, отчасти Австралия), либо устанавливается другой тип развития (Южная Америка). Поэтому корреляция с целью выявления общих закономерностей девонских движений представляет интерес в первую очередь для платформ первой — "северной" группы. Кроме этого надо иметь в виду, что выводы по истории развития платформ базируются главным образом на материале по плитам, данные по которым с большей или меньшей достоверностью экстраполируются на территорию щитов.

Объем статьи исключает подробное изложение материала. Поэтому здесь приходится ограничиться изложением результатов исследования в той мере насколько это необходимо для целей данной статьи. Более подробный анализ содержится в других работах автора (Леонов, 1976; отчасти Проблемы глобальной корреляции...). Последовательность событий на платформах иллюстрируется диаграммой (рис. 3).

Для всех платформ северной группы, то есть Северо-Американской, Восточно-Европейской, Сибирской (включая острова Северной Земли, территория которых в девоне входила в состав Сибирской платформы) платформ и Сахарской плиты, в девоне отмечается поднятие и перестройка тектонического плана. На большинстве из них, кроме быть может Сибирской платформы, движения в девоне относятся к событиям высшего ранга. Они выделяются как один из двух-трех наиболее важных рубежей в истории формирования платформенного чехла этих платформ.

Движения на платформах, коррелирующиеся с орогенезом в каледонидах, выражены главным образом поднятием, происходившим на всех описываемых платформах в течение части девона. Время, в продолжении которого существовала тенденция к поднятию и территория платформ отличалась, несмотря на эпизодические вторжения моря и накопление маломощных и прерывистых отложений, высоким стоянием, выделяется под названием геократического этапа. Продолжительность геократического этапа от платформ к платформе меняется. Начался

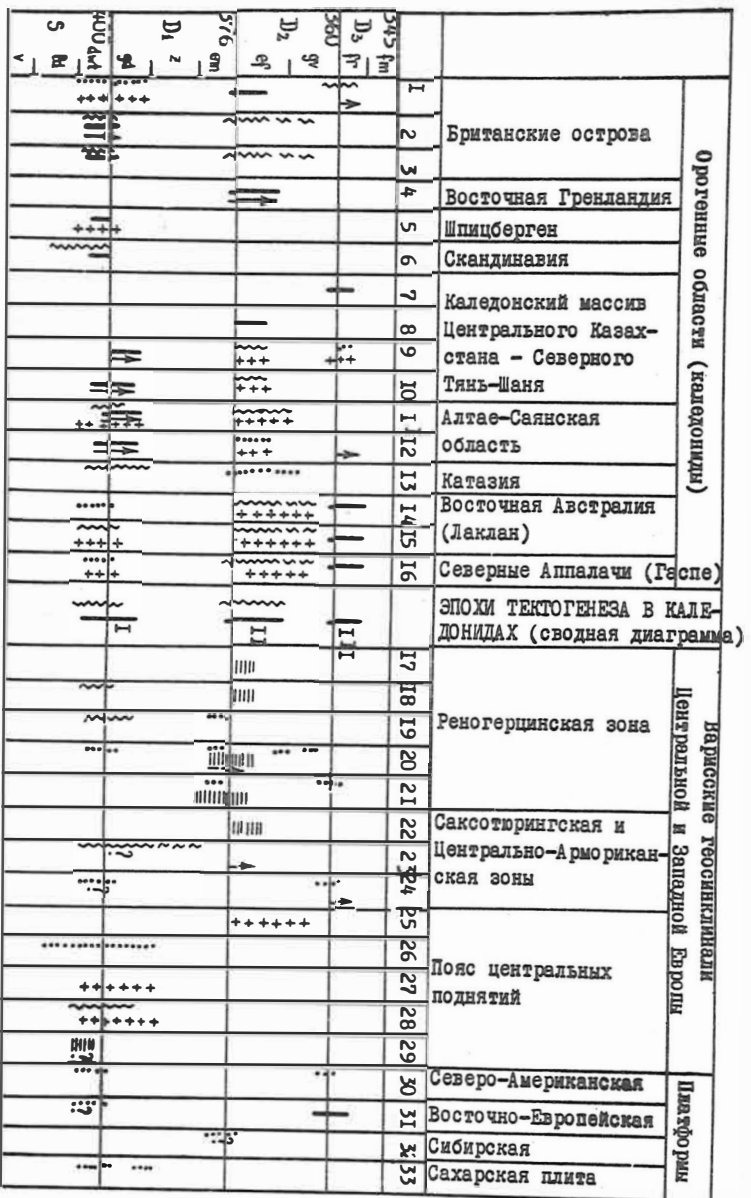


Рис. 2. Последовательность тектонических и магматических событий позднего силура — девона в орогенных (каледониды), геосинклинальных и платформенных областях

I — складчатость разной интенсивности и типа, 2 — поднятие, иногда со слабой складчатостью, 3 — начало горообразования и формирования молассовых впадин, 4 — зна-чительное изменение тектонического режима и режима осадконакопления, 5 — начало или кратковременная волшка орогенного вулканизма, 6 — начало геосинклинального (обычно опилит-диабазового) вулканизма, 7 — эпохи внедрения гранитов, гранитизации, метаморфизма. Длина знака во всех случаях соответствует максимально возможной продолжительности интервала, определяемого по стратиграфическим данным.

Цифры на диаграмме (в скобках указаны некоторые из основных использованных работ):

I — район Оркадской впадины, 2 — район Каледонской впадины, 3 — Уэльс (Беннисон, Райт, 1972, The geology of Scotland, DEWEY, RAMMHOUST, 1970; RAUMER, 1967; TROTONOV of Bygora); 4 — 5 — (Геология Арктики, Красильников, 1973; МУРАШОВ, МОКИН, 1976; СОКОЛОВ и др., 1968, Arctic Geology); 6 — (Хольгеталь, 1957; СВЕ, 1975; SIEDLECKA & SIEDLECKI, 1972; NILSEN, 1973); 7 — зона Каратау-Таласского разлома, 8 — внутрен-ние части массива, 9 — вулканический пояс и перивулканические впадины, 10 — Джалир-Наманская зона (Бум, 1975; Мазарович, 1976; Мазарович, Шинервин, 1971; Мазарович и др., 1976), 11 — Западный Саян, 12 — район Минусинских впадин (Зоненшайн, 1963, Красильников, 1966, Московский, 1963), 13 — (Основы стратиграфии Китая; СHITEN MZIANG-LIN, 1968; SHANG SHIEN-SHEN a.o., 1968; JEN SHI-SHUN, 1968); 14 — западная часть пояса Джалин, 15 — восточная часть пояса Джалин (Ботданов, 1967; Брэнн и др., 1970; SROOK, 1967; PHILIP & REDDER, 1964; STRUSZ, 1960; The Pamir geosyncline); 16 — (BIRD & DEWEY, 1970; POOLE a.o., 1970; ROEBERS, 1970; Араласхан testolite; Studies of Aralashan); 17 — Юго-Западная Англия, 18 — Высокие Арпенны, 19 — анти-клинал Кондроз, 20 — Рейнские Сланцевые Горы, 21 — Тарт, зона Гарпгероде (Мишо, 1978; DORF, 1960; JAEGER, 1962; MOVUS, 1966; PILGER, 1952; Prodrôme...; SCHWAB, 1976; WATERLOT, 1945); 22 — Центрально-Американская зона (Géologie de la France, BAVIN et al., 1968, 1972); 23 — Северные Вогезы (Géologie de la France, 24 — Саксония и Тюрингия (Вентнаур, 1964, Géologie de la France); GEBELMER, 1951; JAEGER, 1962); 25 — антиклиналь Корнуэй (Американский массив), 26 — зона Джерберн (Американский массив), 27 — Центральный массив, 28 — Средние Вогезы, 29 — Ботемский массив, Вар-рандов синклиналь (SHIPLAS, 1962; Géologie de la France; RYNEAU, 1962; НАБЮРТ & VIDAL, 1973; VALLETTE, 1973; VOVAL, 1973); 30 — (NAM & WILSON, 1967; SLOSS, 1963); 31 — (Валев и др., 1969, Левонская система, Мирчинк, Мкртчян, 1965), 32 — (Меннер и др., 1973, Погреликий, 1971), 33 — (Геология и полезные ископаемые Айрши).

I — позднекаледонская, II — тельбесская, III — рейнская

он практически одновременно в конце силура – начале девона, то есть синхронно с началом орогенеза в орогенных областях (каледонидах). Но закончился геократический этап в разное время: на Северо-Американской платформе он охватывает ранний и средний девон; на Восточно-Европейской платформе – ранний девон и эйфель (наступление моря началось здесь в эйфеле, но выравнивание обстановки и обширная трансгрессия моря датируются второй половиной среднего девона); на Африкано-Аравийской платформе геократический этап охватывает как минимум жедди, как максимум – ранний девон целиком (этап погружения и трансгрессии начался в зигене, но большие пространства были перекрыты морем только в начале среднего девона). Таким образом, несмотря на варьирующую продолжительность геократического этапа а также возможную субъективность при проведении его верхней возрастной границы (так, верхняя граница этапа на Восточно-Европейской платформе может быть датирована эйфелем или живетом, на Африкано-Аравийской платформе – зигеном или средним девонем), не подлежит сомнению сам факт существования геократического этапа и приблизительно одновременного его начала на всех платформах северной группы.

Следовательно, приходится констатировать, что на платформах северной группы, обладавших разным ходом развития в додевонское и последевонское время, в раннем – среднем девоне устанавливается одновременная кульминация тектонической активности, по времени и направленности движений соответствующая орогенезу в орогенных областях.

Тектонические импульсы, соответствующие эпохам тектогенеза, на платформах проявились слабее, что объясняется, по-видимому, большей устойчивостью, стабильностью платформ и, как следствие этого, более вялой их реакцией на тектонические импульсы. Кроме того, на многих платформах для их выделения недостаточно данных. Тем не менее, проявление движений, коррелирующихся с эпохами тектогенеза, отмечается и здесь (см. рис. 2 и 3).

Больше всего данных имеется для позднекаледонской эпохи тектогенеза. Она зафиксирована региональными фазами поднятия в конце силура – начале девона на Северо-Американской платформе (в ряде районов плиты Мидконтинента) и Африкано-Аравийской платформе (на плите Сахары). В этих районах имеются отложения жедина, благодаря чему данный перерыв может быть выделен из суммарного перерыва, соответствующего всему геократическому этапу. На Сибирской и Восточно-Европейской платформах позднекаледонской эпохе соответствуют гораздо менее четко выраженные признаки воздымания.

Определенных указаний на движения тельбесской эпохи тектогенеза, кажется нет, за исключением перерыва на границе эмса и эйфеля на Сибирской платформе; однако, определенное изменение тектонического режима в это время отмечается на ряде платформ.

На уровне рэйсской эпохи тектогенеза на некоторых платформах наблюдается кульминация активности: фаза поднятия на Северо-Американской платформе, фаза рифтогенеза и сопровождавшего его вулканизма на Восточно-Европейской платформе.

Все эти данные указывают на то, что эпохи тектогенеза находили отражение в движениях на древних платформах, но проявлялись здесь в ослабленном виде в соответствии со спецификой платформенного режима.

Геосинклинальные области рассматриваемого времени также подверглись девонскому тектогенезу. Автором наиболее обстоятельно была проанализирована среднепалеозойская история

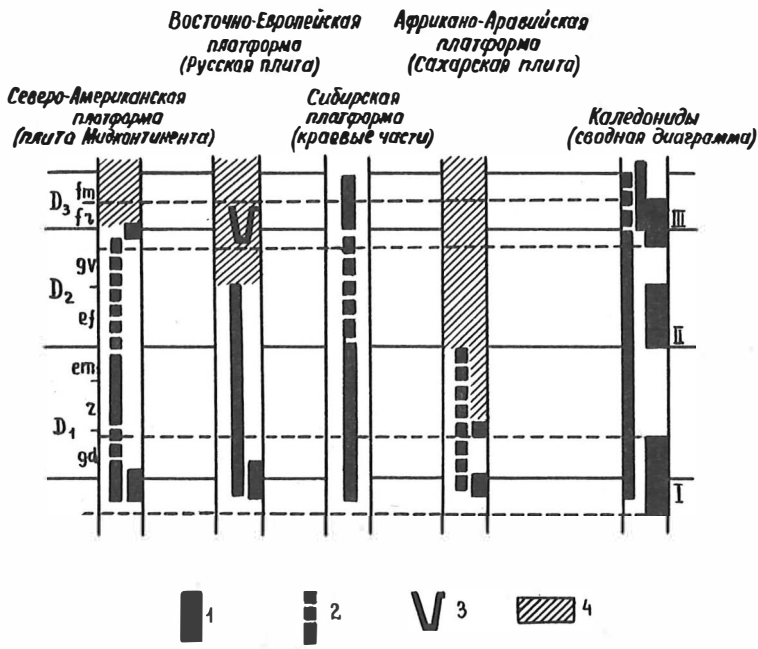


Рис. 3

История развития платформ северной группы в конце оилура - девоне

I - фазы поднятия, размыва, слабой деформаций; 2 - геократические этапы (а - всеобщее поднятие и размыв, б - поднятие с частично сохранившимися морскими условиями и осадконакоплением); 3 - эпоха формирования грабенов и вулканизма; 4 - этапы опускания и трансгрессии



Рис. 4

Позднекаледонская эпоха

Тектогенеза в Западной Европе

I - складчатость; 2 - начало горообразования и формирования молассовых впадин; 3 - гранитизация, метаморфизм; 4 - интрузии гранитов

развития вариской геосинклинальной области Центральной и Западной Европы. Материал по этой области оказывается достаточно представительным для характеристики девонских орогенических процессов в геосинклинальной обстановке, так как она включает разные тектонические элементы с неодинаковой структурой и размером палеозойских пород: Реногерцинскую зону (юг Британских островов, Арденны, Рейнские Сланцевые Горы, Гарц), Саксотюрингскую зону (Саксония и Тюрингия, Северные Вогезы), Центрально-Армориканскую зону (тектонические единицы Домнонэ, Манселье и Центрально-Армориканская Армориканского массива), пояс центральных поднятий (Богемский массив, Средние и Южные Вогезы, Центральный массив в составе Арвернского ядра и Вандейско-Северной зоны, тектонические единицы Лижерьен, Корнуайе и Западно-Вандейская Армориканского массива). Здесь мы остановимся только на главных результатах исследования; более подробное описание дано в другой работе (Проблемы глобальной корреляции...). Сводная диаграмма последовательности событий приведена на рис. 2.

Говорить о процессах идентичных орогенезу в каледонидах (и отчасти на древних платформах) в геосинклинальных областях не приходится, так как геосинклинальный режим с преобладающей тенденцией к погружениям является в этом отношении антиподом орогенному режиму, для которого характерны восходящие движения (горообразование в орогенных областях, геократический этап на платформах). Но движения, соответствующие описанным выше эпохам тектогенеза, здесь прослеживаются, хотя и не везде и чаще в менее эффективной форме, чем в орогенных областях. Во многих зонах с описанными эпохами тектогенеза связаны значительные события: фазы складчатости и поднятия; рубежи между крупными естественными этапами развития тектонических элементов, выраженные существенными изменениями литологии (формационными изменениями) и плана распределения фаций и мощности; фазы гранитизации и регионального метаморфизма.

Эти события по-разному проявились в отдельных зонах европейских варисид и оказали разное влияние на ход их развития.

В Реногерцинской зоне как в додевонское время, так и в девоне существовали геосинклинальные условия. Вместе с тем, в этой зоне, занимающей краевое положение в вариской геосинклинальной области и примыкающей к поясу каледонид Северо-Западной Европы, наиболее отчетливо прослеживаются элементы того ритма движений, который характерен для девона орогенных областей (каледонид). Движения, коррелирующиеся с позднекаледонской эпохой, проявились здесь в Арденнах и прилегающей к ним площади (в форме интенсивной складчатости) и в Рейнских Сланцевых Горах (в форме поднятия и слабой деформации) в интервале между лудловом и жедином; в Гарце следы их достоверно не установлены; для южной части Британских островов для этого нет данных — здесь не вскрывается основание девона. С тельбесской эпохой тектогенеза по времени коррелируется эпоха серьезного изменения тектонического режима и характера осадконакопления во всех районах Реногерцинской зоны в начале среднего девона. В это время произошло усложнение тектонического плана, и монотонные терригенные толщи нижнего девона сменились фациально изменчивыми терригенно-карбонатными отложениями, накапливавшимися в обстановке контрастных движений. Одновременно отмечается вспышка вулканизма в Гарце. Во многих местах эта перестройка предварялась относительным и местами абсолютным поднятием в эмсе (Рейнские Сланцевые Горы, пояс Самбры — Мааса). Поднятия были слабыми и локальными, но их синхронное проявление заставляет отнести к ним внимательнее и,

возможно, рассматривать их как проявление единой фазы движений. Более модные орогенические события в среднем – позднем девоне выражены слабыми и кратковременными поднятиями (меггенский и бранденбургский эпизоды в живете Рейнских Сланцевых Гор, раннебретонский эпизод на границе среднего и позднего девона в Гарце). Они имеют локальное распространение и, по-видимому, нет оснований связывать их с рассматриваемыми эпохами тектогенеза.

В истории развития Центрально-Армориканской и Саксотюрингской зон почти не наблюдается параллелей с историей развития каледонид. Территория Центрально-Армориканской зоны в раннем и среднем палеозое представляла собой относительно приподнятый массив с медленным мелководным осадконакоплением. В ней не устанавливается тектонических движений, которые могли бы быть сопоставлены с эпохами тектогенеза. В саксотюрингской зоне имеются импульсы движений, соответствующие позднекаледонской и ре́йской эпохам. С позднекаледонской эпохой коррелируется поднятие (и, по косвенным данным, складчатость) в конце силура в Северных Вогезах (в Средних и Южных Вогезах в это время развивались процессы гранитизации). По совокупности косвенных данных также можно предполагать поднятие (конседиментационное) в позднем лудлове – даунтоне (время накопления известняков буднянского яруса) в Саксонии и Тюрингии. Рёйская эпоха (название которой дано как раз по названию фазы в Саксотюрингской зоне) представлена здесь поднятием и слабой складчатостью на границе среднего и позднего девона; она разделяет этапы развития с заметно различным режимом тектонических движений и осадконакопления.

Пояс центральных поднятий представляет собой приподнятую "ось" в геосинклинальной области, или пояс массивов. В девоне здесь шли интенсивные тектонические и магматические процессы, но осадконакопление отсутствовало или было незначительным. Супракрустальные породы развиты спорадически и дают мало информации о девонской истории. Больше информации можно почерпнуть из данных о радиометрическом возрасте гранитоидных пород и метаморфитов; работы последнего времени показывают, что в ряде районов в поясах центральных поднятий широко распространены граниты девонского возраста. Эпоха мощного гранитоидного магматизма и метаморфизма устанавливается в Центральном массиве и Средних Вогезах в конце силура – начале девона. Она уверенно коррелируется с позднекаледонской эпохой тектогенеза. Эта эпоха была важнейшей в доварисской истории развития указанных тектонических элементов. В Армориканском массиве граниты и метаморфизм позднекаледонской эпохи неизвестны, но имеются данные об активных процессах анатексиса в середине девона, возможно в связи с тельбесской эпохой тектогенеза. В Богемском массиве гранитизации и метаморфизм девонского возраста (пока?) не установлены.

Таким образом, процессы, связанные с описываемыми эпохами тектогенеза, сыграли большую роль в истории развития варисской геосинклинальной области Центральной и Западной Европы, хотя эта роль и была резко неодинаковой в разных зонах. При этом особенно значительным и отчетливым было проявление позднекаледонских тектонических движений и магматизма, наиболее эффективно проявившихся в Реногерцинской зоне и поясе центральных поднятий (рис. 4).

Заметим также, что движения данных эпох тектогенеза широко проявились и во многих других геосинклинальных областях (см., например, сводку А.А.Пронина, 1969).

После рассмотрения главных особенностей проявления девонских движений в областях с разным тектоническим режимом (орогенным, платформенным, геосинклинальным) можно подвести некоторые итоги.

Орогенез (горобразование) характерен для орогенных областей. Девонский орогенез представляет собой, как уже говорилось, единый процесс для всех орогенных областей (каледонид) Евразии в полосе между Северной Атлантикой и Юго-Восточным Китаем, а также для каледонид Северных Аппалачей и Восточной Австралии (Лаклан), хотя две последние области и занимают несколько особое положение (см. рис. 1). На древних платформах (в основном северных) устанавливается проявление синорогенной активности; синорогенные движения коррелируются с орогенезом в каледонидах, но отличаются меньшей интенсивностью.

О распространении девонского орогенеза нельзя получить полного представления, так как судить о нем приходится по неполным данным: из анализа выпадают области поднятия и размыва, в которых не сохранилось молассовых толщ или иных признаков движений. В этом отношении характеристика орогенных периодов значительно дополняется данными по новейшему орогенному периоду (олигоцен – неоген – четверть). Анализ распространения современного горного рельефа и возможность применения геоморфологических методов позволяют прийти к заключению, что орогенез и синорогенные движения (включающиеся прежде всего в эпидорогеническом поднятии равнинных областей и рифтогенезе) охватывают почти всю поверхность современных материков (Леонов, 1972). Вероятно, такую же картину мы получили бы и для девонского орогенного периода, если бы располагали аналогичными возможностями исследования.

Вертикальные и латеральные соотношения орогенеза с другими тектоническими режимами в виде схемы изображены на рис. 5. Вертикальные колонки символизируют разные типы развития. Колонки "Б" – "К" обозначают случаи, когда орогенез проявляется в областях с разной историей. Колонки "Б" – "З" соответствуют настоящему орогенезу; "Б", "К" и отчасти "И" – синорогенным формам активности. Крайние колонки "А" и "Л" обозначают платформенные и геосинклинальные области, не подвергшиеся видимому воздействию орогенеза ни в орогенной, ни в синорогенной форме.

Как известно, многие авторы различают разные виды орогенеза и орогенных (молассовых) комплексов в зависимости от характера развития территории на доорогенном этапе: протоорогенез и дейтероорогенез (Боголепов, 1976) и многое др. (см. например, Мазарович, 1972). Применяя эти термины, следует, в соответствии со сказанным, учитывать, что в большинстве случаев речь идет о генетически едином процессе, но захватывающем разные области (Борукаев, 1981; Леонов, 1972; Моссаковский, 1975).

Эпохи тектогенеза имеют глобальное распространение. В этой или иной форме они прослеживаются во всех тектонических обстановках в пределах доступной для изучения континентальной части земного шара. Эпохи тектогенеза – сложные и длительные события. Они состоят из отдельных региональных фаз и эпизодов, которые могут обладать неодинаковой продолжительностью и в определенных пределах смещаться по хронологической шкале (см. рис. 2). Форма их проявления в разной обстановке также меняется, так как тектонический импульс, вызывающий появление эпох тектогенеза, накладывается на разные региональные особенности. Но в целом все их проявления увязываются в гармоничную и единую в хронологическом отношении систему, позволяющую говорить о глобальности эпох тектогенеза. При этом не следует упускать из вида, конечно, что наряду с глобальными эпохами тектогенеза существуют многочисленные фазы и эпизоды регионального и локального значения.

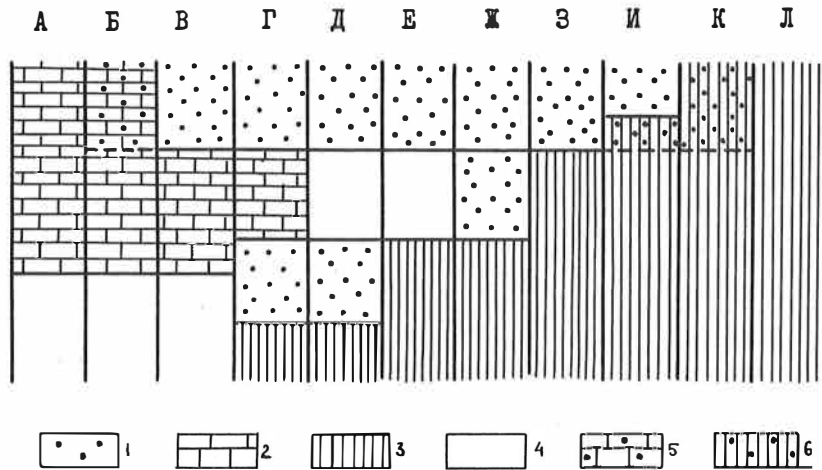


Рис. 5 Принципиальная схема соотношения орогенного тектонического режима с платформенным и геосинклинальным режимами

Тектонические режимы: 1 - орогенный; 2 - платформенный (с накоплением платформенного чехла); 3 - геосинклинальный; 4 - постгеосинклинальный (молодой складчатой области не перекрытой платформенным чехлом); 5 - платформенный с синорогенными движениями; 6 - геосинклинальный с синорогенными движениями

Типы развития: А - платформа без синорогенных движений; Б - платформа с синорогенными движениями (в форме геократического режима, рифтогенеза, и др.); В-Г - эпиплатформенный, эпиплитный орогенез (Г - "повторный"); Д-Е - орогенез консолидированных складчатых областей и участков платформ без чехла (Д - с молассой, образовавшейся в конце геосинклинального этапа; Ж-З-И - разные виды эпигеосинклинального орогенеза (Ж - после накопления нижней молассы); К - геосинклиналь с синорогенными движениями; Л - геосинклиналь без синорогенных движений

Литература

- БЕННИСОН, Дж.; РАЙТ, А.: Геологическая история Британских островов.
Москва: изд. "Мир" 1972, 319 стр.
- БОГДАНОВ, Н.А.: Палеозой востока Австралии и Меланезии.
Тр. геол. инст. АН СССР, Москва (1967) 181, 179 стр.
- БОГОЛЕПОВ, К.В.: Дейтероорогенез и его роль в формировании структуры земной коры.
В: Тектоника и структурная геология, планетология, докл. советских геологов к 25 сессии МГК. Москва: изд. "Наука" 1976, 318 стр.
- БОРУКАЕВ, Ч.Б.: Завершающая складчатость, орогенез, диасхизис и кратонизация.
В: Проблемы эволюции геологических процессов. Тр. Инст. геол. и геофиз. АН СССР, сиб. отдел., Новосибирск (1981) 517, с. 21-39
- БРАУН, Д.; КЭМБЕЛЛ, К.; КРУК, К.: Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии.
Москва: изд. "Мир" 1970, 347 стр.
- БУШ, В.А.: Типы средне-верхнепалеозойских структур Казахстано-Тянь-Шаньских каледонид.
Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отдел геол., Москва 50 (1975) 2, с. 30-45
- ВАЛЕЕВ, Р.Н.; КЛУБОВ, В.А.; ОСТРОВСКИЙ, М.И.: Сравнительный анализ условий формирования и пространственного размещения авлакогенов Русской платформы.
Сов. геол., Москва (1969) 4, с. 58-67
- ГЕОЛОГИЯ АРКТИКИ.
Москва: изд. "Мир", 1964
- ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ АФРИКИ.
Москва: изд. "Недра", 1973, 543 стр.
- ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, кн. I. (Стратиграфия СССР 5)
Москва: изд. "Недра" 1973
- ЗОНЕНШАЙН Л.П.: Тектоника Западного Саяна.
Москва: Госгеолтехиздат, 1963, 110 стр.
- КРАСИЛЬНИКОВ, Б.Н.: Доорогенное развитие структуры Алтае-Саянской области и сопровождающие его глубинные процессы.
Москва: изд. "Наука" 1966, 286 стр.
- КРАСИЛЬНИКОВ, А.А.: Стратиграфия и палеотектоника докембрия - раннего палеозоя Шпицбергена.
Тр. науч. - иссл. инст. Геол. Арктики, Ленинград, 172 (1973)
- ЛЕОНОВ, Ю.Г.: Новейшая активизация и альпийский орогенез.
Геотектоника, Москва (1972) 2, с. 3-14
- : Тектоническая природа девонского орогенеза.
Москва: изд. "Недра", 1976, 193 стр.
- : Эпохи тектогенеза в орогенных областях.
Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam (1979) 58, s. 135-146
- МАЗАРОВИЧ, О.А.: Геотектонические условия формирования моласс.
Геотектоника, Москва (1972) 1, с. 29-44
- : Геология девонских моласс.
В: Материалы по геол. Центр. Казахстана, 15. Москва: изд. "Недра", 1976
- МАЗАРОВИЧ, О.А., МИНЕРВИН, О.В.: Взаимоотношение силурийских и девонских моласс в каледонидах Центрального Казахстана.
Вест. моск. Унив., сер. Геология, Москва (1971) 2
- МАЗАРОВИЧ, О.А.; МАЛИНОВСКАЯ, С.П.; МАРТЫНОВА, М.В.: К региональной стратиграфической схеме девона Центрального Казахстана.
В: Геол. и полезные ископ. Цент. Казахстана. Москва: изд. "Наука", 1976

- МЕННЕР, В.В., МИХАЙЛОВ, М.В., ФРАДКИН, Г.С.: Сибирская платформа.
В: Стратиграфия СССР, 5. Девонская система, кн. I, с. 118-138. Москва:
изд. "Недра", 1973
- МИРЧИК, М.Ф., МКРЧАН, О.М.: Девонские грабенообразные прогибы платформенной
части Башкирии.
Докл. АН СССР, Москва, 164 (1965), 3
- МИШО, П.: Вариспиды Бельгии.
В: Тектоника Европы и смежных областей. Москва: изд. "Наука", (1978)
- МОССАКОВСКИЙ, А.А.: Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного
обрамления в докембрии и палеозое.
Москва: "Госгеолтехиздат", 1963, 216 стр.
- : Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии.
Тр. геол. инст. АН СССР, Москва, (1975) 268, 317 стр.
- МУРАШОВ, Л.Г., МОКИН, Ю.И.: Стратиграфическое расчленение девонских отложений
острова Шпицберген.
В: Геология Свальбарда, Ленинград: изд. НИИГА, 1976
- ПРОБЛЕМЫ ГЛОБАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ.
Тр. Геол. инст. АН СССР, Москва (1980) 340, 220 стр.
- ПРОНИН, А.А.: Каледонский цикл тектонической истории Земли.
Москва: изд. "Наука", 1969, 203 стр.
- ПОГРЕБИЦКИЙ, Ю.Е.: Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы.
Тр. науч.-иссл. инст. геол. Арктики, Ленинград 166 (1971), 248 стр.
- РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ КИТАЯ, вып. 2.
Москва: изд. ИЛ, 1963, 272 стр.
- СОКОЛОВ, В.Н., КРАСИЛЬНИКОВ, А.А., ЛИВИЦ, Ю.Я.: Тектоника архипелага
Шпицберген.
Геотектоника, Москва (1968) 2, с. 65-82
- ХОЛБЕДАЛЬ, О.: Геология Норвегии I.
Москва: изд. ИЛ, 1957
- APPALACHIAN TECTONICS.
Royal Soc. Canada, Spec. Publ., Toronto 10 (1967) 99 pp.
- ARTIC GEOLOGY,
Proc. 2nd Internat. Symp. Arctic Geol. 1971. Amer. Assoc. Petrol. Geol.,
Mem., Tulsa 19 (1973)
- BABIN, C.; CAVET, P.; LARDEUX, H. et al.: Le Dévonien du massif Armoricaïn.
Bull. Soc. Géol. France, Sér. 7, Paris 14 (1972) 1, p. 94-109
- BABIN, C.; CHAUVEL, S.-S.; CHAUVEL, S. et al.: Le Paléozoïque antécarbonifère
de Bretagne (France).
Cas. Mineral. a Geol., Praha 13 (1968) 3, p. 261-278
- BIRD, J.M.; DEWEY, J.F.: Lithosphere plate continental margin tectonics and
evolution of the Appalachians.
Bull. Geol. Soc. Amer., Boulder 81 (1970) 4, p. 1031-1059
- CHIANG CHIEN-SHEN, YU SHON-HUN, HUANG-CHIEN-HUI et al.: Preliminary observation
on pre-Devonian in Southern Kiangsi.
Internat. Geol. Rev., Washington 10 (1968) 12, p. 1420-1427
- CH' IEN HSIANG-LIN: Development history of Paleozoic structure of Hsieh-fen-shan
region of western Hunan and problem of boundary of Southwest Platform.
Internat. Geol. Rev., Washington 10 (1968) 11, p. 1340-1358
- CHLUPÁČ, I.: Zur biofaziellen Charakteristik des Mittelböhmischen Devons.
In: 2. Internat. Arbeitstagung über die Silur/Devon-Grenze ...,
Bonn-Bruxelles 1960. Symposiums-Band, S. 12-26. Stuttgart: Schweizerbart 1962

- GROOK, K.A.W.: Upper Devonian sedimentological Provinces in Eastern Australia and their controlling factors.
In: Internat. Sympos. on the Devonian System. Calgary, Canada, 1967, Vol. 1
- DEWEY, J.F.; PANKHURST, R.J.: The evolution of the Scottish caledonides in relation to their isotopic age pattern.
Trans. Royal. Soc. Edinburgh, Edinburgh 68 (1970) 11, p. 361-389
- DORN, P.: Geologie von Mitteleuropa.
2. Aufl. Stuttgart: Schweizerbart 1960, 488 S.
- GAERTNER, v. H.R.: Probleme des Saxothuringikums.
Geol. Jb., Hannover 65 (1951), S. 410-450
- GAERTNER, v. H.R.; WATZNAUER, A.: The Central European Variscides.
In: Tectonique de l'Europe. Notice explicative pour la carte Tectonique Internationale de l'Europe au 1 : 2.500.000, p. 158-177. Moscou: ed. Nauka, 1964
- GEE, D.G.: A geotraverse through the Scandinavian caledonides - Östersund to Trondheim.
Sveriges Geol. Unders. ser. C, Nr. 717, Stockholm, Årsbok 69 (1975) 9, p. 1-66
- GEOLOGIE DE LA FRANCE 1.
Paris: Doin, 1974, 293 pp.
- HAM, W.E.; WILSON, J.L.: Paleozoic epirogeny and orogeny in the Central United States.
Amer. J. Sci. 265 (1967) 5, p. 364-407
- HAMEURT, J.; VIDAL, PH.: Contribution de la géochimie isotopique du strontium à la connaissance du socle des Vosges. Les granites des Vosges moyennes.
Bull. Soc. Géol. France, Sér. 7, Paris 15 (1973) 3-4, p. 246-251
- JAEGER, H. Das Silur (Gotlandium) in Thüringen und am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges (Kellerwald, Marburg, Giessen).
In: Internat. Arbeitstagung über die Silur/Devon Grenze ... Bonn-Bruxelles 1960. Symposiums-Band, S. 108-135. Stuttgart: Schweizerbart, 1962
- JEN CHI-SHUN: Certain geotectonic formations occurring before the Devonian in Southeastern China.
Internat. Geol. Rev., Washington 10 (1968) 12, p. 1588-1601
- MÖBUS, G.: Abriß der Geologie des Harzes.
Leipzig: Teubner, 1966, 219 S.
- NILSEN, T.H.: Devonian (Old Red Sandstone) Sedimentation and Tectonics of Norway.
In: Arctic Geol. Proc. 2nd Intern. Symp. Arctic Geol. 1971. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., Tulsa 19 (1973), p. 471-481
- PÉNEAU, J.: Silurien supérieur et Dévonien inférieur dans le Sud-Est du Massif Armoricaïn.
In: Internat. Arbeitstagung über die Silur/Devon Grenze ... Bonn-Bruxelles 1960, Symposiums-Band, S. 191-201, Stuttgart: Schweizerbart 1962
- PHILIP, G.M.; PEDDER, A.E.H.: A re-assessment of the age of the Middle Devonian of south-eastern Australia.
Nature, London 202 (1964) 4939, p. 1323-1324
- PILGER, A.: Tektonik, Magmatismus und Vererzung.
Z. dt. Geol. Ges., Hannover 104 (1952), S. 198-218
- PRODROME D'UNE DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DE LA BELGIQUE.
Liège: Vaillant-Carmanne, 1954, 826 pp.
- POOLE, W.H.; SANFORD, B.V.; WILLIAMS, H.; KELLEY, D.C.: Geology of southeastern Canada.
Geology and econom. minerals of Canada, Geol. surv. of Canada, Ottawa, 1970, Report n 1, p. 229-305

- RAYNER, D.H.: The stratigraphy of the British Isles.
Cambridge: Univ. Press 1967, 453 pp.
- RODGERS, J.: The tectonics of the Appalachians.
New York: Wiley-Interscience 1970, 271 pp.
- SCHWAB, M.: Beiträge zur Tektonik der Rheno-Herzynischen Zone im Unterharz.
Jb. Geol., Berlin 5/6 (1976), S. 9-107
- SIEDLECKA, A.; SIEDLECKI, S.: A contribution to the geology of the Downtonian sedimentary rocks of Hitra.
Norges. geol. unders., Trondheim 275 (1972), p. 1-28
- SLOSS, L.L.: Sequences in the cratonic interior of North America.
Bull. geol. Soc. Amer., New York 74 (1963) 2, p. 93-114
- STRUSZ, D.J.: The geology of the Parish of Mubil, near Wellington N.S.W.
J. and Proc. royal. Soc. New South Wales, Sydney 93 (1960), p. 127-136
- STUDIES OF APPALACHIAN GEOLOGY: NORTHERN AND MARITIME.
New York: Wiley-Interscience 1968, 475 pp.
- TECTONICS OF EUROPE AND ADJACENT AREAS.
Moscow: "Nauka", 1981, 415 p.
- THE GEOLOGY OF SCOTLAND.
Edinburgh; London: 1965, 556 p.
- THE TASMAN GEOSYNCLINE.
A symposium. Geol. Soc. of Australia, 1974
- VIALETTE, V.: Age des granites du Massif Central.
Bull. Soc. géol. France Sér. 7, Paris 15 (1973) 3-4, p. 260-269
- VIDAL, PH.: Premières données géochronologiques sur les granites, hercyniens du Sud du Massif Armoricaïn.
Bull. Soc. géol. France Sér. 7, Paris 15 (1973) 3-4, p. 239-245
- WATERLOT, G.: L'évolution de l'Ardenne au cours des diverses phases des plissements calédoniens et hercyniens.
Bull. Soc. géol. France Sér. 5, Paris 15 (1945), p. 3-4

part II: Geological development of block-tectonics in the region of
Elbe-Lineament, especially in the territory of G.D.R.

Die strukturelle Entwicklung des NW-Abschnittes des Elbe-Lineaments
und Vergleich mit dem anschließenden SE-Abschnitt im Gebiet der DDR



von
Alfred O. LUDWIG ¹⁾

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

Bau und strukturelle Entwicklung des Nordwest-Abschnittes des Elbe-Lineaments auf dem Gebiet der DDR und angrenzender Krustenschollen, besonders des Subherzynen Beckens und des Harzes werden nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand und unter Berücksichtigung geophysikalischer Erkenntnisse dargestellt. Die ältere Entwicklung bis zu Beginn der variszischen Flysch-
etappe ist noch weitgehend unbekannt, die postvariszische muß zum großen Teil aus dem tektonischen Verhalten der Nachbarräume des Lineaments erschlossen werden.

Zu einigen offenen Fragen der Mechanik und der geodynamischen Antriebe der Strukturbildung im Lineamentbereich und darüber hinaus wird Stellung genommen. Offenbar wird eine Konzeption, die mehrere Faktoren einschließt, den geologischen und geophysikalischen Befunden am besten gerecht. Hierzu gehören: (1) die direkte, laterale Fernübertragung tektonischer Impulse im elastisch reagierenden Krustenbereich aus orogen bzw. riftogen aktiven Räumen; (2) die indirekte Übertragung dieser Impulse durch Massenbewegungen im plastisch reagierenden Bereich der Lithosphäre und (3) räumlich begrenzte Wechselwirkungen von Kruste und Mantel als Folge eines Manteldiapirismus und kompensativer Massenverlagerungen.

Der Vergleich des NW-Abschnittes des Elbe-Lineaments mit dem SE-Abschnitt, der Elbezone, im Gebiet der DDR zeigt erhebliche Unterschiede im Bau und in der strukturellen Entwicklung. Für diese Heterogenität des Lineaments ist die unterschiedliche Position der beiden Abschnitte zur Mitteldeutschen Kristallinzone und ihre Lage in der Saxothuringischen bzw. Rhenoherynischen Zone der mitteleuropäischen Varisziden von großer Bedeutung gewesen.

LUDWIG, A.O.: The structural development of the NW-part of Elbe-lineament and comparison with the south-eastern part on the territory of G.D.R.

S u m m a r y

Structure and its development in the NW part of the Elbe-lineament (on the territory of G.D.R.) and in adjacent blocks of the earth crust, above all in the Subhercynian basin and the Harz region are demonstrated. The structural development up to early stages of the Variscan flysch accumulation is unknown for the most part and the Postvariscan development is only to reconstructed by tectonics movements of bordering areas.

Some open questions concerning the mechanics and the geodynamic impulses for forming geological structures in the area of the lineament and besides it are considered. Apparently a conception including more than one factor mostly fits the geological and geophysical observations. The factors are: (1) direct lateral long distance transmission of tectonic impulses originating in orogenic or riftogenic active regions, (2) indirect transmission of such impulses by mass

¹⁾ Zentralinstitut für Physik der Erde, AdW, DDR-1500 Potsdam, Telegrafenberg

Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam (1983) 77

movements within the plastic reacting part of the lithosphere and (3) spacially limited interplays between the earth crust and the mantle as a consequence of mantle diapirism and or of compensative mass movements.

A comparison between the NW and the SE parts of the Elbe-lineament inside the G.D.R. displays substantial differences in structure and development. This heterogeneity of the lineament structure is due to the different position of the two sections regarded in relations to the Mitteldeutsche Kristallizone and to situation in the Saxothuringian and the Rhenohercynian zone of the Central European Variscides resp.

Людвиг, А.О.: Структурное развитие северо-западной части Эльбского линеймента и сравнительный анализ прилегающей юго-восточной части, расположенной на территории ГДР.

Р е з ю м е

В работе представлено на основании новых данных и с учетом геофизических материалов строение и структурное развитие северо-западной части Эльбского линеймента на территории ГДР, а также прилегающих блоков земной коры, в частности Субгерцинского бассейна и Гарца. Древние этапы развития вплоть до начала варисцийского флишевого этапа в настоящее время еще слабо изучены, выводы о постварисцийском этапе развития делаются в значительной мере по данным тектоники в прилегающих к линейменту областях.

Высказываются мнения по некоторым открытым вопросам механики и геодинамических импульсов структурообразования как в области линеймента, так и вне его. Наиболее приемлема концепция, учитывающая различные геологические и геофизические факторы. Она предполагает в следующее: 1. прямую, **горизонтальную** дальнюю передачу тектонических импульсов в зоне упруго реагирующих участков земной коры из орогенных и рифтогенных областей; 2. косвенную передачу этих импульсов посредством передвижения масс в пластично реагирующих областях литосферы; 3. ограниченное в пространстве взаимодействие коры и мантии как результат диапиризма в мантии и **компенсативного перемещения масс**.

Сравнительный анализ северо-западного участка Эльбского линеймента с его юго-восточным продолжением — Эльбской зоной на территории ГДР показал значительные различия в их строении и в структурном развитии. Причиной такой гетерогенности линеймента являлись различия в местоположении обоих участков по отношению к Средне-Германской кристаллической зоне и внутри Саксотюрингской и Ренногерцинской зон средне-европейских варисцид.

1. Allgemeines

Unter dem Elbe-Lineament im DDR-Territorium werden in der Regel die Elbezone im SE (SE-Abschnitt) und die Flechtinger Scholle im NW verstanden. Geologische und geophysikalische Befunde sprechen dafür, im NW außer der Flechtinger Scholle die dieser nördlich vorgelagerte Scholle von Calvörde in das Lineament einzubeziehen (s.u. S. 165) (Abb. 1). Beide Schollen fügen sich zwanglos dem System von NW-SE orientierten Leistenschollen ein, das dem SW-Rand der Osteuropäischen Tafel (OET) parallel vorgelagert ist und den heutigen Bau Mitteleuropas wesentlich bestimmt. Sie bilden die nördlichsten, relativ am stärksten herausgehobenen Grundgebirgsschollen dieses Systems.

Der NW-Abschnitt des Elbe-Lineaments liegt nördlich der Mitteldeutschen Kristallinzone und reicht nach NW bis zum NNE streichenden Gifhorner Trog, einem Teil des Mittelmeer-Mjösen-Lineaments. Die Fortsetzung des Elbe-Lineaments über diesen Trog hinweg nach NW ist noch unklar, jedoch nicht auszuschließen (Abb. 1). Im Trogbereich deutet sich nur südlich davon durch die Gifhorn-Calberlaher Störung (s. KNAPE 1963) eine deutliche Quergliederung der rheinischen Strukturzone an. Weiter westlich fehlen, abgesehen von einigen Salzstrukturen im Bereich des unteren Allertals, bisher geologische Hinweise auf eine Fortsetzung des Elbe-Lineaments. Fotolineationen, die dem Elbe-Lineament zugeordnet werden können, gibt es dort ebenfalls nicht, während östlich davon die Grenzen der Flechtinger Scholle und der Scholle von Calvörde durch Fotolineationen markiert sind. Die Südrandstörung der Flechtinger Scholle mit relativ geringem Schichtenversatz läßt sich einer sehr deutlichen Fotolineation zuordnen (s. BANKWITZ u.a. 1979; KRULL 1979).

Tektonisch bildet die Mitteldeutsche Kristallinzone eine wichtige Scheide in Mitteleuropa; denn die lithologischen und strukturellen Entwicklungen nördlich und südlich davon sind voneinander verschieden, auch innerhalb des Lineamentbereichs. Aufschluß- und Kenntnisgrad sind im NW-Abschnitt des Elbe-Lineaments allerdings bedeutend geringer als im SE-Abschnitt.

Der NW-Abschnitt quert die Rhenocherzynische Zone der Varisziden in spitzerem Winkel als der SE-Abschnitt die saxothuringische Zone. Der Wechsel liegt im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinzone. Streckenweise hat der NW-Abschnitt des Lineaments Berührung mit den ebenfalls NW-SE streichenden Mitteldeutschen Hauptabbrüchen (Abb. 1).

Im Gegensatz zum SE-Abschnitt ist die vor- und frühvariszische Entwicklung des NW-Abschnitts weitgehend unbekannt. Erst vom Beginn der variszischen Flyschetappe an wird die Überlieferung hier deutlicher. Auch die jüngere, postvariszische Entwicklung ist wegen sehr unvollständiger Folge der Deckgebirgssedimente im Bereich des Lineaments meist nur indirekt aus der lithologischen und strukturellen Entwicklung der Umgebung und aus geophysikalischen Befunden zu erschließen.

Deshalb und aus folgenden Gründen gewinnen die Harzscholle und ihr nördlicher Randbruch für die Interpretation der Entwicklung des NW-Abschnitts des Elbe-Lineaments besondere Bedeutung: Sie stellen ein analoges Strukturelement zu den Abbrüchen von Haldensleben und von Gardelegen dar, das Grundgebirge ist tiefer angeschnitten, das

Deckgebirge im nördlichen Harzvorland vollständiger entwickelt und die Nordrandzone des Harzes besser aufgeschlossen als die der Schollen im Lineamentbereich nördlich davon. In die weiteren Betrachtungen wird daher der Raum vom Harz bis in die südliche Altmark-Senke einbezogen.

2. Der geologische Bau des Raumes von der Harzscholle bis zur südlichen Altmark-Senke und seine strukturellen Probleme

2.1. Heute vorliegendes Strukturbild

2.1.1. Geologische Befunde

Das gegenwärtige Strukturbild bestimmen nach SW geneigte, leistenförmige Pultschollen mit WNW-streichenden Längskonturen. Das Deckgebirge ist jeweils im Südteil der Schollen am mächtigsten. An der Westflanke werden die Pultschollen von gestaffelten, rheinisch gerichteten Abschiebungen begrenzt, die dem rheinischen Mittelmeer-Mjösen-Lineament zuzuordnen sind. Das Grundgebirge sinkt hier bis auf >4000 m ab, ähnlich wie in der südlichen Altmark-Senke (Abb. 2).

Die südlichste Pultscholle im betrachteten Gebiet ist die vom Deckgebirge entblößte Harzscholle. An ihrer Nordrandstörung sinkt das Grundgebirge in der Subherzynyen Kreidemulde bis zu -3000 m NN (um >3000 m) ab. Nach verbreiteter Auffassung (z.B. in MOHR 1978) ändert sich entlang dem Streichen der Charakter der Störung von einer Flexur im E zu einem Bruch (Aufschiebung nach N) im W. Im am stärksten gehobenen W ist das Vorland zugleich am tiefsten abgesunken. Angesichts des vertikalen Versatzes von >1000 m auf wenige km Entfernung dürfte im Grundgebirgsstockwerk ebenfalls ein gestaffelter Bruch vorliegen, dessen Elemente durch das aufgeschleppte Zechsteinsalz nicht bzw. nur mangelhaft ins Deckgebirge übertragen worden sind. Heute ist im E (östlich von Rieder) offenbar der abbiegende obere Teil einer anfänglich ausgebildeten Flexur angeschnitten, die später in der Steilflanke wahrscheinlich aufgerissen ist. Westlich davon wird mit zunehmender Heraushebung der Harzscholle die Bruchstaffelung erkennbar. Schon BORN (1937) wies auf 0,5 km breite Schollenstreifen hin, später leitete SCHLEGEL (1961) aus der wechselnden Ausstrichbreite der sekundären (präpermischen) Rötungszone am Harznordrand Schollenkippen um WNW--ESE streichende Achsen ab, und FRANZKE (1976) brachte weitere Argumente für diesen tektonischen Bau vor.

Ähnliche Verhältnisse deuten sich am Abbruch von Haldensleben an, mit bis >2000 m vertikalem Versatz. Im Gegensatz zur Harzscholle nimmt die relative Heraushebung der Flechtinger Scholle nach W ab, bedingt durch das bereits östlicher als am Harz einsetzende gestaffelte Absinken zur Mittelmeer-Mjösen-Zone hin. Im Ostteil der Flechtinger Scholle, nordwestlich von Magdeburg, scheint leichte Aufschiebungstendenz nach N vorzuliegen.

Nach SE vereinigen sich die Abbrüche von Haldensleben und Gardelegen und setzen sich im Abbruch von Wittenberg fort.

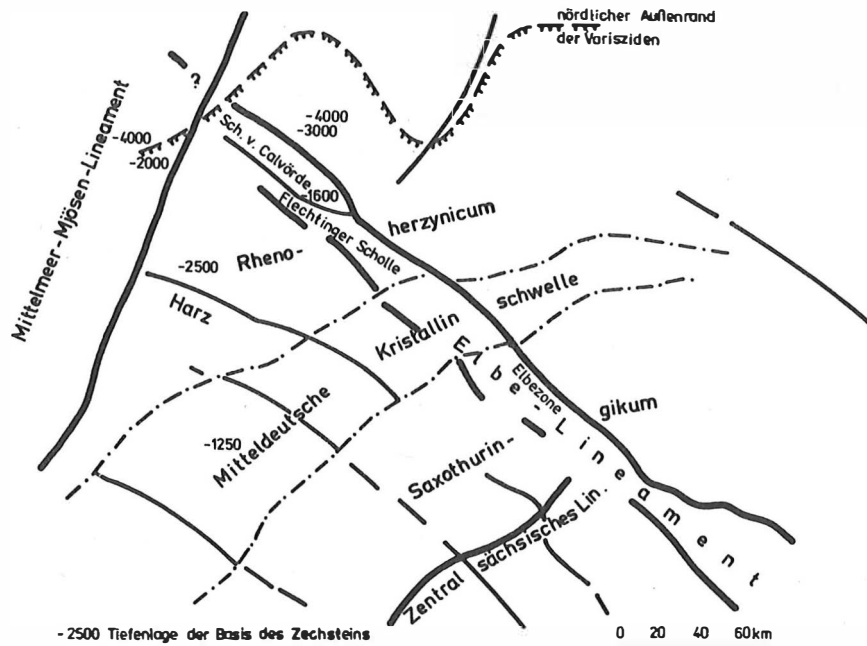


Abb. 1 Die tektonische Stellung des Elbe-Lineaments in Mitteleuropa

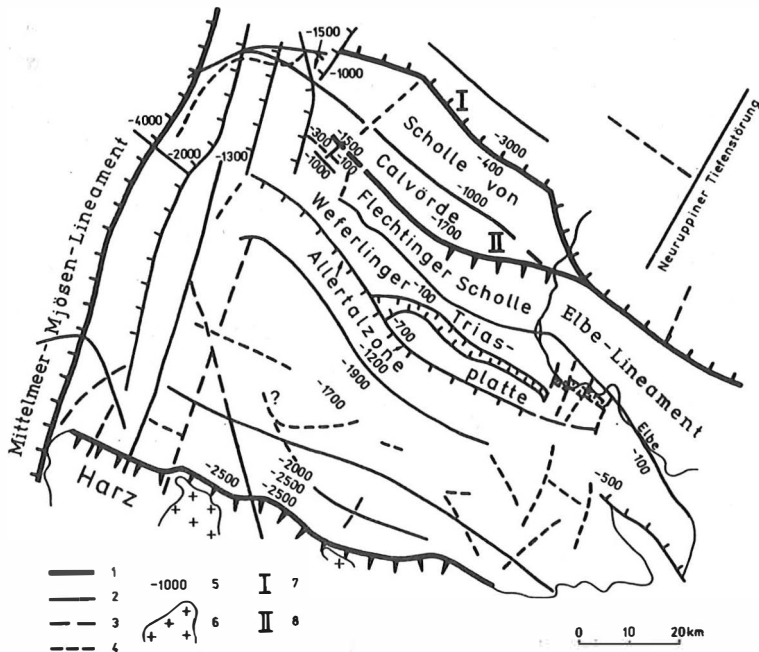


Abb. 2 Bruchstrukturen im Subherzynen Becken und im NW-Abschnitt des Elbe-Lineaments (nach KNAPE 1963, SCHULZE 1964, BURCHARDT 1969, MOHR 1978 u.a.)

Im Grundgebirge: 1 - Hauptstörung, Versatz > 1000 m; 2 - übrige Störungen, Versatz < 1000 m; Zacken zur aufgeschobenen, Striche zur gesunkenen Scholle; 3 - Störung vermutet. Im Deckgebirge: 4 - nur im Deckgebirge sichere Störung; 5 - Zechsteinbasis unter NN; 6 - Harzgranite; 7 - Abbruch von Gardelegen; 8 - Abbruch von Haldensleben

In der nördlichsten Pultscholle, der Scholle von Calvörde, tritt das variszische Grundgebirge nicht an die Oberfläche. Es ragt nur bis 500 m unter Terrain auf. Der vertikale Versatz ist hier am bedeutendsten. Mit bis zu 3500 m erreicht er ein Maximum (Abb. 2). Im Grundgebirge dürfte ein Bündel von Abschiebungen den Gesamtversatz erzeugen, während im Deckgebirge eine Flexur ermittelt wurde (vgl. SCHULZE 1964; BEIN 1966).

Wie der Harzscholle die Subherzyne Kreidemulde ist dem Steilrand der Scholle von Calvörde eine besonders tiefe Senkungszone vorgelagert, die Südliche Altmark-Senke. Beide Strukturen stellen Randtrogbildungen i.S. von VOIGT (1963) bzw. der Auffassung von WAGENBRETH (1965) dar.

Parallel zu den Längskonturen und quer bzw. diagonal dazu sind die Grundgebirgshochschollen in sich in nahezu gleichen Abständen untergliedert, so daß offenbar ein relativ engmaschiges Schollenmosaik vorliegt. Die Verwurfbeträge an diesen Störungen erreichen jedoch nur Dekameter, selten werden 100 m nennenswert überschritten (s. FRANZKE 1976; MOHR 1978).

Zwischen den Grundgebirgshochschollen ist im Subherzyn und nördlich der Flechtinger Scholle im wesentlichen nur der Deckgebirgsbau bekannt, der außer Brüchen Sattel- und Muldenstrukturen aufweist. Grund- und Deckgebirge trennt hier ein mächtiges Salinarstockwerk (Zechstein) voneinander. Der Bau des Deckgebirges ist deshalb von Salzbewegungen an seiner Basis bis zum Diapirstadium stark beeinflusst worden. Zur Oberfläche hin haben die Salzstrukturen das Bruchmuster im Subsalinar und die zugehörigen Amplituden mehr oder weniger stark verwischt oder modifiziert.

Aus den Richtungsbeziehungen der Salzstrukturen zur Bruchstruktur der Rahmenschollen geht jedoch hervor, daß die Salzstrukturen als Indizien für die junge Bruchtektonik und -felderung des Grundgebirges des Subherzyns dienen können. Auch die gebietsweise Gleichzeitigkeit der Salzdurchbrüche, z.B. die Bildung der Salzsättel im östlichen Subherzyn im Tertiär, kann als Indiz für Beziehungen zu tektonischen Impulsen gelten, wie sie JARITZ (1973) für NW-Deutschland festgestellt hat (Abb. 3). Unterstützt wird das durch die Lagerungsverhältnisse des Z-Horizontes (Zechsteinbasis).

Danach gliedern das Grundgebirge im Subherzyn WNW-Brüche in etwa gleichen Abständen von 4-7 km (s.a. BURCHARDT 1969) wie sie FRANZKE (1976) für den Unterharz (4-6 km) ermittelt hat, und das trifft noch bis zum Nordrand des Elbe-Lineaments zu, d.h. bis zum Abbruch von Gardelegen. Im Unterharz handelt es sich hauptsächlich um nach S fallende Abschiebungen, welche die Dehnung bei der pultförmigen Anhebung der Harzscholle mechanisch ausgeglichen haben (FRANZKE). Zumindest teilweise dürfte dieses ins Subherzyn übertragbar sein. In welchem Maße dies berechtigt ist, muß offen bleiben.

Das Bruchmuster im Harz spricht ferner dafür, daß östlich des rheinischen Mittelmeer-Mjösen-Lineaments mit weiteren, im Deckgebirge des Subherzyns weniger deutlichen meridionalen Strukturen zu rechnen ist. Das gilt besonders für die Fortsetzung der beiden früh angelegten rheinischen Zonen, auf denen die Harzgranite aufgedrungen sind. Sie bilden zusammen mit der Mittelmeer-Mjösen-Zone und der ab Unterperm erkennbaren meridionalen Zone östlich des Harzes, die jenseits der Flechtinger Scholle in der Neurup-

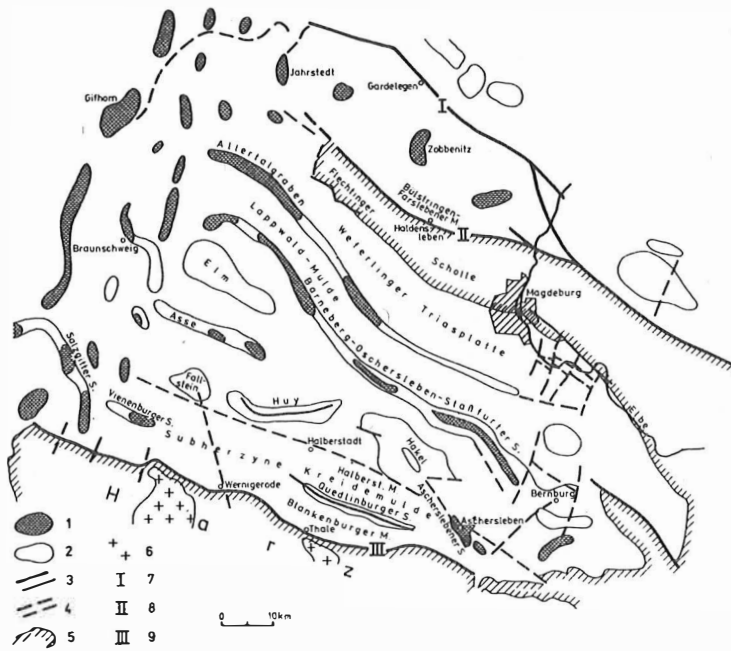


Abb. 3 Salzstrukturen im Subherzynen Becken
(nach KNAPE 1963, ergänzt)

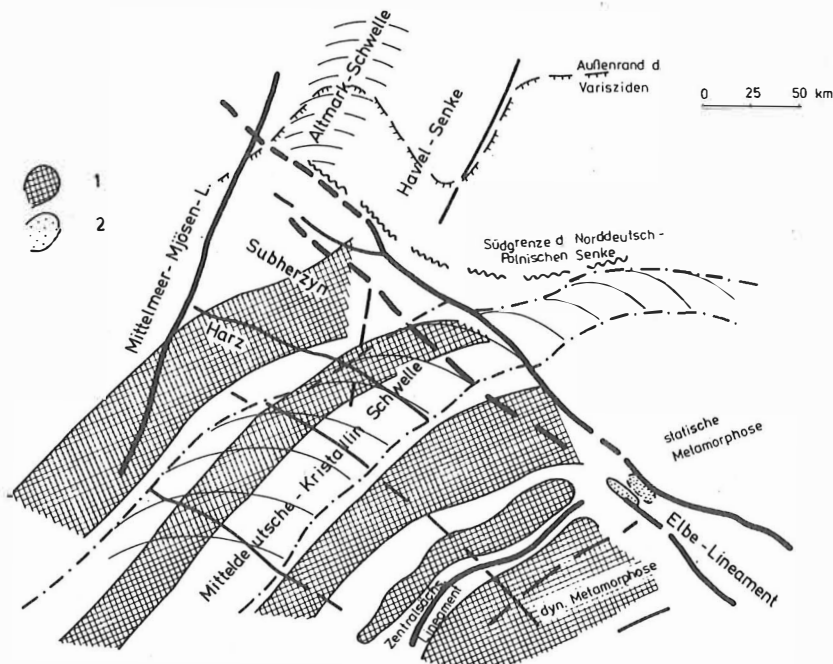


Abb. 6 Der Großfaltenbau in Mitteleuropa zur Zeit
der variszischen Morphogenetappe
1 - Schwellen; 2 - Senken in der Elbezone

zu Abb. 3

1 - Salzhorst, Diapir; 2 - Salzkissen; Bruchstörung 3 - nachgewiesen;
4 - vermutet; 5 - Ausstrich des Paläozoikums; 6 - Granit; 7 - Abbruch
von Gardelögen; 8 - Abbruch von Haldensleben; 9 - Harznordrandstörung

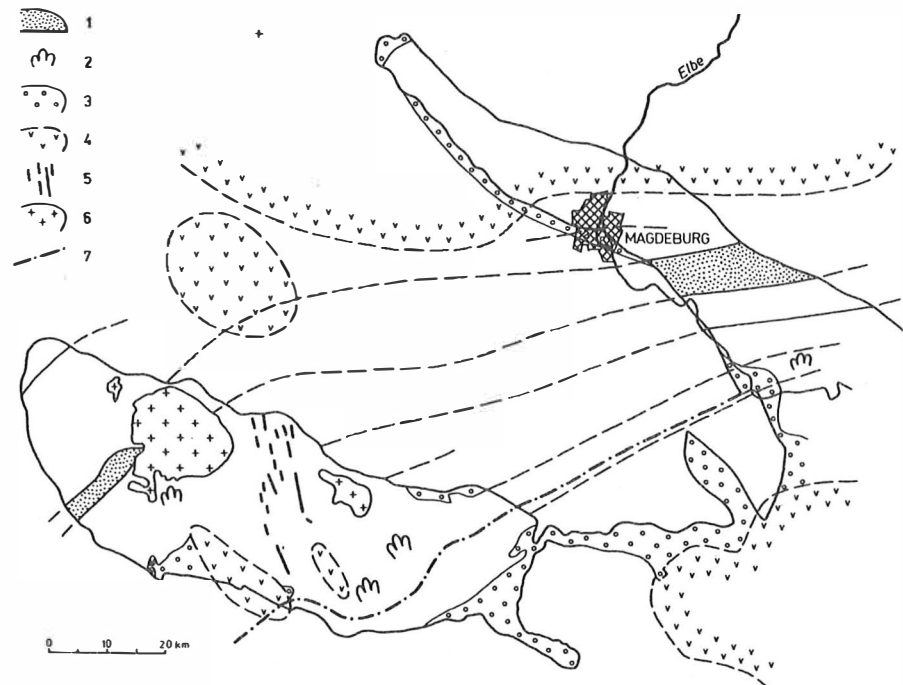


Abb. 4 Grundgebirgsbau und subsequenter Vulkanismus im Raum Harz - Flechtinger Scholle (in Anlehnung an LUTZENS & PAECH 1975; BENEK, ds. Band u.a.)

1 - Acker-Gommern-Quarzitzug; 2 - Olisthostrome; 3 - Ausstrich von Sedimenten des Permosiles; 4 - Verbreitung variszischer subsequenter Vulkanite; 5 - dgl. Mittelharzer Gänge; 6 - postkinematische variszische Granite; 7 - Nordrand der Mitteldeutschen Kristallinschwelle

piner Tiefenstörung eine Fortsetzung findet, ebenfalls ein äquidistantes Bruchsystem (Abb. 2). Ausdruck junger (jungkimmerisch und kretazisch) Aktivitäten an rheinischen Brüchen sind die rheinische Blattverschiebung nach N und relative Senkung der W-Scholle bei Goslar, die sich aus dem Harz ins Subherzyn verfolgen läßt (Gosetalstörung, MOHR & PILGER 1967), vielleicht auch die Bodetal-Störung durch den Quedlinburger Sattel sowie die Brüche im östlichen Subherzyn bei Schönebeck und südlich davon.

Schließlich gibt es im westlichen Subherzynen Becken Hinweise auf NNW--SSE-Bruchelemente in der Fortsetzung der Zone der Mittelharzer Gänge, z.B. das Ablenken der Westteile des Quedlinburger Sattels und der Huywald-Struktur in diese Richtung sowie im Verlauf des Salzgitterer Sattels.

Die Versätze an den meridionalen Brüchen sind gering, meist betragen sie nur Dekameter, selten wenige 100 m; hauptsächlich wirkten sie blattverschiebend. Wegen dieses Bewegungscharakters und der Auswirkungen auf die Gestaltung des Harznordrandes sowie aufs Vorland erlangen die meridionalen Strukturen besondere Bedeutung für Schlüsse auf junge Bewegungen im Bereich des Elbe-Lineaments.

Die steile Herauspressung der Grundgebirgsschollen läßt kräftige Vertikaltektonik in nachvariszischer Zeit erkennen, und noch immer wird diskutiert, wie weit auch laterale Einengungen aufgetreten sind. Die Bruchfalten im Subherzynen Becken sind kein unmittelbares Indiz dafür (s.a. S. 165). Ähnlich wie in anderen Gebieten mit Bruchschollentektonik spielt hier neben der Halotektonik und Halokinese das Problem störungsnaher faltenartiger Deformationen eine Rolle.

Der variszische Faltenbau streicht durch das Subherzyne Becken durch und schwenkt dabei nach E zunehmend in die E--W Richtung ein. Die Hauptgesteinszonen des Harzes lassen sich auf der Flechtinger Scholle und östlich davon wiedererkennen ebenso in Bohrungen im Zwischengebiet. Auf der Flechtinger Scholle findet sich die gleiche Faltenmorphologie wie im Oberharz (REUTER 1964, PAECH 1976 u.a.). Ältere Struktureinheiten sind zwischen Harz und Flechtinger Scholle nicht angeschnitten (Abb. 4).

Über einen Magmatismus und Vulkanismus im Subherzyn ist, abgesehen vom Nordteil, wenig bekannt. Nach bisheriger Beobachtung fehlt ähnlich wie im Thüringer Becken ein subsequenter Vulkanismus, ausgenommen die subsequenten Vulkanite am Fallstein. Das könnte vor allem für das östliche Subherzyn auch das Fehlen eines variszischen Magmatismus anzeigen. Daraus ergibt sich die Frage, ob der bei Flechtingen und Roxförde festgestellte Magmatismus (HOTH u.a. 1973; SCHMIDT & FRANKE 1975; GLUŠKO u.a. 1976) an das Elbe-Lineament gebunden ist oder nicht; denn nach N greift der Vulkanismus von der Flechtinger Scholle weit darüber hinaus ins extraorogene Gebiet über.

Die Position des bei Velpke erbohrten Granits (KELCH & PAULUS 1980) könnte durch das Auftreffen der Allertal-Zone auf die Ostflanke des Mittelmeer-Mjösen-Lineaments vorgezeichnet sein.

2.1.2. Geophysikalische Befunde

Im N--S Schwereprofil werden Harzscholle und Flechtinger Scholle von positiven Schwereanomalien begleitet, denen im N, im Bereich des Frignitz-Blocks, eine dritte folgt. Im Gegensatz zu den beiden anderen Schwerehochs wird das über der Flechtinger Scholle (Magdeburger Schwerehoch) nicht von einer magnetischen Anomalie begleitet. Es hat außerdem zwei Gipfel: Die Schwereflanke bei Haldensleben ist durch eng gescharte Isogammen in einem schmalen Bereich gekennzeichnet, während die Schwereflanke bei Gardelegen die doppelte bis dreifache Breite einnimmt. Dies spricht für den erwähnten unterschiedlichen Bau der beiden Hauptstörzonen im Lineamentbereich, die östlich der Elbe zusammenlaufen (BEIN 1966; BREMER 1969). Das reflexionsseismische Regionalprofil stimmt mit dem Schwerebild gut überein.

Nach Eliminierung des Einflusses der postvariszischen Schollentektonik verbleiben positive Schwereanomalien, die tiefer verankert sein müssen (BEIN 1966).

LAUTERBACH (1964) hielt eine Aufwölbung von Mantelmaterial unter dem Magdeburger Hoch für die Ursache der Schwereanomalien. Die Kreuzung der herzynischen mit der rheinisch gerichteten Hauptbruchstruktur (Mittelmeer-Mjösen-Lineament/Elbe-Lineament) soll das hohe Aufdringen des Mantelmaterials begünstigt haben.

Neuere Untersuchungen (CONRAD 1980) führten zu der Auffassung, daß das Magdeburger Schweremaximum hauptsächlich auf interkrustale basische Magmenkörper zurückzuführen sei, während eine Hochlage der Moho-Diskontinuität nicht so klar ausgeprägt ist und nur unwesentlich dazu beiträgt. Damit im Einklang stünde die Auffassung von HOTH u.a. (1973), daß die Kontakterscheinungen im Grundgebirge und in der ältesten sedimentären Molasse auf der Flechtinger Scholle von einer intermediären Intrusion verursacht worden sein könnte.

Andererseits liegt das Magdeburger Schwerehoch innerhalb einer Kette kräftiger, herzynisch orientierter positiver Schwereanomalien, die Mitteleuropa von E nach W durchzieht. Es ist eine erhöht mobile Zone mit der höchsten Heraushebung der herzynisch gerichteten Leistenschollen. An der Nordflanke wird sie von einer positiven Wärmeanomalie begleitet (CONRAD 1980; SCHUBERT & CONRAD 1981). Diese Zone trennt außerdem das Gebiet mit postvariszisch, vor allem ab höherem Jura, vorwiegend steigender Tendenz (Mitteldeutsche Hauptscholle, Rheinisches Schiefergebirge) im S von dem in dieser Zeit vorwiegend sinkenden Kernteil der Mitteleuropäischen Senke nördlich davon. Im Grenzbereich zwischen beiden Einheiten tritt daher der größte postvariszische Vertikalversatz in Mitteleuropa auf.

Unter Hinweis auf die junge (oberkretazische) basische Intrusion im Bramscher Massiv, die in dem E--W Anomaliengürtel liegt, bringt CONRAD (1980) die Schollenhebungen mit dem Nachquellen von basischem Substrat in Verbindung und hält dies auch an anderen Stellen für möglich. FRANZKE (1976) hält für den Unterharz ebenfalls eine magmatische Reaktivierung alter Schwächezonen für möglich, auf die eine jüngere Mineralisation (Karbonspat-Baryt-Fluoritmineralisation) zurückgehen dürfte (vgl. auch MOHR 1978).

Die Annahme postvariszischer magmatischer Reaktivierung alter Schwächezonen (Intrusionszonen) in Verbindung mit der Hebung der Schollen des Flechtinger Walls, d.h. des NW-Abschnitts des Elbe-Lineaments, vor allem in der Oberkreide, liegt daher nahe. Mindestens die Sedimente des Oberrotliegenden (Saxon) werden auf der Flechtinger Scholle von Mineralgängen (Baryt) noch durchschlagen. In welchem Maße diese Prozesse von einer Mantelaufwulstung bzw. -aufbeulung i.S. von LAUTERBACH (1964) oder von KREBS (1976) oder entlang einer ozeanischen Bruchzone, die in den Kontinent hineinreicht (SCHUBERT & CONRAD 1981), ausgegangen sind, sei noch dahingestellt; ihre Positionierung im Krustenfeld wird zweifellos von den größeren Bruch- bzw. Mobilzonen bestimmt (vgl. S. 169).

Dabei dürfte neben den beiden Lineamenten die Mobilzone eine Rolle spielen, die durch den Gürtel von Schwereanomalien, der sich von E nach W durch Mitteleuropa erstreckt, markiert wird. Zum Beispiel könnte das Einschwenken der variszischen Faltenstrukturen in die E--W Richtung im östlichen Subherzyn und auf der Flechtinger Scholle auf Einflüsse dieser Zone zurückzuführen sein. Hierzu sind weitere Untersuchungen notwendig.

Mit ostwestlichen Lateralverschiebungen ist in der E--W Zone außerdem zu rechnen. Seit der variszischen Hauptfaltung kommen dafür jedoch nur relativ geringe Beträge in Frage. Wahrscheinlich verteilten sich die Bewegungen im behandelten Gebiet auf mehrere parallele Elemente. Ein Hinweis darauf können das südliche Abschneiden der spätvariszischen Oker-Aller-Senke durch den Vorläufer der Harzscholle und das von S nach N zunehmend östlichere Einsetzen der postvariszischen Bruchstaffeln zur Mittelmeer-Mjösen-Zone hin sein. Die Interpretation der E--W Großstruktur als Äußerung einer kontinentalen Transformstörungszone (CONRAD 1980; SCHUBERT & CONRAD 1981) bedarf ebenfalls weiterer Klärung.

2.2. Strukturelle Entwicklung

2.2.1. Anlage und variszische Entwicklung

Das Elbe-Lineament liegt im Zuge des altangelegten (präkambrischen) mitteleuropäischen Bruchsystems, das dem SW-Rand der Osteuropäischen Tafel parallel verläuft. Man kann daher für den NW-Abschnitt von einer ähnlich frühen, präkambrischen Anlage ausgehen wie sie von BANKWITZ u.a. (1979) für den SE-Abschnitt festgestellt worden ist. Die variszischen Prozesse haben zunächst das alte Strukturbild verwischt.

Während der Flyschetappe, vor allem im Dinant und Namur A, zeichnete sich das Lineament im Gegensatz zum SE-Abschnitt strukturell nicht ab. Tektonisch dominierte damals die Hebung der Mitteldeutschen Kristallinschwelle, von der die Materialschüttung hauptsächlich kam, einschließlich olisthostromarer Einschüttungen. Das Material wurde z.T. längs dem nördlich gelegenen Flyschtrof von E nach W transportiert (PAECH 1973) (Abb. 5 und Tab. 1). Nach E griff das Flyschbecken unbeeinflusst über die Lineamentzone hinweg.

Tab: 1
Schichtenfolge in der Flechtinger Scholle

		Mächtigkeit (m)	Fossilien	
	Zechstein	Kupferschiefer		
e s s l o M	Saxon ~130-170m	Übergangsschichten Eisleben Schichten Flechtinger Bausandstein	} 100-130 18-45	(☞)
	~170m	Erleben Sch.	80-100	
	Autun	Bebertal Sch.	75-80	☞
	~1000m	Vulkanite und Tuffe mit Zwischensedimenten	~1000	☞
	(ob.)Stefan C	Süplinger Sch.	<100 (~70)	☞
h c s y	tiefes Namur A >1000m	Kongl., Pelit, Grauwacken	~200	☉
		Pelite	~100-150	☉
		Grauwacken Pelite	mehrere 100 ~180	☞ ☉
	Dinant >1000m	III vermutl. pelagische Sedimente, nicht sicher nachgewiesen	?	
II Gommernquarzit (Quarzit - Pelit - Wechsellagerung)		~600	☞	
I Pelite, Grauw., Kiesel-schiefer		~500		
	? Oberdevon			

n. HOTH 1973; PAECH 1973, 1976; ELLENBERG u.a. 1976; u.a.

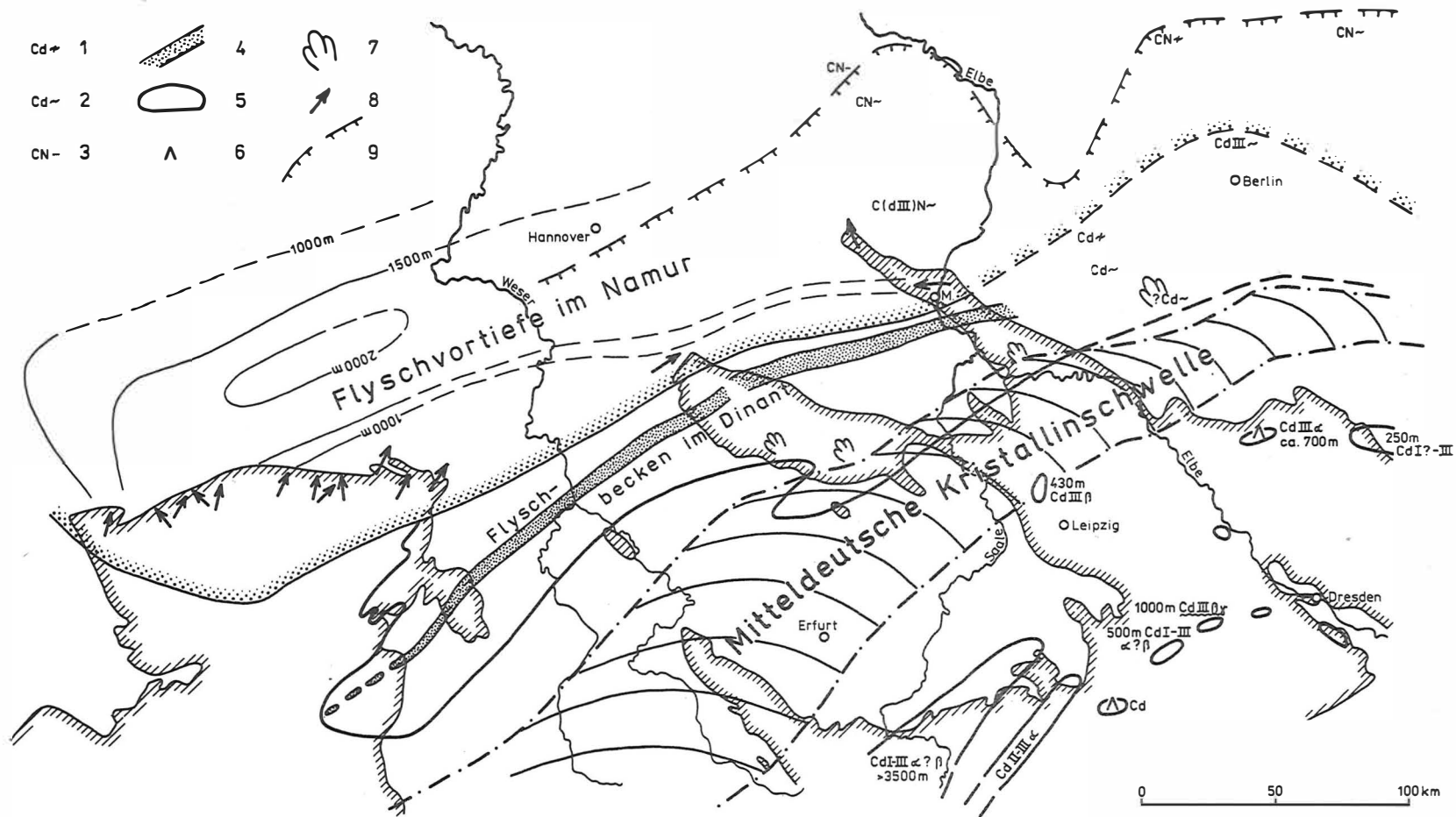


Abb. 5 Strukturfazielle Entwicklung des variszischen Flyschtroges (Dinant-Namur) vor der Hauptfaltung (nach PAECH 1973, SCHMIDT & FRANKE 1975)

1 - Dinant, regionalmetamorph; 2 - Dinant, gefaltet; 3 - Namur, ungefaltet; 4 - Hörre-Acker-Gommern-Quarzit; 5 - Flyschbecken des Dinant; 6 - Effusiveinschaltung (andesitisch); 7 - Olisthrom; 8 - Materialtransportrichtung; 9 - Nordrand der Varisziden

Die anschließende Faltung (spätsudetisch nach PAECH 1976) erfaßte den Raum vom Harz bis zum variszischen Außenrand nördlich davon ebenfalls einheitlich. Vom Harz her lassen sich bestimmte lithologisch-stratigraphische und strukturelle Zonen bis auf die Flechtinger Scholle verfolgen (REUTER 1964; LUTZENS & PAECH 1975).

Offenbar wurde die Faltung des Flyschs hier im Gegensatz zu der in der saxothuringischen Zone und derjenigen westlich der Mittelmeer-Mjösen-Zone nicht durch ältere Massive behindert. Sie entfaltete sich daher frei und mit deutlicher Polarität (Wandern nach N). Das Streichen schwenkt auf der Flechtinger Scholle fast in die E--W Richtung ein. Schieferung tritt im Paläozoikum nur lokal auf. Die Faltenvergenz ist nordwärts gerichtet und die Faltungsintensität nimmt dorthin ab. Nördlich davon klingt nach bisheriger Kenntnis am Variszidenaußenrand die Faltung ohne scharfe Grenze aus (SCHMIDT & FRANKE 1975).

Die leichte Wiederzunahme der Deformationsintensität im NW der Flechtinger Scholle (PAECH 1976) kann auf Materialänderungen in Richtung auf feinkörnigere, deformationsfähigere Schichten beruhen, wie sie beckenwärts zu erwarten sind, aber auch auf tektonisch bedingtem tieferem Anschnittsniveau. Schon präpermisch müssen nach PAECH nördlich der Flechtinger Scholle pränamurische Schichten wieder abgetragen worden sein. Der Anschnitt des inneren Kontakthofes eines Granites in Schichten der Wende Dinant/Namur bei Roxförde (Scholle von Calvörde) vor der Auflagerung der Vulkanite des Autun (SCHMIDT & FRANKE 1975) hat das bestätigt. Diese Abtragung setzt zugleich den kräftigen Aufstieg einer Scholle voraus.

Das heute vorliegende Strukturbild des Grundgebirges ist im bisher aufgeschlossenen Krustenbereich des behandelten Gebiets von der sedimentären Entwicklung in der Flysch- etappe und der anschließenden variszischen Hauptfaltung geprägt worden.

Während der Morphogenetappe wirkte der nordwestliche Abschnitt des Elbe-Lineaments, ähnlich wie der südöstliche, als tektonische Scheide. Über diese reichte die spätvariszische, streichende Großfaltung nach E und die sich bildende Altmark-Schwelle nach S nicht hinweg (Abb. 6, s. S. 151).

Das erste Einsinken der nordwestlichsten streichenden Großenke, der Oker-Aller-Senke (LUDWIG 1977; im Druck), zeigen Molassesedimente, die Süplinger Schichten (vgl. PAECH u.a. 1973), an der Wende Stefan/Autun im Bereich der Flechtinger Scholle an.

Schon bald nach der variszischen Hauptfaltung bestimmte in Mitteleuropa neben der streichenden Großfaltung eine Bruchschollentektonik die Strukturbildung in der Morphogenetappe. Während dieser Zeit dominierten die WNW--ESE bis NW--SE Richtungen. Zunehmend gewannen jedoch meridionale Richtungen an Bedeutung. Sie gliedern die herzynisch orientierten Schollen quer. Daneben haben nordöstlich streichende Brüche die Großfaltung unterstützt.

Mit der Restauration des alten, dem SW-Rand der Osteuropäischen Tafel parallelen Bruchsystems, dem das Elbe-Lineament angehört, trat die Kontur des Harznordrandes im Jungpaläozoikum erstmals in Erscheinung (SCHLEGEL 1961; ORTMANN & STEINER 1973; FRANZKE 1976), zugleich auch die Kontur der nördlich vorgelagerten späteren Tiefscholle (LUDWIG

1977; im Druck). Das Aufdringen der Harzgranite an der Wende Siles/Autun wird mit Aktivitäten dieser Schwächezone und sie kreuzenden meridionalen, hauptsächlich rheinischen, Elementen verbunden. Unter Hinzuziehung der Mineralisationsspalten ergibt sich für den Harz, daß alle Strukturrichtungen und ihre wichtigsten Bruchelemente, welche die postvariszische tektonische Entwicklung bestimmten, in der Morphogenetappe bereits existierten. Das dürfte ebenso für das anschließende Subherzyn und den Bereich des NW-Abschnitts des Elbe-Lineaments gelten.

Auf der Flechtinger Scholle setzten damals - weniger scharf lokalisierbar - ebenfalls WNW--ESE streichende Bruchbildungen ein. Sie sind vor allem durch den mehrphasigen subsequenten Vulkanismus ausgewiesen, der an Spalten dieser Richtung, besonders an Durchkreuzungen mit meridionalen Elementen, die als die hauptsächlichlichen Förderzonen anzusehen sind, gebunden war. Die Eruptionen verlagerten sich entlang WNW--ESE Strukturen hin und her; an wahrscheinlich meridionalen Brüchen ändern sich die Vulkanitmächtigkeiten sprunghaft (BENEK & PAECH 1974).

Der, wahrscheinlich sprunghafte, Mächtigkeitszuwachs der subsequenten Vulkanite und Subvulkanite auf > 3000 m bei Velpke und bei Weyhausen (KELCH & PAULUS 1980; PHILIPP 1960) läßt ebenfalls auf Aktivitäten der meridionalen Elemente an der Flanke zum Mittelmeer-Mjösen-Lineament und Anlage der später die Senkungsstruktur nach E begrenzenden Bruchstaffel schließen. Analoges gilt für den staffelförmigen Abbruch der Flechtinger Scholle nach W.

Andererseits wächst die Mächtigkeit der Vulkanite nach N stark, maximal 1000 m auf der Flechtinger Scholle stehen bis zu 2000 m bei Stendal gegenüber.

Ebenso sind aus den Molassesedimenten differenzierte Schollenbewegungen im Lineamentbereich abzulesen. Mit der Ablagerung der Süplinger Schichten an der Wende Siles/Autun zeichnen sich die ersten Senkungsbewegungen der werdenden Oker-Aller-Senke ab. Grobe Geröllschüttungen aus N bis E mit Geröllen von Rhyolithoiden wie sie in der Flechtinger Scholle nicht bekannt sind (BENEK & PAECH 1974), dürften eher von einer nordöstlich gelegenen Hochscholle als von der Mitteldeutschen Kristallinschwelle oder der sich eben heraushebenden Hunsrück-Oberharz-Börde-Schwelle herzuleiten sein; denn im N der Flechtinger Scholle oder nördlich davon waren schon präpermisch pränamurische Gesteine angeschnitten (PAECH 1976), und durch den präpermisch tiefangeschnittenen Kontakthof des Granits bei Roxförde wird dies unterstrichen. Weitere relative Hebungen führten zu Einschaltungen grober Sedimente in der Saxonfolge der Flechtinger Scholle.

Es liegt daher nahe, im Bereich der Lineaments bereits für die Morphogenetappe zwei wiederholt aktive, herzynisch konturierte Leistenschollen anzunehmen, deren nördliche, ein Vorläufer der heutigen Scholle von Calvörde, relativ zur südlichen, ein Vorläufer der Flechtinger Scholle, zeitweise gehoben war. Offenbar ist die Tektonik der Morphogenetappe hier wie allgemein im variszischen Morphogen durch gelegentlich wechselnden Bewegungssinn (Inversionen) der einzelnen Schollen gekennzeichnet.

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand trat das Lineament damals als markante Bruchzone in Erscheinung, in der von SW her die variszischen Großfalten endeten. Nördlich davon bildete sich im Autun die Altmark-Schwelle als ein besonderes, NNE gerichtetes Strukturelement.

Noch auf andere Art dokumentierte sich der NW-Abschnitt des Elbe-Lineaments während der Morphogenetappe (und darüber hinaus) als wichtige Strukturzone in Mitteleuropa: Nach S begrenzte er das Verbreitungsgebiet des subsequenten Vulkanismus der Norddeutschen Senke, der andererseits der SSW--NNE gerichteten Neuruppiner Tiefenstörung folgte. Zugleich war dieser Lineamentabschnitt im Unterperm lange Zeit Teil des Südrandes dieser Senke bzw. der Zentralzone der Mitteleuropäischen Senke.

Nördlich davon herrschte seit dem tieferen Devon langfristig kräftige Senkung, die nach vorübergehenden Unterbrechungen, vor allem im Siles, während des Unterperm erneut belebt und in der weiteren Entwicklung zur wichtigsten epigenetischen Senke in Mitteleuropa wurde. Diese Tiefscholle lieferte den Ablagerungsraum der variszischen Außenmolasse. Im S lag dagegen das Hebungsgebiet des Morphogenes mit den horizontal begrenzteren, aber ebenso tief eingesunkenen intramontanen Molassesenken. Der NW-Abschnitt des Elbe-Lineaments befand sich damit in der Scharnierzone zwischen dem Hebungs- und Senkungsgebiet, womit wahrscheinlich die jungpaläozoische hohe Mobilität dieser Zone bis zu einem gewissen Grade erklärt wird. Entsprechendes gilt auch für die spätere Entwicklung, als sich ab Ende Jura der strukturelle Gegensatz zwischen den beiden Gebieten im N und im S postum erneut ausprägte und die hohe Mobilität in der kräftigen Heraushebung der herzynisch orientierten Leistenschollen sowie in der Ausbildung des N-Randes der Mitteldeutschen Hauptscholle zum Ausdruck kam.

Wahrscheinlich haben außerdem schon damals tiefer in der Kruste (?oder subkrustal) verankerte dynamische und strukturbildende Prozesse innerhalb der E--W-Zone, die heute der Anomaliengürtel (Schwere, Geothermie) der quer durch Mitteleuropa verläuft, markiert, an der Fixierung dieser bedeutenden Scharnierzone mitgewirkt. Denn diese Zone reicht auf beiden Seiten weit über den NW-Abschnitt des Elbe-Lineaments hinaus, und nach S löst sich das Lineament jenseits der Mitteldeutschen Kristallinschwelle von ihr ab. Als wahrscheinlich sehr alte Großstruktur befand sich die E--W-Zone im Paläozoikum bereits in der Entwicklung. (vgl. ARTHAUD & MATTE 1977).

Damit erhebt sich die Frage nach den zeitlichen und strukturell-stofflichen Beziehungen zwischen den beiden Großstrukturen. Dazu kann vorläufig folgendes bemerkt werden: Treffen die skizzierten Vorstellungen zu, so ist mit einer Beeinflussung der Entwicklung des Elbe-Lineaments in der Morphogenetappe durch die E--W Großstruktur zu rechnen. Die spitzwinklige Durchdringung beider Grobelemente und ihre Kreuzung mit dem Mittelmeer-Mjösen-Lineament, das während der Morphogenetappe zunehmend wirksam wurde, muß auch für die stofflich-magmatische Entwicklung dieses Krustensegments von größter Bedeutung gewesen sein. Der geringe Aufschlußgrad dieses Gebiets liefert noch wenige Anhaltspunkte dafür, auch kaum dafür, welchen Prozessen und welcher der beiden Strukturen die bisher festgestellten Intrusionen zuzuordnen sind. Es bedarf daher auch weiterer Klärung, ob der Magmatismus, der durch Kontakterscheinungen auf der Flechtinger Scholle (jünger als die älteste sedimentäre Molasse) und den Granit bei Roxförde belegt ist, in Analogie zum Meißner Pluton im SE Lineamentcharakter trägt und auf den Lineamentbereich beschränkt ist.¹⁾ Die wenigen Bohrungen im Subherzynen Becken haben keine Magmatite oder Kontaktprodukte angetroffen (vgl. REUTER 1964).

¹⁾ Zeitlich müssen sich die Intrusionen im NW- wie im SE-Teil des Lineaments etwa entsprechen, denn der Tiefenkörper bzw. sein innerer Kontakthof sind jeweils von etwa gleichalter Molasse bedeckt worden.

Der relativ basische Vulkanismus und der Hinweis, daß auch eine intermediäre Intrusion die Kontakterscheinungen in den paläozoischen Sedimenten auf der Flechtinger Scholle verursacht haben können (HOTH u.a. 1973), lassen in Analogie zum SE-Abschnitt des Lineaments auch für den NW-Abschnitt auf mindestens tiefkrustale Reichweite der Hauptbrüche schließen (vgl. BENEK dieses Heft).

Am Ende der Morphogenetappe, im Übergang zur Tafelstufe (im Laufe des Saxon) verloren der NW-Abschnitt des Elbe-Lineaments und anscheinend auch die E--W Strukturzone wieder an Einfluß auf die anschließende strukturelle Entwicklung. Mit dem Abklingen der vom variszischen Spannungsplan geprägten Tektonik baute sich gegen Ende des Saxon die Altmark-Schwelle über das Lineament hinweg nach S fort und zur Altmark-Eichsfeld-Schwelle aus. Große Teile der Oker-Aller-Senke wurden jetzt in die Schwelle einbezogen und dabei invertiert.

Von der Wende zum Zechstein an bis zur Unterkreide fungierte die Altmark-Eichsfeld-Schwelle als östliches Begleitelement des Mittelmeer-Mjösen-Lineaments in Mitteleuropa und bildete das für die postvariszische Entwicklung wichtigste meridionale Element, welches das Elbe-Lineament im behandelten Gebiet kreuzt.

2.2.2. Postvariszische Entwicklung

Ab höherem Saxon wurde das gesamte Gebiet in die große Senkungsstruktur der Norddeutsch-Polnischen bzw. der Mitteleuropäischen Senke einbezogen. Während der Hauptabsenkung bis zum Mittleren Keuper (i.S. von NÖLDEKE & SCHWAB 1977) häuften sich über dem variszischen Grundgebirge mächtige Deckgebirgssedimente an. Im basalen Teil enthalten sie das mächtige Zechsteinsalinar. Die Sedimentation wurde in diesem Stadium vorwiegend epirogen von einem Großschollenbau gesteuert (TRÖGER & KURZE 1980). In welchem Ausmaß die weitspannigen Deformationen von kleineren rupturrellen im Subsalinaren begleitet waren, ist ungenügend geklärt. In der späteren Entwicklung wurde ein engmaschigeres Bruchnetz wirksam (TRÖGER & KURZE).

Bisher zeichnet sich folgende Entwicklung ab:
Zunächst trat die NW--SE Strukturrichtung zurück, während die NNE--SSW Richtung an Bedeutung gewann. Die neugebildete Altmark-Eichsfeld-Schwelle blieb als meridionales Hauptelement, welches das Elbe-Lineament quert, mit wechselnder Intensität bis in die Unterkreide wirksam.

Besonders im Zechstein 1, Unteren und Oberen Muschelkalk und Keuper, weniger ausgeprägt und weniger geschlossen im Lias und in der Unterkreide, bezeichneten reduzierte Mächtigkeiten, Schwellenfazies und Faziesgrenzen die Lage der Schwelle sowie ihre Bewegungen (Tab. 2). Im Laufe der Kreide wurde sie invertiert (TRÖGER & KURZE 1980).

Einer flacher geneigten Ostflanke stand in der Regel eine steilere Westflanke gegenüber. Mit dieser Asymmetrie nahm die Schwelle den Charakter einer östlichen Grabenschulter der gleichzeitig kräftig sinkenden Mittelmeer-Mjösen-Zone an.

Tab. 2 Übersicht über die wichtigsten postvariszischen tektonischen Aktivitäten im Gebiet vom Harzrand bis zum NW-Abschnitt des Elbe-Lineaments

Literaturhinweise: 1 WUNDERLICH 1953; 2 KNAPE 1963; 3 SCHULKE 1964; 4 TRÖGER & KURZE 1980

	WNW--ESE-Elemente		NNE--SSW-Elemente		
	Harzscholle (besonders Nordrand)	Flechtinger Wall			
Ter- tiär	Pliozän Miozän Oligozän Eozän Paläozän	bedeutende Hebungen (s. Morphologie) posteozeäne Hebungen Vererbungs	postmitteloligozäne Bewegungen am Nordrand der Flechtinger Scholle (Ohratalstörung) (2; sit.in 3) Unter- bis Miozäne Aufwölbungen am Abbruch von Gardelegen (Schichtenausfälle u.-reduktionen (2)		
Kreide	Maas- tricht	wahrscheinlich weitere Hebungen	Hebungen d. Schollen von Flechtingen u. von Calvörde stärkste Hebung u. Kippung der Scholle von Calvörde } (2;3)		
	Campan	Starke Hebung, auch d. Quedlinburger Sattels, Senon noch verstellt, Pressung (1; 4)			
	Santon	im Untersanton Gerölle vom Broockgranit, starke Hebung auch d. Quedlinb.- Sattels (4)	Hebung, Coniac mit aufge- richtet (2;3)		
	Coniac	Hebung ab Mittelconiac (1; 4)	Abtragung von Cenoman u. Turon, Hebung (2)	Inversion der Schwelle (4)	
	Turon Cenoman	schwache Hebungen der Harzscholle u. im Ge- biet des Quedlinbur- ger Sattels (4)			
Unt.	prägenomane Grabensenke im Vorland bei Quedlin- burg (4), Gerölle vom Harzpaläozoikum in Unter- kreideablagerungen		noch deutlicher Absatz d. Schwelle gegen den stark sinkenden Wittinger Jura- trag westl. davon (2)		
Jura	Ob.	seitweise Schwelle, s.T. Festland (randnahe Bil- dungen, oolithische Eisenerze) (4)	kräftige regionale Hebung (westlich davon Calber- laher Querstörung aktiv)(2)	kräftige regionale Hebung, Abtrag von Helm bis Idas (teilweise) ?Bodetalstörung angelegt (4) Gesamtstörung u. paralle- le am Nordrand des Harzes aktiv (MOER & PILGER 1967; KÖLHEL 1944)	
	Mittl.	seitweilig Landeinflüsse vom Harz ins Subherzyn Becken, deutliche Möch- tigkeitsreduktion gegen den Harz (1; 4)	seitweise Hebung u. Abtrag (2)	125 m Möchtig- keitsreduktion von N u. W her Möchtigkeits- reduktion von N u. W her	
	Unt.				Schichtenausfälle auf Teilen der Schwelle (4)
Keuper				Oberer K. transgressiv auf Muschelkalk (BEUTLER im Druck), deutet auf leichte Schollenbewegungen, im Deckgebirge ver- mutlich durch Salsbewegungen verstärkt	
Muschel- kalk	Ob.	seitweilig Hochscholle (1)	Allertalsone als Querschnitt zur Eichsfeldschwelle (KIRSGEMANN 1913; BEUTLER im Druck)	Trochitenkalk Basale Anhydritfolge Sohsenkalk Oberer Wellenkalk im Kl Terebratelsone (Harz bis W-Huy)	
	Mittl.				Hebungen, ca. 50 m Möchtigkeits- differenz zur östlichen Senke (KOLB 1976; ALTHEIN u.a. 1980)
	Unt.				
Bunt- sand- stein	Ob.	im Röt Bohrtung de- tritischen Materials vom Harz nach N Auslenkung der 100 m Isopache in Subherzyn weit nach E (PUFF & RADZINSKI 1976) Fasiesgradient nach N (PUFF & RADZINSKI 1980)		240 m Möchtigkeitsdifferenz zur Heri- hessisch-südharzischen Senke, reich- lich 100 m zum Harz-Bernburg (PRINKE & RADZINSKI 1976)	
	Mittl.				
	Unt.				teilweise Ausfall des oberen Teils der Nordhausen-Bernburg-Folge (PUFF & RADZINSKI 1980)
Zechstein	7seitweise Schwelle			Naam Obisfelde, Großer Fallstein Schwellenfazies, erhöhte Möchtigkeit im Z 1 (Verruc-Anhydrit) (2), bei Werra-Gerade Schwellenfazies im Z 1 und Z 2 (ndl. Mitteilung von K.-A. TRÖGER)	

Herzynische Schollenkonturen traten bis zur Unterkreide nur untergeordnet in Erscheinung (Faziesgrenzen, Mächtighkeitsreduktionen), während des Jura nahm aber der Einfluß herzynisch gerichteter Schollenkanten auf das Strukturbild deutlich zu (Tab. 2, Abb. 7).

Neben der Harzkontur (Mittlerer Buntsandstein, Röt, Muschelkalk) deutete sich in der Trias die Allertalzone (Muschelkalk) an, nördlich davon gibt es bisher keine entsprechenden Hinweise.

Danach sind während des gesamten Jura zeitweilig Landeinflüsse vom Harz her und Schwellencharakter dieses Raumes (Mächtighkeitsreduktionen) wirksam gewesen. Entsprechendes gilt für den Bereich des Elbe-Lineaments. Kennzeichnend ist dabei, daß Weferlinger Triasplatte, Flechtinger Scholle und die Scholle von Calvörde strukturell einheitlich reagiert haben. Sie bildeten damals den Flechtinger Wall (KNAPE 1963) (Abb. 7).

Mit dem Einsetzen der jungkimmerischen tektogenen Bewegungen wurden die herzynisch streichenden Schollen deutlich gehoben (Schrägstellung der Sedimente im Harzvorland) und im Harz das Paläozoikum freigelegt (Oberer Malm bis tiefere Unterkreide). Der Flechtinger Wall zeichnete sich noch als mehr oder weniger geschlossenes Element ab.

Neben diesen differenzierten Hebungen kam es, hauptsächlich am Ende des Malm, zu bedeutenden regionalen Hebungen und Schollenkippen, die zu großflächiger Abtragung des Jura und von Teilen des Keuper besonders im östlichen Subherzyn und nördlich davon geführt haben (500 bis 1000 m, Tab. 2 und Abb. 7).

Insgesamt dominierten im Jura und der Unterkreide noch die rheinisch orientierten Strukturelemente, vor allem an der Flanke zum Mittelmeer-Mjösen-Lineament, wo sie den Höhepunkt ihrer Aktivität erreichten.

Aus den jungkimmerischen Bewegungen hervorgehend verstärkte sich in der folgenden Entwicklung die Schollendifferenzierung. Die Subherzyne Kreidemulde wurde angelegt, und noch präcenoman führte ein herzynisch streichender Grabeneinbruch bei Quedlinburg zur Erhaltung der Unterkreide in dieser Mulde, für die TRÖGER & KURZE (1980) bereits ein sehr detailliertes Entwicklungsbild rekonstruiert haben.

Mit der Umkehr des regionalen Bewegungssinns von der Senkung zur Hebung im Südteil der Mitteleuropäischen Senke (Ende Jura bis Unterkreide) gewann das herzynische Struktursystem wieder die überragende Bedeutung, vor allem während der ab Beginn der Oberkreide folgenden Bewegungen. Die vorausgegangene Abschiebungstektonik wurde in Pressungstektonik überführt. Jetzt entstand die Pultschollenstruktur, und zwar im wesentlichen aus differenzierten Hebungsbewegungen, denen nördlich des Elbe-Lineaments, im wieder eingeebten Teil der Mitteleuropäischen Senke, weitere kräftige Senkungen gegenüberstanden.

Vor der Harzscholle, die während der subherzynen Bewegungen kräftig aufgestiegen war (Formung der Aufrichtungszone am Harznordrand, Freilegung des Brockengranits, s. Tab. 2), entwickelte sich über einer rasch sinkenden Vorlandsscholle während der Oberkreide die Subherzyne Kreidesenke mit bis zu 2000 m Sedimenten. Weitere Hebungen der Harzscholle folgten im Tertiär.

In dieser Zeitspanne entstanden außerdem die zum Teil schon jungkimmerisch angelegten Sattel- und Muldenstrukturen im Deckgebirge der Subherzynen Kreidemulde (hauptsächlich während der Oberkreide) und des Subherzynen Beckens nördlich davon (hauptsächlich während des Tertiär). Die zum Teil deutlichen Vergenzen weisen zur gesenkten Scholle hin, z.B. am Quedlinburger-, Vienenburger- und Asse-Sattel nach S, am Salzgitterer Sattel nach W (KÖLBEL 1944; HARK 1955; JUBITZ u.a. 1964; MOHR & PILGER 1967).

Ähnlich wie die Harzscholle erfaßten jetzt kräftige Hebungsbewegungen den NW-Abchnitt des Elbe-Lineaments. Dabei trennten sich die Schollenelemente des Flechtinger Walls infolge unterschiedlicher Hebungintensität zunehmend voneinander. Starken Hebungen vor und nach dem Untermaastricht folgten weitere im Tertiär (Tab. 2).

Ab beginnendem Keuper, vielleicht schon früher, haben Salzbewegungen das Bewegungsbild beeinflußt und zu echten Anhebungen bzw. zusätzlichen Senkungen des suprasalinen Deckgebirges geführt.

Die Höhepunkte der Salzbewegungen mit Diapirbildung lagen im Subherzynen Becken relativ spät, im wesentlichen erst im Tertiär (Quedlinburger Sattel postcampan; Ascherslebener-, Staßfurt-Egelner-Sattel mit tertiären Randsenken, WAGENBRETH in JUBITZ u.a. 1964; TRÖGER & KURZE 1980).

Wie aus der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Salzbewegungen abzuleiten ist, standen diese im Subherzyn in enger Beziehung zu den tektonischen Impulsen; autonome Salzbewegungen spielten keine große Rolle. Darin liegt auch die Erklärung dafür, daß die Hauptaktivitäten des Salzes noch dann eintreten konnten (im Tertiär), nachdem die Deckgebirgsbelastung durch Abtragung des Jura und großer Teile der Trias erheblich (mehrere 100 m) verringert worden war.

Zu den Bewegungsabläufen in der nachvariszischen Zeit ist insgesamt folgendes festzustellen:

Vom Bewegungsregime her sind die "Hebungen" der meridionalen wie der herzynischen Elemente während des Hauptabsenkungsstadiums und des beginnenden Differenzierungsstadiums (bis in den höheren Jura) im wesentlichen als verzögerte Senkungen und Kippungen von Schollen im Rahmen der großregionalen Senkung der Mitteleuropäischen Senke (Hauptabsenkung und beginnende Differenzierung) zu werten (SCHULZE 1970; PUFF & RADZINSKI 1980). Dafür sprechen die relativ geringen Mächtigkeitsdifferenzen der Sedimentfolgen und der räumlich-zeitliche Umfang der Schichtlücken, der hauptsächlich primäre Charakter der Schichtenreduktionen und -ausfälle sowie die Ausbildung der Diskordanzen. Im Mittleren Buntsandstein wächst die Mächtigkeit von der Eichsfeldschwelle nach W um 240 m, nach E bis in den Raum Bernburg um etwas mehr als 100 m und im Muschelkalk nach E um ca. 50 m.

Für den Nordrand des Flechtinger Walls werden Mächtigkeitsreduktionen von jeweils mehr als 100 m quer zur herzynischen Kontur im Lias und im Dogger angegeben (Tab. 2).

Den Schollenbewegungen bis in die Unterkreide wird hauptsächlich Dehnungscharakter zugeschrieben (KÖLBEL 1944; TRÖGER & KURZE 1980; WEBER u.a. 1980), wobei der Harznordrand als steile Flexur oder Abschiebung im Grundgebirge angelegt war (FRANZKE 1976). Kräftige Abschiebungen nach W, vor allem im höheren Jura und in der Unterkreide, formten außerdem die Ostflanke des Mittelmeer-Mjösen-Lineaments.

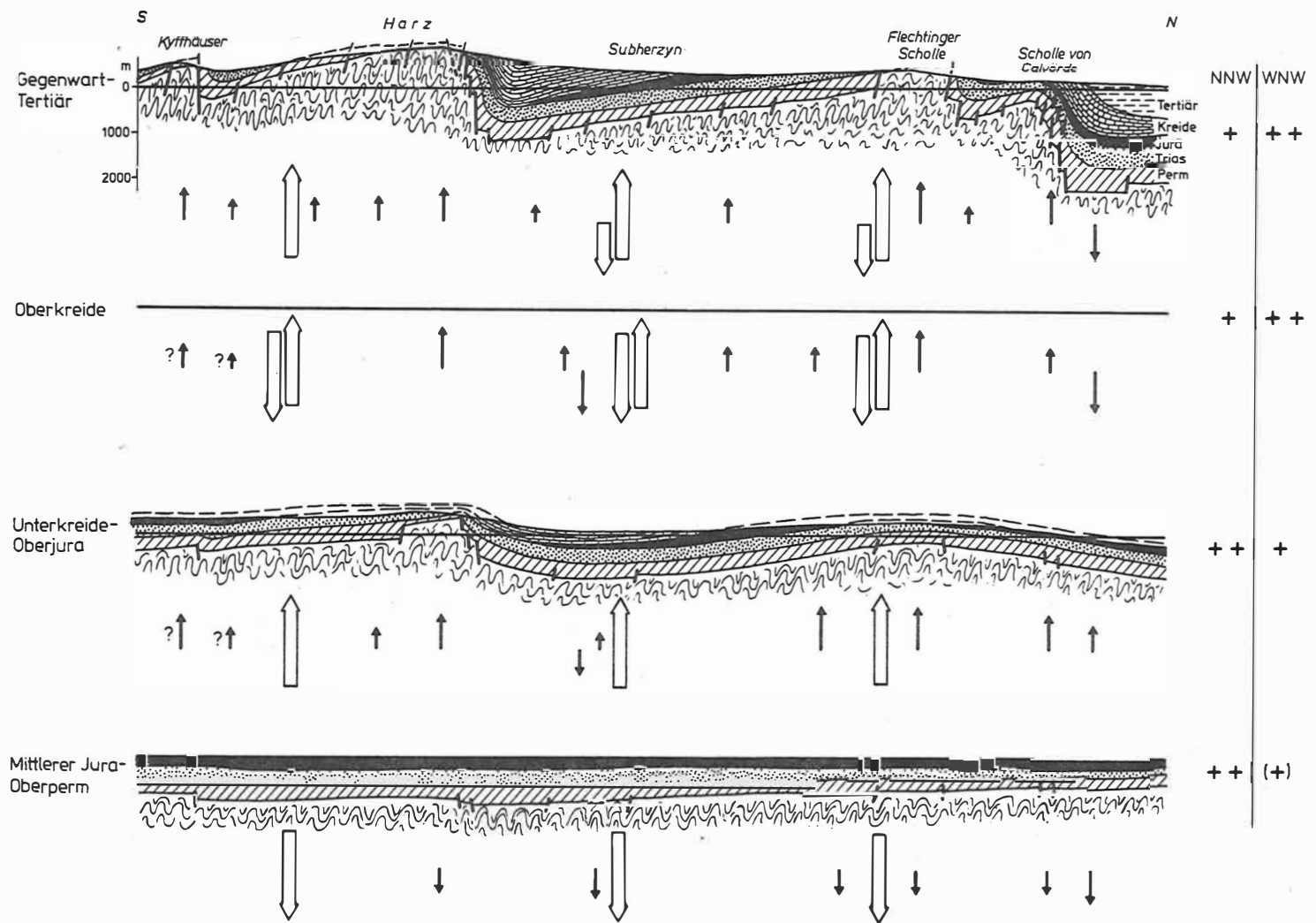


Abb. 7 Schema der postvariszischen strukturellen Entwicklung im Gebiet Harz bis südliche Altmark-Senke

starke Pfeile - regionale Bewegungstendenzen; gegenläufige Bewegungen in Oberkreide und Tertiär erfolgten nacheinander; dünne Pfeile - lokale, differenzierte, Bewegungstendenzen; Kreuze - Bewegungsintensitäten, stark, schwach

Horizontalstylolithen in Triaskalksteinen liefern jedoch auf Grund ihrer frühen Bildung schon für diesen Zeitraum Indizien für Pressungen (JANSSEN, näheres s. Beitrag in diesem Heft). Welche Rolle sie spielten, bedarf weiterer Klärung, ebenso, ob die Indizien für horizontale Druckspannungen das regionale stress-Feld widerspiegeln oder nur lokale Bedeutung haben.

In der jungkimmerischen Tektonik zeichnen sich mindestens zeitweise ebenfalls Pressungen, quer zur herzynischen Richtung, ab (KÖLBEL 1944; HARK 1955).

Während des höheren Jura wandelte sich die großräumige Senkung der Mitteleuropäischen Senke südlich des Gardelegener Abbruchs in quasi permanente Hebung um, dagegen hielt sie nördlich davon mit geringen Unterbrechungen an.

Zum zweitenmal seit der variszischen Hauptfaltung wurde damit der NW-Abschnitt des Elbe-Lineaments in die erneute Scharnierbildung zwischen der großräumigen Senkung im N und der Hebung im S (Mitteldeutsche Hauptscholle) einbezogen. Einige Leistenschollen stiegen hier besonders hoch auf. Infolge des gleichzeitigen raschen Einsinkens der Subherzynen Kreidesenke bzw. der Südlichen Altmarksenke entstanden an den Schollengrenzen starke gegenläufige Bewegungen; die Vertikalverschiebungen erreichten Höchstbeträge.

In diese hohe Mobilität war die Scholle von Calvörde einbezogen. Ihre Nordflanke bestimmte im Unterperm den Südrand der Norddeutsch-Polnischen Senke und später den Südrand der Zentralzone der Mitteleuropäischen Senke. Diese Befunde und die Tatsache, daß sich das Magdeburger Schwerehoch über die Flechtinger Scholle hinaus auf das Gebiet der Scholle von Calvörde erstreckt sowie die langzeitige tektonische Bindung der Scholle von Calvörde an den Flechtinger Wall, sprechen dafür, diese in das Lineament einzubeziehen.

2.3. Offene Fragen

Die bisher für den NW-Abschnitt des Elbe-Lineaments und seine Nachbarschollen erkennbare tektonische Entwicklung führt auf grundsätzliche tektonische Fragen, zu denen nur einige Bemerkungen angefügt werden können:

a) Räumlich-zeitliche Beziehungen der Deckgebirgstektonik zur Bruchtektonik im Subsalinar

Die enge Kopplung der Salzbewegungen im Subherzyn an die schollentektonischen Bewegungen (s.S.164) erlaubt es, nach dem Verlauf der Salzstrukturen das Schollenmosaik im Grundgebirge in seinen Hauptzügen festzulegen. Die Gültigkeit dieser Verfahrensweise ist durch mikrofaziale Untersuchungen, vor allem der Kreideablagerungen, bestätigt worden. Sie haben ungefähr das gleiche Muster von Schollenkanten ergeben. Mit dieser Methode ist es gelungen, die Schollenkonturen räumlich und ihre Bewegungen zeitlich sehr detailliert zu fixieren (TRÖGER & KURZE 1980).

Beide Verfahren liefern jedoch wenige Anhaltspunkte über die Störungsform, die im Grundgebirge heute jeweils vorliegt, und darüber, durch welche Einzelakte sie entstanden ist (Zerrung, Pressung, überpreßte Zerrung).

Die Neigungsverhältnisse der Grundgebirgsoberfläche und ihr Absinken von N nach S im Subherzynen Becken stehen mit einem relativ geringen stufenweisen Absinken an einigen nach S fallenden Abschiebungen im Einklang (Absetzen der Basis des Zechsteinsalinars unter den Salzstrukturen). Im nördlichen Teil des Beckens wird diese Zerrungstektonik durch die Grabenzone auf der Weferlinger Triasplatte (Abb. 2) dokumentiert, die sich aus der Profilkonstruktion auch für das Grundgebirge ergibt (vgl. BURCHARDT 1969). Grund- und Deckgebirgstektonik stimmen prinzipiell überein.

Für den Allertalgraben lassen die vorhandenen Unterlagen im Grundgebirge nur auf eine Abschiebung (vielleicht nur eine steile Flexur, s. KIRSCHMANN 1913), jedoch ebenfalls auf eine Zerrungsform wie im Deckgebirge schließen. Demgegenüber zeigt das Deckgebirge im südlichen Subherzyn Kompressionsformen - Zerrungen sind auf die Scheitelregionen von Sätteln bzw. Beulen beschränkt. Hier scheint eine Diskrepanz zwischen den beiden tektonischen Stockwerken vorzuliegen, die besonderer Erklärung bedarf; denn echter Einengung im Deckgebirge muß eine bruchtektonische im Grundgebirge entsprechen.

Geht man vom Nacheinander von Zerrung und Pressung aus, so müßte das Fortwirken einer lateralen Pressung quer zur herzynischen Richtung bis zum Abbruch von Gardelegen im Grundgebirge gewisse Rückaufschiebungen entlang der zuvor entstandenen Abschiebungen im Grundgebirge des Subherzynen Beckens bewirkt haben. Dafür fehlen bisher Belege. Für den Harznordrand und weniger deutlich für den Abbruch von Haldensleben wird deshalb, wie oben erwähnt, eine Umprägung ehemals nach N fallender Abschiebungen angenommen.

Das bisher für die Zechsteinbasis erschließbare Relief läßt keine sicheren Zeichen für eine Horstschollenstruktur im Untergrund des Subherzyns erkennen, wie sie HARK (1956) zur Erklärung der Einengung darstellt. Nur unter dem Quedlinburger Sattel liegt eine Aufschiebung nach S vor, die zur gegenüber dem Harzrand antivergenten Struktur des Sattels geführt hat.

Eine andere Lösung liefert ein Mechanismus, der sich nicht auf laterale tektonische Fernwirkungen gründet, sondern die Kompressionserscheinungen auf bestimmte tektonische Zonen beschränkt (s. u.).

Die Problematik besteht darin, daß die Interpretation weitgehend auf die Kleintektonik gestützt werden muß. Diese ist jedoch gerade in bezug auf die vorliegenden Fragestellungen mit erheblichen Unsicherheiten behaftet (vgl. WUNDERLICH 1957; WAGENBRETH 1963). Großen Einfluß auf die Interpretation nimmt die Lage (Nullpunkt, Orientierung) des gewählten Koordinatensystems. Von den Aufschluß- und Anschnittsverhältnissen her sind aber diese Parameter dem Geologen oft vorgeschrieben.

KÖLBEL (1944) sah im hydrostatischen Druck aufsteigenden Salzes einen Faktor für die Erzeugung überkippter Lagerung. Im Zusammenwirken derartiger Prozesse mit gravitativen Nachsackungen von Schollenstreifen vom Rand der Hochscholle (z.B. Harzscholle) können ebenfalls Aufschiebungsbilder entstehen. Wieweit solche Vorgänge an der tektonischen Ausgestaltung des Harznordrandes und des Abbruchs von Haldensleben mitgewirkt haben, ist noch unklar.

b) Ausweitung - Einengung

Aus der unter a) umrissenen Situation ergibt sich die Frage, ob am Harznordrand und im Subherzynen Becken - einem klassischen Gebiet der germanotypen Bruchfaltung - überhaupt echte Einengungstektonik oder nur Vertikaltektonik vorliegt. Der Harznordrand spielt in dieser anhaltenden Diskussion eine Schlüsselrolle.

WUNDERLICH (1953) vertrat die Auffassung, daß die Sättel und Mulden rein salztektonisch bedingt sind und allein auf differenzierte vertikale Schollenbewegungen zurückgeführt werden können. Die abschnittsweise am Harznordrand beobachteten Einengungen müßten dann im Sinne von WUNDERLICH oder von FRANZKE (1976) als gravitative Ausgleichsprozesse, die von der Hochscholle aus gesteuert worden sind, betrachtet werden.

WUNDERLICH (1953) führte außerdem das Fehlen zeitlicher Korrelationen der Vertikalbewegungen zu tektonischen Phasen ins Feld. Aus der kontinuierlichen Sedimentation der Oberkreide im Westteil der Subherzynen Kreidesenke leitete er einen analogen Aufstieg der Harzscholle ab. Ein weiteres Argument bildete das Fehlen von Aufschiebungsstrukturen am Abbruch von Gardelegen.

Die Lagerung einer gravitativ abgelittenen Scholle paläozoischer Harzgesteine über mesozoischen an der Schimmerwaldzacke, von der WUNDERLICH (1953) ausging, darf nach anderen Beobachtungen als Strukturmodell nicht auf den gesamten Harznordrand übertragen werden, wenngleich gewisse gravitative Ausgleichsprozesse entlang diesem hohen Schollenrand eine Rolle gespielt haben können.

Zur Klärung dieser Fragen sollen neue kleintektonische Aufnahmen sowie die Ermittlung der Spannungsfelder und ihrer zeitlichen Änderungen aus dem Flächenmuster der Horizontalstylolithen von STACHEBRANDT und von JANSSEN beitragen (s. dieses Heft).

c) Kompensative Beziehungen zwischen Senkung und Hebung

Für das Verständnis der strukturellen Entwicklung des Subherzyns in postvariszischer Zeit ist die Frage wichtig, ob ein kompensatives Einsinken der Kreidesenke vor der aufsteigenden Harzscholle vorliegt und ein analoger Prozeß vor dem Nordrand der Scholle von Calvörde.

WUNDERLICH (1953) wies darauf hin, daß die stärkste Senkung mit dem am höchsten gehobenen Teil des Harzes (Westharz) korrespondiert. Die Annahme von Salzabwanderung reicht für die Erklärung der Senkenbildung nicht aus, wenn sie örtlich auch ein wesentlicher Faktor dafür war (z.B. Innerste Mulde, KÖLBEL 1944).

VOIGT (1963) erkannte in dieser Korrespondenz eine Randtrogbildung. Seine Theorie und die erweiterte Form von WAGENBRETH (1965) enthalten den Gedanken der kompensativen Materialwanderung aus dem Bereich der sinkenden unter die aufsteigende Scholle. Dieser Gedanke steht mit den geologischen und geophysikalischen Befunden gut im Einklang. Die Überdehnung der Harzscholle, dokumentiert durch die vorherrschend herzynisch orientierte junge Abschiebungstektonik (FRANZKE 1976; HINZE & JORDAN 1981), ist mechanisch mit der Zufuhr von Material unter die aufsteigende Einheit und mit einem "Überquellen" an der Nordflanke, das dort zu Aufschiebungstendenzen geführt hat, gut zu erklären. Die junge

Mineralisation, die im Harz vorliegt und im Massiv von Bramsche als Begleiterscheinung einer kretazischen Intrusion nachgewiesen ist (FRANZKE 1976; MOHR 1978), wird damit plausibel.

Barytgänge, die das Saxon auf der Flechtinger Scholle durchschlagen, legen eine ähnliche junge Mineralisation auf der Grundlage einer magmatischen Reaktivierung im NW-Abschnitt des Elbe-Lineaments nahe. Diese Reaktivierung war vermutlich schon die Ursache der Hebung des Flechtinger Walls und hat zum Aufbau oder einer Weiterentwicklung des Magdeburger Schwerehochs geführt. Günstig war einem derartigen Prozeß hier die Kreuzung des Elbe-Lineaments mit der E-W-Strukturzone (s. S. 155) (LUDWIG 1982, im Druck).

Schwieriger ist die Einordnung dieser Bruchschollentektonik und der zugehörigen Materialbewegungen an der Basis der Schollen in einen größeren tektonischen (bzw. geotektonischen) Prozeß. Vom jeweils bezogenen Standpunkt hängt aber die Konzeption für die Geometrie und Entwicklung der subsalinaren Bruchstruktur des Subherzyns ab.

d) Anregungen des Schollenfeldes

Die Vorstellungen über die dynamischen Anregungen des Schollenfeldes gehen noch weit auseinander. Welches sind die Spannungsquellen, und wo liegen sie? Ist die Bruchtektonik der Tafelstufe in Mitteleuropa (saxonische Tektonik) ein Ergebnis tektonischer Fernwirkungen oder ortständiger, aus der Tiefe wirkender strukturbildender Prozesse oder des Zusammenwirkens von Prozessen beider Kategorien?

Es fällt auf, daß mit zunehmender alpidischer Konsolidation in der Alpengeosynklinale zusammenfallen:

- der Übergang von der großräumigen Senkung in Hebung südlich der Zentralzone der Mitteleuropäischen Senke;
- die wachsende, ab Beginn der Oberkreide dominierende Rolle der herzynischen Strukturelemente;
- die Zunahme der Intensität der Bruchdeformation und
- der - in seinen Ausmaßen allerdings noch ungenügend geklärte - Wandel von der Zerrungs- in die Pressungstektonik.

Diese Befunde führten dazu, die saxonische Tektonik als Auswirkung der Entwicklung des Alpenorogens in dessen Vorland und im Zusammenhang mit der Kollision der Afrikanischen mit der Europäischen Platte zu sehen. Es besteht dabei die Vorstellung eines Druckes der Alpenfront auf die Großscholleneinheiten nördlich davon und von deren horizontalem en-bloc-Vorschub als starrer Krustenteil nach N (ILLIES & GREINER 1976; MALKOVSKÝ 1976). Im Vordergrund steht hier der Gedanke einer Fernübertragung horizontaler Spannungen durch mehrere Scholleneinheiten hindurch bis an den Nordrand der Niederrheinischen Bucht, des Niedersächsischen Beckens und der Mitteldeutschen Hauptscholle.

Die Vorstellung lateraler Übertragung eines Stirndrucks durch die Kruste kann allein die junge Bruchtektonik nicht erklären, vor allem nicht die Dehnungen, die quer zur herzynischen Richtung (z.B. innerhalb der Harzscholle) neben den Kompressionsstrukturen

vorhanden sind. Eine Rolle spielen dabei die tektonischen Kompetenzunterschiede zwischen dem Grund- und mächtigerem Deckgebirge.

Außerdem haben nähere Untersuchungen gezeigt, daß die Schollenhebungen und -senkungen zwar generell, aber nicht streng mit den einzelnen Bewegungsphasen im Alpenorogen korrespondieren. Der Oberkreiderandtrogl vor dem Harznordrand sank offenbar kontinuierlich, während die Harzscholle mit wechselnder Intensität aufgestiegen ist, so daß die Diskordanzen der Subherzynen Bewegungen am Harznordrand vielfach den Charakter von Randdiskordanzen haben (WUNDERLICH 1953).

Andererseits können die Vorgänge im Alpenorogen nicht ohne Einfluß auf tief- bis subkrustale Bereiche des Vorlands gewesen sein. Deshalb sind Massenbewegungen in diesen Niveaus in die Modellvorstellungen einzubeziehen. Spannungsquelle bliebe der Alpenraum bzw. die Kollision der Afrikanischen mit der Europäischen Platte. Die Übertragung der Spannungen auf die Kruste erfolgte durch Reibungskopplung von unten aus dem plastisch mobilen Raum.

In ähnlicher Weise sind Fernwirkungen (im elastisch wie im plastisch reagierenden Bereich der Lithosphäre) aus den Riftungsgebieten der Nordsee und dem Nordatlantik, d.h. mechanische und zeitliche Beziehungen zu tektonischen und magmatischen Prozessen auch in diesen Räumen in Erwägung zu ziehen (vgl. SCHUBERT & CONRAD 1981).

Wegen der Schwierigkeiten, die das Modell lateraler Fernwirkungen im elastisch reagierenden Krustenbereich der Interpretation der postvariszischen Deformationsprozesse bereitet (s. o.), wird versucht, statt dessen mit mehr ortsständigen, tief- oder subkrustalen Prozessen als hauptsächlicher Anregungsquelle auszukommen, z.B. mit Diapirismus der Asthenosphäre (WEBER u.a. 1980), mit kompensativen Massenverlagerungen aus dem Bereich der Tief- unter die angrenzende Hochscholle im Sinne von KREBS (1976). Wie oben gezeigt (S. 168) stehen die vorliegenden Deformationsbilder damit gut im Einklang; denn die beobachtete Vertikaltektonik bildet nicht einfach das Ausweichen von Krustenteilen nach oben im Gefolge lateraler Einengungen im starren Krustenbereich ab.

Wahrscheinlich war ein sehr komplizierter Mechanismus wirksam mit Wechselwirkungen zwischen verschiedenen und verschieden entfernt liegenden Antriebsquellen sowie verschiedenen Übertragungsformen für die tektogenetischen Impulse. Dafür sprechen unter anderem zeitliche, qualitative und quantitative Variationen in den tektonischen Vorgängen westlich und östlich des Mittelmeer-Mjösen-Lineaments.

Die generelle Korrelation der nachvariszischen Tektonik in Mitteleuropa zum tektogenen Geschehen im Alpenorogen stützt die Konzeption, daß tektogene Ereignisse im Alpenraum sowohl durch begrenzte laterale Druckwirkungen in der Kruste, als auch durch tief- bis subkrustale Massenbewegungen im Vorfeld Schollenreaktionen ausgelöst haben.

Im Zusammenhang damit reaktivierten sie dort, besonders in Zonen, die wiederholt erhöhte Mobilität gezeigt haben, "ortsständige", zeitweise latente Massenumlagerungen. Daraus resultierten Mantelaufwölbungen (Diapirismus), Aufheizungen der Kruste und die Mobilisierung intrusiver Schmelzen. Ein solches Zusammenwirken verschiedener geodynamischer Faktoren + globaler Natur führte im Vorfeld der Ausgangsräume zur generellen

Korrelation der Deformationen mit den Bewegungsspitzen in den benachbarten orogenen und riftogenen Räumen, im einzelnen aber zum in bestimmten Grade eigengesetzlichen tektonisch-magmatischen Ablauf.

Für die genannte Reaktivierung besonders geeignet waren u.a. offenbar der NW-Abschnitt des Elbe-Lineaments und die E--W-Strukturzone, auf der die Schwereanomalien aufgereiht sind (s.o.). Die Durchkreuzung beider gab die Voraussetzungen für eine besonders kräftige Reaktivierung, die sich in der ausgesprochen intensiven Vertikaltektonik (und wahrscheinlich korrelierten magmatischen Tiefenprozessen) ausdrückt.

In diese Vorstellungen läßt sich der Dictyogenese-Prozeß von BUBNOFFs zwanglos einordnen.

Die Beteiligung von ausgleichenden Materialbewegungen im Niveau der Krustenbasis bzw. darunter erfordert außerdem das Relief der Moho-Diskontinuität (geophysikalische Daten) in Mitteleuropa, das trotz der kräftigen Vertikaltektonik während der variszischen Morphogenetappe und im Meso- bis Känozoikum heute relativ schwach ist. Aus der äquidistanten Verteilung der Brüche ist ebenfalls auf relativ geringe Schwankungen der Krustenmächtigkeit zu schließen (vgl. von BUBNOFF 1955), und der variszische subsequente Vulkanismus liefert Anhaltspunkte dafür, daß seitdem keine prinzipielle Änderung dieser Mächtigkeit eingetreten ist (vgl. Angaben von BENEK 1981).

3. Vergleich zwischen NW- und SE-Abschnitt des Elbe-Lineaments im Gebiet der DDR

Der Vergleich des dargestellten NW-Abschnitts des Elbe-Lineaments mit dem von BANKWITZ u.a. (1977; im Druck) näher untersuchten SE-Abschnitt läßt in der tektonischen Entwicklung und im strukturellen Ergebnis deutliche Unterschiede zwischen beiden Abschnitten erkennen. Das geologische wie das geophysikalische Bild spiegeln dies wider. In Ergänzung zur Tabelle 3 wird auf folgendes hingewiesen:

Einem relativ geschlossenen Schwerehoch im NW, ohne begleitende magnetische Anomalie, steht im SE ein differenziertes Schwerebild mit schwacher Minusachse im Lineamentbereich gegenüber. Eine kräftige positive Schwereachse verläuft hier östlich davon durch die Lausitz.

In der prävariszischen und variszischen Entwicklung trat der südöstliche Abschnitt wiederholt als eigenständige Strukturzone in Erscheinung, die einen lineamentspezifischen Magmatismus und einen subsequenten Vulkanismus aufweist, der mit tiefreichenden Brüchen verknüpft war (BENEK, dieses Heft). In dieser älteren Entwicklung schied das Lineament zwei Krustenblöcke mit unterschiedlichem Deformationscharakter (Erzgebirgs- und Lausitzer Block) voneinander (WATZNAUER & TRÖGER 1976; BANKWITZ u.a. 1977).

Der nördliche Abschnitt dagegen hat sich in der Flyschetappe - für frühere Zeitabschnitte fehlen noch Daten - gegenüber den angrenzenden Schollen nicht eigenständig entwickelt. Die Anzeichen für einen lineamentspezifischen Magmatismus sind hier bisher für genauere Aussagen unzureichend. Dieser ist aber nicht auszuschließen, da der NW-Teil des Lineaments in der Morphogenetappe ebenfalls Grenzzone zwischen unterschiedli-

chen strukturellen Entwicklungen war. Ähnlich wie im SE-Abschnitt reichten die spätvariszischen Großsättel und -mulden nach NE offenbar nicht über das Lineament hinaus und nördlich davon wurden im Autun und Saxon erstmals wieder rheinisch orientierte Elemente erkennbar: Mittelmeer-Mjösen-Lineament -- Altmark-Schwelle -- Havel-Senke -- Tiefenstörungszone von Neuruppin (Abb. 6).

Bald nach dieser Zeit baute sich im NW der anhaltende Hebungs-, im SE der anhaltende Senkungscharakter (relativ zur Umgebung) der Schollen im Lineamentbereich auf, der die gesamte weitere Entwicklung (zur Pultschollenstruktur im NW, zur Grabenstruktur im SE) in alpidischer Zeit vorgezeichnet hat. Im NW tendierte der postvariszische Bewegungsmechanismus schwach gegen NE, im SE herrschte kräftige Einengung nach SW. In jüngster Zeit, seit dem Tertiär, weichen die Flanken des Elbtalgrabens wieder auseinander (BANKWITZ u.a., im Druck).

Für die Positionierung des jungen, basischen Vulkanismus (tertiär) war das Elbe-Lineament nicht bestimmend. Lediglich im Kreuzungsbereich mit dem Ohre-Graben weitete es das Eruptionsgebiet in meridionaler Richtung etwas aus. Da die Hauptspannung in Mitteleuropa damals fast in der Richtung des Lineaments, also in günstiger Richtung für seitliche Dehnung angegriffen hat, erscheint dies ungewöhnlich. Wahrscheinlich sind für den Raum östlich des Mittelmeer-Mjösen-Lineaments etwas andere dynamische Anregungen des Schollenfeldes und andere Deformationsmechanismen anzusetzen als für westlich davon gelegene Gebiete; denn auch vom Thüringer Becken an nordwärts fehlt bis nahe an die Tornquist-Theysseire-Linie ein postvariszischer Vulkanismus überhaupt. Das Verhalten der beiden Abschnitte des Elbe-Lineaments ist daher in dieser Beziehung nicht ausgesprochen unterschiedlich.

Neben den angeführten Unterschieden gibt es einige Gemeinsamkeiten beider Lineamentabschnitte:

- der subsequente Vulkanismus ist relativ basisch und aus mindestens z.T. tiefkrustalen Bereichen gefördert, was auf tiefreichende Randbrüche schließen läßt (BENEK dieses Heft),
- die Großfaltung der Morphogenetappe endet nach bisheriger Kenntnis nach NE am Lineament,
- die Mobilität war in der Morphogenetappe sehr hoch und durch inversive Schollenbewegungen gekennzeichnet (Freilegung des Meißner Plutons, der Kontaktzone des Granits bei Roxförde),
- die tektonischen Impulse der Tafelplatte traten ungefähr gleichzeitig auf.

Horizontale Scherbewegungen entlang dem Lineament waren weniger intensiv als früher angenommen worden ist. Im SE-Abschnitt sind nur Versätze (rechtsdrehend) um 1 - 2 km anzusetzen (BANKWITZ u.a. 1977, im Druck). Für den NW-Abschnitt ist die Beurteilung schwieriger. Bisher sind keine größeren postvariszischen Versätze als im SE erkennbar. In Übereinstimmung mit den Verschiebungstendenzen der vom Lineament durchkreuzten E-W-Strukturzone ist die Bewegung wie im SE rechtsdrehend.

Insgesamt hat die nähere Betrachtung des NW-Abschnitts des Elbe-Lineaments die strukturelle Heterogenität des Lineaments im Gebiet der DDR bestätigt, auf die BANKWITZ

Tab. 3 Einige Unterschiede zwischen den Abschnitten des Elbe-Lineaments im Gebiet der DDR

	NW-Abschnitt	SE-Abschnitt
Schwere	geschlossene positive Anomalie (Magdeburger Schwerehoch)	differenzierte negative Anomalie, Achse in Flankenlage zur stark positiven der Lausitz
tektonische Position in Mitteleuropa	quert die Rhenoharzynische Zone der Varisziden Teil der Südgrenze der Kernzone der NPS bzw. der MES, Teil des Nordrands der Mitteldeutschen Hauptscholle	quert die saxothuringische Zone der Varisziden Grenze zwischen baikalischer und variszischer Deformation (BANKWITZ u.a. 1977), zwischen Lausitzer und Erzgebirgsblock
Metamorphose	keine nennenswerte Metamorphose im Lineamentbereich und den angrenzenden Schollen	Grenze zwischen Blöcken unterschiedlichen Metamorphosestils
Variszische Flyschetappe: Sedimentation	faziell nicht differenziert, in Entwicklung des Rhenoharzynikums völlig einbezogen	kleinere, faziell nicht besonders differenzierte Sedimentationsräume, die dem Zuge des Lineaments folgen
Faltung	konform zum variszischen Gebirgsbau (SW--NE bis WSW--ENE)	konform zur Lineamentachse (quer zum erzgebirgischen Streichen)
Variszische Morphogenetappe: intramontane Senken	Achse quer zum Lineament	Achse parallel dem Lineament, Längssenke (Bsp. Döhlener Becken)
subsequenter Vulkanismus	vorwiegend nordöstlich vom Lineament verbreitet	vorwiegend südwestlich vom Lineament verbreitet
(nachvariszisch) Tafeletappe: Bewegungssinn	vorwiegend relative Hebung Pultschollenbildung, Kippung der Lineamentschollen nach SW schwache Einengung (Aufschiebung Flechtinger Scholle nach NE)	vorwiegend relative Senkung Grabenbildung, Kippung der Lineamentscholle nach NE starke Einengung, Aufschiebung Lausitzer Scholle nach SW
jüngerer basischer Vulkanismus	fehlt	auf dem Kreuzungsbereich mit dem Ohre-Graben beschränkt
rezente Bewegungen rel. zur Umgebung	morphologisch nicht, geodätisch kaum nachzuweisen	morphologisch z.T. und geodätisch deutlich nachzuweisen

u.a. (1977) vor allem aus Erkenntnissen vom SE-Abschnitt hingewiesen haben und die sich auch vom subsequenten vulkanischen Geschehen ableiten läßt (BENEK dieses Heft). Das Lineament folgt einer im SW-Vorfeld der Osteuropäischen Tafel früh und parallel zu deren Rand angelegten Schwächezone, die aus verschiedenartigen, wiederholt tektonisch aktivierten Bauteilen zusammengesetzt ist. Ihre Fugen reichen bis in den subkrustalen Bereich. Die Mechanik der Tafelperiode änderte sich längs dem Lineament entsprechend der geotektonischen Position im Großschollenfeld Mitteleuropas. So bildet das Lineament eine Blockgrenze zwischen abschnittsweise wechselnden Bauteilen der mitteleuropäischen Kruste (Tab. 3).

Während der NW-Abschnitt des Lineaments zur Zeit der variszischen Geosynklinalentwicklung strukturell weitgehend in diese einbezogen war, behielt der SW-Abschnitt damals größere strukturelle Eigenständigkeit, Spät- und nachvariszisch wurden die Hauptlinien des altangelegten Bruchnetzes restauriert und wiederholt aktiviert.

Die generelle zeitliche Übereinstimmung der nachvariszischen Bewegungsimpulse in beiden Lineamentabschnitten untereinander und mit denen im übrigen mitteleuropäischen Schollenfeld deutet auf die Mitwirkung übergeordneter dynamischer Prozesse (s. S. 170) hin. Andererseits dürfte die unterschiedliche Ausgestaltung beider Abschnitte des Elbe-Lineaments in deren geotektonischer Position auf verschiedenen Seiten der Mitteldeutschen Kristallinschwelle und innerhalb verschiedener Bauzonen des Variszikums begründet und von lokaleren, aus subkrustalen Bereichen nach oben durchschlagenden dynamischen Prozessen gesteuert worden sein.

Möglicherweise bildete eine einheitliche präkambrische Anlage den Ausgang zu dieser Entwicklung, so daß die strukturelle Heterogenität des Lineaments erst in deren Verlauf durch wiederholte Aktivierung verschiedener Bauteile im Zuge des Zerfalls eines ursprünglich einheitlicheren Krustenkomplexes erworben worden ist.

Für die Klärung dieser Frage zusammen mit den im vorigen Kapitel angeschnittenen sind, um Fortschritte zu erzielen, vor allem zusätzliche paläogeophysikalische Daten erforderlich.

Literatur

- ALTHEN, G.W.; RUSBÜLT, J.; SEEGER, J.: Ergebnisse einer regionalen Neubearbeitung des Muschelkalks der DDR.
Z. geol. Wiss., Berlin 8 (1980) 8, S. 985-999
- ARTHAUD, F.; MATTE, Ph.: Late paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals.
Geol. soc. Amer. Bull., Boulder 88 (1979) 9, S. 1305-1320,
- BANKWITZ, P.; BANKWITZ, E.; FRISCHBUTTER, A.: Pototektonische Interpretation von Mitteleuropa nach Aufnahmen der sowjetischen Wettersatelliten Meteor 25 und 28.
Veröff. Zentralinstitut Physik der Erde, Potsdam 61 (1979), S. 37-60
- BANKWITZ, P.; FRISCHBUTTER, A.; BANKWITZ, E.: Einige Kennzeichen der Elbezone.
Veröff. Zentralinstitut Physik der Erde, Potsdam 44, Teil III (im Druck)
- BANKWITZ, P.; FRISCHBUTTER, A.; BANKWITZ, E.: Bau und tektonische Entwicklung der Elbezone. - Tektonik der Varisziden Mitteleuropas und der UdSSR.
Verlag Nauka, Moskau 1977, S. 64-92 (russ.)
- BEIN, E.: Ergebnisse gravimetrischer Messungen im nördlichen Harzvorland. I. Harz-nordrand bis Abbruch von Gardelegen.
Z. angew. Geol., Berlin 12 (1966) 1, S. 19-26
II. Regionalprofil Harz-Prignitz.
Z. angew. Geol., Berlin 12 (1966) 2, S. 62-67
- BENEK, R.: Zur geologischen Korrelation von Vulkaniten insbesondere nach stofflichen Merkmalen.
Z. geol. Wiss., Berlin 9 (1981) 4, S. 347-360
- BENEK, R.: Über Beziehungen des permiosilesischen Vulkanismus zum Bruchmuster speziell zum Elbe-Lineament. - Dieses Heft
- BENEK, R.; PAECH, H.-J.: Zur Paläotektonik des Permosiles im Gebiet der Flechtinger Scholle (Bezirk Magdeburg).
Z. geol. Wiss., Berlin 2 (1974) 10, S. 1143-1155
- BEUTLER, G.: Die Bedeutung der altkimmerischen Tektonik im Ostteil der Mitteleuropäischen Senke unter besonderer Berücksichtigung der Halokinese.
Freiberger Forsch.-H. C, Leipzig 376 (im Druck)
- BORN, A.: Zur Tektonik des Harznordrandes.
Z. dt. geol. Gesellsch., Berlin 88 (1937), S. 449-497
- BREMER, H.: Ergebnisse der reflexionsseismischen Erkundung auf der Scholle von Calvörde.
Jb. Geol., Berlin 2 (1969), S. 445-457
- BUBNOFF, S. von: Der geotektonische Charakter Thüringens.
Abh. dt. Akad. Wiss., Berlin Jg. 1953 (1955) 3, S. 5-17
- BURCHARDT, I.: Ergebnisse geologischer Untersuchungsarbeiten zur Tiefenkartierung der Weferlingen-Schönebecker Triasplatte (Subherzyne Scholle).
Geologie, Berlin 18 (1969), S. 139-150
- CONRAD, W.: Potentialfeldanomalien und geologischer Tiefenbau im Bereich des Südwestrandes der Osteuropäischen Tafel.
Z. geol. Wiss., Berlin 8 (1980) 4, S. 439-448
- ELLENBERG, J.; FALK, F.; GRUMBT, E.; LÜTZNER, H.; LUDWIG, A.O.: Sedimentation des höheren Unterperms der Flechtinger Scholle.
Z. geol. Wiss., Berlin 4 (1976) 5, S. 705-737
- FRANZKE, J.: Zur Bruchtektonik im Unterharz.
Z. geol. Wiss., Berlin 4 (1976) 7, S. 1009-1022
- GLUŠKO, V.V.; DICKENŠTEJN, G.Ch.; SCHMIDT, K.; GOLDBECKER, K.: Zur tektonischen Rayonierung des Nordteils der DDR nach dem Alter des gefalteten Untergrunds.
Jb. Geol., Berlin 7/8 (1976), S. 9-16

- HARK, H.U.: Ein Beitrag zur Tektonik am Westrand des Subherzynen Beckens.
Abh. Braunschweig. Wiss. Gesellsch., Braunschweig 7 (1955), S. 46-65
- HARK, H.U.: Zur Tektogenese der Schmalsättel im Subherzynen Becken.
Abh. Braunschweig. Wiss. Gesellsch., Braunschweig 8 (1956), S. 16-22
- HERRMANN, A.: Epirogene Bewegungen im germanischen Buntsandsteinbecken und deren Bedeutung für lithostratigraphische Parallelisierungen zwischen Nord- und Süddeutschland.
Geol. Jb., Hannover 81 (1962), S. 11-72
- HINZE, C.; JORDAN, H.: Die Westrandstörung des Harzes.
Z. dt. geol. Gesellsch., Hannover 132 (1981) 1, S. 17-28
- HOTH, K.: Die Konglomerate im Oberkarbon der Flechtingen-Roßblauer Scholle.
Z. geol. Wiss., Berlin 1 (1973) 7, S. 789-804
- HOTH, K.; PAECH, H.-J.; KAMPE, A.: Hinweise auf Intrusivkörper im nördlichen Teil der Flechtingen-Roßblauer Scholle.
Z. geol. Wiss., Berlin 1 (1973) 7, S. 861-866
- ILLIES, H.; GREINER, G.: Regionales stress-Feld und Neotektonik in Mitteleuropa.
Oberrheinische geol. Abh., Karlsruhe 25 (1976), S. 1-40
- JANSSEN, Ch.: Analyse der Paläospannungsverteilung im Tafeldeckgebirge des Subherzyns und der angrenzenden Gebiete.
Dieses Heft
- JARITZ, W.: Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands.
Geol. Jb. A, Hannover 10 (1973), 77 S.
- JUBITZ, K.-B., u.a.: Flechtinger Höhenzug und östliches Subherzyn.
Exk.-Führer 11. Jahrestagg. Geol. Gesellsch. DDR, Berlin (1964), S. 23-56
- KELCH, H.-J.; PAULUS, B.; u.a.: Die Tiefbohrung Velpke-Asse Devon 1.
Geol. Jb. R A, Hannover 57 (1980), 175 S.
- KIRSCHMANN, W.: Die Lagerungsverhältnisse des oberen Allertales zwischen Morsleben und Walbeck.
Z. praktische Geol., Berlin 21 (1913), S. 1-27
- KNAPE, H.: Tektonischer Bau und Strukturgenese im nordwestlichen Vorland des Flechtinger Höhenzuges.
Geologie, Berlin 12 (1963) 5, S. 509-539 (Teil I) und 6, S. 637-673 (Teil II)
- KÖLBEL, H.: Die tektonische und paläogeographische Geschichte des Salzgitterer Gebietes.
Abh. Reichsamt Bodenforsch. NF, Berlin 207 (1944) 100 S.
- KOLB, U.: Lithofazielle und geologische Untersuchungen der Wellenkalk-Folge des Subherzynen Beckens.
Freiberger Forsch.-H. C, Leipzig 316 (1976), S. 41-70
- KREBS, W.: Wiederholter Magmenaufstieg und die Entwicklung variszischer und post-variszischer Strukturen in Mitteleuropa.
Nova Acta Leopoldina NF, Leipzig 45 (1976) 224, S. 23-36
- KRULL, P.: Zum bruchtektonischen Bau des Territoriums der DDR und angrenzender Gebiete nach kosmischen Aufnahmen.
Veröff. Zentralinstitut Physik der Erde, Potsdam 61 (1979), S. 61-71
- LAUTERBACH, R.: Das Flechtinger Massiv.
Abh. dt. Akad. Wiss. Kl. Bergbau usw., Berlin Jg. 1964 (1964) 2, S. 417-427
- LUDWIG, A.O.: Über die Grenze der Orogen-(Morphogen-) und Plattformetappe in den Varisziden Mitteleuropas (Eislebener Schichten).
Verlag Nauka, Moskau 1977, S. 39-53 (russ.)
- LUDWIG, A.O.: Die Eislebener Schichten (Saxon) als Übergang zum Tafeldeckgebirge.
Veröff. Zentralinst. Physik der Erde, Potsdam 44 (im Druck)
- LUDWIG, A.O.: Zur Bruchtektonik während der variszischen Morphogenetappe (mittlerer Teil der DDR).
Vortrag Tagung Gesellsch. Geol. Wiss. Rupturen IV, Gehren 1982 (im Druck)

- LUTZENS, H.; PAECH, H.-J.: Sedimentologie, Paläogeographie und Paläotektonik während des Flyschstadiums im östlichen Rhenocherzynikum (Harz und Flechtingen-Roßlauer Scholle).
Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 12, S. 1509-1525
- MALKOVSKÝ, M.: Saxonische Tektonik der Böhmisches Masse.
Geol. Rdsch., Stuttgart 65 (1976), S. 127-143
- MARTINI, H.J.: Salzsättel und Deckgebirge.
Z. dt. geol. Gesellsch., Hannover 105 (1955) 4, S. 823-835
- MOHR, K.: Geologie und Minerallagerstätten des Harzes.
Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung 1978, 387 S.
- MOHR, K.; PILGER, A.: Über die Fortsetzung rheinisch streichender Schollengrenzen aus dem Harzvorland in den Harz.
Z. dt. geol. Gesellsch., Hannover 116 (1967) 3, S. 731-752
- NÖLDEKE, W.; SCHWAB, G.: Zur tektonischen Entwicklung des Tafeldeckgebirges der Norddeutsch-Polnischen Senke unter besonderer Berücksichtigung des Nordteils der DDR.
Z. angew. Geol., Berlin 23 (1977) 8, S. 369-379
- ORTMANN, R.; STEINER, W.: Zur Petrographie der obersten Partien des Rotliegenden im Meisdorfer Becken (Harz).
Z. geol. Wiss., Berlin, Themenheft 1 (1973), S. 127-136
- PAECH, H.-J.: Zur Sedimentologie der Grauwacken-Pelit-Wechselagerung der Flechtinger Scholle (Bezirk Magdeburg).
Z. geol. Wiss., Berlin 1 (1973) 7, S. 805-813
- PAECH, H.-J.: Zur Falten tektonik der Grauwacken-Pelit-Wechselagerung der Flechtinger Scholle.
Z. geol. Wiss., Berlin 4 (1976) 10, S. 1361-1367
- PAECH, H.-J.; EISENÄCHER, L.; BURCHARDT, I.: Neue Ergebnisse zur Geologie der Süplinger Schichten (Flechtinger Scholle).
Z. geol. Wiss., Berlin 1 (1973) 7, S. 831-847
- PHILIPP, W.: Zechstein und Buntsandstein in Tiefbohrungen zwischen Harz und Lüneburger Heide.
Geol. Jb., Hannover 77 (1960), S. 711-740
- PRIMKE, G.; RADZINSKI, K.-H.: Zur Gliederung des mittleren Buntsandsteins (Volpriehausen- bis Solling-Folge) im Subherzynen Becken.
Z. geol. Wiss. 4 (1976), S. 1473-1481
- PUFF, P.; RADZINSKI, K.-H.: Paläogeographische und lagerstättenkundliche Bedeutung des tiefen und mittleren Buntsandsteins im südlichen und mittleren Teil der DDR.
Z. geol. Wiss., Berlin 4 (1976), S. 1483-1503
- PUFF, P.; RADZINSKI, K.-H.: Ergebnisse und Probleme stratigraphischer Untersuchungen im mittleren Buntsandstein der DDR.
Z. geol. Wiss., Berlin 8 (1980), S. 965-983
- REUTER, F.: Die regionale Stellung der Flechtingen-Roßlauer Scholle.
Geologie Beih., Berlin 40 (1964), 66 S.
- ROTH, W.: Stratigraphische, lithofazielle und paläotektonische Untersuchungen im Buntsandstein (Nordhausen- bis Solling-Folge) des Subherzynen Beckens.
Freiberger Forsch.-H. G, Leipzig 316 (1976), S. 9-40
- SCHLEGEL, E.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen bei Thale und Wernigerode (Nordharz).
Geologie, Berlin 10 (1961) 8, S. 896-922
- SCHMIDT, K.; FRANKE, D.: Stand und Probleme der Karbonforschung in der Deutschen Demokratischen Republik, Teil I: Unterkarbon.
Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 7, S. 819-849
- SCHUBERT, H.; CONRAD, W.: Beitrag zur Interpretation ausgewählter geophysikalischer Anomalien Mitteleuropas unter geodynamischen Aspekten.
Z. geol. Wiss., Berlin 9 (1981) 10, S. 1179-1189

- SCHULZE, G.: Erste Ergebnisse geologischer Untersuchungsarbeiten im Gebiet der Scholle von Calvörde.
Z. angew. Geol., Berlin 10 (1964) 7, S. 338-348 (Teil 1) und 8, S. 403-413 (Teil 2)
- SCHULZE, G.: Der Mittlere Buntsandstein der Scholle von Calvörde und benachbarter Gebiete.
Geologie, Berlin 19 (1970) 2, S. 157-176
- STACKEBRANDT, W.: Zum tektonischen Charakter der Harznordrandstörung. - Dieses Heft.
- TRÖGER, K.A.; KURZE, M.: Zur paläogeographischen Entwicklung des Mesozoikums im Südteil des Subherzynen Beckens.
Z. geol. Wiss., Berlin 8 (1980) 10, S. 1247-1265
- VOIGT, E.: Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete.
Z. dt. geol. Gesellsch., Hannover 114 (1963) 2, S. 378-418
- WAGENBRETH, O.: Zerrung und Pressung und ihr Verhältnis zueinander in der germanotypen Tektonik.
Geologie, Berlin 12 (1963) 3, S. 249-263
- WAGENBRETH, O.: Zur Theorie der Randtröge und Randmulden.
Geologie, Berlin 14 (1965) 8, S. 931-948
- WATZNAUER, A.; TRÖGER, K.-A.: Gleichheiten und Unterschiede im Bau der Saxothuringischen Zone westlich und östlich des Elbelineaments.
Nova Acta Leopoldina N. F., Halle (Saale) 45 (1976) 224, S. 93-110
- WEBER, W.; BAUMANN, L.; LEEDER, O.: Zur minerogenetischen Bedeutung der Krustenbewegungen im Vorfeld der Osteuropäischen Tafel.
Z. geol. Wiss., Berlin 8 (1980) 5, S. 577-591
- WUNDERLICH, H.G.: Bau und Entwicklung des Harznordrandes bei Bad Harzburg.
Geol. Rdsch., Stuttgart 41 (1953), S. 200-224

Über Beziehungen des permosilesischen Vulkanismus zum Bruchmuster,
speziell zum Elbe-Lineament



von
Reinhard BENEK ¹⁾

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

Die vulkanische Entwicklung während des Permosiles und ihre Beziehungen zum Bruchmuster werden kurz charakterisiert. Das Elbe-Lineament bzw. seine Teilabschnitte besitzen im Hinblick auf die vulkanische Aktivität keine einheitliche Funktion. Damit wird die Heterogenität dieses tektonischen Elements 1. Ordnung unterstrichen. Subkrustales Material ist an den Vulkaniten offenbar besonders dann beteiligt, wenn intermontane Molassesenken im Streichen der Grundgebirgsstrukturen angelegt sind und von parallelen großen Brüchen begleitet werden.

BENEK, R.: On relations of Permo-Silesian volcanism to the fault pattern,
especially to the Elbe-lineament

S u m m a r y

The volcanic development and its relations to the fault pattern during Permo-Silesian time are characterized. The Elbe-lineament and its sections respectively do not have uniform influence on the volcanic activity. That emphasizes the heterogeneity of this important lineamental zone. At volcanites the participation of subcrustal material is evident in that case, if intermontane basins originate along the strike of the basement structures connected with great strike faults.

Бенек, Р.: Взаимосвязи пермского вулканизма и сети разломов на
примере Эльбского линеамента.

Р е з ю м е

Дается краткая характеристика вулканического развития в пермосилезии и его связи с сетью разломов. Эльбский линеament и его отдельные участки играли неодинаковую роль в отношении процессов вулканизма. Этим подчеркивается гетерогенность данного тектонического элемента первого порядка. Очевидно, что подкоровый материал особенно тогда **участвовал** в составе вулканических образований, когда межгорные молассовые впадины были заложены параллельно простиранию структур фундамента и сопровождалась параллельными к ним крупными разломами.

¹⁾ Zentralinstitut für Physik der Erde AdW, Institutsteil Berlin, DDR-1199 Berlin,
Rudower Chaussee 5

1. Einführung

Die Verteilung der permosilesischen Vulkanite in Mitteleuropa wird sowohl durch den Verlauf der Großstrukturen des variszischen Tektogens, als auch von Brüchen bzw. Lineamenten unterschiedlicher Dimension und Richtung beeinflusst. Zu diesen großen Brüchen gehört u.a. das Elbe-Lineament. Schon GALLWITZ (1959) hatte darauf hingewiesen, daß im westlichen Randbereich des Lineaments eine Reihe von Vulkanitkomplexen auftritt (Osterzgebirge, Tharandt, Döhlen, Meißen, Nordsachsen, Halle-Bitterfeld, Flechtingen), während im östlichen Randbereich nur sporadisch Vulkanite vorkommen. Erst mit Annäherung an den Außenrand des variszischen Tektogens ist intensiver Vulkanismus beiderseits der Elbe-Linie (Flechtingen-Altmark) vorhanden.

Von verschiedenen Autoren ist hervorgehoben worden (zuletzt BANKWITZ u.a. 1977), daß das ca. 500 km lange Elbe-Lineament ein nach dem heutigen Bild ausgesprochen heterogenes tektonisches Element darstellt. Das weist auf eine recht unterschiedliche Entwicklungsgeschichte des Lineaments bzw. seiner Teilabschnitte hin. In seinem Bereich endet das Geosynklinalstadium mit der variszischen Tektogenese während des Karbons (sudetische bis asturische Faltung). Daran schließt sich die Morphogenetappe (SCHROEDER 1973) mit ihren permosilesischen vulkanogen-sedimentären Molassebildungen an. Die magmatische Aktivität dieser Etappe entspricht dem subsequenten Vulkanismus nach der Terminologie von STILLE (1940), die den syn- bis postorogenen Magmatismus (Plutonismus) fortsetzt. Diese Aktivitäten können, das zeigen die tektonischen und z.T. magmatischen Beziehungen beider zueinander im Südteil der DDR (BENEK u.a. 1973), als Magmatismus der Subsequenzperiode zusammengefaßt werden. Nachfolgend wird versucht, dem Einfluß des Bruchmusters auf die vulkanische Aktivität nachzugehen und der Rolle, die das Elbe-Lineament dabei gespielt hat.

2. Charakterisierung der vulkanischen Entwicklung und des Bruchmusters

Während die permosilesischen Vulkanite in den meisten Fällen mit Molassesedimenten assoziiert sind, gibt es dagegen verschiedene Bildungsräume bzw. Zeitabschnitte mit Molassesedimentation, in denen vulkanische Aktivität fehlt. Das trifft insbesondere auf die Spätmolassen des höheren Saxons zu, die zum Tafelstadium überleiten (KATZUNG 1977). Mit den Frühmolassen (überwiegend Dinant) ist nur gelegentlich Vulkanismus verknüpft (PAECH 1975).

Für die Hauptmolassen, deren Bildungszeit vom Westfal bis ins tiefere Saxon reicht, ist dagegen das Auftreten von Vulkaniten quasi charakteristisch, ihre räumliche Verbreitung ist dabei weitgehend von Bruchstrukturen abhängig. Petrochemisch gehören die Vulkanite zu den Kalk-Alkaligesteinen, ihr Hauptanteil besitzt rhyolithische bis andesitische Zusammensetzung, ein geringerer Teil sind basaltische Gesteine. Die gefördertten Schmelzen zeigen eine z.T. mehrfache Abfolge von andesitischen (bzw. basaltischen) zu rhyolithischen Gesteinen, d.h. es können mehrere Vulkanitserien ausgeschieden werden. Wichtigste vulkanische Fazies sind Lavaergüsse bzw. -decken, in verschiedenen Gebieten auch subvulkanische Körper und Gänge. Von den sauren Schmelzen wird in mehreren Gebieten ein großer Teil explosiv gefördert und hat zur Bildung von Ignimbriten geführt.

In zeitlicher und räumlicher Hinsicht läßt die vulkanische Aktivität generell folgende Tendenz erkennen: sie beginnt im Westfal oder Stefan bevorzugt in den inneren Zonen des variszischen Tektogens, erreicht im Autun ihr Maximum bei Verlagerung in die äußeren Zonen und endet im tieferen Saxon. Vulkanitmächtigkeiten von mehr als 1000 m werden in verschiedenen Gebieten angetroffen. Diese Angaben beziehen sich insbesondere auf die an der Oberfläche ausstreichenden Vulkanitgebiete des variszischen Morphogens, die vielfach innerhalb der intermontanen Senken liegen.

Aber auch im Vorland des Morphogens, der heute unter meso-känozoischem Deckgebirge verborgenen Mitteleuropäischen Unterpermisenke, ist in einigen Bereichen der Vulkanitanteil an den Molassen (sog. Außenmolassen) groß, das gilt speziell für das Autun. Aber nicht nur altersmäßig, sondern auch nach der Zusammensetzung und dem Ausbruchmechanismus entspricht der Vulkanismus im Vorland weitgehend dem des Morphogens. In vulkanotektonischen Depressionen werden Vulkanitmächtigkeiten von 2000 m und mehr erreicht (SCHMIDT u.a. 1977), dabei ist der Anteil an Ignimbriten relativ hoch. Erst am Nordrand der Unterpermisenke treten Vulkanite auf, die von denen der übrigen Gebiete abweichen (KRAMER 1977).

Die Verteilung der bedeutenden Vulkanitvorkommen in Mitteleuropa kann recht gut mit einer schematischen Verbreitungskarte des Autuns demonstriert werden, da fast in allen Fällen die Mächtigkeitsmaxima mit Vulkanitkomplexen identisch sind. Dazu gehören (vgl. Ziffern in Abb. 1): Nordost-Mecklenburg (Küstenbereich der DDR) (1), Flechtingen - Altmark (2), Süd-Brandenburg - Subsudetische Monoklinale (3), Saar - Nahe (4), Thüringer Wald (5), Halle - Bitterfeld (6), Nordsachsen (7) und Innersudetische Senke (8). Außer diesen Komplexen mit meist über 1000 m mächtigen Vulkaniten gibt es weitere kleinere Vorkommen.

Ein Teil der Vulkanitkomplexe ist in intermontanen Senken des variszischen Morphogens lokalisiert, andere sind an Hebungsgebiete geknüpft. Weitere liegen teilweise oder insgesamt in der Mitteleuropäischen Unterpermisenke.

Das nahezu schachbrettartige Verteilungsbild der Vulkanite läßt zwangsläufig an den Einfluß eines Bruchmusters denken. Für den mesozoisch-paläozoischen Ausstrichbereich ist eine Vielzahl von Bruchlinien bzw. -zonen unterschiedlicher Dimension, Streichrichtung und Wirksamkeit bekannt. Aber auch für den Bereich mit mächtigem Känozoikum sind eine Reihe von Brüchen nachgewiesen bzw. zu vermuten (SCHMIDT u.a. 1977).

Dieses Bruchmuster setzt sich im wesentlichen aus folgenden Richtungselementen zusammen (vgl. Abb. 2):

- NW-SE streichende Brüche, Parallelelemente zum SW-Rand der Osteuropäischen Tafel, hervortretend insbesondere zwischen Tornquist-Teisseyre-Linie (A-A) und Fränkischer Linie (C-C);
- NE-SW streichende Brüche, Parallelelemente zum Generalstreichen des variszischen Tektogens, hervortretend insbesondere westlich des Elbe-Lineaments (B-B);
- etwa NNE-SSW streichende Brüche, Parallelelemente zur Mittelmeer-Mjösen-Zone (D-D), in verschiedenen Gebieten auftretend, u.a. im Vorland des Morphogens.

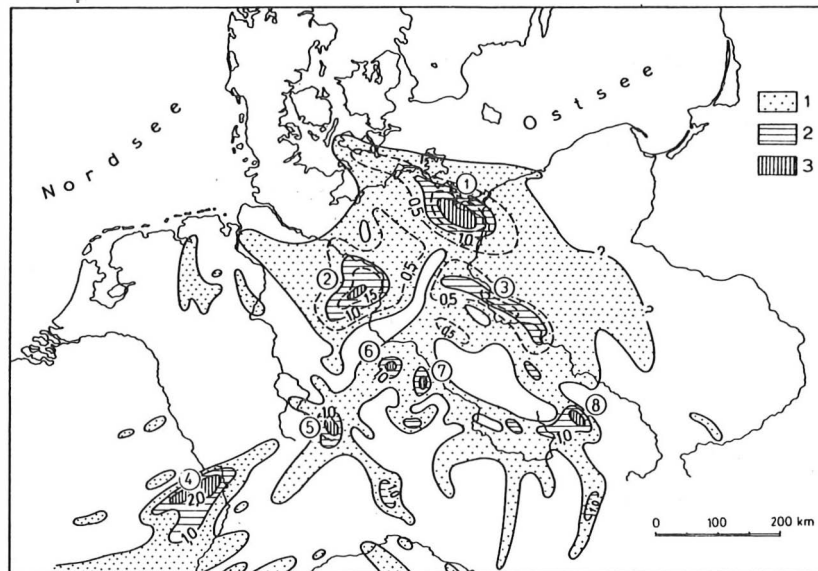


Abb. 1

Übersichtskarte der Mächtigkeiten des Autuns in Mitteleuropa (nach BUŠ u.a. 1979 und POKORSKI & RYKA 1978).

1 - 0 bis 1,0 km, 2 - 1,0 bis 2,0 km, 3 - über 2,0 km;
die Ziffern bezeichnen Vulkanitkomplexe mit hohen Vulkanitmächtigkeiten,
vgl. Text (nach BENEK 1981).

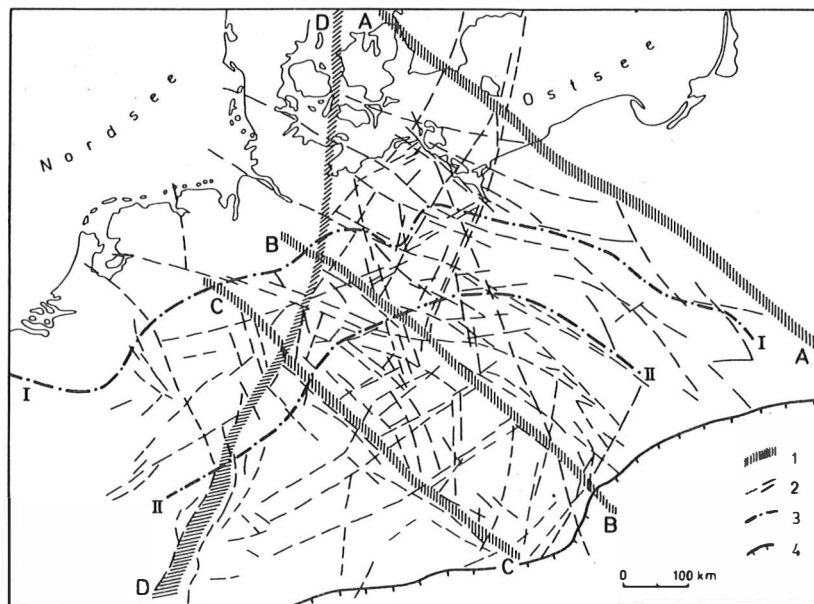


Abb. 2

Übersichtskarte des Bruchmusters in Mitteleuropa (zusammengestellt nach International geological map of Europe etc. 1971, BANKWITZ u.a. 1979, KRULL 1979, BENEK 1981).

1 - Lineamentäre Zonen (A - TORNQUIST - TEISSEYRE - Linie, B - Elbe-Linie, C - Fränkische Linie, D - Mittelmeer--Mjösen - Zone); 2 - Bruchlinien, z.T. Fotolineationen; 3 - Nordgrenze der variszischen Faltung (I) bzw. der Kernzone der Mitteldeutschen Kristallizone (II); 4 - Alpen - Karpaten - Außenrand.

Weiter im SE, in der Elbezone i.e.S. bzw. ihrer Nachbarschaft, treten mehrere kleinere Vulkanitvorkommen auf (Abb. 4). Da das Anschnittsniveau bei diesen Vorkommen tiefer liegt als beim Flechtinger Vulkanitkomplex, treten deren Beziehungen zum Bruchmuster deutlicher in Erscheinung.

Südwestlich der Elbezone sind im Bereich der Eruptivlinien von Tepliče - Meißen (TRÖGER u.a. 1969) neben rhyolitischen Gängen die Ignimbritvorkommen von Meißen, des Tharandter Waldes und des Tepliče-Porphyrts lokalisiert. Die Eruptivlinien streichen insgesamt NNW-SSE, setzen sich aber aus Einzelspalten und -brüchen zusammen, die oft ganz oder mit Teilabschnitten N-S verlaufen. Dazu gehören als Förderzonen vulkanischer Schmelzen im Osterzgebirge Tepliče-Rhyolith und Granitporphyre, im Tharandter Komplex die Grunder und Tharandter Spalte sowie die Vulkanitgänge bei Munzig und am Ostrand des Meißner Komplexes. Damit ergibt sich ein System von Fiederbrüchen, das auf horizontale Beanspruchungstendenzen entlang der Elbe-Zone hinweist (BENEK 1980). Gleichzeitig haben die Eruptivlinien von Tepliče - Meißen nach Untersuchungen von WETZEL (1982) im Unterrotliegenden die Funktion von Dehnungsbrüchen, parallel zur Hauptspannungsrichtung, besessen.

Der Nordwestabschnitt des Lineaments quert etwa diagonal die variszischen Faltenstrukturen des Grundgebirges, in der Elbe-Zone i.e.S. ist ein paralleles Streichen vorhanden. Direkt auf die Entwicklung der Elbe-Zone und damit verbundene rapturelle und Senkungsvorgänge ist die Anlage des ebenfalls NW-SE verlaufenden Döhlener Molassebeckens (Abb. 4) zu beziehen (REICHEL 1970). Dessen vorwiegend intermediärer bis basischer Vulkanismus ist als ausgesprochen lineamentbezogen anzusehen. Das dürfte auch für die mehr als 500 m mächtigen, überwiegend intermediären bis basischen Vulkanite des Mnichovo-Hradiště-Beckens (HOLUB 1976) gelten. Sie stellen das mit Abstand bedeutendste Vulkanitvorkommen der etwa E-W streichenden nordböhmischen Molassesenke dar und treten dort auf, wo die Senke vom Elbe-Lineament gekreuzt wird. Auch das Mnichovo-Hradiště-Becken folgt mit seiner Konfiguration den lineament-parallelen Grundgebirgsstrukturen.

4. Vulkanismus und Krustenfölderung

Weitere Aussagen über den Zusammenhang von vulkanischer Aktivität und Bruchmuster bzw. Krustenfölderung ermöglicht eine Typisierung der Vulkanitgebiete nach formationellen Gesichtspunkten (BENEK 1981). Dabei wird ein ganzer Komplex von Kriterien berücksichtigt, dazu gehören: strukturelle Entwicklung und Bau des Grundgebirges, Anteil der mit den Vulkaniten assoziierten Molassesedimente, Dauer und Art der vulkanischen Aktivität, Anteil der Vulkanite unterschiedlicher Zusammensetzung und Teufenherkunft der Schmelzen.

Beim variszischen subsequenten Vulkanismus können zwei Formationen unterschieden werden (Abb. 5): die Rhyolith-Andesit- und die Rhyolith-Andesit-Basalt-Formation. Die ebenfalls permosilesische Basalt-Formation, am Nordrand der Mitteleuropäischen Unterpermsenke auftretend, stellt einen Tafelmatismus (KRAMER 1977) dar.

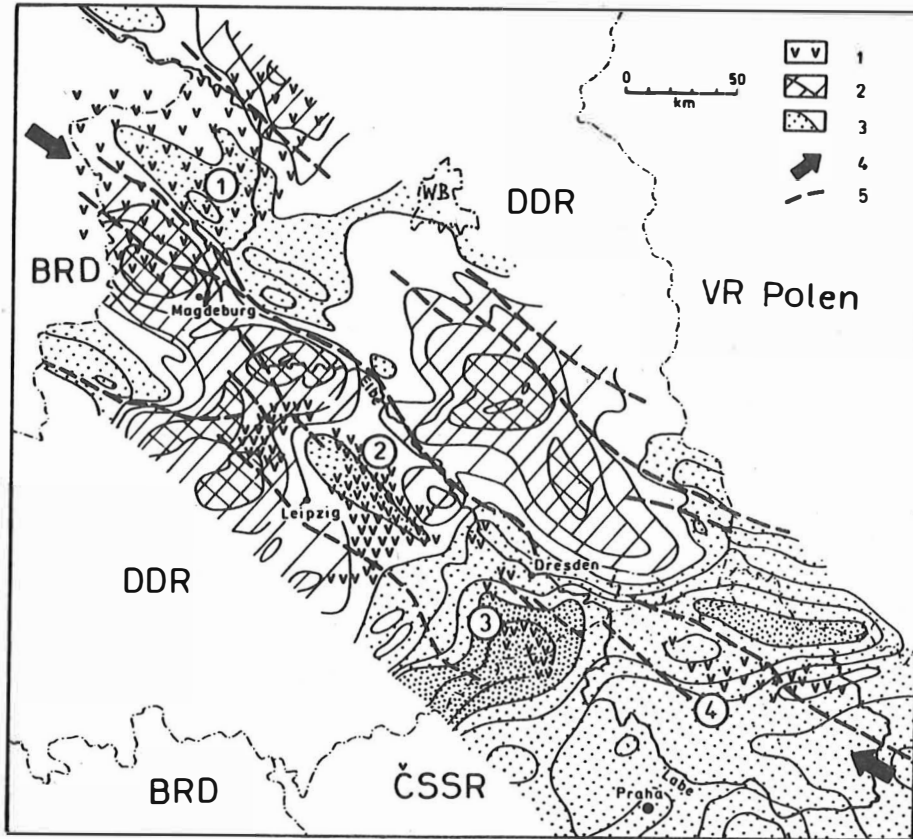


Abb. 3

Schema der Schwereverteilung und permosilesischer Vulkanite entlang der Elbe-Linie (nach Autorenkollektiv 1965, BANKWITZ u.a. 1977).

- 1 - Permosilesische Vulkanite, z.T. verdeckt;
- 2 - Schweremaxima; 3 - Gebiete geringer Schwere;
- 4 - Verlauf der Elbe-Linie; 5 - Bruchelemente etwa parallel zur Elbe-Linie

Ziffern: (1) Schweretief Stendal-Belzig bzw. Vulkanitkomplex Flechtingen-Altmark; (2) Schweretief Delitzsch-Wurzen bzw. Nordsächsischer Vulkanitkomplex; (3) Schweretief Freiberg-Altenberg bzw. Vulkanitkomplex im Osterzgebirge; (4) Vulkanitkomplex Mnichovo-Hradiste im Gebiet mit Schwere-defizit.

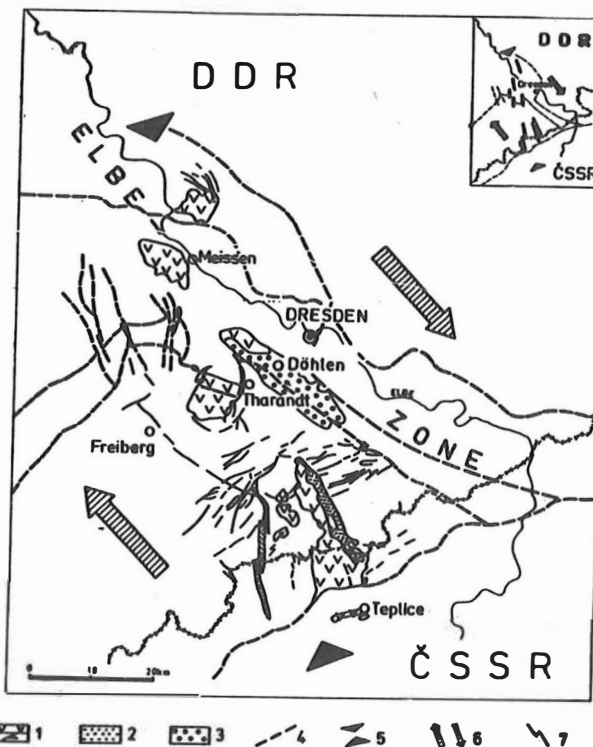


Abb. 4

Übersichtskarte permosilesischer Gesteine und zugeordneter Strukturen im Bereich Osterzgebirge - Elbezone (aus BENEK 1980).

- 1 - vorwiegend rhyolitische Vulkanite (flächenhaft bzw. gangförmig); 2 - Granitporphyre; 3 - Sedimente des Döhlener Beckens; 4 - wichtige Störungen; 5 - Zone der Eruptivlinien von Teplička - Meissen; 6 - Tendenz der Blockbewegungen; 7 - Fiederspalten bzw. Förderzonen der Vulkanite (siehe Nebenkarte).

Diesem Bruchmuster entsprechen prinzipiell die Fotolineationen, die aus Satellitenbildern von Mitteleuropa gewonnen wurden (BANKWITZ u.a. 1979, KRULL 1979). Hinzu kommen aber noch E-W und vor allem N-S gerichtete Lineationen, die im Bruchmuster bisher keine signifikante Rolle gespielt haben (Abb. 2). Zweifellos sind die Fotolineationen auch nicht ausnahmslos als Brüche zu interpretieren.

Ein Vergleich zwischen der Lage der genannten großen Vulkanitkomplexe und dem Bruchmuster zeigt, daß die Komplexe von bedeutenden Brüchen flankiert werden. Nur in einigen Fällen ist nachweisbar, daß die großen Brüche unmittelbar als Aufstiegswege für Schmelzen dienen, sie fungieren vielmehr als begrenzende Elemente von Schollen bzw. Krustenfeldern, die entweder große Vulkanitkomplexe aufweisen, oder frei von bzw. arm an Vulkaniten sind. So flankiert z.B. die Hunsrück-Störung den Saar-Nahe-Komplex und die Fränkische Linie den Thüringer Wald-Komplex. Im ersten Fall folgt die Bruchlinie dem Streichen des variszischen Grundgebirges und der Molassesenke, im zweiten Fall quert sie analoge Strukturen nahezu senkrecht, aber in beiden Fällen müssen die Bruchlinien als mitbestimmend für die Lokalisierung der Vulkanitkomplexe angesehen werden.

3. Elbe-Lineament und vulkanische Aktivität

Das Elbe-Lineament hat grundsätzlich eine ähnliche Bedeutung; seine Teilabschnitte besitzen aber für die vulkanische Aktivität im Permosiles keine einheitliche Funktion, wie die nachfolgenden Beispiele zeigen werden. Das unterstreicht die Heterogenität dieses tektonischen Elementes 1. Ordnung.

Auf Unterschiede im Schwerebild (Autorenkollektiv 1965) beiderseits des Elbe-Lineaments haben BANKWITZ u.a. (1977) verwiesen. Gewisse Analogien dazu zeigt die Verteilung von Vulkaniten großer Mächtigkeit (Abb. 3), die natürlich nicht als alleinige Ursache von Gebieten mit Schweredefizit anzusehen sind. Den Schweretiefs von Stendal und Delitzsch-Wurzen entsprechen etwa die Rhyolith-betonten Vulkanitkomplexe von Flechtingen - Altmark und Nordsachsen. Die Vulkanite des Osterzgebirges und von Mnichovo-Hradiště liegen ebenfalls in Schwereminimum-Gebieten, bei denen allerdings Granitoide eine entscheidende Rolle spielen.

Das Elbe-Lineament, zwischen variszisch geprägtem Erzgebirge und proterozoischer Lausitz eine Blockgrenze, erfüllt diese Funktion offensichtlich auch in seinen anderen Abschnitten. Das Vorherrschen ignimbritischer Assoziationen (Flechtingen, Nordsachsen, Meißen, Tharandt, Osterzgebirge) unterstreicht diese Auffassung (vgl. BENEK u.a. 1973).

Der Flechtinger Vulkanitkomplex erreicht im Ausstrichbereich ca. 1000 m Mächtigkeit, davon entfällt mehr als die Hälfte auf ignimbritische Gesteine. Aus der Mächtigkeitsverteilung speziell der Ignimbrite haben BENEK & PAECH (1974) auf die Wirksamkeit meridionaler Brüche geschlossen. Dieser Teil des Vulkanitkomplexes liegt an der NE-Flanke des Magdeburger Schweretiefs, der auch das Elbe-Lineament folgt. Ihr vorgelagert ist das Schweretief von Stendal, mit dem ein schneller Anstieg der Vulkanitmächtigkeiten auf ca. 2000 m einhergeht (BENEK u.a. 1976). Das Elbe-Lineament dürfte hier weniger im Sinne eines Förderweges, als vielmehr als Vorzeichnung für Randbrüche einer großen vulkanotektonischen Depression fungiert haben.

Krusteneinheiten, in denen die Rhyolith-Andesit-Formation (A_1 , A_2 in Abb. 5) verbreitet ist, besitzen eine relative Immobilität, die durch die vulkanische Aktivität nur kurzzeitig unterbrochen wird. Eine Verknüpfung mit granitischem Plutonismus ist nachgewiesen oder wahrscheinlich. Die Paläokrustenmächtigkeiten betragen - in Anlehnung an ZEMAN (1979) und gegenwärtige Ergebnisse aus Mitteleuropa (OESBERG u.a. 1975) - mehr als 30 km. Die großen Brüche fungieren bei diesen Krusteneinheiten bevorzugt als Feldergrenzen, an denen offenbar der Wärmeanstieg erfolgt und zur Aktivierung sialischen Materials führt, die aber nicht als Förderwege den Schmelzentransport aus subkrustalen Tiefen ermöglichen. Die hohe Förderrate vorwiegend rhyolithischer Gesteine (oft Ignimbrite) wird durch den Einbruch vulkano-tektonischer Depressionen kompensiert. Beispiele hierfür stellen die Vulkanitkomplexe von Flechtingen, Nordsachsen und Tharandt dar.

Krustenzonen, für die die Rhyolith-Andesit-Basalt-Formation (B_1 , B_2 in Abb. 5) typisch ist, besitzen eine erhöhte Mobilität. Sie sind an intermontane Molassesenken gebunden, die teilweise durch langanhaltende Senkung und oft durch wiederholte vulkanische Aktivität - unterbrochen von Sedimentationsperioden - gekennzeichnet sind. Die Paläokrustenmächtigkeiten solcher Zonen liegen - entsprechend Ergebnissen von NICHOLLS & LORENZ (1973) in der Saar-Nahe-Senke - vermutlich unter 30 km.

Subkrustales Material ist an den vulkanischen Schmelzen offenbar besonders dann beteiligt, wenn diese Krustenzonen intermontanen Molassesenken entsprechen, die dem Streichen der Grundgebirgsstrukturen folgen und von parallelen großen Brüchen begleitet werden. Der Vulkanismus ist Andesit-betont, Basalte sind vorhanden (B_1 in Abb. 5).

Beispiele hierfür sind neben den o.g. Vulkaniten des Döhlener und Mnichovo-Hradiště-Beckens die der Saar-Nahe-Senke, der Erzgebirgischen Senke, der Senken der Inneren Sudety und der Nord-Sudety.

Eine "rhyolithische Entartung" dieser Rhyolith-Andesit-Basalt-Formation (B_2 in Abb. 5) ist zu beobachten, wo ein verstärkter granitischer Magmatismus im nördlichen Vorfeld der Böhmisches Masse auftritt und bedeutende Bruchzonen die Grundgebirgsstrukturen und z.T. Molassesenken kreuzen (z.B. Fränkische Linie - Thüringer Wald-Vulkanitkomplex).

Literatur

- Autorenkollektiv: Vorläufige Karte der rezenten vertikalen Krustenbewegungen in der Deutschen Demokratischen Republik.
Petermanns geograph. Mitt., Gotha/Leipzig 109 (1965) 2, S. 136-160
- Autorenkollektiv: Die geologische, blocktektonische Entwicklung des Elbe-Lineaments und der angrenzenden Schollen im Gebiet der DDR.
Berlin/Potsdam: Akad. Wiss., DDR, Zentralinst. Physik Erde, 1981, 56 S.
- BANKWITZ, P.; BANKWITZ, E.; FRISCHBUTTER, A.: Fototektonische Interpretation von Mitteleuropa nach Aufnahmen der sowjetischen Wettersatelliten Meteor 25 und 28.
Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam (1979) 61, S. 37-60
- BANKVITC, P.; FRIŠBUTTER, A.; BANKVITC, E.: Stroenie i tektoničeskoe razvitie zony El'by.
In: Tektonika Variscid Crednej Evropy i SSSR. Moskva: Izd. Nauka 1977, S. 64-92

- BENEK, R.: Geologisch-strukturelle Untersuchungen im Tharandter Vulkanitkomplex (Südteil DDR).
Z. geol. Wiss., Berlin 8 (1980) 6, S. 627-643
- BENEK, R.: Zur geologischen Korrelation von Vulkaniten insbesondere nach stofflichen Merkmalen. Bemerkungen zur Mobilität und Krustenfelderung während des Permosiles in Mitteleuropa.
Z. geol. Wiss., Berlin 9 (1981) 4, S. 347-360
- BENEK, R.; KATZUNG, G.; RÖLLIG, G.: Variszischer subsequenter Vulkanismus und tektonogene Entwicklung im Gebiet der DDR.
Jb. Geol., Berlin 7/8 (1976), S. 17-31
- BENEK, R.; PAECH, H.-J.: Zur Paläotektonik des Permosiles im Gebiet der Flechtinger Scholle (Bezirk Magdeburg).
Z. geol. Wiss., Berlin 2 (1974) 10, S. 1143-1155
- BENEK, R.; RÖLLIG, G.; EIGENFELD, F.; SCHWAB, M.: Zur strukturellen Stellung des Magmatismus der Subsequenzperiode im DDR-Anteil der mitteleuropäischen Varisziden.
Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam (1973) 14/1, S. 203-244
- GALLWITZ, H.: Die Stellung der Magmatite im Permokarbon der Mitteldeutschen Hauptscholle.
Geol. Rundsch., Stuttgart 48 (1959), S. 27-32
- HOLUB, V.M.: Permian basins in the Bohemian Massif. In: FALKE, H. (ed.) The continental Permian in Central, West, and South Europe.
Dordrecht: D. Reidel Publ. Comp. 1976, S. 53-79
- KATZUNG, G.: Die posttektonogenetischen Molassen und Subsequentite am Außenrand und im nördlichen Vorland des variszischen Tektogens.
Z. angew. Geol., Berlin 23 (1977) 12, S. 597-602
- KRAMER, W.: Vergleichende geochemisch-petrologische Untersuchungen an permosilesischen basischen Magmatiten der Norddeutsch-Polnischen Senke und ihre geotektonische Bedeutung.
Z. geol. Wiss., Berlin 5 (1977) 1, S. 7-20
- KRULL, P.: Zum bruchtektonischen Bau des Territoriums der DDR und angrenzender Gebiete nach kosmischen Aufnahmen.
Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam (1979) 61, S. 61-71
- NICHOLLS, I.A.; LORENZ, V.: Origin and crystallization history of Permian tholeiites from the Saar-Nahe trough, SW Germany.
Contr. Mineral. and Petrol., Berlin etc. 40 (1973), S. 327-344
- OESBERG, R.-P.; KNOTHE, Ch.; HURTIG, E.: Results of explosionseismic and earthquake studies in the German Democratic Republic.
Gerlands Beitr. Geophys., Leipzig 84 (1975) 3/4, S. 223-234
- PAECH, H.-J.: Frühmolassen des variszischen Tektogens; Anteil DDR: Hainichener Becken.
In: Exkursionsführer 22. Jahrestag. Ges. Geol. Wiss. DDR, Teil B, S. 33-40.
Berlin: Ges. Geol. Wiss. DDR 1975
- REICHEL, W.: Stratigraphie, Paläogeographie und Tektonik des Döhlener Beckens bei Dresden.
Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol., Dresden 17 (1970), 133 S.
- SCHMIDT, K.; KATZUNG, G.; FRANKE, D.: Zur Entwicklung des präpermischen Untergrundes und des Magmatismus im südwestlichen Vorfeld der Osteuropäischen Tafel.
Z. angew. Geol., Berlin 23 (1977) 9, S. 426-436
- SCHROEDER, E.: Probleme tektonischer Untersuchungen im Orogen, speziell in den Varisziden.
Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam (1973) 14/2, S. 273-302
- STILLE, H.: Zur Frage der Herkunft der Magmen.
Abh. preuß. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Berlin 1939 (1940) 19, 31 S.
- TRÖGER, K.-A.; BEHR, H.-J.; REICHEL, W.: Die tektonisch-fazielle Entwicklung des Elbe-Lineaments im Bereich der Elbetalzone.
Freib. Forsch.-H., Leipzig C 241 (1969), S. 71-85

WETZEL, H.-U.: Aspekte der bruchtektonischen Gliederung des Osterzgebirges.
Z. geol. Wiss., Berlin 10 (1982) 5, S. 635-644

ZEMAN, J.: Dynamics of the Crustal block structure of the Bohemian Massif. In: Geodynamic investigations in Czechoslovakia.
Bratislava: VEDA 1979, S. 161-165

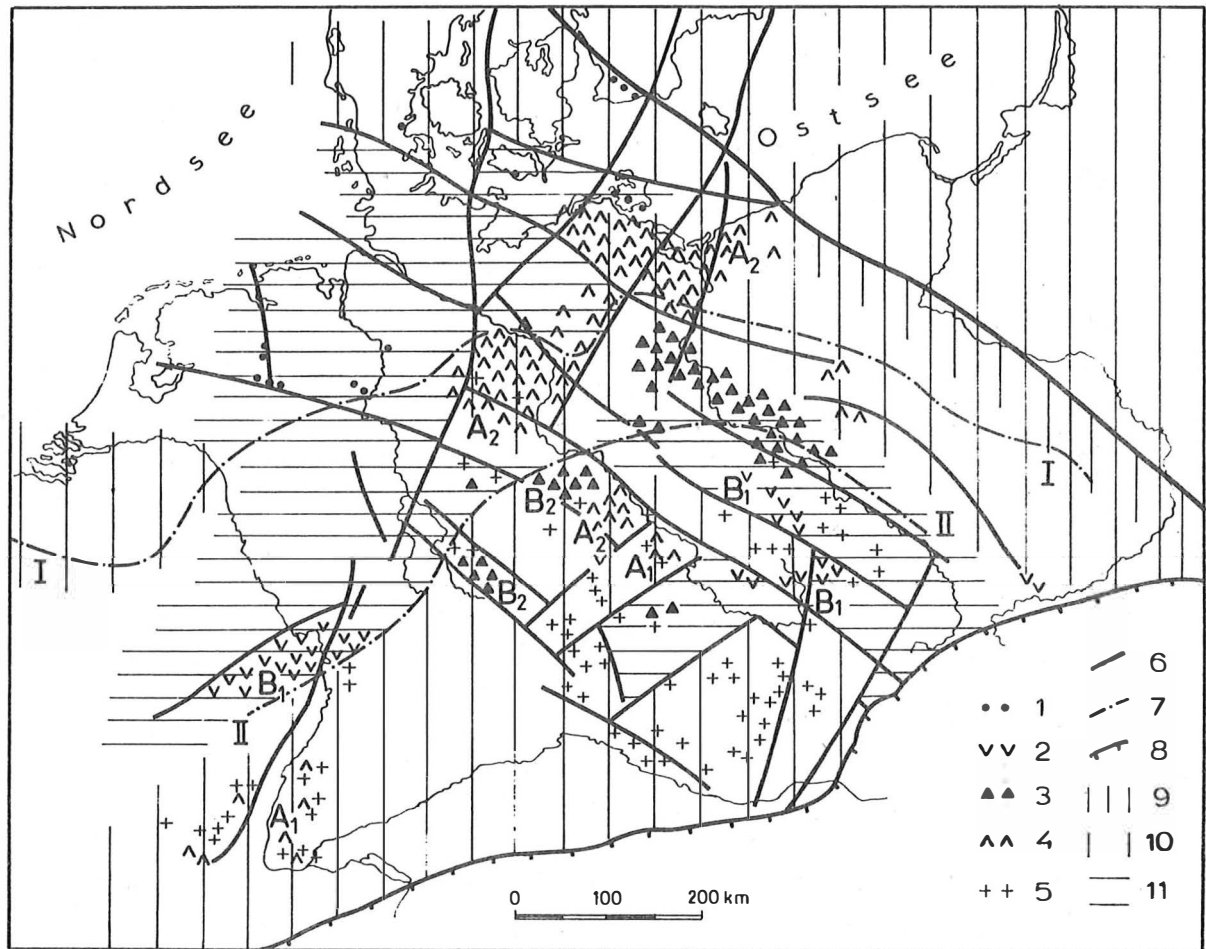


Abb. 5

Übersichtskarte der Vulkanitformationen in Beziehung zur Krustenfelderung während des Permosiles in Mitteleuropa (z.T. nach ZEMAN 1979, ZNOSKO 1979 u.a.; aus BENEK 1981).

1 - Basalt. Tafelmagmatite; 2 bis 4 - variszische subsequente Vulkanite, 2 - Rhyolith-Andesit-Basalt-Formation, Andesit-betont (B_1), 3 - Rhyolith-Andesit-Basalt-Formation, Rhyolith-betont (B_2), 4 - Rhyolith-Andesit-Formation (A_1, A_2); 5 - variszische postkinematische Granitoide; 6 - wichtige Bruchzonen (Feldergrenzen); 7 - Nordgrenze der variszischen Faltung (I) bzw. der Kernzone der Mitteldeutschen Kristallinzone (II); 8 - Alpen-Karpaten-Außenrand; 9 bis 11 - vermutete Krustenmächtigkeiten, 9 - über 50 km, 10 - 30 bis 50 km, 11 - unter 30 km.

Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam (1983) 77

Zum tektonischen Charakter der Harznordrandstörung

von
Werner STACKEBRANDT ¹⁾



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

Es werden Hinweise zum morphologischen Charakter der Harznordrandstörung und zum zeitlichen Ablauf tektonischer Bewegungen im Bereich dieser Störungszone gegeben. Dem schließen sich strukturelle Aussagen an. Kleintektonische Untersuchungen an Sandsteinen der Oberkreide bestätigen die Zunahme der Deformationsintensität in Annäherung an die Harznordrandstörung. Die Rolle dieser Störungszone als Muster für benachbarte, aber verdeckte Störungen wird herausgestellt.

STACKEBRANDT, W.: On tectonic character of Northern Harz border fault system

S u m m a r y

In this paper some hints about the morphological character and the tectonic development of the disturbance of northern edge of Harz block are given. They are followed by explanations about the structure of the Northern Harz border fault system.

Microtectonic investigations of Upper Cretaceous Sandstones confirm the increasing intensity of deformation near the fault system. The analysis of fault pattern in the northern edge of Harz mountains is important for comparable conclusions of tectonic character of neighbouring, but covered fault systems.

Штакебрандт, В.: Тектонический характер Северо-Гарцкого разлома

Р е з ю м е

Даются сведения о морфологическом характере Северо-Гарцкого разлома и геохронологии тектонических подвижек в этой зоне. Затем приводятся данные по структурному строению. Микротектонические исследования в песчаниках верхнего мела подтверждают факт увеличения интенсивности деформаций при приближении к Северо-Гарцкому нарушению. Подчеркивается роль этого нарушения, которое можно использовать как пример при изучении других близлежащих погребенных нарушений.

¹⁾ Zentralinstitut für Physik der Erde, AdW, DDR-1500 Potsdam, Telegrafenberg

1. Einleitung

Als Fortsetzung der Elbe-Linie in nordwestlicher Richtung ist der Charakter der großen herzynischen Störungszonen (Haldenslebener und Gardelegener Abbruch) von besonderem Interesse. Diese Störungszonen sind jedoch nur indirekt zu verfolgen, da wegen jüngerer Überdeckung Aufschlüsse fehlen. Es bieten sich daher Vergleichsuntersuchungen in benachbarten, mehr oder weniger parallel orientierten Störungszonen an, um die dort ermittelten tektonischen Informationen auf die unzugänglichen Störungen zu übertragen.

Ein derartiges Parallelelement ist die Harznordrandstörung, die mit einem ungefähren Streichen von 120° die südlich gelegene Harzscholle vom Subherzynen Becken trennt. Als einer klassischen Lokalität der saxonischen Tektonik kommt ihr - auch geologiegeschichtlich - besondere Bedeutung zu.

In diesem Beitrag werden Hinweise zur Morphologie und zeitlichen Entwicklung dieser Störungszone gegeben. Ferner können Aussagen zu ihrer Struktur und zu den Deformationsformen von Sandsteinen der Oberkreide gemacht werden.

2. Zur Morphologie der Störung

An der Harznordrandstörung wird das variszisch gefaltete Grundgebirge des Harzes (Hochscholle) gegen das Subherzyne Becken (Tiefscholle) um mehr als 3000 m versetzt. Dieser Betrag kann näherungsweise aus geophysikalischen Angaben zur Tiefenlage seismischer Reflektoren im Deckgebirge des Subherzynen Beckens und durch Mächtigkeitsabschätzungen von ehemals über das Gebiet des Harzes hinweggreifenden Perm- und Trias-sedimenten abgeleitet werden. Der Wiederanstieg des Grundgebirges im Untergrund des Subherzynen Beckens nach Norden zur Flechtinger Scholle vollzieht sich allmählich, wird jedoch durch ebenfalls geophysikalisch nachgewiesene Sprünge (Störungen) modifiziert.

STILLE (u.a. 1910, 1914) leitete aus dem Untersuchungsgebiet die Vorstellung der sogenannten saxonischen Rahmenfaltung (Bruchfaltentektonik) mit zeitlichem Wechsel von seitlicher Einengung und Dehnung ab. In jüngerer Zeit wird die Beteiligung horizontaler Scherbewegungen an Schollengrenzen diskutiert. So nimmt BRAUSE (1979) an, daß an dem Schollenbau zwischen Harz und Ostelbischem Massiv auch drifftektonische Horizontalbewegungen beteiligt sind. Ein Nachweis für die Harznordrandstörung wurde bisher nicht geführt. Ihr Charakter wechselt im Streichen zwischen einer flexurartigen Verbiegung (vgl. MÖBUS 1966) im SE und einer nach NNE gerichteten Aufschiebung im NW-Teil. Die von MÖBUS beschriebene Intensitätsabnahme nach SE trifft generell zu, doch scheint im SE-Teil der Charakter einer flexurartigen Verbiegung nur aufschlußbedingt zu sein. Das kleintektonische Inventar der Störungszone läßt auch hier eine Verwerfung erwarten. In der gesamten Erstreckung der Störungszone wurde das jungpaläozoisch-mesozoische Deckgebirge des Subherzynen Beckens auf einer Breite bis zu 2,5 km steilgestellt. Kleintektonische Untersuchungen im Bereich dieser sogenannten Aufrichtungszone erlauben Aussagen über den zeitlichen Ablauf und die Kinematik der tektonischen Bewegungen.

3. Der zeitliche Ablauf der Bewegungen im Bereich der Harznordrandstörung

Die Harznordrandstörung ist ein spätestens variszisch angelegtes tektonisches Element. Es wurde während der gesamten nachfolgenden Entwicklung mehrfach reaktiviert. Anzeichen für eine variszische bzw. spätvariszische NW--SE gerichtete Bruchtektonik liefern das Streichen von Kersantitgängen im Mittelharz, die Orientierung des Ilsesteingranits (Autun I nach BENEK u.a. 1973) und des Elfenstein-Quarzganges (nachgranitisch aktivierte Störungsrichtung nach MOHR 1978). Im älteren mesozoischen Deckgebirge (Unterperm - Trias) dominieren in der Umgebung des Harzes rheinisch streichende Strukturen (Eichsfeld-Altmark-Schwelle). Seit dem Buntsandstein werden diese in zunehmendem Maße im Bereich der späteren NW--SE-Brüche quergegliedert. Seit der Wende vom Mittleren zum Oberen Keuper herrscht das NW--SE Streichen auch im paläogeographischen Strukturbild vor. So treten nach BEUTLER (1980) im nördlichen Anschlußgebiet (südliche Altmark) zu dieser Zeit bereits Mulden- und Sattelstrukturen mit NW--SE Streichen auf. Im Bereich der Harznordrandstörung weisen lithologische Unterschiede und Mächtigkeitsverringerungen nach SW auf Hebungen an der Harz-Scholle hin. Eine schrittweise Umstellung des Beanspruchungsplanes zwischen Oberem Keuper und der Unterkreide leiten TRÖGER & KURZE (1980) aus lithofaziellen Untersuchungen im Subherzynyen Becken ab. Im Jura existieren im Harzvorland schmale Sedimenttröge, deren Längsachsen NW--SE-orientiert sind.

Strukturell von Bedeutung ist die jungkimmerisch beginnende Verstärkung der relativen Aufwärtsbewegung der Harzscholle. Auf jungkimmerische Bewegungen geht nach RICHTER (1935) die Aktivierung der NNW--SSE bis NW--SE streichenden Schollengrenzen besonders im Westteil des Subherzynyen Beckens zurück. Vermutlich im Zusammenhang mit den jungkimmerischen Bewegungen wird die Harznordrandstörung als Abschiebungssystem wirksam und während der subherzynyen Phasen (STILLE 1924) durch NNE gerichtete Kompression in eine Aufschiebung überprägt. Dabei wandert die Hauptaktivität räumlich vom NW- zum SE-Teil der Störungszone.

Der Wernigeröder Phase kommt für die Heraushebung und Aufschiebung des Harzes auf sein Vorland und die damit verbundene Steilstellung der jungpaläozoisch-mesozoischen Schichtenfolge die größte Bedeutung zu. Sie ist altersmäßig nach JUBITZ (1957) in die Zeit der Bildung der Blankenburg-Folge (Oberkreide) zu stellen. Die Heraushebung der Harzscholle wurde durch Dehnungsstrukturen kompensiert, wie durch FRANZKE (1976) nachgewiesen werden konnte. Heraushebung und Aufschiebung der Harzscholle nach NNE wirkt sich in den inkompetenteren Vorlandsedimenten der Aufrichtungszone durch Schichtrotationen und rupturale Deformationen (Klüfte, Kleinstörungen usw.) aus. Sie lassen sich auch in einem schmalen Streifen der Harz-Scholle nachweisen. Die rupturalen Deformationen im Aufschlußbereich müssen im wesentlichen auf die subherzynyen Bewegungen zurückgeführt werden. Die Intensität der subherzynyen Bewegungen geht indirekt aus der Mächtigkeit der Oberkreidesedimente in den sogenannten Randtrögen (VOIGT 1963) hervor, die sich vor der heraushebenden Harzscholle bildeten.

Im Anschluß an die strukturbildenden subherzynyen Bewegungen erfolgten nach SCHWAB (1966) postmitteloligozäne Hebungen der Harzscholle in einer Größenordnung von 150 bis 200 m.

Die Hauptaktivitätszeiten im Bereich der Harznordrandstörung decken sich zeitlich mit den Hauptbewegungsstadien der Entwicklung des nördlich anschließenden Sedimentationsbeckens der Norddeutsch-Polnischen Senke (NÖLDEKE & SCHWAB 1977). Während des Stadiums der tektonischen Differenzierung dieses Sedimentationsbeckens herrschen Dehnungsbewegungen vor; während die Kompressionserscheinungen zeitlich mit analogen Bewegungen an NW--SE-orientierten Schollengrenzen (Leistenschollen) übereinstimmen.

4. Die Struktur der Harznordrandstörung

Die eigentliche Harznordrandstörung (Hauptversatz zwischen der Harz- und Subherzynen Scholle) ist nur selten in künstlichen Aufschlüssen der Beobachtung zugänglich. Jedoch gestattet die Analyse des kleintektonischen Inventars im Bereich der Aufrichtungszone und im N-Teil des Harzes eine nähere Charakterisierung dieser Störungszone. So weisen voneinander abweichende Streich- und Fallrichtungen der Sedimente in der Aufrichtungszone parallel zur Harznordrandstörung auf eine Untergliederung dieser Störung in mehrere Teilelemente hin. Durch diese Teilstörungen entstehen die Vorsprünge und Einbuchtungen im Verlauf des rezenten Anschnitts der Harznordrandstörung. Zu ähnlichen Aussagen gelangt KÖPPER (1977) für den westlichen Anteil der Harznordrandstörung (westlich der Staatsgrenze der DDR).

WUNDERLICH (1953) zeigte anhand der Schimmerwaldzacke die Möglichkeit, daß auch gravitativ bedingte Gleitungen zu Überfahrungen der Aufrichtungszone geführt haben können.

Die Auflösung der Harznordrandstörung in Teilelemente erfolgt nicht nur im Streichen der Störungszone, sondern auch quer dazu (Parallelelemente). SCHLEGEL (1961) konnte für den nördlichen Harz, die sogenannten herzynischen Randzonen, postrotliegende Scholleneinkippungen um herzynische Achsen nachweisen, die ursächlich mit Aktivitäten der Harznordrandstörung in Zusammenhang gebracht werden. Auf die Vielzahl von WNW--ESE streichenden Störungen innerhalb der Harzscholle machte FRANZKE (1976) aufmerksam. BENEK (1967) ermittelte im Nordteil des Ramberg-Plutons eine deutliche Zunahme flachherzynisch streichender Klüfte, Störungen und Quarzgänge, die als postgranitische Neubildungen angesehen werden müssen. Von Interesse ist auch die bruchtektonische Ausbildung des Nordrandes des Ramberg-Plutons, der ein Parallelelement zur Harznordrandstörung darstellt. BENEK vermutet aus petrologischen Gründen, daß der primäre Nordrand (Kontakt) des Granits ursprünglich 1 km weiter nördlich gelegen hat. Die nördlich der den Granit nach N begrenzenden Störung gelegenen paläozoischen Sedimente sind gegenüber dem Granit an steil nach SSW einfallenden Bewegungsbahnen abgesenkt worden.

Das kleintektonische Inventar der Aufrichtungszone wurde weitgehend durch Pressungstektonik (Subherzyne Phase) angelegt. Frühere rupturale Strukturen sind überprägt und nur noch schwer erkennbar. Typische Beispiele derartiger Überprägungen bieten die zahlreichen Aufschlüsse des Muschelkalks in der Aufrichtungszone. Neben Harnischrillungen treten im Bereich herzynisch streichender, flach einfallender Störungen, die vor der Steilstellung der Schichten z.T. als Abschiebungen entwickelt waren, linsige Zerscherungen und Mylonitisierungen auf. Als Folge der nach NNE gerichteten Kompression (Hoch-

scholle zur Tiefscholle) entwickelten sich außerdem rheinisch orientierte Störungen kleinerer Größenordnung, die durch Engklüftungszonen begleitet werden. Diese rheinischen Strukturen durchschlagen das herzynisch orientierte tektonische Inventar innerhalb der Aufrichtungszone. Sie können folglich frühestens im Spätstadium der Wernigeröder Phase angelegt worden sein. Im Aufschlußbereich läßt sich diese aktivierte rheinische Richtung als tektonisch erkennen. Sie wird durch Ergebnisse der Paläospannungsanalyse bestätigt, die sich aus Untersuchungen von Horizontal-Stylolithen ergeben (vgl. JANSSEN, dieses Heft).

Die Auflösung der Harznordrandstörung in Teilelemente spricht für Verhältnisse, wie sie durch das spot-slip-Modell (vgl. BANKWITZ 1979) beschrieben werden.

5. Deformationsformen in der Heidelberg-Folge (Oberkreide)

Hebungen der Harzscholle bilden sich im vorgelagerten Subherzynen Becken durch die Ansammlung klastischer Sedimente ab. Zur Zeit der Heidelberg-Folge wurden vorwiegend ausgezeichnet gerundete und gut sortierte Sandsteine akkumuliert (TIWARI & ROY 1974). Wegen geringer fazieller Unterschiede der Sandsteine der Heidelberg-Folge im Gebiet Blankenburg-Heimburg-Quedlinburg-Derenburg bot sich dieses zur Analyse der räumlichen Änderung des Deformationsgrades in Abhängigkeit von der Harznordrandstörung an.

Gegenwärtig befinden sich die Gesteine der Heidelberg-Folge im genannten Gebiet in asymmetrischer Muldenstellung. Einer steil aufgerichteten SSW-Flanke steht ein flacher Gegenflügel (Flanke des Quedlinburger Sattels) gegenüber. Durch Auswertung kleintektonischer Daten ist es möglich, eine Zonierung nach unterschiedlichen Deformationsformen vorzunehmen (vgl. STACKEBRANDT 1982). Von Norden nach Süden:

- Zone I : Nördliche Flanke der Blankenburger Mulde
Schichtflächen: flach, etwa 10° nach SW einfallend
Deformationsgrad: gering, steil einfallende orthogonale Klüftung, davon "ac" NE bis NNE orientiert
- Zone II : Südliche Muldenflanke der Blankenburger Mulde
Schichtflächen: $10-60^\circ$ nach NE bis NNE einfallend (Beginn der Aufrichtungszone)
- Zone III: Aufrichtungszone i.e.S.
Schichtflächen: steil, $60-90^\circ$ nach NE bis NNE einfallend, bzw. SW-SSW einfallend (Überkipfungsbereich)
Deformationsgrad: Anlage von Scherlinsen in Zusammenhang mit der Bildung neuer Scherflächensysteme als Folge von Horizontalkompression

Die Deformationsintensität nimmt in Annäherung an die Harznordrandstörung zu. Von besonderem Interesse sind die durch Schichtbiegung entstandenen linsigen Zerschörungen (Zone II). Sie entstehen durch zwei sich spitzwinklig schneidende, flach nach NE einfallende, herzynisch (tektonisch "b") streichende Kluftschare, die sich im Zusammenhang mit der Steilstellung der Schichten bilden ("Schichtrotation"). Die 2-4 dm langen Linsen sind schichtflächenparallel orientiert. Sie häufen sich in wenige Meter mächtigen

Sandsteinlagen, die von gering deformierten Sandsteinen über- und unterlagert werden und gleitbrettartig einen großen Teil der bei der Biegung entstehenden Scherkräfte aufnehmen.

Die in Aufschlüssen der Zone III dominierenden herzynisch streichenden Scherflächenschare weichen in ihrer Ausbildung deutlich von denen der Zone II ab. Die zwei entgegengesetzt einfallenden Flächen schneiden sich überwiegend mit einem Winkel von 60° . Durch den in einer horizontalen Ebene liegenden Öffnungswinkel kann auf horizontal wirkende Kompressionen geschlossen werden. Für die horizontale Einengung sprechen auch Versätze entlang $15-25^\circ$ nach SW einfallender Störungen. Scherflächen und Störungen entstanden im Gegensatz zu den Scherflächen der Zone II nach der eigentlichen Aufrichtung unter dem gleichen Deformationsplan.

6. Schlußfolgerungen

Im vorliegenden Beitrag konnte die Harznordrandstörung charakterisiert werden:

- als Schollengrenze mit erheblichem Vertikalversatz zwischen einer südlichen Hochscholle (Typ Pultscholle) und einer nördlichen Tiefscholle
- als ein aus vielen Teilelementen bestehendes Störungssystem (sowohl im Streichen der Störungszone, als auch quer dazu)
- als Beispiel einer mehrfach aktivierten Störungszone mit sich wandelndem Charakter
- als eine Lithofaziesgrenze im Tafeldeckgebirge (verstärkt ab Oberer Trias) ...

Da die Harznordrandstörung Bestandteil eines Systems von mehr oder weniger herzynischem Verlauf in Mitteleuropa ist, das zudem auch zeitgleich ausgestaltet bzw. aktiviert wurde, muß die Ursache für diese tektonischen Vorgänge überregionalen Charakter tragen. Als Motor der germanotypen Ausgestaltung der herzynischen Störungszonen kommen die im gleichen Zeitraum im alpidischen Orogen wirksamen Plattenkollisionen in Frage.

Die überregionale Ursache der germanotypen Tektonik in Mitteleuropa läßt einen ähnlichen tektonischen Baustil der einzelnen herzynischen Störungselemente erwarten. Daher erscheint es gerechtfertigt, die im Bereich der Harznordrandstörung ermittelten strukturellen Aussagen auf die weniger bekannten Störungszonen in ihrer Nachbarschaft zu übertragen.

Literatur

- BANKWITZ, P.: Form und Genese von Rupturen als Ausdruck von Aktivitäten der Erdkruste. Thesen zur Diss. B, Berlin 1979
- BENEK, R.: Der Bau des Ramberg-Plutons im Harz. Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenwes., Montangeol. (1937) 1, S. 7-80
- BENEK, R.; RÖLLIG, G.; EIGENFELD, F.; SCHWAB, M.: Zur strukturellen Stellung des Magmatismus der Subsequenzperiode im DDR-Anteil der mitteleuropäischen Varisziden. Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 14 (1973) 1, S. 203-244
- BEUTLER, G.: Die Bedeutung der altkimmerischen Tektonik im Ostteil der Mitteleuropäischen Senke unter besonderer Berücksichtigung der Halokinese. Freiburger Forsch.-H. (im Druck)

- BRAUSE, H.: Probleme des Krustenbaus und der geotektonischen Entwicklung auf der Geotraverse Baltikum - DDR - Cesky massif. Schriftenr. geol. Wiss., Berlin 15 (1979), S. 1-103
- FRANZKE, H.J.: Zur Bruchtektonik im Unterharz. Z. geol. Wiss., Berlin 4 (1976) 7, S. 1009-1022
- JANSSEN, Ch.: Analyse der Paläospannungsverteilung des Subherzyn und angrenzender Gebiete. Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam, - in diesem Heft
- JUBITZ, K.-B. u.a.: Blankenburger Kreidebucht. Exkurs.-Führer geol. Ges. DDR, Berlin 1957
- KÖPPER, J.: Zur Geologie der NE-Harzrandstörung zwischen dem Eckertal und Hahausen. Clausthal, Techn. Univ., Diss. 1977, 100 S.
- MÖBUS, G.: Abriß der Geologie des Harzes. Leipzig: B.G. Teubner Verl.-Ges. 1966
- MOHR, K.: Geologie und Minerallagerstätten des Harzes. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller) 1978
- NÖLDEKE, W.; SCHWAB, G.: Zur tektonischen Entwicklung des Tafeldeckgebirges der Norddeutsch-Polnischen Senke unter besonderer Berücksichtigung des Nordteils der DDR. Z. angew. Geol., Berlin 23 (1977) 8, S. 369-379
- RICHTER, G.: Falten und Brüche im nördlichen Harzrand-Gebiet. Z. dt. geol. Ges., Berlin 87 (1935) 2, S. 83-114
- SCHLEGEL, E.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen bei Thale und Wernigerode (Nordharz). Geologie 10 (1961), S. 896-922
- SCHWAB, G.: Vorarbeiten zur "Tektonischen Grundkarte der DDR" 1 : 100 000, Teilthema Deckgebirge, Anteil Tertiär. Unveröff. Bericht, Geotekt. Inst. DAW, Berlin 1966
- SCHWAB, M.: Beiträge zur Tektonik der Rhenoharzynischen Zone im Unterharz. Jb. Geol., Berlin 5/6 (für 1969/70) (1976), S. 9-117
- STACKEBRANDT, W.: Megaskopische Deformationsformen mesozoischer Sedimentite im Bereich der Harznordrandstörung. Z. geol. Wiss., Berlin 10 (1982) 5, S. 627-634
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin: Gebr. Borntraeger 1924
- STILLE, H.: Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. Jber. niedersächs. geol. Ver., Hannover 3 (1910), S. 141-170
- STILLE, H.: Die "saxonische Faltung". Z. dt. geol. Ges. Mber., Berlin 65 (1914), S. 575-593
- TIWARY, R.N.; ROY, R.N.: Sedimentpetrologische Untersuchungen an oberkretazischen Sandsteinen der Subherzynyen Kreidemulde. Freiburger Forsch.-H. C, Leipzig 301 (1974), S. 27-135
- TRÖGER, K.-A.; KURZE, M.: Zur paläogeographischen Entwicklung des Mesozoikums im Südtteil des Subherzynyen Beckens. Z. geol. Wiss., Berlin 8 (1980) 10, S. 1247-1265
- VOIGT, E.: Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. Z. dt. geol. Ges., Hannover 114 (1962), S. 378-418
- WUNDERLICH, H.G.: Bau und Entwicklung des Harznordrandes bei Bad Harzburg. Geol. Rdsch., Stuttgart 41 (1953), S. 200-223

Analyse der Spannungsverteilung im Tafeldeckgebirge des Subherzynen Beckens und angrenzender Gebiete



von
Christoph JANSSEN ¹⁾

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

Die Paläospannungsverteilung im Tafeldeckgebirge des Subherzynen Beckens wird an Hand folgender Indikationen untersucht: Horizontalstrolithen, Sigmoidalklüfte, Großklüfte, mineralisierte Klüfte und Störungen. Bestimmt wurde die Richtung der max. Hauptnormalspannung (σ_1). Die Ergebnisse zeigen, daß das regionale Spannungsfeld durch lokale tektonische Strukturen modifiziert wird. Zeitlich ist ein Richtungswechsel der Hauptnormalspannung rekonstruierbar.

JANSSEN, Chr.: Investigations of distribution of paleostress in platform cover of Subhercyn basin and adjacent regions

S u m m a r y

Horizontal stroliths are important indices of horizontal compressive stresses. In this article the result of measurements in Muschelkalk exposure of Subhercyn Basin are shown. The results indicate a modification of the superior stress field by local geological and tectonic structures. It is possible to analyse not only the regional trend but also local differences of stress distribution.

Яносен, К.: Анализ распределения палеонапряжений в платформенном чехле Субгерцинского бассейна и прилегающих районов.

Р е з ю м е

Распределение палеонапряжений в платформенном чехле Субгерцинского бассейна изучалось на основе следующих параметров: горизонтальных стrolитов, сигмоидальных трещин, крупных трещин, залеченных трещин и нарушений. Определялось направление максимального главного нормального напряжения (σ_1). Результаты свидетельствуют, что региональное поле напряжений осложняется локальными тектоническими структурами. Возможна геохронологическая реконструкция изменений направлений главного нормального напряжения.

¹⁾ Zentralinstitut für Physik der Erde, AdW, DDR-1500 Potsdam, Telegrafenberg

1. Einleitung

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, ausgehend von kleintektonischen Untersuchungen im Tafeldeckgebirge zu einer Analyse der Paläospannungsverteilung zu gelangen. Dabei sollen Aussagen über regionale und lokale Änderungen des Spannungsfeldes in Raum und Zeit gewonnen werden, die den Charakter der tektonischen Deformation bestimmen. Im Rahmen der tektonischen Aufschlußbearbeitung wurden folgende Indikationen aufgenommen:

Horizontalstylolithen, Sigmoidalklüfte, Großklüfte, mineralisierte Klüfte und Störungen.

Auf Grund der bisherigen Erkenntnisse, der gewählten Zielstellung und der Aufschlußverhältnisse wurden Karbonatgesteine vor allem aus dem Muschelkalk und aus dem Zechstein (1 Aufschluß) als geeignete Untersuchungsobjekte ausgewählt. Die tektonische Bearbeitung und Teile der Auswertung erfolgten gemeinsam mit Koll. Dr. FRANZKE (Ilmenau).

2. Untersuchungen der Paläospannungsverteilung im Subherzynen Becken

Da im Gebiet des Elbe-Lineaments keine entsprechenden Aufschlüsse vorhanden sind, wurden regional angrenzende Gebiete herangezogen und die Ergebnisse unter Berücksichtigung des relativ einheitlichen Bauplanes des Tafeldeckgebirges auf das Elbe-Lineament übertragen. Die Beschreibung des geologischen und tektonischen Bauplanes des Untersuchungsgebietes erfolgt im Abschnitt 2.2.

2.1. Methodik

Bei den Horizontalstylolithen wird die Lage der Zapfenachse als Lineare eingemessen, so daß man die Orientierung der Stylolithen und somit die Richtung der maximalen Hauptnormalspannung (σ_1) direkt erhält.

Die Darstellung der gemessenen Linearen erfolgt in Richtungsdiagrammen. Bei verstellten Flächen, z.B. überkippte Lagerungsverhältnisse an der Harzaufrichtungszone, werden die Indikationen mit Hilfe des Schmidtschen Netzes in ihre Ursprungslage zurückrotiert.

2.2. Regionale Bearbeitung

2.2.1. Harzaufrichtungszone

Die Untersuchungen zur Paläospannungsverteilung erfolgten in 9 Aufschlüssen des Unteren Muschelkalks.

Eine Analyse der Spannungsverteilung, abgeleitet aus der Zapfenorientierung der H.-Stylolithen, ergibt für die Aufrichtungszone folgendes Bild (Abb. 1-1):

In 6 Aufschlüssen dominieren die in rheinischer Richtung ($0 - 30^\circ$) vermessenen H.-Stylolithen. Sie weisen zugleich die größte Richtungskonstanz auf.

Die flachherzynische Richtungsgruppe ($90 - 120^\circ$) tritt in allen Diagrammen auf und liefert mit Ausnahme der Aufschlüsse Thale, Roseburg bei Rieder und Wernigerode - wo

sie das Hauptmaximum bildet - die zweitstärksten Maxima. Herzynisch streichende Indikationen ($121 - 150^\circ$) treten mit Ausnahme des Aufschlusses Roseburg bei Rieder deutlich zurück. Eggisch (NNW -- SSE) streichende H.-Stylolithen konnten vom Aufschluß Ermsleben abgesehen, nur vereinzelt beobachtet werden.

Sämtliche H.-Stylolithen wurden bei der Heraushebung des Harzes mitaufgerichtet, wodurch ein Hinweis auf den spätmöglichten Bildungszeitraum gegeben ist.

Die Sigmoidalklüfte streichen mit Ausnahme des Aufschlusses Sandersleben N--S und fallen nach Westen ein. Die Mächtigkeit der Bänke mit Sigmoidalklüfte übersteigt in der Regel 10 cm nicht.

Die Darstellung der Klüfte (Abb. 2) zeigt, daß dem Diagramm zwei verschiedene Kluftsysteme zugrunde liegen, die wie folgt interpretiert werden:

1. Ein älteres primäres oder fundamentales Kluftsystem im Sinne von BOCK (1980) mit Kluftmaxima in NNW-SSE (NW--SE) und ENE--WSW (NE--SW) Richtungen. Die Hauptnormalspannung ist hier senkrecht zur Schichtung orientiert (vgl. BOCK 1980).
2. Zusätzlich deutet sich im Diagramm ein zweites jüngerer Kluftsystem mit gleichen Richtungsmaxima aber flacherem Einfallen an. Hierbei handelt es sich um Querdehnungsklüfte (Zugklüfte) im Sinne von BANKWITZ (1968), wobei die Hauptklüfte parallel zur Hauptkompressionsachse stehen und gewissermaßen die Hauptebenen der Deformation markieren (BANKWITZ 1980). Die Hauptnormalspannung (σ_1) wirkt horizontal und ist offensichtlich tektonischen Ursprungs.

Betrachten wir die Kluftmaxima im Zusammenhang mit der aus der H.-Stylolithenorientierung ermittelten Richtung der Hauptnormalspannung (σ_1), so ergibt sich zwischen dem Hauptkluftmaximum (ENE--WSW) und der H.-Stylolithenrichtung (NE--SW) eine Abweichung von $20 - 30^\circ$. Diese Winkeldifferenz ist nicht ungewöhnlich. BANKWITZ (1979) wies nach, daß häufig Winkel zwischen Kluft und Hauptnormalspannung auftreten, die aber in der Regel nicht größer als 40° sind. Scherklüfte entstehen dabei nicht. Wir müssen davon ausgehen, daß ein genetischer Zusammenhang zwischen dem 2. Kluftsystem und der aus der H.-Stylolithenorientierung ermittelten rheinischen Hauptnormalspannung (σ_1) besteht.

2.2.2. Halokinetisch bedingte Strukturen im Zentralteil des Beckens

Innerhalb des Zentralteils des Subherzynen Beckens wurden Muschelkalkaufschlüsse der Huy-Struktur, des Hakels des Ascherslebener und Staßfurter Sattels bearbeitet. Das Verteilungsbild der H.-Stylolithen zeigt im Gegensatz zur Harzaufrichtungszone relative Richtungsvielfalt mit mehreren Maxima (Abb. 1-2). So bleibt das rheinische Orientierungsmaximum in einigen Aufschlüssen am Hakel und am Staßfurter Sattel hinter dem herzynischen zurück. Weiterhin ist für die rheinische Richtungsgruppe eine breite Streuung in der Orientierung der H.-Stylolithen kennzeichnend, wobei neben den streng NNE--SSW verlaufenden H.-Stylolithen auch NE--SW streichende Indikationen auftreten, die aber in der Minderzahl bleiben.

Die herzynische Richtung, die gleichfalls in allen Aufschlüssen belegt ist, bildet nach der rheinischen Richtungsgruppe die stärksten Maxima.

Eggische H.-Stylolithen wurden nur in wenigen Aufschlüssen beobachtet.

Die für das gesamte Gebiet typische Richtungskonstanz im Streichen und Fallen der Sigmoidalklüfte (N--S streichen, nach Westen einfallen) trifft auch auf den Zentralteil des Beckens zu.

Die auftretenden NNE--SSW (NE--SW) und NW--SE Kluftmaxima streichen parallel zu den Stylolithenrichtungen.

2.2.3. Aufschlüsse im SE-Randbereich des Beckens

Die Untersuchungen erfolgten in den Steinbrüchen Bernburg, Nienburg (mu) und Könnern (Zechsteinkalk). Die Richtungsanalyse der H.-Stylolithen zeigt deutliche Dominanz in der NW--SE Orientierung (Abb. 1-3). Die in anderen Aufschlüssen beobachteten rheinischen Indikationen konnten nur durch wenige Messungen belegt werden, wobei die H.-Stylolithen in den Zechsteinkalken bei Könnern ein zweites Maximum in NE--SW (40° - 50°) Richtung aufweisen.

Die Orientierung der Sigmoidalklüfte ist analog den übrigen Aufschlüssen.

Eine Interpretation der Hauptkluftrichtungen konnte aufgrund der wenigen Messungen nicht erfolgen.

2.2.4. Weferlinger Triasplatte

Die Orientierung der H.-Stylolithen im Gebiet der Weferlinger Triasplatte zeigt eine deutliche Beziehung zur Allertal-Störungszone. Sämtliche im Bereich der Störungszone aufgenommenen H.-Stylolithen streichen flachherzynisch bis herzynisch und sind stark geregelt (Abb. 1-4). Auffallend ist, daß außerhalb der Störungszone die herzynische Richtung nur noch als untergeordnetes Maximum auftritt und die rheinische Richtung deutlich dominiert. Die westlich Eimersleben mit wenigen Indikationen belegte erzgebirgische Richtung könnte im Zusammenhang mit der zwischen Alleringersleben--Erxleben--Eilsleben verlaufenden und erzgebirgisch streichenden Störung stehen.

Die Sigmoidalklüfte streichen wie im übrigen Untersuchungsraum N--S und fallen bis auf zwei Ausnahmen nach Westen ein.

Die Kluftaufnahmen (Abb. 3) zeigen ein Verteilungsbild wie es für tektonisch nicht gestörte Sedimentgebiete typisch ist. Die auftretenden orthogonalen NNE--SSW (NE--SW) und NW--SE Kluftmaxima sind Ausdruck eines fundamentalen oder primären Kluftsystems (BOCK 1980), ohne genetisch mit der Allertalstörungszone in Verbindung zu stehen.



Abb. 1 Orientierung der H-Stylolithen im Subherzynen Becken

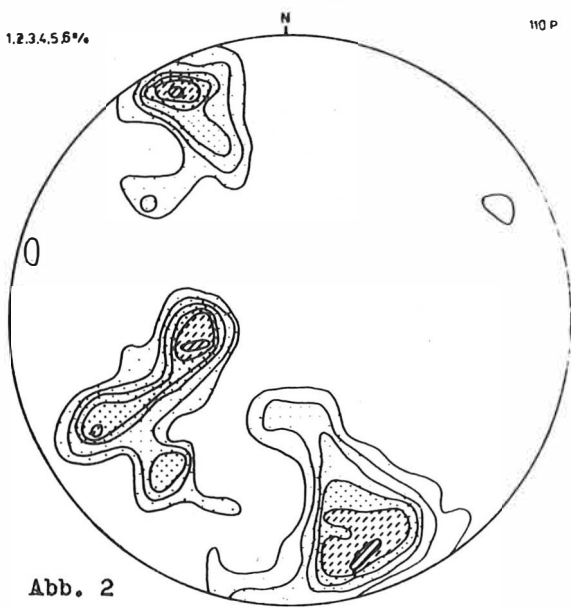


Abb. 2

Steinbruch Kloster Michaelstein;
Unterer Muschelkalk (Klüfte)

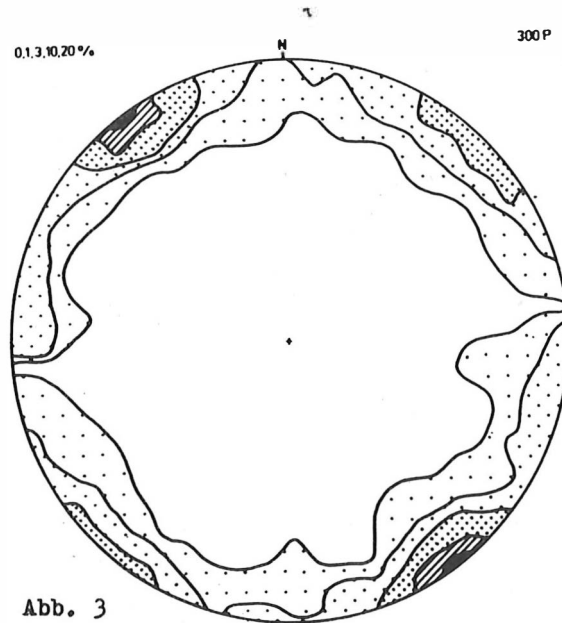


Abb. 3

Walbeck; Unterer Muschelkalk (Klüfte)

3. Allgemeine Aussagen zur Spannungsverteilung

Sämtliche 4 Aufschlußbereiche gehören in ihrer Gesamtheit zum Subherzynen Becken, jedoch widerspiegeln sie jeweils eine unterschiedliche geologisch-tektonische Entwicklung. Neben Störungszonen stehen Aufschlüsse aus ungestörten Tafelbereichen und solche, die an halokinetische Strukturen gebunden sind. Die Folge ist eine große Richtungsvielfalt der H.-Stylolithenverteilung in den Diagrammen, wobei allgemein postuliert werden kann, daß in jedem größeren Aufschluß alle regional auftretenden Bruchrichtungen auch durch H.-Stylolithen repräsentiert werden. Ähnliches gilt auch für die Hauptkluftrichtungen.

Die Ergebnisse zeigen, daß das übergeordnete Spannungsfeld durch lokale geologische und tektonische Strukturen abgewandelt wird. Das heißt, neben dem regionalen Trend, wie er auch für andere Untersuchungsgebiete charakteristisch ist, können örtliche Unterschiede in der Spannungsverteilung analysiert werden. So wird z.B. an der Allertal-Störungzone und im Raum Bernburg (herzynische Störung) eine Zapfenorientierung im Streichen der jeweiligen Struktur deutlich.

An der Huy-Struktur, am Hakel und an der Harzaufrichtungszone ist das 1. oder 2. Hauptmaximum normal, d.h., senkrecht zur Strukturrichtung angeordnet.

Diese lokale Modifizierung des Spannungsfeldes läßt sich bis in den cm-Bereich verfolgen. So wird häufig an Gesteinsinhomogenitäten (Klüfte, Materialwechsel, Schichtgrenzen u.a.) ein Einbiegen der Zapfenrichtung in die Orientierung der jeweiligen Struktur beobachtet.

Zeitlich erfolgt die Bildung der H.-Stylolithen im fortgeschrittenen Stadium der Lithifikation (KURZE & NECKE 1979), aber noch vor der vollständigen Kompaktion und nach der Bildung der Sigmoidalklüfte. Als spätmöglicher Bildungszeitraum kann die Oberkreide angesetzt werden, da die H.-Stylolithenbildung im Untersuchungsraum mit aufgerichtet sind. Mit den hier vorgelegten Daten wird der Zeitraum der Stylolithenbildung zwischen dem Oberen Muschelkalk und der Oberkreide eingengt, wobei herzynisch streichende H.-Stylolithen durch jüngere rheinische versetzt werden.

Literatur

BANKWITZ, P.: Über Klüfte. Die Bildung der Kluftfläche und eine Systematik ihrer Strukturen.
Geologie, Berlin 15 (1966) S. 896-941

BANKWITZ, P.: Über Klüfte. IV Aspekte einer bruchphysikalischen Interpretation geologischer Rupturen.
Z. geol. Wiss., Berlin 6 (1978) 3, S. 301-311

BANKWITZ, P.: Zu einigen Parametern der Bruchbildung.
Z. geol. Wiss., Berlin 8 (1980) 3, S. 245-264

BOCK, H.: Das fundamentale Kluftsystem.
Z. dt. geol. Ges., Hannover 131 (1980) S. 627-650

KURZE, M.; NECKE, G.: Horizontalstylolithen als regionalgeologische Druckspannungsindizien.
Z. geol. Wiss., Berlin 7 (1979) 5, S. 633-639

Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam (1983) 77

Bau und Dynamik einiger Blöcke der Westkarpaten

von

Oto FUSÁN ¹⁾, Jozef KVIKOVICĚ ²⁾, Jozef PLANČAR ³⁾



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

Die Westkarpaten werden auf der Grundlage gravimetrischer Karten und seismischer Tiefensondierungen in mehrere neotektonische Blöcke aufgegliedert. Diese unterscheiden sich in der Tiefenlage der Moho-Diskontinuität, der Intensität der rezenten vertikalen Krustenbewegungen, sowie in der Größe des Wärmeffusses.

Der Donau- und der Theiss-Block werden näher beschrieben und die Bedeutung einiger Tiefenbrüche für die rezente tektonische und seismische Aktivität der Blöcke herausgestellt. Dabei ergeben sich Hinweise auf eine Fortsetzung des Elbe-Lineaments nach SE.

Unter beiden Blöcken befinden sich wahrscheinlich basische Tiefenkörper die bis 4,5 bzw. 8-9 km unter Terrain aufragen.

Eine globaltektonische Bewertung der Befunde wird erst nach der Bearbeitung der übrigen Teile der Karpaten-Balkan-Region möglich sein.

FUSÁN, O.; KVIKOVICĚ, J.; PLANČAR, J.: Structure and dynamics of some tectonic blocks of the West Carpathians

S u m m a r y

On the basis of gravimetric maps and seismic deep soundings the West Carpathians are subdivided into several neotectonic blocks. Concerning the position of the Moho-discontinuity, the intensity of recent vertical movements and the value of heat flow these blocks are different from one another.

The Danube block and the Tisza block are more detailed described and with regard to recent tectonic and seismic activity of these blocks the importance of some deep seated faults is emphasized. As a result hints for continuation of the Elbe-Lineament into SE direction were attained.

Beneath both of the blocks probably basic rocks are updoming up to 4.5 resp. 8-9 km below the surface of the earth. A globaltectonic valuation of the evidences will be possible only after equivalent investigations into the other parts of the Carpatho-Balkan-Region.

¹⁾ Dionýs Stúr Institute of Geology, Mlynska dolina 1, 809 40 Bratislava, Czechoslovakia

²⁾ Geographical Institute SAV, 886 25 Bratislava, Dúbravská cesta 9, Czechoslovakia

³⁾ Geophysical Institute SAV, 886 25 Bratislava, Dúbravská cesta 9, Czechoslovakia

Фузая, О.; Квиткович, Й.; Плянчар, Й.:

Строение и динамика некоторых блоков Западных Карпат

Резюме

Западные Карпаты подразделяются на основании гравиметрических карт и глубинного сейсмического зондирования на ряд неотектонических блоков. Эти блоки различаются по глубине залегания поверхности Мохоровичича, по интенсивности современных вертикальных движений земной коры, а также по величине теплового потока.

Дается более подробное описание Дунайского и Тисского блоков и показывается влияние некоторых глубинных разломов на современную тектоническую и сейсмическую активность блоков. При этом выявляются факты, свидетельствующие о продолжении Эльбского линеамента на юго-восток.

Предполагается, что под обоими блоками **залегает** глубинное тело основного состава, поднимающееся до глубин от 4,5 до 8–9 км под рельефом местности.

Оценка полученных данных в свете глобальной тектоники будет возможна только после изучения остальных частей Карпато-Балканского региона.

Auf Grund der Analyse transformierter gravimetrischer Karten, verfertigt für verschiedene Radien der gemittelten Schwerewerte in Korrelation mit der seismischen Tiefensondierung entlang internationaler und nationaler Profile, haben wir in der Vergangenheit den Verlauf markanter physikalischer Grenzlinien festgelegt, die als Tiefenbrüche interpretiert wurden, welche bis in den oberen Teil des Mantels reichen (FUSÁN u.a. 1979; FUSÁN u.a. 1981). Diese Brüche begrenzen die neotektonischen Grundblöcke der Westkarpaten. Es sind folgende Blöcke: Donau-Block (I), Erzgebirge-Pilisgebirge-Block (II), Theiss-Block (III), Fatra-Tatra-Block (IV), Slowakisch-Mährischer-Block (V), Slowakisch-Schlesischer-Block (VI), Beskiden-Bukov-Block (VII) und der Kraków-Block (VIII). Die einzelnen Blöcke sind durch unterschiedliche Tiefe der Moho-Diskontinuität, verschiedene Intensität rezenter vertikaler Bewegungen und durch unterschiedliche Größe des Wärmeflusses gekennzeichnet.

Das festgelegte Relief der M-Diskontinuität (Abb. 1) ist im guten Einklang mit der Konfiguration der Verteilung des Gravitationsfeldes. Grundsätzlich kann man sagen, daß positive Anomalien im südlichen Teil der inneren Karpaten (nach Korrektur des Schwereeffekts hinsichtlich des Defizits neogener Sedimente) im Grunde genommen die Anwesenheit schwerer Substanzen zum Ausdruck bringen, was wahrscheinlich durch die Lage der M- bzw. auch Conrad-Diskontinuität näher zur Oberfläche veranlaßt ist. Umgekehrt spiegeln negative Schwereanomalien im nördlichen Teil der Westkarpaten die Anhäufung leichterer sialischer Substanzen und daher auch größere Tiefen der angeführten Diskontinuitäten wider.

Im weiteren werden wir uns näher mit dem Donau- und dem Theiss-Block befassen. Der **D o n a u - B l o c k** ist im NW durch den Záhorie-Humenné, im SE durch den Vepor Tiefenbruch begrenzt. Die nördliche Begrenzung des Blocks bildet der Štiavnica-Prerov Tiefenbruch, der unserer Meinung nach die Fortsetzung des Elbe-Lineamentes ist. Seine weitere Fortsetzung vom Gebiet Banská Štiavnica nach SE ist Gegenstand zukünftiger Forschungen, und es wäre nützlich, seine eventuelle Fortsetzung auch auf dem Territorium der VR Ungarn zu verfolgen.

Im Oberflächenbau ist der Donau-Block durch das Auftreten des vortertiären Substrats in den Kerngebirgen (Malé Karpaty, Považský Inovec, Tribeč) in seinem NE- und NW-Teil und durch mächtige Decken tertiärer Formationen im SW-Teil und in den Depressionen zwischen den angeführten Gebirgen gekennzeichnet. Unter dem Aspekt der tektonischen Entwicklung ist der Dobrá Voda Bruch von Bedeutung, der den Donau-Block in zwei Teile teilt. Er verläuft in Richtung NW--SE vom neogenen Becken Dobrá Voda, im nördlichen Teil der Kleinen Karpaten, durch den Südrand des Považský Inovec und Tribeč in das Gebiet von Štárove.

Nach der Analyse geophysikalischer Angaben zieht er in Richtung NW auf Brno zu. Dieser Bruch ist seismoaktiv. Das bestätigen sowohl das Vorkommen von mehreren Erdbebenepizentren bei Dobrá Voda, als auch makroseismische Wirkungen entlang dieser Linie. Bei der geologischen Entwicklung des Blocks spielte der Bruch eine wichtige Rolle, was sich im Bau des vortertiären Substrats abzeichnet. Südwestlich von dieser Linie besteht das vortertiäre Substrat aus Kristallin, im NE, in den Buchten zwischen den Kerngebirgen, vorwiegend aus Mesozoikum tektonischer Einheiten der Innenkarpaten. Entlang dieser Linie ist im neotektonischen Zeitabschnitt der südwestliche Teil des Blocks gesunken und sinkt nach gegenwärtigen geodätischen Messungen weiterhin.

Das vortertiäre Relief im Donau-Block wird durch die Zentraldepression von Gabčíkovo charakterisiert, in der die Mächtigkeit neogener Sedimente 5 000 m übersteigt (Abb. 2). Aus dieser Depression erstrecken sich nach Norden Buchten als fingerartige Ausläufer in die erwähnten Kerngebirge, wo die Mächtigkeit neogener Sedimente sich von 2 800 m in der Bucht von Zlaté Moravce, bis zu 4 000 m in der Bucht von Piest'any bewegt. Das Relief des Untergrundes ist durch Randbrüche in Richtung NE--SW bis N--S betont, die aufragende Horste der genannten Gebirge begrenzen. Die Amplitude der Sprünge entlang dieser Brüche bewegt sich von 200 bis 1 000 m, wobei größere Amplituden und steile Hänge sich an der Ostseite der Gebirge befinden. Südwestlich vom Bruch Dobrá Voda kommen im Relief des vortertiären Untergrundes die versenkten Horste des Považský Inovec und Tribeč zum Vorschein.

Im tieferen Bau der Kruste des Donau-Blocks wurde auf Grund einer Synthese geophysikalischer Angaben und mit Hilfe quantitativer Interpretation der Anomalien des Gravitationsfeldes, vor allem nach der Methode der Modellierung der Dichteinhomogenität, die Anwesenheit eines Tiefenkörpers mit der Dichte von ca. $3,0 \text{ g/cm}^3$ festgestellt, die am wahrscheinlichsten basischen Substanzen entspricht. Im Gravitationsfeld macht sich der Körper bemerkbar durch markante positive Anomalien im Gebiet von Kolárovo mit einer Amplitude bis 30 mgal. Der apikale Teil dieses Körpers befindet sich in einer Tiefe von 4,5 km bei Kolárovo und sinkt nach außen steil in eine Tiefe von 10 - 12 km ab und dann mäßig weiter zu den Randteilen des Blocks bis zur Tiefe von ca. 15 km. Wir setzen voraus, daß die Grenzlinie dieser basischen Substanzen gegen das darüberliegende Gestein die obere Grenze der Basaltschicht ist, also würde es sich um die Conrad-Diskontinuität handeln. Die Tiefe der M-Diskontinuität liegt im Donau-Block auf unserem Gebiet in ca. 28 km Tiefe und sinkt am nordöstlichen und nordwestlichen Rand rasch auf 32 - 34 km ab.

Rezente Erdkrustenbewegungen wurden auf Grund geodätischer, geomorphologischer und geophysikalischer Angaben ausgewertet (KVITKOVIČ & PLANČÁR 1975, 1977, 1979; MARČÁK 1975). Aus der entsprechenden Analyse folgt, daß der Donau-Block und der Theiss-Block als makromorphostrukturelle Einheiten gegenüber den übrigen Blöcken der Westkarpaten sinkende Tendenz aufweisen. Dabei bewegen sich einzelne Teilmorphostrukturen im Rahmen der erwähnten Blöcke differenziert.

Im Donau-Block haben die südlichen Tieflandsteile sinkende Tendenz von -1,0 bis -3,0 mm/J., und in den nördlichen Ausläufern des Tieflandes zwischen den Gebirgen treten Senkungen von -1,0 bis -4,0 mm/J. auf. Elevationsstrukturen einzelner Gebirge haben relative Bewegungen mit Werten von -0,5 bis 0,0 mm/J. (Abb. 3).

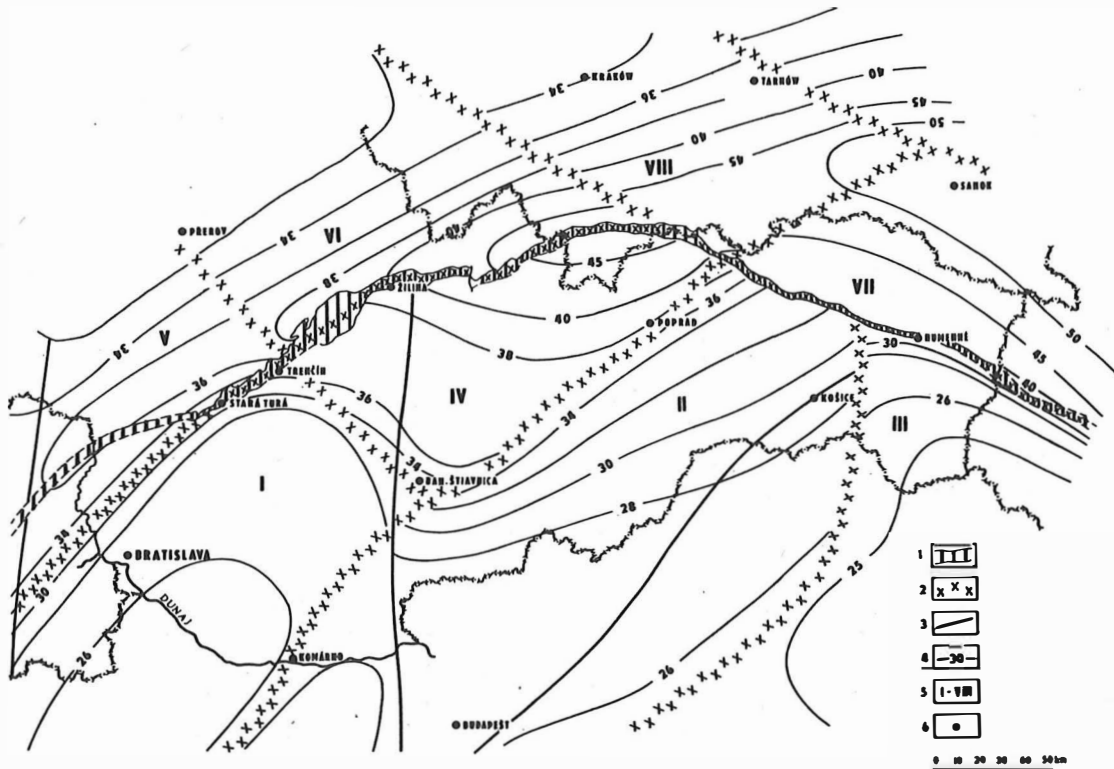


Abb. 1 Grundblöcke der Westkarpaten
 1 - Klippenzone; 2 - Tiefenbrüche, die
 in die M-Diskontinuität reichen; 3 -
 Brüche, die in den unteren Teil der
 Kruste reichen; 4 - Isohypsen der M-
 Diskontinuität; 5 - Grundblöcke; 6 -
 Siedlungen

Von der gegenwärtigen Bewegungsaktivität des Donau-Blocks, seiner Elevations- und Depressionsteilmorphostrukturen, zeugen auch makroseismische Wirkungen entlang der Brüche, welche diese Teilmorphostrukturen begrenzen. Eine intensive rezente Dynamik äußert sich in den Randteilen des Blocks, wo sich Erdbebenepizentren größter Intensität, bis 8 - 9^o MSK befinden, vor allem bei Dobrá Voda und Komárno. Erdbebenzentren kleinerer Intensität, 5 - 6^o MSK, sind bei Trenčín, am südwestlichen Rand des Žiar-Beckens und am östlichen Bergfuß der Kleinen Karpaten zu verzeichnen. Die Werte des Wärmeflusses erreichen hier 60 - 70 Milliwatt/m².

Der Theiss-Block ist im N durch den Záhorie-Humenné Tiefenbruch und im W durch den Slanský Tiefenbruch begrenzt. Nach S und E findet er Fortsetzung auf ungarischem Gebiet und dem Gebiet der Ukrainischen SSR. An der Oberfläche ist der Theiss-Block größtenteils mit tertiären Formationen bedeckt. Vortertiäre Elemente treten im Humenné- und Zemplin-Gebirge an die Oberfläche. Die Reliefkarte des vortertiären Untergrundes, konstruiert auf Grund der Tiefbohrungen und geophysikalischer Forschungen, ist, den morphologischen Charakter betreffend, sehr bunt. Im gegebenen Gebiet kommen im Relief des vortertiären Untergrundes 4 morphologische Grundstrukturen zum Vorschein. Durch den Nordteil des Gebietes verläuft entlang der Klippenzone in der Ostslowakei eine durch Bohrungen festgestellte Struktur, die im Horst der Humenné-Berge zur Oberfläche steigt, die aus mesozoischen Gesteinskomplexen aufgebaut sind. Diese längliche Struktur wird westlich von den Humenné-Bergen von Paläogen der Innenslowakei und östlich von ihnen von der neogenen vulkanischen Formation des Vihorlat bedeckt. In dieser verdeckten Elevationsstruktur, die wir Humenné-Rücken nennen, sind einige transversale Teildepressionen enthalten, vor allem nördlich von Prešov (ca. 2 000 m) und nördlich von Zamutov (ca. 1 000 m), und ebenso im Untergrund der Neovulkanite des Vihorlat, wo sich der Untergrund in Tiefen von -400 bis -1 400 m befindet. Die Abgrenzung dieser Elevation gegenüber der Klippenzone im N und gegenüber der markanten Depression von Slavkov im S ist bruch-tektonisch.

Die Slavkov-Depression ist die tiefste Depression im Gebiet der Westkarpaten und erreicht über 6 000 m Tiefe. Sie zieht sich in Richtung NW (Abb. 4). Nordwestlich von der Slavkov-Depression bildet das Relief des vortertiären Untergrundes den Albinov-Horst, der durch Brüche in Richtung NE-SW begrenzt ist. In diesem Horst liegt der Untergrund zwischen 3 000 - 4 000 m Tiefe. Ein nordwestlicher Ausläufer der Slavkov-Depression ist die Teildepression zwischen Davidov und Vehec, die über 4 000 m Tiefe erreicht. In südwestlicher Richtung steigt das Relief der Slavkov-Depression steil bis in den Rücken der Zemplin-Berge, der gegen die Depression durch NW-SE Brüche tektonisch begrenzt ist.

Für den Charakter der Begrenzung der erwähnten morphologischen Strukturen des vortertiären Untergrundes waren im neotektonischen Zeitabschnitt die NW-SE Brüche von größter Bedeutung, welche die erwähnte Slavkov-Depression begrenzen und entlang denen es zu intensivsten vertikalen Bewegungen kam (Amplitude der Sprünge 1 000 - 1 600 m). Weiterhin spielen die N-S Brüche eine wichtige Rolle, wobei die intensivste Senkung, ca. 1 000 m, am Slaná-Tiefenbruch aufgetreten ist. Die Brüche in Richtung NE-SW, die in geophysikalischen Karten weniger hervortreten, zeigen auch kleinere Versätze. Die Dynamik dieser Brüche, vor allem an ihrer Kreuzung, bedingte im Baden-Zeitabschnitt und bis ins untere Pliozän die Förderung vulkanischer Substanzen sowohl in den Bergen

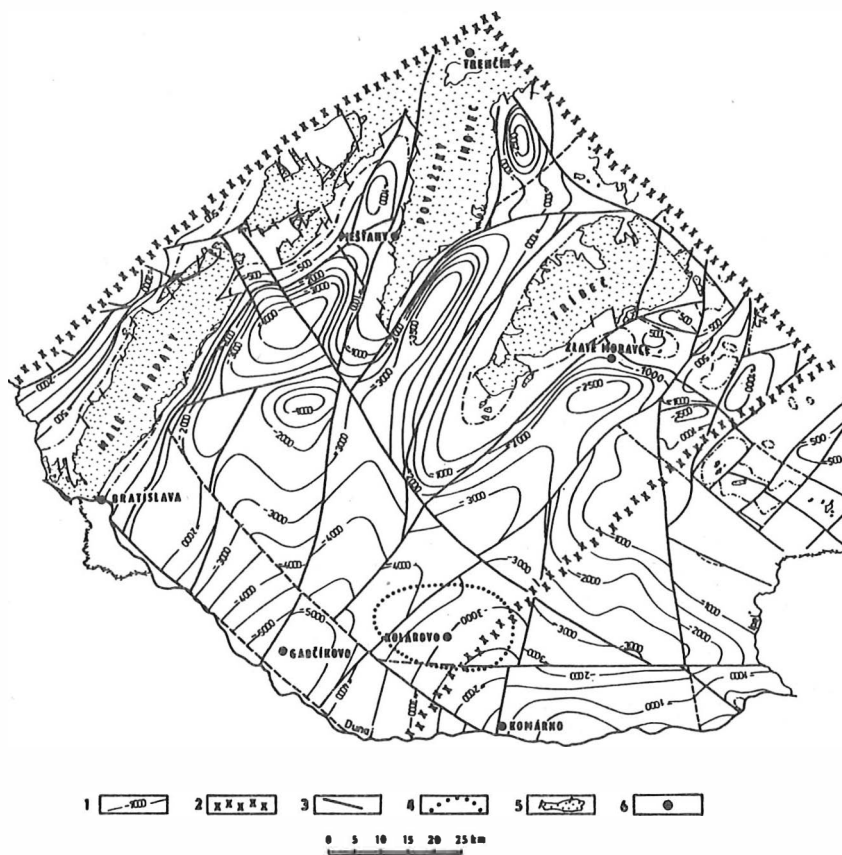


Abb. 2 Relief des vortertiären Untergrundes im Donau-Block
 1 - Isohypsen des vortertiären Untergrundes; 2 - Tiefenbrüche, die in die M-Diskontinuität reichen; 3 - Brüche in der Erdkruste; 4 - Tiefenkörper; 5 - Ausstriche des vortertiären Untergrundes; 6 - Siedlungen

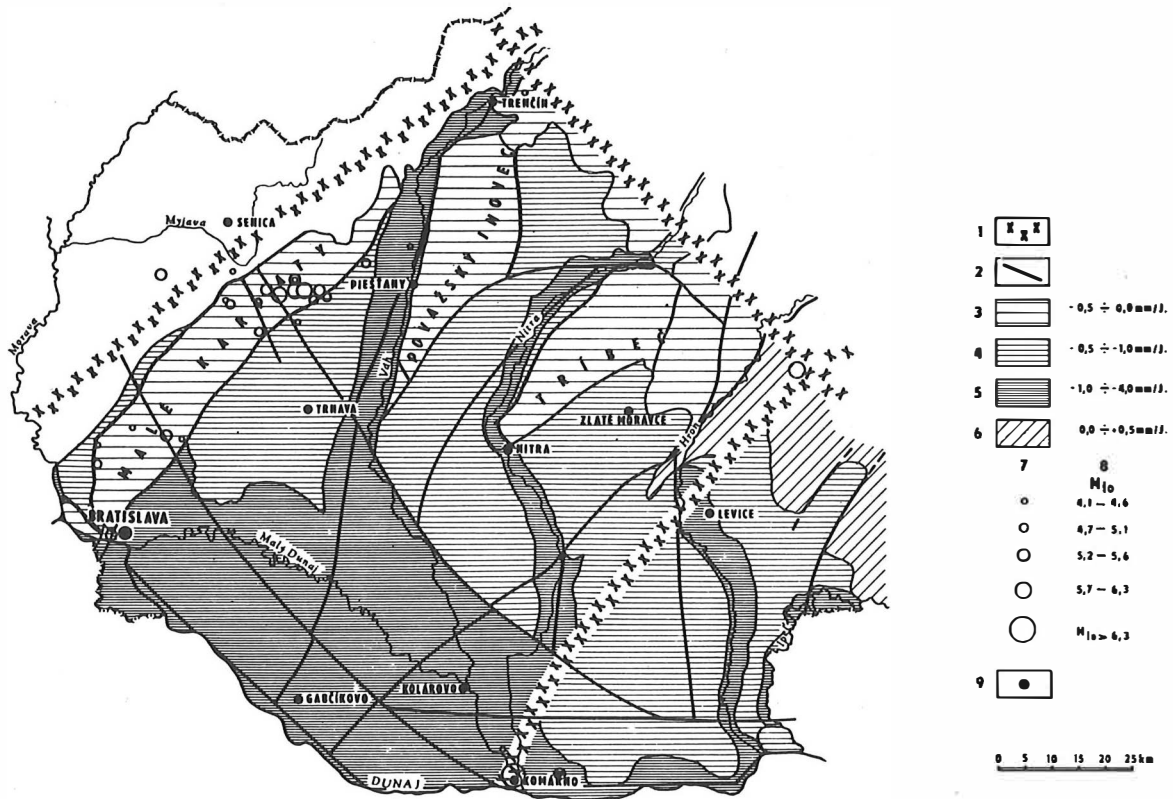
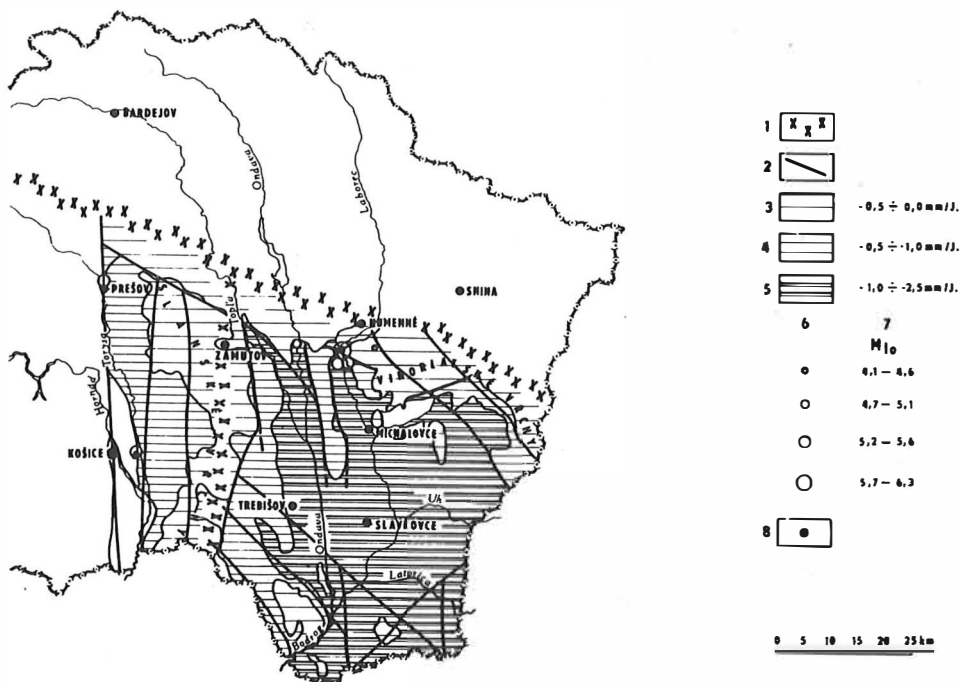
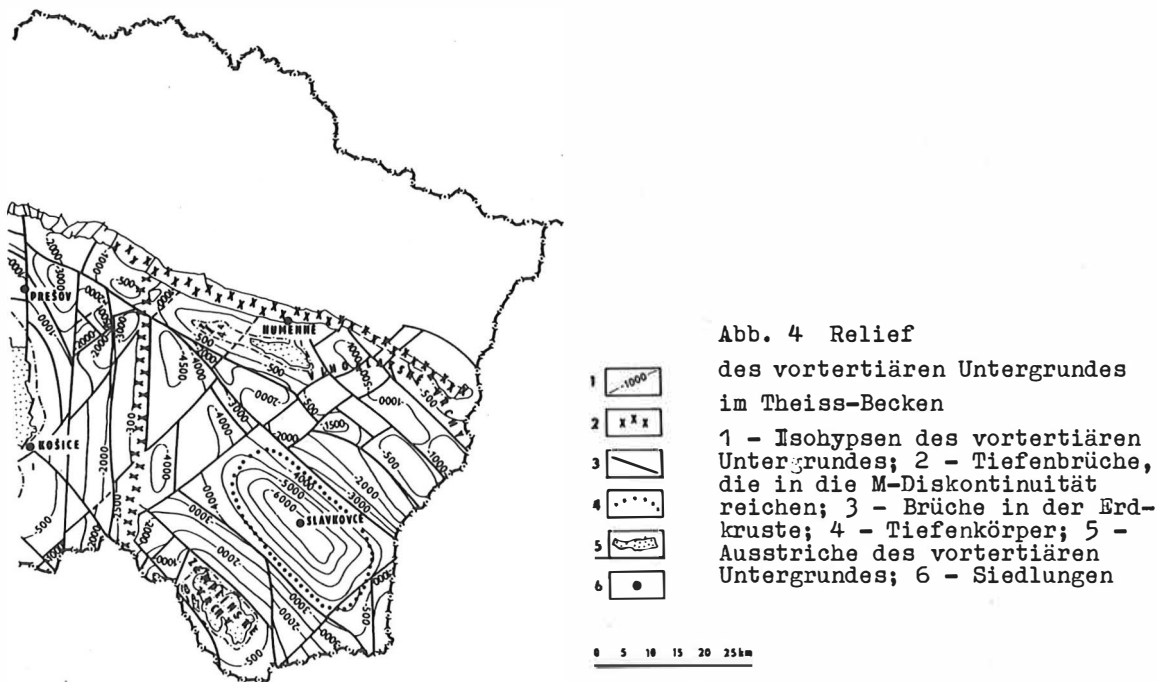


Abb. 3 Rezente Bewegungstendenzen im Donau-Block

1 - Tiefenbrüche, die in die M-Diskontinuität reichen; 2 - im Quartär aktive Brüche; 3 - 6 rezente Bewegungstendenzen in mm/a; 7 - Erdbeben-Epizentren in den Jahren 1400 - 1972; 8 - Magnitudenwerte (M_{10}) makroseismischer Angaben, ausgewertet nach der Formel von V. KARNIK; 9 - Siedlungen



Slanské vrchy und Vihorlat, als auch im südöstlichen Teil des Ostslowakischen Tieflandes, wo sie unter jüngeren Sedimenten begraben sind.

Nach vorläufigen Ergebnissen einer quantitativen Interpretation der Schwereanomalien nach der Methode der Modellierung der Dichteinhomogenität haben wir die Anwesenheit eines Tiefkörpers in der Kruste im Raum der Slavkov-Depression angenommen. Der größte Teil dieses Körpers befindet sich in einer Tiefe von 8 - 9 km im zentralen Teil der Depression, von dort sinkt er steil hinab in ca. 15 km Tiefe, und zu den Rändern des Blocks neigt er sich mäßig weiter bis zu ca. 18 km Tiefe. Ähnlich wie beim Donau-Block, nehmen wir auch hier an, daß die obere Grenze dieses Körpers die Conrad-Diskontinuität repräsentiert.

Nach bisherigen geophysikalischen Forschungen befindet sich die M-Diskontinuität in diesem Block in den Westkarpaten der Oberfläche am nächsten (ca. 25 km tief), am westlichen und nördlichen Rand des Blockes sinkt sie auf ca. 30 - 32 km ab.

Im Theiss-Block sind ähnliche rezente differenzierte Bewegungen wie im Donau-Block bemerkbar. Der Bereich der Ebenen sinkt mit einer Intensität von -1,0 bis -2,5 mm/J. Randmorphostrukturen haben Bewegungen von -0,5 bis 0,0 mm/J. (Abb. 5).

Ähnlich wie beim Donau-Block macht sich auch hier eine markantere Mobilität im Nordrand des Blocks bemerkbar, wo die Erdbebenepizentren bei Vranov und Humenné 6 - 7° MSK erreichen und an seinem Westrand bei Košice und Prešov Werte von 5 - 6° MSK auftreten. Im Nordteil dieses Blocks ist nach bisherigen Feststellungen der höchste Wärmefluß, der über 80 Milliwatt/m² erreicht, zu verzeichnen.

Eine zuverlässige Analyse im Lichte der Globaltektonik wird erst nach der Bewertung der Entwicklung des Baues und der Dynamik der Blöcke in der ganzen Karpato-Balkanischen Region möglich sein.

Literatur

- FUSÁN, O.; IBRMAJER, J.; PLANČÁR, J.: Neotectonic Blocks of the West Carpathians. Geodynamic Investigations in Czechoslovakia, Final Report, Bratislava (1979), S. 187
- FUSÁN, O.; IBRMAJER, J.; KVITKOVIČ, J.; PLANČÁR, J.: Block Dynamics of the West Carpathians Geophysical Syntheses in Czechoslovakia. Geophysical Syntheses in Czechoslovakia, Bratislava (1981), S. 153
- KVITKOVIČ, J.; PLANČÁR, J.: Analyse der Morphostrukturen aus dem Aspekt gegenwärtiger Bewegungstendenzen in Beziehung zum geologischen Tiefbau der Westkarpaten. Geografický časopis, Bratislava 27 (1975) 4, S. 309
- KVITKOVIČ, J.; PLANČÁR, J.: Recent Vertical Movements of the Earth's Crust in Relation to the Earthquakes and Seismoactive Faults in the West Carpathians. Geografický časopis, Bratislava 29 (1977) 3, S. 239
- KVITKOVIČ, J.; PLANČÁR, J.: Recent Vertical Movement Tendencies of the Earth's Crust in the West Carpathians. Geodynamic Investigations in Czechoslovakia, Final Report, Bratislava (1979), S. 193
- MARČÁK, P.: Správa o doterajších výsledkoch riešenia úlohy Výskum recentných pohybov zemskej kôry. Výskumný ústav geodézie a kartografie, Bratislava (1975), S. 2



Консолидированная земная кора Паннонского бассейна.

1)

В.Г. Николаев

Р е з ю м е

Для территории неоген-антропогенного Паннонского бассейна составлена карта донеогенового основания, в котором выделены отдельные разновозрастные комплексы. Наиболее древним является докембрийско-нижнепалеозойский комплекс, распространенный достаточно широко на рассматриваемой территории. В краевых частях развит ниже-среднепалеозойский эвгеосинклинальный комплекс, перекрытый средне-верхнепалеозойским миогеосинклинальным и орогенным комплексом. Докембрийско-палеозойские комплексы прорваны многочисленными гранитами преимущественно пермского возраста. Среди мезозойских толщ выделен целый ряд эвгеосинклинальных (верхнетриасовый, юрско-меловой двух типов) и миогеосинклинальных (триасовый, триасово-меловой) комплексы. Первые характеризуются сильной складчатостью, наличием в составе основных и ультраосновных пород, большими мощностями. Для вторых характерно относительно пологое залегание, небольшие мощности. Три флишевых комплекса (мел-палеогеновый, палеоцен-эоценовый) развиты на отдельных участках, и структуры, ими образованные, не связаны друг с другом. Среди донеогеновых комплексов выделены три комплекса осадочного чехла (юрско-меловой, верхнемеловой, палеогеновый), которые распространены на небольших участках, имеют малую мощность и залегают практически горизонтально. Правда, верхнемеловой чехол участвует в строении покровов.

Кратко рассмотрена история донеогенового развития территории Паннонского бассейна. Подчеркнуто, что к началу миоцена на этом месте уже была сформирована континентальная кора с мощностями 35-40 км. При исследованиях глубинной структуры этого региона выясняется, что здесь существует аномальная мантия, а поверхность Мохоровичича приподнята до отметок 25-30 км. Проведен анализ мощности консолидированной земной коры, минимальные значения которой составляют 20 км. Сокращение мощности земной коры происходило в основном за счет "базальтового" слоя.

Предполагается, что утонение консолидированной земной коры территории Паннонского бассейна произошло в течение неоген-антропогенного времени за счет глубинных процессов, вызванных аномальной мантией. Паннонский бассейн является своеобразным блоком земной коры со своими характеристиками.

1) Geologičeskij Institut AN SSSR, 109-017 Moskva, Puževskij per. 7

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

Für das Territorium des neogen-anthropogenen Pannonischen Beckens wurde eine Karte des vorneogenen Fundamentes zusammengestellt, in welcher verschieden alte Komplexe ausgedehnt wurden. Der älteste ist der vorgambrisch bis unterpaläozoische Komplex, der in dem betrachteten Gebiet ziemlich weit verbreitet ist. In den randlichen Teilen ist ein unter- bis mittelpaläozoischer Eugeosynklinalkomplex entwickelt. Er wird von mittel- bis oberpaläozoischen Mioeosynklinall- und Orogenkomplexen überlagert. Die vorgambrisch-paläozoischen Komplexe werden von zahlreichen Graniten überwiegend permischen Alters durchbrochen. Zu den mesozoischen Schichten gehören sowohl eugeosynklinale (obertriassische, jurassisch-kretazische Abfolgen zweier verschiedener Typen) und mioeosynklinale (triassische bzw. Trias-Kreide) Komplexe. Erstere sind durch eine intensive Faltung, durch das Vorhandensein von basischen und ultrabasischen Gesteinen sowie eine große Mächtigkeit gekennzeichnet. Für letztere sind eine verhältnismäßig flache Lagerung sowie eine geringe Mächtigkeit charakteristisch. Drei Flyschkomplexe (Kreide-Paläogen; Oberkreide-Paläogen; und Paläozän-Eozän) sind in einzelnen voneinander unabhängig gebildeten Abschnitten bzw. Strukturen (des Fundamentes) entwickelt. Zu den vorneogenen Komplexen gehören drei des sedimentären Deckgebirges (Jura-Kreide, Oberkreide, Paläogen), die über große Bereiche verbreitet sind, geringe Mächtigkeiten aufweisen und praktisch horizontal liegen. Tatsächlich sind jedoch am Strukturbau des oberkretazischen Deckgebirges Decken beteiligt.

Die Geschichte der vorneogenen Entwicklung des Gebietes des Pannonischen Beckens wird kurz erörtert. Besonders hervorzuheben ist, daß hier bereits am Beginn des Miozäns eine kontinentale Kruste mit einer Mächtigkeit von 35 - 40 km vorlag. Die untersuchten Tiefenstrukturen des Gebietes verdeutlichen, daß hier (heute) ein anomaler Mantel vorhanden ist, und die Oberfläche der Moho-Diskontinuität sich bis zu 25 - 30 km aufwölbt. Die Mächtigkeitsanalyse der konsolidierten Kruste ergab einen Wert von 20 km. Die Verringerung der Mächtigkeit der Erdkruste erfolgte im wesentlichen auf Kosten der Basaltschicht.

Es ist anzunehmen, daß die Ausdünnung der konsolidierten Erdkruste des Territoriums des Pannonischen Beckens sich im Verlauf der Neogen-Anthropogen-Zeit in Form von Tiefenprozessen vollzog, die den anomalen Mantel hervorriefen. Im Pannonischen Becken gehört eine spezifische Blockstruktur der Erdkruste zu ihren Charakteristika.

NIKOLAEV, V.G.: The consolidation of earth's crust in the Pannonian Basin

S u m m a r y

Concerning the region of the Neogene-Anthropogene Pannonian Basin a map of the Pre-neogene basement was made up, in which eliminated complexes of different age. The oldest one is the complex of precambrian to Lower Paleozoic age, spreading out in a considerable proportion in the region of consideration. In the marginal parts of the basin a Lower to Middle Paleozoic eugeosynclinal complex is developed. She is covered by a Middle to Late Paleozoic miogeosynclinal and orogenic complex. The Precambrian-Paleozoic complexes are broken down by numerous granites of preponderant Permian age. Both eugeosynclinal (Late Triassic, Jurassic-Cretaceous sequences of two different types) and miogeosynclinal (Triassic resp. Triassic-Cretaceous) complexes belong to the Mesozoic beds. The first are characterized by a intensive folding, by the presence of basic and ultrabasic rocks, and by a big thickness. The last are marked by a relative flat bedding and by mean thicknesses. Three flysch complexes (Cretaceous - Paleogene; Late Cretaceous - Paleogene; Paleocene - Eocene) are developed in separate, independent formed segments resp. structures of the basement. Farther, three complexes of the sedimentary cover (Jurassic - Cretaceous, Late Cretaceous, Paleogene) spreading out in large areas showing only slow thicknesses, and lying practically horizontal, are belonging to the Preneogene complexes. In fact, they take part in the structure of the Late Cretaceous cover.

The history of the Preneogene formation of the region of the Pannonian Basin is discussed only in a short manner. Special attention is given to the fact, that continental earth's crust with a thickness of 35 - 40 km already was in existence at the beginning of Miocene. The investigated deep structures of the region make plain, that a anormal mantle is present to-day, and the surface of Mohorovicic discontinuity is upwarped to a level of 25 - 30 km. The analysis of thickness of consolidated earth's crust yielded a value of 20 km. The reduction of thickness of the crust ensues at the cost of thickness of the basalt layer.

It is supposed, that the thinning of consolidated earth's crust of the region of Pannonian Basin took place in course of Neogene-Anthropogene time by deep processes, which encored the anormal mantle. In the Pannonian Basin a specific block structure is belonging to the characteristics of the crust.

В последнее время **большое** значение в тектонике придается вопросам формирования земной коры (Пейве и др., 1980; Яншин и др., 1977; и др.). Этот процесс может идти разными способами. Вместе с тем все чаще геологи сталкиваются со структурами, в которых происходит утонение уже сформированной консолидированной земной коры. Одной из таких структур является Паннонский бассейн.

Вопрос о строении донеогенового основания **Паннонского бассейна** давно привлекает к себе внимание многих исследователей. Многими геологами это основание **рассматривалось** как древний срединный массив, который обтекает разновозрастные складчатые сооружения. Одним из первых эту точку зрения поставил под сомнение А.Л.Яншин (1965). За последние годы появилось большое количество новых материалов, позволяющих уточнить строение донеогенового основания Паннонского бассейна.

Паннонский бассейн окружен со всех сторон горно-складчатыми сооружениями Альпийского пояса. Результаты глубокого бурения и геофизические данные дают возможность проследить распространение донеогеновых комплексов под осадочными и вулканогенными неогеново-антропогеновыми образованиями (рис.1).

Наиболее древними, относимыми по возрасту к докембрию, возможно нижнему палеозою, являются сланцево-гнейсовые толщи, вскрытые скважинами в различных районах Паннонского бассейна.¹⁾ Они известны в его северо-западной части в пределах Малой Венгерской впадины, где **кристаллические** породы сопоставляются с докембрийскими гнейсами Восточных Альп, Малых Карпат и блока Вепорид. Они вскрыты скважинами под центрально-словацкими вулканитами (**VIÉLA** , 1978). Аналогичные образования обнаружены скважинами в узкой зоне южнее оз. Балатон, которая протягивается к северо-востоку. Кварцитовые сланцы и граниты этой зоны обнажены в горах **Велепце**. Глубокометаморфизованные породы, представленные гранито-гнейсами и мигматитами, распространены в юго-восточной части Паннонского бассейна. Они имеют близкий облик с докембрийскими образованиями **Сербско-Македонского** массива и блоками докембрия гор Апусени (**JANTSKY** , 1976; **KOVÁCS** , 1978). Отдельные древние блоки, имеющие аллохтонное залегание, расположены в Восточных Карпатах (Мармарошский массив и др.) и по **геофизическим данным** предполагаются под неогеновыми вулканитами гряды Келимани-Харгита. Кристаллические сланцы вскрыты отдельными скважинами в центральной части Трансильванской впадины. По данным **югославских** исследователей аналогичные образования прослеживаются в северной части Югославии до среднего течения р.Савы (**FILJAK i. Dr.** , 1969; **KEMENCI** , **SANOVIĆ** 1978). В центральной части Паннонского бассейна докембрийские толщи прослежены к югу от гор Мечек, где они вытягиваются неширокой полосой в северо-восточном направлении, образуя так называемый хребет

1) При описании положения донеогеновых комплексов термин Паннонский бассейн употребляется как географическое понятие.

Морадь. Севернее гор Мечек с таким же простираем расположена гряда Лоци, сложенная гнейсами. На ее продолжении к северо-востоку около г. Шаторальяуйхен и на северном окончании Земплинского "острова" обнажаются гранатово-дистеновые гнейсы, которые также относятся к докембрию. Радиологические датировки рассматриваемых пород различными методами дают интервал возраста от 500 до 1180 млн. лет (Тектоника ..., 1978; **WELB**, 1973). Наиболее древняя цифра 1397 млн. лет получена по биотиту из гранит-порфира скв. Салатнак-3 (**JANTSKY**, 1976).

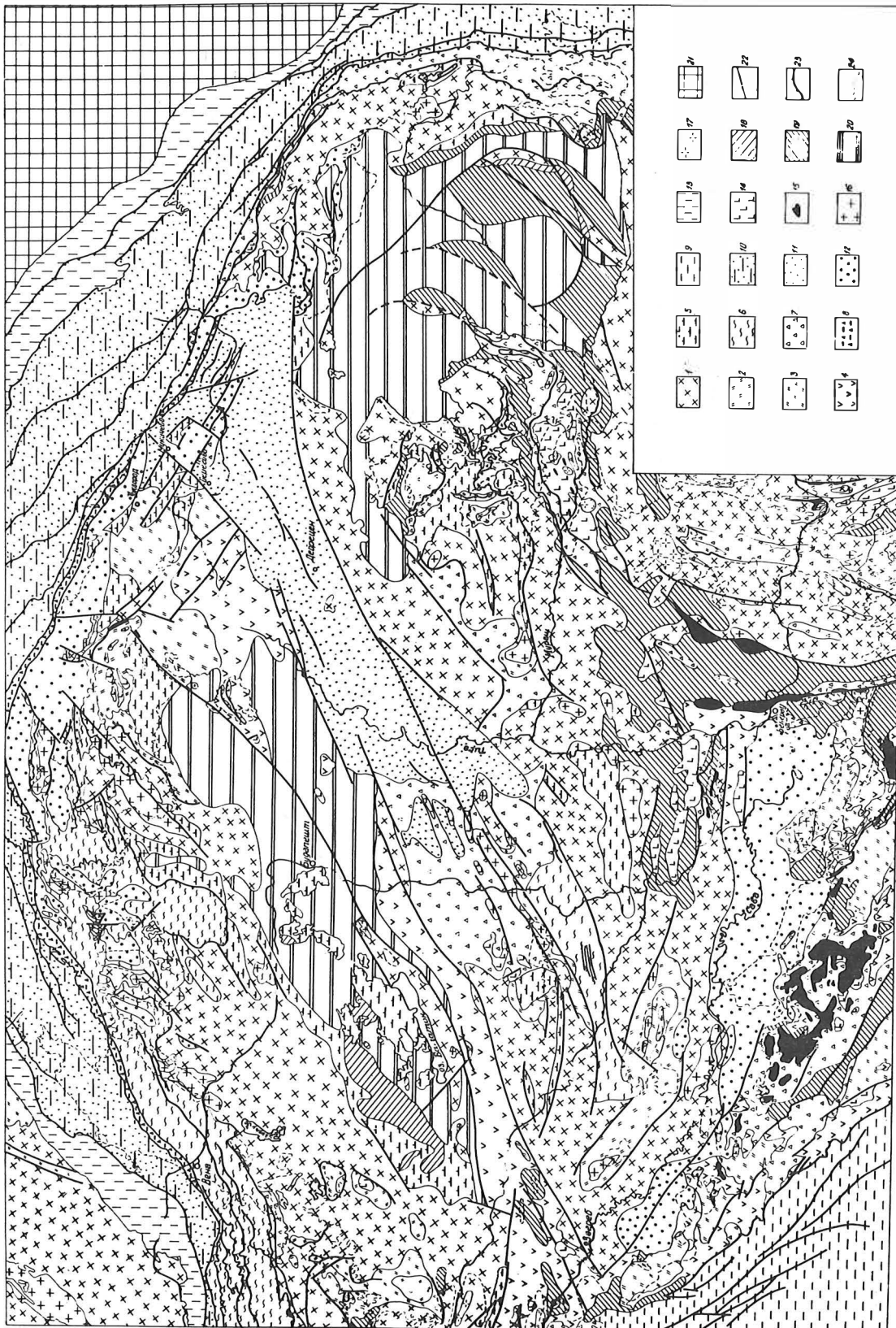
Нижне-среднепалеозойский эвгеосинклинальный комплекс представлен метаморфизованными известняками и глубоководными кремнистыми образованиями с основными интрузивными и эффузивными породами. Максимальное их распространение известно в Восточных Альпах и Гемеридах (Тектоника ..., 1978; **FLÜGEL**, 1975; **FUSAN et al.**, 1969, 1971). В Восточных Альпах эти толщи обнажаются в тектонических окнах (Земмеринг и другие). В Гемеридах нижнепалеозойские образования смяты в складки и разбиты на серию тектонических пластин, надвинутых друг на друга. Отдельные выходы прослежены в горах Уппонь и Сендре (МОСК, 1978), а также на западе Венгрии в районе г. Кёсег. Вероятно к этому же комплексу относятся смятые в альпийно-типные складки силурийские серициты и филлиты с линзами порфиридов Венгерского Среднегорья. Эвгеосинклинальный нижне-среднепалеозойский комплекс несогласно перекрыт средне-верхнепалеозойским комплексом, в составе которого имеются миогеосинклинальные и орогенные породы. В него входят пермские песчаники и фузилиновые известняки (мощность около 1000 м) северного берега Балатона, известняки и глинистые сланцы карбона в горах Бюки и Динаридах, средний палеозой центральной части Венгрии. К этому же комплексу относятся **якобхедьские** конгломераты (пермь) Мечека, карбоново-пермские сланцы и красноцветные конгломератово-песчаниковые толщи гор Апусени и красноцветные песчаники верхнего палеозоя в пределах Сербско-Македонского массива. По мнению Я. Оравец (**ORAVECZ**, 1979) пермскими являются цакские конгломераты, известные в составе серии филлитов в горах Кёсег. Широкий ареал пологозалегающих верхнепалеозойских толщ (угленосный карбон и зеленые аркозовые песчаники перми) предполагается в Восточной Словакии и Советском Закарпатье, где они обнажены в районе Земплинского "острова" и вскрыты многочисленными скважинами (Свириденко, 1976; **WIELA**, 1978; и др.). Только в пределах Внутренних Карпат на небольшом участке блока Вепорид распространена пермская толща, сложенная сланцами, песчаниками, траувакками с основными вулканитами (толеитовые базальты) и их комагматитами (диоритовые порфириты) (**VOZÁR**, 1971).

Докембрийско-палеозойские комплексы прорваны разнообразными гранитами: гранит-порфиры, гранодиориты, аплиты и т.д. Они известны практически везде, где распространены эти комплексы (зона Балатон-Веленце, Внутренние Карпаты, северная Югославия и так далее). Радиологические датировки пород дают цифры от 500 до 200 млн. лет. Однако подавляющее большинство геологов считает, что главная эпоха гранитообразования имеет верхнепалеозойский возраст (Вадас, 1964; **JANTSKY**, 1976 и др.).

Триасовый миогеосинклинальный слабодислоцированный комплекс, представленный в основном доломитами и мергелями, распространен в центральной части Паннонского бассейна. Он протягивается от Восточных Альп через Венгерское Среднегорье, до Советского Закарпатья. Вторая полоса этих отложений вытянута в северо-восточном направлении и проходит южнее через горы Апусени. Здесь породы триасового комплекса более сильно дислоцированы и участвуют в строении покровов. В районе гор Мечек доломиты триаса с прослоями ангидритов выходят на поверхность. Они образуют в этих местах сложную изоклинальную складчатость на борту более крупной синкли-

Рис. 1 Карта донеогеновых структурно-формационных комплексов Паннонского бассейна и окружающих районов

I - I7 - геосинклинальные и орогенные складчатые комплексы: I - докембрийско-палеозойский, 2 - ниже-среднепалеозойский эвгеосинклинальный, 3 - средне-верхнепалеозойский миеосинклинальный, орогенный, 4 - верхнетриасовый эвгеосинклинальный, 5 - триасовый миеосинклинальный, 6 - триасово-меловой миеосинклинальный, 7 - юрско-нижнемеловой эвгеосинклинальный, 8 - юрско-меловой Клипповой зоны, 9 - юрско-меловой миеосинклинальный, 10 - 12 - флишевые: 10 - мел-палеогеновый, 11 - верхнемел-палеогеновый, 12 - палеогеновый, 13 - олигоценый орогенный, 14 - основных пород, 15 - ультраосновных пород, 16 - средне-верхнепалеозойских гранитов, 17 - мел-палеогеновых гранитов, 18 - 20 - чехольные комплексы: 18 - юрско-меловой, 19 - верхне-меловой, 20 - палеогеновый. Прочие условные обозначения: 21 - чехол Восточно-Европейской платформы, 22 - основные разрывные нарушения (сдвиги, сбросы, надвиги и т.д.), 23 - линии основных тектонических покровов, 24 - граница распространения неоген-антропогенного чехла Паннонского бассейна



нальной формы. Предположительно к северу от гор Мечек триас залегает субгоризонтально. В этом же направлении быстро сокращается его мощность. В районе г. Печ она составляет первые сотни метров, а уже в скв. Салатнак-3, расположенной в 25-30 км к северу, всего 10-15 м. Сложная складчатость триасовых отложений в горах Мечек объясняется близостью крупного разлома Уйфалу-Печ и наличием ангидритовых прослоев, усиливающих компетентность слоев. Мощность отложений триасового мезогеосинклинального комплекса колеблется в различных пределах. В Венгерском Среднегорье зафиксировано около 2500 м триасовых отложений. Максимальные значения свыше 3500 м известны в скв. Кеккут-1, расположенной в горах Кестгей (ВОНН, 1979).

Верхнетриасовый эвгеосинклинальный комплекс представлен сланцами, известняками и гнейсами с щелочными основными вулканитами, обнажен во Внутренних Динаридах и южной части Восточных Альп (Книппер, 1975). Под неогеново-антропогенным чехлом аналогичные образования прослежены в узкой полосе северо-восточного простирания до гор Бикк, где они выходят на поверхность. Здесь вместе с осадочными породами встречены габбро и габбродиабазы. Весь комплекс, относящийся к карнийскому ярусу, смят в складки и разбит на целую серию тектонических пластин. Он прорван диабазовыми лавами, имеющими шаровую структуру. По данным Э. Вадаса (1964) в скв. Инке-4 обнаружены серпентиниты, вероятно, триаса. Возможно, к эвгеосинклинальному комплексу относятся триасовые известняки с дунитами, пироксенитами и серпентинитами, вскрытые на небольшом участке к югу от г. Кошце (HOVORKA et al., 1975). В Советском Закарпатье в районе г. Чоп (скв. 44) и с. Залуж (скв. 1, 2 и др.) обнаружены габбро-диабазы, диабазы с прослоями туфов, причем лавы имеют сплитовый облик. Магматические породы переслаиваются с кремнистыми образованиями. Их предположительный возраст - триас.

Широким распространением вдоль северного ограничения Паннонского бассейна пользуется триасово-меловой мезогеосинклинальный комплекс, представленный преимущественно известняками, доломитами и песчаниками. Породы часто тектонически перекрывают структурно-фацциальные комплексы докембрия и палеозоя Восточных Альп и Внутренних Карпат. Мезогеосинклинальный комплекс имеет сложную чешуйчатую структуру, состоящую из нескольких крупных тектонических пластин. Предполагалось его продолжение далеко на юг, однако недавние буровые работы в районе гор Тржибеч (Южная Словакия) позволили четко оконтурить расположение триасовых отложений (GAŠA, VEINHAUBEROVÁ, 1976; и др.). По данным этих же авторов мезогеосинклинальный триасово-меловой комплекс надвинут на триасовый. Триасово-меловые породы, вскрываемые скважинами в Советском Закарпатье, также разбиты на серию тектонических пластин небольшой мощности (первые сотни метров), причем в скважинах наблюдается многократное повторение разреза.

Юрско-меловой эвгеосинклинальный комплекс хорошо изучен во Внутренних Динаридах и горах Апусени (Книппер, 1975; Ояческу, 1960). Здесь он представлен преимущественно диабазами и радиоларитами. С эвгеосинклинальными толщами связаны крупные массивы ультрабазитов, залегающих, как правило, аллохтонно. Скважины дали возможность проследить его продолжение под неогеновым чехлом в северной части Югославии (KAMENCI, ŠNOVIĆ, 1978; и др.). По данным указанных авторов Вардарская зона к северу от р. Дунай раздваивается и одной частью соединяется с зоной Металифери, а другая часть продолжается к западу чуть севернее широты Фрушка-Гора и быстро выклинивается. В центре Паннонского бассейна юрско-меловые основные магматические породы и кремнистые образования встречены в районе гор Мечек и протягиваются от них к востоку до северного окончания гор Апусени. Такие же толщи известны в южной части Восточных Карпат. Отдельный небольшой выход диабазов и кремней фиксируется вдоль разлома в Закарпатье.

Несколько иной характер имеют юрско-меловые эвгеосинклинальные образования Клиншовой зоны, протягивающейся на многие сотни километров вдоль северного края Паннонского региона. Они представлены в основном осадочными породами, местами с гальками серпентинитов. Как правило, в матрикс меловых флишевых толщ заключены известняковые клинзы (утесы) юрских пород. Этот комплекс имеет сложную структуру, возникшую в результате нескольких тектонических деформаций (Леонов, 1978).

Флишевые образования в пределах Паннонского бассейна разделены на три разновозрастных комплекса. В зоне Внешних Карпат мощный флишевый комплекс датируется мел-палеогеном. Возраст флишевых толщ, заполняющих Дебреценский трог, протягивающийся в юго-западном направлении от Советского Закарпатья до среднего течения р. Тисы, определяется как верхнемеловой-палеогеновый, включая и олигоцен. И, наконец, третий флишевый комплекс, распространенный в пределах Внутренних Карпат и по северному окончанию Внутренних Динарид, имеет палеоцен-эоценовый возраст. Все флишевые комплексы смяты в альпийские складки и осложнены многочисленными разломами разного типа.

Мел-палеогеновые граниты, представленные банатитовым комплексом, распространены в горах Апусени, где образуют крупные массивы (Влэдяса и другие). Близкие к ним гранодиориты гораздо меньше известны в Динаридах и восточных Альпах. Кроме интрузивных образований среди осадочных толщ палеогена развиты лавы и пирокластическая андезитов, реже рилитов (эоцен) и туфовые прослои риолитового состава (олигоцен).

Юрско-меловые отложения, не смяты в складки, небольшой мощности (до 1000 м) с отсутствием несогласий внутри разреза известны только в пределах Венгерского Среднегорья. Они представлены мергелями, известняками, песчаниками с прослоями углей и бокситов и имеют мелководное морское или озерное происхождение. По своей фациальной и структурной характеристикам юрско-меловой комплекс Венгерского Среднегорья отвечает платформенным чехлам. Возможно, такие толщи были распространены гораздо шире, но впоследствии были уничтожены денудацией.

В южной части рассматриваемой территории геосинклинальные комплексы перекрывает с резким угловым несогласием верхнемеловой комплекс осадочного чехла, характеризующийся небольшими мощностями и мелководными фациями. В горах Апусени и Динаридах он участвует в строении покровов и образует небольшие по площади выходы. По неоген-антропогеновым отложениям вырисовываются широкие поля распространения верхнемелового чехла. Однако такая рисовка может быть связана с малой изученностью этих территорий.

В северной части донеогенового основания бассейна распространены палеогеновые чехольные отложения. В их составе преобладают глины, пески, песчаники и редкие прослои риолитовых туфов. Мощность чехла колеблется от 300 до 1500 м. Слои залегают практически горизонтально.

Приведенный материал показывает, что донеогеновое основание Паннонского бассейна состоит из комплексов пород разного возраста и тектонической природы. Они слагают целый ряд структурных зон северо-восточного простирания, причем их контакты чаще всего имеют сдвиговый или надвиговый характер. Донеогеновые комплексы Паннонского бассейна с севера и востока ограничены дугой Карпат с очень сложным покровно-складчатным строением. В южной части бассейна появляются структурные элементы с субширотными и субмеридиональными простираниями. Они не имеют какого-либо ограничения и продолжают за пределы бассейна в складчатые области Динарид и Альп.

В течение донеогенового времени территория Паннонского бассейна и окружающих районов испытала длительную и сложную историю развития. Наиболее четко она разобрана в работах А.А.Белова и др. (1976), М.А.Безра и Ю.К.Шукина (1977), А.Л.Книшпера (1975), В.Е.Хайна и др. (1977). В конце палеозоя – начале мезозоя (до среднего триаса) на территории Альпийской складчатой области существовал материк Пангея с континентальной земной корой (Белов и др., 1976; Книшпер, 1975). В конце триасового времени произошли расколы жесткого палеозойского цоколя (зона Игал–Бюкк и другие), где образовались пространства с океанической или чаще всего субокеанической корой. Свидетельством этого служит распространение ультрабазитов, базитов и глубоководных формаций среди мезозойских пород. Начальный этап раскола фиксируют рифтогенные формации верхнего триаса Внутренних Динарид (Книшпер, 1975). По палинспастическим построениям М.А.Безра (Безр, Шукин, 1977) ширина океанических пространств в мезозое на территории Паннонского бассейна достигала 300–400 км. Затем эти бассейны в результате сближения жестких литосферных плит "закрылись" и образовались узкие зоны скучивания. Последний бассейн с океаническим типом земной коры предполагается в позднеюрское время для Вардарской и Сербско–Субпелагонийской зон, а утоненная континентальная кора была распространена в пределах Мечек–Крической, Пьенинской и других зон. В течение раннемелового времени произошло окончательное закрытие океанических и субокеанических пространств озерного замкновения Мезотетиса. В дальнейшем на территории Паннонского бассейна образовывались только флишевые прогибы, осадки которых сменялись на окружающих, более стабильных областях, мелководными относительно маломощными платформенными образованиями. Появление в раннем мелу флишевых комплексов, средних и кислых вулканитов свидетельствует по представлениям А.В.Пейве и др. (1976) о становлении гранито–метаморфического слоя. С середины позднего мела большая часть территории Паннонского бассейна была окончательно стабилизирована и на ней накапливались мелководные отложения чехла, широко развитые в пределах Венгерского Среднегорья и Трансильванской впадины. Только в центральной части Паннонского бассейна заложился Дебреценский трог, в котором накапливались мощные серии флиша. В палеоцене появились отдельные флишевые прогибы вдоль Клишповой зоны на севере и вдоль северной окраины Динарид на юге. В позднем эоцене и олигоцене произошло интенсивное скучивание (пиренейская и савская фазы складчатости), наиболее сильно проявившееся в областях флишенакпления, в результате которого образовались крупные покровы Карпат и Динарид, а также более мелкие покровы мел–палеогенового чехла в юго–восточной части (в юго–восточной части) Паннонского бассейна. К этому времени оформилась дуга Северных Карпат в ее современном положении. Об этом говорят палеомагнитные исследования верхнемеловых пород пуховской свиты (Баженов, Буртман, 1980).

Таким образом, к началу миоцена территория Паннонского бассейна превратилась в стабильную область и здесь была окончательно сформирована континентальная кора. В пределах Внешних Карпат скучивание продолжалось до середины миоцена. Среднемиоценовое время считается эпохой формирования континентальной коры Альпийского региона в целом (Пейве и др., 1976).

Современные области платформы и срединных массивов характеризуются довольно устойчивой мощностью земной коры 35–45 км (Беляевский, 1974; Вольвовский И.С.; Вольвовский Б.С. 1975; Хайн, 1973; и др.). Следовательно, можно предположить, что к началу миоцена на территории Паннонского бассейна мощность земной коры должна была характеризоваться близкими цифрами.

Современная глубинная структура Паннонского бассейна изучена системой международных профилей ГСЗ, большим количеством точечных зондирований и измерениями теплового потока

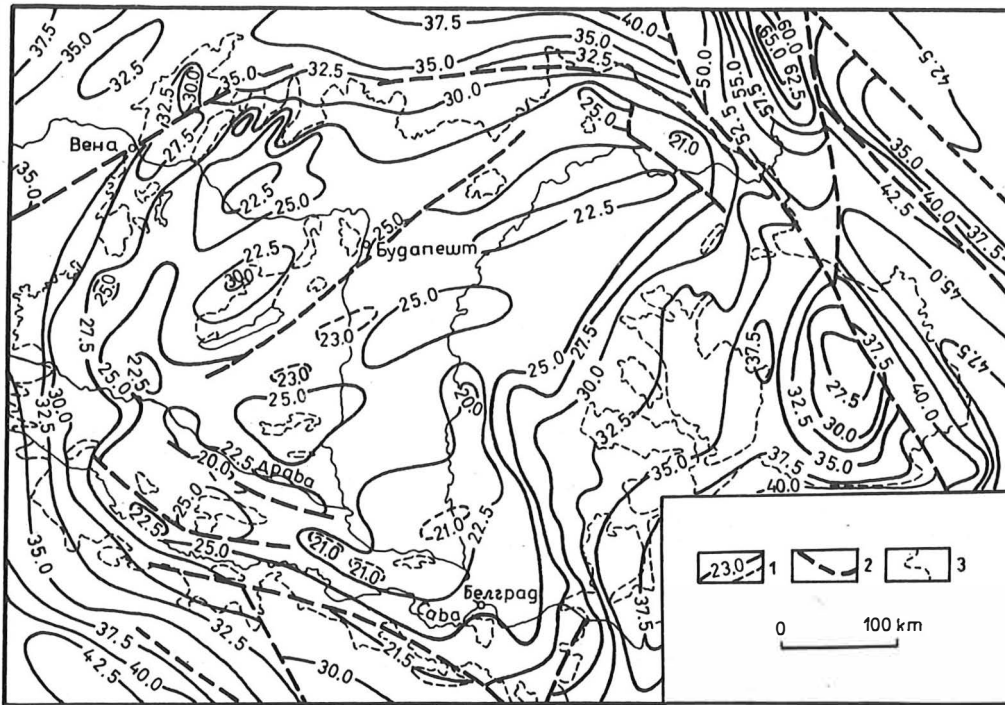


Рис. 2 Структурная схема поверхности Мохо

I - изогипсы поверхности Мохо: а - основные, б - дополнительные,
2 - разломы, 3 - граница распространения неоген-антропогенного
чехла Паннонского бассейна

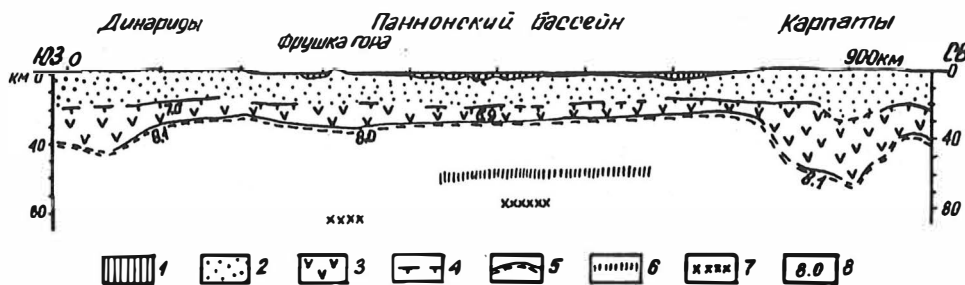


Рис. 3 Геолого-геофизический разрез через Паннонский бассейн
(по STEGENA et.al. 1975)

1 - неоген-антропогенный чехол, 2 - донеогеновые комплексы и
"гранитный" слой, 3 - "базальтовый" слой, 4 - граница Конрада,
5 - граница Мохо, 6 - верхняя граница низкоскоростного слоя,
7 - верхняя граница высокопроводящего слоя, 8 - граничные
скорости в км/сек

(Строение ..., 1978; ЇЕРМАК , 1975; STEGENA , 1976; и др.).

Поверхность Мохоровичича расположена в пределах бассейна на относительно небольших глубинах (рис.2). Максимально приподнятые отметки 23 км по данным Т.Драгашевича (1977) расположены в нижнем течении реки Тиса. Еще два поднятия известны в центральной части бассейна. Между оз.Балатон и горами Мечек поверхность Мохо приподнята до отметок 24 км. В северо-восточной части расположено поднятие, оконтуренное изогипсой 25 км. Венгерское Среднегорье характеризуется понижением границы Мохо до глубин 30 км. Такое же понижение прослежено в районе г.Сольнок, где глубины составляют 28 км. В целом Паннонский бассейн, без Трансильванской впадины оконтуривается изогипсами поверхности Мохо 30,0-32,5 км. Ранее основное ограничение бассейна по поверхности Мохо в северной части трасировалось по Клишовой зоне. Однако новейшие исследования чехословацких геофизиков показали, что "скачок глубин до раздела М на линии профиля У1 не находится строго на границе Внутренних и Внешних Карпат, а располагается во Внутренних Карпатах и совпадает с сейсмически активной зоной, тянущейся от Мияви на юго-запад" (Строение ..., 1978, отр.236-237). В то же время на профиле У перепад глубин поверхности Мохо от 37 до 48 км строго совпадает с Клишовой зоной. Трансильванская впадина характеризуется глубинами до поверхности Мохо порядка 30-37,5 км, причем минимальные глубины приурочены в центральной части впадины.

В пределах Восточно-Европейской платформы и Чешского массива глубина поверхности Мохо колеблется от 35 до 45 км. Под Предкарпатским краевым прогибом она повышается до 35 км на востоке и 32,5 км на западе. Динариды и Восточные Альпы характеризуются отметками 35-40 км. Наиболее глубоко поверхность Мохо залегает в области Советских Карпат, где ее отметки составляют 60-65 км. Близкие глубины наблюдаются в зоне Вранча (~ 55 км) и в районе Карнийских Альп (более 55 км) (Затопек, 1977; и др.).

Повсеместно поверхность Мохо в пределах Паннонского бассейна характеризуется граничной скоростью 8,1-8,2 км/сек. Только в Карпатах появляется сейсмическая отраженная граница со скоростями 7,7-7,9 км, лежащая выше поверхности М. По мнению А.В.Чекунова она представляет собой границу Мохо, возникшую в результате преобразования вещества на контакте коры и мантии в кайнозой (альпийское Мохо) (Строение ... 1978; Чекунов, 1972).

Поверхность Конрада следует на территории Паннонского бассейна спорадически. Она характеризуется граничными скоростями 6,8-7,2 км/сек. Предполагается мощность "базальтового" слоя в пределах Паннонского бассейна сокращена и составляет около 10 км, тогда как в орографических регионах Карпат и Динарид она увеличивается до 25-30 км и вновь уменьшается на территории Восточно-Европейской платформы до 20 км. Мощность "гранитного" слоя на площади Паннонского бассейна составляет 10-15 км и практически не изменяется в смежных областях.

Ниже поверхности Мохо в интервале глубин от 60 до 100 км прослежена низкоскоростная зона с $U_T = 7,7-7,8$ км/сек (рис.3), расположенная выше, чем в окружающих регионах. Ее мощность меняется по площади. Также приподнят в Паннонском бассейне по отношению к смежным территориям высокопроводящий слой верхней мантии, верхняя граница которого по результатам магнито-теллурических зондирований отмечена на глубинах 70-90 км (Строение ..., 1978; ЇЕРМАК 1975; STEGENA et al. 1975). Считается, что он возник еще в миоценовое время (STEGENA 1976).

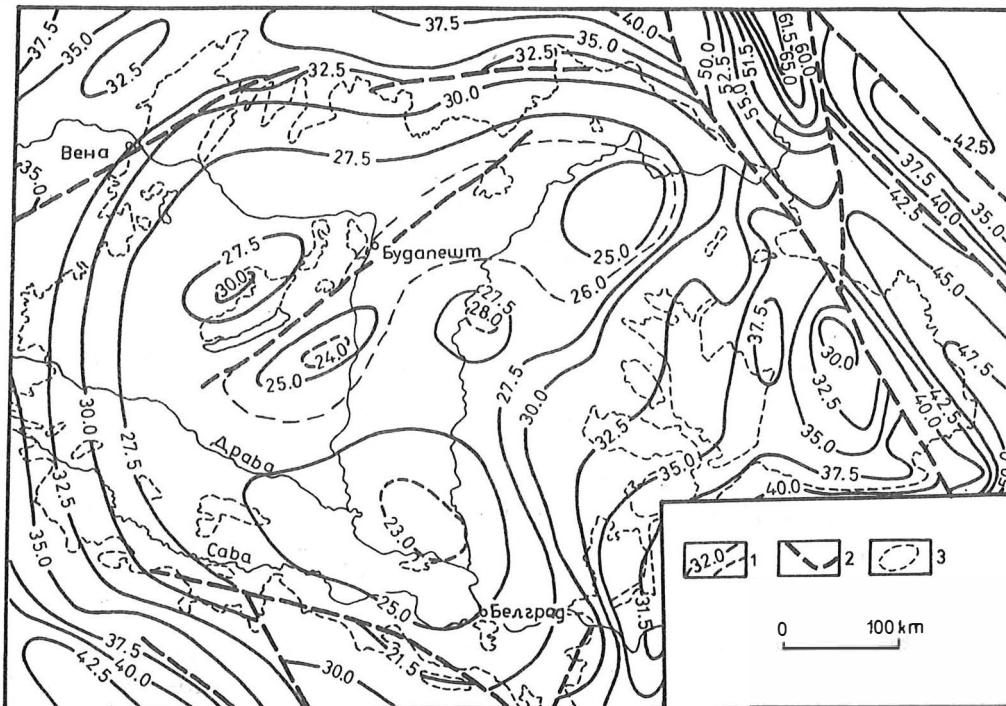


Рис. 4 Схема мощности земной коры без неоген-антропогенного чехла

1 - изопахиты: а - основные, б - дополнительные, 2 - разломы,
3 - граница распространения неоген-антропогенного чехла

Паннонский бассейн является одной из самых крупных геотермических аномалий Альпийского пояса. В его пределах на глубине 1 км температура в среднем составляет 65–70°C, а измеренные величины теплового потока лежат в интервале 2,0–2,6 ЕТП (Николаев, Поляк, 1980), что намного выше аналогичных характеристик соседних регионов. По подсчетам А. Затопа и др. (1977; Строение ..., 1978) температура на границе Мох в северной части бассейна достигает 800–1000°, тогда как в области Чешского массива она равна приблизительно 500°.

Все данные по глубинному строению Паннонского бассейна позволяют утверждать, что здесь верхняя мантия находится в расплавленном состоянии, а в структурном плане она образует приподнятый участок или мантийный диапир. На основании возраста высокопроводящего слоя и определения палеозначений теплового потока для миоценового времени, можно предположить, что аномальная мантия существовала уже в миоцене.

Современная мощность земной коры Паннонского бассейна, как указывалось выше, составляет 25–30 км, тогда как в смежных регионах она составляет от 40 до 65 км. Мощность земной коры Паннонского бассейна без неоген-антропогенного чехла¹⁾ намного меньше (рис. 4), так как максимальные мощности последнего составляют 6000–6500 м (Николаев, 1979). Минимальные значения 20 км приурочены к району реки Драва (грабен Дравы) и среднему течению р. Тиса (впадина Мако). Небольшие величины 22,5 км расположены в северо-восточной части бассейна. Пониженные значения H_T (22,5 км) приурочены к Малой Венгерской и Залайской впадинам. Изопахитами от 22,5 до 30 км характеризуются краевые прогибы, расположенные по окраинам бассейна. В целом Паннонский бассейн оконтуривается изопахитами H_T со значениями 25–27,5 км. В Трансильванской впадине наименьшие величины H_T составляют 27,5 км и практически не изменяется конфигурация изопахит. В пределах Предкарпатского краевого прогиба, где мощности неоген-антропогенных отложений составляют 1500–2000 м²⁾, величины H_T остаются такими же, как $H_{ЭК}$ с небольшим смещением изопахит.

Таким образом мощность земной коры, сформированной к началу миоцена, сократилась в пределах Паннонского бассейна на 10–15 км за неоген-антропогенное время. Конечно эти цифры дают очень приблизительное представление о произошедших изменениях и в дальнейшем по мере поступления материалов о глубинном строении будут уточняться, но они останутся в пределах первых двух десятков километров. Частично это уменьшение было компенсировано накоплением мощного неоген-антропогенного чехла. Сокращение мощности

1) В дальнейшем мощность земной коры в целом будет обозначаться $H_{ЭК}$, а мощность земной коры без неогеново-антропогенного чехла – H_T .

2) Имеется в виду части Предкарпатского краевого прогиба, расположенные в пределах рассматриваемой территории, а максимальные мощности неогеново-антропогенного чехла составляют 10000 м в южной части прогиба.

земной коры в основном происходило снизу за счет уничтожения нижней части "базальтового" слоя. В окружающих бассейн территориях, где отсутствовало неоген-антропогенное осадочно-накопление, кора уничтожалась как глубинными процессами снизу, так и процессами денудации сверху. Однако, роль последних в сокращении мощности коры неизмеримо меньше. Надо отметить, что практически не изменялась мощность консолидированной земной коры на территории Предкарпатского краевого прогиба, где шло достаточно большое неоген-антропогенное прогибание. Гораздо меньшее сокращение коры произошло в Трансильванской впадине. Максимальные изменения приурочены к центральной части Паннонского бассейна, то есть именно там, где к поверхности наиболее приближены поверхность М, низкоскоростной горизонт и высокопроводящий слой верхней мантии.

Следовательно, в течение неоген-антропогенного времени на территории Паннонского бассейна произошли глубинные процессы, вызванные аномальной мантией, которые привели к утонению консолидированной коры. С ними, по-видимому, связано развитие неогеново-антропогенного вулканизма этого района (Николаев, 1980 ; STEGENA et al., 1976). Изменение мощности земной коры в течение неогена-антропогена подчеркивается сходством структурных планов поверхности Мохоровичича и различных горизонтов неогеново-антропогенного осадочного чехла (особенно структурному плану подошвы паннонского яруса). В отличие от этого структуры донеогенового основания никак не отражаются на карте поверхности Мохоровичича, то есть их отражения были уничтожены последующими изменениями коры. На механизм глубинных процессов существуют различные точки зрения (Артошков и др., 1979; Яншин и др., 1977, BOCCALETTI et al., 1976; SZADECZKY-KARDOSS 1976).

Таким образом в случае с Паннонским бассейном мы имеем дело с изометричным блоком земной коры, сформированном в течение кайнозоя и обладающем двумя специфическими свойствами: утоненной консолидированной земной корой и мощным осадочным чехлом, расположенным на ней. Следует отметить, что этот блок не имеет крупных разрывных ограничений, а все переходы по латерали к окружающим областям происходят постепенно. Граница блока может быть намечена по расположению тыловых прогибов (Закарпатский, Венский и другие) возникших в тыловой части крупных покровов в окружающих областях (Николаев, 1979а). Аналогами блока с утоненной земной корой и мощным чехлом могут служить территории глубоководных бассейнов Эгейского моря, Средиземноморья и других районов, причем каждая из этих структур скорее всего находится на определенной стадии развития, отличной от других.

Литература

- АРТЮЖКОВ, Е.В.; ШЛЕЗИНГЕР, А.Е.; ЯНШИН, А.Л.: Причины вертикальных движений земной коры.
Природа, Москва (1979) 10, с. 2-10
- БАЖЕНОВ, М.Л.; БУРТМАН, В.С.: О природе северной дуги Карпат.
Докл. АН СССР, Москва 255 (1980) 3, с. 681-685
- БЕЛОВ, А.А.; КНИШЕР, А.Л.; РУЖЕНЦЕВ, С.В.: Историко-тектоническая и структурная интерпретация гранито-гнейсовых массивов Альпийской складчатой области.
В сб.: Тектоника срединных массивов, с. 117-136. Москва: Изд-во "Наука", 1976
- БЕЭР, М.А.; ЦУКИН, Ю.К.: Эволюция Карпато-Данарской системы с позиции тектоники плит.
В сб.: Материалы XI Конгресса Карпато-Балкан. геол. ассоциации, с. 85-86. Киев: "Наук. думка", 1977
- ВАДАС, Э: Геология Венгрии.
Москва: Изд-во "Мир", 1964, 532 стр.
- ВОЛЬВОВСКИЙ, И.С.; ВОЛЬВОВСКИЙ, Б.С.: Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования.
Москва: Изд-во "Сов. радио", 1975, 267 стр.
- ДРАГАШЕВИЧ, Т.: Результаты комплексного исследования земной коры в Югославии.
В сб.: Строение земной коры и верхней мантии по сейсмическим исследованиям, с. 185-193. Киев: "Наукова думка", 1977
- ЗАТОПЕК, А.: Геофизический синтез на основе результатов ГСЗ, проведенного на территории ЧССР и Средней Европы.
В сб.: Строение земной и верхней мантии по данным сейсмических исследований, с. 19-28. Киев: "Наукова думка", 1977
- КНИШЕР, А.Л.: Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области.
Тр. геол. инст. АН СССР, Москва (1975) 267, 207 стр.
- ЛЕОНОВ, М.Г.: Палеотектоническая эволюция Пьенинского утесового пояса (Карпаты).
В: Пробл. отатигр. и иот. геол., с. 104-115. Москва: 1978
- НИКОЛАЕВ, В.Г.: Неогеновые тыловые прогибы периферии Паннонского бассейна.
Докл. АН СССР, Москва 245 (1979) 4, с. 915-917 (1979а)
- : Строение неогеново-антропогенного чехла Паннонского бассейна.
Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., Москва 54 (1979), с. 45-55 (1979б)
- : Неогеновые вулканы северо-восточной части Паннонского региона.
Изв. АН СССР, сер. геол., Москва (1980) 4, с. 36-43
- НИКОЛАЕВ, В.Г.; ПОЛЯК, Б.Г.: Энергетический эффект кайнозойского вулканизма в Панноном бассейне.
Докл. АН СССР, Москва 250 (1980) 4, с. 923-927
- ОНЧЕСКУ, Н.: Геология Румынской Народной Республики.
Москва: Изд-во ИЛ, 1960, 520 стр.
- ПЕЙВЕ, А.В.; ЗОНЕНШАЙН, Л.П.; КНИШЕР, А.Л. и др.: Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000).
Москва: Наука, 1980, 220 стр.

- ПЕЙВЕ, А.В.; ЯНИШИН, А.Л.; ЗОНЕНЦАЙН, Л.П.; КНИППЕР А.Л. и др.: Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи о ооставлении новой тектонической карты). Геотектоника, Москва 1976, 5, с. 6-23
- СВИРИДЕНКО, В.Г.: Тектоническое районирование донеогенового фундамента Закарпатского прогиба. Геол. Львов. геол. об-ва, Львов (1976) 15, с. 38-43
- СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ. Киев: Изд-во "Наукова думка", 1978, 271 отр.
- ТЕКТОНИКА ЕВРОПЫ И СМЕЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ. ВАРИСЦИДЫ, ЭПИПАЛЕЗОЙСКИЕ ПЛАТФОРМЫ, АЛЬПИДЫ. Москва: Наука, 1978, 588 отр.
- ХАИН, В.Е.: Общая геотектоника. Москва: Изд-во "Недра", 1973, 511 отр.
- ХАИН, В.Е.; БЕЭР, М.А.; БЫЗОВА, С.Л.; и др.: Основные черты тектонической истории Карпат (в свете новых идей в учении о геосинклиналях). Вестн. Москва ун-та. сер. Геол., Москва (1977) 3, с. 3-20
- ЧЕКУНОВ, А.В.: Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев: "Наукова думка", 1972, 185 отр.
- ЯНИШИН, А.Л.: Проблема срединных массивов. Бюлл. Моск. общ. испут. прир., отд. геол., Москва 49 (1965) 5, с. 8-39
- ЯНИШИН, А.Л.; АРТУШКОВ, Е.В.; ШЛЕЗИНГЕР А.Е.: Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования. Докл. АН СССР, Москва 234 (1977) 5, с. 1175-1178
- BIELA, A.: Hlboke vrty v zakrytych oblastiach vnutornych Zapadnych Karpat. Reg. Geol. Zapad. Karpat, Bratislava (1978) 11, 224 pp.
- BOCCALETTI, M.; HORVÁTH, F.; LODDO, M. et al.: The Tyrrhenian and Pannonian basins: a comparison of two Mediterranean interarc basins. Tectonophysics, Amsterdam 35 (1976) 1-3, p. 45-69
- BOHN, P.A.: Keszthelyi-hegység regionális földtana. Geol. hung., Ser. Geol., Budapest 19 (1979), 197 S.
- ČERMAK, V.: Thermal structure of the crust in Czechoslovakia. Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam (1975) 31, 2, S. 347-355
- FILJAK, R.; PLETIKAPIC, Z.; NICOLIĆ, D.; AKSIN, V.: Geologija nafte i prirodnoг plina neogenskog kompleksa i njegove podloge i juznom dijelu Panonskog basena. Nafta, Zagreb 20 (1969) 12, p. 23-39
- FLÜGEL, H.W.: Die Geologie des Grazer Berglandes. Erläuterungen zur Geol. Wanderkarte des Grazer Berglandes 1 : 100.000. Graz; Wien: Geol. Bundesanst. 1975, 288 S.
- FUSÁN, O.; IBRMAJER, J.; PLANČAR, J.; SLAVIK, J.; SMIŠEK, M.: Geologicka stavba podlozia zakpytych oblasti juzhey časti vnutornych Zapadnych Karpat. Sb. Geol. vied., R. Záp. Karp., Bratislava 15 (1971), p. 5-94
- FUSÁN, O.; KUTHAN, M.; DURATNYS, S.; PLANČAR, J.; ZBORIL, L.: Geologicka stavba podlozia stredoslovenskych neovulkanitov. Sb. geol. vied., R. Záp. Karp., Bratislava 10 (1969), 160 pp.
- HOVORKA, D.; ROJKOVIČ, I.; ZLOCHA, J.: Supergeneously altered ultrabasic rock body near Hodkovce (East Slovakia - West Carpathians). In: X. Congr. CBGA sect. 4, Bratislava, 1975, p. 46-55

- GAZÁ, B.; BEINHAUEROVÁ, M.: Príspevok ku geológii Zlatomoravského zálivu.
"Miner. slov.", Spisská Nová ves, 9 (1976) 3, p. 221-240
- JANTSKY, B.: Geologische Entwicklungsgeschichte des präkambrischen und paläozoischen Untergrundes im pannonischen Becken.
Nova acta Leopoldina N.F., Leipzig 45 (1976) 224, S. 303-334
- KEMENCI, R.; ČNOVIC, M.: Preneogena podloga Vojvodanskog dela Panonskog basena.
Geol. vjesn., Zagreb (1978) 31, p. 248-256
- KOVÁCS, G.T.: Palaeozoic and precambrian formations of the Algyö, Farenyszállás and Kiskundorozsma areas.
Acta mineral. et petrogr., Szeged 23 (1978) 2, p. 267-278
- MOCK, R.: Nové poznatky o južných častiach Západných Karpát.
In: Paleogeogr. vývoj Záp. Karpát. Mater. semin., Bratislava, 1977, p. 321-341. Bratislava: 1978
- ORAVECZ, J.: A cáki konglomerátum földtani vizsgálata.
Földtani Közlöny, Budapest 109 (1979) 1, p. 14-45
- STEGENA, L.: Geothermics, Magnetotellurics and Tectonophysics of the Pannonian basin.
In: Geoelectric and Geothermal studies. KAPG Geophys. monogr., p. 572-585. Budapest: Akad. Kiado 1976
- STEGENA, L.; GECZY, B.; HORVÁTH, F.: Late Cenozoic evolution of the Pannonian basin.
Tectonophysics, Amsterdam 26 (1976) 1/2, p. 71-90
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Plattentektonik im pannonisch-karpatischen Raum.
Geol. Rdsch. Stuttgart 65 (1976) 1, S. 143-161
- VOZÁR, J.: Der mehrphasige Charakter des Perm-Vulkanismus der Choč-Einheit in der Niederen Tatra.
Geol. Prace Bratislava 55 (1971), S. 131-137
- WEIN, Gy.: Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn.
Jb. geol. Bundesanst., Wien 116 (1973), S. 85-101