

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR

Forschungsbereich Kosmische Physik

ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE

Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde

Nr. 14, Teil 1

Stockwerkbau und Felderteilung

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

Als Manuskript gedruckt

Potsdam 1973

Wissenschaftliche Redaktion: Dr. R. Benek, Dr. A. Ludwig,
Dr. E. Schroeder

Technische Redaktion: Dipl.-Phil. K. Hasert

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

Teil 1

Zusammenfassung	7
Vorwort	9
KAUTZLIEREN, H.: Aufgaben und Entwicklungstendenzen des Zentralinstituts für Physik der Erde	11
JUBITZ, K.-B.: Zu einigen allgemeinen Aspekten geotektonischer Forschung	17
JANŠIN, A.L.: Über sogenannte weltweite Transgressionen und Regressionen	23
CHAIN, V.E.: Über die gegenwärtige Situation in der theoretischen Geotektonik und zu den daraus resultierenden Aufgaben	35
KÖLBEL, H.: Zur Methodik der Zusammenstellung tektonischer Übersichtskarten am Beispiel Mitteleuropas	51
GLUŠKO, V.V.; DIKENŠTEJN, G.CH.; KRAVČENKO, K.N.: Einige Besonderheiten der Tektonik der südlichen UdSSR (Zu den Ergebnissen der Zusammenstellung einer Kartenserie dieses Gebietes)	55
JUBITZ, K.-B.: Zur Problematik tektonischer Untersuchungen im Deckgebirge STILLES (Tafeldeckgebirge und Molassenstockwerk)	69
SCHWAB, G.; JUBITZ, K.-B.; MEIER, R.: Zu einigen Aspekten der stefflichen und strukturellen Entwicklung im Tafeldeckgebirge des nördlichen Mittel- europas, speziell zu Fragen der Postumität	85
BEUTLER, G.: Beziehungen zwischen dem althämmerischen Strukturplan und dem tieferen Untergrund	113
WENDLAND, F.: Zu einigen Aspekten der Tektonik von salinaren Strukturen	119
MÖBUS, G.: Die strukturtektonische Bearbeitung des Kernmaterials von Bohrungen	133
ŽURAVLEV, V.S.: Der Erdkrustenbau tiefreichender Senken auf alten Tafeln	141
KOPF, M.: Petrophysik der Stockwerke des Tafeldeckgebirges	157
GRUMBT, E.; LÜTZNER, H.; ELLENBERG, J.; FALK, F.; LUDWIG, A.: Zur Sedimen- tation und Tektonik im Übergangsbereich zwischen Molassestadium und Tafelentwicklung der Varisziden in Mitteleuropa	175
SOBOLEVSKAJA, V.N.: Die taphrogene Entwicklungsetappe epivariszischer Tafeln	193
BENEK, R.; RÖLLIG, G.; EIGENFELD, F.; SCHWAB, M.: Zur strukturellen Stellung des Magmatismus der Subsequenzperiode im DDR-Anteil der mitteleuropäi- schen Varisziden	203
BUSŤ, V.A.; GARECKIJ, R.G.; KIRJUCHIN, L.G.: Die strukturelle Lage der subse- quenten Effusiva der Varisziden Zentraleuropas, Mittelasiens und Kasachstans	245

MILANOVSKIJ, E.E.; KORONOVSKIJ, N.V.: Der örogene spätkänozoische Vulkanismus Eurasiens und seine Beziehungen zur Tektonik	257
BOGOLEPOV, K.V.: Die Deuteroorogenese	269

Teil 2

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

Teil 3

BANKWITZ, P.; BANKWITZ, E.: Einige Aspekte der Bruchmechanik in der Lithosphäre	545
MUNDT, W.: Gemeinsame Korrelationsanalyse geologischer und geophysikalischer Karten zum Nachweis tektonischer Störungen	569
WATZNAUER, A.; LINDNER, H.; BEHR, H.-J.; TRÖGER, K.-A.: Versuch einer Stockwerkskorrelation im Südschnitt des Elbe-Lineamentes (Raum Meißen - Bad Schandau)	575
BRAUSE, H.: Paläomobilität und Paläodynamik in Mitteleuropa	601
LAUTERBACH, R.; LAUTERBACH, J.: Zur Rolle der Bruchsysteme in Ost--West-Richtung	617
TESCHKE, H.-J.: Zu einigen Fragen der Entwicklung des Südwestrandes der Osteuropäischen Tafel	623
BONČEV, E.: Zu einigen Grundfragen der Rhegmagenese des östlichen Teils der Balkanhalbinsel	641
PORSTENDORFER, G.: Abbildungen des geotektonischen Baues im Erscheinungsbild natürlicher geoelektromagnetischer Variationen	653
	665

Zusammenfassung

Der vorliegende Festband steht unter dem Rahmenthema "Stockwerkbau und Felderteilung - Beiträge zur paläodynamischen und stofflichen Entwicklung der Erdkruste". Er ist dem 25. Jahrestag der am 12. 9. 1946 erfolgten Gründung des ehemaligen Geotektonischen Instituts und dem Gedenken an die Akademiemitglieder HANS STILLE und SERGE VON BUBNOFF gewidmet.

Einleitend werden Aufgaben und Entwicklungstendenzen des Zentralinstituts für Physik der Erde der Akademie der Wissenschaften der DDR dargelegt. Es folgen Beiträge zu allgemeinen Fragen der Geotektonik wie dem Problem der Gleichzeitigkeit tektonischer Ereignisse im weltweiten Maßstab oder der heutigen Situation und den Aufgaben der Geotektonik. Die Mehrzahl der Aufsätze beschäftigt sich mit der paläotektonischen und stofflichen Entwicklung des Tafeldeckgebirges, des Molassestockwerks oder des Grundgebirgsstockwerks in verschiedenen regionalen Krusteneinheiten. Weitere Beiträge behandeln Fragen der regionalen Geophysik und der Tektonik von Lineamentzonen. Insgesamt wird der Versuch unternommen, einen Überblick über aktuelle Forschungsgebiete zu geben und damit Entwicklungstendenzen aufzuzeigen, die die Geotektonik zu einem integrierenden Bestandteil der Krustenforschung machen und zugleich das theoretische Gerüst der Lagerstättenforschung mitformen.

Summary

This Jubilee Volume is published under the general title "Stockwerk structure and areal division - contributions to the palaeodynamic and material development of the earth's crust". It is dedicated to the 25th anniversary of the foundation of the former Geotectonical Institute, established on Sept. 12th, 1946, and to the memory of the academicians HANS STILLE and SERGE VON BUBNOFF.

An introductory note explains the development and the tasks of the Central Earth Physics Institute of the Academy of Sciences of G.D.R. The following papers are concerned with general problems of geotectonics, such as the problem of simultaneity of tectonical events on a world-wide scale, as well as with the present situation and tasks of geotectonics. The majority of the papers attends to the palaeotectonical and material development of the platform cover, the molasse stockwerk or the basement stockwerk within various regional crustal units. Other papers deal with problems of regional geophysics and the tectonics of lineament zones. Altogether, an attempt is made to give a review of actual fields of research, thus indicating trends in the development which make geotectonics an integral part of crustal research and simultaneously contribute to establishing the theoretical framework of research for mineral deposits.

Résumé

Le présent volume placé sous le titre général "Étages structuraux et division des zones - contributions à l'évolution paléodynamique et matérielle de l'écorce terrestre" est dédié au 25^e anniversaire de la fondation, le 12 septembre 1946, de l'ancien Institut de Géotectonique et à la mémoire des académiciens HANS STILLE et SERGE VON BUBNOFF.

Dans l'introduction sont exposés le développement et les tâches de l'Institut Central de Physique du Globe de l'Académie des Sciences de la R.D.A. Les contributions suivantes sont consacrées aux questions générales de la géotectonique telles que le problème de la simultanéité des événements tectoniques à l'échelle mondiale et à la situation et les tâches actuelles de la géotectonique. La plupart des travaux s'occupent de l'évolution paléotectonique et matérielle de la couverture de plateforme, de l'étage molassique ou de l'étage de soubassement dans différentes unités régionales de l'écorce. D'autres articles sont consacrés à des questions de la géophysique régionale et de la tectonique de zones de géofractures. Dans leur ensemble, les travaux se proposent de donner un aperçu des domaines actuels de recherche et de mettre en évidence des tendances d'évolution qui visent à intégrer la géotectonique à l'étude de l'écorce et contribuent en même temps à former la structure théorique de l'étude des gisements.

Резюме

Данный юбилейный том опубликуется под общей темой "Этажное строение и районирование - результаты к палеодинамическому и вещественному развитию земной коры". Он посвящён 25ой годовщине составшегося на 12. 9. 1946 г. основания бывшего Геотектонического Института (ныне отдел Центрального Института Физики Земли) и памяти академиков Ганс Штилле и Сергей Бубнов.

В вступительной статье излагаются задачи и развитие Центрального Института Физики Земли Академии наук ГДР. Другие работы занимаются общими вопросами геотектоники, например проблемой одновременности тектонических событий в глобальном масштабе и современным состоянием или современной задачей геотектоники. Большинство статей посвящено палеотектоническому и вещественному развитию осадочного чехла, молассового этажа и фундамента различных региональных единиц земной коры. В других работах обсуждаются вопросы региональной геофизики и тектоники зон линейментов. В целом попытается дать обзор актуальных тем исследований и направлений дальнейшего развития геотектоники, определяющих геотектонику как составную часть земной коры и создающих теоретические предпосылки для разведки месторождений полезных ископаемых.

V o r w o r t

Am 21. und 22. Oktober 1971 fand in Potsdam ein Festkolloquium des Zentralinstituts für Physik der Erde der Akademie der Wissenschaften der DDR statt, das dem 25. Jahrestag der Gründung des ehemaligen Geotektonischen Instituts gewidmet war. Dieses Kolloquium und der vorliegende Festband sind zugleich Ausdruck unserer Verehrung für die Akademiemitglieder HANS STILLE (1876 - 1966) und SERGE VON BUBNOFF (1888 - 1957). Sie haben als Gründer und Direktoren des Geotektonischen Instituts die Forschungsarbeiten entscheidend geprägt, die heute in dem erweiterten Rahmen einer modernen Erdkrustenforschung - der Physik der Erde - fortgesetzt werden. In diesem Sinne setzten sich die Veranstalter das Ziel, durch das Festkolloquium einen Überblick über die während der vergangenen 25 Jahre geleisteten Arbeiten des Institutes, ihre Umsetzung in die Praxis und über neue Aspekte der Forschungen zu geben.

Allen Teilnehmern, vor allem den Vortragenden sowie den Gästen aus unserer Republik und dem Ausland, die im Namen ihrer Institutionen Grüße und Glückwünsche aussprachen, sei an dieser Stelle nochmals für ihren Beitrag zum Gelingen des Festkolloquiums gedankt. Ebenso richtet sich unser besonderer Dank an die Leitungen der Akademie der Wissenschaften der DDR, des Forschungsbereichs Kosmische Physik der Akademie und des Zentralinstituts für Physik der Erde und nicht zuletzt an alle Mitarbeiter für die allseitige Unterstützung bei der Vorbereitung und Durchführung der Festveranstaltung.

In drei Teilbänden werden nicht nur die Mehrzahl der auf dem Festkolloquium gehaltenen Vorträge veröffentlicht, sondern auch zahlreiche weitere Beiträge von Fachkollegen, die dem Zentralinstitut seit vielen Jahren verbunden sind. Allen Autoren gilt unser herzlicher Dank, u.a. auch für das Verständnis im Hinblick auf die Verzögerung bei der Publikation. Wir hoffen, daß dieser Festband mit seiner thematischen Vielfalt zur weiteren Entwicklung der geotektonischen Forschung und zum besseren Verständnis zwischen verschiedenen Schulen und Disziplinen der Geowissenschaften beitragen wird.

KARL-BERNHARD JUBITZ

Bereichsdirektor
Zentralinstitut für Physik der Erde
der Akademie der Wissenschaften der DDR

Aufgaben und Entwicklungstendenzen des Zentralinstituts
für Physik der Erde

Vortrag zur Eröffnung des Festkolloquiums "25 Jahre Geotektonik
an der Akademie der Wissenschaften der DDR"

Von HEINZ KAUTZLEBEN, Potsdam¹⁾

1.

Das Zentralinstitut für Physik der Erde begeht mit diesem Kolloquium den 25. Jahrestag der Gründung des ehemaligen Geotektonischen Institutes, die in mehrfacher Hinsicht große Bedeutung besitzt. Das Geotektonische Institut ist eines der ersten Institute und wahrscheinlich das erste überhaupt, das nach dem Ende des zweiten Weltkrieges von der wiedereröffneten Akademie der Wissenschaften ins Leben gerufen wurde. Seine Gründung ist eines der ersten Zeichen des neuen Geistes und der neuen Auffassung, die die Entwicklung der Akademie seit 1945 geprägt haben und von der Umwandlung der Gelehrten-Gesellschaft in eine Institution mit angeschlossenen Forschungseinrichtungen bis zur heutigen Forschungsakademie der sozialistischen Gesellschaft der DDR führten. Der Entschluß zur Gründung eines neuen Institutes durch die Akademie mag unter den Bedingungen der ersten Nachkriegsjahre äußerst schwer gefallen sein und war nur möglich durch die Hilfe und Fürsorge, die der Akademie von der Sowjetischen Militäradministration und der neuen deutschen Verwaltung von Anfang an zuteil wurden.

Mit dem Geotektonischen Institut wurde erstmals in der Akademie eine Institution geschaffen, die sich mit Fragen der geologischen Forschung beschäftigen sollte. Die Gründung des Institutes geht auf die Initiative von HANS STILLE zurück, der 1946 als Vizepräsident der Akademie wirkte und bereits lange Zeit als hervorragende Persönlichkeit der geologischen Wissenschaften einen ausgezeichneten Ruf besaß. HANS STILLE, dessen Leben von 1876 bis 1966 gewährt hat, hat in der Zeit seiner Tätigkeit in Leipzig, Göttingen und vor allem in Berlin die tektonischen Beobachtungen einzelner geologischer Einheiten zusammengefaßt und allgemeingültige Gesetzmäßigkeiten der geotektonischen Raum-Zeit-Beziehungen erkannt, wodurch er der Herausbildung einer theoretischen Geologie wesentliche Impulse gegeben hat. In seinem Buch "Grundfragen der vergleichenden Tektonik" (1924) entwickelte STILLE ein Bild von den tektonischen Prozessen und Strukturformen, von den Beziehungen zwischen den historisch-genetischen Zusammenhängen und räumlich-regionalen Einheiten. Der von ihm herausgearbeitete geotektonische Zyklus stellt eine Gesetzmäßigkeit dar, die - einmal erkannt - in vielen weiteren Bereichen zur Grundlage für das Verständnis fundamentaler Zusammenhänge wurde. Das STILLESche Lehrgebäude stimmt vor allem in seinen Aussagen über die Entwicklung von Geosynklinalräumen mit Verallgemeinerungen anderer Forscher grundsätzlich überein und ist ein gewichtiger Beitrag zur Geologie in unserem Jahrhundert.²⁾ Die Ge-

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

²⁾ Nach GUNTAU 1968 (Grundriß der Geologie der DDR, Bd. 1, Kap. 1)

danken und Feststellungen dieses hervorragenden Geologen haben dem neugegründeten Institut Ziele und Arbeitsrichtung gegeben.

HANS STILLE hat sich dem Aufbau und der Formierung des Geotektonischen Institutes als Direktor jedoch nur einige Jahre, von 1946 bis 1950, widmen können. Seine Nachfolge übernahm SERGE VON BUBNOFF, der ebenfalls in hohem Maße zur Entwicklung der geologischen Wissenschaften beigetragen und sich um die Herausarbeitung verallgemeinernder Aussagen mit synthetischem Charakter bemüht hat. SERGE VON BUBNOFF, der 1888 geboren wurde, wirkte etwa zur gleichen Zeit wie HANS STILLE in Breslau, Greifswald und Berlin. Seine Werke "Geologie von Europa" (1926/1936), "Einführung in die Erdgeschichte" (1941/1956) und vor allem "Grundprobleme der Geologie" (1931/1959) bestimmen in wesentlichem Maße auch gegenwärtig noch die Vorstellungen von der Erdgeschichte im mitteleuropäischen Raum. In dem Bemühen, allgemeine Beziehungen in den Prozessen der Erdgeschichte nachzuweisen, wurde er zu einem bewußten Vertreter des modernen dialektischen Entwicklungsdenkens in der Geologie. Seine Vorstellungen über tektonische Zusammenhänge und über die Prozesse des Sedimentationsgeschehens orientierten die wissenschaftlichen Diskussionen auf Grundsatzprobleme und wandten sich auf diese Weise gegen Tendenzen der Überspezialisierung in den geologischen Arbeiten.³⁾ Unter der Leitung SERGE VON BUBNOFFs entwickelte und erweiterte sich das Aufgabengebiet des damaligen Geotektonischen Institutes, und es bildete sich eine fruchtbare und immer enger werdende Zusammenarbeit mit der geologischen Industrie der DDR heraus. Seit dieser Zeit gehörte diese Zusammenarbeit zum Wesenszug der Arbeiten des Akademie-Institutes.

Auch nach dem Tode VON BUBNOFFs im Jahre 1957 wurde unter der Leitung von WERNER SCHWAN (bis 1961) und KARL-BERNHARD JUBITZ (seit 1961, ab 1969 Direktor des Bereiches Geotektonik im Zentralinstitut) diese Verbindung des Studiums von Grundlagenproblemen mit anwendungsorientierten Forschungsarbeiten nicht mehr aufgegeben. Als neue wichtige Aufgabe des Institutes ergab sich in Verbindung mit dem Ausbau der Beziehungen zu den geologischen Instituten in der Sowjetunion ab Ende der fünfziger Jahre die Übersetzung, Edition und Publikation sowjetischer strukturgeologischer Arbeiten.

Mit dem Beginn der Umwandlung der DAW zur Forschungsakademie der sozialistischen Gesellschaft der DDR im Jahre 1968 wurde auch in der Entwicklung der Geowissenschaften in der Akademie eine neue Etappe erreicht. Mit Wirkung vom 1. Februar 1969 wurde das Geotektonische Institut mit dem Institut für Geodynamik, dem Geodätischen Institut und dem Geomagnetischen Institut zum Zentralinstitut für Physik der Erde vereinigt. Die drei genannten Institute verfügten zu jener Zeit ebenfalls bereits über große wissenschaftliche Traditionen. Sie sind sämtlich noch im vorigen Jahrhundert gegründet worden und gehören damit ebenfalls zu den ersten Forschungseinrichtungen der Akademie; sie haben den guten Ruf der Geodäsie und der Geophysik in Deutschland mitbegründet. Wir sind uns im neuen Zentralinstitut der Verpflichtungen bewußt, die diese großen wissenschaftlichen Traditionen uns auferlegen, und bemühen uns nach Kräften, dieses Erbe unter den Bedingungen der Gegenwart zu wahren und zu pflegen.

³⁾ Nach GUNTAU 1968 (Grundriß der Geologie der DDR, Bd. 1, Kap. 1)

Das neugebildete Zentralinstitut vereinigt heute in sich Forschungsarbeiten auf den Gebieten der Geophysik, Geotektonik und Geodäsie und ist damit in hohem Maße für die komplexe Erforschung des Erdkörpers prädestiniert. Diese Aussage gilt um so mehr, da gleichzeitig mit der organisatorischen Neuordnung das Prinzip der auftragsgebundenen Forschung und aufgabenbezogenen Finanzierung eingeführt wurde. Daraus resultierte eine wirkungsvolle Zusammenarbeit aller geowissenschaftlichen Forschungsinstitutionen der DDR, und andererseits wurden die Forschungsarbeiten dieser neuen Einrichtung in stärkerem Maße als bisher auf die gesellschaftlichen und volkswirtschaftlichen Bedürfnisse unserer Republik ausgerichtet, ohne daß dabei die Grundlagenforschung vernachlässigt wurde. Das Zentralinstitut für Physik der Erde trägt heute in Kooperation mit den geowissenschaftlichen Sektionen der Universitäten und Hochschulen in hohem Maße dazu bei, den wissenschaftlichen Vorlauf für die geologische Industrie und weitere Zweige der Volkswirtschaft der DDR zu schaffen. Es setzt damit in erweiterter Form auch die Tradition des ehemaligen Geotektonischen Institutes fort.

2.

Mit der Bildung des Zentralinstituts für Physik der Erde und der Vereinigung aller an der Akademie betriebenen geowissenschaftlichen Disziplinen in einer organisatorischen Einheit hat die Akademie der hervorstechenden Entwicklungstendenz der Geowissenschaften zur problemorientierten Komplexforschung Rechnung getragen. Diese Tendenz begann sich im internationalen Maßstab bereits in den sechziger Jahren in der Einrichtung des Projektes "Oberer Erdmantel" abzuzeichnen und kommt in den siebziger Jahren im Geodynamik-Projekt zum Ausdruck. Die weitere Entwicklung des Zentralinstitutes orientiert sich an den Aufgabenstellungen, die sich aus diesem internationalen Programm zur Erforschung der Dynamik und der dynamischen Geschichte der Erde, besonders im Hinblick auf die tiefsitzenden Ursachen der geologischen Phänomene, für die Arbeiten in der Deutschen Demokratischen Republik ergeben. Wir können heute schon sagen, daß im Zentralinstitut geeignete Voraussetzungen für eine erfolgreiche Arbeit in diesem Sinne geschaffen werden konnten. Es hat sich ein Kollektiv von Wissenschaftlern entwickelt, das sich um eine gute gegenseitige Verständigung bemüht, eine gemeinsame Sprache spricht und die zu bearbeitenden Probleme in erfreulich hohem Maße aufeinander abstimmt.

Die Arbeiten in Verbindung mit dem Geodynamik-Projekt stehen im Mittelpunkt der Forschungen des Zentralinstituts für Physik der Erde; jedoch wird dessen Entwicklung darüber hinaus noch von weiteren Aufgabenstellungen bestimmt. Zu nennen sind hier die Untersuchungen zu ausgewählten Problemen der Physik des Erdinneren. Zu nennen sind weiterhin die geophysikalisch-geodätischen Observatoriumsprogramme, die als staatliche Hoheitsaufgabe vom Zentralinstitut für Physik der Erde als einziger Institution der DDR bearbeitet werden und die als Grundlage sowie als Anschluß- und Bezugspunkte für verschiedene wissenschaftliche und praktische Arbeiten dienen. Zu nennen sind die Arbeiten zur Geodäsie, die in Abstimmung mit dem staatlichen Vermessungswesen der DDR vom Zentralinstitut ausgeführt werden; und zu nennen sind schließlich die Forschungsarbeiten, die in direktem Auftrag der geologischen Industrie der DDR durchgeführt werden. Das Zentralinstitut übernimmt hierbei in Kooperation mit den weiteren Forschungseinrichtungen der DDR auf dem Gebiet der geologischen Wissenschaften die Aufgabe, den langfristigen wissenschaftlichen Vorlauf durch die Erforschung

des Tiefenbaus der Erdkruste und der großräumigen Entwicklungsgesetzmäßigkeiten des Territoriums der DDR zu schaffen. Es ist ganz offensichtlich, daß diese Aufgabe in enger Verbindung mit den Aufgabenstellungen des Geodynamik-Projektes steht. Nicht nur am Rande dieser Aufzählung muß bemerkt werden, daß die Arbeiten des Zentralinstituts für Physik der Erde wesentlich dadurch geprägt werden, daß sie in der Anlage und Ausführung der Forschungen die mehrseitige Nutzungsmöglichkeit der Ergebnisse berücksichtigen. Das betrifft vor allem die Beziehungen zur Physik und zum wissenschaftlichen Gerätebau.

3.

Die Aufgabenstellung des Geodynamik-Projektes besteht darin, die dynamischen Prozesse der Gegenwart und der geologischen Vergangenheit zu erforschen, welche die Lithosphäre formen und geformt haben. Als hauptsächliches Forschungsobjekt im Geodynamik-Projekt ist demnach die Tektonosphäre, d.h. die Gesamtheit von Kruste und oberem Mantel der Erde, zu betrachten, wo die Kräfte auftreten und wirken, welche die tektonischen, magmatischen und metamorphen Prozesse verursachen. Alle diese Prozesse äußern sich in einer Vielzahl geologischer, geophysikalischer und geochemischer Erscheinungen, die deshalb in ihrer komplexen Vielfalt erforscht werden müssen.

Die Beteiligung der DDR wird sich auf diejenigen Forschungsgebiete konzentrieren, die wegen der spezifischen geologischen Situation des Staatsgebietes der DDR wie auch wegen der in der DDR bereits betriebenen relevanten experimentellen und theoretischen Untersuchungen besonders effektiv bearbeitet werden können.

Das Studium der Struktur, Zusammensetzung und Entwicklung der Tektonosphäre sowie der sich in ihr vermutlich abspielenden dynamischen Prozesse im Gebiet von Mitteleuropa und besonders im Bereich des Staatsgebietes der DDR ist das Hauptanliegen des Geodynamik-Projektes in der DDR. Es geht hierbei darum, durch experimentelle und theoretische Arbeiten unter Einschluß vergleichender regionaler Studien ein dynamisches Modell der Tektonosphäre zu entwickeln, das für das genannte Gebiet mit seinen tektonischen Besonderheiten anwendbar ist und die Wesenszüge seiner geologischen Entwicklung angemessen erklärt.

Das bestimmende strukturgeologische Element im Gebiet der DDR ist der Randbereich der Osteuropäischen Tafel und damit der Übergangsbereich zwischen der stabilen Plattform im Nordteil und Nordosten und dem Bereich der variszischen bzw. der alpidischen Orogenese im Südteil und südlich der DDR. Das Staatsgebiet unserer Republik kann damit als eine Geotransverse angesehen werden, die diesen Übergangsbereich zwischen Gebieten unterschiedlicher Mobilität kreuzt.

Hierbei liegen für die Forschungsarbeiten in den verschiedenen Horizonten der Tektonosphäre im Gebiet der DDR sehr unterschiedliche Voraussetzungen vor. Auf Grund geologisch-geophysikalisch-geochemischer Untersuchungen besteht für die oberflächennahen Horizonte der Erdkruste im Gebiet der DDR bereits eine recht gute und detaillierte Kenntnis der Struktur, der Zusammensetzung und des tektonisch-magmatisch-metamorphen Geschehens. Es erscheint durchaus schon möglich, das Gesamtgeschehen einer detaillierten tektonophysikalischen Analyse und Synthese zu unterziehen. Diese Untersuchungen

bilden eine der wichtigsten Aufgaben des Zentralinstituts für Physik der Erde im Geodynamik-Projekt. Sie können jedoch nur dann erfolgreich sein, wenn sie ständig durch Spezialstudien in den entscheidenden Bereichen ergänzt werden. Hier liegt nach wie vor ein großes Tätigkeitsfeld auch der Geologen unseres Zentralinstitutes.

Im Vergleich mit der obersten Kruste ist die Struktur der tieferen Kruste und noch mehr die des oberen Mantels in viel geringerem Maße bekannt. Hier sind deshalb im Zeitraum des Geodynamik-Projektes noch sehr große Anstrengungen erforderlich. Notwendig sind vor allem die Gewinnung und die Bearbeitung geophysikalischer Daten über den Aufbau der unteren Kruste und des oberen Mantels im Bereich des Staatsgebietes der DDR und deren geologische Interpretation. Dabei müssen diese Ergebnisse unbedingt in Beziehung gesetzt werden zu den Resultaten aus angrenzenden Gebieten und solchen mit ähnlicher regional-geologischer Position. Große Bedeutung für die Analyse und Interpretation der geophysikalischen Feldbeobachtungen besitzen die Laboruntersuchungen der natürlichen Materialien unter solchen Drücken und Temperaturen, wie sie im Bereich der Tektonosphäre vorliegen. Besondere Aufmerksamkeit ist schließlich auf die komplexe Analyse und Synthese aller verfügbaren Daten mit dem Ziel zu richten, die bereits bestehenden Modellvorstellungen für den Bereich der oberen Kruste zu präzisieren und angemessene Konzeptionen für die tieferen Bereiche der Lithosphäre und Asthenosphäre auszuarbeiten. Von den an der Lösung dieser Aufgabe beteiligten Forschungseinrichtungen der DDR wird das Zentralinstitut für Physik der Erde wegen seiner spezifischen Möglichkeiten vermutlich den größten Beitrag zu erbringen haben.

Das Zentralinstitut für Physik der Erde besitzt jedoch darüber hinaus gute Voraussetzungen, auch zu weiteren Arbeiten im Geodynamik-Projekt beachtenswerte Beiträge zu leisten. Das betrifft insbesondere die Erforschung der wahrscheinlichen Antriebsmechanismen für die geodynamischen Prozesse des Erdinneren. Hierbei sind besonders die theoretischen und experimentellen Arbeiten zum Verhalten der Materialien unter hohen Drücken und Temperaturen zu nennen, die von großer Bedeutung für das Verständnis der geophysikalischen Phänomene sind. Auf die eingehende Darstellung dieser zweiten Hauptaufgabe im Geodynamik-Projekt soll hier verzichtet werden.

Es muß an dieser Stelle auch hervorgehoben werden, daß mit den Arbeiten im Projekt Oberer Erdmantel eine tiefgreifende Veränderung der geologischen Wissenschaften und besonders ihrer theoretischen Basis eingeleitet worden ist, die sich höchstwahrscheinlich im Zusammenhang mit dem Geodynamik-Projekt noch vertiefen und erweitern wird. Aus dieser Tatsache erklärt sich die große Bedeutung, die dem Geodynamik-Projekt von den Geowissenschaftlern beigemessen wird. Das Zentralinstitut für Physik der Erde wird sich nach bestem Vermögen bemühen, an dieser Veränderung mitzuwirken, seine besondere Aufgabe aber auch darin sehen, die Ergebnisse und Erkenntnisse dieser Umwälzung im Sinne einer Lösung der nationalen Probleme in der DDR umzusetzen und sie dafür nutzbar zu machen. Hierfür bestehen in der engen Zusammenarbeit mit den Einrichtungen der geologischen Industrie unserer Republik ausgezeichnete Voraussetzungen.

4.

Die Möglichkeiten des Zentralinstitutes für Physik der Erde und darüber hinaus die aller Forschungsstellen der DDR für eine aktive Arbeit im Geodynamik-Projekt und an den sich daran anschließenden Problemen werden in hohem Grade erweitert durch die enge Kooperation mit den geologischen und geophysikalischen Forschungseinrichtungen in den mit der DDR befreundeten sozialistischen Staaten und dabei besonders mit den geowissenschaftlichen Instituten in der Sowjetunion. Wir sind davon überzeugt, daß wir diese gute und erprobte Zusammenarbeit auch bei der Lösung unserer neuen Probleme und im Rahmen des Zentralinstituts für Physik der Erde fortsetzen und ausbauen können. Große Bedeutung messen wir dabei sowohl der gemeinsamen Arbeit in solchen Organisationen wie der Geologischen Karpaten-Balkan-Assoziation, der multilateralen Problemdiskussion der Akademien unserer sozialistischen Länder (KAPG) und der zuständigen Kommission des Rates für gegenseitige Wirtschaftshilfe wie auch den direkten Beziehungen zwischen den Instituten bei.

5.

Leitung und Mitarbeiter des Zentralinstituts für Physik der Erde und besonders die Mitarbeiter, die mit dem ehemaligen Geotektonischen Institut zum Zentralinstitut gekommen sind, betrachten es als ehrenvolle Verpflichtung anlässlich dieses Festkolloquiums, der Leitung der Akademie der Wissenschaften der DDR den tiefempfundenen Dank abzustatten für die ständige Förderung und Unterstützung der geotektonischen Forschungen in der Akademie seit Aufnahme dieser Arbeiten vor nunmehr 25 Jahren. Wir verbinden mit dem Dank die Verpflichtung, nach bestem Vermögen auch weiterhin für die Entwicklung unseres Wissenschaftsgebietes und die Anwendung der gewonnenen Erkenntnisse zum Besten unserer sozialistischen Deutschen Demokratischen Republik tätig zu sein.

Zu einigen allgemeinen Aspekten geotektonischer Forschung

Von KARL-BERNHARD JUBITZ, Berlin¹⁾

1. Festkolloquium "25 Jahre Geotektonik an der Akademie der Wissenschaften der DDR"

Das Festkolloquium aus Anlaß des 25. Jahrestages der Gründung des ehem. Geotektonischen Instituts steht unter der **R a h m e n t h e m a t i k**

"Stockwerkbau und Felderteilung (Beiträge zur paläodynamischen und stofflichen Entwicklung der Erdkruste)".

Zunächst gedacht als Reihe inhaltlich-thematisch nur locker verbundener Beiträge von Mitarbeitern des Zentralinstituts für Physik der Erde der AdW der DDR sowie dem ehem. Geotektonischen Institut freundschaftlich verbundenen Fachkollegen, hat sich im vorliegenden Festband eine Gesamtthematik entwickelt, die - wenn ihre Behandlung auch keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben kann - doch einen repräsentativen Querschnitt moderner geotektonischer Forschungstätigkeit im Kontinentalbereich darstellen dürfte.

Wichtig erscheint in diesem Zusammenhang der Aspekt, daß nicht nur neue Ergebnisse lokaler, regionaler und methodischer Untersuchungen vorgelegt werden, sondern daß auch ältere tektonische Daten eine gezielte Neuinterpretation im Hinblick auf neue, weiter als früher abgesteckte Ziele oder Zielfunktionen erfahren.

Dementsprechend bleibt unser Hauptanliegen, die Ergebnisse oder Teilergebnisse sinnvoll im logischen Zusammenhang mit der **G e s a m t p r o b l e m s t r u k t u r** dieses umfassenden Komplexes zu sehen, nämlich im Hinblick auf aktuelle und perspektive Fragen geotektonischer Forschung im Krustenbau, d.h. in bezug auf ein Fachgebiet, das für Geotektonik und Geophysik (Krustenphysik) gleichermaßen wichtig ist.

Die **G e s a m t t h e m a t i k** des Diskussionsforums ist entsprechend unterteilt nach Hauptetappen der Krustenentwicklung:

A. Tektonik des Deckgebirges junger und alter Tafeln

Schon in dieser Kombination soll das Grundanliegen eines Vergleiches analoger Baustile, d.h. von Krustenzuständen im Bereich des Tafeldeckgebirges einschließlich des Molassenstockwerkes (Deckgebirge **STILLES**) verschieden alter Baueinheiten (Tafelfundamente), zum Ausdruck kommen. Ein disharmonischer Stockwerkbau (JUBITZ 1960 [17]) und paragenetische Stoffabfolgen (JUBITZ 1969 [8]) sind charakteristisch für das Tafeldeckgebirge von Mitteleuropa.

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

B. Tektonik der Orogene

Auch hier wird versucht, durch Analogievergleiche zwischen alten und jungen Orogenen des Phanerozoikums allgemeingültige Gesichtspunkte oder Regeln der Krustenentwicklung von Tektogenen herauszuarbeiten, insbesondere im Bereich der Paläozoiden von Mitteleuropa. Zunehmend findet dabei bereits die Beziehung von kontinentaler zu ozeanischer Kruste Beachtung (plattentektonisches Modell).

C. Tektonik der Lineamente, Felderteilung

Grundanliegen ist die Darstellung von Elementen und Vorgängen, die Unter- und Oberbau genetisch und räumlich miteinander verbinden (Zeit-Stoff-Raum-Beziehung). Die offensichtlich präexistente Felderteilung der Kruste bestimmt weitestgehend die tektonische Entwicklung des Oberbaues.

Insgesamt soll die Breite der angesprochenen Thematik ein Ausdruck für die **V i e l s e i t i g k e i t** moderner geotektonischer Forschung sein, insbesondere für das hohe integrative Moment dieser Forschungsdisziplin im Rahmen der geologischen Wissenschaften und der Physik der Erde. Gerade die hohe Komplexität des Forschungsgegenstandes und die Vielzahl der angewandten Methoden sind ein Beweis dafür, daß die Geotektonik heute bemüht ist, wesentliche Anteile zum theoretischen Gerüst der geologischen Wissenschaften beizutragen, ohne allerdings zum gegenwärtigen Zeitpunkt alles erklären zu können.

2. Generelle Gesichtspunkte

Bezogen auf den Bau und die Entwicklung der kontinentalen Kruste, sind es zwei Grundphänomene, mit denen sich der Tektoniker auseinandersetzt:

- die Konsolidierung (Kratonisierung) der Kruste und
- die Mobilisierung, zum Teil auch Remobilisierung.

Strukturell-mechanische und stofflich-energetische Fragestellungen oder auch danach orientierte Forschungsrichtungen verflochten sich hier eng miteinander. Dabei stehen Konsolidierung und Mobilisierung der Kruste in enger Wechselwirkung nach Raum und Zeit und bedingen reversible oder irreversible **K r u s t e n z u s t ä n d e** sehr unterschiedlicher Entwicklungsreife (BOGDANOV u.a. 1962 [3]).

Die darauf aufbauende Frage nach der Ursache der Krustenbildung und -umbildung, d.h. nach der Genese und Dynamik, greift bereits aus dem Untersuchungsgebiet klassischer Forschung im Kontinentalbereich hinaus in den ozeanischen Raum, wo heute noch Krusten-neubildung und vermutlich auch Krustentransformation beobachtbar sind (BELOUSSOV 1970 [1]). Auf der Grundlage neuer, im wesentlichen mobilistischer Auffassungen werden moderne Modellvorstellungen auf die Strukturen und den Stoffbestand der Kontinental-schollen zurückübertragen.

Alle Betrachtungs- und Untersuchungsformen der tektonischen Forschung bestehen durchaus nebeneinander, durchdringen und ergänzen sich aber gegenseitig mit dem Ziel einer Aussage über tektonophysikalische Vorstellungen und Hypothesen, um das Krustengeschehen als Teil der Entwicklung des Erdkörpers in seiner Gesamtheit, speziell der

Mantel-Kruste-Beziehung, zu verstehen. Es gilt, übergeordnete Bau- und Entwicklungsprinzipien der Kruste von unterschiedlicher Größenordnung zu erkennen, in die die lokalen, regionalen und auch überregional-globalen Phänomene sinnvoll einzuordnen sind. Sie bilden die Grundlage für eine deduktive Arbeitsweise in der Krustenforschung (JUBITZ & SCHMIDT 1971 [97]).

Die Grundproblematik aller dieser Untersuchungen - geführt am kontinentalen Krustenmodell mit seinen einzelnen Stockwerken bzw. deren lateraler Verbreitung, den Feldern - läßt sich vom Standpunkt der Tektonik nach den Grundparametern geologischer Zustände und Entwicklung - Zeit, Stoff, Raum - und deren gegenseitigen Wechselbeziehungen analysieren wie auch systematisieren. Der früheren Betonung eines geologischen Einzelfaktors, z.B. der Zeit im tektonischen Geschehen (STILLE 1924 [137]), entspricht heute zunehmend die komplexe Betrachtungsweise mehrerer Parameter in bezug auf ihre gegenseitigen Abhängigkeiten, so z.B. als Raum-Stoff-Beziehung im Rahmen lagerstättenkundlicher Forschungen.

In diesem Zusammenhang sind - ganz allgemein gefaßt - Stockwerke die Abfolge unterschiedlicher Baustile sowie Gesteinsassoziationen in der Vertikalen (BOGDANOV 1962 [27], JUBITZ 1960 [77]); für die Charakterisierung der tieferen Kruste müssen zunehmend stofflich-petrophysikalische Kennwerte herangezogen werden. Als Felder sollen hier genetisch einheitliche, größenordnungsmäßig aber unterschiedliche Teile der Kruste aufgefaßt werden, die seitlich - ähnlich einem Schollenbau - durch Lateralinhomogenitäten (Störungen im Sinne von Anomalien der Kruste) begrenzt werden. Die Anlage derartiger Störungssysteme, die eine tiefgreifende Felderteilung der Erdkruste über lange Abschnitte der Erdgeschichte bedingen, unterliegt offensichtlich globalen Gesetzmäßigkeiten.

Die Grundfrage der geotektonischen Forschung im kontinentalen Krustensbereich bezieht sich daher bevorzugt auf die Klärung

- a) der vertikalen Beziehungen der Stockwerke und Teilstockwerke (als Teil der Mantel-Kruste-Beziehung) in bezug auf
- strukturelle Abhängigkeiten (z.B. Struktur- und Richtungspostunität, Tiefenreichweite von Störungselementen),
 - stoffliche Beziehungen (im Sinne von Abfolgen, speziell im magmatischen Geschehen) und
 - energetische Beziehungen (im Hinblick auf den Stoff- und Energietransport, namentlich im Bereich tiefreichender Störungssysteme).

Heute spielt die Unterscheidung der Größenordnung der beobachtbaren Erscheinungen im Bereich der höheren Kruste eine wichtige Rolle im Hinblick auf Aussagen zur Tiefenreichweite dieser Phänomene (VAN BEMMELEN 1962 [147]). Ferner orientiert die Forschung schwerpunktmäßig auf die Lösung

- b) der lateralen Beziehungen der Stockwerke im Sinne einer Felderteilung verschiedener Größenordnung, so bevorzugt auf
- die gegenseitigen Beziehungen von Mobil- und Stabileinheiten (z.B. Orogen und sein Vorland),

- den Bau und die Entwicklung der Begrenzungselemente, d.h. die Lineamente (Tiefenbrüche) als Anomalien der bevorzugt vertikal gerichteten Stoffmigrationen und Akkumulation.

Dabei wird das "tektonische Regime" der höheren Kruste außer dem Baustil (und dem daraus ableitbaren Stabilitätsverhalten) auch durch stoffliche Parameter charakterisiert, speziell die Gesteinsassoziationen der tektonischen Formationen CHERASKOVs (1967) [5], die der Entwicklungsreihe: Geosynkлинаletappe - Tektogenese - Molassenetappe - Tafel-
etappe zugeordnet werden. Gerade die Unterscheidung von Stoffabfolgen innerhalb der einzelnen Etappen führt zu grundsätzlichen Möglichkeiten einer Untergliederung der höheren Kruste, z.B. Stoffabfolgen im Tafeldeckgebirge (VON BUBNOFF 1954 [4]; ŠATSKIJ 1960 [12]), bzw. zu genetischen Aussagemöglichkeiten von globalem Charakter, z.B. Ophiolith-Abfolge in Faltungsgebirgen als Ausdruck ehemaliger ozeanischer Kruste im Grenzbereich von Kontinent und Ozean, d.h. von Plattengrenzen (PEJVE, PERFIL'EV & RUŽENCEV 1972 [10]; PEJVE u.a. 1973 [11]; DEWEY & BIRD 1971 [6]).

Unter diesen generellen Aspekten sind alle Stockwerke der Kruste weitgehend vergleichbar.

Literatur

- [1] BELOUSSOV, V.V. Die Tektonosphäre der Erde. Ergebnisse und Aufgaben der Forschung.
Z. angew. Geol. 16 (1970) 1, S. 45-54
- [2] BOGDANOV [BOGDANOFF], A.A. Sur le terme "Étage structural".
Rev. Géogr. phys. Géol. Géodynam. 5 (1962) 4, S. 245-253
- [3] BOGDANOV [BOGDANOFF], A.A.; u.a. Éléments structuraux de la croûte terrestre.
Rev. Géogr. phys. Géol. Géodynam. 5 (1962) 4, S. 263-285
- [4] BUBNOFF, S. VON Grundprobleme der Geologie. 3. Aufl.
Berlin: Akademie-Verlag 1954
- [5] CHERASKOV, N.P. Tektonik und Formationen. Ausgewählte Werke [Russ.].
Moskau: Nauka 1967
- [6] DEWEY, J.F.; BIRD, J.M. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland.
J. geophys. Res. 76 (1971) 14, S. 3179-3206
- [7] JUBITZ, K.-B. Zur Durchkreuzung altkimmerischer und pyrenäischer Faltungselemente im NW-Balkan (Stara Planina) - ein methodischer Beitrag zum "historischen Stockwerkbau" des postvariszischen Deckgebirges.
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III (1960) 1, S. 147-178
- [8] JUBITZ, K.-B. Beziehungen zwischen Stoffbestand und Bauformen im Tafeldeckgebirge (Methodische Gesichtspunkte und Probleme moderner tektonischer Grundlagenforschung im germanotypen Deckgebirge junger Tafeln - 20 Jahre Deckgebirgsforschung im Gebiet der DDR).
Geologie 18 (1969) 8, S. 911-941

- [9] JUBITZ, K.-B.; SCHMIDT, K. Zu einigen Aspekten des geowissenschaftlichen Erkenntnisprozesses unter den Bedingungen der wissenschaftlich-technischen Revolution.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 16 (1971) 3-5, S. 479 bis 502
- [10] PEJVE [PEIVE], A.V.;
PERFIL'EV, A.S.;
RUŽENCEV [RUZHENTSEV], S.V. Problem of intercontinental geosynclines.
Internat. geol. Congr. 24th Sess. 3 (1972),
S. 486-493
- [11] PEJVE, A.V.; u.a. Die Paläozoiden Eurasiens und einige Probleme der Entwicklung des Geosynklinalprozesses [Russ.].
Sov. Geol. (1972) 12, S. 7-25
- [12] ŠATSKIJ, N.S. Paragenesen sedimentärer und vulkanogener Gesteine [Russ.].
Izv. AN SSSR, Ser. geol. (1960) 5, S. 3-23
- [13] STILLE, H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik.
Berlin: Gebr. Borntraeger 1924
- [14] VAN BEMMELEN, R.W. Geotektonische Stockwerke (Eine relativistische Hypothese der Geotektonik).
Mitt. geol. Ges. Wien 55 (1962), S. 209-232

Über sogenannte weltweite Transgressionen und Regressionen

Von ALEKSANDR LEONIDOVIC JANSIN, Moskau

Vor kurzem sind die "Grundlagen der Tektonik" von JEAN GOGUEL in russischer Übersetzung erschienen. Dieses Werk enthält eine Reihe wertvoller Gedanken nicht nur für den Tektoniker, sondern für jeden Geologen. Ein Wort daraus möchte ich diesem Aufsatz voranstellen: "Einen Fortschritt kann es in der Geologie nur dann geben, wenn selbst lieb gewordene Hypothesen ständig überprüft und ihre Folgerungen in Frage gestellt werden. Es ist viel schlechter, einer bestimmten Erscheinung eine falsche Erklärung zu geben, die andere Interpretationen ausschließt und die uns in eine Sackgasse führt, als diese Erklärung zu verwerfen und unseren Fehler einzugestehen. Wir müssen unsere Unkenntnis auch zugeben können" (GOGUEL 1969).

In der historischen Geologie hat sich seit vielen Jahrzehnten eine Vorstellung fest verankert: In bestimmten Epochen sind alle Kontinente gleichzeitig abgesunken, der Wasserspiegel der Weltmeere ist angestiegen, und große Gebiete sind unter Bildung von Epikontinentalbecken überflutet worden. Danach folgten jeweils Zeiten, in denen die Kontinente gleichsam "auftauchten" und in denen es zu großen Regressionen kam, die mit der kaledonischen, variszischen, alt- und jungkimmerischen sowie alpidischen Faltung in Zusammenhang gebracht werden. Die Maxima der Transgressionen entsprechen dabei den Zeiten zwischen den Faltungsepochen.

Die Anhänger einer zyklischen Krustenentwicklung verweisen auf die große Bedeutung der weltweiten Transgressionen und Regressionen. So lesen wir z.B. bei MARTJANOV (1968), "daß die erstaunlichste Tatsache, welche die Geologie nachgewiesen hat, in einer periodischen Überflutung der Kontinente besteht" und "daß die von den Geologen im Verlauf von zwei Jahrhunderten gesammelten Fakten eine der großartigsten Erscheinungen der Naturwissenschaft aufgedeckt haben: die globale Gleichzeitigkeit von Hebung und Senkung der Kontinente, d.h. die Pulsationen der Erde".

Die Idee der Gleichzeitigkeit großer Transgressionen und Regressionen in verschiedenen Kontinenten hat meines Wissens erstmalig SUSS in seiner klassischen Arbeit "Das Antlitz der Erde" (1888, 1909) formuliert. Bald danach schrieb EMILE HAUG (1911) von der Oxford-Transgression als von einem Ereignis mit planetarer Bedeutung.

Auch STILLE (1925 u.a.) spricht in seinen Arbeiten mehrfach davon, daß nach jeder Faltungsphase Senkung und Transgression folgen. Da nach Meinung STILLES die Faltungsphasen weltweit wirksam waren, mußte das auch für die nachfolgenden Transgressionen zutreffen. Die Anzahl der tektonischen Phasen nimmt nach STILLE im Verlauf der Erdgeschichte zu, so daß nach jeder Tektogenese die Phasen immer häufiger aufeinanderfolgen. Das bedeutet zunehmende Frequenz der Spiegelschwankungen des Weltmeeres sowie der Transgressionen und Regressionen. Diese Vorstellungen STILLES sind in Form der bekannten und in vielen geologischen Arbeiten übernommenen Kurven dargestellt worden.

In den Arbeiten VON BUBNOFFS finden wir diese Vorstellungen am ausgeprägtesten formuliert. So schreibt er in seinen "Grundproblemen der Geologie": "Ich gehe von der Tatsache aus, daß es in der postpräkambrischen Entwicklung mehrere Transgressio-

nen gab, die sich über den ganzen Erdball ausbreiteten und die einer allgemeinen Absenkung und Überflutung der Festländer entsprachen, und zwar im Oberen Ordovizium, Devon, Kelloway und Cenoman sowie möglicherweise auch im Unteren Oligozän" (VON BUBNOFF 1960). Der Autor untersucht dann eingehend den Verlauf der zu diesen weltweiten Transgressionen führenden geologischen Ereignisse. Danach lassen sich in jedem der 5 Zyklen, in die man die Erdgeschichte von Beginn des Kambriums bis zum Neogen gliedern kann, zunächst zwei kleinere vorbereitende Transgressionen ausscheiden, die von Regressionen unterbrochen werden. Anschließend folgen die Zeit der Haupttransgression oder Inundation sowie die Phasen der Differentiation, Regression und Emersion. Der erste, altpaläozoische Zyklus umfaßt die Zeit von Beginn des Kambriums bis einschließlich Unterdevon mit Inundation im Oberen Ordovizium. Der zweite, jungpaläozoische Zyklus fällt in die Zeit zwischen dem Ende des Unterdevons und dem Unterperm, gebietsweise der Trias, mit Inundation im Oberdevon; der dritte, altesozoische Zyklus reicht vom Oberperm, gebietsweise von der Mittleren Trias, bis zum Wealden, mit Inundation im Kelloway-Kimmeridge; der vierte, jungmesozoische Zyklus dauert vom Neokom bis zum Paläogen (Mont), mit Inundation im Turon; und schließlich der fünfte, alttertiäre Zyklus vom Eozän bis zum Aquitan mit Inundation, d.h. maximaler Transgression, in der zweiten Hälfte des Unteroligozäns. Wir befinden uns derzeit im sechsten Zyklus der noch nicht abgeschlossenen phanerozoischen Entwicklung. Da nach VON BUBNOFF jeder folgende Zyklus um etwa $2/3$ kürzer als der vorangegangene ist, verläuft die Krustenentwicklung in Form einer Spirale.

Auch in der sowjetischen Geologie ist viel über globale Transgressionen und Regressionen geschrieben worden. So untersucht z.B. STRACHOV in seiner "Historischen Geologie" (1938) an einer Reihe von Beispielen die Beziehungen zwischen vertikalen tektonischen Bewegungen in Geosynklinalen und in den angrenzenden Tafeln. Dabei kommt er zu folgendem Ergebnis: Die Bewegungen verlaufen nicht mit entgegengesetztem Vorzeichen, wie es HAUG annahm, vielmehr gehen Faltung und Gebirgsbildung in den Geosynklinalen stets mit Hebungsbewegungen in den benachbarten Tafeln parallel, wie es den Ansichten von ARCHANGELSKIJ und STILLE entspricht. Mit anderen Worten: Tafeln und Geosynklinalen der verschiedenen Kontinente unterliegen gleichzeitiger Hebung und Senkung und werden ebenfalls gleichzeitig von Transgressionen und Regressionen betroffen.

Zum Thema der weltweiten Transgressionen und Regressionen nimmt auch BELOUSOV in seiner "Allgemeinen Tektonik" (1948) Stellung: "Ein Schwingungsrhythmus kommt gewöhnlich dadurch zustande, daß sich auf der Erdoberfläche überwiegende Hebung und Senkung einander ablösen, so daß sich bestimmte Zeiten durch große, nahezu weltweite Transgressionen, andere dagegen durch ebenfalls nahezu weltweite Regressionen auszeichnen. Die Periode der größten Pulsationen beträgt etwa 150 Mill. J."

Speziell mit Fragen einer periodischen Krustenentwicklung und weltweiter thalasso-krater und geokrater Bewegungen haben sich NALIVKIN (1965) und BALUCHOVSKIJ (1968) auseinandergesetzt. Auch LUNGERSGAUZEN (1956, 1957, 1963) und die sog. "Astrogeologen" - MALINOVSKIJ, ORLOVA, STOVAS, STUPAK, KATTERFELD u.a. - sind diesen Fragen in zahlreichen Aufsätzen nachgegangen. Unlängst hat NAJDIN (1971) eine interessante Arbeit über Spiegeländerungen des Weltmeeres im Meso-Känozoikum und die damit zusammenhängenden allgemeinen Transgressionen und Regressionen vorgelegt. Eine umfangreiche Literatur zum gleichen Thema liegt auch von westeuropäischen Autoren vor, so u.a. von KOSSMAT, UMBGROVE und in jüngster Zeit von ARKELL, HALLAM u.v.a.

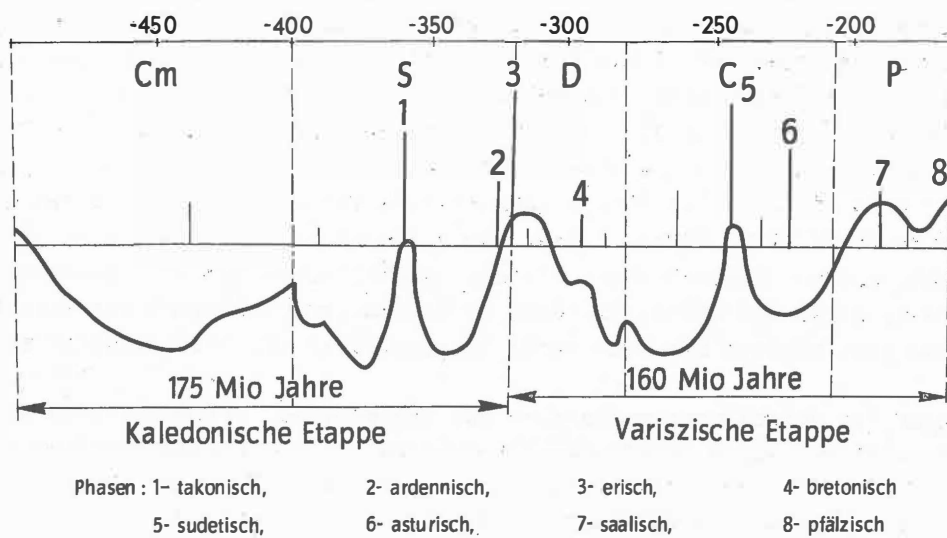


Abb. 1 Schema der Krustenbewegungen während des Paläozoikums (nach STILLE)

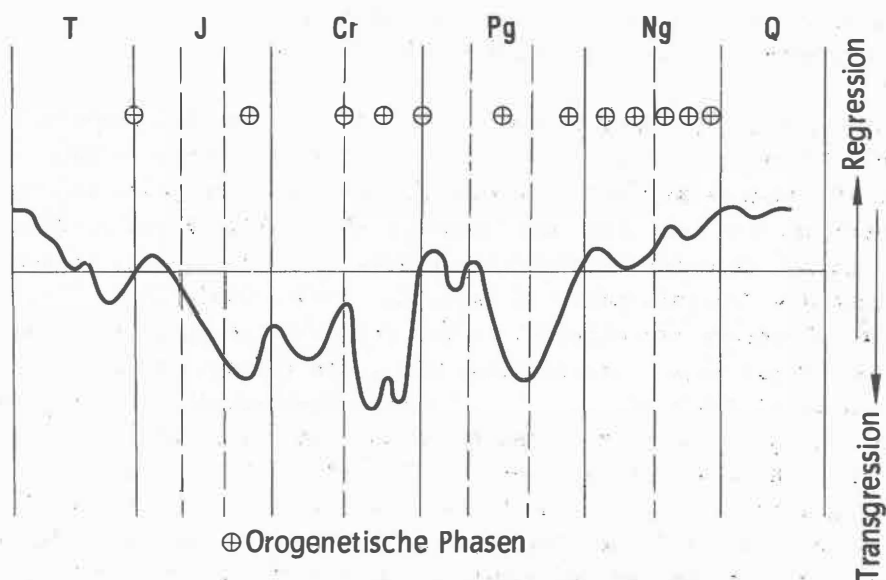


Abb. 2 Schema der Krustenbewegungen während des Mesozoikums und Känozoikums (nach STILLE)

Die in der historischen Geologie entstandenen Vorstellungen von einer planetaren Gleichzeitigkeit der großen Transgressionen und Regressionen haben sich gleichsam metastasenartig auch in vielen anderen Bereichen der Geologie ausgebreitet. In der Tektonik gründen sich auf diese Ideen die sog. "Pulsations"hypothesen, nach denen sich der gesamte Erdball mit mehr oder weniger regelmäßiger Periodizität ausweitet bzw. sein Volumen verkleinert. Erste Hinweise dafür finden wir z.B. in dem Buch "Die Deformationen der Erdkruste" von BUCHER (1933), der in den weltweiten Transgressionen und Regressionen den Hauptbeweis für eine periodische Pulsation des Erdvolumens sieht. In den von BUCHER als diastolisch bezeichneten Epochen einer Volumenvergrößerung der Erde hat sich die Kruste ausgeweitet, die Kontinente tauchten ab und wurden vom Meer überflutet. Danach folgte ein allgemeiner Reliefausgleich. Ihnen stehen die Epochen einer Volumenabnahme, die sog. systolischen Epochen, gegenüber, in denen die Kruste eingeeignet wurde, in denen es in den Geosynklinalen zur Faltung und Gebirgsbildung kam, während die Kontinente herausgehoben und trockengelegt wurden.

Die Anhänger der Pulsationshypothese in der Sowjetunion, OBRUCHEV (1940) und USOV (1940), haben sich bei ihren Untersuchungen weniger auf die Transgressionen und Regressionen bezogen, sondern vielmehr auf die jeweiligen Anfänge von Ausweitung und Einengung. Aber auch aus dieser Konzeption resultierte, daß die Transgressions- und Regressionsepochen weltweite Verbreitung haben müßten. Auch in seinem unlängst erschienenen Buch "Die Energie der Erde" stützt sich MARTJANOV auf weltweite Transgressionen und Regressionen, um die Pulsationshypothese zu beweisen: "Zu den großen Überflutungen und Trockenlegungen, die sich in der Erdgeschichte ständig ablösen, konnte es - gleiche Wassermenge vorausgesetzt - nur als Ergebnis von Spiegelschwankungen des Welteozans kommen. Daraus folgt, daß die einzige Ursache für die großen Transgressionen und Regressionen nur die Veränderungen der Erdoberfläche, d.h. die Pulsationen des Erdvolumens, sein können" (MARTJANOV 1968).

Die gleichen Ideen sind auch in die Lithologie eingegangen. PUSTOVALOV stellte im Jahre 1940 das "Gesetz der Periodizität der Sedimentbildung" auf. Ein Element dieses Gesetzes ist die Zunahme mariner Sedimente in den Zeiten zwischen den "globalen geologischen Revolutionen", und zwar als Ergebnis einer allgemeinen Absenkung der Kontinente und damit großräumiger Verbreitung mariner Transgressionen. In der gleichen Richtung liegen die Vorstellungen von KAZARINOV (1958, 1962, 1963, 1964 u.a.), der ebenfalls eine planetare Periodizität in der Sedimentbildung postuliert. Daß bei ihm die Anzahl der Zyklen in der Krustenentwicklung des Phanerozoikums um das Vierfache größer ist als bei PUSTOVALOV, bleibt im Prinzip unerheblich. Danach kommt es auf der Erde überall und gleichzeitig zu Heraushebungen, die ihrerseits zu einer allgemeinen Regression und im Sedimentationsprozeß zu einer verstärkten Zufuhr frischer polymikter Klastika führen. Dann werden die herausgehobenen Festlandsgebiete erodiert und unterliegen einer tiefgreifenden Verwitterung; das nun überwiegend monomikte klastische Material nimmt bei weitgehend eingeebnetem Relief ab, und als Ergebnis der jetzt vorherrschend negativen Krustenbewegungen kommt es gleichzeitig und in vielen Gebieten - so im Baltikum, auf der Sibirischen Tafel und im Fernen Osten - zu großräumigen Transgressionen.

Es fehlt auch nicht an Versuchen, die Idee weltweiter Transgressionen und Regressionen auf den Bereich der Stratigraphie auszudehnen. So sollte ebenfalls nach KAZARINOV bei der Korrelierung des Altpaläozoikums im Baltikum und auf der Sibirischen Tafel nicht von den Faunen, sondern von einem sog. Monomineralkoeffizienten der klastischen Gesteine ausgegangen werden.

NALIVKIN (1965) schlug auf Grund von Transgressions- und Regressionszyklen vor, die Untergrenze des Kambriums zwischen Lena- und Aldan-Stufe zu legen, wobei die Aldan-Stufe bereits dem Fränkambrium zugerechnet wird. Nach dem gleichen Prinzip sollte das Tremadoc in das Oberkambrium gestellt werden; auch das Devon ist durch Einbeziehung des Downtons im Liegenden und des Tournais im Hangenden zu erweitern. Für die Liegend- und Hangendgrenze der Trias forderte NALIVKIN ebenfalls eine Überprüfung. Im Gegensatz dazu schlug TICHOMIROV (1956) vor, das Unterdevon in das Silur zu stellen, da es die kaledonische Krustenentwicklung "abschließt". Ein Vorschlag von LUNGERSGAUZEN (1957) sieht vor, die Grenze von Ordovizium und Silur nach unten, die vom Karbon und Perm nach oben zu verlegen, die Perm-Trias-Grenze zu überprüfen und das Mesozoikum mit dem Stefan beginnen zu lassen. Ähnlicher Art ist der von SIVOV (1954, 1955 u.a.) geäußerte Vorschlag, bei der Fernkorrelation auf biostratigraphische Methoden ganz zu verzichten, statt dessen von der Korrelation von Schichtlücken sowie transgressiven und regressiven Teilen sedimentärer Zyklen auszugehen, für die er eine strenge planetare Gleichzeitigkeit postuliert.

Mit weltweiten Krustenbewegungen versuchen einige Paläontologen die Entwicklung der Lebewelt unseres Planeten in Zusammenhang zu bringen: Zeiten des Entstehens, des Aufblühens und des Aussterbens ganzer Faunen- und Florengruppen. SCHINDEWOLF (1950) stellte solche Beziehungen auf und suchte später nach kosmischen Faktoren für das Aussterben. In der amerikanischen Literatur sind SIMPSON (1953, 1956, 1959) und besonders NEWELL (1952, 1956, 1959, 1962, 1965, 1969 u.a.) zu nennen, in der Sowjetunion waren es für die jungpaläozoischen Ammonoideen RUŽENCOV (1957) und für die paläozoischen Foraminiferen MIKLUCHO-MAKLAJ (1958). Eine sehr elegante Hypothese über den Mechanismus der Beziehungen zwischen Orogenese, Regressionen und organischer Entwicklung hat LIČKOV (1945) entwickelt. Der Autor gliedert die Entwicklung seit dem Kambrium in 6 tektonische Revolutionen, als deren Ergebnis es jeweils zu einer intensiven Reliefbildung der Erdoberfläche, gleichzeitig zu maximaler Denudation gekommen ist. Die Folge ist eine Zunahme der durch die Wässer abgelaugten Salze, die auf dem Festland in den Boden gelangen und dort optimale Bedingungen für die Entwicklung der Vegetation und damit auch für die direkt oder indirekt von den Pflanzen abhängige Tierwelt der Kontinente schaffen. Die mineralischen Nährstoffe aus den jungen Gebirgen gelangen demgegenüber durch die Flüsse auch in das Meer, so daß günstige Bedingungen für die marine Tier- und Pflanzenwelt im Sinne einer verstärkten Artenbildung entstehen. In Zusammenhang mit der auf dem gesamten Planeten folgenden Einebnung der Gebirge nimmt die Denudation und damit auch die Zufuhr von Nährstoffen ab. Es entwickeln sich Transgressionen, wegen des Fehlens von Gebirgen jedoch unter xerothermen Klimabedingungen, so daß in diesen Epochen die marinen und festländischen Faunen und Floren aussterben.

Im Gegensatz dazu nimmt ESKOLA (1956) an, daß die Zeiten intensiver Orogenesen nicht mit dem Aufblühen organischen Lebens und verstärkter Artenbildung, sondern umgekehrt mit Epochen des großen Artensterbens zusammenfallen.

In seiner Monographie "Die Ursachen des Aussterbens der Organismen" unterzieht DAVITAŠVILI (1969) die Hypothese von den Beziehungen zwischen organischer Entwicklung und orogenetischen Epochen bzw. weltweiten Krustenbewegungen einer überzeugenden Kritik. So sind insbesondere die Ausgangsdaten zu überprüfen, da die Zeitwerte für das Erscheinen, die Entwicklung und das Aussterben der großen Organismengruppen meist sehr ungenau und veraltet sind.

Zahlreiche Arbeiten - besonders sowjetischer Autoren - haben den Problemkomplex der Beziehungen zwischen weltweiten Transgressionen/Regressionen und der Bewegung der Erde im kosmischen Raum untersucht. Hier sind zu nennen: die Vorstellungen von LUNGERSGAUZEN (1957, 1963) über entsprechende Zusammenhänge mit dem vollen Durchlauf des Sonnensystems um das Zentrum der Galaxis im Zeitraum von 190 - 200 Mill. J. und mit der etwa 90 Mill. J. umfassenden sog. "Drachenperiode" der Astronomen, die Vorstellungen von TAMRAZJAN (1959) über einen Zusammenhang zwischen dem Durchgang des Sonnensystems durch die Galaxis-Ebene und dem Gleichgewichtskörper der Erde, ferner von MILANOVSKIJ (1963, 1965), der wahrscheinliche Beziehungen zwischen geologischen Prozessen und dem Zeitraum des galaktischen Jahres vermutet, ORLOVA und CAREGRADSKIJ (1963), die Einflüsse durch die Änderungen der Erdumlaufgeschwindigkeit annehmen, und schließlich die von BALUCHOVSKIJ (1968) vorgeschlagene Astroresonanzhypothese zur Erklärung der Zyklizität irdischer Prozesse. Daraus wird ersichtlich, daß die Vorstellung weltweiter Transgressionen und Regressionen nicht nur in die historische Geologie Eingang gefunden, sondern auch eine Reihe anderer geologischer Disziplinen z.T. wesentlich beeinflußt hat. Inzwischen sind jedoch erste Zweifel an der Richtigkeit dieser Hypothese angemeldet worden.

Fast alle Autoren sehen einen Zusammenhang zwischen weltweiten Regressionen und Gebirgsbildungen sowie zwischen Transgressionen und den dazwischenliegenden Epochen. Wir sind jedoch bei der Bearbeitung der "Tektonischen Karte Eurasiens" zu dem Ergebnis gekommen, daß es weder planetare Faltungsphasen noch planetare Faltungsepochen gab, daß es sich vielmehr um sehr langzeitige und zudem im pazifischen und atlantischen Segment zeitlich voneinander abweichende Vorgänge gehandelt hat. Wenn es aber planetare Faltungsepochen nicht gegeben hat, darf man dann noch von weltweiten Transgressionen und Regressionen sprechen? Diese Frage ist in der Monographie "Tektonik Eurasiens" nicht beantwortet worden. Ich habe mich deshalb speziell mit ihrer Lösung befaßt, wobei sich zwei interessante Aspekte ergeben haben.

1. Eine ganze Reihe von Tatsachen widerspricht den zeitlichen Vorstellungen von weltweiten Transgressionen und Regressionen. So gilt z.B. das Unterdevon in Zusammenhang mit der kaledonischen Orogenese allgemein als Zeit der Emersion und Regression. In Südafrika und in großen Gebieten des südamerikanischen Tafelbereiches liegt jedoch marines Unterdevon transgressiv auf älteren Gesteinen bis zu archaischen Gneisen des Brasilianischen Schildes. Als zweite paläozoische Emersions- und Regressionsepoche gilt das Unterperm, obwohl in dieser Zeit das Meer in zahlreichen Gebieten transgredierte: in der Wiljui-Senke der Sibirischen Tafel, in den Innenmassiven Nordostsibiriens, in Sichote-Alin, an den Rändern des Bureja-Massivs, in der südlichen Mongolei, in Japan, Südchina, Neuseeland, in einer Reihe von Gebieten der westlichen USA sowie in anderen Randgebieten des Pazifiks. Andererseits suchen wir die für Europa so charakteristischen Transgressionen im Oberdevon - Unterkarbon und im Oberjura in den Profilen des Fernen Ostens und auf den Tafeln der Südhemisphäre vergeblich.
2. Es hat sich herausgestellt, daß Anzahl und Zeit der "weltweiten" Transgressionen und Regressionen bei den verschiedenen Autoren keineswegs zusammenfallen. Diese Frage ist jedoch so wichtig, daß sie eingehender behandelt werden muß.

VON BUBNOFF hat im Phanerozoikum 5 Großzyklen mit je zwei "vorbereitenden" und einer Haupttransgression, d.h. seit Beginn des Kambriums insgesamt 15 weltweite Transgressionen, ausgeschieden. Bei NALIVKIN (1965) fallen in diese Zeit jedoch 17 (bzw. 22 unter Einschluß der weniger bedeutenden) Transgressionen, bei STOVAS (1963) und

LI-SY-GUAN (1952) 21, während nach BALUCHOVSKIJ (1968) das Krustenprofil vom Unterkambrium bis zum Holozän in 56 jeweils transgressiv liegende Makrozyklen gegliedert wird.

Sehr verschieden sind auch die Vorstellungen über die Periodizität der weltweiten Transgressionen. STILLE, VON BUBNOFF und STOVAS nehmen an, daß die Dauer der Entwicklungszyklen abnimmt, so daß sich auch der Wechsel von Transgressionen und Regressionen beschleunigt, nach Berechnungen von BALUCHOVSKIJ (1968) von 12 Mill. J. im Kambrium bis auf 8,6 Mill. J. im Paläogen und Neogen. Demgegenüber vertreten andere Autoren die Meinung, daß im Verlauf des Phanerozoikums die Transgressionen in etwa gleichen Zeitabschnitten erfolgen, wobei NALIVKIN (1965) zwischen zwei Transgressionen einen Zeitraum von 29 bis 41 Mill. J. (Durchschnitt 35 Mill. J.), LUNGERSGAUZEN (1963) Werte von 38 bis 45 Mill. J. und TAMRAZJAN (1964) Werte von 35 bis 55 Mill. J. (Durchschnitt 45 Mill. J.) angeben.

Bei derart unterschiedlichen Meinungen über die Anzahl der Transgressionen und ihre Periodizität müssen die einzelnen Autoren auch über den Charakter der Krustenentwicklung in ein und derselben Epoche zu ganz verschiedenen Ergebnissen kommen. So nimmt z.B. VON BUBNOFF im Oberen Ordovizium eine weltweite Transgression an, während nach NALIVKIN am Ende des Oberen Ordoviziums eine allgemeine Regression erfolgt ist. Das Unterdevon ist nach Meinung der meisten Autoren, insbesondere der sowjetischen, eine Zeit der Kontinentalhebungen und Regressionen, während in VON BUBNOFFs Schema hier die erste Transgression des jungpaläozoischen Zyklus liegt. Die maximale Transgression dieses Zyklus fällt nach VON BUBNOFF in das Oberdevon, nach STRACHOV jedoch in das Visé. Im Devon gab es nach VON BUBNOFF drei weltweite Transgressionen, die von Regressionen unterbrochen waren, nach LI-SY-GUAN dagegen nur eine mit einem Maximum im mittleren Mitteldevon. NALIVKIN und MARTJANOV sehen im Obereozän eine weltweite Transgression, VON BUBNOFF und STOVAS dagegen eine mit der pyrenäischen Phase zusammenhängende allgemeine Regression. Während MARTJANOV im Unteren Oligozän eine Trockenlegung sogar von Teilen des Pazifischen Ozeans annimmt, liegt nach VON BUBNOFF in dieser Zeit die Haupttransgression des alttertiären Zyklus. Ähnliche Beispiele ließen sich beliebig fortsetzen.

Die offensichtlich widersprüchlichen Meinungen über die konkrete Zeit der globalen Transgressionen und Regressionen bestärkten mich in meinem Zweifel an ihrer tatsächlichen Existenz und ließen mich nach einer Methode suchen, diese Zweifel zu überprüfen. Ein hinreichend zuverlässiges Verfahren bot sich in Zusammenhang mit den in den letzten Jahren veröffentlichten paläogeographischen Atlanten an, insbesondere mit dem "Atlas lithologisch-paläogeographischer Karten der UdSSR" i.M. 1 : 7,5 Mill. Jede der 30 Karten dieses Atlas besteht aus zwei Blättern, die bei 90° ö.L. aneinander grenzen (Abb. 3). Auf jeder Karte wurden mit einem Planimeter die vom Meer bedeckten Gebiete ausgemessen; die entsprechenden Werte wurden als Punkte in eine Graphik aufgetragen, deren Abszisse der absoluten Zeitskala entspricht. Aus den Punkten wurden für den westlichen und östlichen Teil der UdSSR sog. epirogenetische Kurven konstruiert.

Zum Vergleich wurden für andere Gebiete weitere derartige Kurven aus folgenden Kartenwerken errechnet: aus dem von SCHUCHERT bearbeiteten "Paläogeographischen Atlas Nordamerikas", aus der Monographie "Geologische Entwicklung der Japanischen Inseln" (1968), aus den Karten der Monographie "Geologische Entwicklung Australiens und Neuseelands" von BROWN, CAMPBELL & CROOK und schließlich für Südamerika aus der Arbeit von MESNER & WOOLDRIDGE (1964).

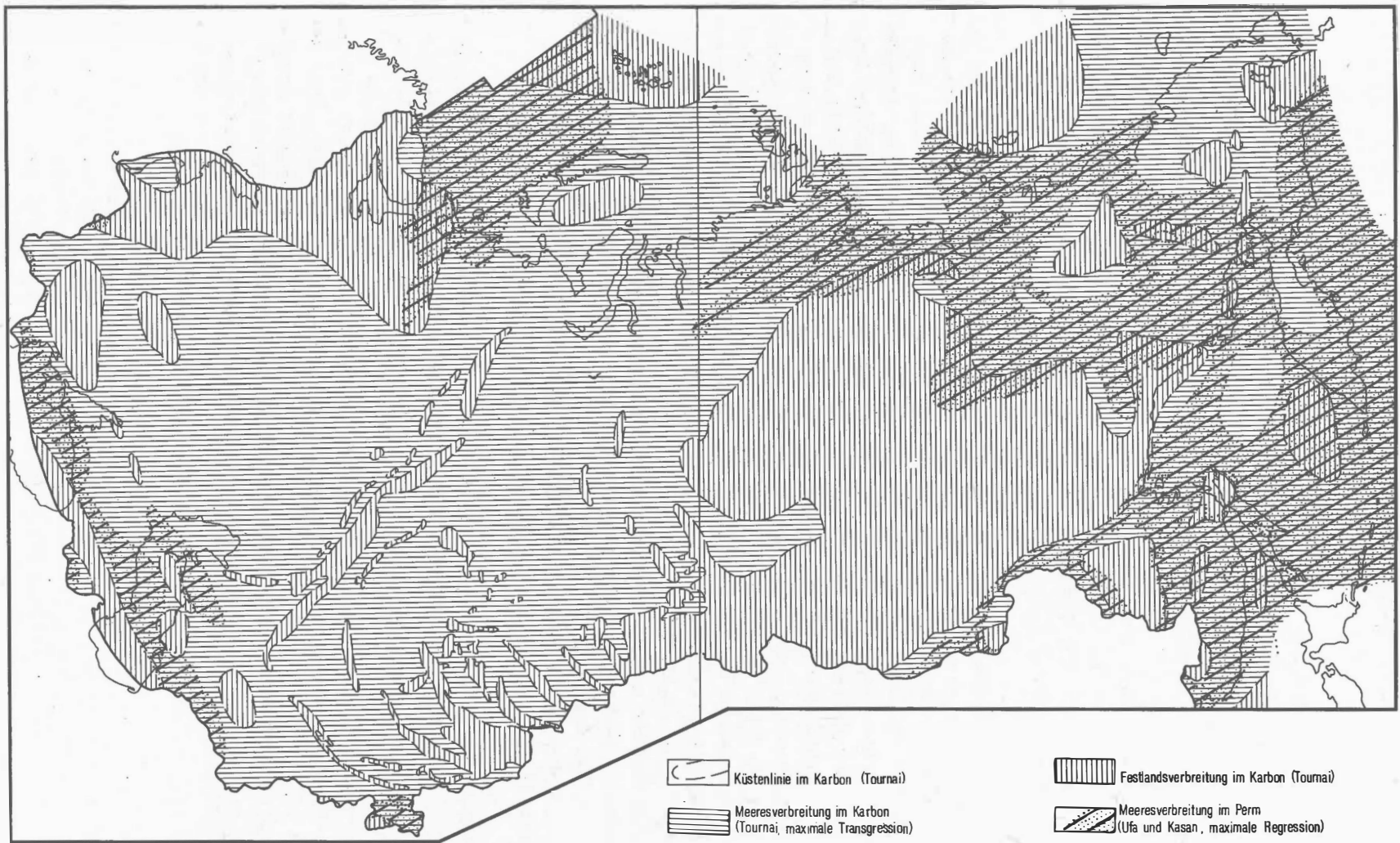


Abb. 3 Paläogeographische Karte der UdSSR

Auf der Karte sind die Umrise der Land-Meer-Verteilung eingetragen, entnommen aus zwei Karten des "Lithologisch-paläogeographischen Atlas der UdSSR": Karten des Tournai (Transgressionszeit) und des Ufa (Regressionszeit)

Die Darstellung zeigt deutlich, daß alle Hebungs- und Senkungskurven sowohl in der Anzahl der Transgressionen und Regressionen als auch in ihrer Zeitlichkeit voneinander abweichen. In der Kurve der westlichen UdSSR erkennen wir weder die 56 Transgressionen BALUCHOVSKIJS noch die 17 Transgressionen NALIVKINS; zu erkennen sind jedoch die der kaledonischen, variszischen und alpidischen Faltung entsprechenden Kurvenabschnitte. Eine erste Transgression beginnt im Unterkambrium, erreicht im Mittleren Ordovizium ihren Höhepunkt und wird von einer unterdevonischen Regression abgelöst. Eine zweite Transgression beginnt am Ende des Unterdevons, ihr Maximum liegt im Visé, ihr folgt nach der variszischen Faltung im Zeitraum Oberperm - Unterer Jura eine weiträumige Regression. Die dritte Transgression setzt im Mitteljura ein, erreicht im Turon ein erstes Maximum, nach einem kurzen Rückgang im Obereozän ein zweites und wird im Neogen von einer großen Regression abgelöst, die von den zahlreichen kleineren Transgressionen im Pontus-Kaspi-Becken unbeeinflusst bleibt.

Vergleichen wir damit die Kurven der anderen Kontinente, so zeichnen sich ganz andere Höhepunkte und eine ganz andere Anzahl der Transgressionen und Regressionen während des Phanerozoikums ab. In Südamerika liegen z.B. die Höhepunkte der Transgression im Untersilur, Unterdevon, Mittelkarbon, Unterperm sowie in der Unterkreide, in Australien sind es dagegen nur 3 Transgressionen während des gesamten Phanerozoikums, und zwar im Mittelkambrium, im Unterordovizium und in der Unterkreide. Die für den östlichen Teil der UdSSR berechnete Kurve zeigt ein Transgressionsmaximum im Unterjura, als im europäischen Teil der UdSSR eine Regression erfolgte.

Der Genauigkeitsgrad paläogeographischer Karten ist naturgemäß relativ und wird z.T. durch ein subjektives Element des Bearbeiters beeinflusst. Trotzdem können diese ohne vorgefaßte Meinung bearbeiteten Sammeldarstellungen einer großen Datenmenge bestimmte Konzeptionen bestätigen oder widerlegen. In dieser Beziehung sind sie zuverlässig. Demgegenüber fehlen in allen epirogenetischen Kurven von Anhängern der zyklischen Erdentwicklung jegliche quantitative Berechnungen; sie geben lediglich eine Idee wieder.

Die für die einzelnen Kontinente auf Grund der paläogeographischen Karten berechneten Kurven zeigen jedoch, daß die Idee an sich konstruiert und falsch ist, daß es keinerlei weltweite Transgressionen und Regressionen gibt, daß Hebung und Senkung in den verschiedenen Großgebieten der Erdoberfläche sehr unterschiedlich verlaufen und daß der Streit über die Anzahl der weltweiten Transgressionen seit Beginn des Kambriums völlig gegenstandslos ist.

Wie konnte es dazu kommen, daß so viele bedeutende Geologen an eine nicht existente Erscheinung glaubten, ihren Einfluß auf die Tektonik, Lithologie, Stratigraphie und die Entwicklung der organischen Welt zu erklären suchten und dieser Erscheinung die verschiedensten Erklärungen gaben, angefangen von der Rotationsgeschwindigkeit der Erde bis zur Bewegung unseres Sonnensystems im Weltraum? - Bei der Beantwortung dieser Frage sollten vier Umstände berücksichtigt werden.

Erstens ist der Mensch bestrebt, für die von ihm zu untersuchenden Erscheinungen ein Ordnungsprinzip zu finden. Deshalb gehen viele, selbst bedeutende Wissenschaftler bei der Aufstellung von Entwicklungsgesetzen nicht von einer sorgfältigen Analyse der Fakten aus, sondern formulieren diese Gesetze zunächst auf deduktivem Wege und von bestimmten theoretischen Vorstellungen ausgehend und wählen dann einzelne

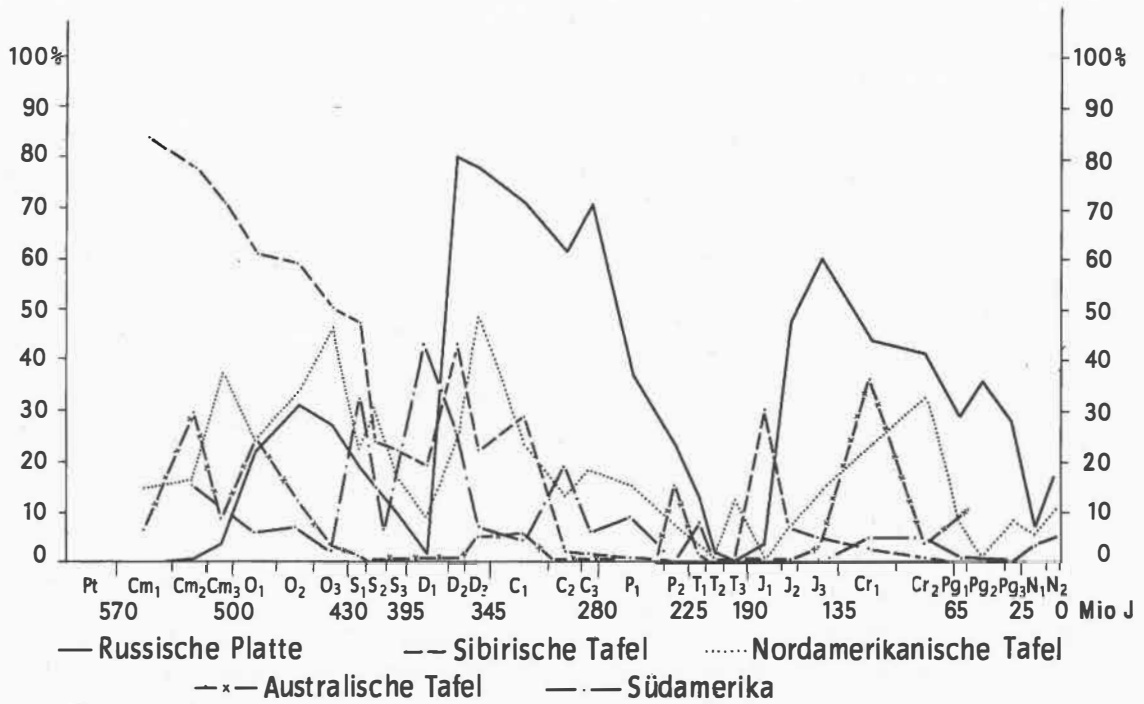


Abb. 4 Entwicklungskurven der Transgressionen und Regressionen im Bereich der alten Tafeln

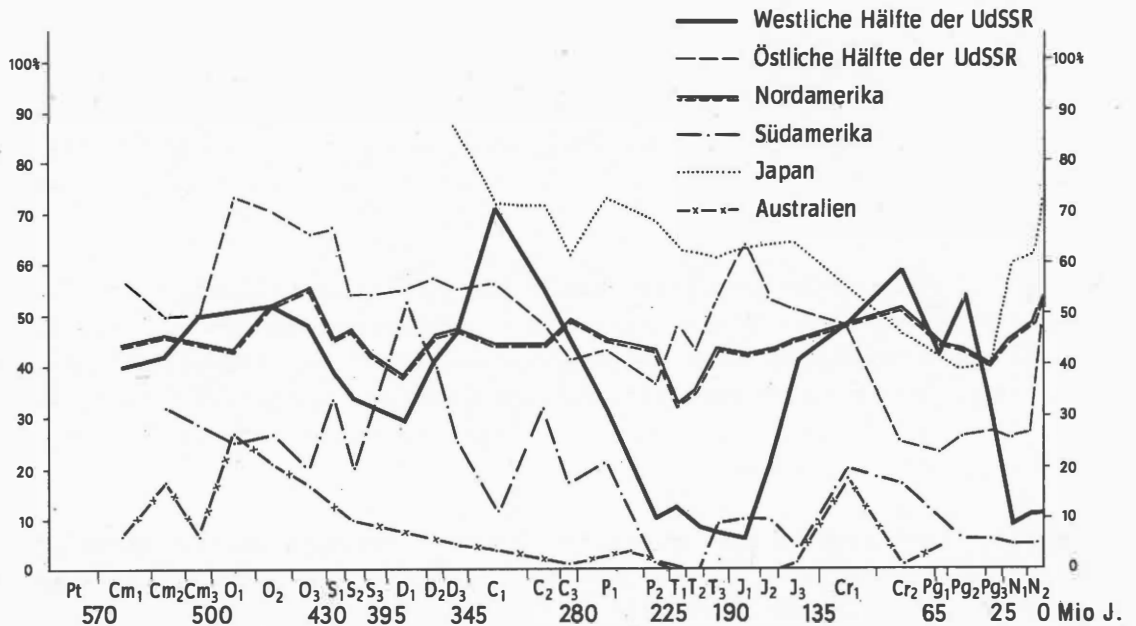


Abb. 5 Entwicklungskurven der Transgressionen und Regressionen in verschiedenen Großgebieten der kontinentalen Erdkruste

Fakten zu ihrer Erläuterung aus. Dieser nicht ganz richtige Erkenntnisweg wird bis heute in den verschiedensten Wissenschaften beschritten.

Zweitens wird, wie DAVITAŠVILI (1969) sehr zu Recht sagte, "eine hundert- und tausendfach wiederholte Lehrmeinung schließlich von den meisten Wissenschaftlern als unwiderlegbare Tatsache angesehen".

Drittens sollte nicht unerwähnt bleiben, daß die meisten Autoren von Hypothesen globaler Trans- und Regressionen zwar bedeutende Theoretiker, weniger jedoch Geologen mit weltweiten Geländeerfahrungen waren. Sicher ist es kein Zufall, daß sich unter den englischen Geologen - mit Ausnahme von ARKELL - kein Anhänger dieser Theorie findet, daß im Gegenteil englische Geologen, z.B. HENBEST (1952), WESTOLL (1954) und GEORGE, bereits vor mir gegen diese Vorstellungen kritisch Stellung bezogen haben. Die meist in vielen Gebieten der Erde arbeitenden Engländer wissen aus eigener Erfahrung sehr gut, daß der Entwicklungsgang in weit voneinander entfernten Gebieten sehr verschieden ist; deshalb auch ihre Skepsis gegenüber global gültigen epirogenetischen Kurven.

Viertens ist der große Einfluß persönlicher Untersuchungsergebnisse auf allgemeine Schlußfolgerungen zu nennen. Nicht zufällig war bei allen sowjetischen "Zyklikern" das Unterdevon eine Zeit der Emersion und Regression, während nach VON BUBNOFF in dieser Zeit die erste große Transgression des jungpaläozoischen Zyklus stattfand. Er mußte zu diesem Ergebnis kommen angesichts des mächtigen Unterdevons im Rheinischen Schiefergebirge und in den Ardennen, das in den Antiklinalen von Stavelot, Givonne und Rocroix auf isoklinal gefaltetem Altpaläozoikum liegt. Nicht ohne Grund fällt bei VON BUBNOFF im jungpaläozoischen Zyklus das Maximum der Transgression in das Oberdevon, bei den sowjetischen Geologen dagegen in das Visé. Denn die mitteleuropäischen Varisziden sind in bezug auf die Faltungszeit älter als der Ural, und in großen Gebieten liegt die Kulmfazies bereits regressiv, während in der UdSSR - auf der Russischen Tafel, im Ural und im Donbass - die maximale Transgression tatsächlich im Mittelvisé erfolgte.

In allen genannten Fällen wird der im Untersuchungsgebiet des jeweiligen Autors aufgestellte Entwicklungsgang unkritisch in den Rang einer planetaren Erscheinung erhoben. In diesem Zusammenhang sei an ein Wort GOETHEs erinnert: "Der Fehler vieler Geister ist, daß sie im Reflektieren sogleich vom Einzelnen ins Allgemeine gehen, anstatt daß man nur in der Gesamtheit das Allgemeine suchen kann."

Aus diesen Ausführungen darf jedoch nicht der Schluß gezogen werden, daß der Autor eustatische Spiegelschwankungen des Weltmeeres, die gleichzeitig an den Küsten verschiedener Kontinente nachweisbar sein müssen, ablehne. Diese eustatischen Schwankungen gibt es zweifellos. Wir wissen sehr gut, daß die im Zusammenhang mit der letzten Festlandsvereisung ablaufenden Vorgänge zu einer Spiegelerhöhung in spätquartärer Zeit geführt haben, ebenso wie die Entstehung der Festlandgletscher am Ende des Pliozäns mit einer Spiegelsenkung einherging. Frühere Niveauschwankungen des Weltmeeres wurden einerseits durch tektonische Bewegungen, z.B. Bildung der Mittelozeanischen Rücken, andererseits durch Lavaförderung und Sedimentation am Meeresboden bestimmt.

Erst wenn uns ausreichend genaue paläogeographische Karten aller Kontinente zur Verfügung stehen, können wir sie zusammenfassend miteinander vergleichen und den Ver-

lauf der eustatischen Spiegelschwankungen des Weltmeeres bestimmen. Zwei Aussagen sind jedoch schon heute möglich: Erstens waren die eustatischen Niveauschwankungen relativ gering und haben keine globalen Transgressionen und Regressionen ausgelöst. Zweitens verliefen die tektonischen Vertikalbewegungen in den verschiedenen Kontinentalgebieten in gleichen Zeiten mit unterschiedlichem Vorzeichen, so daß es in einem Gebiet zu Transgressionen und in anderen Gebieten unseres Erdballes gleichzeitig zu Regressionen kommen konnte.

Über die gegenwärtige Situation in der theoretischen Geotektonik
und zu den daraus resultierenden Aufgaben

Von VIKTOR EFIMOVIC CHAIN, Moskau

1. Entwicklungstendenzen der Geotektonik

Die Geotektonik hat erst vor einigen Jahrzehnten einen selbständigen Platz unter den geologischen Disziplinen eingenommen. In der Gegenwart kommt ihr zusammen mit der Geophysik, der Geochemie, der Petrologie und selbstverständlich unter Mitarbeit auch anderer Zweige der Geowissenschaften eine bevorzugte Stellung bei der Ausarbeitung einer allgemeinen Theorie der Erdentwicklung zu.

Als wesentlichstes Merkmal der Geotektonik ist die Orientierung auf Strukturen planetaren Maßstabs anzusehen. Der Beginn dieser Entwicklung war mit dem Entstehen der Lehre von den Geosynklinalen verbunden. Später erhielt die Lehre von den Tafeln gleiche Bedeutung. Zu einer modernen globalen Wissenschaft wird die Geotektonik jedoch erst in unseren Tagen durch die Einbeziehung der geologisch-geophysikalischen Arbeiten in den Ozeanen.

Die Entwicklung der Geotektonik stand besonders in der UdSSR, wo sie in erster Linie von Arbeiten TETJAEVs und BELOUSOVs bestimmt wurde, unter dem Einfluß der Ideen von der Selbstentwicklung der Materie und vom Vorherrschen vertikaler Bewegungen. Diese Ansichten teilten im wesentlichen auch ARCHANGEL'SKIJ und ŠATSKIJ, die führenden Vertreter der zweiten großen sowjetischen tektonischen Schule, sowie OBRUČEV und USOV, die Begründer der dritten, sibirischen Schule. In den Arbeiten von OBRUČEV und USOV nahm die allgemeine Konzeption der Tektogenese die konkrete Form der Pulsationshypothese an. In den USA vertrat BUCHER entsprechende Auffassungen. Sein Werk "The Deformation of the Earth's Crust" gehört zu den grundlegenden Beiträgen der neuen Wissenschaft. In Westeuropa entwickelte sich eine ähnliche, jedoch keineswegs identische Richtung der Geotektonik in den von der Kontraktionslehre beeinflussten Arbeiten STILLES und KOBERs. Allen genannten Autoren gemeinsam ist die fixistische Ausgangsposition. Nur VON BUBNOFF und KRAUS räumten die Möglichkeit bedeutender Horizontalverschiebungen einzelner Krustenbereiche ein, die nach KRAUS ihre Ursache in subkrustalen Strömungen haben. Auch HOLMES war ein aktiver Anhänger der letztgenannten Hypothese.

In dieser ersten Etappe wurde die Lehre von den Hauptstrukturelementen der Kontinente, den Faltensystemen und Tafeln, von den Stadien und Gesetzmäßigkeiten ihrer Entwicklung und von den Besonderheiten ihrer Tiefenstruktur ausgearbeitet. Die Anwendung der Fazies- und Mächtigkeitsanalyse erlaubte, die Geschichte der Vertikalbewegungen aufzudecken. Die Einführung des Begriffs der Faltungsepochen und Faltungsphasen führte zur Klassifizierung der Faltensysteme nach dem Alter der Hauptfaltung. Darauf aufbauend entwarfen STILLE, ARCHANGEL'SKIJ und ŠATSKIJ die ersten tektonischen Übersichtskarten. In den fünfziger Jahren erschien die Tektonische Karte der UdSSR; wenig später folgten tektonische Karten einzelner Kontinente. Als Grundlage für metallogenetische und Prognosekarten fanden die Ergebnisse der theoretischen Geotektonik auch unmittelbare praktische Anwendung.

Trotz der insgesamt positiven Bewertung dieser Entwicklungsetappe kann nicht übersehen werden, daß sich die mangelhaften Kenntnisse beispielsweise über die Gliederung des Präkambriums, über den Mechanismus der Tektogenese und über den Bau der tieferen Kruste und des Mantels nachteilig auswirkten.

Ein Umschwung setzte zu Beginn der sechziger Jahre ein. Gegen Ende dieses Jahrzehnts nahm er die Form einer radikalen Umbewertung der früheren Auffassungen an und führte zu einer Verschärfung der Gegensätze zwischen verschiedenen tektonischen Schulen. Dieser Wandel war schon am Ende der fünfziger Jahre durch die Entdeckung des mittelozeanischen Rücken- und Riftsystems sowie durch die paläomagnetischen Arbeiten vorbereitet worden. Sehr bedeutend waren ferner der Nachweis einer plastischen, teilweise (1 - 10 %) geschmolzenen Asthenosphäre unter der starren Lithosphäre, die Entdeckung gesetzmäßig angeordneter magnetischer und Wärmeflußanomalien, die weltweite Korrelation präkambrischer Gesteine mit Hilfe radiogeochronologischer Methoden, die Erfolge der experimentellen Petrologie, der Tiefenseismik und der Seismologie, die "Rehabilitierung" der Isostasie auf Grund von Untersuchungen in der Antarktis und in Grönland. Viele dieser Entdeckungen waren mit dem erfolgreich durchgeführten Projekt Oberer Mantel verbunden, andere mit der sich breit entfaltenden Erforschung der Ozeane vor allem durch amerikanische und sowjetische Expeditionen. Einen sehr großen Beitrag zur Erforschung der Ozeane lieferte in den letzten Jahren das Tiefseebohrprogramm mit der "Glomar Challenger". Immer größere Bedeutung erhalten Vergleiche mit Untersuchungsdaten vom Mond und den Planeten und die Erforschung der Erde, zum Beispiel ihres Schwerfeldes, mit künstlichen Satelliten. Es zeichnet sich die Möglichkeit ab, in absehbarer Zeit mit Hilfe eines auf dem Mond installierten Lasers wiederholte Entfernungsmessungen zwischen den Kontinenten durchzuführen.

Nie zuvor erhielt unsere Wissenschaft im Laufe von 10 bis 15 Jahren so viele prinzipiell neue Informationen wie seit dem Ende der fünfziger Jahre unseres Jahrhunderts. Dabei muß hervorgehoben werden, daß sie in der Hauptsache nicht das Ergebnis "klassischer" geologischer Methoden (Kartierung, Bohrungen) waren, sondern grundsätzlich neuer technischer Verfahren. Diese neuen Informationen zogen jene Revision eingebürgerter Vorstellungen auf dem Gebiet der theoretischen Geotektonik nach sich, die von WILSON und vielen anderen weitgehend zu Recht als Revolution in der geologischen Wissenschaft bewertet wird. Charakteristisch für die neue Entwicklungsetappe der Geotektonik ist ein Wiederaufleben des Mobilismus in Form einer Konzeption, die als Neue Globaltektonik (ISACKS, OLIVER & SYKES [247]) oder Plattentektonik (MORGAN [407]; LE PICHON [347]) bezeichnet worden ist. Die grundlegenden Etappen der Entstehung dieser Konzeption sind folgende:

1. die Idee von der Neubildung der ozeanischen Kruste an den Riftzonen der mittelozeanischen Rücken und ihrer Ausbreitung (Spreading) nach beiden Seiten unter dem Einfluß subkrustaler Strömungen (HESS [237]; DIETZ [167]);
2. die Entdeckung linearer, zu den Rückenachsen symmetrischer magnetischer Anomalien, ihre Interpretation nach der Spreading-Hypothese und die Korrelation mit den Umkehrungen des Magnetfeldes im oberen Pliozän und Pleistozän (VINE & MATTHEWS 1963 [567]);
3. die Vorstellung von den Transformstörungen (WILSON 1965 [577]);
4. die Extrapolation der Skala der Umkehrungen des Magnetfeldes bis in die oberste Kreide und damit die Datierung der streifenförmigen magnetischen Anomalien;

5. schließlich die Veröffentlichung der zusammenfassenden Aufsätze von MORGAN [40], LE PICHON [34], HEIRTZLER u.a. [22] und ISACKS, OLIVER & SYKES [24] im Journal of Geophysical Research (1968), in denen die neue Konzeption formuliert und begründet wurde. In der Arbeit von ISACKS, OLIVER & SYKES wurde sie erstmalig mit den Ergebnissen der Seismologie kombiniert.

Mit diesen Publikationen begann eine unerhört schnelle Ausbreitung der neuen Ideen, die bald die große Mehrheit der Geologen und Geophysiker aus den USA, Kanada und Großbritannien und einen Teil der französischen Forscher für sich gewonnen hatten. Hierzu trugen noch in nicht geringem Maße die ersten Resultate des Tiefseebohrprogramms bei. Nichtsdestoweniger nahm die Mehrheit der Geologen des westeuropäischen Festlandes eher eine abwartende Haltung ein. In der UdSSR unterstützte vor allem KROPOTKIN (1961, 1967) [31, 32] den Neomobilismus. Ein Anhänger großer Horizontalverschiebungen der Lithosphäre ist PEJVE, dessen Konzeption des Mobilismus sich jedoch von den Auffassungen der Anhänger der Neuen Globaltektonik unterscheidet. Heftige Ablehnung und Kritik finden wir in Arbeiten von AŽGIREJ (1971) [2], BELOUSOV (1968, 1970) [4, 5], KOSYGIN (1969) [30], KIRILLOVA und PETRUŠEVSKIJ (1972) [27] und ŠEJNMANN (1968, 1970) [49, 50]. Einige bedeutende sowjetische Tektoniker haben zu diesen Fragen bisher noch nicht Stellung genommen.

Wenn von der Neuen Globaltektonik oder Plattentektonik wie von etwas Neuem gesprochen wird, darf man nicht vergessen, daß im Prinzip ähnliche Auffassungen, allerdings auf wesentlich anderem Kenntnisstand, schon viel früher ausgesprochen worden sind. In diesem Zusammenhang ist an die bekannte Kontinentaldrift-Hypothese von TAYLOR und WEGENER zu erinnern, andererseits an die Hypothese der subkrustalen Strömungen von AMPFERER und SCHWINNER, die von GRIGGS und KRAUS weiterentwickelt wurde. Die Neue Globaltektonik erweist sich im wesentlichen als eine Synthese dieser beiden Ansichten. In den Arbeiten von HOLMES vom Ende der zwanziger Jahre finden wir einen nahezu vollständigen Vorläufer des Spreading-Schemas, das HESS und DIETZ zu Beginn der sechziger Jahre vorlegten, jetzt aber bereits fußend auf der Entdeckung des weltweiten mittelozeanischen Rückensystems.

2. Hauptthesen der Neuen Globaltektonik oder Plattentektonik

1. Die starre Lithosphäre zerfällt in eine relativ kleine Zahl (6 - 8) großer und - zum Beispiel im Mittelmeerraum - in einige kleinere stabile Platten, deren Grenzen im ozeanischen Bereich mit den Riftzonen der mittelozeanischen Rücken oder mit quer dazu verlaufenden Transformstörungen zusammenfallen. Am anschaulichsten äußert sich diese Einteilung der Lithosphäre in starre Platten und mobile Grenzplatten in der Konzentration der Erdbebenherde auf die mobilen Gürtel (BARAZANGI & DORMAN 1969 [3]).

2. Die Relativverschiebungen der Platten in den mobilen Gürteln äußern sich als Auseinanderrücken, als Überschiebung oder als Horizontalverschiebung. Die erste Bewegungsart erfolgt an den Riftzonen, die zweite in den sich aus Geosynklinalen entwickelnden Orogenzonen, die dritte an großen Transformstörungen, zum Beispiel an der Azoren-Gibraltar-Störung zwischen der Europäischen und der Afrikanischen Platte. Als Bestätigung dieser These sind die Untersuchungen über den Herdmechanismus der Erdbeben anzusehen (SYKES [54]).

3. In den Achsenzonen der mittelozeanischen Rücken steigt aufgeheiztes Material in Form eines Manteldiapirs auf, hebt die Kruste an und dringt in sie ein. Dabei entste-

hen basaltische Oberflächenergüsse und Intrusionen von Gabbros und serpentinierten Ultrabasiten. Beweise für diesen Prozeß sind positive Wärme-flußanomalien, reduzierte Geschwindigkeiten der seismischen Longitudinalwellen ($7,4 - 7,7 \text{ km s}^{-1}$) an der Krustenbasis, Basaltvulkanismus und Dredgeproben.

Diese drei ersten Punkte rufen keine Zweifel hervor, da sie eine genügend gesicherte Basis haben. Etwas anders steht es um die folgenden Thesen, in denen ebenfalls wichtige Elemente der Hypothese enthalten sind.

4. Es wird angenommen, daß die in die Achsenzonen der mittelozeanischen Rücken eindringenden Basalte in Abhängigkeit von den periodischen Inversionen des Magnetfeldes magnetisiert werden. Als Beweis dienen die symmetrisch verteilten linearen Anomalien und ihre Entsprechung in der Skala der Inversionen für die letzten 4 Millionen Jahre. Eine zusätzliche Bestätigung dieser Korrelation und der extrapolierten Skala von HEIRTZLER brachten die Tiefseebohrungen der "Glomar Challenger", durch die eine von den Ozeanrändern zu den Rückenachsen hin zunehmende Verjüngung der Basis der Sedimentschicht und darüber hinaus eine nahezu vollständige Übereinstimmung mit dem nach der HEIRTZLER-Skala vorausgesagten Alter festgestellt wurden.

Obwohl diese Tatsachen sehr beeindruckend sind, stellt ihre Deutung im Sinne der VINE-MATTHEWS-Hypothese nicht die einzige Möglichkeit dar. Zunächst ist nicht völlig klar, welches konkrete Element der ozeanischen Kruste die Anomalien hervorruft. Nach den Bohrergebnissen und magnetischen Untersuchungen an Dredgeproben erzeugen die Basalte der zweiten ozeanischen Schicht die Anomalien. Dabei handelt es sich jedoch nicht um große Gänge, wie die VINE-MATTHEWS-Hypothese fordert, sondern um typische Decken. Diese können keine regelmäßige und symmetrische primäre Anordnung zeigen, selbst wenn sie als Produkte von Spalteneruptionen betrachtet werden (VAN ANDEL 1968 [17]), obwohl das Problem dadurch etwas vereinfacht wird. Solche Begrenzungen könnten durch die an den Flanken der mittelozeanischen Rücken nachgewiesenen riftparallelen Verwerfungen hervorgerufen sein. VAN ANDEL diskutierte einen schichtförmigen Aufbau der mittelozeanischen Rücken aus Basalten und Sedimenten. Nach diesem - auch von BELOUSOV (1970) [5] befürworteten - "Jolka-Modell" werden die Basalte allmählich immer mehr durch Sedimente ersetzt. Es spricht einiges für dieses Modell, aber völlig unklar bleiben die Ursachen der idealen symmetrischen Anordnung der Decken, ihrer geradlinigen Begrenzung, der Parallelität der Grenzen zu den Rücken über große Strecken, der gesetzmäßigen Verringerung der Areale vulkanischer Tätigkeit (wir müßten nach diesem Modell überall in den Ozeanen vor der vollständigen Beendigung des Vulkanismus stehen).

Ein wesentlich anderes Modell hat UDINCEV (1970) [55] ausgearbeitet, hauptsächlich auf der Grundlage von Beobachtungen am Mittelindik-Rücken. Nach UDINCEV besteht die Achsenzone der Rücken senkrecht zum Streichen aus Blöcken von Gabbros und serpentinierten Ultrabasiten. Untersuchungen von PECERSKIJ & MIRLIN (1971) [41] haben gezeigt, daß die linearen Anomalien sowohl durch Basalte der zweiten ozeanischen Schicht als auch durch serpentinierte Peridotite hervorgerufen sein können. Wie sind aber die Anomalien unter den Gabbroblöcken zu erklären? Die Anomalienfolge würde gesetzmäßige Intrusionen der Ultrabasite in Verbindung mit dem Spreading erfordern, so daß wir im wesentlichen wieder auf das Schema von VINE und MATTHEWS zurückkommen, wobei nur die basaltischen Intrusionen durch peridotitische ersetzt werden. Die Existenz von Basaltdecken in der zweiten Schicht ist eine Tatsache und zwingt dazu, periodisches Eindringen basaltischen Magmas anzunehmen.

Ungeachtet aller Schwierigkeiten und Zweifel muß somit festgestellt werden, daß die VINE-MATTHEWS-Hypothese, wie KARASIK (1971) [25] unlängst richtig bemerkte, einstweilen die beste Erklärung der linearen Anomalien des Ozeanbodens darstellt. Wahrscheinlich muß eine Variante entwickelt werden, die den Deckenbau der zweiten Schicht in Einklang mit der Blockstruktur der ersten Schicht bringt. Dabei wird die Ausdehnung der Decken durch dieselben Brüche begrenzt, die die erste Schicht in Blöcke zerlegen, möglicherweise als Ergebnis sekundärer Bewegungen an diesen Brüchen, am wahrscheinlichsten jedoch primär (Spaltenergüsse, gleichaltrig mit den Bruchbewegungen).

Mit den magnetischen Anomalien der Ozeane hängen noch zwei weitere Probleme zusammen. Erstens werden die Anomalien auf den Rückenflanken rasch schwächer, was nicht auf eine Zunahme der Sedimentmächtigkeit zurückgeführt werden kann. Zweitens fehlen die charakteristischen streifenförmigen Anomalien an der Peripherie des Atlantiks (HEIRTZLER & HAYES 1967 [21]) sowie im Zentralteil des Pazifiks. Die Ansicht, wonach die sog. magnetisch ruhigen Zonen in der Permtrias entstanden sind, als keine Umkehrungen des Magnetfeldes erfolgten, gilt heute als unhaltbar. Somit liegt der Schluß nahe, daß nur der zwischen den magnetisch ruhigen Zonen gelegene Teil des Atlantiks durch Spreading entstanden ist. Das Vorhandensein ähnlicher Zonen im Zentralteil des Pazifiks, über das auf der 15. Generalversammlung der Internationalen Union für Geodäsie und Geophysik (IUGG) berichtet wurde, kompliziert jedoch dieses Problem.

5. Nach einer weiteren wichtigen These der Plattentektonik, die von MORGAN und LE PICHON entwickelt wurde, gehen die Plattenbewegungen von bestimmten Rotationspolen aus, die zwei benachbarten Platten gemeinsam sind, aber nicht mit den Rotationspolen der Erde zusammenfallen. Die Geschwindigkeit des Auseinanderrückens zweier Platten nimmt von den Polen der Plattenbewegung zum Äquator gesetzmäßig zu. Die Transformstörungen entsprechen Kleinkreisen parallel zum Äquator und ermöglichen daher eine Polbestimmung. Aus der Bestimmung des Pols der Plattenrotation ergibt sich die Möglichkeit, die Geschwindigkeit der Bewegung an verschiedenen Punkten vorauszusagen. In einer Reihe von Fällen ergab sich eine Übereinstimmung mit seismologischen und magnetischen Daten. - Diese geometrischen Konstruktionen bestechen durch ihre Eleganz und durch die Übereinstimmung mit den Beobachtungen, erscheinen aber andererseits manchen zu einfach. Unklar bleiben die Ursachen für die Lage der Pole selbst.

6. Ein noch wichtigeres Element der Neuen Globaltektonik ist die Vorstellung von der Kompensation der Dehnung an den Riftzonen und des Ozeanboden-Spreading durch Kompression im Bereich der Tiefseerinnen. Die Systeme der Tiefseerinnen und der angrenzenden Orogene oder Inselbögen werden als Verschluckungs- oder Subduktionszonen betrachtet, wo die ozeanische Kruste an geneigten Tiefbebenzonen oder BENIOFF-Zonen absinkt. Wie bereits erwähnt, dient der Herdmechanismus der Erdbeben als Hauptargument für diesen Prozeß.

Im Pazifik wird das Spreading an der Ostpazifik-Schwelle durch Subduktion im Bereich der Tiefseerinnen kompensiert. In den übrigen Ozeanen gibt es außer am Antillen-, Süd-Sandwich- und Sunda-Bogen keine entsprechenden Kompressionszonen. Die Vergrößerung dieser Ozeane muß durch die Drift ihrer Randkontinente kompensiert werden. Es fehlt jedoch der Platz für eine Verschiebung von Afrika und Antarktika, da sie fast allseitig von Dehnungszonen umgeben sind. Afrika kann sich nur nach Norden bewegen, wofür auch das Vorhandensein von BENIOFF-Zonen im Gebiet von Sizilien und Kreta spricht. Infolgedessen wird das Spreading im Atlantik durch die Verschiebung Nord- und Südamerikas, die Indonesischen Inseln, die Verschiebung Australiens kompensiert usw. Ferner

müssen sich sowohl der Mittelatlantische als auch der Mittelindik-Rücken um die Hälfte des Gesamtbetrages der Ausdehnung dieser Ozeane von Afrika entfernen. Entsprechendes gilt für den Afrikanisch-Antarktischen und den Australisch-Antarktischen Rücken. Demnach muß unter den divergierenden "Fließbändern" der Ozeane noch ein tieferes Fließband liegen, auf dem sich die Lithosphäre zusammen mit der Asthenosphäre zentrifugal in bezug auf Afrika, Antarktika und den Atlantik verlagern konnte.

Ein weiteres, weniger bedeutendes Problem sind die Anzeichen von Dehnung an den Außenflanken der Tiefseerinnen. In den Rinnen selbst, besonders in der Atacama-Rinne, fehlen Einengungsspuren, was der Deutung als Pressungsstruktur zu widersprechen scheint. Es gibt jedoch auch entgegengesetzte Informationen, z.B. über äußere Randwälle der Rinnen (SUZJUMOV 1971 [537]), die auf Einengung hinweisen. Interessant sind ferner Beobachtungen in der Tonga-Kermadec-Rinne, die in einigen Abschnitten völlig sedimentfrei ist, vermutlich infolge Subduktion (mündliche Mitteilung von O.G. SOROCHTIN).

7. Die letzte Hauptthese der Neuen Globaltektonik ist die Vorstellung von den subkrustalen Konvektionsströmungen. Es wird angenommen, daß sich die ozeanischen Riftzonen über aufsteigenden, die Tiefseerinnen über absteigenden Ästen befinden. Diese Konzeption bleibt weitgehend spekulativ; sie kann vorläufig nicht durch direkte Beobachtungen bestätigt werden. Als indirekte Bestätigung gelten die positiven Wärme-fluß-anomalien über den Riftzonen und die negativen über den Tiefseerinnen, ferner auch die durch Satellitenbeobachtungen ermittelten planetaren Schwereanomalien.

Die Hypothese von den Konvektionsströmungen im Mantel und ihre konkrete Anwendung im Rahmen der Neuen Globaltektonik stoßen auf eine Reihe von Schwierigkeiten, die sich aus der Vertikalgliederung des Mantels und der hohen Viskosität seiner unteren Schichten ergeben. Konvektionszellen mit einer Breite von einigen tausend Kilometern müssen jedoch den Mantel als Ganzes erfassen. In einigen Fällen, besonders im Südpazifik, ist die Entfernung zwischen Riftzonen und Tiefseerinnen so groß und der horizontale Temperaturgradient im Mantel infolgedessen so klein, daß eine gleichsinnige subkrustale Strömung zweifelhaft erscheint. Aber selbst wenn solche Strömungen existieren, ist es fraglich, ob sie für eine Verschiebung der Lithosphäre ausreichen. Einige Geophysiker, insbesondere ARTJUŠKOV (Vortrag auf der 15. Generalversammlung der IUGG, 1971), äußern sich in dieser Hinsicht eindeutig ablehnend.

Eine andere mögliche Ursache für die Bewegungen der Lithosphäre könnten gravitative Kräfte sein. Einige Geologen (VAN BEMMELEN) und Geophysiker (z.B. HALES 1969 [197]) schreiben diesem Faktor grundlegende Bedeutung zu. Die meisten Autoren, u.a. ARTJUŠKOV und RUNCORN, halten jedoch den Gravitationsmechanismus nicht für effektiv genug; andere erkennen eine bestimmte Wirkung der Gravitation an, betrachten sie aber als nebensächlich, was wahrscheinlich zutrifft.

Im Verlauf der Diskussionen auf der 15. Generalversammlung der IUGG im Sommer 1971 in Moskau wurde deutlich, daß die große Mehrheit derjenigen Geophysiker, die Anhänger der Neuen Globaltektonik sind (RUNCORN, MCKENZIE u.a.), Konvektionsströmungen im Mantel als wahrscheinlichsten Antriebsmechanismus des Ozeanboden-Spreading und seiner Begleiterscheinungen betrachtet. Zugleich wird im Rahmen dieser Konzeption nach Varianten, die die erwähnten Schwierigkeiten überwinden, und nach objektiven Beweisen gesucht.

Von den 7 Hauptthesen der Neuen Globaltektonik oder Plattentektonik, die wir diskutiert haben, können die drei ersten (Lithosphärenplatten, mobile Gürtel, mittelozeanische Rücken) und vor allem die sechste (Subduktionszonen) meines Erachtens als ausreichend bewiesen gelten. Bestimmte Unklarheiten und Zweifel werden durch den vierten und fünften Punkt (VINE-MATTHEWS-Hypothese, Rotationspole) hervorgerufen, wenngleich auch die Vorstellung vom Ozeanboden-Spreading und in etwas geringerem Grade die geometrischen Beziehungen zwischen den sich bewegenden Platten glaubwürdig erscheinen.

Die größten Komplikationen entstehen im Zusammenhang mit den Konvektionsströmungen im Mantel (These 7). Allerdings kann das derzeitige Fehlen einer befriedigenden Theorie nicht zur Ablehnung der gesamten Hypothese der Neuen Globaltektonik führen, ebenso wie die Unklarheit über die Natur der Gravitationskräfte keineswegs einer Anerkennung ihrer fundamentalen Bedeutung entgegensteht.

3. Bedeutung der paläomagnetischen Ergebnisse

Wichtig ist, daß eine der Hauptthesen der Neuen Globaltektonik, die Konzeption des Ozeanboden-Spreading, in einer Reihe voneinander unabhängiger geophysikalischer und geologischer Daten ihre Bestätigung findet. Dazu gehören in erster Linie paläomagnetische Ergebnisse, die auch zum Wiederaufleben des Mobilismus gegen Ende der fünfziger Jahre geführt haben. Das inzwischen zusammengetragene umfangreiche Material bestätigt, daß sowohl Polverlagerungen als auch Verschiebungen der Kontinentalschollen stattgefunden haben. Alle Versuche, diese Ergebnisse zu widerlegen oder anders zu deuten, erwiesen sich nach Ansicht der meisten Spezialisten, darunter einer Reihe sowjetischer Autoren (siehe PETROVA & CHRAMOV 1970 [447]), als nicht überzeugend. Periodische Umkehrungen des Magnetfeldes sind mit einem Nichtdipolfeld praktisch unvereinbar. Trotz einzelner Unstimmigkeiten spricht die gute Übereinstimmung zwischen den Rekonstruktionen auf Grund erstens paläomagnetischer Ergebnisse, zweitens des Vergleichs der linearen magnetischen Anomalien in den Ozeanen mit der Skala der Feldumkehrungen und drittens rein geologischer, darunter paläontologischer und geomorphologischer Daten für sich. Es ist kein Zufall, wenn alle diese Daten auf einen Beginn der Öffnung des Atlantiks vor etwa 180 Millionen Jahren hinweisen. Paläomagnetische Rekonstruktionen, insbesondere auf dem Territorium der UdSSR, befinden sich in guter Übereinstimmung mit Rekonstruktionen, die auf lithologischen und paläontologischen Unterlagen beruhen und zum Teil schon vor Einführung der paläomagnetischen Methode vorgenommen wurden (RUCHIN, STRACHOV, ŠEJNMANN, RONOVIČ, CHAIN). Die paläomagnetischen Rekonstruktionen sind nur für Tafelgebiete zuverlässig, ergeben dagegen in Orogenzonen oft sehr widerspruchsvolle Resultate. Einige Autoren (DE BOER 1965 [17]) schlossen übereilt auf riesige Horizontalverschiebungen im Bereich der Tethys (revidiert durch ZIJDERVELD u.a. 1970 [587]), was ebenso wie Bestimmungen an ungenügend gut datierten Proben Anlaß für Kritik gab (z.B. REZANOV 1961 [467]). Insgesamt liefern die paläomagnetischen Daten jedoch ein starkes Argument zugunsten des Mobilismus, denn sie lassen praktisch keine andere Erklärung zu.

4. Geologische Argumente

Der moderne Mobilismus übernahm als Erbe der klassischen Hypothese von TAYLOR, WEGENER und DU TOIT nicht nur deren gesamte Argumentation, sondern erweiterte und verbesserte sie wesentlich. Zu diesen Beweisen gehört vor allem der Gegensatz zwischen

dem Aufbau der kontinentalen und der ozeanischen Kruste. Die Grenzen zwischen Gebieten verschiedenen Krustentyps erwiesen sich überall als sehr scharf.

Das zweite klassische Argument des Mobilismus, die Ähnlichkeit der Konturen der atlantischen Randkontinente, wurde dahingehend präzisiert, daß nicht die heutigen Küstenlinien, sondern die Kontinentalabhänge zu vergleichen sind. BULLARD, EVERETT & SMITH (1965) [9] stellten ausgezeichnete Übereinstimmungen fest. Einige Überlappungen finden ihre sinnvolle Erklärung als Strukturen, die nach der Trennung Amerikas von Afrika entstanden sind (Bahamas, Niger-Delta). Nur die Stellung des Karibischen Raumes und des Golfs von Mexiko sowie des westlichen Mittelmeerbeckens in den Rekonstruktionen wird weiter diskutiert und erfordert zusätzliche Annahmen.

Auch der Vergleich der Konturen Australiens und Ostantarktikas (SPROLL & DIETZ 1969 [527]) ergab befriedigende Resultate. Allerdings ist Ähnlichkeit der Konturen für sich allein noch kein entscheidender Beweis für einen früheren Zusammenhang. Sie kann wie im Ostafrikanischen Riftsystem (MILANOVSKIJ 1969 [387]) einfach eine Folge der Parallelität der Brüche sein, an denen das Zwischengebiet eingesunken ist. Bei komplizierter Konfiguration und großer Entfernung zwischen den Kontinentalrändern ist diese Deutung jedoch wenig wahrscheinlich. In einigen Fällen, zum Beispiel beim Indik, erweisen sich verschiedene Varianten der Rekonstruktion als möglich.

Das dritte schon von WEGENER benutzte Argument ist die große Ähnlichkeit des geologischen Baus und der Geschichte der Gondwana-Kontinente, das durch neue Entdeckungen wesentlich ergänzt wurde. Prinzipiell neue Elemente in dieser Beweiskette sind die gute Übereinstimmung der inneren Struktur des präkambrischen Fundaments und der Nachweis von permischen bis unterkretazischen Evaporitlagern längs beider Ränder des Ozeans von Neufundland bis Brasilien und von Portugal bis Angola. Diese Evaporite können schwerlich als Ablagerungen ufernaher Lagunen gedeutet werden, sondern eher als Sedimente eines frühen Entwicklungsstadiums des Atlantiks, das dem miozänen Stadium des Roten Meeres entsprechen könnte.

Als indirektes Argument für den Mobilismus und insbesondere für die Spreading-Hypothese dient auch die fast ununterbrochene Entwicklungsreihe der Riftstrukturen, angefangen vom Ostafrikanischen Riftsystem, Rheintal- und Baikalgraben mit minimaler Dehnung und intakter, aber schon ausgedünnter kontinentaler Kruste über das Afar-Gebiet, das Rote Meer oder die Golfe von Aden und Kalifornien, in deren Axialteil ozeanische Kruste auftritt, weiter über Becken vom Typ der Baffin-Bucht und der Labrador-See bis hin zu den heutigen Ozeanen mit ihren Mittelrücken.

Der Wert der einzelnen geologischen Beweise ist unterschiedlich. Einige lassen auch andere Interpretationen zu. Die Ähnlichkeit der kontinentalen Flora und Fauna könnte mit ehemaligen, später abgesunkenen Landbrücken erklärt werden. Bedeutend schwerer ist auf diese Weise die Verbreitung der jungpaläozoischen Vereisung zu erklären, da sie unvermeidlich den Äquator erreichen würde. Um diese Schwierigkeit zu umgehen, kann man die Vereisung Australiens und Indiens als Gebirgsvereisung ansehen oder für die einzelnen Gondwana-Kontinente unterschiedliches Alter der Vereisung und entsprechende Polverschiebungen annehmen. Diese neuen Annahmen erfordern aber zusätzliche, einstweilen fehlende Beweise.

MEYERHOFF & TEICHERT (1971) [37] haben kürzlich die Vorstellung von einem einheitlichen Gondwanaland einer ernsthaften Kritik unterzogen. Nach ihrer Meinung ist die
DOI: <https://doi.org/10.2312/zipe.1973.014.01>

gleichzeitige Vereisung eines so ausgedehnten Gebietes wegen des Wassermangels im Zentrum des Superkontinents unmöglich. Ähnliche Zweifel hatte früher LEONOV (1964) [33] ausgesprochen. MEYERHOFF & TEICHERT rechnen damit, daß epikontinentale Meeresbecken im Bereich Gondwanalands nicht ausreichen, um die Bildung bedeutender Eiskalotten zu erklären. CROWELL & FRAKES (1970) [12], von denen die neuesten detaillierten Rekonstruktionen Gondwanalands und seiner Vereisung stammen, halten dagegen eine Verbindung mit den mobilistischen Ideen für möglich.

In früheren Arbeiten hat MEYERHOFF (1970) [35, 36] die geologischen Beweise für Polwanderungen sowie für die Verlagerung der Klimazonen und der Kontinente eingehend untersucht. Er kommt zu dem Schluß, daß Veränderungen des Reliefs, vor allem das Entstehen oder Verschwinden von Schwellen zwischen Atlantik und Pazifik einerseits und Arktik andererseits, ausreichen, um Verschiebungen von Klimazonen, biogeographischen Zonen und Evaporitgürteln zu erklären (vgl. BROOKS 1950 [8]).

LEONOV und MEYERHOFF begeben sich, indem sie die Existenz Gondwanalands und der Polwanderungen leugnen, auf eine extrem fixistische Position und sind gezwungen, die paläomagnetischen Ergebnisse und die Angaben über den Vergleich der präkambrischen Strukturen völlig zu verwerfen.

Betrachten wir die ganze Summe der eigentlichen geologischen Argumente des Mobilismus, so kann festgestellt werden, daß einzelne dieser Argumente auch im fixistischen Sinne gedeutet werden können. Ihre Gesamtheit spricht dennoch eindeutig genug zugunsten des Mobilismus, auch wenn in vielen Fällen eine nachträgliche Prüfung notwendig ist.

Nicht selten wird der Neuen Globaltektonik oder Plattentektonik zum Vorwurf gemacht, daß sie sich fast ausschließlich auf Untersuchungsdaten, noch dazu auf geophysikalische, aus den Ozeanen stützt und die Geologie der Kontinente ignoriert. Dieser Vorwurf könnte berechtigt sein (angesichts der genannten geologischen Argumente aber nur bedingt), wenn man davon ausgeht, daß die heutigen Kontinente kein ozeanisches Entwicklungsstadium durchlaufen haben. Diese Ansicht herrschte tatsächlich eine Zeitlang vor, als selbst die Geosynklinalablagerungen als Flachwasserbildungen angesehen wurden. In den letzten Jahren wurde jedoch immer entschiedener auf die Ähnlichkeit der Profile der ozeanischen Kruste einerseits und der Ophiolithe und anderer Formationen der Eugeosynklinalen andererseits hingewiesen (PEJVE 1969 [42]; PEJVE u.a. 1971 [43]; DICKINSON 1971 [15] u.a.). Dies führte zu einer Revision der Lehre von den Geosynklinalen und zu ihrer Verknüpfung mit der Neuen Globaltektonik. Die interessantesten Arbeiten dieser Richtung stammen von DEWEY & BIRD (1969, 1970) [6, 13, 14], aber auch von einigen anderen Forschern (DICKINSON 1971 [15]; DIETZ & HOLDEN 1966 [17]; MITCHELL & READING 1969 [39]).

5. Grundlagen der neomobilistischen Variante der Geosynklinaltheorie

1. Geosynklinalen sind das Ergebnis einer Dehnung, einer Aufspaltung der kontinentalen Kruste, verbunden mit der Neubildung ozeanischer Kruste, was durch die Ähnlichkeit der Profile bewiesen wird. In den heutigen Ozeanen atlantischen Typs entsprechen der Kontinentalanstieg und der Kontinentalabhang der Eugeosynklinalen, das Schelfgebiet der Miogeosynklinalen (DRAKE, EWING & SUTTON 1959 [18]).

2. Die weitere Entwicklung der Geosynklinalen steht im Zeichen der mit der Dehnung verbundenen Einengung, die ihren Ausdruck in den BENIOFF-Zonen findet. Diese treten in den Tiefseerinnen an die Oberfläche und werden nicht selten von Inselbögen mit Andesitvulkanismus, der das Ergebnis der Wiederaufschmelzung der ozeanischen Kruste darstellt, und granitoidischem Plutonismus begleitet. Die Abtragung der Inselbögen führt zur Bildung der Flyschformation. - Ehemalige BENIOFF-Zonen sind durch Ophiolithgürtel und durch Zonen mit Hochdruckmetamorphose (Blauschiefer-Fazies) gekennzeichnet, während weiter kontinentwärts Metamorphose bei geringerem Druck, aber hoher Temperatur überwiegt.

3. Das folgende Entwicklungsstadium ist durch das Vorherrschen von Pressungsvorgängen charakterisiert. Es kommt zu intensiver Faltung, Deckenüberschiebungen, Ausbildung des Gebirgskörpers, Molassesedimentation. Zonen mit ozeanischer Kruste werden in der Regel liquidiert, aber manchmal entstehen sie im Hinterland des Faltengebirges neu, wofür die westpazifischen Randmeere als Beispiel dienen können (KARIG 1971 [26]). Stellenweise schiebt sich die ozeanische Kruste deckenartig auf den Rand der kontinentalen Kruste (Obduktion, COLEMAN 1971 [10]).

Dieses Entwicklungsschema der Geosynklinalen ist in seinen allgemeinen Zügen völlig annehmbar. Es setzt die in vielen früheren Arbeiten (angefangen mit MOLENGRAAFF) zu findende aktualistische Linie der Geosynklinaltheorie fort und vertieft sie wesentlich. Daher gibt es keinen Grund, die Geosynklinaltheorie heute für veraltet zu halten und insbesondere die Idee von den Entwicklungsstadien der Geosynklinalen zu verworfen (CONEY 1970 [11], teilweise DICKINSON 1971 [15]). Jedoch müssen wenigstens zwei wichtige Korrekturen im traditionellen Verständnis der Geosynklinalen vorgenommen werden. Erstens hängen die Entwicklung der Geosynklinalen und ihre Umwandlung in epi-geosynklinale Orogene nicht nur von den Tiefenprozessen in den Geosynklinalen selbst ab, sondern auch - vielleicht sogar in stärkerem Maße - von der Dynamik der angrenzenden Lithosphäre. Anscheinend beginnt die Orogenese dann, wenn die dafür vorbereitete, durch Dehnung geschwächte Zone unter Druckspannungen gerät, z.B. infolge der Entstehung eines benachbarten aktiveren Dehnungsgebietes. - Zweitens besteht kein unmittelbarer Zusammenhang zwischen der Mächtigkeit der Ablagerungen und der Deformationsintensität, jedoch bestimmt in gewissen Grenzen das Ausmaß der Dehnung die Stärke der Absenkung und Akkumulation, aber auch der folgenden tangentialen Deformation.

Außerdem bedarf in der erneuerten Geosynklinaltheorie eine Reihe von Punkten der Präzisierung. Die ganze Skala von Übergängen zwischen Geosynklinalen und intrakratischen Bewegungszonen (Aulakogenen und ähnlichen Strukturen), das Fehlen oder die sehr schwache Entwicklung von Ophiolithzonen in einigen Geosynklinalfaltungssystemen (Varisziden Mittel- und Westeuropas, Kaukasus, Balkaniden, Pyrenäen, Tellatlas, Werchojan-Kolyma-System u.a.) zeigen, daß Geosynklinalen nicht in jedem Fall auf ozeanischer Kruste entstehen. Auch intensive Entwicklung der Ophiolithzonen kann noch nicht als Beweis für das Vorhandensein eines echten Ozeans im Gebiet der betreffenden Geosynklinale betrachtet werden, wie es z.B. PEJVE für die Tethys oder HAMILTON (1970) [20] für den Ural und Westsibirien annehmen. Die meisten Geosynklinalen entsprechen wahrscheinlich Rand- und Binnenmeeren der "Mikroozeane" und Inselbögen vom Typ des heutigen Indonesiens, und die Zwischenmassive entsprechen den heutigen "Mikrokontinenten". In mehreren Fällen sind heute bereits in solchen Meeresgebieten Spreading-Achsen mit Neubildung ozeanischer Kruste festgestellt worden. Unklar bleibt vorerst das Verhältnis zwischen den "mikroozeanischen" Rücken und den Inselbögen, aber auch die Herkunft der anagmatischen Hebunggebiete oder Miogeantiklinalen.

Ungeachtet einiger noch ungelöster Fragen stellt die neomobilistische Behandlung der Geosynklinalen zweifellos einen Fortschritt dar. Sie weist den Ophiolithgürteln und den BENIOFF-Zonen den ihnen gebührenden Platz zu, erklärt die Verteilung der Metamorphosezonen, die Herkunft des Andesitvulkanismus, der Deckenüberschiebungen und einiger anderer charakteristischer Züge, die in den traditionellen Auffassungen entweder ignoriert oder unterschätzt wurden oder keine entsprechende Erklärung fanden.

Die Neue Globaltektonik bewältigt also das Problem der Geosynklinalen befriedigend. Anders verhält es sich einstweilen mit den Tafeln und Epitafel-Orogen-Zonen, doch entstehen auch hier keine unüberwindlichen Schwierigkeiten. Es ist allerdings notwendig, die Ansicht von der autonomen Entwicklung dieser Strukturen zu überprüfen und den Zusammenhang mit den Vorgängen in den nahen Mobilzonen zu klären. Früher wurde nur ein Einfluß der Mobilzonen auf ihre unmittelbare Peripherie anerkannt (Randsysteme, ZONEN-ŠEJN u.a. 1966 [59]; Resonanzstrukturen, PUŠČAROVSKIJ 1969 [45] usw.), was offensichtlich unrichtig ist. Die Entwicklung der Tafeln und der Epitafel-Orogene wird wie die der Geosynklinalen durch das globale Spannungsfeld bestimmt, genauer gesagt, durch seine Wechselwirkung mit den regionalen Feldern.

6. Diskussion der wichtigsten allgemeinen Einwände gegen den Neomobilismus

1. Das Vorhandensein von "Wurzeln" großer Strukturelemente der Lithosphäre im oberen Mantel: Dieses Gegenargument wurde früher (ŠATSKIJ 1946 [48]) und wird auch heute vorgebracht. Auf den Tafeln liegen jedoch selbst die Wurzeln der größten Strukturen im obersten Mantel (KLUŠIN, NALIVKIN & ŠABLINSKAJA 1969 [28]), oberhalb der Asthenosphäre, des wichtigsten Bewegungshorizontes. Größeren Tiefgang haben einige Bruchstrukturen der Geosynklinalen, besonders die BENIOFF-Zonen, aber deren Projektion an die Oberfläche kann sich infolge einer Änderung ihrer Neigung verschieben (KARIG 1971 [26]). Komplizierter zu erklären ist das beständige Vorhandensein eines hohen, durch Plutonismus und Metamorphose dokumentierten Wärmeflusses unter Geantiklinalen und Innenmassiven. Seine Quelle muß zusammen mit den erwähnten Strukturen analog zu den Bewegungen der mittelozeanischen Riftzonen verlagert worden sein. Das führt zur Annahme von wenigstens zwei Niveaus horizontalen Fließens im Mantel (vgl. "Hyporheon" und "Bathyrheon" bei KRAUS).

2. Postume Entwicklung der tektonischen Strukturen und vor allem beständige Lage des rhegmatischen Netzes, dessen Orientierung mit der heutigen Erdrotation übereinstimmt: Es handelt sich um eines der wichtigsten Argumente des Antimobilismus. Wir sehen jedoch, daß sich auch die Verschiebung der Lithosphärenplatten an Transformstörungen vollzieht. Außerdem wird, wie bereits erwähnt, an der Oberfläche eine Verschiebung im Vergleich zu den tiefen Wurzeln der Brüche beobachtet. Schließlich ist eine Trennung zwischen dem tiefen und dem oberen Teil der Brüche möglich. Der Widerspruch zwischen der Stabilität und Postumität des Strukturplans und der Möglichkeit bedeutender Horizontalverschiebungen erweist sich somit als nicht unüberwindlich, bedarf aber zweifellos weiterer Klärung.

3. Der Bau der ozeanischen Kruste und das Alter der dritten Schicht: Nach BELOUSOV (1970) [5] und PEJVE (1969) [42] ist ein wichtiges Problem mit den Beziehungen zwischen der zweiten und der dritten Schicht der ozeanischen Kruste verknüpft. Zweifellos sind die Sedimente der ersten und die Basalte der zweiten Schicht zeitlich eng

miteinander verbunden. Anders verhält es sich dagegen mit den Grünschiefern, Amphiboliten, Gabbros und serpentinierten Ultrabasiten der dritten Schicht. Ihre Metamorphose läßt an eine bedeutendere frühere Auflast denken (BELOUŠOV). Altersbestimmungen liefern aber nicht selten viel höhere (bis präkambrische) Werte als für die Gesteine der zweiten Schicht. KNIPPER (1970) [29] hält die dritte Schicht für ein Relikt der primären ozeanischen Kruste der Erde. In diesem Falle bleibt die bedeutende zeitliche Lücke zwischen der dritten und der zweiten Schicht unverständlich. Einer Deutung als Rest der basifizierten und denudierten kontinentalen Kruste widerspricht die konstante Mächtigkeit. Wahrscheinlich stellt die dritte Schicht ein Differentiationsprodukt des oberen Mantels dar (COLEMAN 1971 [107]) und ist gleichzeitig mit der zweiten Schicht entstanden. Diese Auffassung erfordert allerdings eine Überprüfung der radiometrischen Datierungen. Wir stoßen hier also auf ungelöste und vielleicht überraschende Folgerungen.

4. Petrochemische Verschiedenheiten des oberen Mantels unter Kontinenten und Ozeanen: Wenn die Erdkruste und besonders ihre "Basalt"-Schicht, die dritte Schicht der kontinentalen und ozeanischen Kruste, als Ergebnis der Differentiation des oberen Mantels entstanden ist, kann berechnet werden, welches Volumen des Mantels diesem Prozeß unterworfen war. Entsprechende Berechnungen werden auch für einzelne Elemente durchgeführt (RONOV & JAROŠEVSKIJ 1967 [47]; ŠEJNMANN 1971 [517]). Da die kontinentale Kruste viel mächtiger und viel reicher an Silizium und Alkalien als die ozeanische ist, ergibt sich für die Kontinente eine bedeutend größere Reichweite der Differentiation (1600 km für Kalium) als für die Ozeane (400 km). Diese Feststellung spricht, wenn sie zutrifft, für die Ursprünglichkeit der Gliederung in kontinentale und ozeanische Lithosphäre und sowohl gegen Mobilismus als auch gegen Ozeanisierung.

Bei Annahme lateraler Stofftransporte mit der mobilen Kruste von den Ozeanen zu den Kontinenten ergibt sich ein völlig anderes Bild, und die heutige Verteilung radioaktiver Elemente wird verständlich. Es gibt außerdem Hinweise dafür, daß der obere Mantel der Ozeane mit dem der Kontinente übereinstimmt. Man kann also mit einer zusätzlichen Anreicherung von Si, K, Na, U und Th in der kontinentalen Kruste im Verlauf der Geosynklinalentwicklung auf Kosten des subozeanischen Mantels rechnen.

7. Schlußfolgerungen

Keines der Argumente gegen die Plattentektonik hat also entscheidende Bedeutung. Natürlich gibt es in der Konzeption der Neuen Globaltektonik viele schwache Stellen, die aber auch von ihren Anhängern erkannt werden (siehe z.B. das Geodynamik-Projekt der USA, 1971). Außerdem ist darauf hinzuweisen, daß die neuen Kenntnisse das ursprünglich angenommene sehr einfache Bild der Lithosphärenplatten, ihrer Grenzen und der streifenförmigen magnetischen Anomalien sehr verändert haben. Immer mehr Spreading-Achsen, immer neue kleine Platten werden beschrieben, die Anomalienkarten werden komplizierter usw. Das alles muß zweifellos dazu führen, daß die Hypothese der Neuen Globaltektonik selbst komplizierter wird. Dennoch erweist sich ihre Einfachheit als eine ihrer Stärken. Weitere Vorzüge sind die weitgehende Einbeziehung verschiedenartiger Phänomene aus dem Bereich der Geologie, der Geophysik und sogar der Geochemie, die Zusammenfassung der Bewegungen in verschiedenartigen Zonen zu einem einheitlichen globalen dynamischen Modell, die Möglichkeit, das Alter der Basalte der zweiten ozeanischen Schicht und die Spreading-Raten vorauszusagen.

Andere moderne geotektonische Hypothesen fixistischer Richtung (BELOUSOV, VAN BEMMELLEN) stützen sich auf ein weniger umfangreiches Tatsachenmaterial bzw. geben eine weniger befriedigende Erklärung der Beobachtungsdaten.

Es ist jedoch nicht möglich, im Neomobilismus bereits eine vollwertige und allumfassende Theorie der Entwicklung der Tektonosphäre zu sehen. Für die Ausarbeitung einer solchen Theorie, in die auch das gesamte fixistische Erbe einzubeziehen ist, reichen die vielen Daten noch nicht aus. Das Studium des Aufbaus der ozeanischen Kruste und des oberen Mantels mit geophysikalischen Methoden und Tiefseebohrungen muß fortgesetzt und verstärkt werden. Ich möchte aber hier die Bedeutung der eigentlichen geologischen und auch tektonischen Untersuchungen hervorheben. In erster Linie müßten, am besten im Rahmen internationaler Zusammenarbeit, paläotektonische Karten für die einzelnen strukturellen Entwicklungsetappen der Erde zusammengestellt werden. Auf der Grundlage dieser paläotektonischen Karten wird man zu paläodynamischen Rekonstruktionen übergehen können, das heißt zu Karten der Verteilung von stabilen Lithosphärenplatten und mobilen Gürteln, des globalen tektonischen Spannungsfeldes, der Zonen mit Dehnung, Pressung und Horizontalverschiebung (auf Grund der Strukturanalyse), der Zonen anomalen Wärmeflusses (auf Grund verschiedener Metamorphosetypen) für die einzelnen Epochen der geologischen Vergangenheit. Diesen paläodynamischen Karten müssen palinspastische Rekonstruktionen gegenübergestellt werden, die auf den paläomagnetischen Daten und den streifenförmigen magnetischen Anomalien des Ozeanbodens beruhen. Nur die gegenseitige Korrelation und Kontrolle der geologischen und geophysikalischen Ergebnisse ermöglicht es, die Geschichte der Vertikal- und Horizontalbewegungen der Lithosphäre zuverlässig darzustellen, ihre Gesetzmäßigkeiten zu erkennen und ihre Theorie auszuarbeiten.

Literatur

- [1] ANDEL, T.H. VAN
The structure and development of rifted mid-oceanic rises.
J. marine Res. 26 (1968) 2, S. 144-161
- [2] AŽGIREJ, G.D.
Proišchoždenie i razvitie materikov i okeaničeskich vpadin.
Izv. Akad. Nauk SSSR Ser. geol. (1971) 3, S. 20-33
- [3] BARAZANGI, M.; DORMAN, J.
World seismicity maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, epicenter data, 1961 - 1967.
Bull. seismol. Soc. Amer. 59 (1969) 1, S. 369-380
- [4] BELOUSOV, V.V.
Zemnaja kora i verchnjaja mantija okeanov.
Moskva: Nauka 1968
- [5] BELOUSOV, V.V.
Ob odnoj gipoteze razvitija okeanov.
Bjull. mosk. Obšč. Ispyt. Prir. Otd. Geol. 45 (1970) 4, S. 92-144
- [6] BIRD, J.M.; DEWEY, J.F.
Lithosphere plate - continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen.
Bull. geol. Soc. Amer. 81 (1970) 4, S. 1031-1059
- [7] BOER, J. DE
Paleomagnetic indications of megatectonic movements in the Tethys.
J. geophys. Res. 70 (1965) 4, S. 931-944

- [8] BROOKS, C.E.P. Climate through the ages.
London: Benn 1950
- [9] BULLARD, E.; EVERETT, J.E.; SMITH, A.G. The fit of the continents around the Atlantic.
Philos. Trans. roy. Soc. A 258 (1965) 1088, S. 41 bis 51
- [10] COLEMAN, R.G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges.
J. geophys. Res. 76 (1971) 5, S. 1212-1222
- [11] CONEY, P.J. The geotectonic cycle and the new global tectonics.
Bull. geol. Soc. Amer. 81 (1970) 3, S. 739-748
- [12] CROWELL, J.C.; FRAKES, L.A. Phanerozoic glaciations and the causes of ice ages.
Amer. J. Sci. 268 (1970) 3, S. 193-224
- [13] DEWEY, J.F.; BIRD, J.M. Mountain belts and the new global tectonics.
J. geophys. Res. 75 (1970) 14, S. 2625-2647
- [14] DEWEY, J.F.; BIRD, J.M. Plate tectonics and geosynclines.
Tectonophysics 10 (1970) 5/6, S. 625-638
- [15] DICKINSON, W.R. Plate tectonic models of geosynclines.
Earth and planet. Sci. Lett. 10 (1971) 2, S. 165 bis 174
- [16] DIETZ, R.S. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.
Nature 190 (1961) 4779, S. 854-857
- [17] DIETZ, R.S.; HOLDEN, J.C. Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time.
J. Geol. 74 (1966) 5, S. 566-583
- [18] DRAKE, C.L.; EWING, M.; SUTTON, G.H. Continental margins and geosynclines: the east coast of North America north of Cape Hatteras.
Phys. and Chem. Earth 3 (1959), S. 110-198
- [19] HALES, A.L. Gravitational sliding and continental drift.
Earth and planet. Sci. Lett. 6 (1969) 1, S. 31-34
- [20] HAMILTON, W. The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms.
Bull. geol. Soc. Amer. 81 (1970) 9, S. 2553-2576
- [21] HEIRTZLER, J.R.; HAYES, D.E. Magnetic boundaries in the North Atlantic Ocean.
Science 157 (1967) 3785, S. 185-187
- [22] HEIRTZLER, J.R.; u.a. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents.
J. geophys. Res. 73 (1968) 6, S. 2119-2136
- [23] HESS, H.H. History of ocean basins.
Geol. Soc. Amer. Buddington Vol. (1962), S. 599 bis 620
- [24] ISACKS, B.; OLIVER, J.; SYKES, L.R. Seismology and the new global tectonics.
J. geophys. Res. 73 (1968) 18, S. 5855-5899
- [25] KARASIK, A.M. Magnitnye anomalii okeana i gipoteza razrastanija okeaničeskogo dna.
Geotektonika (1971) 2, S. 3-18

- [26] KARIG, D.E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific.
J. geophys. Res. 76 (1971) 11, S. 2542-2561
- [27] KIRILLOVA, I.V.;
PETRUŠEVSKIJ, B.A. Poperečnaja tektoničeskaja zonal'nost' skladčatych pojasov i drejť kontinentov.
Bjull. mosk. Obšč. Ispyt. Prir. Otd. Geol. 46 (1972) 1, S. 5-22
- [28] KLUŠIN, I.G.;
NALIVKIN, V.D.;
SABLINSKAJA, N.V. O vozmožnyh glubinach kornej platformennyh struktur.
Geotektonika (1969) 1, S. 26-38
- [29] KNIPPER, A.L. Gabbroidy ofiolitovoj "formacii" v razreze okeaničeskoj kory.
Geotektonika (1970) 2, S. 112-120
- [30] KOSYGIN, JU.A. Tektonika.
Moskva: Nedra 1969
- [31] KROPOTKIN, P.N. Paleomagnetizm, paleoklimaty i problema krupnyh gorizontaľnyh dviženij zemnoj kory.
Sov. Geol. (1961) 5, S. 16-38
- [32] KROPOTKIN, P.N. Mechanizm dviženij zemnoj kory, 1: Planetarnye struktury sžatija i rastjaženija.
Geotektonika (1967) 5, S. 25-40
- [33] LEONOV, G.P. Verchnepaleozojskoe oledenenie Gondvany v svjazi s obščej problemoj peremeščenija poljusov i kontinentov.
Mežd. geol. Kongr. 22 Sess., Dokl. sov. Geol. 9 (1964), S. 48-59
- [34] LE PICHON, X. Sea-floor spreading and continental drift.
J. geophys. Res. 73 (1968) 12, S. 3661-3697
- [35] MEYERHOFF, A.A. Continental drift: Implications of paleomagnetic studies, meteorology, physical oceanography, and climatology.
J. Geol. 78 (1970) 1, S. 1-51
- [36] MEYERHOFF, A.A. Continental drift, II: High-latitude evaporite deposits and geologic history of Arctic and North Atlantic Oceans.
J. Geol. 78 (1970) 4, S. 406-444
- [37] MEYERHOFF, A.A.;
TEICHERT, C. Continental drift, III: Late Paleozoic glacial centers, and Devonian-Eocene coal distribution.
J. Geol. 79 (1971) 3, S. 285-321
- [38] MILANOVSKIJ, E.E. Osnovnye čerty stroenija i formirovanija riftovoj sistemy Vostočnoj Afriki i Aravii.
Vestnik mosk. Univ., Ser. 4 Geol. (1969) 1, S. 42 bis 60
- [39] MITCHELL, A.H.;
READING, H.G. Continental margins, geosynclines, and ocean floor spreading.
J. Geol. 77 (1969) 6, S. 629-646
- [40] MORGAN, W.J. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks.
J. geophys. Res. 73 (1968) 6, S. 1959-1982
- [41] PEČERSKIJ, D.M.;
MIRLIN, E.G. Namagničennost' gornych porod i priroda magnitnyh anomalij v riftovoj zone Atlantičeskogo okeana.
Izv. Akad. Nauk SSSR Fiz. Zemli (1971) 5, S. 43 bis 56

- [42] PEJVE, A.V. Okeaničeskaja kora geologičeskogo prošlogo. Geotektonika (1969) 4, S. 5-23
- [43] PEJVE, A.V.; u.a. Okeany i geosinklinal'nyj process. Dokl. Akad. Nauk SSSR 196 (1971) 3, S. 657-659
- [44] PETROVA, G.N.; CHRAMOV, A.N. Paleomagnetizm i vnutrennee stroenie Zemli. Izv. Akad. Nauk SSSR Fiz. Zemli (1970) 4, S. 65-83
- [45] PUŠČAROVSKIJ, JU.M. Rezonansno-tektoničeskie struktury. Geotektonika (1969) 1, S. 3-12
- [46] REZANOV, I.A. O drejfe kontinentov (po paleomagnitnym dannym). Sov. Geol. (1961) 4, S. 25-46
- [47] RONOY, A.B.; JAROŠEVSKIJ, A.A. Chimičeskoe stroenie zemnoj kory. Geochimija (1967) 11, S. 1285-1309
- [48] ŠATSKIJ, N.S. Gipoteza Vegenera i geosinklinali. Izv. Akad. Nauk SSSR Ser. geol. (1946) 4, S. 7-21
- [49] ŠEJNMANN, JU.M. Očerki glubinnoj geologii. Moskva: Nedra 1968
- [50] ŠEJNMANN, JU.M. Razvitie zemnoj kory i differenciacija veščestva zemli. Geotektonika (1970) 4, S. 5-32
- [51] ŠEJNMANN, JU.M. Glubina differenciacii, obrazovanie kory i nekotorye vozmožnye vyvody iz éтого dlja obščich gipotez. Mežd. geodez. geofiz. Sojuz XV Gen. Ass. 1971, Tezisy Dokl. 4, S. 17-18
- [52] SPROLL, W.P.; DIETZ, R.S. Morphological continental drift fit of Australia and Antarctica. Nature 222 (1969) 5191, S. 345-348
- [53] SUZJUMOV, A.E. Nekotorye čerty geologičeskogo stroenija jugo-vostočnoj časti Tichogo okeana. Sov. Geol. (1971) 1, S. 55-62
- [54] SYKES, L.R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. J. geophys. Res. 72 (1967) 8, S. 2131-2153
- [55] UDINCEV, G.B. Georiftogenali i global'naja tektonika Zemli. Vestnik Akad. Nauk SSSR (1970) 12, S. 41-49
- [56] VINE, F.J.; MATTHEWS, D.H. Magnetic anomalies over oceanic ridges. Nature 199 (1963) 4897, S. 947-949
- [57] WILSON, J.T. A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature 207 (1965) 4995, S. 343-347
- [58] ZIJDERVELD, J.D.A.; u.a. Shear in the Tethys and the Permian paleomagnetism in the Southern Alps, including new results. Tectonophysics 10 (1970) 5/6, S. 639-661
- [59] ZONENŠEJN, L.P.; PONIKAROV, V.P.; UPLJAND, A.K. O strukturach, pograničnyh meždju platformami i geosinklinal'nymi oblastjami. Geotektonika (1966) 5, S. 3-18

Zur Methodik der Zusammenstellung tektonischer Übersichtskarten
am Beispiel Mitteleuropas

Von HEINRICH KÖLBEL, Berlin

Vorbildlich für moderne tektonische Karten waren vor allem die der UdSSR von N.S. ŠATSKIJ und anderen (1952, 1956). Dies war bedingt durch die hohe Entwicklung der geologischen und speziell der tektonischen Forschung in der Sowjetunion und zugleich durch die besondere Mannigfaltigkeit des Alters und Stils der Tektonik, dank der die Karten dieses riesigen Territoriums ein fast vollständiges Repertoire der gegebenen Möglichkeiten darboten.

Auf Grund ihrer Erfahrungen schlugen die Vertreter der UdSSR dem im Jahre 1956 in Mexiko tagenden XX. Internationalen Geologischen Kongreß die Bearbeitung und Herausgabe einer Internationalen Tektonischen Karte der Erde vor. Dieser Vorschlag wurde angenommen. Den Vorsitz der für diese Karte zuständigen Subkommission, die am 25. Mai 1957 im Rahmen der Internationalen Kommission für die Geologische Karte der Erde (mit Sitz in Paris) gebildet wurde, erhielt die UdSSR. Die Subkommission, deren Sitz Moskau ist, erfuhr die tatkräftige Förderung der Kommission und ihres Präsidiums in Paris, insbesondere des Präsidenten F. BLONDEL, des Generalsekretärs und seit 1964 Präsidenten J. MARÇAIS sowie seit 1964 des Generalsekretärs Fräulein F. DELANY. Als Präsidenten der Subkommission für die Tektonische Karte der Erde wirkten zunächst N.S. ŠATSKIJ, seit seinem Tode am 1. August 1960 D.N. NALIVKIN, als Generalsekretär A.A. BOGDANOV, dessen Ableben am 18. September 1971 wir zutiefst beklagen und als dessen Nachfolger V.E. CHAIN tätig ist.

Zunächst wurde in internationaler Zusammenarbeit die im Jahre 1964 erschienene Internationale Tektonische Karte von Europa im Maßstab 1 : 2 500 000 nebst Textband zusammengestellt [5, 17]. Sie wiederum diente als Muster für Karten anderer Kontinente wie auch einzelner Staaten. Inzwischen wurde eine zweite Ausgabe dieser Karte in etwas größerer Ausdehnung als Internationale Tektonische Karte von Europa und Nachbargebieten erarbeitet und in Moskau zusammengestellt. Sie enthält nicht nur Darstellungen von Randgebieten anderer Kontinente (wie zum Teil schon die erste Ausgabe), sondern auch tektonisch wichtige Angaben im Bereich der Meere.

Nach dem Erscheinen der ersten Ausgabe haben im Hinblick auf die Neubearbeitung Diskussionen und wiederholt größere Kolloquien mit Exkursionen zur Methodik der Darstellung für verschiedene tektonische Regionen Europas stattgefunden, so auch in Freiberg (Sachsen) über die paläozoischen Faltungsgebiete. Während dieser Kolloquien und der Sitzungen der Kommission für die Geologische Karte der Erde in Paris wurde die Legende der Tektonischen Karte von Europa und Nachbargebieten diskutiert und überarbeitet. Der letzte Legendenentwurf wurde im Januar 1971 in Paris vorgelegt, diskutiert, zum Teil noch modifiziert und in der Endform beschlossen. Er enthält einige wesentliche Änderungen gegenüber der ersten Ausgabe der Karte.

Auf der älteren Ausgabe wurde innerhalb der einzelnen Tektogene durch Grundfarben das Alter der Tektogenese gekennzeichnet, und innerhalb der Ausbisse des Grundgebirges wurde durch Nuancen dieser Grundfarben eine festgelegte Anzahl durch Diskordanzen getrennter Stockwerke (unteres, mittleres, oberes oder nur unteres und oberes) dargestellt. Dabei hatten diese in den einzelnen Gebieten einen verschiedenen Umfang hinsichtlich der in ihnen enthaltenen stratigraphischen Einheiten, was den regionalen Vergleich erschwerte.

Bei der zweiten Ausgabe werden innerhalb der Ausbisse des Grundgebirges durch Nuancen der Grundfarbe nicht Stockwerke, sondern das Alter der Tektogenese im einzelnen (so weit wie möglich) bezeichnet. So würden sich z.B. innerhalb der Varisziden Gebiete bretonischer, sudetischer und asturischer Tektogenese durch Farbnuancen unterscheiden lassen, wobei freilich die genaue Grenzziehung Schwierigkeiten bereitet. Mehrfach beanspruchte ältere Gesteinsfolgen, wie baikalisch (assyntisch) und variszisch gefaltetes, metamorphes und intrudiertes oberes Proterozoikum, werden mit der Grundfarbe der älteren Tektogenese, z.B. der baikalischen, und senkrechten Linien in der Farbe der jüngeren Tektogenese, z.B. der variszischen, dargestellt. Teilweise geändert und konsequent dem Spektrum folgend angeordnet wurden die auf älterer, französischer Tradition beruhenden Farben für die Tektogenesen:

Tektogenese	Farbe	
	1. Ausgabe	2. Ausgabe
känozoisch	gelb	gelb
alpidisch		
mesozoisch	grün	grün
variszisch	braun	blau
kaledonisch	violett	blauviolett
baikalisch	blau	rotviolett
dalslandisch und älter	rot in verschiedenen Tönen	rot in verschiedenen Tönen

Tafelgebiete mit Deckgebirge, also Platten, werden in mehr oder weniger hellen Tönen der Farbe der Grundgebirgstektogenese angelegt.

Bei der Darstellung der Tieflandgebiete Englands, der Niederlande, Dänemarks, der BRD, der DDR und der VR Polen bereitete die Angabe des Alters der Tektogenese erhebliche Schwierigkeiten. Alle Schwarz-Weiß-Darstellungen, die sich mit diesem Problem befaßten, sind mehr oder weniger hypothetisch (neueste von H. BRAUSE 1970 [37]). Daher wurden auf der ersten Ausgabe der Internationalen Tektonischen Karte von Europa und wenigstens teilweise auch für die zweite Ausgabe die Tieflandgebiete mit einer neutralen Farbe für unbekanntes Alter der Tektogenese versehen. Tektonische Karten für das Gebiet der DDR und für Mitteleuropa in größeren Maßstäben wurden bisher nur für den internen Gebrauch hergestellt, so auch die erste im Maßstab 1 : 500 000, die von A. WATZNAUER & H. KÖLBEL unter Mitarbeit zahlreicher Fachkollegen zusammengestellt und gedruckt wurde (1968) [97].

Eine kurze Übersicht über die derzeitigen Kenntnisse und Vermutungen über das Tieflandgebiet wurde im Manuskript zum Erläuterungstext für die zweite Ausgabe der Internationalen Tektonischen Karte von Europa und Nachbargebieten gegeben. Hiernach deuten Veröffentlichungen aus Polen, der DDR und der BRD auf eine Zone stärkerer kaledonischer Tektogenese hin: in Mittel- und Nordwestpolen, auf Rügen, auf den südlichen dänischen Inseln von Falster bis Fyn (Fünen) sowie in Süd-Jylland(-Jütland) - Hochgebiet von Ringkøbing - Fyn -, in Teilen Schleswig-Holsteins und entsprechend wohl auch im Nordteil des Nordsee-Festlandssockels der BRD.

Diese Annahme gründet sich auf gefaltetes und zum Teil schwach metamorphes Altpaläozoikum in Polen und auf Rügen (H. KÖLBEL 1968 [6] und dort zitierte Arbeiten) unter nicht oder nur schwach gefaltetem jüngerem Paläozoikum, auf eine Darstellung von H. BOIGK & H. PORTH (1970) [2] für die dänischen Südgebiete, die der Vermutung von H.-R. VON GAERTNER (1964) [4] eines nicht präkambrischen Alters der Metamorphose dieses Kristallins entspricht, und neuerdings auf die wahrscheinliche Fortsetzung des Kristallins in die Nordsee nach H. BOIGK (1971) [1]. Vom Brabanter Massiv aus nach Nordosten sollen nach R. TEICHMÜLLER (1953) [8] die Kaledoniden auf Grund von Geröllern gefalteten und geschiefertem Altpaläozoikums bis etwa zur Weser bei Bremen reichen.

Die Abgrenzung des Variszikums nach Norden zu bereitet noch Schwierigkeiten. Auf dem Entwurf für die zweite Ausgabe der Tektonischen Karte von Europa konnten daher die Grenzen der Tektogenesen im Bereich der DDR noch nicht angegeben werden. Die Frage eines präkambrischen Alters der Tektogenese im Bereich des Ostelbischen Massivs ist problematisch.

Literatur

- [1] BOIGK, H. Wo steht die Erdöl- und Erdgasexploration in der Bundesrepublik Deutschland heute? Erdöl u. Kohle 24 (1971) 5, S. 279-289
- [2] BOIGK, H.; PORTH, H. Zur Frage der Erdölhöflichkeit des Außenschelfs, des Kontinentalabhanges und des Kontinentalanstiegs. Erdöl u. Kohle 23 (1970) 3, S. 137-144
- [3] BRAUSE, H. Ur-Europa und das gefaltete sächsische Paläozoikum. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 15 (1970) 3, S. 327-367
- [4] GAERTNER, H.-R. VON /GERTNER, G. Nekotorye dannye, kasajuščiesja glubinnogo stroenija Danii i Slezvig-Golstejna. Bjull. mosk. Obšč. Izpyt. Prir. Otd. Geol. (1964) 3, S. 34
- [5] International Tectonic Map of Europe 1 : 2 500 000. Internat. Geol. Congr., Commission for the Geological Map of the World, Subcommittee for the Tectonic Map of the World, Moscow 1962.
- [6] KÖLBEL, H. Regionalgeologische Stellung der DDR im Rahmen Mitteleuropas. In: Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik, Bd. 1, S. 18-66. Berlin: Akademie-Verlag 1968

- [7] Tectonics of Europe. Explanatory note to the International Tectonic Map of Europe, scale 1 : 2 500 000. Edit. A.A. BOGDANOFF, M.V. MOURATOV, N.S. SCHATSKY.
Moscow: Publishing Houses "Nauka" and "Nedra" 1964
- [8] TEICHMÜLLER, R. Die Lyditgerölle des Osnabrücker Karbons und der vorvariszische Außenrahmen des Karbontroges.
N. Jb. Geol. Paläont., Mh. (1953) 4, S. 174-184
- [9] WATZNAUER, A.; KÖLBEL, H.; u.a. Geologische Karte der Deutschen Demokratischen Republik 1 : 500 000, Tektonische Karte.
Berlin: Zentrales Geologisches Institut 1968

Einige Besonderheiten der Tektonik der südlichen UdSSR
(Zu den Ergebnissen der Zusammenstellung einer Kartenserie
dieses Gebietes)

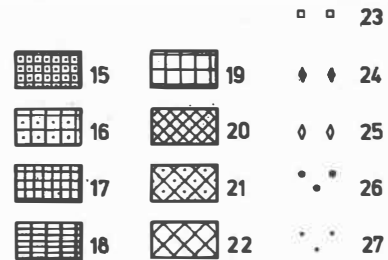
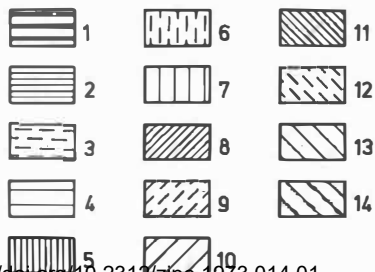
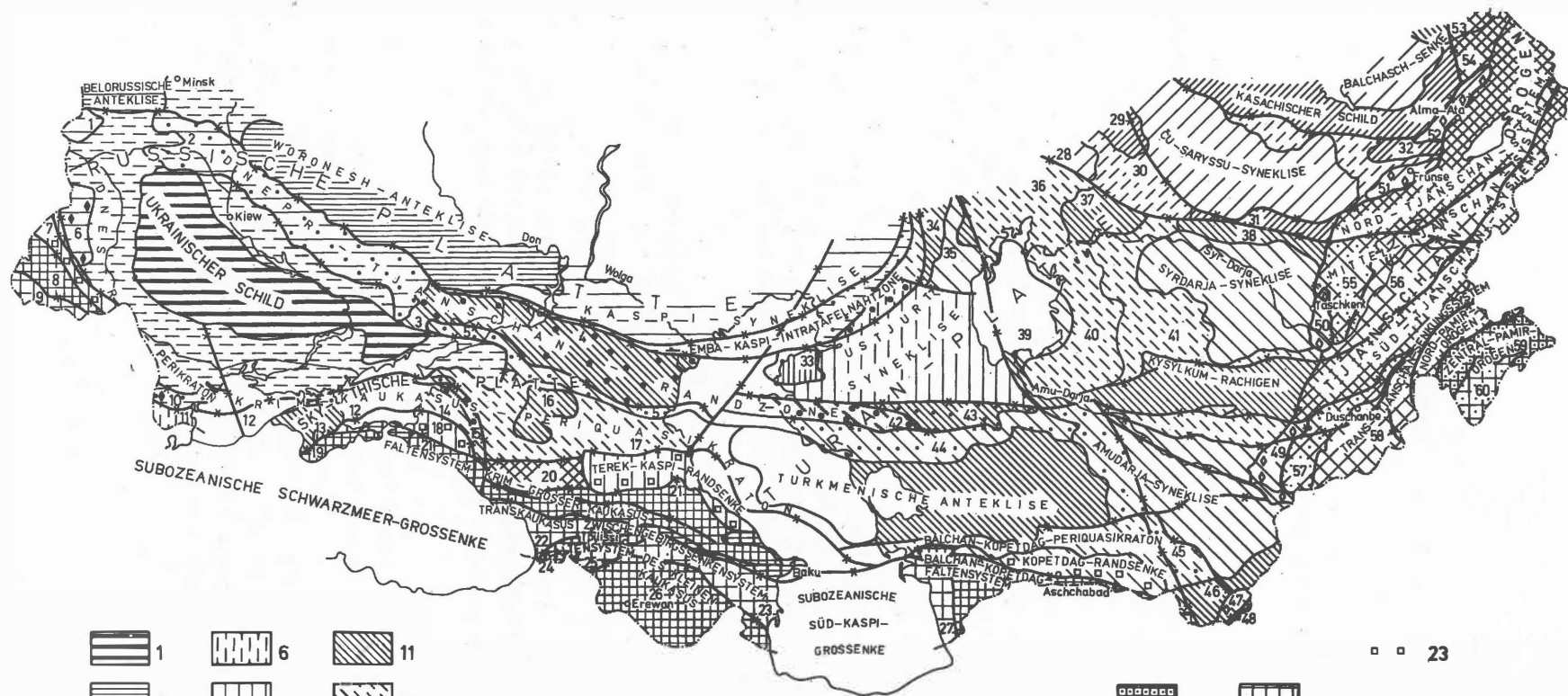
Von VASILIJ VASIL'EVICH GLUŠKO, Lvov, GRIGORIJ CHAIMOVIČ
 DIKENŠTEJN & KIRILL NIKOLAEVIČ KRAVČENKO, Moskau

In den letzten sechs Jahren ist im Allunions-Forschungsinstitut für geologische Erdölerkundung VNIGNI in enger Zusammenarbeit mit dem Moskauer Geologischen Erkundungsinstitut sowie wissenschaftlichen und industriellen Organisationen der entsprechenden Unionsrepubliken eine Kartenserie bearbeitet worden, in der die Tektonik und die geologische Entwicklungsgeschichte der südlichen Sowjetunion dargestellt sind. Die Karten umfassen einen großen Teil der Belorussischen SSR, die Ukrainische und Moldawische SSR, den Kaukasus, den Vorkaukasus und Mittelasien mit einer Gesamtfläche von über 4 Mill. km². An dieser Arbeit waren bedeutende sowjetische Wissenschaftler wie A.L. JANŠIN, M.V. MURATOV, V.E. CHAIN, V.V. FEDYNSKIJ, D.P. REZVOJ, V.D. NALIVKIN u.a. beteiligt.

Die Karten dienen als Grundlage für die Erdöl-Erdgas-Prognose sowie für die Festlegung der Hauptrichtungen in den Such- und Erkundungsarbeiten. Deshalb ist dem Bau und der Entwicklung jener Strukturformen besondere Aufmerksamkeit gewidmet, die die Verteilung und Entstehung der großen Bildungs- und Akkumulationszonen von Erdöl-Erdgas bestimmen.

Wie die im vorliegenden Aufsatz ausgewerteten Monographien und zahlreichen Einzelarbeiten ergeben haben, zeichnet sich das Gebiet der südlichen UdSSR durch sehr mannigfaltigen Aufbau und unterschiedliche Entwicklung der tektonischen Hauptelemente aus. Während der NW-Teil zur alten (präbaikalischen) Osteuropäischen Tafel gehört, ist die südliche Zone ein Teil des epigeosynklinalen alpidischen Orogengebietes. Zwischen beiden liegt die junge epipaläozoische Zentraleurasiatische Tafel. Den äußersten Ostteil nimmt das alpidische Epitafelorogen des Tjanschan und des nördlichen Pamir ein.

Die alte Tafel ist im Bereich der Karte (Abb. 1) durch den Südteil der Russischen Platte und den Ukrainischen Schild vertreten. Charakteristisch für sie ist die scharfe Grenze zwischen dem Phanerozoikum des Deckgebirges und dem kristallinen Fundament. Nur in einzelnen Gebieten lassen sich jungproterozoische Ablagerungen (Ovruč-Serie) ausscheiden, die sich vom Tafeldeckgebirge durch die stärkere Diagenese sowie durch Merkmale einer beginnenden Regionalmetamorphose unterscheiden. An ihrer Basis treten örtlich vulkanogene Gesteine der Basaltreihe auf. Das Alter des Fundamentes ist im größten Teil der Tafel präbaikalisch.



→ 28



Abb. 1 Schemakarte der wichtigsten Strukturelemente der südlichen UdSSR

Legende: 1 bis 14 - T a f e l n ; 1 bis 4 - alte Tafeln (auf präbaikalischem Fundament); 1 - Schilde; 2 bis 4 - Platten; 5 bis 14 - junge Tafeln: 5 bis 7 - auf präkambrischem Fundament mit variszischer Überprägung; 8 bis 10 - auf kaledonischem Fundament; 11 bis 13 - auf variszischem Fundament; 14 - mit permo-triassisch gefaltetem Untergrund, dabei sind jeweils: 2, 5, 8, 11 - Positive Strukturelemente; 3, 6, 9, 12 - Vermittelnde Strukturelemente; 4, 7, 10, 13 - Negative Strukturelemente;

15 bis 22 - O r o g e n e ; 15 bis 19 - epigeosynklinale Orogene; 15 und 16 - mesozoische epigeosynklinale Orogene; 15 - Faltsysteme; 16 - Innenmassive; 17 bis 19 - alpidische epigeosynklinale Orogene; 17 und 18 - Systeme gefalteter Hebunggebiete; 17 - Positive Strukturelemente; 18 - Negative Strukturelemente; 19 - Senkungssysteme; 20 bis 22 - alpidische Epitafelorogene; 20 - Systeme von Bruchfalten-Hebungsbereichen; 21 und 22 - Senkungssysteme; 21 - Positive Strukturelemente; 23 - alpidische Randsenken; 24 - variszische, 25 - alpidische extraorogene Senken; 26 und 27 - Lineare Nahtzonen und Überprägungszonen: 26 - mit Inversion; 27 - ohne Inversion; 28 Tiefenbrüche

Strukturbezeichnungen in der Karte: 1 - Brest-Senke; 2 - Pripjat-Dnepr-Donetz-Furche (Aulakogen); 3 - Donež-Gebirge; 4 - Karpinskijscher Wall (Inversionsaulakogen); 5 - Manyč-Furche; 6 - extraorogene Großsenke von Lwow; 7 - Karpaten-Randsenke; 8 - Ostkarpaten-Faltensystem; 9 - Pannonisch-Transsylvanisches Zwischengebirgssenkensystem; 10 - extraorogene Dobrudsha-Senke; 11 - Nord-Dobrudsha-Kilijfskaja-Stufe; 12 - Schwarzmeer-Intertafelnahtfurche; 13 - Krim-Gewölbe; 14 - Asow-Kuban-Segment; 15 - Kanevsko-Berezanskij-Großwall bzw. -Graben (Inversionsaulakogen); 16 - Stavropol-Gewölbe; 17 - Terek-Kuma-Segment; 18 - Indolo-Kuban-Randsenke; 19 - Bergkrim-Antiklinorium; 20 - Nord-Kaukasus-Randmassiv; 21 - Megantiklinorium des Großen Kaukasus; 22 - Rioni-Zwischengebirgssenke; 23 - Kura-Zwischengebirgssenke; 24 - Adžaro-Trialet-Antiklinorium; 25 - Bolnissi-Scholle; 26 - Megantiklinorium des Kleinen Kaukasus; 27 - Westturkmenische Zwischengebirgssenke; 28 - Turgaj-Syneklise; 29 - Ulutau-Hebungsgebiet; 30 - Ulutau-Karatau-Sattel; 31 - Hebungsgebiet des Kleinen Karatau; 32 - Hebungsgebiet des Kendyktas; 33 - Buzadžinskij-Gewölbe; 34 - Čuškakul-Hebungsgebiet; 35 - Čelkar-Großsenke; 36 - Nord-Aral-Störungssystem; 37 - Džusalinskij-Gewölbe; 38 - Hebungsgebiet des Großen Karatau; 39 - Ost-Aral-Senke; 40 - Aral-Flanke; 41 - Akkyrsko-Kumkalinskaja-Sattel; 42 - Mangyšlak-Großwall bzw. -Graben (Inversionsaulakogen); 43 - Zentral-Ustjurt-Großwall; 44 - Süd-Mangyšlak-Ustjurt-Furche; 45 - Mary-Serachskaja-Störungszone; 46 - Badchyz-Karabilskaja-Hebungszone; 47 - Kalaimorsko-Kajsarskij-Extraorogensenke; 48 - Bandi-Turkestan-Faltensystem; 49 - extraorogene Süd-Gissar (Beškent-Kaškadar-) Großsenke; 50 - extraorogene Taschkent-Senke; 51 - extraorogene Ost-Ču-Senke; 52 - extraorogene West-Ili-Großsenke; 53 - Dshungarisches Orogen; 54 - Borochorinskaja-Bruchfaltensystem; 55 - Catkal-Kurama-Horst-Großantiklinale; 56 - intraorogene Fergana-Senke; 57 - Horst-Großantiklinale des südwestlichen Gissar; 58 - intraorogene Afghanisch-Tadshikische Senke; 59 - Faltsystem des zentralen und südöstlichen Pamir; 60 - Innenmassiv des südwestlichen Pamir

Die Stellung der D o b r u d s h a , der Scholle von Rava Russkaja und der mit diesen verknüpften Dobrudsha- (Pridobrudžinskij-) ¹⁾ und Lwow-Senke am SW-Rand der alten Tafel ist noch Gegenstand heftiger Diskussionen. In letzter Zeit sprechen immer mehr Daten für ein baikalisches Alter des geosynklinalen Untergrundes der Dobrudsha und der Scholle von Rava Russkaja. Trifft dies tatsächlich zu, so ist für die kaledonisch-variszische Orogenese, die zur Konsolidierung dieser Gebiete und zur Bildung des Fundamentes führte, Epitafelcharakter anzunehmen. Unter diesem Aspekt wird auch der im Vergleich zu typischen Randsenken abweichende Charakter der Großen Senke von Lwow und der Dobrudsha-Senke sowohl in bezug auf den Senkungsbetrag als auch auf den Gesamtbau, insbesondere die geringe Asymmetrie und die unklar ausgebildeten lokalen Strukturformen, verständlich. Alle diese Eigenschaften sind charakteristisch für äußere Senkungsgebiete von Epitafelrogenen, denen beide Strukturen sehr wahrscheinlich angehören ²⁾. Die Haupthebung des Epitafelrogens und die daran gebundene Absenkung der äußeren negativen Strukturen erfolgten nicht gleichzeitig. In der extraorogenen Großen Senke von Lwow fallen sie in das Devon, Unter- und Mittelkarbon, in der Dobrudsha-Senke in die Permotrias.

Innerhalb der Z e n t r a l e u r a s i a t i s c h e n T a f e l gibt es mit Sicherheit neben linearen Zonen mit variszischem Fundament auch große Gebiete mit kaledonischem (Ču-Saryssu-Syneklise, Kasachischer Schild) und präkambrischem Fundament (baikalisch, gebietsweise möglicherweise präbaikalisch - Dobrudsha, Teile der Steppekrim und des zentralen Vorkaukasus, nördlicher Ustjurt). Da jedoch die Konsolidierung der Zentraleurasiatischen Tafel insgesamt erst am Ende des variszischen Zyklus abgeschlossen war, muß sie zu den epipaläozoischen jungen Tafeln gerechnet werden.

Charakteristisch für die jungen Tafeln ist die weite Verbreitung eines zwischen konsolidiertem Fundament und Deckgebirge eingeschalteten Ü b e r g a n g s k o m - p l e x e s . Vom Fundament unterscheidet es sich durch die flächenhafte Verbreitung, durch das Fehlen einer Regionalmetamorphose sowie durch das Zurücktreten magmatischer, insbesondere intrusiver Bildungen. Gegenüber dem Deckgebirge ist der Übergangskomplex deutlich stärker verfestigt und fast überall disloziert (Einfällen 10° und mehr). Außerdem zeichnet er sich durch die weite Verbreitung von Molassen und durch starke Mächtigkeitsunterschiede aus. Allerdings ist die Ausscheidung eines besonderen Übergangskomplexes ebenso wie die Zuordnung bestimmter stratigraphischer Einheiten dazu noch umstritten.

Auf der Zentraleurasiatischen Tafel werden auf Grund der Verbreitungsmerkmale, der Altersstellung, der Mächtigkeit und des Verformungsgrades des Übergangskomplexes und des Tafeldeckgebirges mehrere G r o ß r e g i o n e n ausgeschieden:

1. Der äußerste NW-Teil - Ustjurt-Bereich der Turan-Platte - liegt sehr wahrscheinlich auf alter präpaläozoischer Unterlage. Darüber folgt ein mächtiger (bis 5 km), allgemein nur wenig gestörter Übergangskomplex permotriassischen und präpermischen

1) Das Präfix "pri" (= bei, nicht übersetzbar) wird für Senkungsgebiete verwendet, die mit Epitafelrogenen und Aulakogenen zusammenhängen; im Gegensatz zu "pred" (= vor), das für Randsenken verwendet wird.

2) Zu erwähnen ist jedoch eine etwas andere Erklärung für die tektonischen Besonderheiten der Senke von Lwow, die, wie ein Autor dieses Aufsatzes annimmt, von der Verbindung dieser Senke mit den mitteleuropäischen Varisziden abhängt.

(Mittel- und Altpaläozoikum) Alters, überlagert von einem mächtigen (bis 4 km) jurassisch-känozoischen Tafeldeckgebirge.

2. Innerhalb des Ču-Saryssu-Teils der Turan-Platte umfaßt der epikaledonische Übergangskomplex ein sehr breites stratigraphisches Intervall vom Devon bis zum Perm einschließlich und zeichnet sich durch beträchtliche Mächtigkeiten (1 - 5 km) sowie durch allgemein ruhige Lagerung aus. Innerhalb des Übergangskomplexes der Ču-Saryssu-Syneklise werden eine oberdevonische und eine unterpermische Salinarformation ausgeschieden. Die Salzkuppeln im nördlichen und westlichen Teil der Syneklise sind an das Oberdevon-Salinar gebunden.
3. Die Kysylkum-Region liegt nordöstlich des Ural-Tjanschan-Tiefenbruches und umfaßt die Syrdarja- und Turgai-Syneklise, das Zentral-Kysylkum-Rachigen (Hebungsgebiet), das Rachigen des Großen Karatau und die Aral-Flanke. In diesem Gebiet fehlt Permotrias; das Tafeldeckgebirge wird unmittelbar von gestörtem und metamorphosiertem Karbon sowie älteren Bildungen unterlagert, die dem Fundament zuzurechnen sind. - Charakteristisch für das Ču-Saryssu- und Kysylkum-Gebiet sind die minimale Mächtigkeit (einige hundert Meter, selten bis 2,5 km), die nahezu horizontale Lagerung des Deckgebirges und die sporadische Verbreitung jurassischer Ablagerungen.
4. Im zentralen Teil der Turan-Platte, im Grenzgebiet zwischen Uraliden und Tjanschaniden (Ost-Aral-Senke, Nord-Aral-Störungssystem, Džusala-Gewölbe) gelegen, ist der permotriassische Übergangskomplex nur gebietsweise und in geringer Mächtigkeit (einige hundert bis einige tausend Meter) entwickelt. Das Deckgebirge ist relativ geringmächtig (1 - 2 km, selten bis 3 km), jurassische Bildungen spielen jedoch eine erhebliche Rolle.
5. Im Mangyşlak füllt der permotriassische Übergangskomplex ein sog. Inversionsaulakogen und zeichnet sich durch die anomal große (8 - 12 km) Mächtigkeit sowie die Faltenstruktur der molasseartigen Gesteine aus. Südlich schließt die Süd-Mangyşlak-Ustjurt-Rinne mit erhöhter Mächtigkeit (bis 4 - 5 km) und geringem Verformungsgrad des Übergangskomplexes an. Die Mächtigkeit des aus Jura, Kreide und Känozoikum bestehenden Deckgebirges liegt zwischen 2 und 5 km.
6. Im Bereich der Turkmenischen Anteklise ist der Übergangskomplex nur sporadisch und meist in reduzierten Mächtigkeiten (mit Ausnahme des Tuarkyr mit 3 - 4 km Mächtigkeit) entwickelt. Auch das Deckgebirge ist reduziert. In den scheidelnahen Bereichen der Gewölbe fehlen jurassische und örtlich auch Neokom-Ablagerungen.
7. In der Amudarja-Syneklise nimmt die Mächtigkeit des permotriassischen Übergangskomplexes erneut bis zu einigen tausend Metern zu, insbesondere in den regionalen Gräben, z.B. Chiva- und Karabil-Graben (5 - 7 km), in denen zudem eine merkliche Verformung hinzukommen kann. Das Deckgebirge der Syneklise erreicht eine für die Zentraleurasiatische Tafel sehr große Mächtigkeit (bis 6 - 7 km). Am Aufbau dieses Profils ist eine bis 1 km mächtige oberjurassische Salinarserie beteiligt, an die eine ausgedehnte lineare Zone mit Salzdislokationen gebunden ist.
8. Auf der Skythischen Platte, im zentralen und östlichen Vorkaukasus, ist der permotriassische Übergangskomplex zonar verbreitet und im wesentlichen regionalen Gräben bzw. Furchen (Manyč-Graben) zugeordnet. Mächtigkeit (bis einige tausend Meter) und Verformungsgrad sind gering.
9. Im westlichen Vorkaukasus und in der Steppenkrim nehmen Mächtigkeit und Verformungsgrad der Permotrias stark zu. Besonderheiten der Permotrias dieses Gebietes

sind der flyschoide Charakter, die marine Entstehung und die merkliche Metamorphose. Insgesamt lassen die Merkmale dieses Komplexes Ähnlichkeiten mit dem Fundament (gefalteter Untergrund der westlichen Skythischen Platte) erkennen.

10. Donez-Gebirge und Karpinskijscher Wall bilden die Donbass-Kaspi-Region. Es handelt sich um Inversionsstrukturen, die im wesentlichen im Karbon entstanden sind und in denen der Permotrias-Übergangskomplex praktisch fehlt. Karbon und ältere Schichten sind schwach metamorph, gefaltet und können dem Fundament zugerechnet werden.

Das 1 - 4 km mächtige Deckgebirgsprofil der S k y t h i s c h e n P l a t t e besteht überall aus känozoischen und kretazischen Ablagerungen; jurassische Bildungen treten zurück.

Die T u r a n - P l a t t e unterscheidet sich von der Skythischen Platte in einer Reihe wesentlicher Merkmale, z.B. durch große positive und negative geschlossene Strukturelemente - Anteklisen, Syneklisen -, die auf der Skythischen Platte fehlen. Ein großer Teil der Skythischen Platte wird aus dem sog. Krim-Kaukasus-Periquasikraton aufgebaut, d.h. aus einer nicht geschlossenen Struktur vom Typ einer auf das alpidische Orogen gerichteten regionalen Flanke. Auf der Turan-Platte spielt die mesozoische Senkung die Hauptrolle, während auf der Skythischen Platte der Hauptteil des Profils von känozoischen, insbesondere von mächtigen oligozän-miozänen Ablagerungen gebildet wird. Das Hauptsenkungsstadium begann auf der Turan-Platte im Jura, auf der Skythischen Platte in der Mittleren Kreide (Apt). Bei der Bildung der steilen regionalen Monoklinale wurden viele geschlossene Strukturformen der Skythischen Platte im Neogen teilweise bzw. vollständig deformiert. Demgegenüber kommt der Deformation von Strukturen auf der Turan-Platte keine größere Bedeutung zu. Die genannten Besonderheiten haben die Vorgänge der Bildung und Umverteilung der Erdöl-Erdgas-Lagerstätten auf beiden Platten wesentlich beeinflusst.

Der südliche Teil der Russischen Platte und der zentrale Teil der Turan-Platte werden von einem großen geradlinigen L i n e a m e n t (Nahtzone) durchschnitten, das sich vom Pripjat-Dnepr-Aulakogen bis zu den Strukturen des Kysylkum-Rachigens und den Randbereichen der Amudarja-Syneklise als Fortsetzung des variszischen Süd-Tjanschan-Faltensystems erstreckt. Dem Lineament gehören verschiedene, gewöhnlich gestreckte Strukturen mit erhöhtem Verformungsgrad und einheitlichem Streichen an. Sie werden auf ihrer gesamten Erstreckung beidseitig von Tiefenbrüchen begrenzt. Allgemeines Merkmal dieser sog. D n e p r - T j a n s c h a n - Z o n e ist die für Tafeln anomale Mobilität. In verschiedenen Entwicklungsetappen unterlagen einzelne Teile der Nahtzone einer intensiven Senkung, die sich anschließend entweder abschwächte oder - was charakteristischer war - von reversiven Bewegungen abgelöst wurde. Die verschiedenen Teile der Zone unterscheiden sich wesentlich nach dem Altersintervall, der Senkungsintensität, der Zeit des Senkungsabschlusses, dem Auftreten und dem Grad der Inversion sowie nach Faltung und Metamorphose.

Insgesamt läßt sich eine kontinuierliche Verjüngung der aktiven Bewegungen vom Westende der Zone nach Osten, fast bis zum Mangyşlak, erkennen. Im Pripjat-Großgraben, dem "ältesten" Abschnitt der Zone, lag die Hauptsenkungsphase im Devon. Dagegen erfolgte im Dnepr-Donez-Großgraben intensive Senkung nicht nur im Devon, sondern auch im Karbon. In der Permotrias, im Mesozoikum und im Känozoikum schwächte sich die Sen-

kung deutlich ab. Die Hauptsenkungsetappe des Donez-Gebirges und des Karpinskijschen Walls lag im Karbon, danach folgten Inversion und Faltung. Im Mangyšlak-Aulakogen entspricht die Periode intensiver Senkung der Permotrias. Am Ende der Permotrias erfolgten auch hier Inversion und Faltung, während die nachfolgende Zeit durch konstante Hebungstendenz ausgezeichnet war. Der Zentral-Ustjurt-Großwall blieb während der Permotrias und des gesamten Meso-Känozoikums Hebungselement. Die nach der Inversion des Mangyšlak-Aulakogens an den Flanken des Mangyšlak-Zentralustjurt-Kammes entstandenen Senken wurden im Jura, in der Kreide und (etwas schwächer) im Känozoikum intensiv abgesenkt.

Auftreten und Grad der Inversion, der Faltung und der Metamorphose sind innerhalb der Dnepr-Tjanschan-Zone auf das engste mit dem Mobilitätsgrad der entsprechenden Teilbereiche der Zone, d.h. mit der *S e n k u n g s a m p l i t u d e*, verknüpft.

Im Pripjat-Großgraben sind bei einer Senkungsamplitude von 5 - 5,5 km eine mächtige devonische Salinarformation sowie deutlich ausgeprägte lineare Wälle und Stufen ausgebildet. Bis in Tiefen von über 10 km ist das Fundament im Dnepr-Donetz-Großgraben abgesunken. In der am stärksten eingesunkenen Axialzone sind Inversionsstrukturen entwickelt (Solochovo-Wall, Efremovskaja-Antiklinalkette u.a.). Die Inversion trägt im Dnepr-Donetz-Großgraben nur regional begrenzten Charakter, wenngleich Anzeichen einer Umkehr der Bewegungsrichtung auch im allgemeinen Bauplan vorliegen. In östlicher Richtung ist parallel zur Absenkung des Fundamentes auf 15 - 20 km eine Zunahme des Verformungs- und Verfestigungsgrades zu beobachten, der jedoch nicht mit einer Metamorphose gekoppelt ist.

Ein prinzipiell anderes Bild ist im angrenzenden Donez-Gebirge und im Karpinskijschen Wall zu beobachten. Beide Strukturen durchliefen ein Stadium intensiver (bis 15 - 20 km) Senkung mit nachfolgender Faltung sowie schwacher Metamorphose des Karbons und Bildung einer gefalteten Unterlage, die dem Fundament anderer Gebiete der epivariszischen Tafel ähnlich ist. Anzeichen für Inversionstendenzen finden sich in der mesozoisch-känozoischen Deckgebirgsetappe. Zunächst unterlag der zentrale Teil des Karpinskijschen Wall es erneut einer Senkung, während danach an Stelle dieser Teilsenke als Ergebnis einer Inversion der Cubuksko-Promyslovsko-Rakušečnij-Wall entstand, der die Achsenlinie des Karpinskijschen Wall es an seiner östlichen Stufe bezeichnet.

Im Mangyšlak verliefen alle Prozesse von der Senkung bis zur Inversion, Faltung und Metamorphose ähnlich wie im vorherigen Teilabschnitt der Nahtzone, nur zeitlich verschieden (Permotrias) und in etwas abgeschwächter Form. Die Amplitude der permotriassischen Senkung wird im Mangyšlak auf 8 - 12 km geschätzt. Die folgende Inversion umfaßte eine relativ schmale (5 - 10 km) Zone. In allen Merkmalen entspricht die Permotrias des Mangyšlak dem Übergangskomplex des Faltungstyps.

Die zwischen Kaspi- und Ustjurt-Syneklise liegenden Strukturen gehören der *E m b a - K a s p i - I n t r a t a f e l n a h t z o n e* an. Ihr zentraler Teil entspricht einem von zwei Horstschollen begrenzten Graben in der Oberfläche des präkambrischen Fundamentes. Dieses ist im Achsenbereich des Grabens in Tiefen bis über 12 km, in den Horsten bis 9 - 10 km abgesunken. Im oberen Teil des Paläozoikums entspricht dem Graben allgemein der Süd-Emba-Großwall. Das Auftreten eines überdeckten

Grabens mit einer Amplitude von 3 km unter einem Hebungsbereich wird durch die starke Mächtigkeitzunahme einer Serie erklärt, die Unterkarbon, Devon und evtl. Altpaläozoikum umfaßt. Das gestörte Paläozoikum (Prä-Oberperm) in der SE-Hälfte der Nahtzone gehört der Unterlage der Turan-Platte an. Im Nordteil der Nahtzone liegt das Paläozoikum ruhig und bildet das Deckgebirge der präkambrischen Russischen Platte. Zu Inversionen und ersten Bewegungen, die in dem betrachteten Abschnitt der Nahtzone eine komplizierte innere Struktur erzeugen, kam es offenbar im Unterperm, da die Verbreitung der Salinarserie durch den Nordrand des Süd-Emba-Großwalles kontrolliert wird. Weitere Bewegungen folgten vor und nach der Sedimentation der oberpermisch-triassischen Serie. Mesozoisch-känozoische Ablagerungen über der Nahtzone bilden eine zur Ustjurt-Syneklise abfallende Monoklinale.

Die zwischen dem Norddonez- und dem Donez-Hauptbruch liegende **N o r d d o n e z - Z o n e** ist als eine schmale Struktur unterschiedlich einfallender Schollen und Falten ausgebildet. Der Donez-Hauptbruch trennt das zur Skythischen Tafel gehörende Verbreitungsgebiet des gefalteten Paläozoikums von einem Gebiet, in dem das Paläozoikum zum Tafeldeckgebirge der Russischen Platte gehört. Die Norddonez-Falten gehören strukturell einem Zwischentyp an und unterscheiden sich von den gewöhnlichen Tafelstrukturen durch einen erhöhten Beanspruchungsgrad. Die Ausgestaltung der Hauptelemente der heutigen Faltenstruktur fällt in die spätriassisch-präjurassische Zeit.

Die südwestliche Grenze zwischen alter Osteuropäischer und junger Zentralasiatischer Tafel hat ebenfalls den Charakter einer Naht. Hier läßt sich an der S-Flanke des Ukrainischen Schildes an der Grenze zur Skythischen Platte eine Kette mesozoischer Senken (evtl. Gräben), die sog. **S c h w a r z m e e r - R i n n e**, verfolgen.

Für die Gliederung der Tafeln in Großschollen mit unterschiedlicher Struktur und Entwicklung kommt den Nahtzonen große Bedeutung zu. Da die Nahtzonen beim Umbau der Regionalstruktur von Tafeln eine aktive Rolle spielen, sind sie als selbständige Strukturelemente auszuscheiden.

Den Ostteil der südl. UdSSR nehmen die spätalpidischen **E p i t a f e l o r o g e n e** ein: Dshungarisches Orogen, Tjanschan- und Nordpamir-Orogen sowie das zwischen den beiden letztgenannten gelegene orogene Trans-Tjanschan-Senkungssystem. Die orogenen Epitafelgebiete bestehen aus einer Folge von Elementen, in denen Schollenbau und Plikativstrukturen vorherrschen. Während für die positiven Strukturen mit zutage austreichendem oder oberflächennah liegendem paläozoischem und präpaläozoischem Fundament Schollenbau charakteristisch ist, herrschen in den negativen Strukturen, den intraorogenen Senken mit recht mächtigem meso-känozoischem Deckgebirge, Plikativformen vor.

Das **T j a n s c h a n - O r o g e n** besteht aus zwei Systemen von Bruchfalten-Hebungsbereichen: dem Nord-Tjanschan mit kaledonischem und dem Süd-Tjanschan mit variszischem Fundament. Das dazwischen liegende Mittel-Tjanschan-Senkungssystem bildet ein altes karelidisches Faltungsgebiet, das mehrere orogene Überprägungen erfuhr, von denen sich neben der alpidischen Orogenese die variszische als wichtigste abzeichnet.

Die Längszonalität ist das Hauptmerkmal für das Verständnis der Tektonik des "paläozoischen" Tjanschans. Im alpidischen Zyklus und in der heutigen Deckgebirgsstruktur

tur des Tjanschan kommt dem Talas-Fergana-Bruch eine keineswegs geringere, wenn nicht noch größere Bedeutung zu: Er trennt den Tjanschan in zwei etwa gleiche Teile, den westlichen und den zentralen.

Die Strukturen des westlichen Tjanschan-Orogens (ebenso wie das angrenzende orogene Trans-Tjanschan-Senkungssystem) unterlagen während der jurassisch-paläogenen Tafel- etappe einer differenzierten Senkung, die in der Fergana-Senke, in der Afghanisch-Tadshikischen und der Alai-Senke zur Bildung eines recht mächtigen (mehrere km) Tafel- deckgebirges führte. Die Bewegungsintensität während der orogenen neogen-quartären Entwicklungs- etappe war im westlichen Tjanschan größer als im zentralen Bereich. Im West-Tjanschan liegt auch die aus einer gefalteten terrigenen Jura-Serie bestehende Ost-Fergana-Struktur, das einzige Inversionsaulakogen innerhalb des Orogens.

Im zentralen Tjanschan fehlt ein aus Kreide und Paläogen bestehendes Deckgebirge fast vollständig, während Jura hier nur begrenzt und in geringer Mächtigkeit verbreitet ist. Dieser Teil des Orogens zeichnet sich durch eine insgesamt erhöhte Stabilität, durch Vorherrschen von Schollenstrukturen (Blockfalten) sowie durch das Zurück- treten eigentlicher Faltenstrukturen aus. Der Einfluß der Talas-Fergana-Grenze ist auch außerhalb des Tjanschan erkennbar: In den extraorogenen Senken westlich des Bruches - Taschkent- und Süd-Gissar-Senke - wird das orogene Deckgebirge von jurassisch- paläogenen Tafelbildungen unterlagert, während die extraorogene Ču- und West-Ili- Senke östlich des Bruches vollständig von neogen-quartärer Molasse ausgefüllt werden.

Im orogenen Trans-Tjanschan-Senkensystem ist ein extrem mächtiges (bis 12 km) orogenes Tafel- und Epitafeldeckgebirge entwickelt, das zudem in großen Teilen des Systems deutlichen Faltenbau zeigt.

Die Zentrালেurasiatische Tafel wird von den orogenen Epitafelgebieten des Tjanschan und des Pamir durch eine Zone extraorogener Senken getrennt: Kalaimorsko-Kaissarskij-, Süd-Gissar-, Taschkent-, Ost-Ču-, West-Ili-Senke. Im Gegen- satz zur Tafel spielt in den extraorogenen Senken der orogene Komplex aus neogen- quartärer Molasse eine wesentliche Rolle; die Gesamtmächtigkeit des Deckgebirges und der Beanspruchungsgrad sind erhöht. Die extraorogenen Senken unterscheiden sich von den Randsenken, für die eine wesentlich größere Gesamtmächtigkeit des Deckgebirges und Asymmetrie charakteristisch sind.

Zwischen den epigeosynklinalen Orogenen der südlichen UdSSR und den angrenzenden Platten - Russische, Skythische und westliche Turan-Platte - liegt eine diskontinu- ierliche Zone aus Randsenken: Karpaten-, Indolo-Kuban-, Terek-Kaspi- und Kopetdag-Randsenke. Von E nach W nehmen längs dieser Randsenkenzone der Verformungs- grad an den gefalteten Senkenrändern und die Rolle der känozoischen Senkungsetappe in der Gesamtentwicklung zu. Der gefaltete Rand der Kopetdag-Senke ist reduziert, schmal und unterbrochen; in der Terek-Kaspi- und der Indolo-Kuban-Senke lassen sich randlich stets einige Ketten aus ejektiven und Kofferfalten aushalten; die Karpaten- Randsenke schließlich wird durch ein System großer Überschiebungen kompliziert, die ebenfalls einen beträchtlichen Teil des Tafelrandes überfahren haben. Der Anteil der känozoischen Ablagerungen am Gesamtprofil des Deckgebirges nimmt kontinuierlich von 40 % in der Kopetdag-Randsenke bis 95 % in der Karpaten-Randsenke zu.

Auf Grund ihrer Entwicklungsmerkmale lassen sich die e p i g e o s y n k l i n a - l e n a l p i d i s c h e n O r o g e n e der südlichen UdSSR in die folgenden drei Gruppen gliedern: 1. Orogene, hervorgegangen aus geosynklinalen Senken mit langzeitiger, Jura, Kreide und Paläogen umfassender Entwicklung (Großer Kaukasus, Kopetdag); 2. Orogene, hervorgegangen aus Geosynklinalen mit frühem Abschluß (Ende Oberer oder Mittlerer Jura) und mit nachfolgender quasigeosynklinaler Entwicklung in der Kreide und im Paläogen, bisweilen auch ab Oberjura (Großer Balchan, Kalk-Dagestan, Bergkrim); 3. Orogene, hervorgegangen aus spätgeosynklinalen Senken, die lediglich das späte Flyschstadium in der Kreide und dem Paläogen durchlaufen haben (Karpaten, Adžaro-Trialety, Talyš).

Im äußersten SE der UdSSR befindet sich das als selbständiges Orogen ausgeschiedene mesozoische geosynklinale Faltungsgebiet des zentralen und südlichen Pamir.

Die komplizierteste Struktur mit Deckenbau erreicht das Karpaten-Orogen. Die innere Struktur des Krim-Kaukasus-Orogens ist sehr unterschiedlich: Neben relativ einfach gebauten Faltungszonen treten auch Zonen mit kompliziertem Bau auf. Das Turkmeno-Chorassan-Orogen zeigt die einfachste Tektonik. Der westliche Teil des Kopetdag hat kein allgemeines Inversionsstadium durchlaufen, sondern seine ursprüngliche Synklinalstruktur ist erhalten geblieben.

Die I n t r a o r o g e n s e n k e n des Transkarpatengebiets besitzen einen alpidischen Geosynklinalsockel, der von einer neogenen sedimentär-vulkanogenen, salinaren Molasse mittlerer Mächtigkeit (einige hundert bis wenige tausend Meter) und mittleren Deformationsgrades überdeckt wird.

Das Fundament des transkaukasischen intrabrogenen Senkensystems ist alt (präalpidisch, wahrscheinlich präpaläozoisch). Die zentralen Teile der Schwarzmeer-Großsenke und die Süd-Kaspi-Großsenke besitzen eine Kruste mit subozeanischem Aufbau. Die Granitschicht keilt hier aus, und der mächtige sedimentär-vulkanogene Komplex liegt unmittelbar auf der Basaltschicht. Die Mächtigkeit des sedimentären Deckgebirges beträgt im Westen einige tausend Meter, in der subozeanischen Süd-Kaspi-Großsenke 20 km. Sie zeigt in der Westhälfte komplizierte Faltung und in der Osthälfte, die dem Sockel eines abgetauchten Innenmassivs aufliegt, eine flach-wellige Struktur.

In der Westturkmenischen Senke sind im N Brachyantiklinalen entwickelt, die durch zahlreiche Störungen in kleinere Schollen zerlegt werden, in der südlichen Hälfte treten einfacher gebaute und flachere Brachyantiklinalen auf.

Innerhalb des intraorogenen Senkungssystems ist ein großer Teil der Falten parallel zum allgemeinen Streichen der Orogene orientiert. Eine Ausnahme bilden nur die Strukturen im SW-Teil der Süd-Kaspi- und in der Westturkmenischen Senke, die quer zum allgemeinen Streichen verlaufen.

Der A b s e n k u n g s g r a d einer Struktur (Lagerungstiefe des Fundamentes im Zentrum) bestimmt die thermodynamischen Verhältnisse im Untergrund, die ihrerseits ein entscheidender Faktor für den Nachweis des Phasenzustandes der Kohlenwasserstoffe und für die Ausscheidung von Zonen mit überwiegender Erdöl-Erdgas-Akkumula-

tion sind. Die Größe der potentiellen Öl- und Gasvorräte innerhalb eines gegebenen Strukturelementes ist unmittelbar abhängig vom Gesamtvolumen des sedimentären Deckgebirges. Dabei sind der Absenkungsgrad in den zentralen Teilen der Strukturen und das Volumen ihrer sedimentären Füllung als wichtige Klassifizierungsmerkmale von Strukturformen zu betrachten.

Die Strukturelemente der südlichen UdSSR werden nach ihrem Absenkungsgrad in 9 Gruppen eingeteilt. In den ersten drei Gruppen, den hoch herausgehobenen (>0 km), herausgehobenen (0. bis -0,5 km) und flachen (-0,5 bis -1 km) Strukturen, werden die Haupthebungsgebiete der Tafeln - Ukrainischer und Kasachischer Schild, Belorussische, Woronesh- und Turkmenische Anteklise - sowie Fundamentafragungen (Dzirula-Massiv) zusammengefaßt.

Zu den intermediären bzw. durchschnittlich abgesunkenen (-1 bis -3 km) und wenig tiefen (-3 bis -5 km) Strukturen gehören positive Tafелеlemente (Zentral-Karakum-, Mittel-Kaspi-Gewölbe, Adygei- und Badchys-Hoch) sowie einige negative Strukturen (Syrdarja-Syneklise, Gudilovo-Senke, Brest-, Ost-Aral-Senke, Černolesskaja-Trog). Die orogenen Strukturen werden von den großen inneren und äußeren Senkungsgebieten des zentralen Tjanschan (Taschkent-, Talas-, Ost-Ču-, Issykkul- und andere Senken und Großsenken) sowie von einigen Zwischengebirgssenken im Gebiet des Araks und des Kleinen Kaukasus vertreten.

Recht tiefe (-5 bis -7 km) und tiefe (-7 bis -10 km) Strukturen sind fast ausschließlich die großen Tafelsenken (Karnikit-Großgraben, Tichorecko-Kropotkinskaja-Senke, Süd-Mangyşlak-Ustjurt-Furche, Ču-Saryssu-Syneklise u.a.), ferner die Grenz-zonen zwischen Tafeln und Epitafelrogenen (Dobrudsha-, Lwow-, Süd-Gissar- bzw. Beškent-Kaşkadar-, Kaleimorsko-Kajssarskij-Extraorogensenke bzw. Großsenke) sowie einzelne, relativ schwach eingebogene Intraorogentröge (Rioni-Senke) des alpidischen Epigeosynklinalorogens.

Zu den sehr tief (von -10 bis -15 km) und am tiefsten (über -15 km) abgesunkenen Strukturen gehören die großen Syneklisen der Turan-Platte - Ustjurt- und Amudarja-Senke -, die Kaspi-Syneklise der Russischen Tafel, das Pripjat-Dnepr-Donetz-, Süd-Emba- und Mangyşlak-Aulakogen, ein großer Teil der Randsenken der südlichen UdSSR - Kuban-, Terek-Kaspi-, Kopetdag-Randsenke - sowie die großen intraorogenen Senken des Tjanschan und Kaukasus - Fergana-, Afghanisch-Padshikische Senke, Kura-Senke, Süd-Kaspi-Senke.

Nach dem Volumen der sedimentären Füllung können folgende Strukturgruppen ausgeschieden werden:

- sehr großes Volumen - über 1 Mill. km³,
- großes Volumen - einige hunderttausend bis 1 Mill. km³,
- mittelgroßes Volumen - einige zehntausend bis 100 000 km³,
- mittleres Volumen - einige tausend bis 10 000 km³,
- geringes Volumen - einige hundert bis 1000 km³,
- kleines Volumen - einige zehn bis 100 km³,
- sehr kleines Volumen - bis 10 km³.

Das Volumen der negativen Regionalstrukturen unterscheidet sich in der Regel wesentlich (bis zu einer Zehnerpotenz) von den Volumina der positiven Strukturen gleicher Größe.

Von den Großstrukturen auf dem Gebiet der südlichen UdSSR besitzt nur die sedimentäre Füllung der Kaspi-Syneklise ein sehr großes Volumen (etwa 10 Mill. km³). Die übrigen Syneklisen gehören zu den Strukturen mit großem Volumen, wobei die Amudarja- und Ustjurt-Syneklise mit 1 Mill. bzw. 800 000 km³ relativ großes Volumen, die Ču-Saryssu-Syneklise (500 000 km³) ein mittleres Volumen und die schwach eingesunkene Syrdarja- und Turgai-Syneklise (150 000 km³) das geringste Volumen aufweisen. Bei den größten positiven Tafelstrukturen liegt das Volumen der sedimentären Füllung zwischen mittleren Werten (Ukrainischer Schild 10 000 km³) und mittelgroßen (Belorussische Anteklise 40 000 km³) bis großen Werten (Woronesh-Anteklise 150 000 km³, Turkmenische Anteklise 400 000 km³).

Innerhalb der Großstrukturen variiert das Volumen der sedimentären Füllung erheblich. Maximale Werte werden - von der Kaspi-Syneklise abgesehen - im Dnepr-Donzegraben (1,2 Mill. km³) erreicht. Durch großes Volumen zeichnen sich alle Randsenken aus (Karpaten-, Indolo-Kuban-, Terek-Kaspi-, Kopetdag-Randsenke), ferner die großen Innensenken der Orogengebiete (Kura-, Westturkmenische, Tadshikische, Fergana-Senke) sowie viele große Tafelsenken und Großgräben (Pripjat-, Karkinitiskij-Großgraben, Tichorecko-Kropotkinskaja-, Nord-Ustjurt-, Barsakelmess-Sudoč-, Žazgurly-Učkuduk- und Murgab-Senke, Chiwa-, Saunguzskij-Großsenke). Ein Teil der großen Tafelstrukturen sowie die äußeren und inneren Senkungsgebiete von Epitafelrogenen gehören zur Gruppe der Strukturelemente mit mittelgroßem Volumen (Darjalyk-Daudanskij-, Učtaganskij-, Čelkar-Großsenke, Ost-Aral- und Balchasch-Senke, intraorogene und extraorogene Lwow-, Süd-Gissar- und Ost-Ili-Großsenken).

Fast in allen großen Hebungsbereichen ist ein sedimentäres Deckgebirge mit mittelgroßem Volumen entwickelt: u.a. Stavropol-, Astrachan-, Karabogas-, Buzači-, Džussalinskij-Gewölbe, Karpinskijscher Wall, Zentral-Ustjurt-Großwall, Kuma-Tjulenevskaja-, Tuarkyr-Karašorskaja-, Aktjumsukskaja-, Nord-Aral-Hebungszone bzw. Störungszone und Kysylkum-Rachigen. Eine Ausnahme bilden das Zentral-Karakum- und das Mittelkaspi-Gewölbe, deren Deckgebirge ein großes Volumen erreicht.

Mittelgroße Strukturen gehören zur Gruppe mit mittelgroßem und mittlerem Volumen, wobei die Unterschiede zwischen dem Sedimentvolumen der positiven und der negativen Strukturen sich bereits auszugleichen beginnen. Noch ähnlicher sind die Volumenwerte in den kleinen positiven und negativen Strukturen.

Die recht deutliche, wenn auch nicht direkte Abhängigkeit zwischen den Sedimentvolumina in den Bildungs- und Akkumulationsgebieten von Erdöl-Erdgas und der Größe ihrer Prognosevorräte bestätigt die Zweckmäßigkeit einer Gliederung der Strukturen nach dem angegebenen Merkmal.

Eines der wichtigsten positiven Kriterien zur Bewertung der Öl-Gas-Perspektiven sind die engen räumlichen Beziehungen zwischen Öl-Gas-Akkumulationsgebieten (-zonen) und tiefen Depressionen, d.h. die Nähe von Kohlenwasserstoff-Liefergebieten.

Maximale Konzentrationen von Erdöl- und Erdgasreserven sind in großen Strukturelementen zu erwarten, die neben ihrer vorherrschenden hypsometrischen Stellung auch ein großes Volumen besitzen und in der Nähe der Hauptliefergebiete liegen. Große Öl-Gas-Akkumulationen bilden sich auf dem gesamten Migrationsweg zu diesen Akkumulationszentren in relativ hoch liegenden Strukturen, die mit den Liefergebieten durch einen persistenten regionalen Schichtenanstieg verbunden sind. Derartige Zentren der regionalen Kohlenwasserstoffmigration sind auf der Skythischen und der Turan-Platte das Stavropol-Gewölbe und dessen abgetauchte Fortsetzung (die Kuma-Tjulenevskaja-Hebungsgroßzone), das Zentralkarakum-Gewölbe, ferner die großen positiven Strukturen an den Rändern der Haupteinzugsgebiete: der Kanevsko-Berezanskij-Wall im westlichen Vorkaukasus, die Žetybaj-Uzenskaja-Stufe im südlichen Mangyšlak, das Gazly-Hoch und andere Hochlagen innerhalb der Buchara-Großstufe.

Die hier mitgeteilten Daten bestätigen erneut, daß bei der Verteilung der Öl-Gas-Akkumulation in der Erdkruste dem **t e k t o n i s c h e n F a k t o r** die bestimmende Bedeutung zukommt. Der heutige Bau und die Entwicklungsgeschichte des Strukturplanes eines Gebietes spiegeln sich direkt oder indirekt in den Hauptmerkmalen der Verteilung und der Bildungsbedingungen von Öl-Gas-Lagerstätten sowie von Zonen und Gebieten der Öl-Gas-Bildung und -akkumulation wider.

Zur Problematik tektonischer Untersuchungen im Deckgebirge STILLES
(Tafeldeckgebirge und Molassenstockwerk)

Von KARL-BERNHARD JUBITZ, Berlin¹⁾

1. Generelle Problematik

Die Grundfragen nach der genetischen Gliederung der höheren Kruste einschließlich ihrer obersten Teile im Bereich des Deckgebirges STILLES leiten sich heute weitestgehend aus dem Gesamtkrustenmodell ab (JUBITZ 1973 [29]).

In der Regel gegen das unterlagernde Grundgebirge durch einen deutlichen Strukturhiatus (Diskordanz, Schichtlücke) abgesetzt, wird das Deckgebirge im Vergleich zu den tieferen Stockwerken durch folgende Eigenschaften charakterisiert:

- einen geringen Verformungsgrad der Gesteine, meist im Zuge einer bevorzugt vertikal gerichteten Bruch- und Bruchfaltentektonik ("Saxonische Tektonik") gebildet und ausgezeichnet durch typische Merkmale einer materialabhängigen Deformation,
- das Fehlen bzw. völlige Zurücktreten stoffumwandelnder und gefügebildender Prozesse als Folge magmatischer Vorgänge oder einer Regionalmetamorphose,
- das Auftreten von Gesteinsassoziationen und paragenetischen Stoffabfolgen mit grober Horizontalerstreckung, in rhythmischer oder zyklischer Entwicklung, sowie - verallgemeinert betrachtet -
- einen geringen Horizontalgradienten geologischer Merkmale und Erscheinungen.

Als Sonderfall können fließende Übergänge zwischen Grund- und Deckgebirge im Unterbau von Vorsenken orogener Gebiete auftreten (Übergang Flysch- und Molassenetappe, PAECH 1973 [44]). Die Unterkante des Deckgebirges durchsetzt dabei die stratigraphischen Schichtkomplexe eines größeren Gebietes in der Regel diskonform, und zwar jeweils abhängig vom Faltungsalter des Unterbaues (Beispiel: Nordostdeutsche Senke, BOCHMANN & SCHMIDT 1972 [8]; JUBITZ 1967 [27]).

Ausgangspunkt aller derartigen Untersuchungen, die heute z.B. auf die ökonomisch so wichtigen Fragestellungen nach dem Beckenbildungsprozeß oder auf Grundaspekte der Krustendynamik orientieren, war die klassische Form der Saxonischen Tektonik STILLES (1924) [57] - die mesozoisch-känozoische Tektonik des außeralpinen Europas -, welche sich nunmehr zur vergleichenden Tektonik der Tafeln, speziell deren Tafeldeckgebirge²⁾ (oberes Strukturstockwerk), weiterentwickelt hat.

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

2) Mit Tafeldeckgebirge (JUBITZ 1969 [28]) werden die germanotyp oder nur schwach dislozierten Gesteine des oberen Stockwerks von Tafeln bezeichnet. Zusammen mit dem in der Regel unterlagernden Molassenstockwerk (Orogenetappe BOGDANOVs 1962 [9]) bilden diese Gesteine das Deckgebirge STILLES (1924 [57]).

Charakteristische Voraussetzung für diese Weiterentwicklung der Saxonischen Tektonik (LOTZE 1948 [387]) sind die außerordentlich angewachsenen Möglichkeiten, den Baustil (Deformationstyp) weit voneinander entfernt gelegener, aber geotektonisch analog gebauter Gebiete systematisch zu vergleichen, und zwar zunächst unter bewußter Zurückstellung zeitlich-historischer Grundvoraussetzungen, d.h. des Faltungsalters im Unterbau (Fundament) der Tafeln. So wurde die Deckgebirgsentwicklung alter und junger Tafeln vergleichbar (JANŠIN 1965 [257]; GARECKIJ 1972 [187]; SOBOLEVSKAJA 1973 [557]), wie umgekehrt die bisherige Sonderstellung der Saxonischen Tektonik STILLES verallgemeinert bzw. auf andere regional-tektonische Einheiten übertragen wurde. Die Möglichkeit des Auftretens evolutionärer Prozesse der Strukturentwicklung soll damit keineswegs ausgeschlossen werden.

Derartige überregionale Vergleiche haben zu einer neuen Qualität der Erkenntnis geführt: Bau und Entwicklung des Deckgebirges im Bereich der Tafeln sind typisch für den kratonen Zustand der Kruste. Der gewissen Sonderstellung der tieferen Teile des Deckgebirges wird zunehmend durch Ausscheidung einer Übergangsetappe als "Molassenstockwerk" Rechnung getragen (BOGDANOV 1962 [97]; SCHROEDER 1973 [497]).

Damit haben sich auch Verlagerungen in der thematischen Schwerpunktbildung der tektonischen Forschung im Tafeldeckgebirge herausgebildet. Gegenüber der bisher bevorzugt betriebenen geomechanischen Analyse (kinematisch-dynamische Richtung LOTZES, 1948 [387], 1961 [397]) und der historisch-tektonischen Betrachtungsweise STILLES sowie der daraus resultierenden Zusammenfassung deren Ergebnisse in

- historisch-tektonische Stockwerke als mehrzeitig, unter verschiedenem tektonischem Regime gebildete Strukturetagen der höheren Erdkruste,
- disharmonische Stockwerke als einzeitig gebildete, typische materialabhängige Bauformen,
- Schollen bzw. deren übergeordnete genetische Kategorien, die Felder,

treten in zunehmendem Maße Fragen nach der **R a u m - S t o f f - B e z i e h u n g** als Ausdruck stofflicher Entwicklungsprinzipien infolge von Krustenzuständen in den Vordergrund des Forschungsinteresses (JUBITZ 1969 [287]; BENEK, MEIER & SCHWAB 1971 [67]). Diese Vertiefung bisherigen Wissens resultiert einerseits aus dem Bedürfnis, das analytische Einzelwissen komplex zu interpretieren, andererseits aber aus der gesellschaftlichen Notwendigkeit, eine theoretische Basis für die Lagerstättenprognose, -suche und -erkundung zu schaffen, um die Ressourcenforschung auch dieser Bereiche effektiver zu gestalten.

Beachtlich ist in diesem Zusammenhang die Möglichkeit, das **d y n a m i s c h e** Geschehen der Deckgebirgsentwicklung mittelbar über stoffliche Parameter jetzt besser untergliedern zu können, als es bisher bevorzugt auf Grund von Strukturhiaten nach der historisch-tektonischen Methode STILLES möglich war.

Auf Grund einer systematischen Analyse **r e z e n t e r K r u s t e n b e w e - g u n g e n** im Tafeldeckgebirge (BANKWITZ 1965 [27]) - bisher bevorzugt unter dem Aspekt isostatischer Ausgleichsbewegungen sowie salinaren Massentransports und Subrosion im Bereich von Salinarhochlagen interpretiert - ließen sich fernerhin enge Beziehungen zwischen gegenwärtigem dynamischem (und damit meßbarem physikalischem)

Verhalten der höheren Erdkruste und der Neotektonik sowie - ganz allgemein - der Paläotektonik des Tafeldeckgebirges herstellen, insbesondere unter dem Aspekt der Postumität von Bewegungsvorgängen bzw. der vergleichenden Klärung der Geschwindigkeit struktureller Prozesse des Tafeldeckgebirges (SCHWAB, TESCHKE & JUBITZ 1973 [527]). Dabei gehen rezente Krustenbewegungen und Paläotektonik offensichtlich auf eine gemeinsame energetische Quelle des Erdinnern (oberer Mantel) zurück.

Im Sinne dieser allgemeinen Fragestellungen sind die Forschungen im Tafeldeckgebirge und im Molassenstockwerk in ihrer Gesamtheit als Beitrag zur Präzisierung eines allgemeinen **K r u s t e n m o d e l l s** zu bewerten (OLSZAK & THIERBACH 1971 [437]). Dabei liegt der besondere Vorteil struktureller und stofflicher Untersuchungen im Deckgebirge in optimalen Aufschluß- und Beobachtungsmöglichkeiten sowie in dem daraus ableitbaren Zuverlässigkeitsgrad der erzielten Aussagen.

Die perspektivischen Grundfragestellungen im Tafeldeckgebirge sind somit dynamischer Art im Hinblick auf die Klärung von Krustenvorgängen.

2. Hauptprobleme

2.1. Stockwerkbau (Horizontalinhomogenitäten)

2.1.1. Historischer Stockwerkbau

R a u m - Z e i t - B e z i e h u n g e n des Deckgebirges werden durch die Bestimmung des Verformungsalters der Teilstockwerke (JUBITZ 1960 [267]) bereits während der ersten Etappe der Regionalerkundung eines Gebietes abgeleitet (historisch-tektonische Analyse). Auf der Grundlage von Tektonogrammen (Schemata der Zeitlichkeit von Verformungsvorgängen) sind verschiedene Gebiete nach statistischen Gesichtspunkten vergleichbar. Erschwert sind derartige Vergleiche allerdings in salinartektonisch beeinflussten Gebieten, wo die in der Regel diskontinuierlich erfolgenden tektonischen Vorgänge durch stetige, gravitativ bedingte halokinetische Verformungen (TRUSHEIM 1957 [637]) überlagert werden; lokale Entwicklungen überdecken daher den übergeordneten Raum-Zeit-Trend. - Ebenso erschweren Gebiete mit größeren Schichtlücken die relativen geologischen Zeitbestimmungen.

Wichtige Teilaufgaben der strukturellen Analyse leiten sich aus der Bestimmung der Postumitätsbeziehungen der Stockwerke und Teilstockwerke ab (Struktur- und Richtungs-postumität; SCHWAB, JUBITZ & MEIER 1973 [517]), insbesondere zum unterlagernden Molassenstockwerk, in dessen Bereich der Umschwung vom Bauplan der Geosynkлинаletappe zu dem der Tafelstufe erfolgt (STILLE 1930 [587]). Dementsprechend zeigt das Molassenstockwerk noch genetische Beziehungen zum Unterbau (Vulkanismus, Anlage von Sedimentationströgen im Streichen des Tektogens, Detritus der marin-paralischen Frühmolassen bzw. kontinentalen Spätmolassen), jedoch mit generell zum Hangenden abnehmender tektonischer Energie. Charakteristisch für die weitere Entwicklung ist das Einsetzen neuer, meist querschlägiger oder diagonal verlaufender Richtungen.

Dabei erfolgt die Anlage der Bauelemente des Tafeldeckgebirges bruchtektonisch oder synsedimentär, wie Spezialuntersuchungen in Intramontanbecken der Varisziden erbracht haben (HAVLENA, JAROŠ & PEŠEK 1968 [227]; GRUMBT u.a. 1973 [197]). Die Bruchtektonik des Molassenstockwerks ist, wie das Beispiel der postkaledonischen Entwicklung Ostgrönlands zeigt (HALLER 1971 [207]), zugleich bestimmend für die postume Entwicklung des Tafeldeckgebirges nach dem Prinzip der "block faulting" (Bruchschollentektonik), insbesondere synsedimentärer Tektonik im Bereich der Störungselemente und damit an den Schollengrenzen. - Bezeichnend ist in diesem Zusammenhang auch der Hiatus der petrophysikalischen Parameter zwischen Grundgebirge und Tafeldeckgebirge als Ausdruck unterschiedlicher Deformationszustände. Ungefaltete bzw. schwach gefaltete Innenmolassen vom Typ der Varisziden Mitteleuropas (Siles - Autun) stellen, überregional-vergleichend betrachtet, offensichtlich nicht den Allgemeinfall der Entwicklung des tieferen Deckgebirges dar.

Auch die petrophysikalischen Parameter (Dichte, Porosität, Permeabilität usw.) vermitteln als Ausdruck für irreversible Vorgänge der Kompaktion, Diagenese und Epigenese von Sedimentpaketen Kennwerte von Zustandsgrößen, die für die Rekonstruktion des Ablaufes von strukturellen Prozessen im Tafeldeckgebirge von besonderer Wichtigkeit sind (Raum-Zeit-Verhalten in Becken, speziell bei Inversionsvorgängen; PHILIPP u.a. 1963 [467]). In zunehmendem Maße sind diese Kennwerte auch für die Charakterisierung von Stockwerken oder Teilstockwerken herangezogen worden (KOPF 1965 [337], 1967 [347], 1973 [357]). - Stoffumwandelnde Prozesse, speziell im Bereich der becken tiefsten Gesteine, sind in diesem Zusammenhang weitere Kriterien für die Klärung der postsedimentären Entwicklung des Deckgebirges.

R a u m - S t o f f - B e z i e h u n g e n (genauer Raum/Zeit-Stoff-Beziehungen) bestimmen heute überwiegend die Forschungsthematik auch struktureller Untersuchungen im Tafeldeckgebirge, insbesondere zur Klärung des paläotektonischen Geschehens mittels sedimentologischer und lithologisch-paläogeographischer Methoden (NÖLDEKE & DIENER 1972 [417]). Grundlage hierfür sind die bevorzugt tektonisch gesteuerten synsedimentären Vorgänge eines rhythmischen bzw. zyklischen Absenkungsprozesses (Epirogenese, Diktyogenese), dessen Etappen und Teiletappen durch stofflich definierte Gesteinsabfolgen im Sinne von Formationen gliederbar sind (VON BUBNOFF 1954 [117]; WOLBURG 1961 [687]; CHERASKOV 1967 [137]; BENEK, MEIER & SCHWAB 1971 [67]). Dementsprechend ist die orthostratigraphische Gliederung weitgehend durch parastratigraphische Arbeitsschemen einzelner Gebiete, sogenannte lithologische Gliederungen, auf der Basis petrophysikalischer Daten (Bohrlochgeophysik) ersetzt- bzw. ergänzbar.

Eine spezielle Teilaufgabe zur Klärung der Raum-Stoff-Beziehungen im Tafeldeckgebirge ist die Analyse der lithologisch-paläogeographischen Veränderung von Gesteinsverbänden in der Horizontalen und Vertikalen als Funktion des paläotektonischen Geschehens (FRANKE & SÖLLIG 1969 [157]), so z.B. im Bereich von Beckenrändern, an Hochlagen innerhalb der Becken sowie im Grenzbereich von Schollen, hier besonders zum Vergleich von synsedimentärer Anlage mit späterer Bruchdeformation großer Abschiebung- oder Überschiebungszonen. Beispiele hierfür liefern die Mitteldeutsche Hauptlinie (MUSSTOW 1968 [407]) oder der Leinetalgraben (WOLBURG 1961 [687]). Auch im überregionalen Maßstab vermitteln derartige Raum-Stoff-Beziehungen wichtige Aussagen für das Mobilitätsverhalten des Tafeldeckgebirges an Krustenelementen 1. Ordnung (SW-Rand der

Osteuropäischen Tafel, TESCHKE 1972 [60] oder zur Regionalgliederung von Sedimentäreinheiten (KATZUNG 1972 [31]; GRUMBT u.a. 1973 [19]).

Spezialuntersuchungen der sogenannten "empfindlichen Formationen" (JUBITZ 1969 [28]) können dabei wesentliche Hinweise für strukturelle Sonderentwicklungen des Tafeldeckgebirges liefern (Faziesdifferenzierung von Salinarformationen für die Bestimmung von Beckenrändern mittels Karbonat- und Anhydritwällen; Verbreitung und Ausbildung von Karbonatformationen zum Nachweis von marinen In- und Transgressionswegen längs Beckenachsen und Teleskopieren an den Beckenrändern usw.). - Methodische Grenzen sind der strukturellen Interpretation lithologischer Methoden allerdings innerhalb einfürmig ausgebildeter Gesteinsserien gesetzt, so z.B. für die Oberkreidese sedimentation der Norddeutsch-Polnischen Senke.

Von steigender Bedeutung ist der systematische Vergleich der paläotektonischen Entwicklung des tieferen Tafeldeckgebirges (Trias, Zechstein) mit den höheren Abschnitten des Molassenstockwerkes mittels stofflicher Kriterien und der synsedimentär bedingten Mächtigkeitentwicklung, um Hoch- und Tieflagen sowie deren lithologische Äquivalente (Klastite) nach Prinzipien der Postmität auf indirektem Wege vorbestimmen zu können (vgl. Kap. 3).

Überlagert werden die regionalen Raum-Stoff-Beziehungen durch globale Erscheinungen eines evolutionären Trends stofflicher Entwicklung im Bereich von Tafeln (RONOV 1973 [48]).

Schon VON BUBNOFF (1954) [11] hat frühzeitig auf derartige rhythmische und zyklische Entwicklungen im Tafeldeckgebirge hingewiesen, wobei er bereits die Diktyogenese im Sinne einer gesteigerten, felderförmig wirkenden Epirogenese ausschied.

2.1.2. Disharmonischer Stockwerkbau

Für nahezu das gesamte Gebiet der DDR ist infolge des Auftretens salinärer Serien (Zechstein) ein mehr oder weniger ausgeprägter disharmonischer Stockwerkbau (JUBITZ 1960 [26]) infolge Fließmechanik bezeichnend. So kommt es im Innern des Nordostdeutschen Beckens zu einem fast vollständigen seitlichen Auswandern der fließfähigen Salze in Diapirstrukturen; Postsalinar (Suprasalinar) und Präsalinar (Subsalinar) geraten dadurch sekundär in direkten räumlichen Kontakt - ein Phänomen, auf dessen Vorhandensein FULDA (1927) [16] bereits vor 40 Jahren anhand salztektonischer Modellvorstellungen vorausschauend folgern konnte. Faltungs-, Beulungs- und Diapirstrukturen mit Amplituden des Postsalinars von mehr als 1500 m entsprechen im generell flach gelagerten Subsalinar in der Regel nur ausgesprochen geringe Sprunghöhen von kleiner als 100 m (PUTZIGER, REINHARDT & WEGERT 1966 [47]; WEGNER 1966 [67]).

Dementsprechend hat sich die Forschung auf die Klärung der strukturellen Beziehungen von Post- und Präsalinar konzentriert, insbesondere im Hinblick auf die Bestimmung von präsalinaren Hochlagen (Erdöl - Erdgas). Für paläotektonische Analysen spielt hierbei die Bestimmung der primären Mächtigkeiten der Salzgesteine, besonders der Halite, u.a. mittels statistischer Methoden eine große Rolle; Spezialuntersuchungen

beziehen sich auf Selektionsvorgänge im Salinarkörper als Folge von Scherungs- und Dehnungsvorgängen einer Fließmechanik (GALLWITZ 1956 [17]), speziell im Hinblick auf eine stoffliche Differenzierung der Salzpakete entsprechend ihrer Teilbeweglichkeit im Salinarverband. - Der geomechanische Vergleich von Post- und Präsalinar wird durch die ablenkende Wirkung des Salinarpaketes auf tektonische Störungselemente erschwert, die sich dadurch nur in veränderter Form, meist als räumliche Verschiebung, vom Unter- auf den Oberbau durchpausen können.

Die objektive Trennung orthotektonischer Vorgänge von Wirkungen der Halokinese im Rahmen des disharmonischen Stockwerkbaues wird sicherlich auch noch in Zukunft trotz hohen Aufwandes mit einer geringen Trennschärfe der Aussagen verbunden sein. Für Fragen der Interpretation rezenter Krustenbewegungen und für Aspekte des überregionalen Vergleiches von aufgelagerten Becken mit benachbarten Tektogenen oder dem ozeanischen Bereich sind derartige Ergebnisse aber von Wichtigkeit.

Allgemein betrachtet, sind halotektonische und halokinetische Strukturentwicklungen für das Deckgebirge sowohl alter als auch junger Tafeln charakteristisch, wie Vergleiche mit anderen eurasiatischen Gebieten, z.B. der Kaspi-Syneklise und dem Südteil der Sibirischen Tafel, gezeigt haben (ŽURAVLEV 1967 [70], 1972 [71]; ŽARKOV & JANŠIN 1970 [69]).

2.2. Störungen (Vertikal- oder Lateralinhomogenitäten)

Bezeichnend sind im Gegensatz zu früheren Fragestellungen nach der Morphologie, dem tektonischen Charakter und dem Alter von Störungselementen heute zunehmend Aspekte der **Tiefenreichweite** von Störungselementen, die als Hauptbewegungs- oder Nachbewegungszonen im Bereich des Tafeldeckgebirges erscheinen. Die numerische Bestimmung des Tiefgangs der großen Störungselemente ist dabei nur mit geophysikalischen Mitteln möglich; stoffliche Indikationen, speziell magmatischer Art (z.B. Basalte), geben jedoch gute relative Teufenhinweise. Die numerische Disproportion zwischen maximaler Reichweite von großen saxonischen Überschiebungselementen (\varnothing 1000 m im Südteil der DDR) und der Sprunghöhe von großen Vertikalversätzen (\varnothing 3-4000 m im Nordteil der DDR) besteht offensichtlich nicht in dem Maße für das Deckgebirge, wie es für Geosynklinalzonen (einschließlich Miogeosynklinalen) so charakteristisch ist, wo die Überschiebungsweiten eines Deckenbaues die der Sprunghöhen um eine bis sogar zwei Zehnerpotenzen übersteigen können (SOLLOGUB 1970 [56]; SUBBOTIN 1973 [59]). Ausdehnung der Oberflächenerscheinungen des geotektonischen Geschehens und Tiefenreichweite (bzw. Herd) stehen dabei in enger Wechselwirkung (VAN BEMMELEN 1962 [64]). Zunehmend wird auch die **Mechanik** von Klüftungs- und Störungsvorgängen, in Analogie zu physikalischen Vorgängen der Technik, betrachtet, um zu Vorstellungen über den mechanisch-zeitlichen Ablauf derartiger Prozesse zu kommen (BANKWITZ 1966 [3], 1971 [4], 1973 [5]). Hier bestehen übrigens enge thematische Berührungspunkte zur Werkstoff-Forschung.

Vom lagerstättenkundlichen Standpunkt interessieren zunehmend Aspekte der **stofflichen Vorgänge** im Bereich von großen Störungszonen des Tafeldeckgebirges (Migration, Akkumulation), vor allem im Hinblick auf Aussagen zur

Tiefenreichweite dieser Bauelemente und zur tektonischen Kontrolle der Akkumulation im Bereich vertikaler Krustenanomalien. Auch die Blastese im Bereich tiefgelagerter sedimentärer Schichtenkomplexe wird unter diesem Gesichtspunkt betrachtet. - Umgekehrt werden die Migrationsvorgänge leichtbeweglicher Elemente (u.a. Edelgase) zur Indikation tiefreichender Bruchelemente und deren Ortung im oberflächennahen Bereich des Tafeldeckgebirges, auch bei überdeckter Lagerung, genutzt (LAUTERBACH 1968 [37]; OELSNER u.a. 1973 [42]).

Vom Standpunkt geophysikalischer Forschung sind die **e n e r g e t i s c h e n** **V o r g ä n g e** (Wärmefluß, Seismotektonik) im Bereich der Vertikalelemente von besonderer Bedeutung in bezug auf Aussagen zur Dynamik der Kruste (HURTIG & SCHLOSSER 1973 [24]).

3. Komplexe Fragestellungen (Auswahl)

Als typisches Beispiel moderner Untersuchungen im Tafeldeckgebirge sollen hier die Analyse des **B e c k e n b i l d u n g s p r o z e s s e s** und die daraus abzuleitende Beckendynamik angeführt werden, da aus dem Bau und der Entwicklung der Beckenfüllung in der Gesamtheit Rückschlüsse auf das generelle Krustenverhalten eines Gebietes möglich werden. Derartige Untersuchungen zur Beckendynamik haben sich aus der ursprünglich nach sedimentologischen Aspekten angelegten "basin analysis" der amerikanischen Geologen rasch weiterentwickelt (PERRODON 1969 [45]).

Vergleiche von Regionaluntersuchungen und daraus abgeleiteten **Modellen** (SLEEP 1971) [54] zeigen, daß die Bildung von Sedimentationsbecken im Tafelbereich ausgesprochen etappenförmig erfolgt, und zwar mit einem intensiven Absenkungsstadium beginnend (\emptyset 100 m Sediment / Mill. Jahre) und dann über ein Reifestadium mit Differentiationsvorgängen in Teilbecken weiterlaufend sowie schließlich in einem Regressionsstadium als "Altern der Senke" langsam endend (\emptyset 10 m Sediment / Mill. Jahre). Für die Norddeutsch-Polnische Senke erfolgte diese Form der Beckenentwicklung zwischen Saxon (Unterperm) und Alb; die Nachfolgeetappe bis zum Neogen stellt eine generelle Wiederholung des vorausgegangenen Prozesses dar, wenn auch mit abgeminderten Intensitäten und zunehmender Tangentialbeanspruchung der Beckenrandstörungen im Gegensatz zu den vorausgegangenen Vertikalbewegungen (BOIGK 1968 [70]). Eine gesteigerte Absenkung, die nicht durch Sedimentation kompensiert werden kann, findet dabei ihren Ausdruck in sogenannten "Depressionsfazieskomplexen", d.h. stratigraphischen Kondensaten geringerer Mächtigkeit (Beispiel: Stinkschiefer des Staßfurtzyklus in der Nordostdeutschen Senke). - Generelle Abnahme der Sedimentationsgeschwindigkeit (Beckendynamik) und lithologisch-stoffliche Entwicklung (Zyklik) verlaufen jedoch nicht konform (SCHWAB, TESCHKE & JUBITZ 1973 [52]).

Wichtige strukturelle Spezialfragen beziehen sich in diesem Zusammenhang auf die Anlage derartiger Becken als Folge bruchtektonischer Vorgänge, wie sie ursprünglich in anderem Zusammenhang von KRENKEL [36] (Taphrogenese) oder STILLE [58] (Saar-Selke-Tektonik) dargestellt wurden, oder auf die Mobilität der Becken als Funktion ihres tektonischen Unterbaues bzw. ihrer regionaltektonischen Position zu benachbarten Geosynklinalzonen, wofür das Abwandern von Vorsenken (Saumsenken) in Richtung auf

das Vorland besonders typisch ist. - Eine besondere Rolle spielen die Salinargesteine während der Anlage und zu Beginn des Hauptabsenkungsstadiums der Becken, ebenso später nochmals im Zuge des Differenzierungsprozesses in Teilbecken während des Regressionsstadiums (Beispiel: einheitliches Zechsteinsalinar des Norddeutsch-Polnischen Beckens zu Beginn des Prozesses; differenzierte Trias- und besonders Oberjurasalinare während der Zerlegung in Spezialtröge).

Charakteristisch für den Gesamtprozeß der Beckenbildung ist die Zerlegung einer zunächst einheitlichen Beckenstruktur mit weitreichenden, monotypen Sedimentationsverhältnissen (Beispiel: Zechstein und Trias der Mitteleuropäischen Senke) in Spezialtröge mit hochspezialisierter Sedimentation (Beispiel: Oberer Jura), d.h., die Entwicklung verläuft von Groß- zu Kleinstrukturen (genetische Beziehung von Regional- und Lokalentwicklung). Bedingt wird dieser Vorgang, der offensichtlich impulsartig aktiviert wird, durch eine zunehmende Blocktektonik im Sinne einer vorgezeichneten Felderteilung der Kruste (SCHWAB, TESCHKE & JUBITZ 1973 [527]). Beckenbildung und Störungsbau an Schollenrändern stehen in enger Beziehung (VOIGT 1963 [667]).

Eine Schlüsselstellung in erkenntnistheoretischer Hinsicht kommt hierbei den kontinentalrandnahen Becken und deren Verbindungsgliedern zur heutigen ozeanischen Kruste, den Schelfen, zu, um dynamisch-genetische Beziehungen zwischen Beckenentwicklung im Kontinentalbereich und ozeanischen Geschehen (Spreading, Bildung von Neuozeanen ab Oberjura) aufklären zu können. Hierfür bieten die Becken an der westafrikanischen Küste (Kongo-Becken, Gabun-Becken) sowie der Ostküste Südamerikas (Sergipe- und Bahia-Becken), deren erste Absenkungsstadien übrigens auch durch eine Salinar-Sedimentation (Unterkreide) ausgezeichnet sind, ein bezeichnendes Beispiel (Autorenkollektiv 1965 [17]). HSÜ (1972) [237] vermutet enge Beziehungen zwischen der Anlage großer Bruchelemente und nachfolgender Salinarsedimentation im Bereich von Riftzonen (Beispiel: Ostafrikanisches Grabensystem - Rotes Meer). Prinzipiell trifft eine solche Fragestellung auch für die Mitteleuropäische Senke (Nordseesenke, Dänisch-Polnische Furche, Norddeutsch-Polnisches Becken) zu, um anhand des Beckenprozesses dynamische Beziehungen zur Entwicklung des nördlichen Atlantiks aufzudecken. Beispielsweise spricht die zeitliche Abfolge von Intensitätsschwankungen der Absenkungsbewegungen während des Paläogens und Neogens im Gebiet des Rockall-Hatton-Beckens (VOGT u.a. 1971 [657]) sowie der Mitteleuropäischen Senke für derartige dynamische Krustenbeziehungen.

Auf die generelle Problematik, die mit der Neuformierung geotektonischer Grundvorstellungen verbunden ist und zu der auch die Forschungen im Tafeldeckgebirge entscheidende Beiträge liefern können, hat in zusammenfassender Form CHAIN (1970) [127] Stellung genommen.

Ein übergeordnetes Problem tektonischer Untersuchungen stellt in zunehmendem Maße die Trennung von Lokal- und Regionalfaktoren eines Gebietes dar, wenn aus Strukturen und Räumen unterschiedlicher Größenordnung allgemein gültige dynamische Gesetzmäßigkeiten erkannt und abgeleitet werden sollen. Wesentliche Fortschritte sind auf diesem Gebiet mit der Einführung mathematischer Verfahren verbunden, wofür das Tafeldeckgebirge mit seinem hohen Aufschlußstand optimale Voraussetzungen bietet (KNAPE 1971 [327]). Überhaupt ist für die Klärung von Komplexbeziehungen des Tafeldeckgebirges der Einsatz mathematisch-statistischer

Verfahren während des letzten Jahrzehnts charakteristisch (HARBAUGH & MERRIAM 1968 [21]; SCHWAB 1972 [50]).

Generelle Beziehungen zum Felderbau der Kruste im Bereich von Tafeln lassen sich in der Verteilung und der stofflichen Entwicklung des Magmatismus der Molassenetappe (subsequenter Vulkanismus, BENEK u.a. 1973 [7]) sowie in der Anordnung des basaltischen (finalen) Vulkanismus des Tafeldeckgebirges, der bevorzugt tiefreichenden bruchtektonischen Elementen folgt (Beispiel: Mitteleuropa), vermuten. Dabei sind die Beziehungen zum tektogenetischen Geschehen der unterlagernden Orogene (Varisziden) bzw. zur Entwicklung benachbarter Tektogene (Alpiden), gemessen am Beispiel von Mitteleuropa, ausgesprochen komplexer Art (SCHWAB 1970 [52]).

Berührt wird hierbei auch die generelle Frage der Beziehungen zwischen epirogenetischen Bewegungen im Orogen- und Tafelbereich als dynamische Grundvorgänge des Krustengeschehens, meßbar an den langfristigen Raum-Zeit-Wechselbeziehungen von Orogen und Vorland (TESCHKE 1972 [60], 1973 [61]). Der besondere Vorteil derartiger Komplexanalysen, wie sie zur Zeit im Geodynamik-Projekt durchgeführt werden, liegt in der systematischen Erfassung von Vorgängen und Teilvorgängen im Bereich des Tafeldeckgebirges des Vorlandes, die im Innern der Geosynklinalen infolge tektogenetischer Prozesse bis zur Unkenntlichkeit überprägt oder zerstört wurden; ausgezeichnete methodische Beispiele hierfür bieten nach Tiefbohrungsaufschlüssen der nördliche Außenrand der Varisziden in Mitteleuropa als ehemaliger Kontinentalhang oder die Grenzgebiete zwischen Alberta-Synklinale (Great Prairies) und Rocky Mountains am Westrand des Kanadischen Schildes (DOUGLAS u.a. 1970 [14]; TISCHENDORF & JUBITZ 1973 [62]).

4. Zusammenfassung

Insgesamt wird die Forschung im Tafeldeckgebirge, die sich von der Saxonischen Tektonik STILLES zur vergleichenden Tektonik der Tafeln entwickelt hat, zunehmend von einem Trend zur Klärung von Raum/Zeit-Stoffbeziehungen bestimmt. Grundfragen sind hierbei die Analyse von vertikalen und lateralen Beziehungen der Stockwerke nach strukturellen, zeitlichen und vor allem stofflichen Aspekten.

Die Krustenmobilisierung oder Remobilisierung - in komplexer Form am Beckenbildungsprozeß aufgelagerter Senken und dessen Dynamik ableitbar - ist auch im Bereich des Tafeldeckgebirges ein Prozeß, der dem generellen Trend der Krustenkonsolidation mit unterschiedlicher Intensität und Form entgegenwirkt.

Vorgezeichnet wird die germanotype Tektonik offensichtlich von einer übergeordneten, vermutlich "präexistenten" Felderteilung der Kruste, die während der Erdgeschichte nach Zeit, Raum und Intensität unterschiedlich aktiv war. Lineamente sind in diesem Sinne Begrenzungselemente von Feldern, die wiederum in Schollen unterschiedlicher Größenordnung zerlegt worden sind. Gesucht sind strukturelle Homogenitätsbereiche der höheren Kruste nach Raum und Zeit, die als Ausdruck des Stabilitätsverhaltens der Kruste Vergleichselemente für den tieferen Krustenbau und dessen geophysikalische Felder (Potentialfelder) darstellen.

Verallgemeinert betrachtet, überwiegt heute das genetische Moment in der Problemstellung tektonischer Untersuchungen im Tafeldeckgebirge (Strukturgenese), wofür die bevorzugt auf historisch-tektonische und mechanische Fragestellungen orientierte klassische Saxonische Tektonik STILLES eine grundlegende Erkenntnissetappe darstellt. Derartige Untersuchungen mit der Zielfunktion der Verallgemeinerung von Daten bedingen zugleich eine besondere Form geologischer Synthese (Integration), obwohl nach wie vor die geologische Spezialuntersuchung (Differentiation) durch Schaffung des notwendigen geologischen Datenfonds die Grundlage aller geowissenschaftlichen Arbeiten darstellt (JUBITZ & SCHMIDT 1971 [30]).

Die Untersuchungen zur Tektonik des Tafeldeckgebirges liefern daher in ihrer Endkonsequenz - gerade in ihrer komplex geführten Form zu Fragen des Beckenbildungsprozesses und seiner Beziehung zum Tektogen bzw. zum ozeanischen Geschehen - wichtige Beiträge zum Krustenmodell der Erde, dessen ständige Vervollkommnung eine wesentliche Grundlage für das theoretische Fundament der Lagerstättenprognose und auch -suche sein wird.

Literatur³⁾

- [1] Autorenkollektiv Salt basins around Afrika.
Amsterdam: Elsevier Publ. Comp. 1965
- [2] BANKWITZ, P. Geologische Interpretation der vorläufigen Karte der rezenten vertikalen Krustenbewegungen in der Deutschen Demokratischen Republik.
Petermanns geogr. Mitt. 109 (1965) 2, S. 143-151
- [3] BANKWITZ, P. Über Klüfte II. Die Bildung der Kluftfläche und eine Systematik ihrer Strukturen.
Geologie 15 (1966) 8, S. 896-941
- [4] BANKWITZ, P.; BANKWITZ, E. Bruchflächenanalyse in der Physik und in der Geologie.
Monatsber. dt. Akad. Wiss. Berlin 13 (1971) 6, S. 447-463
- [5] BANKWITZ, P.; BANKWITZ, E. Einige Aspekte der Bruchmechanik in der Lithosphäre.
In diesem Festband
- [6] BENEK, R.; MEIER, R.; SCHWAB, G. Stoffbestand und Mächtigkeitentwicklung im Tafeldeckgebirge als Grundlage der tektonischen Rayonierung.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 16 (1971) 3-5, S. 315 bis 321
- [7] BENEK, R.; u.a. Zur strukturellen Stellung des Magmatismus der Subsequenzperiode im DDR-Anteil der mitteleuropäischen Varisziden.
In diesem Festband
- [8] BOCHMANN, M.; SCHMIDT, K. Der Einfluß der sowjetischen Geologie auf die Entwicklung der Erdöl- und Erdgasgeologie in der DDR.
Z. angew. Geol. 18 (1972) 12, Beil. S. VII-X

3) Auswahl bevorzugt zusammenfassender Darstellungen

- [9] BOGDANOV [BOGDANOFF], A.A. Sur le terme "Étage structural".
Rev. Géogr. phys. Géol. Géodynam. 5 (1962) 4,
S. 245-253
- [10] BOIGK, H. Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen
Tektogens.
Geol. Jb. 85 (1968), S. 861-900
- [11] BUBNOFF, S. VON Grundprobleme der Geologie. 3. Aufl.
Berlin: Akademie-Verlag 1954
- [12] CHAIN, W.E. Vollzieht sich in der Geologie eine wissenschaft-
liche Revolution?
Z. angew. Geol. 16 (1970) 11/12, S. 437-449
- [13] CHERASKOV, N.P. Tektonik und Formationen. Ausgewählte Werke
[Russ.].
Moskau: Nauka 1967
- [14] DOUGLAS, R.J.W.; u.a. Geology of western Canada. In: Geology and Economic
Minerals of Canada. 5. Aufl.
Ottawa: Geol. Survey Canada 1970
- [15] FRANKE, D.; SÖLLIG, A. 20 Jahre geologische Kartierung in der Deutschen
Demokratischen Republik.
Geologie 18 (1969) 8, S. 891-910
- [16] FULDA, E. Salztektonik.
Z. dt. geol. Ges. 79 (1927), S. 178-196
- [17] GALLWITZ, H. Über tektonische Selektion. In: Geotektonisches
Symposium zu Ehren von HANS STILLIE, S. 20-37.
Stuttgart: Enke 1956
- [18] GARECKIJ, R.G. Tektonik junger Tafeln Eurasiens [Russ.].
Geol. Inst. Akad. Nauk SSSR Trudy 226 (1972),
300 S.
- [19] GRUMBT, E.; u.a. Zur Sedimentation und Tektonik im Übergangsbereich
zwischen Molassestadium und Tafelentwicklung der
Varisziden in Mitteleuropa.
In diesem Festband
- [20] HALLER, J. Geology of the East Greenland Caledonides.
London: Interscience Publishers 1971
- [21] HARBAUGH, J.W.,
MERRIAM, D.F. Computer applications in stratigraphic analysis.
New York: Wiley 1968
- [22] HAVLENA, V.; JAROŠ, J.;
PEŠEK, J. Problems of the geology of the Upper Silesian
Basin, the Boskovice Furrow and the Plzen Basin.
Prag: Charles University 1968
- [23] HSÜ, K.J. Origin of saline giants: a critical review after
the discovery of the Mediterranean evaporite.
Earth-Sci. Rev. 8 (1972) 4, S. 371-396
- [24] HURTIG, E.; SCHLOSSER, P. Analyse der Wärmeflußdaten Mitteleuropas.
In diesem Festband

- [25] JANŠIN, A.L. Allgemeine Bau- und Entwicklungsmerkmale junger Tafeln [russ.]. In: Molodye platformy, ich tektonika i perspektivy neftegazonosnosti, S. 7-18.
Moskau: Nauka 1965
- [26] JUBITZ, K.-B. Zur Durchkreuzung altkimmerischer und pyrenäischer Faltungselemente im NW-Balkan (Stara Planina) - ein methodischer Beitrag zum "historischen Stockwerkbau" des postvariszischen Deckgebirges.
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III (1960) 1, S. 147 bis 178
- [27] JUBITZ, K.-B. Zum geologischen Fortschritt im Norddeutschen Flachland.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 12 (1967), S. 41-50
- [28] JUBITZ, K.-B. Beziehungen zwischen Stoffbestand und Bauformen im Tafeldeckgebirge (Methodische Gesichtspunkte und Probleme moderner tektonischer Grundlagenforschung im germanotypen Deckgebirge junger Tafeln - 20 Jahre Deckgebirgsforschung im Gebiet der DDR).
Geologie 18 (1969) 8, S. 911-941
- [29] JUBITZ, K.-B. Zu einigen allgemeinen Aspekten geotektonischer Forschung.
In diesem Festband
- [30] JUBITZ, K.-B.; SCHMIDT, K. Zu einigen Aspekten des geowissenschaftlichen Erkenntnisprozesses unter den Bedingungen der wissenschaftlich-technischen Revolution.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 16 (1971) 3-5, S. 479-502
- [31] KATZUNG, G. Stratigraphie und Paläogeographie des Unterperms in Mitteleuropa.
Geologie 21 (1972) 4/5, S. 570-584
- [32] KNAPE, H. Trennung regionaler und lokaler Faktoren der Mächtigkeitentwicklung.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 16 (1971) 3/5, S. 395 bis 402
- [33] KOPF, M. Petrophysik und Fazies.
Geophysik u. Geol. 7 (1965), S. 73-83
- [34] KOPF, M. Der Dichteansatz für das Norddeutsch-Polnische Becken unter besonderer Berücksichtigung des vertikalen Dichtegradienten.
Geologie 16 (1967) 2, S. 181-199
- [35] KOPF, M. Petrophysik der Stockwerke des Tafeldeckgebirges.
In diesem Festband
- [36] KRENKEL, E. Die Bruchzonen Afrikas.
Geol. Rdsch. 14 (1923), S. 209-232
- [37] LAUTERBACH, R. Radium-Metallometrie zum Nachweis verdeckter tektonischer Brüche.
Geophysik u. Geol. 13 (1968), S. 80-83
- [38] LOTZE, F. 100 Jahre Forschung in der saxonischen Tektonik.
Z. dt. geol. Ges. 100 (1948), S. 321-337

- [39] LOTZE, F. Bau und Geschehen (Tektonik und Stratigraphie).
Geotekt. Forsch. 14 (1961), S. 1-6
- [40] MUSSTOW, R. Beitrag zur Stratigraphie und Paläogeographie der
Oberkreide und des Albs in Ostbrandenburg und in
der östlichen Niederlausitz.
Beih. Geologie 60 (1968)
- [41] NÖLDEKE, W.; DIENER, I. Zur Darstellung lithologisch-paläogeographischer
Verhältnisse nach der Profilmethode.
Z. angew. Geol. 18 (1972) 9, S. 385-391
- [42] OELSNER, C.; u.a. Komplexer Störungsnachweis mit geochemischen und
geophysikalischen Methoden.
Neue Bergbautechnik 3 (1973) 7, S. 482-489
- [43] OLSZAK, G.; THIERBACH, H. Tiefe Becken und ihre Stellung innerhalb der Tekton
sphäre.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 16 (1971), S. 465
bis 478
- [44] PAECK, H.-J. Zur Grenze zwischen Flysch und Molasse im variszi-
schen Orogen Mitteleuropas.
In diesem Festband
- [45] FERRODON, A. Esquisse d'une géologie dynamique des bassins
sédimentaires.
Sci. Terre 14 (1969), S. 303-328
- [46] PHILIPP, W.; u.a. Zur Geschichte der Migration im Gifhorner Trog.
Erdöl u. Kohle 16 (1963) 6, S. 456-468
- [47] PUTZIGER, K.;
REINHARD, H.-G.;
WEGERT, F. Geophysikalische Beiträge zur Erkundung des re-
gionalen geologischen Baues in Norddeutschland.
Geophysik u. Geol. 8 (1966), S. 3-20
- [48] RONO, A.B. Evolution of rock composition and geochemical
processes of the sedimentary shell of the
earth.
Sedimentology 19 (1973), S. 157-172
- [49] SCHROEDER, E. Probleme tektonischer Untersuchungen im Orogen,
speziell in den Varisziden.
In diesem Festband
- [50] SCHWAB, G. Zur Interpretation lithologisch-paläogeographi-
scher Karten mit Hilfe eines einfachen Klassifi-
zierungsverfahrens.
Z. angew. Geol. 18 (1972) 8, S. 313-319
- [51] SCHWAB, G.; JUBITZ, K.-B.;
MEIER, R. Zu einigen Aspekten der stofflichen und strukturel-
len Entwicklung im Tafeldeckgebirge des nördli-
chen Mitteleuropas, speziell zu Fragen der Postu-
mität.
In diesem Festband
- [52] SCHWAB, G.; TESCHKE, H.-J.;
JUBITZ, K.-B. Zur Raum-Zeit-Beziehung zwischen rezenten verti-
kalen Krustenbewegungen und Paläotektonik im
Bereich der Norddeutsch-Polnischen Senke.
Z. angew. Geol. 19 (1973) Im Druck

- [53] SCHWAB, M. Die Beziehungen der subsequenten Vulkanite des Permosiles zum variszischen Orogen, dargestellt unter besonderer Berücksichtigung des Halleschen Vulkanitkomplexes.
Geologie 19 (1970) 3, S. 249-280
- [54] SLEEP, N.H. Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental break up.
Geophys. J. roy. astron. Soc. 24 (1971), S. 325 bis 350.
- [55] SOBOLEVSKAJA, V.N. Tektonik und allgemeine Gesetzmäßigkeiten des Werdens und der Entwicklung epipaläozoischer Platten [Russ].
Moskau: Nauka 1973
- [56] SOLLOGUB, W.B. Einige Probleme des Verhältnisses oberflächennaher Strukturen zum Tiefenbau der Erdkruste im Südwesten der UdSSR.
Z. angew. Geol. 16 (1970) 2, S. 97-104
- [57] STILLE, H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik.
Berlin: Gebr. Borntraeger 1924
- [58] STILLE, H. Das Einsetzen der "saxonischen" Richtungen im westdeutschen Jungpaläozoikum.
Abh. preuß. geol. Landesanst. n.F. 116 (1930), S. 38-74
- [59] SUBBOTIN, S.I. Zu den Ursachen und dem Mechanismus tektonischer Bewegungen.
Z. geol. Wiss. 1 (1973) 1, S. 23-28
- [60] TESCHKE, H.-J. Gesetzmäßigkeiten der Entwicklung und des tektonischen Baues des südwestlichen Randbereiches der Osteuropäischen Tafel.
Diss. Greifswald 1972
- [61] TESCHKE, H.-J. Zu einigen Fragen der Entwicklung des Südwestrandes der Osteuropäischen Tafel.
In diesem Festband
- [62] TISCHENDORF, G.; JUBITZ, K.-B. Bericht über die wichtigsten Ergebnisse des XXIV. Internationalen Geologischen Kongresses in Kanada 1972.
Z. angew. Geol. 19 (1973) 6, S. 314-323
- [63] TRUSHEIM, F. Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands.
Z. dt. geol. Ges. 109 (1957), S. 111-151
- [64] VAN BENMELEN, R.W. Geotektonische Stockwerke (Eine relativistische Hypothese der Geotektonik).
Mitt. geol. Ges. Wien 55 (1962), S. 209-232
- [65] VOGT, P.R.; u.a. Episodes of sea-floor spreading recorded by the North Atlantic basement.
Tectonophysics 12 (1971) 3, S. 211-234
- [66] VOIGT, E. Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete.
Z. dt. geol. Ges. 114 (1963), S. 378-418

- [67] WEGNER, J. Strukturba u und Tektonik im Nordwesten der DDR.
Geophysik u. Geol. 9 (1966), S. 44-56
- [68] WOLBURG, J. Sedimentationszyklen und Stratigraphie des Bunt-
sandsteins in NW-Deutschland.
Geotekt. Forsch. 14 (1961), S. 7-74
- [69] ŽARKOV, M.A.; JANŠIN, A.L.
[Hrsg.] Geologie und Kaliführung der Sibirischen Tafel
und anderer Salzakkumulationsgebiete der UdSSR
[russ.].
Trudy Inst. Geol. i Geofiz. 116 (1970), 388 S.
- [70] ŽURAVLEV, V.S.
[SHURAWLEW, W.S.] Ähnlichkeiten der Salzteknik in der exogonalen
Kaspi- und der Norddeutsch-Polnischen Senke.

Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 12 (1967), S. 421
bis 436
- [71] ŽURAVLEV, V.S. Vergleichende Tektonik der exogonalen Petschora-,
Kaspi- und Nordseesenke der Europäischen Tafel
[russ.].
Geol. Inst. Akad. Nauk SSSR Trudy 232 (1972),
399 S.

Zu einigen Aspekten der stofflichen und strukturellen Entwicklung
im Tafeldeckgebirge des nördlichen Mitteleuropas,
speziell zu Fragen der Postumität

Von GÜNTHER SCHWAB, KARL-BERNHARD JUBITZ, Berlin &
RUDOLF MEIER, Potsdam¹⁾

1. Einleitung

Ziel des Aufsatzes ist es, einige Aspekte des Baus und der Entwicklung des Tafeldeckgebirges im nördlichen Mitteleuropa unter dem Gesichtspunkt seiner Beziehungen zum Untergrund zu betrachten und zu prüfen, in welcher Art der Strukturbau des Untergrundes auf die Entwicklung des Tafeldeckgebirges postum wirksam wird. Den nachfolgenden Erörterungen wurde die Stockwerkgliederung des Tafeldeckgebirges in Tab. 1 zugrunde gelegt. Räumlich wird hier nur auf die Verhältnisse der Mitteleuropäischen Senke Bezug genommen, die sich zwischen Osteuropäischer Tafel (Kraton) im Norden und Nordosten

Tab. 1. Stockwerkgliederung des Tafeldeckgebirges

Entwicklungsstadien	Struktur-etagen	Teilstockwerke	Historischer Stockwerkbau	
Tafelstadium	Deckgebirge	höheres Tafeldeckgebirge i.e.S.	Postalb-Stockwerk	jungalpidischer Abschnitt <u>Mitteloligozän</u> subherzynisch-laramisch-pyrenäischer Abschnitt <u>Mittel(Ober-)alb</u>
			Präalb-Stockwerk	jungkimmerisch-austrischer Abschnitt
		tieferes Tafeldeckgebirge i.e.S.		
Molassenstadium		Übergangsstockwerk	Übergangsstockwerk	
Geosynklinalstadium	Fundament	baikalisch/kaledonisch/variszisch konsolidiertes Grundgebirge		

und den an der Oberfläche austreichenden Grundgebirgsschollen des variszischen Orogens im Süden (Rheinische Masse, thüringisch-sächsische Mittelgebirge, Sudeten) erstreckt (vgl. zum Begriff Mitteleuropäische Senke KÖLBEL 1967 [387]). Im einzelnen

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

werden die tektonischen Verhältnisse der drei großen Teilsenken der Mitteleuropäischen Senke herangezogen, die sich in der Strukturkarte der Zechsteinbasis erkennen lassen: die dem SW-Rand der Osteuropäischen Tafel vor- bzw. aufgelagerte Polnisch-Dänische Furche, die Norddeutsch-Polnische Senke und die Senke im Bereich der südlichen Nordsee (Abb. 1).

Genetisch ist die Mitteleuropäische Senke eine Synklise der (jungen) Westeuropäischen Tafel (GARECKIJ 1966, 1972 [T9, 207]), d.h. eine Senke mit heterogenem, z.T. präbaikalisch, vorwiegend jedoch baikalisch bis variszisch konsolidiertem Unterbau und einem z.T. über 10 km mächtigen Oberbau, wobei der "Inhomogenität des Sockels auch eine - epirogenetische und tektonische - Inhomogenität des Oberbaus entspricht" (VON BUBNOFF 1959 [T27]). Es muß jedoch betont werden, daß über Abgrenzung und Interngliederung der Westeuropäischen Tafel keine einheitliche Auffassung besteht.

Die Bedeutung, die sowohl H. STILLE als auch S. VON BUBNOFF der Postunität als tektonischem Phänomen beimaßen, ist Anlaß, Fragen der Postunitätsbeziehungen in den Mittelpunkt einer Darstellung der Deckgebirgsentwicklung im Bereich der Mitteleuropäischen Senke zu stellen. Wir gehen dabei von dem Grundgedanken aus, daß das Fundament nicht schlechthin ihren Untergrund darstellt, sondern das Gerüst bildet, in dessen Rahmen sich die Tafelsenke als aufgelagertes Strukturelement entwickelte. Die Entstehung der Senke wird hierbei von uns als ein weitgehend autonomer Beckenbildungsprozeß (JUBITZ u.a. 1972 [337]) verstanden, dessen Bildungsraum und Untergliederung in tektonische Struktureinheiten jedoch von präexistierenden und sich in das Deckgebirge vererbenden Strukturen vorbestimmt wird. Eine besondere Rolle spielen hierbei im Untergrund verborgene Brüche unterschiedlicher Tiefenreichweite. Die an ihnen wiederholt auflebende tektonische Aktivität wird auch von uns als wesentliche Ursache für das postume Verhalten von Bau- und Entwicklungsphänomenen des Tafeldeckgebirges angesehen.

Auf der Grundlage des gegenwärtigen Kenntnisstandes kann der Einfluß des Untergrundes auf Stoffbestand, strukturelle Gliederung und Entwicklung des Oberbaus in der Mitteleuropäischen Senke nur näherungsweise abgegrenzt werden. Auch sind wir uns bewußt, daß die Bewertung der Postunität im Lichte der Kenntnisse über den Bau der Kruste und das Wesen geologischer Prozesse einen Wandel erfahren hat und weiter erfahren muß. Wesentlich sind hierbei die wachsenden Kenntnisse über die Determiniertheit tektonischer Prozesse und die daraus ableitbare Orts- und Zeitabhängigkeit geologischer und tektonischer Phänomene.

Im folgenden wird kurz auf den Begriff der Postunität eingegangen, und es werden Vorstellungen sowjetischer Kollegen über das Wirken von Postunitätsbeziehungen auf jungen Tafeln wiedergegeben. Vor allem von sowjetischer Seite wurde das sog. Postunitätsprinzip als Denkmodell zur Klärung des Strukturbaus sowohl alter als auch junger Tafeln herangezogen (vgl. hierzu JUBITZ 1969 [327]); nicht zuletzt mit dem Ziel, aus der Entwicklung des Tafeldeckgebirges Aussagen über lagerstättenkontrollierende bzw. lagerstättenbildende Untergrundstrukturen zu machen. Bevor ein Überblick über die Entwicklung der Mitteleuropäischen Senke seit dem Perm unter dem Aspekt der Postunität gegeben wird, werden die der gegenwärtigen Literatur entsprechenden Kenntnisse über den Strukturbau des Untergrundes der Mitteleuropäischen Senke an Hand einer Abbildung erläutert.

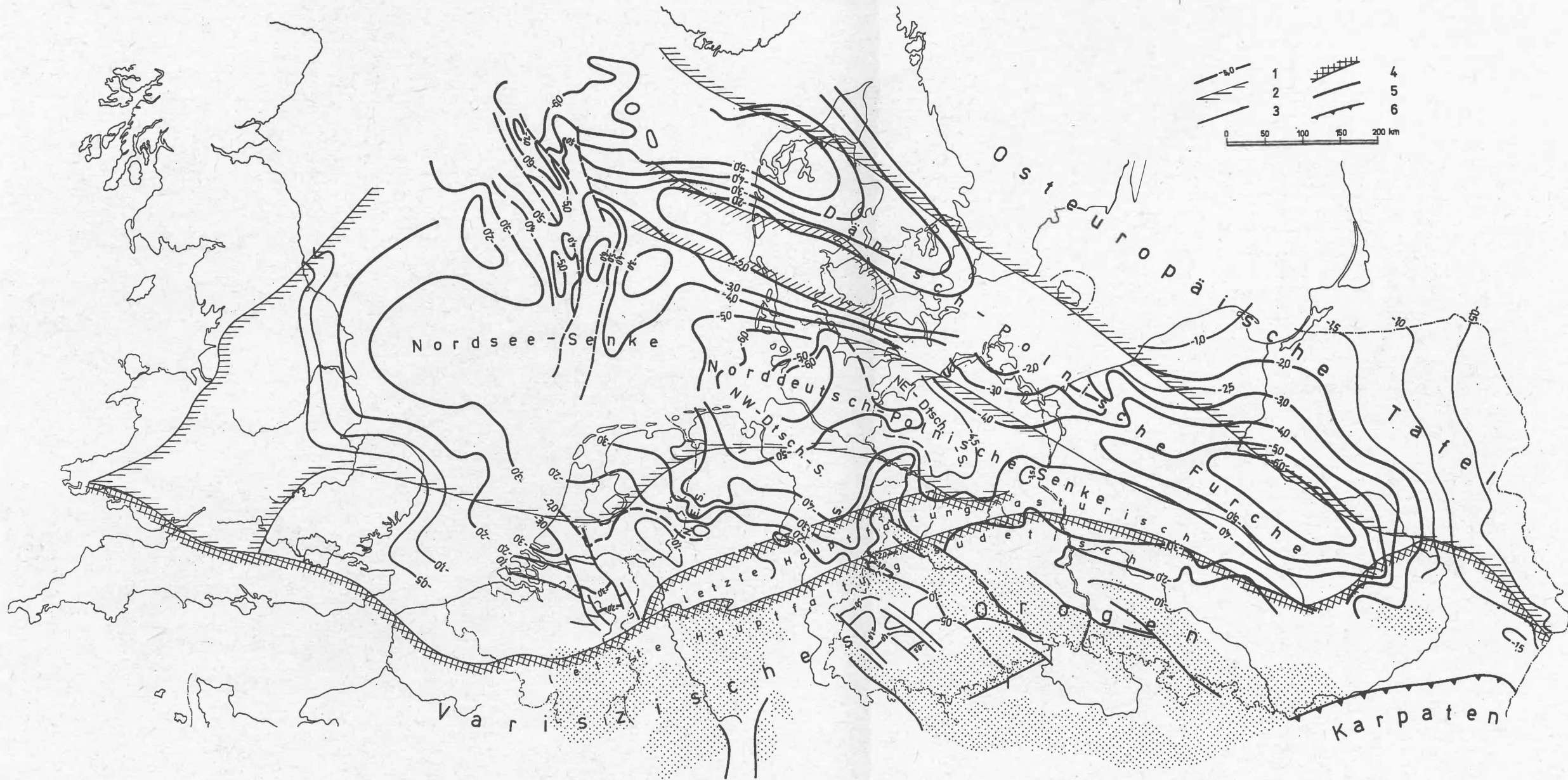


Abb. 1 Basis des Tafeldeckgebirges im nördlichen Mitteleuropa (nach KONONOW in PUTZIGER u.a. 1966 [56], NODOP 1962 [49], POZARYSKY 1964 [55], Materialien zur Tektonischen Karte Europas, 2. Aufl.)

1 - Isobathen der Zechsteinunterkante in 1000 m (im Nordsee-Bereich Unterkante Perm);
 2-4 Grenzen von Gebieten unterschiedlichen Konsolidierungsalters des Tafelfundamentes;
 2 - präkambrisch konsolidiert; 3 - kaledonisch konsolidiert; 4 - variszisch konsolidiert;
 5 - tektonische Störungen; 6 - Karpaten-Überschiebung; N.E.S. = Niederrhein-Ems-Senke;
 H.S. = Hessische Senke

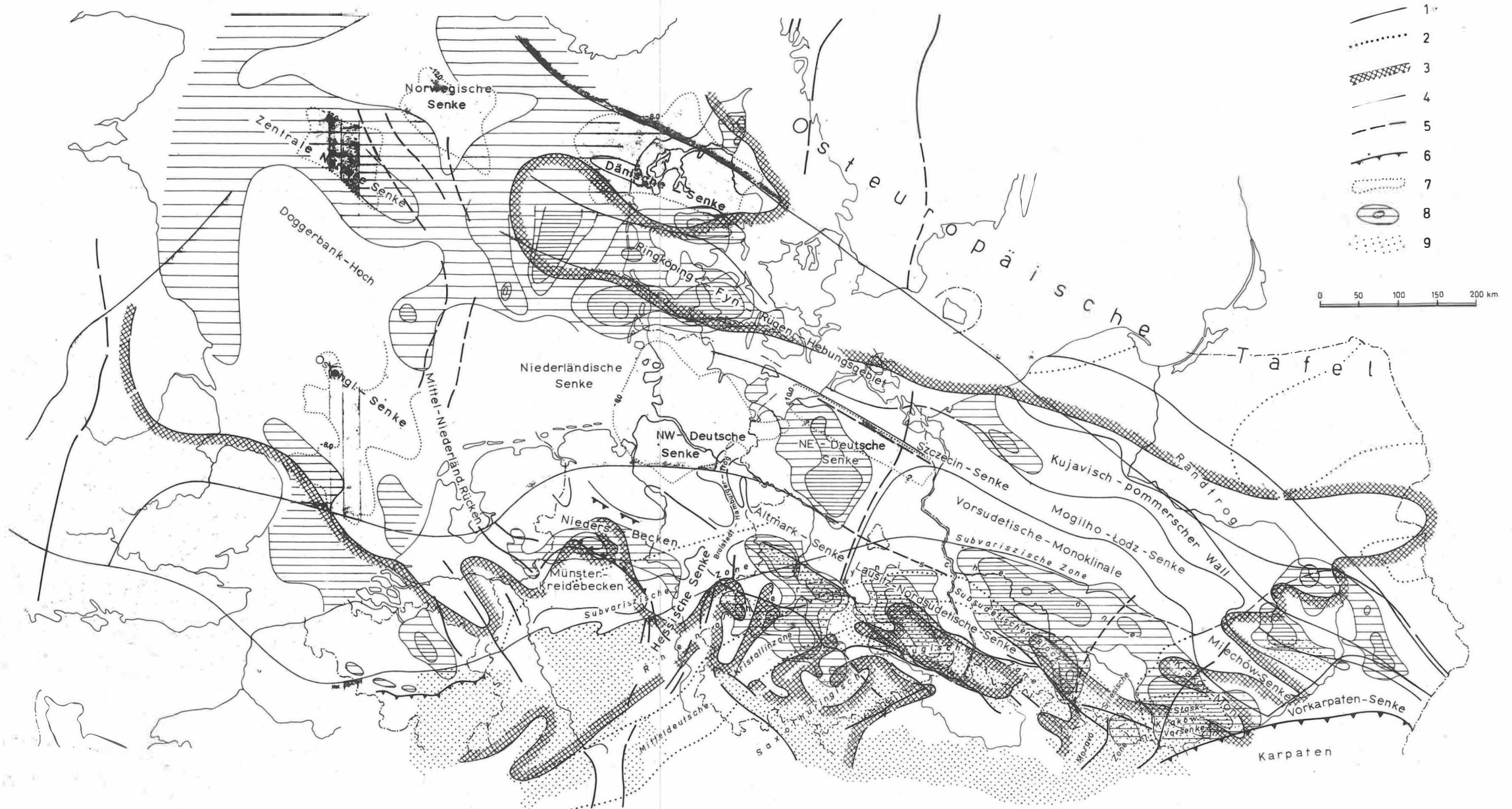


Abb. 2 Tektonisches Rayonierungsschema des nördlichen Mitteleuropas (nach BARTENSTEIN (1968) [47], BUNGENSTOCK, CLOSS & HINZ 1964 [137], COLLETTE (1968) [167], LEWIN (1971) [437], Tektonische Karte von Europa, 1. Aufl., KÖLBEL (1968) [317], SORGENFREI (1966) [627], Karte der Dt. Geophysikalischen Kommission, ZNOSKO (1966, 1968) [75-767])

1 - Grenzen von Gebieten unterschiedlichen Konsolidierungsalters des Tafelfundamentes (vgl. Abb. 1); 2 - Zonengrenzen des variszischen Orogens; 3 - Verbreitungsgrenze des Unterperms nach KATZUNG 1972 [357]; 4 - Grenzen von Struktureinheiten des Tafeldeckgebirges; 5 - tektonische Störungen; 6 - tektonische Störungen mit Aufschiebungs-/Überschiebungscharakter (Auswahl); 7 - Zentren tiefer Tafelsenken; 8 - Oberkante des Fundamentes (nach LEWIN 1971 [437]); 9 - positive Schwereanomalien von regionaler Bedeutung; 9 - zutage austretendes Grundgebirge des variszischen Orogens

2. Zum Begriff der Postunität und seiner Anwendung im Bereich junger Tafeln

Als erster hat E. SUESS 1888 (Antlitz der Erde II, S. 114) eine Gebirgsbildung als postum bezeichnet, die "alte Linien (= Richtungen) vorangegangener Faltungen" wieder aufnimmt und, um STILLE 1924 [657], S. 41 zu zitieren, "nach alter Art" oder nach immer wieder durchbrechender "erblicher Anlage" erfolgt. Für tektonische Vorgänge, die im Gegensatz hierzu neue Richtungen wählen, gebraucht STILLE die Bezeichnung "renegant" im Sinne von "abtrünnig" (STILLE, Z. dt. geol. Ges. 68 (1916), Mber., S. 269-294). Seitdem wird der Begriff Postunität immer dann verwendet, wenn ältere Strukturrichtungen bei erneuter Beanspruchung wieder aufleben (MURAWSKI, Dt. Handwörterbuch Tektonik, 1968). Es wird häufig auch von einer "Durchpausungstektonik" gesprochen, wenn bestimmte Strukturelemente des Grundgebirges i.w.S. in den darüberlagernden Deckgebirgs-serien wiedererscheinen, z.B. Vorzugsrichtungen in Bereichen tektonischer Mobilitäts-zonen (vgl. z.B. MURAWSKI 1959 [467]).

Wirkung und Umfang der Postunitätsbeziehungen wurden von STILLE vor allem mit dem Grad der Konsolidierung des Fundamentes in Zusammenhang gebracht. VON BUBNOFF (1959 [127], S. 145) wies darauf hin, daß sich in labilen Bereichen von Kratonen (= junge Tafeln nach sowjetischer Terminologie) der Untergrund nicht schlechthin in den tektonischen Formen des Oberbaus abbildet, sondern daß diese sich weitgehend dem Verlauf der Grenzen zwischen mobileren und stabileren Krustenblöcken anpassen ("Anpassungstektonik"). Wesentlicher als der Konsolidierungsgrad des Untergrundes sind nach VON BUBNOFF für die postume Strukturbildung die vertikalen Relativbewegungen an lineamentären Scharnierzonen (Lineamenten, Erdnähten). Eine passive Abbildung tektonischer Richtungen des Unterbaus in den Dislokationen des Oberbaus alter Tafeln hat VON BUBNOFF im Gegensatz zur Anpassungstektonik als "Abbildungstektonik" bezeichnet (vgl. VON BUBNOFF 1959 [127]).

Vor allem von ŠATSKIJ und seinen Schülern wurde versucht, die Postunitätsbeziehungen auf jungen Tafeln zu systematisieren. So unterscheiden BOGOLEPOV (1965 [87]) sowie GARECKIJ & ŠLEZINGER (1971 [217]) im Bereich junger Tafeln:

1. Postunität des übergeordneten Strukturplanes. Sie wird in der Fortdauer der Tiefenbruchsysteme realisiert und bedingt die postume Anlage und Entwicklung des gesamten Deckgebirges als Ausdruck einer allgemeinen Übereinstimmung der Strukturpläne von Fundament und Deckgebirge.
2. Postunität des lokalen Strukturbaus. Sie bringt die Postunitätsbeziehungen des übergeordneten Strukturplanes in der Anlage und Entwicklung einzelner Deckgebirgsstrukturen zum Ausdruck.

Die sich in der Postunität tektonischer Beanspruchungen, tektonischer Formen und tektonischer Bewegungen (PEJVE 1956 [527]) äußernden Wechselbeziehungen zwischen Strukturen von Fundament und Deckgebirge werden teils mit dem Konsolidierungsalter bzw. Konsolidierungsgrad des Untergrundes in Verbindung gebracht, teils werden sie als Ausdruck der sich fortsetzenden Entwicklung von Tiefenbrüchen angesehen, die nicht nur Sedimentation und Tektonik im Deckgebirge kontrollieren, sondern oft auch schon die Entwicklung der Geosynklinalsysteme des Untergrundes vorzeichnen.

Die höchste Form der Postumitätsbeziehungen liegt nach JANŠIN (1965) [29] dann vor, wenn die postumen Deckgebirgsstrukturen nicht nur im Strukturplan, sondern auch in den Merkmalen der Bewegungen mit den Grundgebirgsstrukturen übereinstimmen. Solche "Abbildungsstrukturen" (GARECKIJ & ŠLEZINGER 1971 [217]), in denen sich sowohl das Streichen der Fundamentstrukturen als auch deren tektonische Form, z.B. ehemalige Hochlagen oder Senkungsgebiete, abzeichnen, kommen vor allem in Gebieten vor, deren Fundament im oberen Paläozoikum bzw. erst in der Trias und später konsolidiert wurde, z.B. im Gebiet der Halbinsel Mangyšlak. Nach JANŠIN (1965) [29] sind postume tektonische Bewegungen an der Bildung von Deckgebirgsstrukturen im allgemeinen nur dann beteiligt, wenn deren Bildungszeit nicht später als 150 - 200 Mill. Jahre nach der Konsolidierung durch die Geosynklinalfaltung erfolgte. Generell verlieren die postumen tektonischen Bewegungen mit der Zeit an Wirksamkeit und beeinflussen die Strukturbildung im höheren Deckgebirge nur noch im Bereich störungsgebundener tektonischer Mobilitätszonen. Über vollständig gefalteten und teilweise herausgehobenen mittel- bis jungpaläozoischen Geosynklinalsenken (Mugodžary, Donbass, Pariser Becken, Aquitanisches Becken) entwickeln sich nach GARECKIJ & ŠLEZINGER nur weniger markante postume Strukturen. Sie fehlen aber weitgehend über mittel- bis oberpaläozoischen Geosynklinalen mit intensiver Faltungsdeformation (Rhenoherynikum, Saxothuringikum, südlicher Tienschan) und entstehen auch nicht über den Außenzonen von Geosynklinalsystemen, die am Ende des Geosynklinalstadiums Rand- und Periklinalsenken bildeten (Vorural, Aktjubinsker Vorural, Subvariszikum).

An die Stelle von postumen Strukturen im engeren Sinne treten in diesen Gebieten von GARECKIJ & ŠLEZINGER "Überlagerungsstrukturen" ("überlagernde tektonische Strukturen") genannte tektonische Strukturelemente, an deren Entstehung postume Bewegungen einen nur noch untergeordneten Anteil haben. Im Gegensatz zu den Abbildungsstrukturen im Sinne von GARECKIJ & ŠLEZINGER sind an ihrer Herausbildung vor allem synsedimentäre tektonische Bewegungen beteiligt. Sie werden im wesentlichen durch präsedimentäre Prozesse verursacht, deren Intensität durch die tektonischen Bewegungen an Bruchstörungen gesteuert wurde und deren Richtungen sich im Bauplan des Tafeldeckgebirges widerspiegeln.

3. Zum Strukturbau der Mitteleuropäischen Senke und ihres Untergrundes

Anlage und tektonische Entwicklung der Mitteleuropäischen Senke und ihrer Teilsenken sind ebenso wie ihre Beziehungen zum Strukturbau des Untergrundes Gegenstand von Untersuchungen, ohne daß bisher eine befriedigende Klärung gelang. Vorstellungen über den Tiefenbau der Mitteleuropäischen Senke hat neuerdings LEVIN (1971) [43] geäußert¹⁾. Subkrustale Nahtzonen begrenzen nach LEVIN sowohl die Senke gegen Osteuropäische Tafel bzw. Baltischen Schild als auch die Gebiete unterschiedlich alter Konsolidierung innerhalb ihres Fundamentes. Krustale Störungen bestimmen die weitere Untergliederung des Fundamentes in Blöcke unterschiedlicher Dimension. Sie blieben während der gesamten tektonischen Geschichte aktiv, treten im sedimentären Deckgebirge als Flexuren oder Zonen mit erhöhtem Mächtigkeitsgradienten in Erscheinung und prägten den gegen-

¹⁾ Betr. Nordsee-Senke vgl. auch die Arbeit von ŽURAVLEV in diesem Band

wärtigen Strukturplan. Über den Krustenblöcken selbst, die sich z.B. als Schwereanomalien zu erkennen geben, bildeten sich häufig Senken mit wechselvoller geologischer Geschichte (vgl. Abb. 2).

Abgrenzung und Verbreitung der verschieden alten Konsolidationsgebiete im Untergrund der Mitteleuropäischen Senke sind auf Grund seines heterogenen Baus noch nicht bekannt. Das betrifft insbesondere die Abgrenzung von prävariszischen Stabilgebieten und die Fixierung des nördlichen Außenrandes der variszischen Faltung (Abb. 2). RICHTER-BERNBURG (1949) [57] und BRAUSE (1970) [11] vermuten, daß die Hauptabsenkungsgebiete der Mitteleuropäischen Senke außerhalb des variszischen Konsolidierungsgebietes liegen. Die von RICHTER-BERNBURG weiter geäußerte Vermutung, daß die postvariszische Senkenbildung die der subvariszischen Vorsenke ablöst, müßte insofern präzisiert werden, als sich die Absenkung auf eine Zone zwischen dem Subvariszikum im Süden und dem S-Rand des alten Kratons konzentriert (Perikratone Senkungszone im Sinne von PAVLOVSKIJ bzw. exogonale Senke nach ŽURAVLEV 1965 [17]). Sie streicht im Bereich der Nordostdeutschen und der Nordwestdeutschen Senke diskonform zum variszischen Strukturbaue und scheint nur im Bereich der Vorsudetischen Monoklinale dem Variszikum struktorkonform aufgelagert zu sein (Abb. 2).

Die Dänisch-Polnische Furche (einschließlich Dänischer Senke, Abb. 1) liegt über vermutlich kaledonisch konsolidiertem Untergrund (ZNOSKO 1968 [67]) im Bereich des den Kraton begrenzenden Balto-Podolischen Lineamentes (STILLE). Sie unterscheidet sich in Bau und Entwicklung nach LEVIN (1971) [43] und TESCHKE (1973) [10] sowohl von der Baltischen Syneklise als auch von der Norddeutsch-Polnischen sowie der Nordsee-Senke. Es dominieren NW—SE streichende Störungen, die während ihrer gesamten Entwicklung seit dem Paläozoikum aktiv waren. NNE—SSW-Störungen riefen die Entstehung von Quersenkungen hervor, z.B. in der nördlichen Verlängerung der Moravo-Silesischen Zone (Abb. 2).

Der Untergrund von Norddeutsch-Polnischer Senke und Nordsee-Senke ist besonders heterogen zusammengesetzt (Abb. 1). Die Längsachsen der Senken verlaufen ebenfalls in NW—SE-Richtung, im einzelnen sind die Senken jedoch stärker als die Dänisch-Polnische Furche in Teilsenkungen aufgelöst. Diese Senken mit Tiefen der Fundamentoberfläche von 6, 8 - 10 bzw. 10 - 14 km werden durch meridionale Querstrukturen voneinander getrennt. Die Zonen größter Absenkung im S-Teil der Nordsee-Senke folgen einer um N—S bis NNW—SSE streichenden Schwächezone im Streichen der "kaledonischen Scheitelung" STILLES. Für den Untergrund der Norddeutsch-Polnischen Senke rechnet BRAUSE (1970) [11] mit der Existenz einer Anzahl kleinerer, wahrscheinlich präkambrisch geprägter Stabilbereiche. Als ein solches Stabilgebiet sieht er das Ostelbische Massiv an, dessen "Existenz und ungefähre Abgrenzung aus der mesozoischen Entwicklung (der Nordostdeutschen Senke, d. Verf.) ableitbar ist" (Abb. 2). Nach OESBERG (in OLSZAK 1967 b [517]) kann eine Hochlage der M-Diskontinuität in diesem Gebiet vermutet werden (vgl. Abb. 3).

Nach Süden erweitert sich das Gebiet der Mitteleuropäischen Senke besonders im Bereich der NNE—SSW streichenden Mittelmeer-Mjösen-Zone (Niederrhein-Ems-Senke, Hessische Senke) und greift hier tief in das variszische Orogen ein (vgl. Abb. 2). Die Entwicklung der über dem Zentrum des variszischen Orogenrumpfes (Rhenoharzynische Zone, Mitteldeutsche Kristallinzone) liegenden Subherzynen und Thüringer Senke wird

vorwiegend durch NW—SE, aber auch NNE—SSW (LAUTERBACH 1962 [427]) streichende Bruchzonen bestimmt. Die Hessische Senke folgt einer deutlichen Depression der Kruste/Mantel-Grenze (Abb. 3). GIESE & STEIN (1971) [227] sehen darin eine bis in die jüngste Zeit tektonisch und magmatisch aktive Zone, die die an der Oberfläche sichtbaren Krustenblöcke bis in die höchsten Bereiche des oberen Mantels voneinander trennt.

4. Postumitätsbeziehungen in der Mitteleuropäischen Senke

Legt man die gegenwärtig bekannte Verbreitung der Strukturzonen der Varisziden im Untergrund der Mitteleuropäischen Senke (Abb. 2) zugrunde, so können nur im Südteil der Senke Beziehungen zum variszischen Orogenbau erwartet werden. Diese Beziehungen wurden von STILLE wiederholt diskutiert (STILLE 1925, 1928, 1929 [66-687]), besonders an den Beziehungen zwischen variszischer Faltung und dem Strukturbaue des Molassestockwerkes und den Beziehungen von Paläogeographie und Verbreitung des tieferen Tafeldeckgebirges (Zechstein, Trias) sowie der saxonischen Gebirgsbildung zum variszisch gefalteten Untergrund.

Für den Hauptteil der Mitteleuropäischen Senke ist zu folgern, daß die Entwicklung des Tafeldeckgebirges unabhängig vom variszischen Strukturplan erfolgte und die saxonische Tektonik als Kombination schwacher horizontaler Einengung und vertikaler Bewegungen an Brüchen (VON BUBNOFF 1959 [127]) die Reaktion des Deckgebirges auf durch diese Brüche übertragene Impulse aus der Tiefe war.

Die tektonischen Hauptrichtungen Mitteleuropas schienen variszische und saxonische Entwicklung, allerdings bei zeitlich wechselnder Wirksamkeit der einzelnen Richtungen. Von STEINER (1969) [647] werden sie zu zwei Scherflächensystemen (NE—SW/NW—SE und NNE—SSW/NNW—SSE) zusammengefaßt und auf einen Kräfteplan mit N—S-Einengung bezogen, der das gesamte mitteleuropäische Vorfeld der Alpen beherrscht. Begünstigt durch die Nähe des Kratonrandes, gewinnt die NW—SE-Richtung eine besondere Bedeutung für die Deckgebirgstektonik. Daneben bleibt der Einfluß der meridionalen Richtungen auf das paläogeographische Bild und seine tektonischen Ursachen während der Deckgebirgsentwicklung besonders im Bereich der Mittelmeer-Mjösen-Zone bestehen. Hier hat die NNE—SSW-Richtung bereits Geosynklinalanlage und Faltung der Varisziden beeinflusst (RICHTER-BERNBURG 1949, 1968 [57, 587]; MURAWSKI 1960, 1964 [47, 487]).

4.1. Postumitätsbeziehungen im Molassenstockwerk

Auf die Postumitätsbeziehungen zwischen Anlage und Entwicklung der Molassenbecken zu ihrem Untergrund ist in jüngster Zeit KATZUNG (1970, 1972) [34, 357] eingegangen. Wie bereits von STILLE erkannt (z.B. STILLE 1928 [677]), folgte in den inneren Varisziden die epirogene Absenkung der intramontanen Molassenbecken den durch den variszischen Faltenbau vorgezeichneten Richtungen (Abb. 2), ihre bruchtektonische Ausgestaltung und Gliederung jedoch reneganten Bahnen, in der Regel in NNE—SSW- oder NW—SE-Richtung. Die Abhängigkeit der Molassensedimentation von den Untergrundsbedingungen nimmt bis zu den saalischen Bewegungen deutlich ab. Dagegen erhöht sich mit zunehmender Konsolidierung des Untergrundes die die epirogene Entwicklung steuernde Bedeutung lineamentärer Brüche. GRUMBT u.a. (1973) [237] haben im Thüringer Raum die Umwand-

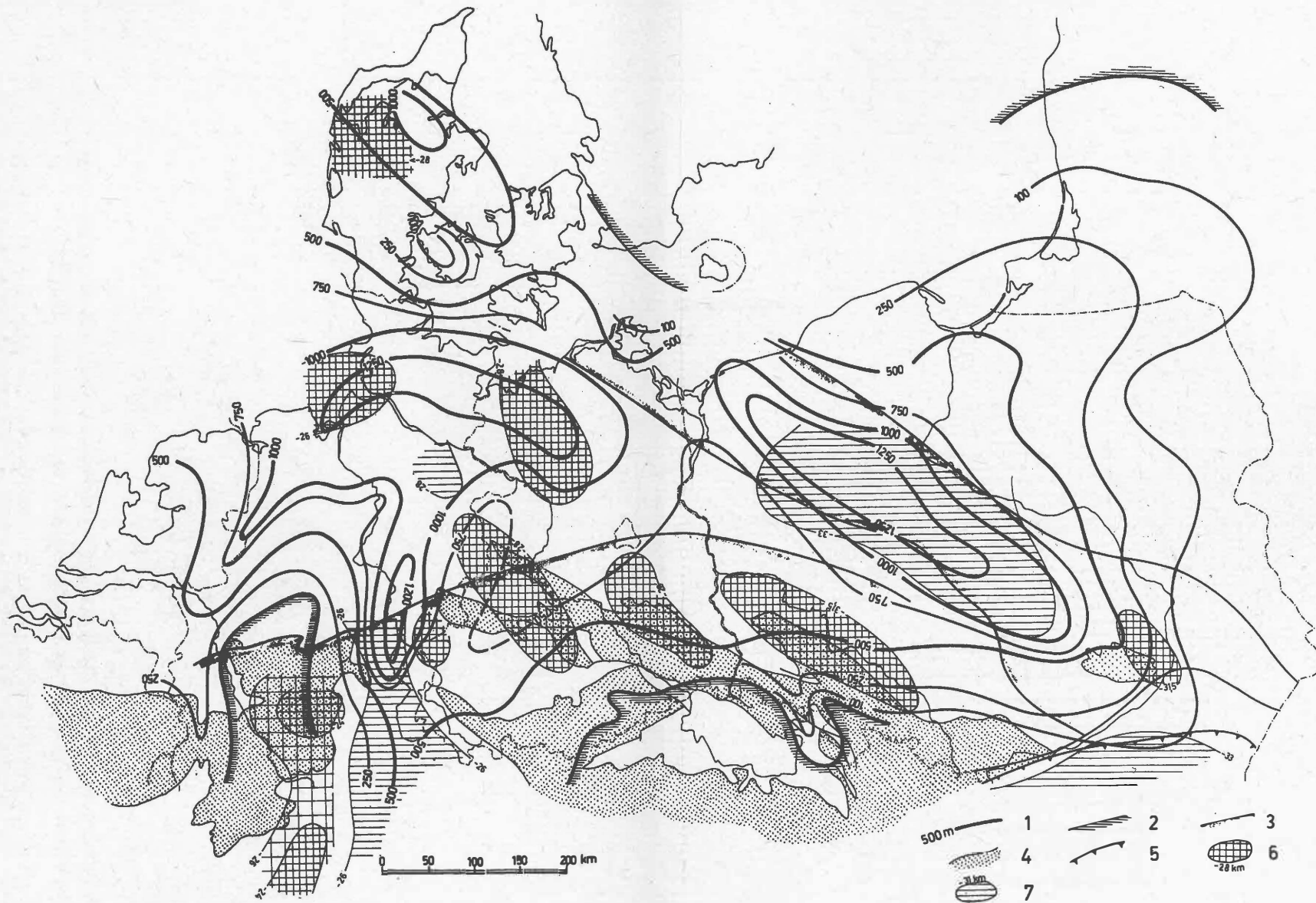


Abb. 3 Mächtigkeiten des Buntsandsteins im nördlichen Mitteleuropa (nach Geologie der DDR 1968 [2], ZNOSKO (1968) [76], WURSTER (1965) [74])

1 - Isopachen in m; 2 - Ausstrich des Buntsandsteins; 3 - Grenzen von Gebieten verschieden-
 alter Konsolidation im Tafelfundament (vgl. Abb. 1); 4 - zutage austreichendes Grundgebirge
 des variszischen Orogens; 5 - Karpaten-Überschiebung; 6 - Hochlagen der M-Diskontinuität;
 7 - Depressionen der M-Diskontinuität (nach DOHR u.a. 1966 [17], FASKLEWICZ 1970 [18], GIESE
 & STEIN 1971 [22], OESBERG in OLSZAK 1967 b [51])

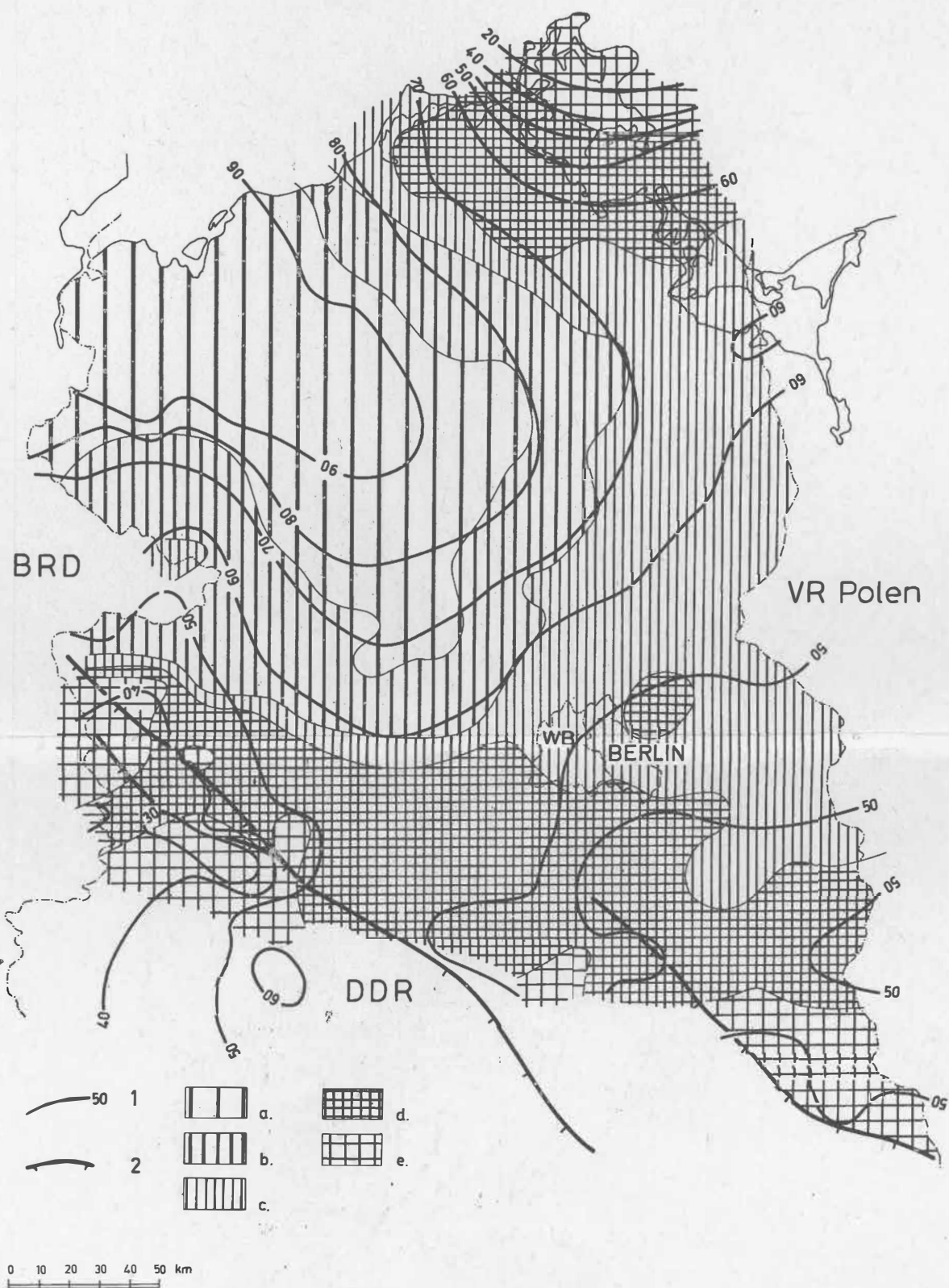


Abb. 4 Beziehungen zwischen lithologischer Zusammensetzung und Mächtigkeiten im Unteren- und Mittleren Buntsandstein des Nordteils der DDR

1 - relative Mächtigkeiten in %; 2 - Störungen (bezogen auf die Gegenwart); Flächenraster: Gebiete ähnlicher lithologischer Ausbildung; a - vorwiegend tonige bzw. tonig-schluffige Sedimentation; b - vorwiegend sandig-schluffige Sedimentation mit zunehmendem Sandanteil; c - vorwiegend sandige Sedimentation; Sedimentationslücken. Ausscheidung der Teilgebiete durch Berechnung lithologischer Kennwerte nach SCHWAB 1972 [60]

lung eines solchen streichenden Sedimentationsbeckens von einem flachen, breiten Trog mit noch überwiegend NE—SW verlaufenden Faziesgrenzen in ein von NW—SE bzw. NNE—SSW gerichteten Bruchschollen bzw. Schwellen gesäumtes Sedimentationsbecken mit N—S streichender Achse beschrieben.

Nach Norden, in Richtung auf die beckenzentralen Teile der Mitteleuropäischen Senke, treten die Beziehungen zum Unterbau immer mehr zurück, ohne daß die allgemeinen Merkmale der Molassensedimentation verlorengehen (vgl. auch HELMUTH 1968 [257]). Im Bereich der Mitteleuropäischen Senke läßt die Mächtigkeitsverteilung ein E—W bis NW—SE gerichtetes Becken erkennen mit maximalen Mächtigkeiten im Unterelbetrog von ca. 1400 m (vgl. Abb. 3 bei KATZUNG 1972 [357]).

Der permokarbone Vulkanismus entwickelte sich stofflich und zeitlich aus dem variszischen syn- bis postkinematischen Plutonismus, folgt aber räumlich bruchtektonisch vorgezeichneten NW—SE- und meridionalen Richtungen (vgl. hierzu BENEK u.a. 1973 [57]; BUŠ & KIRJUCHIN 1972 [147]). Von BENEK u.a. wird ausführlich dargestellt, wie die variszischen Großstrukturen Ausbruchsmechanismus, zeitliches Einsetzen und stoffliche Entwicklung des Vulkanismus beeinflussen. "Bei der Lokalisierung und dem Internaufbau der Vulkanitkomplexe spielen insbesondere Bruchstrukturen eine Rolle. Anfangs sind es vor allem die zum variszischen Untergrund postumen NE—SW streichenden Brüche, während später mit zunehmender Konsolidierung herzynische und meridionale Bruchelemente als Förderwege benutzt werden."

Die für das Hauptmolassestadium nach KATZUNG (Autun und Saxon I) im äußeren Variszikum typische Reneganz setzt sich im Saxon II auch im inneren Variszikum durch. Auf älteres Permosiles und teilweise auch über gefaltetes Grundgebirge übergreifend, leitet das Saxon II die Ingression des Zechsteinmeeres und damit das Tafelstadium im Bereich der gesamten Mitteleuropäischen Senke ein.

Gegenüber dem S-Rand der Mitteleuropäischen Senke zeichnet sich ihr Nordrand während des Molassenstadiums nach KATZUNG durch eine stärkere tektonische Aktivität aus. Bei Persistenz der Beckenrandlage in einer dem Kratonrand vorgelagerten und parallelen Zone kam es zu kräftigen, durch Bruchbildung intensivierten Absenkungen. Möglicherweise verkörpern diese Bewegungen das von SOBOLEVSKAJA (1973) [61] als taphrogene Entwicklungsetappe bezeichnete Stadium der Tafelentwicklung. Es ist auf jungen Tafeln (z.B. Westsibirische Platte) zwischen eigentlicher Molassebildung und allgemeiner Absenkung einer einheitlichen Deckgebirgssenke eingeschaltet und führt zur Bildung an Brüche gebundener grabenförmiger Senken, bevorzugt in den peripheren Bereichen der Deckgebirgssenke.

4.2. Postunitätsbeziehungen im Tafeldeckgebirge

Die Entwicklung des Tafeldeckgebirges in der Mitteleuropäischen Senke spiegelt sich in ihrem Stockwerkbau wider:

Für das Tafelstadium werden zwei Entwicklungsetappen ausgeschieden (Tab. 1). Die untere (Präalb-)Etappe (Präalb-Teilstockwerk der historischen Stockwerkgliederung im Sinne von DOUBES [1969] [2312] ipes 078.014.01) eine anfangs schnelle, zum Hangenden sich jedoch

verlangsamende Sedimentations- bzw. Absenkungsgeschwindigkeit ausgezeichnet (Tab. 2). Das zuerst (Zechstein, Trias) einheitliche und nur durch beckeninterne Querswellen

Tab. 2. Mittlere Mächtigkeiten/Sedimentationsraten im SW-Teil der Nordostdeutschen Senke

Stratigraphische Einheiten	Zeitdauer [Mill. Jahre]	Mittlere Mächtigkeiten [m]	Sedimentationsraten [m/Mill. Jahre]
Quartär	2	113	56,5
Neogen (einschl. Oberoligozän)	23	452	19,7
Paläogen	24,5	185	7,6
Oberkreide (einschl. Mittel-/Oberalb)	31,5	545	17,3
Unterkreide	32	325	10,2
Oberer Jura (einschl. Callov)	26	312	12,0
Mittlerer Jura (einschl. Toarce)	16	389	24,3
Unterer Jura	20	376	18,8
Trias	30	1757	58,6
Teilstockwerke:			
Postalb (ohne Quartär)	79	1182	15,0
Präalb (einschl. Saxon II)	ca. 146	ca. 4120	28,2
Höheres Tafeldeckgebirge (Oberkeuper bis Neogen)	176	2584	14,7
Tieferes Tafeldeckgebirge (Saxon II bis Mittelkeuper)	ca. 50	ca. 2650	53,0

gegliederte Sedimentationsbecken (vgl. Abb. 3) zerfällt, beginnend mit den altkimmerischen Bewegungen (vgl. BEUTLER 1973 [7]), während der jungkimmerischen und austriischen Phasen der saxonischen Gebirgsbildung in Jura und Unterkreide in Teilsenken und Hebungsgebiete mit eigener tektonischer Geschichte (Abb. 5). Die folgende Postalb-Entwicklungsstufe (Postalb-Teilstockwerk) beginnt - bei teilweise inversen Bewegungstendenzen - mit einer erneuten großräumigen Absenkung im Alb und der unteren Oberkreide, ohne daß jedoch mit dem Zechstein oder der Trias vergleichbare Absenkungsintensitäten erreicht werden. In der höheren Oberkreide und im Paläogen (subherzynische und laramische Bewegungen) setzt sich die tektonische Differenzierung des Senkengebietes fort, kurzzeitig unterbrochen von Zeiten allgemeiner flächenhafter Absenkung, die weite Gebiete der Mitteleuropäischen Senke betrafen (Campan, Obereozän, Mitteloligozän).

Die formationelle Entwicklung des Tafeldeckgebirges ist wie allgemein bei jungen Tafeln (GARECKIJ 1972 [207]) noch ungenügend untersucht. Entsprechend der relativ hohen Absenkungsgeschwindigkeit während des Perms und der Trias (Tab. 2) herrschen hier Formationen des Übergangstyps (CHERASKOV 1967 [157]) (Übergangsformationen der Rand-senken nach RUCHIN 1958 [597]) vor. In die Rot- bzw. Salinarformationen des Zechsteins und der Trias sind während des Unteren Zechsteins und des Muschelkalks Karbonate vom Tafeltyp eingeschaltet. Mit Beginn der tektonischen Differenzierung im Oberen Keuper ändert sich das formationelle Bild. Es überwiegen tonige oder sandig-tonige Schichtenfolgen, die zum Hangenden bei Zunahme der klastischen Komponente lückenhafter und lithologisch vielgestaltiger werden. Im Malm sind in Teilsenken erneut mächtigere Salinar-gesteine und auch Karbonate eingeschaltet. Im Postalb-Deckgebirge überwiegen demgegenüber Formationen mit Tafelcharakter, in der höheren Oberkreide die Schreibkreideformation und im Tertiär braunkohlenführende sandig-tonige Schichtkomplexe. Nur in der tieferen Oberkreide (Cenoman - Turon) kommen noch tonig-mergelige Gesteine vom Übergangstyp vor.

4.2.1. Tieferes Tafeldeckgebirge

Die Sedimentation des ersten Entwicklungsabschnittes des Präalb-Teilstockwerkes (Zechstein bis Mittlerer Keuper = tieferes Tafeldeckgebirge) erfolgt in Form einer von epirogenen Vertikalbewegungen gesteuerten großrhythmischen Abfolge der einzelnen Schichtglieder. Sie dokumentieren in ihrer Differenzierung in synsedimentäre Teilsenken und -schwollen einen allmählichen Umbau des Schwellen- und Senkenbestandes vom spätpaläozoischen zum jurassischen Beckenraum (WOLBURG 1969 [737]),

Eine Beziehung zum variszischen Faltenbau ist nicht mehr zu erkennen, wohl aber weist die Mächtigkeitsverteilung z.B. des Buntsandsteins (Abb. 3) auf den Blockbau des tieferen Untergrundes hin. Fundamentblöcke mit reduzierten Mächtigkeiten wie die Rheinische Masse werden von schmalen Mobilitätszonen mit erhöhten Mächtigkeiten (Niederrhein-Ems-Senke, Hessische Senke) voneinander getrennt. Die echten Schwellenbildungen der Trias, auch noch der höheren, treten, mit den Worten von WOLBURG ausgedrückt, wegen der säkularen Konstanz des Großschollenmusters im Untergrund vorwiegend auf vorgezeichneten Schwellengebieten des Zechsteins und Präzechsteins auf.

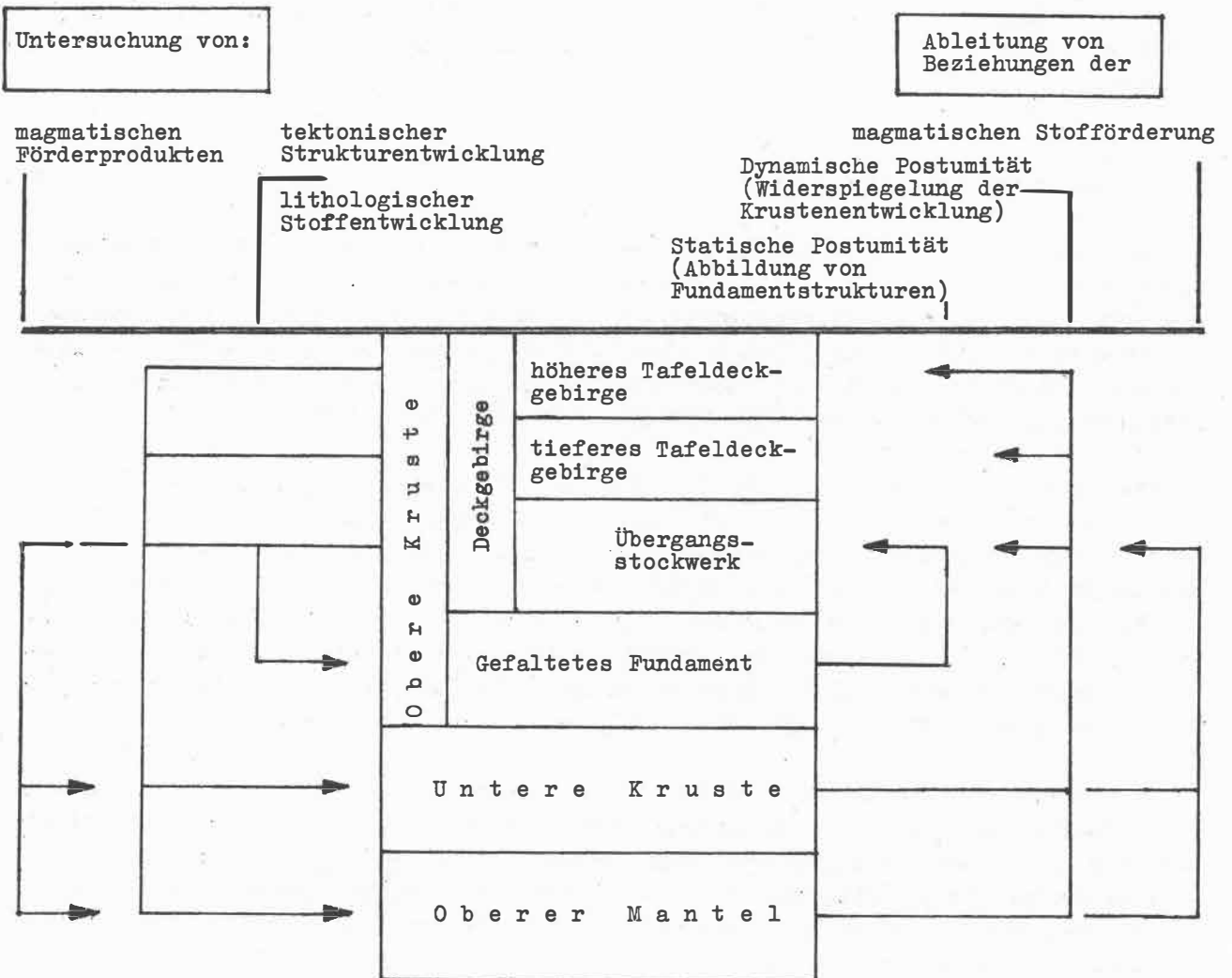
In der Nordostdeutschen Senke gehen Fazies- und Mächtigkeitsverteilung des Unteren und Mittleren Buntsandsteins weitgehend miteinander konform (Abb. 4, zur Darstellungsmethodik vgl. SCHWAB 1972 [607] und BENEK, MEIER & SCHWAB 1971 [67]). Wie schon im Permosiles ist die Nordostflanke der Senke durch einen relativ großen Änderungsgradienten des Stoffbestandes ausgezeichnet. Als Ostbegrenzung des Beckenzentrums tritt die NNE-Richtung hervor. Sie deckt sich etwa mit der Ostflanke des Ostelbischen Schweremassivs (Abb. 2), und es liegt die Deutung nahe, daß sich in dieser Zone die postume Wirksamkeit eines rhenotypen Strukturelementes widerspiegelt, das nach Norden seine Fortsetzung in die Smäländer Erdnaht (VON BUBNOFF) findet (vgl. LAUTERBACH 1962 [427]).

Beachtung verdient, daß das Ostelbische Massiv im Gegensatz zu den Krustenblöcken mit hochliegender M-Diskontinuität im Bereich des variszischen Konsolidierungsgebietes in die Abenkung der Mittel- und Ostelbischen Senke völlig einbezogen wurde und während

der gesamten Trias das Zentrum maximaler Absenkung im Bereich der Nordostdeutschen Senke markiert (Abb. 3 und 4).

Besonders in ihrem Westteil wird die Norddeutsch-Polnische Senke durch NNE-SSW gerichtete Querelemente gegliedert (KOOTZ & SCHUMACHER 1967 [397]), breite Schwellenzonen, die seitlich von schmalen Senken begleitet werden (Abb. 3). Mit dem Keuper tritt auch in Nordwestdeutschland die NW-SE-Richtung stärker in den Vordergrund, so im Gebiet des späteren Niedersächsischen Beckens. Diese Richtung dominiert im Ostteil der Nordostdeutschen Senke, wo sie wie in der Dänisch-Polnischen Furche auf die tektonische Wirksamkeit des SW-Randes der Osteuropäischen Tafel hinweist (TESCHKE 1973 [707]).

Tab. 3. Schema der Postumitätsbeziehungen



4.2.2. Höheres Tafeldeckgebirge

Das höhere Tafeldeckgebirge, zu dem wir das gesamte Deckgebirge von Oberkeuper bis Quartär zusammenfassen (vgl. Tab. 1), ist durch eine verstärkte autonome Entwicklung der Krustenschollen im Untergrund der Mitteleuropäischen Senke ausgezeichnet. Die Absenkungsintensität konzentriert sich auf mobile Teiltröge mit z.T. erheblichen Mächtigkeiten, während sich die Absenkungsintensität des gesamten Sedimentationsraumes im Vergleich zum tieferen Deckgebirge abschwächt bzw. Teile des bisherigen Senkungsgebietes sich zeitweilig sogar herausheben (vgl. paläotektonische Karten von Malm und Unterkreide bei JARITZ 1969 [307]). Offenbar paust sich in dem Maße, in dem die Absenkungsimpulse für die Beckenbildung als Kompensation für die Heraushebung des variszischen Orogenrumpfes am Südrand des Beckens nachlassen, die tiefere Krustenstruktur in den Oberbau durch, wobei sich die tektonische Mobilität besonders auf die die Fundamentblöcke umgebenden Bruchzonen konzentriert (vgl. hierzu Abb. 5).

Die entstehenden Sedimentationströge liegen entweder vor sich heraushebenden Schollenrändern (Randtröge im Sinne von VOIGT 1962 [717]) oder über an Tiefenstörungen gebundenen Mobilitätszonen des Untergrundes.

Die Entwicklung dieser Tröge setzt zu unterschiedlichen Zeiten ein. So beginnt die Entwicklung der Dänisch-Polnischen Furche, von VOIGT als Randtrog vor dem Rand der Osteuropäischen Tafel gedeutet, bereits in der Oberen Trias. Dagegen setzt die Bildung des Niedersächsischen Beckens, mit NW—SE-Erstreckung vor der Rheinischen Masse gelegen, erst im Malm ein. Beispiele für die Beckenbildung über meridional gerichteten Mobilitätszonen sind der Gifhorn-Broistedter Juratrog mit Vorzeichnungen in der Trias (PHILIPP 1960 [547]) und das känozoische Sedimentationsbecken in der zentralen Nordsee, das sich ebenfalls über Vorläufersenkungen des Zechsteins und tieferen Mesozoikums bildete (HEYBROEK u.a. 1967 [267]; HINZ 1968 [277]).

In der Oberkreide und im Tertiär der Norddeutsch-Polnischen Senke konzentriert sich die Trogbildung - sieht man von den sog. subsequenten Randtrögen (s.u.) ab - vor allem auf die Bildung schmaler Kompensationssenkungen an tektonisch aktiven NW—SE-Störungszonen (Elbe-Lineament, nördlicher Harzrand, Mitteldeutsche Hauptlinie). Hierin kommt ebenso wie in der sich gegenüber dem Präalpen weiter verringernden Absenkungsintensität eine zunehmende Konsolidierung des Untergrundes zum Ausdruck.

Das Liegende des Niedersächsischen Beckens zeigt nach BOIGK (1968) [97] im Prä-Zechstein, aber auch im Zechstein und in der Trias ausgeprägte NNE—SSW-Tendenzen, während es im Lias und Dogger zur Durchkreuzung dieser Richtung mit NW—SE streichenden Strukturanlagen kam. Für die Tektonik des NW—SE orientierten Oberbaus haben die erhöhten Zechsteinmächtigkeiten der NNE—SSW streichenden Hessischen Senke und der Niederrhein-Ems-Senke insofern Bedeutung, als sich hier stärker als in dem dazwischenliegenden Schwellenbereich halokinetische Vorgänge während des Juras und der Unterkreide abspielten.

Während Malm und Unterkreide sind epirogene und tektogene Vorgänge im Niedersächsischen Becken eng miteinander verknüpft und weder räumlich noch zeitlich scharf voneinander zu trennen. Epirogene Einbiegung, Zerlegung in Teilschwellen und -becken sowie ihre tektonische Überprägung sind im Alb abgeschlossen. Mit dem Portland bilden sich

die ersten großen (NW—SE-) Randbrüche zwischen Becken und Pompeckj-Schwelle. Die baji-onettförmig versetzten Störungen lassen ebenso wie der geradlinige Verlauf des Beckensüdrandes auf alte Fugen schließen, an denen der mesozoische Oberbau synsedimentär einsank oder flexurartig abbog (BOIGK 1968 [97]; RICHTER-BERNBURG 1949 [57]).

Die postalpbische Entwicklung - beginnend mit einer allgemeinen Absenkungsphase im Apt/Alb - ist besonders durch tektonische Inversionsbewegungen am Ende des Turons gekennzeichnet. Typisch für die jüngeren Bewegungen der Oberkreide und prätertiär erfolgte Bewegungen ist die Benutzung der in Malm und Unterkreide angelegten Schwäche-zonen. Das gilt besonders für die Beckenränder. Aus Flexuren und Abschiebungen werden Aufschiebungen, ohne daß es zu einer besonders starken Einengung kommt (BOIGK 1968 [97]).

Von VOIGT (1962) [71] wird die tektonische Inversion im Bereich der Randtröge als isostatische Ausgleichsbewegung im Anschluß an die Übertiefung der Becken gedeutet. Die Heraushebung der Beckenfüllung wird durch die Bildung neuer (sog. subsequenter), die zentralen Hebungszonen im Streichen begleitender Randtröge kompensiert.

Im Niedersächsischen "Tektogen" (BOIGK) wird die tektonische Inversion mit dem Aufstieg basischer Magmen in Zusammenhang gebracht, die, entlang subkrustaler Schwäche-zonen aufsteigend, das lakkolithartige Bramscher Massiv (Schwereanomalie unterhalb des Niedersächsischen Beckens, Abb. 2) bilden (STADLER & TEICHMÜLLER 1971 [63]). Die Tatsache, daß die Inversion nicht nur an die Senkungströge gekoppelt ist, sondern auch alte Hebunggebiete (z.B. Pompeckjsche Schwelle, vgl. JARITZ 1969 [30]) von der tektonischen Bewegungsumkehr betroffen werden, weist auf das Wirken zusätzlicher Bewegungs-impulse hin. BRAUSE (1970) [71] vermutet "telekinetische Beziehungen" (WATZNAUER 1969 [72]) zur alpinen Geosynklinal-Orogen-Entwicklung. Es müssen aber auch globale Bewegungsimpulse (Kontinentaldrift, Weitung des Atlantischen Ozeans) als Ursachen in Betracht gezogen werden.

Ein Beispiel für das Zusammenwirken verschiedener Krustenphänomene gibt die Bildung des gegenwärtigen Nordsee-Beckens. Seine Absenkung (über den permotriadischen Vorläufersenkungen) beginnt im Zeitraum Oberjura - Unterkreide, wahrscheinlich im Zusammenhang mit der ersten Grabenbildung (Riftung) des nördlichen Nordatlantiks (HALLAM 1971 [24]). In der Unterkreide entwickelt sich - bei im außeralpinen Bereich weitverbreiteter regressiver Tendenz - im Nordsee-Gebiet ein flachmarines Becken, das von HALLAM als Vorläufer des oberkretazisch-känozoischen Nordsee-Beckens angesehen wird. In der Oberkreide begannen parallel zu der zunehmenden Riftung des Nordatlantiks die Absenkung der inaktiven Kontinentalschelfe des Atlantiks und die Ausbildung tiefer Sedimentationsbecken im Schelfbereich (BOTT 1971 [10]).

Die Absenkung des Nordsee-Beckens als eines vom Kontinentalrand relativ weit entfernten Sedimentationsbeckens wird von BOTT auf die Wechselwirkung von Bruchbildung in der oberen Kruste und einem ozeanwärts gerichteten Kriechen der unteren Kruste zurückgeführt. Die hierdurch entstehenden lokalen Becken können sowohl an Störungen parallel zum Kontinentalrand als auch an präexistierende Störungen gebunden sein.

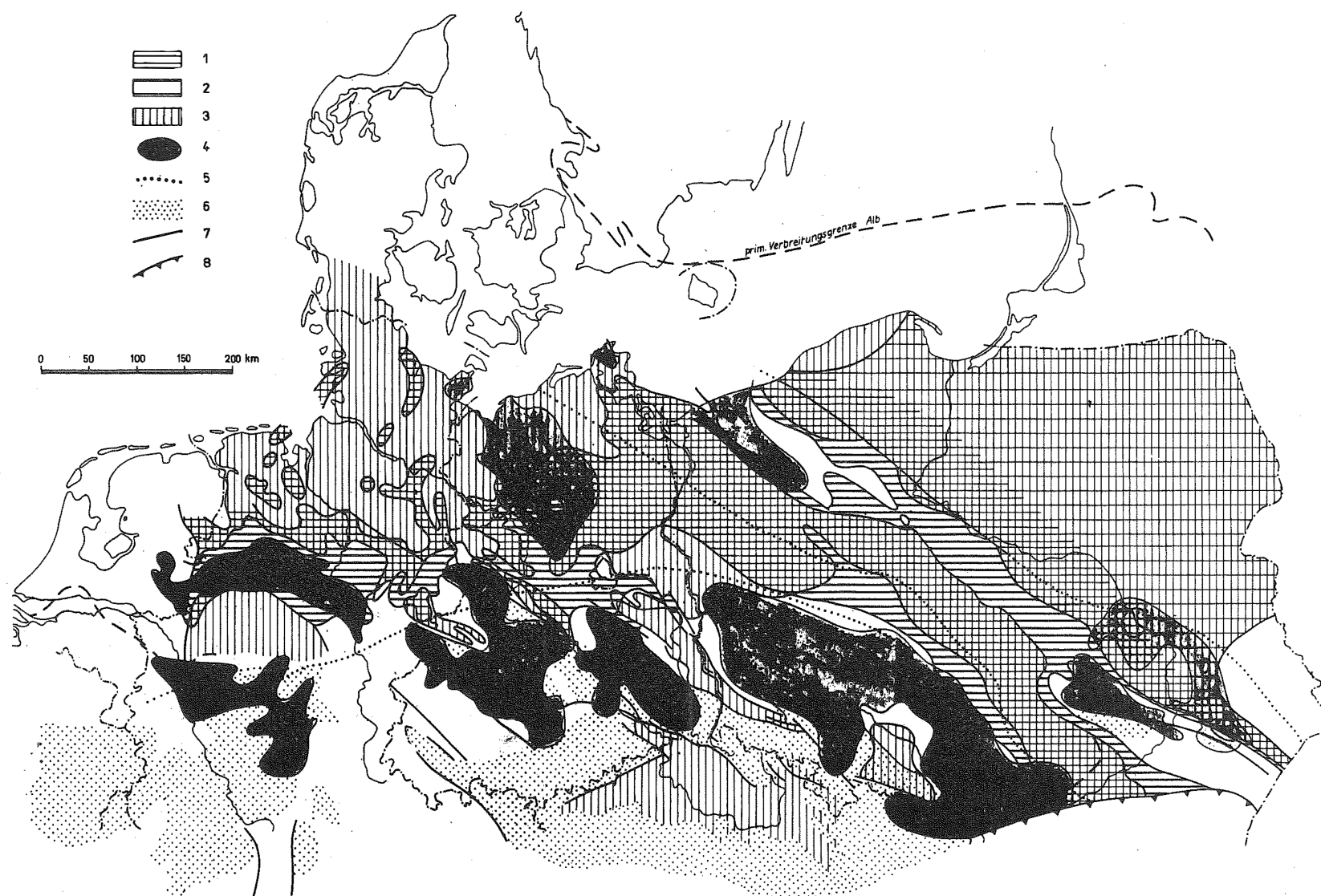


Abb. 5 Verbreitung von Dogger und Oberkreide im nördlichen Mitteleuropa (nach Geologie der DDR 1968 [2], ZNOSKO 1968 [7], BOIGK 1968 [9])

1 - Verbreitungsgebiet des Doggers; 2 - dito, Dogger in reduzierter Ausbildung; 3 - Verbreitungsgebiet der Oberkreide; 4 - positive Schwereanomalien; 5 - Grenzen von Gebieten unterschiedlichen Konsolidationsalters des Tafelfundamentes (vgl. Abb. 1); 6 - zutage ausstreichendes Grundgebirge des variszischen Orogens; 7 - tektonische Störungen; 8 - tektonische Störungen mit Aufschiebungs-/Überschiebungscharakter

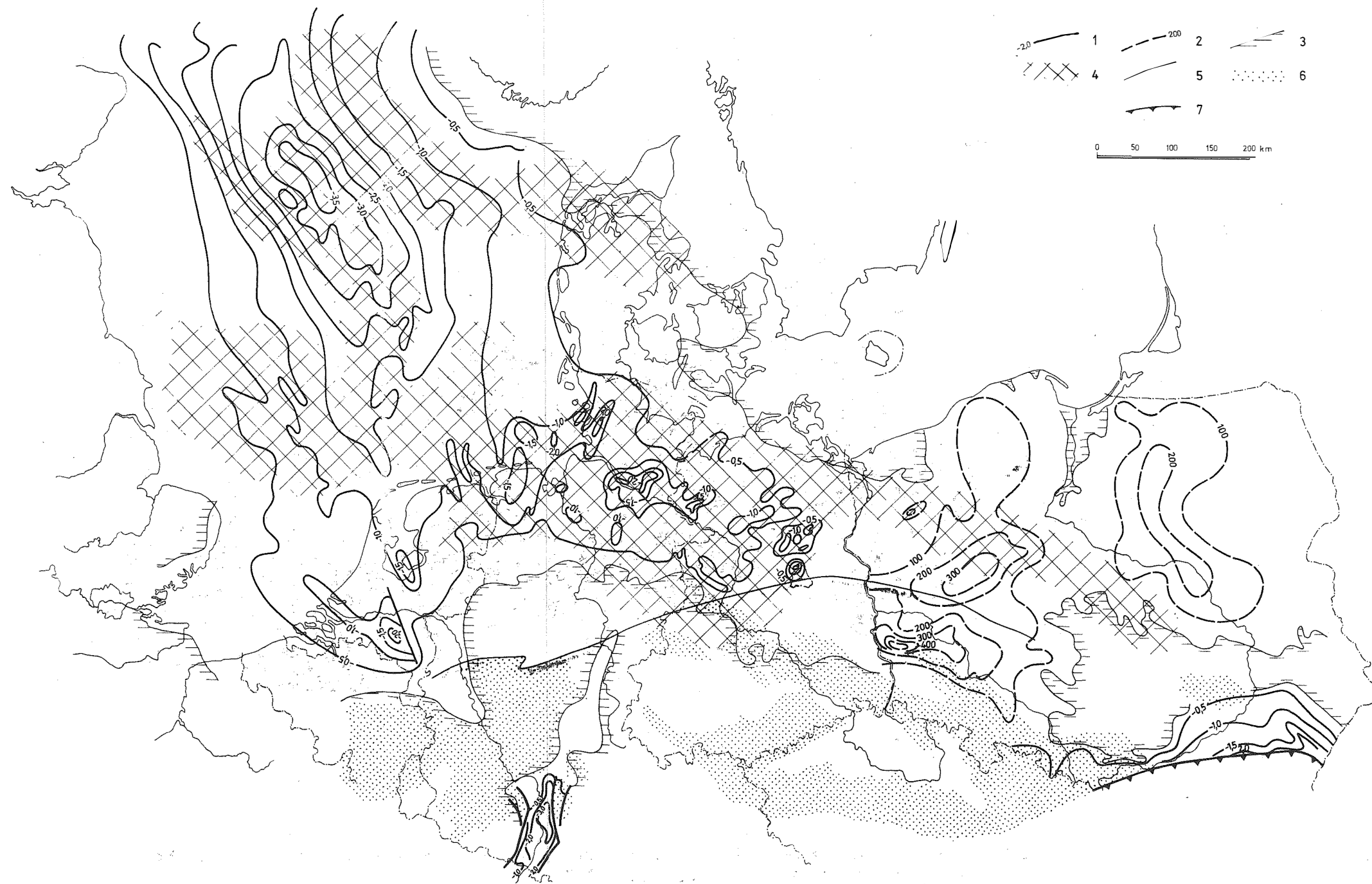


Abb. 6 Basis des Känozoikums im nördlichen Mitteleuropa (nach Materialien für die 2. Auflage der Tektonischen Karte von Europa und ZNOSKO 1968 [76])

1 - Isobathen in 1000 m; 2 - Isopachen der Tertiär-Mächtigkeiten (VR Polen) in m; 3 - Ausstrich des Tertiär; 4 - Verbreitungsgebiet der Salzdiapire; 5 - nördlicher Außenrand der Rhenoharzynischen Zone; 6 - zutage austreichendes Grundgebirge des variszischen Orogens; 7 - Karpaten-Überschiebung

Ein solches, an eine altangelegte Störungszone gebundenes Becken ist das sich an der Wende Oberkreide/Tertiär verstärkt absenkende tertiäre Nordsee-Becken (Abb. 6). In der nördlichen Nordsee NNE—SSW streichend, biegt die Beckenachse nach S in eine NW—SE- und dann in die N—S-Richtung ab. Die Achse des Beckens streicht quer und unabhängig zu den alten NW—SE bzw. E—W gerichteten paläogeographischen Elementen, folgt jedoch in ihrem Südteil dem tiefen grabenförmigen Becken des Zechsteins und älteren Mesozoikums zwischen Doggerbank-Hoch im Westen und Ringköbing-Fyn-Hoch im Osten und wird in ihrem Verlauf von altangelegten Störungen (z.B. Skagerrak-Störungszone) abgelenkt (HEYBROEK u.a. 1967 [26]).

Die sich in der Lage der Beckenachse abzeichnende Störungszone findet ihre Verlängerung in dem NNW—SSE bis NW—SE streichenden Störungssystem des holländischen Zentralgrabens und der Niederrheinischen Bucht. Über das Mittelrheingebiet (Neuwieder Becken) trifft die Störungszone auf den Oberrheintal-Graben. ILLIES (1971) [28] vermutet in dieser Zone einen Ast des Oberrheintal-Riftes, der an der Wende Oligozän/Miozän von der Grabentektonik erfaßt wurde.

Bestätigt wird eine solche Annahme durch den von AHORNER nachgewiesenen seismischen Zusammenhang zwischen den Erdbebengebieten an Ober- und Niederrhein. Hingegen ist die Fortsetzung der Bruchzonen des Rheintalgrabens nach NNE wegen der geringen Seismizität der Hessischen Senke unwahrscheinlich (AHORNER 1970 [17]).

Das känozoische Nordsee-Becken ist damit in den globalen Bewegungsmechanismus einbezogen, dessen gegenwärtiges seismotektonisches Spannungsfeld von AHORNER durch eine geringfügige Ausweichbewegung der westlich angrenzenden Krustenblöcke erklärt wird. Im einzelnen wird die Geschichte des Beckens gleichzeitig aber auch durch die ältere Krustenstruktur mit ihrem Störungsmuster beeinflusst.

Dieser Zusammenhang wird deutlich bei einem Vergleich mit der Mächtigkeitsverteilung und der tektonischen Aktivität in den übrigen Teilen der Mitteleuropäischen Senke. Die mittlere, von halokinetischen Bewegungen unbeeinflusste Mächtigkeit des Tertiärs beträgt nach LOTSCH (1968) [45] im Norddeutschen Senkungsfeld 600 - 700 m, im Unterelbetrog bei Hamburg als dessen Senkungszentrum jedoch maximal 2400 m (vgl. Abb. 6). Dieser Teiltrog liegt über dem Zentrum des permischen Sedimentationsbeckens.

Beginn, Mitte und Ende des Tertiärs waren nach LOTSCH Zeiten verstärkter tektonischer Aktivität, die sich neben tektonischen Vertikalverschiebungen an Störungszone vor allem im Wechsel epirogener Senkungen und Hebungen mit anschließenden Abtragungen äußerten. Diese Bewegungen beeinflussten vor allem die Ränder des Senkungsfeldes. Im jüngeren Miozän kam es auch im Bereich der Norddeutsch-Polnischen Senke und im zentralen Polen zur Herausbildung N—S gerichteter Hebungszone, die zu einer Umgestaltung des sich bisher um E—W erstreckenden Senkungsraumes führten und sich auch im rezenten Bewegungsbild nachweisen lassen: Hebungsbereich im Ostteil der DDR (vgl. BANKWITZ 1971 [37]); Hebungsbereich im Bereich der unteren Weichsel und der nördlichen Verlängerung der moravo-silesischen Zone als einer ebenfalls bereits variszisch aktiven Mobilitätszone (Šternberk-Horni-Benešov-Zone, KUMPERA 1970 [41], vgl. KOWALSKI & LISZKOWSKI 1971 [40], siehe auch Abb. 6).

5. Ergebnisse

Der Überblick über die Entwicklung des Tafeldeckgebirges in der Mitteleuropäischen Senke läßt erkennen, daß der heutige Strukturbaue das Ergebnis zweier sich gegenseitig bedingender und beeinflussender Prozesse ist: der isostatisch gesteuerten Entwicklung eines perikratonischen Sedimentationsbeckens an der SW-Flanke der (alten) Osteuropäischen Tafel und der während dieser Entwicklung erfolgenden Reaktivierung alter Bruchsysteme bzw. Scherzonen des Untergrundes.

Die in der Mitteleuropäischen Senke vorwiegend um N—S (NNW—SSE und NNE—SSW) und NW—SE orientierten Bruchsysteme sind räumlich und zeitlich mit wechselnder Intensität aktiv. Während der ersten Beckenbildungsetappe (Wachstumsstadium nach PERRODON 1969 [537]) der in ihrer Anlage äquatorial gestreckten Senke pausen sich im Perm und Trias die meridionalen Richtungen als paläogeographische Schwellen aus dem Untergrund durch, während die NW—SE-Richtung vor allem den Strukturbaue des nördlichen Senkenrandes auszeichnet.

In dem Maße, in dem die generelle Absenkungsintensität der Beckenbildung nachläßt (Reife- und Regenerationsstadien nach PERRODON 1969 [537]), steigert sich die tektonische Wirksamkeit der latent vorgezeichneten Brüche; in Jura und Kreide vor allem in der NW—SE-Richtung, ab jüngerem Mesozoikum zunehmend wieder meridional. Die NNE—SSW-Richtung ist besonders an die in prävariszischer Zeit als tiefe horizontale Scherzone mit linksdrehenden Horizontalverschiebungen entstandene Mittelmeer-Mjösen-Zone (KNETSCH 1966 [367]) gebunden. Sie erweist sich im Oberrheintalgraben zusammen mit dessen NNW—SSE gerichteter Fortsetzung im Niederrhein und der südlichen Nordsee als Teil des globalen Riftsystems.

Im Gegensatz zum Pariser Becken, das seit der Trias einer generellen Absenkung bei relativ schwacher tektonischer Bewegungsintensität unterworfen war und in welchem sich der variszische Strukturplan in das epivariszische Deckgebirge durchpaust (LIENHARDT 1961 [447]), bestehen in der Mitteleuropäischen Senke keine direkten Beziehungen zwischen Tafeldeckgebirge und variszischer Faltung des Untergrundes.

Eine solche statische (Abbildungs-)Postunität mit engen Beziehungen zum gefalteten Fundament bleibt allein auf das Übergangsstockwerk im Bereich des variszischen Orogens, also auf den Südrand der Senke, beschränkt; doch ist auch hier eine zunehmende Wirksamkeit störungsgebundener dynamischer Postunitätsbeziehungen zu erkennen. Ihre Analyse liefert in erster Linie eine Vorstellung vom Strukturbaue der tieferen Kruste, dem sich nicht nur die aufgelagerte Tafelsenke, sondern auch die Geosynklinalzonen in ihrem Untergrund unterordnen (Tab. 3).

Weder die gegenwärtige Kenntnis über die Verbreitung der variszischen und kaledonischen Orogenzonen im Untergrund der Mitteleuropäischen Senke noch die Analyse der Beckenentwicklung berechtigen zu dem Schluß, daß sich in den Strukturen des Tafeldeckgebirges eine erbliche, d.h. postume Anlage alter Faltungsstrukturen widerspiegelt. Alle strukturellen Züge der Interngliederung der Senke, vor allem die Anordnung und Verbreitung der Teilsenken und ihre weitere Untergliederung in epirogene (Schwellen, Senken) und tektogene (störungsgebundene Schollengliederung) Teilelemente, deuten vielmehr darauf hin, daß sich die Postunitätsbeziehungen auf die Existenz und zeitlich

wechselnde Aktivität der tiefreichenden Bruchsysteme gründen, die als lineamentäre Zonen die (im Schwerebild bzw. dem Tiefenlinienplan der M-Diskontinuität widergespiegelt) Krustenblöcke begrenzen.

In der Terminologie von ŠATSKIJ und seiner Schule bestimmen diese Bruchstrukturen die Postumität des allgemeinen Strukturplanes auch der Mitteleuropäischen Senke; und indem sich die lokalen Deckgebirgsstrukturen in ihrem Streichen der Richtung der Bruchstörungen anpassen, vermitteln sie ein Abbild der den Blockbau des Fundamentes begrenzenden Bruchstrukturen.

6. Zusammenfassung

Ausgehend von der Anwendung des Begriffes Postumität durch STILLE und die sowjetische Tektonikerschule ŠATSKIJs, wird die Entwicklung des Tafeldeckgebirges in der Mitteleuropäischen Senke unter dem Aspekt ihrer Beziehungen zum Untergrund dargestellt. Die Entwicklung der Mitteleuropäischen Senke als Tafelsenke erfolgt weitgehend unabhängig vom Konsolidationsgrad des gefalteten Untergrundes, jedoch in Abhängigkeit von der tektonischen Aktivität tiefreichender Brüche (Lineamente, Tiefenbrüche), in deren Hangendem Mobilitätszonen mit verstärkter Absenkung und Akkumulation von Sedimenten entstehen. Die im Verlauf des Beckenbildungsprozesses zunehmende Zerblockung des Untergrundes führt von einer im Übergangsstockwerk noch erkennbaren Abbildungspostumität zu dynamischen Postumitätsbeziehungen, die vorwiegend an NW—SE- und meridionale Störungszonen gebunden sind.

Literatur

- [1] AHORNER, L. Seismo-tectonic relations between the graben zones of the upper and lower Rhine valley. In: ILLIES, H.; MUELLER, St., Graben Problems, UMP Scient. Rep. No. 27, S. 155-166.
Stuttgart 1970
- [2] ANONYMUS Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik.
Berlin: Akademie-Verlag 1968
- [3] BANKWITZ, P. Geologische Auswertung von geodätisch ermittelten rezenten Krustenbewegungen im Gebiet der DDR.
Petermanns geogr. Mitt. 115 (1971) 2, S. 130-143
- [4] BARTENSTEIN, H. Paläogeographische Probleme beim Aufsuchen von KW-Lagerstätten im Paläozoikum und in der Untertrias von Mittel- und Nordwest-Europa einschließlich des Nordsee-Raumes.
Erdöl, Kohle - Erdgas - Petrochem. 21 (1968), S. 2-7 u. S. 61-66
- [5] BENEK, R.; u.a. Zur strukturellen Stellung des Magmatismus der Subsequenzperiode im DDR-Anteil der mitteleuropäischen Varisziden.
In diesem Festband

- [6] BENEK, R.; MEIER, R.; SCHWAB, G. Stoffbestand und Mächtigkeitentwicklung im Tafeldeckgebirge als Grundlage tektonischer Rayonierung. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 16 (1971) 3/5, S. 315 bis 329
- [7] BEUTLER, G. Beziehungen zwischen dem altkimmerischen Strukturplan und dem tieferen Untergrund.
In diesem Festband
- [8] BOGOLEPOV, K.V. Zum Problem der Entwicklungsstadien der Erdkruste [Russ.]. Geol. i Geofiz. (1965) 6, S. 3-16
- [9] BOIGK, H. Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogens. Geol. Jb. 85 (1968), S. 861-900
- [10] BOTT, M.H.P. Evolution of young continental margins and formation of shelf basins. Tectonophysics 11 (1971) 5, S. 319-327
- [11] BRAUSE, H. Ur-Europa und das gefaltete sächsische Paläozoikum. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 15 (1970) 3, S. 327 bis 367
- [12] BUBNOFF, S. VON Grundprobleme der Geologie. Berlin: Akademie-Verlag 1959
- [13] BUNGENSTOCK, H.; CLOSS, H.; HINZ, K. Geophysical survey in the southern part of the North Sea. Proc. 6th World Petrol. Congr., Sect. I, S. 877 bis 886, Hamburg 1964
- [14] BUŠ, W.A.; KIRJUCHIN, L.G. Über die Verbreitung subsequenter Effusiva des Jungpaläozoikums in Mitteleuropa. Z. angew. Geol. 18 (1972) 7, S. 323-328
- [15] CHERASKOV, N.P. Tektonik und Formationen. Ausgewählte Arbeiten [Russ.]. Moskau: Nauka 1967
- [16] COLLETTE, B.J. On the subsidence of the North Sea area. In: Geology of Shelf Seas, S. 15-30. Edinburgh u. London: Oliver & Boyd 1968
- [17] DOHR, G.; HADJEBI, B.; HEHN, K. Beobachtungen von Tiefenreflexionen in Norddeutschland. Europ. Seismol. Comm. Kopenhagen 1966
- [18] FAJKLEWICZ, Z. Crustal thickness in the region of the Pre-sudetic monocline in the light of geophysical data. Publ. Inst. Geophys. pol. Acad. Sci. 34 (1970), S. 85-96
- [19] GARECKIJ, R.G. Bau und Entwicklung des Deckgebirges junger Tafeln in Eurasien. Geologie 15 (1966) 2, S. 125-140
- [20] GARECKIJ, R.G. Tektonik junger Tafeln Eurasiens [Russ.]. Trudy geol. Inst. Akad. Nauk SSSR 226 (1972), 300 S.

- [21] GARECKIJ, R.G.; SLEZINGER, A.E. Probleme der Vererbung von Deckgebirgsstrukturen junger Tafeln [Russ.]. In: Probleme der Geologie des westlichen Kasachstan (Festschrift zum 60. Geburtstag von A.L. JANSIN), S. 19-26.
Alma-Ata 1971
- [22] GIESE, P.; STEIN, A. Versuch einer einheitlichen Auswertung tiefenseismischer Messungen aus dem Bereich zwischen der Nordsee und den Alpen.
Z. Geophysik 37 (1971), S. 237-272
- [23] GRUMBT, E.; u.a. Zur Sedimentation und Tektonik im Übergangsbereich zwischen Faltungsstadium und Tafelentwicklung der Varisziden in Mitteleuropa.
In diesem Festband
- [24] HALLAM, A. Mesozoic geology and the opening of the North Atlantic.
J. Geol. 79 (1971) 2, S. 129-157
- [25] HELMUTH, H.-J. Zur Fazies des Oberrotliegenden in NE-Mecklenburg.
Geologie 17 (1968), S. 52-59
- [26] HEYBROEK, P.; HAANSTRA, U.; ERDMAN, D.A. Observations on the geology of the North Sea area.
Proc. 7th World Petrol. Congr. 2 (1967), S. 905 bis 916
- [27] HINZ, K. A contribution to the geology of the North Sea according to geophysical investigations by the Geological Survey of German Federal Republic. In: Geology of shelf seas, S. 55-71.
Edinburgh u. London: Oliver & Boyd 1968
- [28] ILLIES, H. Der Oberrheingraben.
Fridericiana, Z. Univ. Karlsruhe H. 9 (1971), S. 17-32
- [29] JANSIN, A.L. Allgemeine Bau- und Entwicklungsmerkmale junger Tafeln [Russ.]. In: Mol. platf., ich tekt. i persp. neftegasonosti (Mat. Sov. po probl. tekt. v Moskve), S. 7-18.
Moskau: Nauka 1965
- [30] JARITZ, W. Epirogenese in Nordwestdeutschland im höheren Jura und in der Unterkreide.
Geol. Rdsch. 59 (1969) 1, S. 114-124
- [31] JUBITZ, K.-B. Zur Durchkreuzung altkimmerischer und pyrenäischer Faltungselemente im NW-Balkan (Stara Planina) - ein methodischer Beitrag zum "historischen Stockwerkbau" des postvariszischen Deckgebirges.
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III 1 (1960), S. 147-178
- [32] JUBITZ, K.-B. Beziehungen zwischen Stoffbestand und Bauformen im Tafeldeckgebirge.
Geologie 18 (1969) 8, S. 911-945
- [33] JUBITZ, K.-B.; u.a. Zur Anlage und Struktur von Sedimentbecken im kontinentalen Krustenbereich und deren strukturell-stoffliche Beziehung zum Unterbau (Beckengenese).
Vortrag Tagung der Ges. geol. Wiss. DDR, 19.-20.5.1972

- [34] KATZUNG, G. Das Permosiles im Südteil der Deutschen Demokratischen Republik.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 15 (1970) 1, S. 7-27
- [35] KATZUNG, G. Stratigraphie und Paläogeographie des Unterperm in Mitteleuropa.
Geologie 21 (1972) 4/5, S. 570-584
- [36] KNETSCH, G. Über Funktions-Wechsel des Rheinischen Lineamentes und die Entstehung des Oberrhein-Grabens.
Z. dt. geol. Ges. 118 (1966), S. 222-235
- [37] KÖLBEL, H. Regionalgeologische Stellung der DDR im Rahmen Mitteleuropas. In: Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik, Bd. 1, S. 18-66.
Berlin: Akademie-Verlag 1968
- [38] KÖLBEL, H. Allgemeiner Überblick über die paläogeographische und tektonische Stellung des Nordostdeutschen Tieflandes nebst Einführung in die Problemstellung.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 12 (1967) 1/2, S. 51-64
- [39] KOOTZ, G.; SCHUMACHER, K.-H. Der Keuper im Bereich der Altmark-Südwestmecklenburg-Schwelle unter besonderer Berücksichtigung der Bhrig. Salzwedel 1.
Jb. Geol. 1 (1967), S. 89-117
- [40] KOWALSKI, W.C.; LISZKOWSKI, L. Recent vertical movements of the earth crust in Poland on the basis of its geological structure.
Bull. Acad. Sci., Série Sci. Terre 19 (1971) 1, S. 25-28
- [41] KUMPERA, O. Das Paläozoikum des mährisch-silesischen Gebietes der Böhmischen Masse.
Z. dt. geol. Ges. 122 (1970), S. 173-184
- [42] LAUTERBACH, R. Rhenotype Strukturen im Bilde geologisch-geophysikalischer Untersuchungsergebnisse Mitteleuropas.
Ber. geol. Ges. DDR 7 (1962), S. 325-336
- [43] LEVIN, L.E. [LEWIN, L.E.] Über das gefaltete Fundament und die Struktur der Nord- und Ostseesenke.
Z. angew. Geol. 17 (1971) 9, S. 381-388
- [44] LIENHARDT, M.-J. Etude stratigraphique, pétrographique et structurale du socle anté permien du bassin de Paris.
Ann. Soc. géol. du Nord 81 (1961), S. 223-241
- [45] LOTSCH, D. Tertiär (Paläogen und Neogen) und tertiäre (post-laramische) Tektonik. In: Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik, Bd. 1, S. 356-384.
Berlin: Akademie-Verlag 1968
- [46] MURAWSKI, H. Zur Frage durchgepauster Tektonik,
Geol. Rdsch. 48 (1959), S. 260-271
- [47] MURAWSKI, H. Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. Ein taphrogenetischer Vergleich zwischen Hessischer Senke und Oberrheintalgraben.
Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch. 88 (1960), S. 294-342

- [48] MURAWSKI, H. Die Nord-Süd-Zone der Eifel und ihre nördliche Fortsetzung.
Publ. Serv. géol. Luxembourg 14 (1964), S. 285 bis 308
- [49] NODOP, I. Vorweisung einer Karte des präkretazischen Untergrundes Nordwestdeutschlands.
Z. dt. geol. Ges. 114 (1962), S. 423-426
- [50] OLSZAK, G. Zur Stellung tiefer Brüche im Rahmen von Schwäche-zonen der Erdkruste, erläutert an einigen Beispielen Mitteleuropas.
Geol. Geophys. 10 (1967 a), S. 14-52
- [51] OLSZAK, G. Einige Gedanken zum Bau und zur Entwicklung der Erdkruste im Bereich Mitteleuropas.
Geol. Geophys. 11 (1967 b), S. 13-22
- [52] PEJVE, A.V. Das Postmitätsprinzip in der Tektonik [Russ.].
Izv. AN SSSR, Ser. geol. (1956) 6, S. 11-19
- [53] FERRODON, A. Esquisse d'une géologie dynamique des bassins sédimentaires.
Sci. Terre 14 (1969), S. 303-328
- [54] PHILIPP, W. Struktur und Lagerstättengeschichte des Erdölfeldes Eldingen.
Z. dt. geol. Ges. 112 (1960), S. 414-482
- [55] POŻARYSKI, W. Abriß der paläozoischen und mesozoischen Tektonik des polnischen Tieflandes [poln. mit engl. Zusammenf.].
Kwart. geol. 8 (1964), S. 1-41
- [56] PUTZIGER, K.;
REINHARDT, H.-G.;
WEGERT, F. Geophysikalische Beiträge zur Erkundung des regionalen geologischen Baues in Norddeutschland.
Geol. Geophys. 8 (1966), S. 3-20
- [57] RICHTER-BERNBURG, G. Anlage und regionale Stellung des saxonischen Beckens. In: Erdöl und Kohle in Nordwestdeutschland, S. 37-43.
Hannover-Celle 1949
- [58] RICHTER-BERNBURG, G. Saxonische Tektonik als Indikator erdtiefer Bewegungen.
Geol. Jb. 85 (1968), S. 997-1030
- [59] RUCHIN, L.B. Grundzüge der Lithologie. Lehre von den Sedimentgesteinen.
Berlin: Akademie-Verlag 1958
- [60] SCHWAB, G. Zur Interpretation lithologisch-paläogeographischer Karten mit Hilfe eines einfachen Klassifizierungsverfahrens.
Z. angew. Geol. 18 (1972) 7, S. 313-319
- [61] SOBOLEVSKAJA, V.N. Die taphrogene Entwicklungsetappe epivariszischer Tafeln.
In diesem Festband
- [62] SORGENFREI, TH. Strukturgeologischer Bau von Dänemark.
Geologie 15 (1966), S. 641-660

- [63] STADLER, G.;
TEICHMÜLLER, R. Zusammenfassender Überblick über die Entwicklung des Bramscher Massivs und des Niedersächsischen Tektogens.
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 18 (1971), S. 547-564
- [64] STEINER, L. Scherflächenpaare in Oberbau und Unterbau besonders am Beispiel Mitteleuropas während variszischer und saxonischer Zeit.
Geotekt. Forsch. H. 33 (1969), 62 S.
- [65] STILLE, H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik.
Berlin: Gebr. Borntraeger 1924
- [66] STILLE, H. Die saxonischen Brüche (Schlußwort zu den "Göttinger Beiträgen zur saxonischen Tektonik" 1923-1925).
Abh. preuß. geol. Landesanst., NF H. 95 (1925), S. 124-207
- [67] STILLE, H. Die oberkarbonisch-altdyadischen Sedimentationsräume Mitteleuropas in ihrer Abhängigkeit von der variszischen Tektonik.
Congr. Stratigr. carbonifère Heerlen 1927, S. 697-730, Liège 1928
- [68] STILLE, H. Das Einsetzen der "Saxonischen" Richtungen im westdeutschen Jungpaläozoikum.
Abh. preuß. geol. Landesanst., NF H. 116 (1929), S. 38-74
- [69] STILLE, H. Betrachtungen zum Werden des europäischen Kontinentes (mit besonderer Berücksichtigung der Mittelmeer-Mjösen-Zone).
Z. dt. geol. Ges. 97 (1947), S. 7-29
- [70] TESCHKE, H.-J. Zu einigen Fragen der Entwicklung des Südwestrandes der Osteuropäischen Tafel.
In diesem Festband
- [71] VOIGT, E. Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete.
Z. dt. geol. Ges. 114 (1962), S. 378-418
- [72] WATZNAUER, A. Das Territorium der DDR im geologischen Wirkungsfeld Mitteleuropas - eine Übersicht für Zwecke der Tiefenerkundung.
Z. angew. Geol. 15 (1969) 2, S. 57-63
- [73] WOLBURG, J. Die epirogenetischen Phasen der Muschelkalk- und Keuper-Entwicklung Nordwest-Deutschlands, mit einem Rückblick auf den Buntsandstein.
Geotekt. Forsch. H. 32 (1969), S. 1-65
- [74] WURSTER, P. Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias.
Geol. Rdsch. 54 (1965), S. 224-240
- [75] ZNOSKO, J. Geologische Einheiten von Polen und ihre Stellung in der Tektonik von Europa [poln. m. engl. Res.].
Kwart. geol. 10 (1966) 3, S. 646-665

[76] ZNOSKO, J.

Geological atlas of Poland 1 : 2 000 000.
Warszawa 1968

[77] ŽURAVLEV, V.S.

Vergleichende Tektonik der Petschora-, Kaspi-
und Polnisch-Norddeutschen Senke.
Geologie 14 (1965) 1, S. 11-25

Beziehungen zwischen dem altkimmerischen Strukturplan und dem tieferen Untergrund

Von GERHARD BEUTLER, Greifswald

In den letzten Jahren haben die Beziehungen zwischen Deckgebirge und Fundament besondere Beachtung gefunden (z.B. JUBITZ 1969 [87]). Bei den Untersuchungen der altkimmerischen Bewegungen im NE der DDR und ihrer räumlichen Verknüpfung konnte BEUTLER (1969) [27] Beziehungen des altkimmerischen Strukturplans Mitteleuropas zum Bau des Fundamentes wahrscheinlich machen.

1. Altkimmerische Bewegungen in Mitteleuropa

Als altkimmerische Bewegungen in Mitteleuropa werden nach STILLE (1924) [21] Strukturbewegungen in der höheren Trias angesprochen, die sich durch präätische und intrarätische¹⁾ Diskordanzen bemerkbar machen. Sie äußern sich ferner in lokalen Mächtigungsanschwellungen des Mittleren Keupers. Für die gesamte strukturelle Gestaltung Mitteleuropas besitzen sie nur untergeordnete Bedeutung. Ihre Verbreitung wird skizzenhaft in Abb. 1 wiedergegeben; es handelt sich um einen Darstellungsversuch, der keineswegs Anspruch auf Vollständigkeit erhebt.

Aktive altkimmerische Bewegungen konzentrieren sich auf strukturell exponierte Gebietsteile. Nachweisbar sind sie in folgenden Regionaleinheiten:

1. Südost-, Nordost- und Nordpolen

Nach SENKOWICZOWA & SZYPERKO-SLIWCZIŃSKA (1968) [19], DADLEZ (1968) [47] u.a. läßt sich im östlichen und nördlichen Polen eine zusammenhängende, bogenförmige und in sich gegliederte Zone nachweisen, in welcher Rät (nach polnischer Auffassung) diskordant über älterer Trias liegt.

2. Nordostmecklenburg

Eine mögliche Fortsetzung dieser Zone ist nach BEUTLER (1969) [27] in der Rügen-Schwelle gegeben. Diese Schwelle weist gleichfalls im Liegenden des Rät eine schwache Diskordanz auf (Rät über teilweise oder gänzlich erodiertem älterem Keuper). Welcher Art die Verknüpfung zwischen der Rügen-Schwelle und der Flanke des Leba-Hochs ist, wurde noch nicht untersucht.

3. Schonen - Nordjütland

Eine weitere wahrscheinliche Fortsetzung der Zone der präätischen Diskordanz nach NW muß in SW-Schonen und N-Jütland gesucht werden. Es gibt dafür einige Hinweise in der Literatur, so bei TROEDSSON (1951) [22] und BROTZEN (1950) [3]. Erosionsdiskordanzen an der Basis der Vallåkra-Serie sind in Schonen nicht selten. Selbst Winkeldiskordanzen können nicht ausgeschlossen werden (BROTZEN 1950 [3]).

1) Das Rät entspricht in Anlehnung an die Auffassung polnischer Geologen dem Oberkeuper WILLS (1953) [24], schließt also auch den Steinmergelkeuper ein.

4. Dänemark

Anhand der Angaben von SORGENFREI & BUCH (1964) [20] konnte BEUTLER (1969) [2] die Mächtigkeitentwicklung von Rät, Mittlerem und Unterem Keuper skizzieren. Es ergab sich (Abb. 2) ein differenzierter Isopachenverlauf mit einem Mächtigkeitsmaximum, somit einem Senkungsgebiet im nördlichen Dänemark und einem Minimum, das auf eine Hebungszone im südlichen Dänemark hinweist.

5. Altmark, Südwestmecklenburg

Eine Schwellenzone (Altmark-SW-Mecklenburg-Schwelle) mit erheblichen präätischen Diskordanzen wurde durch KOOTZ & SCHUMACHER (1967) [10] aus dem Gebiet der Altmark und SW-Mecklenburgs bekannt gemacht. Im Bereich dieser Schwelle und in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft treten zahlreiche Salzstrukturen (Salzkissen, Salzstöcke) auf, die schon im Keuper angelegt wurden (KNAPE 1963 [9]; MEINHOLD & REINHARDT 1967 [14]; WIENHOLZ 1967 [23] u.a.).

6. Nordwestdeutschland

Aus NW-Deutschland sind bisher nur wenige Anhaltspunkte struktureller Aktivität während des Keupers bekannt geworden. Die Eldingen-Unterlüß-Achse, eine Mächtigkeitsanschwellung des Mittleren Keupers (ELBERSKIRCH 1952 [5]), deutet auf eine altkimmerisch beginnende Einsenkung des Broistedt-Wittinger-Troges hin (PHILIPP 1955 [16]). Ebenso wie in der benachbarten Altmark sind einzelne Salzstrukturen schon im Keuper angelegt (z.B. Salzstock Wesendorf, vgl. ROLL 1956 [18]; KNAPE 1963 [9]).

7. Emsland

Im Emsland wurde ein ca. 175 km breites Areal (WOLBURG 1956 [26]) mit präätischen Diskordanzen (STILLE 1924 [21]; BENTZ 1926 [1]; LÖGTERS 1951 [13]; ELBERSKIRCH 1952 [5]; WOLBURG 1953 [25], 1956 [26]; PANNEKOEK 1956 [15]) festgestellt. Gestützt auf Hinweise bei HAACK (1926) [7], KUMM (1941) [12] und KÜHL (1957) [1], vermutet BEUTLER (1969) [2], daß sich dieses Areal nach Osten in den Raum von Osnabrück fortsetzt. Vermutet wird auch eine Verbindung nach Süden (Eifeler N-S-Zone).

2. Gesetzmäßigkeiten der Verbreitung

Die regionale Verbreitung der altkimmerischen Bewegungen läßt folgende Gesetzmäßigkeiten erkennen:

Die präätischen Diskordanzen bevorzugen Beckenrandbereiche (Nordjütland - SW-Schonen, Polen) und Ränder von Schwellenzonen (Rügen-Schwelle, Altmark-SW-Mecklenburg-Schwelle, Rheinische Masse).

Begrenzte Senkungsgebiete treten in Abschnitten auf, die als bevorzugte Senkungsgebiete bekannt sind: Unterlüß-Eldingen-Achse im Bereich der Mittelmeer-Mjösen-Zone, Anlage der Dänischen Senke.

Vergleicht man das Relief der Oberkante des Fundamentes (Abb. 3) mit dem altkimmerisch geprägten Relief des Keuperbeckens, wie das für den nördlichen Teil der Mitteleuropäischen Senke möglich ist, dann sind kongruente Erscheinungen festzustellen: So paust sich das Relief der Oberkante des Fundamentes in abgeschwächter Form im altkimmerischen Bauplan durch. Diese Feststellung kann auch aus dem Verlauf der präätischen Diskordanz in Polen abgeleitet werden. Das Mäandrieren der Ausbisszonen (Abb. 1) läßt sich leicht auf die Scholleneinteilung des gefalteten Untergrundes zurückführen.

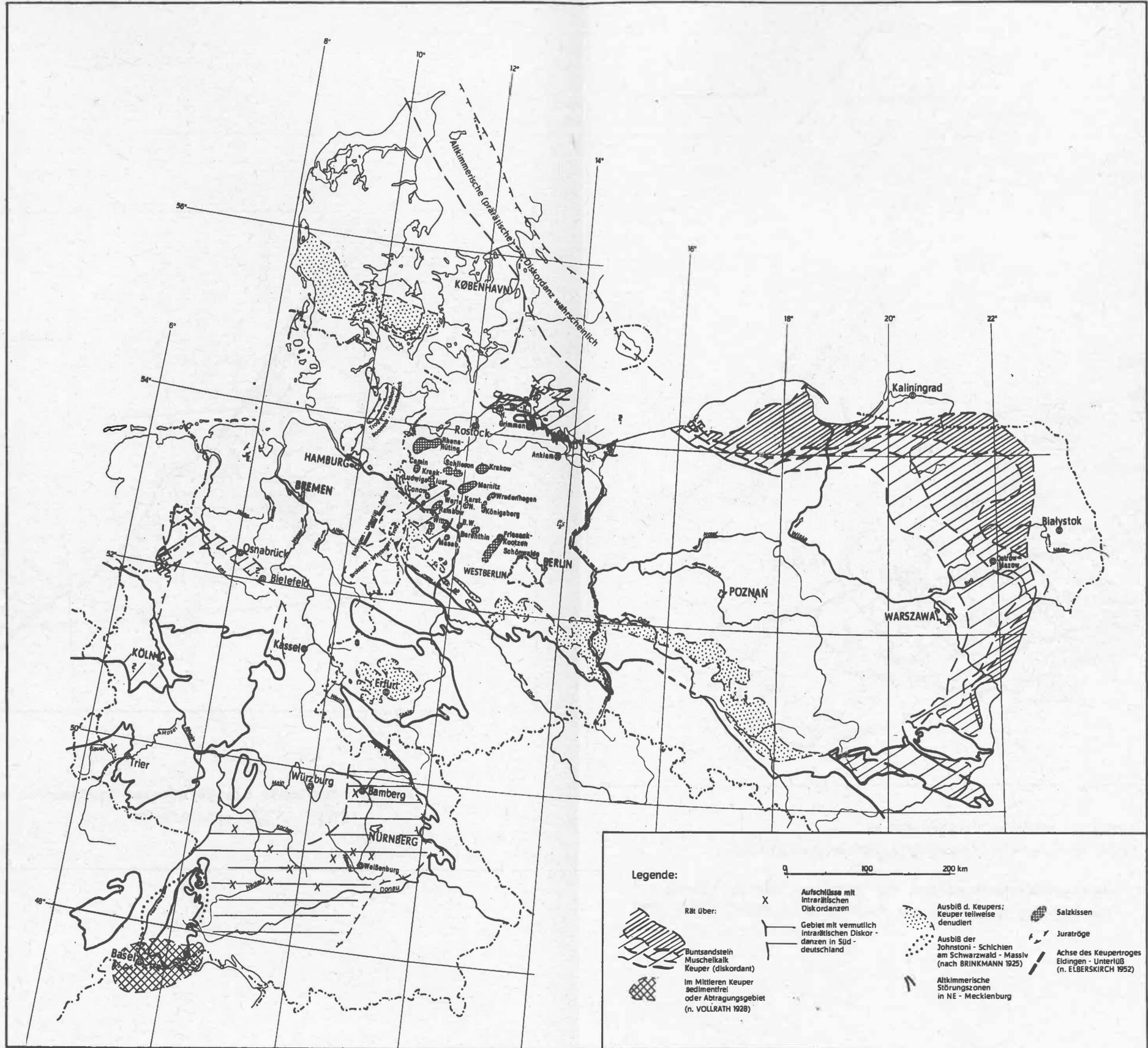
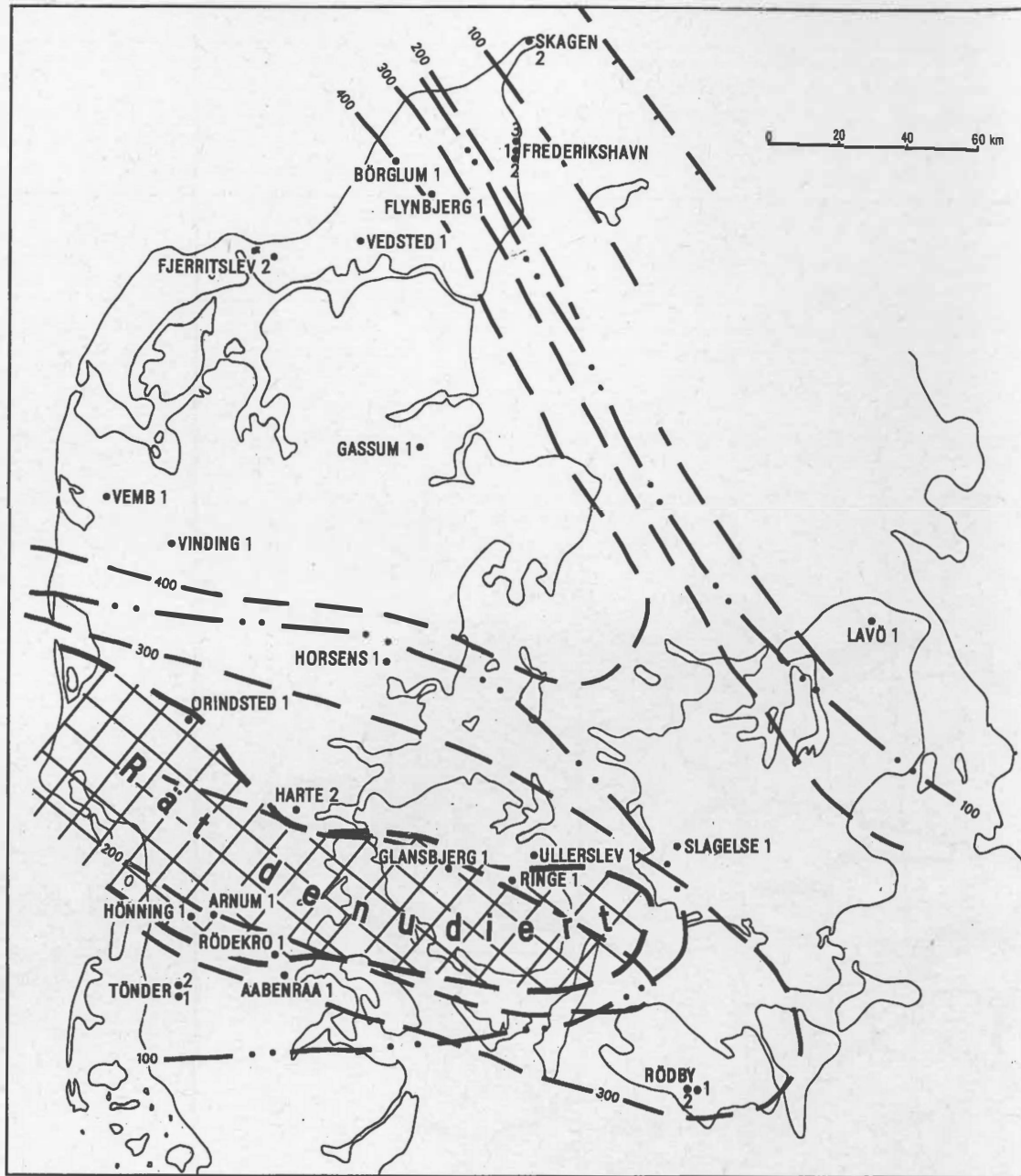


Abb. 1 Verbreitung der altkimmerischen Diskordanzen in der Mitteleuropäischen Senke (Versuch)



- - - - - 100 Mächtigkeit des Rät
 ———— 300 Mächtigkeit des Mittleren und Unteren Keupers

Abb. 2 Mächtigkeitsentwicklung des Räts und des Mittleren und Unteren Keupers, nach SORGENFREI & BUCH (1964) [20]

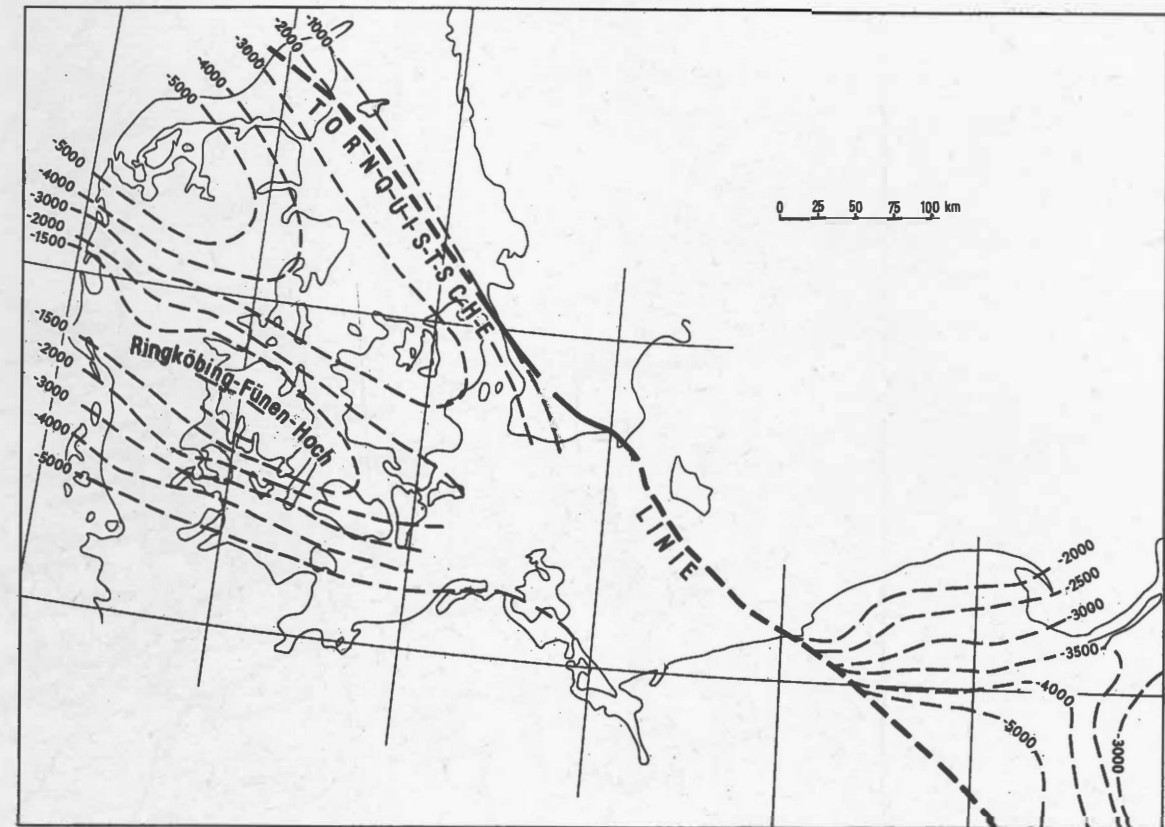


Abb. 3 Oberkante des gefalteten Fundamentes nach FRANKE (1967) [6], vereinfacht

3. Zusammenfassung

Im altkimmerisch angelegten Strukturplan Mitteleuropas spiegelt sich das Relief bzw. die Scholleneinteilung des gefalteten Unterbaus wider. Diese an tektonisch gut untersuchten Beckenteilen festgestellte Beziehung kann für die Interpretation des Schollenbaus des Fundamentes in verdeckten Gebieten (Altmark - SW-Mecklenburg) genutzt werden.

Literatur

- [1] BENTZ, A. Über das Mesozoikum und den Gebirgsbau im Preussisch-Holländischen Grenzgebiet. Z. dt. geol. Ges. 78 (1926), S. 381-500
- [2] BEUTLER, G. Überblick über die altkimmerische Strukturentwicklung von Nordostmecklenburg. Unveröff. Diss., Bergakad. Freiberg 1969
- [3] BROTZEN, F. De geologiska resultaten från borrhningarna vid Höllviken. Del II: Undre Kritan och Trias. Sver. geol. Unders., Ser. C, Nr. 505 (1950), 48 S.
- [4] DADLEZ, R. Lias i retyk na Mazurach. Kwart. geol. 12 (1968) 3, S. 561-577
- [5] ELBERSKIRCH, W. Reflexionsseismische Fernkorrelierungen in der Trias Nordwestdeutschlands. Erdöl u. Kohle 5 (1952), S. 404-407
- [6] FRANKE, D. Der erste Aufschluß im tieferen Paläozoikum Norddeutschlands und seine Bedeutung für die tektonische Gliederung Mitteleuropas. Jb. Geol. 1 (1967), S. 119-165
- [7] HAACK, K. Zur Kenntnis der Osnabrücker Trias. Jb. preuß. geol. Landesanst. 47 (1926) 1, S. 160 bis 207
- [8] JUBITZ, K.-B. Beziehungen zwischen Stoffbestand und Bauformen im Tafeldeckgebirge. Geologie 18 (1969) 8, S. 911-945
- [9] KNAPE, H. Tektonischer Bau und Strukturgenese im nordwestlichen Vorland des Flechtinger Höhenzuges, Teil I und II. Geologie 12 (1963) 5 u. 6, S. 509-536 u. 637-673
- [10] KOOTZ, G.; SCHUMACHER, K.-H. Der Keuper im Bereich der Altmark-Südwestmecklenburg-Schwelle unter besonderer Berücksichtigung der Bohrung Salzwedel 1. Jb. Geol. 1 (1967), S. 89-117
- [11] KÜHL, K.W. Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Mittleren Keuper zwischen Weser und Osning. Diss., Techn. Hochsch. Braunschweig 1957
- [12] KUMM, A. Das Mesozoikum in Niedersachsen, I. Abt.: Trias und Lias. In: Geologie und Lagerstätten Niedersachsens, Bd. 2. Oldenburg: Stalling 1941

- [13] LÖGTERS, H. Paläogeographie, Tektonik und Erdölvorkommen im Emsland.
Z. dt. geol. Ges. 102 (1951) 1, S. 8-42
- [14] MEINHOLD, R.; REINHARDT, H.-G. Halokinese im Nordostdeutschen Tiefland.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 12 (1967) 3/4, S. 329 bis 353
- [15] PANNEKOEK, A.J. [Hrsg.] Geological history of the Netherlands.
's-Gravenhage: Staatsdrukkerij 1956
- [16] PHILIPP, W. Die Juratröge im Nordwestdeutschen Tiefland.
N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1954 (1955), S. 440-447
- [17] POZARYSKI, W. Der Südweststrand von Fennosarmatia.
Z. angew. Geol. 8 (1962) 8, S. 427-431
- [18] ROLL, A. Zur Strukturgeschichte der Salzstöcke von Wesendorf und Hohenhoern. In: Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, S. 228-245.
Hannover 1956
- [19] SENKOWICZOWA, H.; SZYPERKO-SLIWCZINSKA, A. Geological atlas of Poland 1 : 2 000 000, Tafel 4: Trias.
Warszawa 1968
- [20] SORGENFREI, TH.; BUCH, A. Deep tests in Denmark 1935 - 1939.
Danm. geol. Unders. R. III, Nr. 36 (1964), 146 S.
- [21] STILLE, H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik.
Berlin: Gebr. Borntraeger 1924
- [22] TROEDSSON, G.T. On the Höganäs series of Sweden (Rhaeto-Lias).
Lunds Univ. Årsskr. N.F. Avd. 2, 47 (1951) 1, 268 S.
- [23] WIENHOLZ, R. Über den geologischen Bau des Untergrundes im Nordostdeutschen Flachland.
Jb. Geol. 1 (1967), S. 1-87
- [24] WILL, H.-J. Paläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des Oberkeupers in Nordwestdeutschland.
Unveröff. Diss., Tübingen 1953
- [25] WOLBURG, J. Schwellen und Becken im Emsland-Tektogen mit einem paläogeographischen Abriß von Wealden und Unterkreide.
Beih. Geol. Jb. 13 (1953), 115 S.
- [26] WOLBURG, J. Das Profil der Trias im Raum zwischen Ems und Niederrhein.
N. Jb. Geol. Paläont. Mh. (1956), S. 305-330

Zu einigen Aspekten der Tektonik von salinaren Strukturen

Von FOLKWART WENDLAND, Berlin¹⁾

1. Einleitung

Zu den Beziehungen, die für die Klärung der Genese von Salinarstrukturen von Bedeutung sind, gehören die Vertikalbeziehungen zwischen den Teilstockwerken des postvariszischen Deckgebirges, speziell zwischen Präsalinar und Salinar sowie zwischen Salinar und Postsalinar. Der Problemkreis Salinar/Postsalinar, auf den hier allein eingegangen wird, beinhaltet u.a. die Fragen:

- a) Wie wirken sich halokinetische Vorgänge in räumlich-zeitlicher Hinsicht auf das Postsalinar-Teilstockwerk aus?
- b) Welche Bau- und Entwicklungsmerkmale der postsalinaren Schichtenfolgen sind daraus abzuleiten?

An zwei Salzkissenstrukturen, die im nördlichen Randbereich der Norddeutsch-Polnischen Senke liegen, wird versucht, diese Beziehungen zu verdeutlichen. Dafür wurden die relativ einfach gebauten, durch zahlreiche Bohrungen sehr gut erschlossenen Antiklinalstrukturen Grimmen und Reinkenhagen (Abb. 1) ausgewählt, die SW Greifswald etwa im Zentrum der Barth-Grimmener Strukturzone liegen (BAUERSCHÄFER & GOLDBECHER 1962 [17]).

Das P o s t s a l i n a r besteht aus einer durchschnittlich 1570 m mächtigen, triassisch-liassischen Schichtenfolge (Tab. 1). Zwischen Lias und Quartär sind die Schichten abgetragen. Eine Schichtlücke liegt im Mittelkeuper. Das S a l i n a r des Zechsteins, d.h. die Schichtenfolge zwischen Staßfurt-Steinsalz Na 2 (Zechstein 2) und Ohre-Serie (Zechstein 5), ist durchschnittlich 750 m mächtig; davon entfallen auf das Staßfurt-Steinsalz 540 m. In Akkumulationsgebieten sind maximal 1135 m und in Abwanderungsgebieten minimal 200 m Na 2 nachgewiesen.

Die Struktur G r i m m e n bildet eine flache elliptische Aufwölbung, deren Längsachse etwa E—W streicht (Abb. 1). Buntsandstein und Muschelkalk (T 1 und T 2) werden konkordant von Unterem Keuper (T 3.1) und Unterem Gipskeuper (T 3.2.1) überlagert. Die übrigen Stufen des Mittleren Keupers (T 3.2) fehlen infolge Abtragung im Top- und angrenzenden Flankenbereich. An der Ost- und Südflanke sind geringmächtiger Schilfsandstein (T 3.2.2) und Oberer Gipskeuper (T 3.2.3) erhalten. Darüber liegen diskordant Rät (T 3.3) und Lias (J 1). Vom Lias sind Domer z.T. und Toarce nahezu vollständig abgetragen worden. Die Struktur Grimmen geht an ihrer Ostflanke allmählich in eine Z w i s c h e n s e n k e (Randsenke, s. ff.), kenntlich an ihren geringen Na 2- und großen Keuper- und Liasmächtigkeiten, über. An diese Zwischensenke schließt sich die steil herzynisch streichende Reinkenhagener Störung an, welche die

¹⁾ Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde
DOI: <https://doi.org/10.2512/zepe.073.014.01>

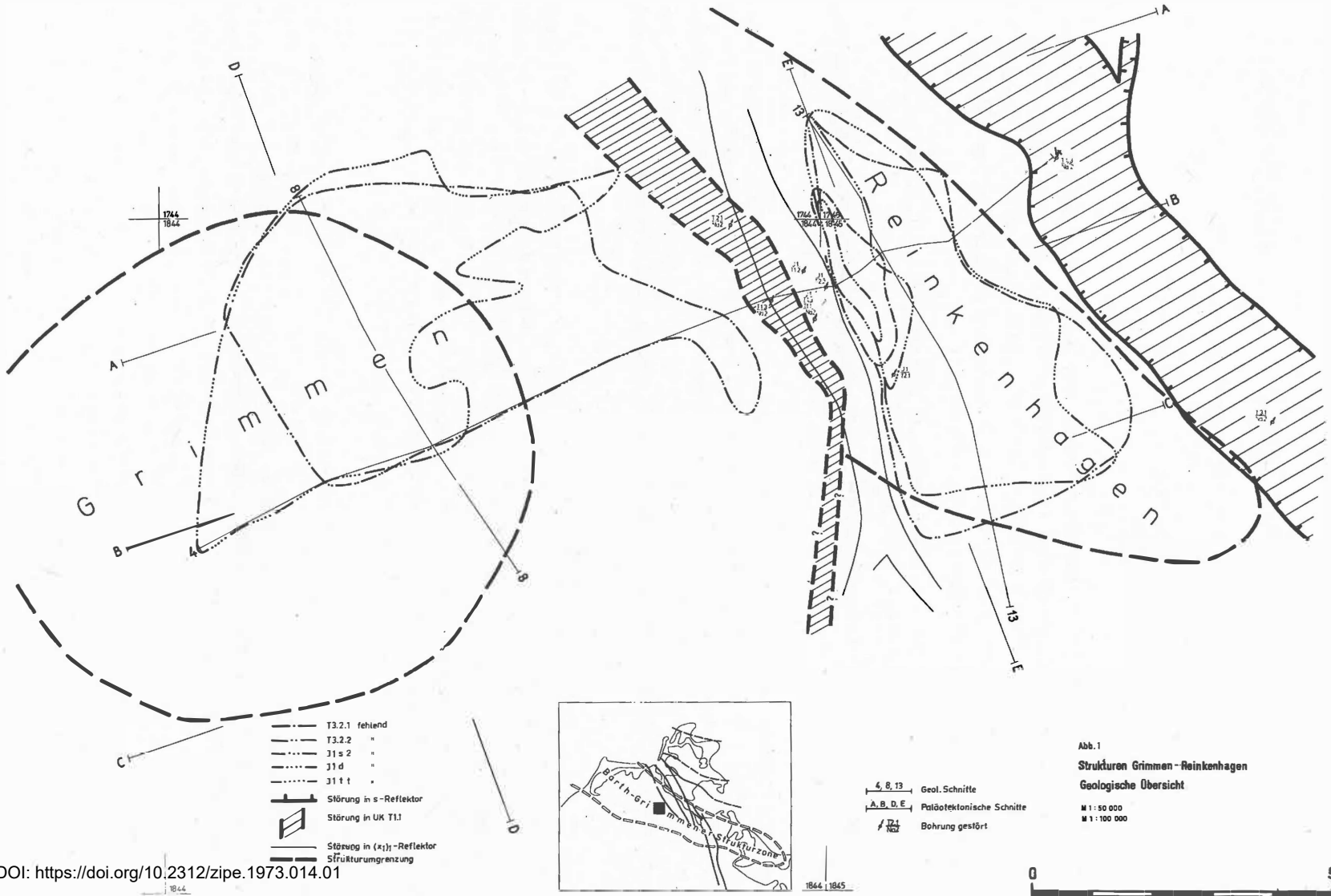


Abb. 1
Strukturen Grimmen-Reinkehagen
Geologische Übersicht
 M 1 : 50 000
 M 1 : 100 000

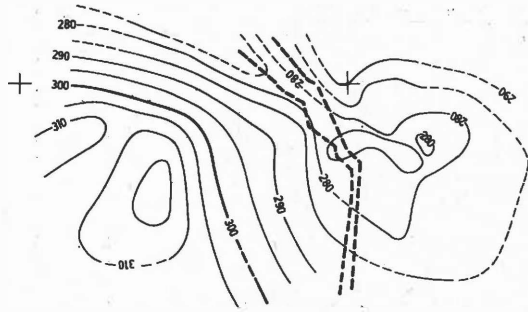
Schichtenfolge vom Post- bis zum Subsalinar durchsetzt. Es handelt sich um eine Abschiebung, an welcher der Bereich von Reinkenhausen gehoben, die Zwischensenke und der Bereich von Grimmen abgesunken sind (Sprunghöhe ca. 1000 m). Unmittelbar an die Reinkenhausener Störung grenzt die Struktur *R e i n k e n h a g e n* an (Abb. 1), die auch im E von einer großen Störung begrenzt wird. Nach BEUTLER (mündl. Mitteilung) liegt die Struktur auf einer antiklinalartigen Kippscholle, die nach NE abtaucht. Im Topbereich ist der Untere Keuper durch Abtragung reduziert, und Mittlerer Keuper fehlt ganz. Der Mittlere Keuper erreicht erst flankenwärts geringe Mächtigkeiten, so daß Rät diskordant auf Unteren Keuper übergreift. Das im Topbereich ebenfalls reduzierte Rät wird von Hettange-Untersinemur überlagert. Obersinemur-Toarce fehlen dort ebenfalls und setzen erst flankenwärts ein.

2. Methodik

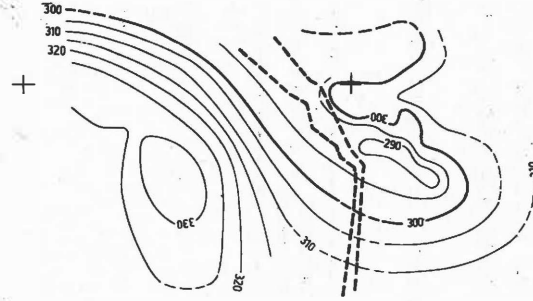
Grundlage der Untersuchungen waren die erbohrten Mächtigkeiten, im folgenden als absolute Mächtigkeiten (vgl. Tab. 1) bezeichnet. Für das Postsalinar wurde eine umfassende *M ä c h t i g k e i t s a n a l y s e* durchgeführt und aus den vorliegenden,

Tab. 1. Mächtigkeiten $\lceil m \rceil$ der Postsalinar-Einheiten der Strukturen Grimmen (mit Zwischensenke) und Reinkenhausen

Stratigraphie	Struktur Grimmen mit Zwischensenke	Struktur Reinkenhausen
Quartär (Q)	96	64
Lias (J 1)	337	264
Toarce	56	108
Domer	100	87
Carix	16	17
Obersinemur	60	51
Hettange + Untersinemur	144	124
Keuper (T 3)	339	279
Oberer Keuper (Rät)	121	114
Mittlerer Keuper	98	76
Unterer Keuper	118	109
Muschelkalk (T 2)	215	209
Oberer Muschelkalk	35	36
Mittlerer Muschelkalk	66	63
Unterer Muschelkalk	114	111
Buntsandstein (T 1)	764	725
Oberer Buntsandstein	151	146
Mittlerer Buntsandstein	314	299
Unterer Buntsandstein	297	280
P o s t s a l i n a r	1726	1445

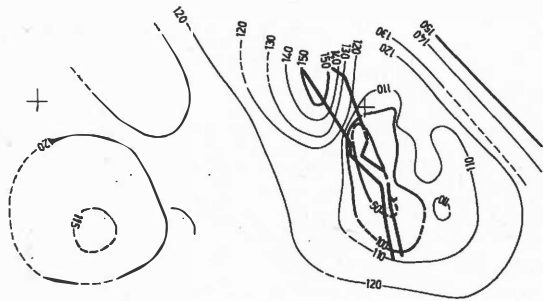


Unterer Buntsandstein (T1.1)

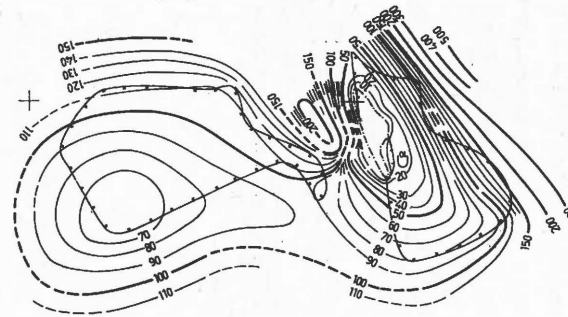


Mittlerer Buntsandstein (T1.2)

Abb. 2
Mächtigkeiten Einzelhorizonte Postsalinär

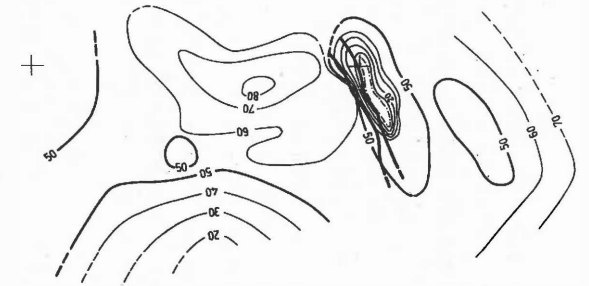


Unterer Keuper (T3.1)



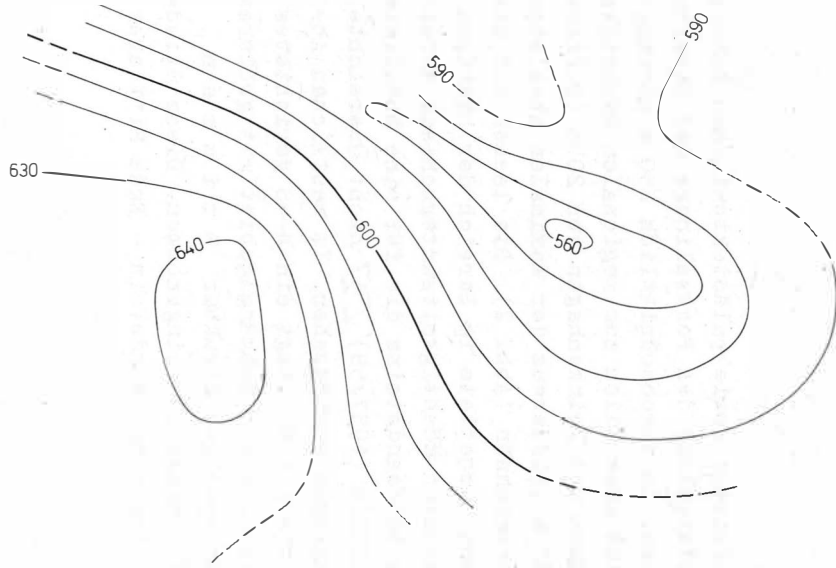
Mittlerer Keuper (T3.2)

- - - T3.2.1 fehlend
 ○ T3.2.2 fehlend
 ○ T3.2 fehlend (abgetragen)



Obersinemur (J1s2)

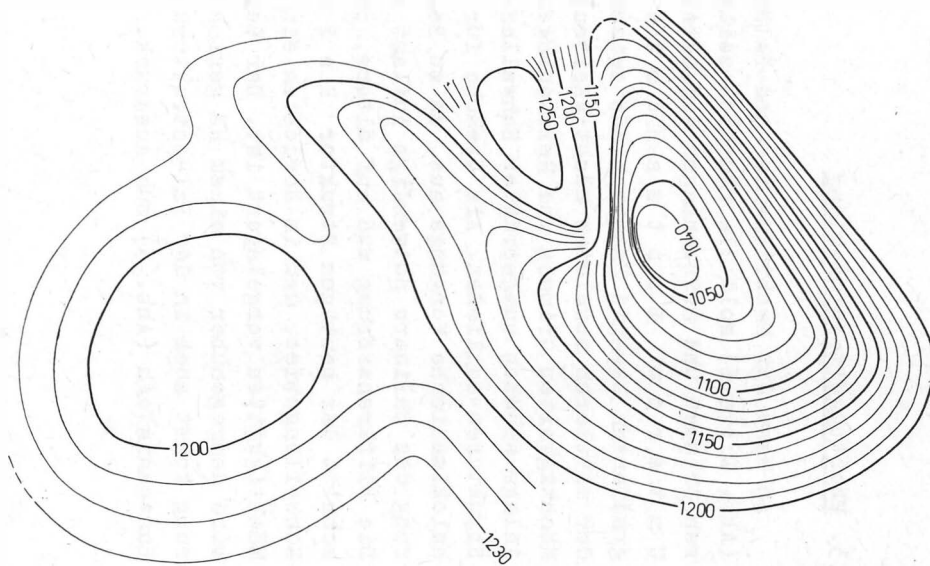
○ J1s2 fehlend (abgetragen)



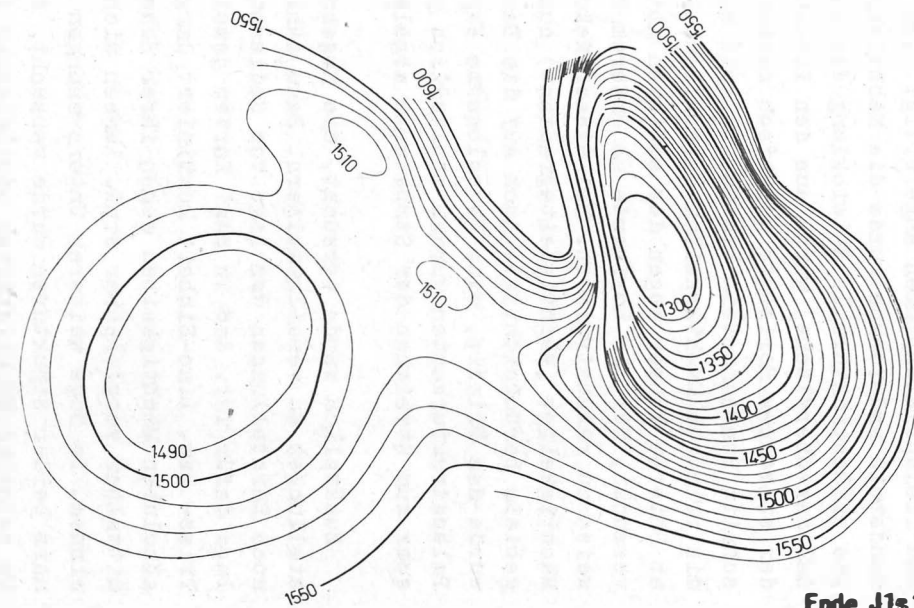
Ende T1.2

Abb. 3

Paläostrukturkarten Zechstein-Oberfläche



Ende T3.2



Ende J1s2

absoluten Mächtigkeiten ein Komplex von untereinander abgestimmten Mächtigkeitskarten und Tiefenlinienplänen angefertigt. Von insgesamt 18 Horizonten zwischen Unterem Buntsandstein und Toarce wurde die Mächtigkeitsverteilung (Auswahl in Abb. 2) dargestellt. Die paläostrukturelle Entwicklung der Buntsandstein-Unterfläche (= Zechstein- bzw. Salinar-Oberfläche) wurde aus den Isopachenkarten abgeleitet, indem die Mächtigkeiten der einzelnen Horizonte graphisch nacheinander addiert wurden (Abb. 3). Für den Abschnitt Buntsandstein bis Muschelkalk wurde dabei vorausgesetzt, daß die erbohrten die primären Mächtigkeiten darstellen. Diese Voraussetzung ist für die Schichtenfolge ab Unterem Keuper wegen der späteren Abtragungen nicht mehr erfüllt. Deshalb wurde versucht, für die Horizonte ab Unterem Keuper die primären Mächtigkeiten näherungsweise zu rekonstruieren. Bei dieser Rekonstruktion wurde vor allem die Verteilung der Mächtigkeiten (Mächtigkeitsgradient) außerhalb der vorher abgegrenzten Abtragungsgebiete berücksichtigt. Auch auf die Darstellung der paläostrukturellen Entwicklung wurde das Prinzip, eine geschlossene Kartenfolge zu entwickeln, übertragen. Aus den Paläostrukturkarten wurden schließlich paläotektonische Schnitte (Abb. 4) längs und quer zum Streichen der Strukturen abgeleitet.

Zusätzlich wurde versucht, die Ergebnisse der Mächtigkeitsanalyse in mehreren Darstellungen zu verallgemeinern. Dazu zählen neben den üblichen Absenkungsdiagrammen noch Darstellungen der Lage von Sedimentationsmaxima und -minima (Abb. 5 und 6). Grundlage dafür ist, daß in zwei Karten jeweils die maximale bzw. minimale Isopache jeder Trias- bzw. Lias-Einheit kombiniert dargestellt sind. Obwohl nachteilig ist, daß die absoluten Mächtigkeiten wegen ihrer Schwankungsbreite von $<10^1$ bis $>10^2$ m nicht unmittelbar vergleichbar sind, lassen sich aus ihnen doch wertvolle Neuerkenntnisse gewinnen. Im Zuge weiterer Untersuchungen des Postsalinars und vor allem des Salinars beider Strukturen wurde versucht, die absoluten Mächtigkeiten durch Umrechnung in relative Mächtigkeiten vergleichbar zu machen. Darüber wird an anderer Stelle eingehend berichtet (WENDLAND 1973 [67]).

3. Mächtigkeitsentwicklung

An Hand der Mächtigkeits- und Paläostrukturkarten sowie paläotektonischen Schnitte (Abb. 2 bis 6) soll die räumlich-zeitliche Entwicklung des Postsalinars der Strukturen Grimmen und Reinkenhagen dargestellt werden. Im durchschnittlich 290 m mächtigen U n t e r e n B u n t s a n d s t e i n sind zusätzlich zum regionalen Mächtigkeitsgradienten bereits Unterschiede zwischen Grimmen und Reinkenhagen von 20 m (Differenz der mittleren absoluten Mächtigkeiten) bzw. 30 m (Differenz der maximalen absoluten Mächtigkeiten Grimmen und Reinkenhagen) zu verzeichnen (Abb. 2). Sie lassen auf die Anlage schwach ausgeprägter Schwellen- und Senkungsgebiete im Bereich der heutigen Strukturen schließen. Als Ursache für die genannten Mächtigkeitsunterschiede scheiden halokinetische Vorgänge aus, da zu Beginn des Buntsandsteins die für eine Mobilisierung des Salinars notwendige Auflast nach TRUSHEIM (1957/58) [57] nicht ausreichte. Die Differenzierung muß auf ältere, primäre Anlagen zurückgehen. Im westlichen Abschnitt der heutigen Struktur R e i n k e n h a g e n liegt ein N—S gerichtetes Schwellengebiet, dem im Nordosten ein E—W verlaufendes Senkungsgebiet mit größeren Mächtigkeiten vorgelagert ist. Der Bereich der heutigen Struktur G r i m m e n wird demgegenüber von einem NE gerichteten Senkungsgebiet eingenommen. Diese Gliederung kommt auch in der Paläostrukturkarte der Basis Buntsandstein - Ende Mittlerer Buntsandstein (Abb. 3) zum Ausdruck.

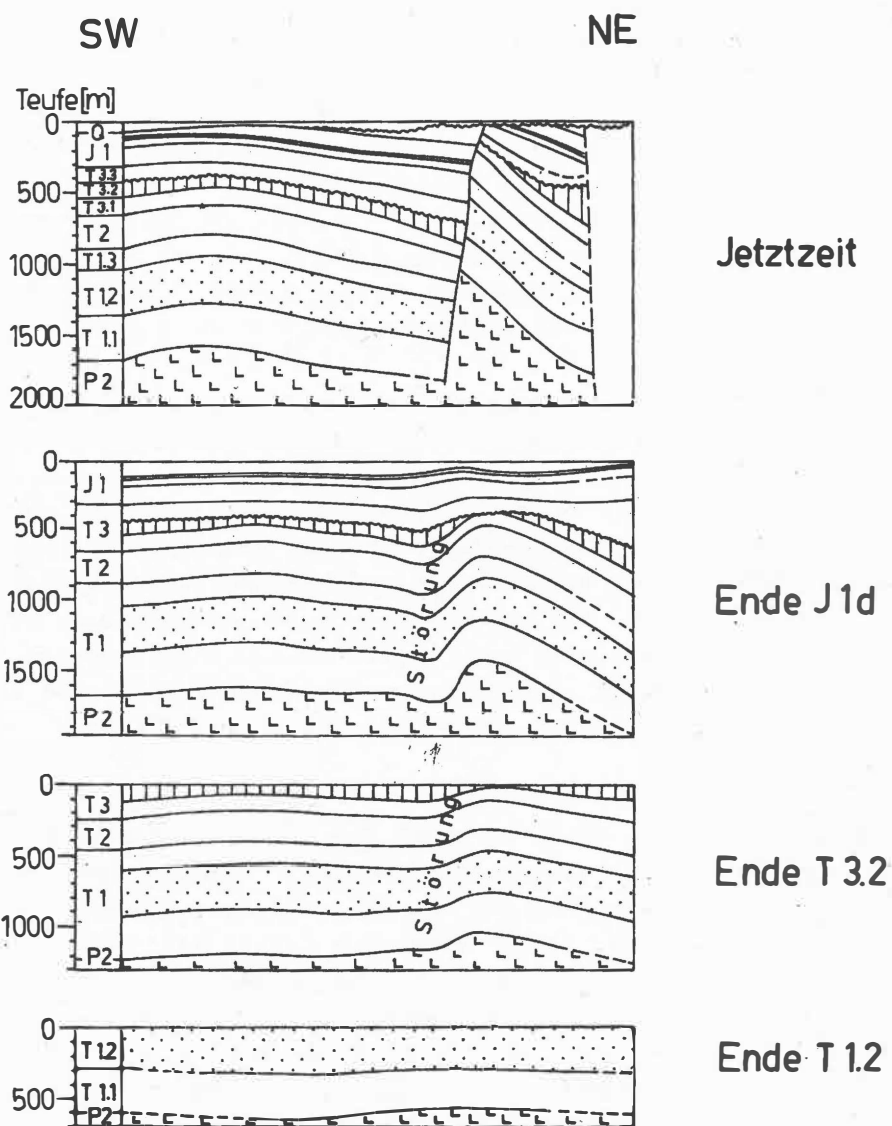


Abb. 4
Paläotektonische Schnitte
Schnitt B

Die Schwellen- und Senkengliederung verstärkt sich zwischen M i t t l e r e m B u n t s a n d s t e i n und U n t e r e m K e u p e r, wobei die Achsen der Hebungs- und Senkungsgebiete wandern und die Gebiete selbst sich vergrößern. Im Bereich R e i n k e n h a g e n erweitert sich das NW—SE gerichtete Hebungsgebiet sowohl nach NW als auch nach SE, im Unteren Keuper dagegen nur nach Norden. E von ihm liegt ein sich mit etwa gleicher Tendenz entwickelndes Senkungsgebiet. Erstmals im Oberen Muschelkalk ist auch NW der heutigen Struktur Reinkenlagen ein N—S gerichtetes Senkungsgebiet erkennbar, das sich im Unteren Keuper weiter ausprägt. Demgegenüber stellt der Bereich der heutigen Struktur G r i m m e n bis zum Oberen Muschelkalk ein sich nach NW bzw. W ausdehnendes Senkungsgebiet dar. Im Unteren Keuper tritt Grimmen erstmals als schwaches Schwellengebiet in Erscheinung, gleichzeitig legt sich N Grimmen ein neues, NW streichendes Senkungsgebiet an.

Wir deuten diese Entwicklung und Gliederung in Hebungs-, und zugeordnete Senkungsgebiete als Ausdruck einer im Mittleren Buntsandstein beginnenden Salzakkumulation und -abwanderung. Mit 800 m Sedimentauflast über dem Salinar und einem Gefälle des Subsalinar-Reliefs von mehr als 1 % sind die Voraussetzungen für erste halokinétische Salzwanderungen im Mittleren Buntsandstein gegeben. Die Hebungsgebiete entsprechen Salzakkumulationen, in denen es im Suprasalinar zu Mächtigkeitsreduktionen und im Unteren Keuper zu Abtragungen kommt. Die Senkungsgebiete in unmittelbarer Nachbarschaft der Hebungsgebiete entsprechen den Bereichen, aus denen das Salz abgewandert ist. Die Salzabwanderung wird dort durch größere Postsalinar-Mächtigkeiten kompensiert. Demnach sind diese Senkungsgebiete des älteren Mesozoikums als embryonale primäre Randsenken zu deuten.

Diese Entwicklung wird im M i t t l e r e n K e u p e r unterbrochen. Die Mächtigkeitsverteilung ändert sich in Zusammenhang mit den altkimmerischen Bewegungen (BEUTLER 1973 [2]). Das Hebungsgebiet von R e i n k e n h a g e n vergrößert sich erheblich, gleichzeitig schwenkt es in die NNW—SSE-Richtung ein. Seine östliche Randsenke wandert nach E, während sich die nordwestliche ausdehnt und nach S verlagert. Im Bereich G r i m m e n wandert das Hebungsgebiet gegenüber dem Unteren Keuper nach E und ist NW—SE gerichtet. Insgesamt hat sich aber der Bereich Reinkenlagen stärker weiterentwickelt als der von Grimmen (Abb. 3). Der steile, flexurartige Abfall im Bereich der nordwestlichen Randsenke von Reinkenlagen wird durch eine alt angelegte Störung (Reinkenlagener Störung) verursacht, die durch die altkimmerischen Bewegungen aktiviert wird. Dabei sinkt der Bereich W der Störung ab, während der östliche herausgehoben wird. In diesem Zusammenhang kommt es in Reinkenlagen und Grimmen im Mittleren Keuper zur flächenhaften Abtragung von Sedimenten (s.o.).

Zwischen O b e r e m K e u p e r und T o a r c e bleibt die zuvor beschriebene Gliederung in Hebungs- und Senkungsgebiete bestehen. Folgende Tendenzen zeichnen sich ab:

- Das Hebungsgebiet R e i n k e n h a g e n dehnt sich nach N und E aus, seine Flanken werden steiler;
- die nordwestliche Randsenke von Reinkenlagen erweitert sich nach S und W, während sich
- das Hebungsgebiet G r i m m e n nach W und S ausdehnt und sich weiter, aber lang-

Der Zeitabschnitt *Dogger* bis *Quartär* kann für die beiden Strukturen nicht direkt untersucht werden, weil - abgesehen vom Quartär - die entsprechenden Sedimente heute fehlen. Wie aber aus der Gesamtentwicklung der Barth-Grimmener Strukturzone hervorgeht, ist wahrscheinlich die großräumige Absenkung sowie Strukturbildung bis in die Oberkreide weitergegangen. In der tieferen Oberkreide und im höheren Tertiär erfolgten die Heraushebung des Grimmener Walles und die Abtragung der mesozoischen Schichten bis auf das heutige Niveau.

4. Ergebnisse und Schlußfolgerungen

Die wichtigsten Merkmale der postsalinaren Entwicklung der Strukturen Grimmen und Reinkenhagen können wie folgt zusammengefaßt werden:

1. Zu Beginn des *Unteren Buntsandsteins* liegt eine alt angelegte (Präzechstein?) Gliederung dieses Raumes in Schwellen (Reinkenhagen) und Senkungsgebiete (Grimmen) vor.
2. Zwischen *Mittlerem Buntsandstein* und *Untere Keuper* verstärkt sich diese Gliederung, wobei sich die Achsen des Schwellengebietes Reinkenhagen und des Senkungsgebietes Grimmen in Zeit und Raum verlagern. Ab *Untere Keuper* tritt Grimmen erstmals als Schwellengebiet in Erscheinung. *Gleichzeitig* bilden sich in unmittelbarer Nachbarschaft der beiden Hebungsbereiche neue Senkungsgebiete mit größeren Mächtigkeiten, was in Reinkenhagen besonders deutlich ist. Sie ändern ihre Ausdehnung und Achsenrichtung etwa analog den Hebungsbereichen; sie werden als Anfangsstadien primärer Randsenken (embryonale primäre Randsenken) gedeutet.
3. Der *Mittlere Keuper* ist dadurch charakterisiert, daß die allgemeine Gliederung in Hebungsbereiche und Randsenken zwar bestehen bleibt, aber daß
 - das Schwellengebiet Grimmen sich langsamer als Reinkenhagen entwickelt; die Achse von Reinkenhagen dreht von NW—SE nach NNW—SSE;
 - in beiden Strukturen Schilfsandstein und Oberer Gipskeuper flächenhaft abgetragen werden;
 - zwischen der Struktur Reinkenhagen und ihrer nordwestlichen Randsenke die Störung des Präzechsteins (?) aktiviert wird.
4. Zwischen *Oberem Keuper* und *Toarce* setzt sich diese Entwicklung weiter fort.

An der mesozoischen Strukturentwicklung sind offenbar mehrere Faktoren beteiligt, die schwer voneinander zu trennen sind:

- eine zu Beginn des Buntsandsteins sich postum aus dem Untergrund abbildende Schwellen- und Senkengliederung;
- *halokinetische* Vorgänge im Salinar, die heute an den Akkumulationen des Staßfurt-Steinsalzes Na₂ - in Reinkenhagen 600 m mächtigeres Na₂ als in der angrenzenden Randsenke - kenntlich sind;
- *endogen-tektonische* Bewegungen, d.h. die altkimmerischen Bewegungen (BEUTLER 1973 [27]).

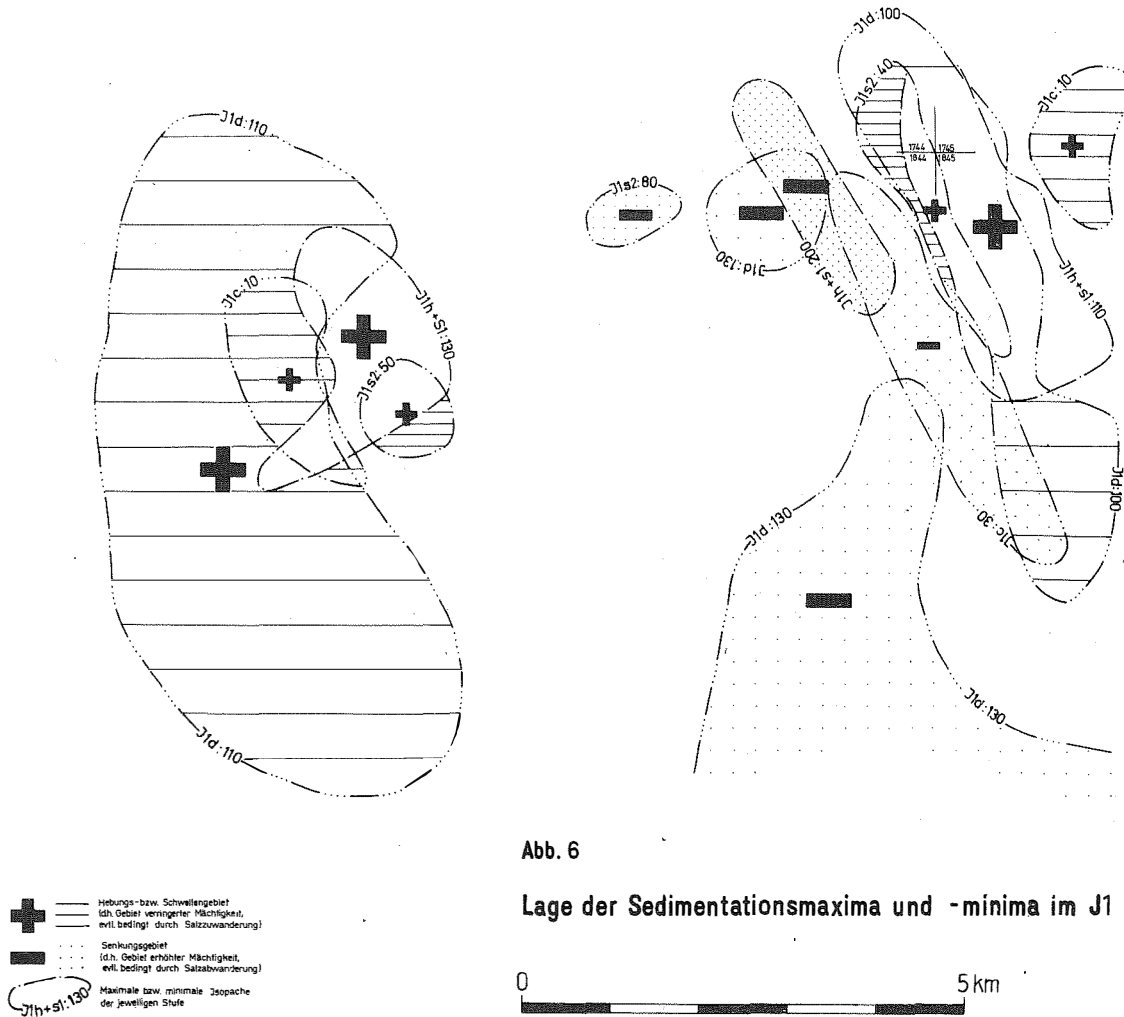


Abb. 6

Lage der Sedimentationsmaxima und -minima im J1

Auf die altkimmerischen Bewegungen dürften zurückgehen die

- Aktivierung der Reinkenhagener Störung,
- Heraushebung des Reinkenhagener und Absenkung des Grimmener Bereiches im Mittleren Keuper,
- auffällige Eindrehung der Strukturachse von Reinkenhagen von NW—SE nach NNW—SSE,
- Abtragungen in den Strukturtops.

Halokinetische Vorgänge äußern sich in Salzwanderungen, die im Postsalinar ihren Ausdruck finden in

- Verlagerungen der Mächtigkeitsmaxima (Salzabwanderungsbereiche) und -minima (Salzakkumulationsbereiche) ab Mittlerem Buntsandstein,
- in den primären Randsenken, in denen das abgewanderte Salz durch erhöhte Keuper- und Liassmächtigkeiten kompensiert wird.

Durch die altkimmerischen Bewegungen wird die Halokinese aktiviert. Infolgedessen werden die Strukturen stärker herausgewölbt, und es verstärken sich die Abtragungen von Keuper- und Liassedimenten.

Nach den Untersuchungen im Raum Grimmen-Reinkenhagen ist gegenüber den bisherigen Vorstellungen (TRUSHEIM 1957/58 [57]) wahrscheinlich, daß die Halokinese bereits im Mittleren Buntsandstein einsetzt. Vergleichbare Beispiele für die Koppelung halokinetischer und endogen-tektonischer Vorgänge, hier der altkimmerischen Bewegungen, sind aus dem Aquitan-Becken (LIECHTI 1968 [37]), im Tunesien-Trog und im Sahara-Atlas (TORTOCHAUX 1968 [47]) nachgewiesen worden.

5. Zusammenfassung

Am Beispiel der Strukturen Grimmen und Reinkenhagen (Barth-Grimmener Strukturzone) wird den Vertikalbeziehungen der Teilstockwerke Salinar und Postsalinar des postvariszischen Deckgebirges nachgegangen. An Hand einer Serie von Mächtigkeits- und Paläostrukturkarten sowie Darstellungen der Sedimentationsmaxima und -minima (Mächtigkeitsanalyse) wird erörtert, wie sich die halokinetischen Vorgänge räumlich-zeitlich auf das Postsalinar auswirken. An der mesozoischen Strukturentwicklung (Buntsandstein bis Lias), die von einer zu Beginn des Buntsandsteins vorliegenden, postumen Schwellen- und Senkengliederung ausgeht, sind halokinetische und endogen-tektonische Vorgänge beteiligt bzw. gekoppelt. Die halokinetischen Vorgänge finden ihren Ausdruck in Verlagerungen und Richtungswechseln der Mächtigkeitsmaxima (Salzabwanderungsgebiete) und -minima (Salzakkumulationsgebiete) der postsalinaren Horizonte und in der Anlage von primären Randsenken als Kompensationsstrukturen in unmittelbarer Nachbarschaft der Akkumulationsgebiete. Die Halokinese setzte wahrscheinlich schon im Mittleren Buntsandstein ein und wird durch die altkimmerischen Bewegungen aktiviert.

Literatur

- [1] BAUERSCHÄFER, R.;
GOLDBECKER, K. Zur Geologie der Erdöllagerstätte Reinkenhagen.
Z. angew. Geol. 8 (1962) 10, S. 507-512
- [2] BEUTLER, G. Beziehungen zwischen dem altkimmerischen Strukturplan und dem tieferen Untergrund.
Dieser Festband
- [3] LIECHTI, P. Salt features of France.
Spec. Paper geol. Soc. Amer. 88 (1968), S. 83-106
- [4] TORTOCHAUX, F. Occurrence and structure of evaporites in North Africa.
Spec. Paper geol. Soc. Amer. 88 (1968), S. 107 bis 138
- [5] TRUSHEIM, F. Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands.
Z. dt. geol. Ges. 109 (1957/58) 1, S. 111-151
- [6] WENDLAND, F. Zur Strukturentwicklung schwach dislozierter Salinarstrukturen in Nordost-Mecklenburg (Strukturen Grimmen und Reinkenhagen) [Arbeitstitel].
Unveröff. Diss. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald 1973

Die strukturtektonische Bearbeitung des Kernmaterials von Bohrungen¹⁾

Von GÜNTER MÖBUS, Greifswald

Die Kenntnisse von den strukturellen Verhältnissen im Tafeldeckgebirge sind unter anderem davon abhängig, welche Methoden zur Kenntnisgewinnung eingesetzt werden. Im folgenden soll informatorisch mit einer strukturtektonischen Bearbeitungsmethode des Kernmaterials von Bohrungen bekannt gemacht werden, die an der Sektion Geologische Wissenschaften der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald in Anlehnung an bisher gebräuchliche Verfahren entwickelt wurde.

Die strukturtektonische Bearbeitungsmethode basiert auf der richtungsorientierten Aufnahme aller an Bohrkernen aus geschichteten sedimentären Abfolgen megaskopisch erkennbaren tektonischen Elemente, wie es vor allem Klüfte, Harnischflächen und Rillungen sind, mit Hilfe des Geologenkompasses (s. MÖBUS 1970 [17]). Vor Beginn der Messungen werden die einzelnen Kernstücke bei senkrechter Stellung der Kernlängsachsen auf einer Unterlage so lange gedreht, bis die Einfallene der Schichtung stets nach Kompaß-Nord weist. Diese übereinkunftsgemäß nach Nord ausgerichtete Einfallene der Schichtung ist das allen Daten gemeinsame Bezugselement.

Die ermittelten Richtungswerte für die verschiedenen tektonischen Elemente werden in teufenbezogene Aufnahmetabellen eingetragen, zusammen mit weiteren, für die Auswertung benötigten geologischen Daten (z.B. Einfallwinkel der Schichtung) und bohrtechnischen Angaben (z.B. Kerngewinn, Kerndurchmesser u.a.).

Die Auswertung der Daten erfolgt in teufenbezogenen Profilen sowie in der Darstellung flächentreuer Lagekugelprojektionen (SCHMIDT'sches Netz). Die 0° -Richtung der Diagramme entspricht dabei jeweils der Streichrichtung der Einfallenen der Schichtung.

Klüfte sind das am häufigsten vorhandene strukturtektonische Element. Ihre Darstellungen pro Kernmarsch können bei statistischer Homogenität zu Diagrammen benachbarter Kernmärsche vereinigt werden. Aus der Verteilung der Besetzungsdichten sind in der Regel in den Diagrammen ein orthogonales sowie diagonale Kluftsysteme zu erkennen, deren Lage über die Einfallene auf die Schichtung zu beziehen ist (Abb. 1).

Jüngere tektonische Überprägungen geben sich in der teufengerechten Darstellung oft durch eine starke Zunahme der Anzahl der Klüfte pro laufender Kernmeter (Klüftigkeitsziffer) zu erkennen (Abb. 2). Die jüngeren bruchtektonischen Überprägungen können auch durch das Erscheinen von asymmetrisch liegenden Klufthäufungen in den Diagrammen zum Ausdruck kommen, wobei zwischen diesen Maxima und den Häufungen der Harnischlineare oft ein enger Zusammenhang besteht. (Abb.-3).

Bei den bisher vorliegenden Bearbeitungen von Bohrkernen waren Harnischrillungen, die schichtparallele Bewegungen anzeigen, häufiger im Teufenprofil zu registrieren. Dadurch, daß an manchen Kernstücken eine Identifizierung des relativen Bewegungssinnes möglich war, kann ausgesagt werden, daß vorherrschend die hangende gegenüber

1) Veröffentlichung aus der Sektion Geologische Wissenschaften der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

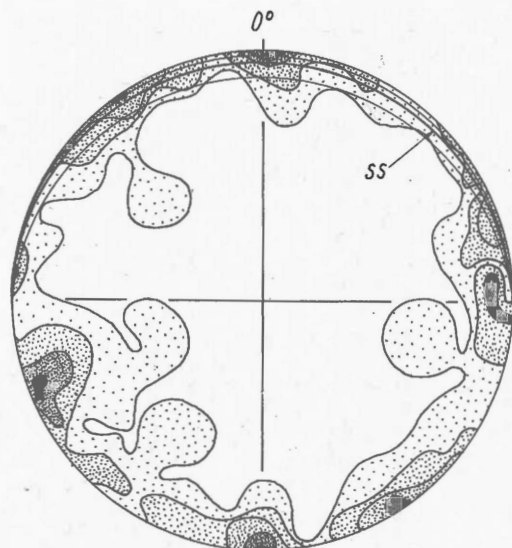


Abb. 1 Kluftdiagramm einer klastischen Folge, konstruiert aus 77 Messungen an zwei aufeinander folgenden Kernmärschen

Besetzungsdichten: 0-3-5-8-10->10 %.
 Als kräftiger Großkreis ist die Spur des mittleren Einfallens der Schichtung (ss) angegeben, mit dünnerer Linienführung die Großkreise der unteren und oberen Abweichung des Schichteinfallens vom Mittelwert. 0°-Richtung des Diagramms = Richtung der übereinkunftsgemäß nach Kompaß-Nord ausgerichteten Einfallinea-

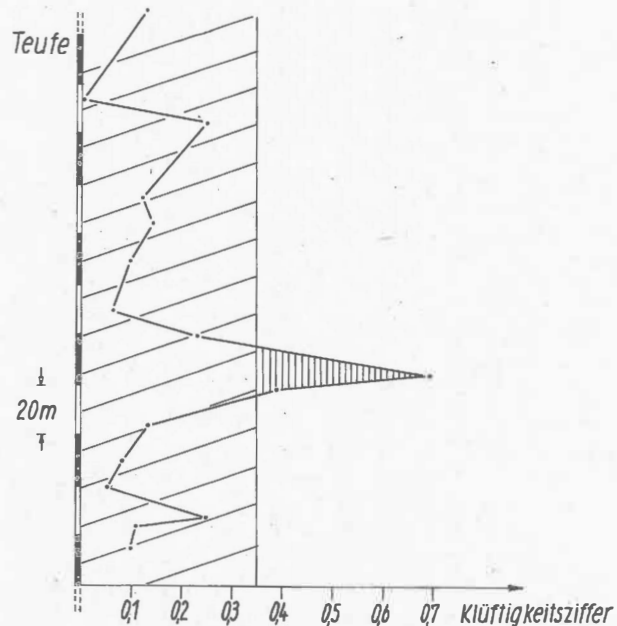


Abb. 2 Tiefenbezogene Darstellung der Größe der Klüftigkeitsziffern (Anzahl der Klüfte je Kernmeter) in aufeinanderfolgenden Kernmärschen

Die lokale Zunahme der Werte der Klüftigkeitsziffern über den mittleren Streuungsbereich (weit schraffiert) hinaus, zeigt im vorliegenden Fall eine Störungszone mit stärkerer Klüftigkeit an

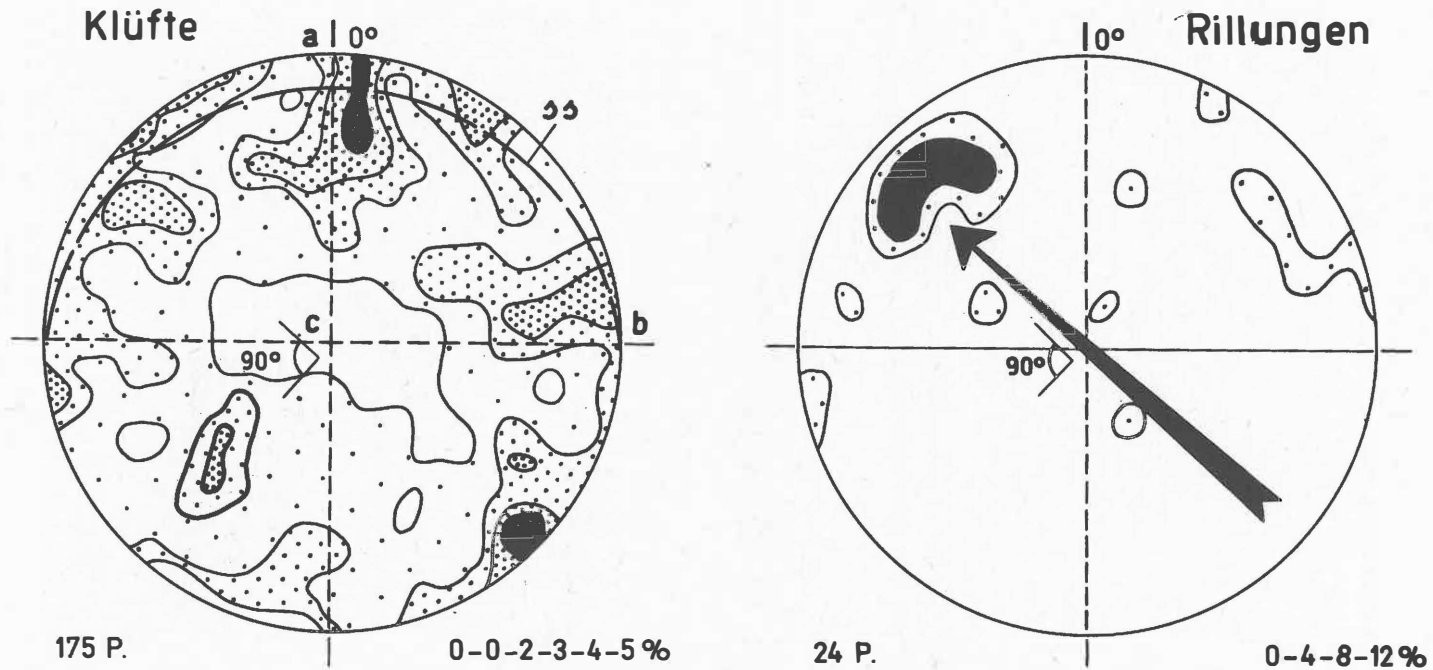


Abb. 3 Kluftdiagramm und Rillungsdiagramm des gleichen Kernmarschbereiches

Die relativ flach einfallenden Rillungslinearen sind auf ein asymmetrisch zu den übrigen Maxima liegendes Klufmaximum (kräftigere Isolinien) im linken unteren Sektor des Kluftdiagramms zu beziehen. 0°-Richtung der Diagramme = Richtung der übereinkunftsgemäß nach Kompaß-Nord ausgerichteten Einfallenearen der Schichtung (ss), deren mittleres Einfallen im linken Diagramm durch einen Großkreis wiedergegeben wird

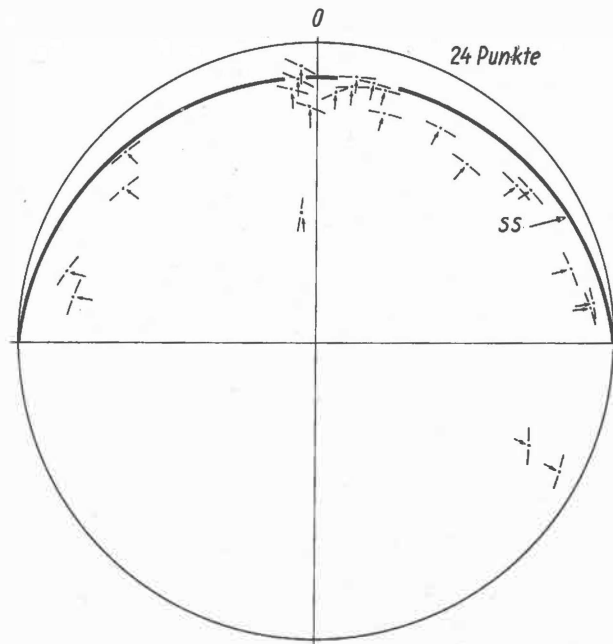


Abb. 4 Diagramm der Rillungslinieren aufeinanderfolgender Kernmärsche. Die Rillungen treten vorzugsweise auf schichtparallelen Flächen auf

Punkte - Projektionspunkte der Rillungslinieren; Pfeile - Richtung der Rillungslinieren; Großkreis-Ausschnitte - Teile der Großkreise der rillungstragenden Flächen; kräftiger, durchgehender Großkreis - mittleres Einfallen der Schichtung (ss)

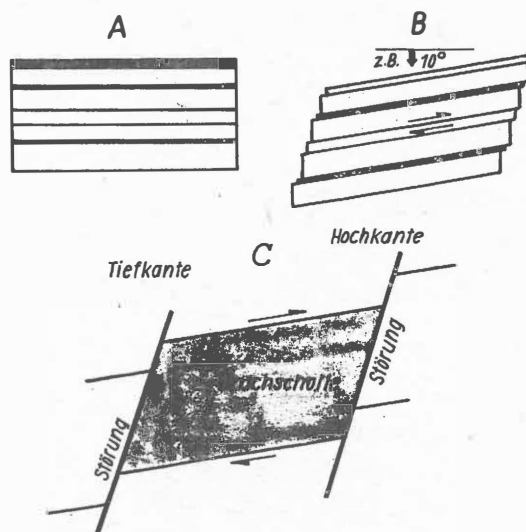


Abb. 5 Schematische Darstellung des Entstehens schichtparalleler Bewegungen im Zusammenhang mit Schollenkippen zwischen Störungszonen (ohne Maßstab)

der liegenden Schicht aufwärts bewegt wurde (Abb. 4). Nach den bisherigen Kenntnissen wird diese Erscheinung auf schichtparallele Ausgleichsbewegungen zurückgeführt, die im Zusammenhang mit Schollenkippen entstanden. Dabei gilt, daß in Richtung der durch statistische Beobachtungen gesicherten Aufwärtsbewegung auch die höher gelegene Schollenkante des betreffenden Schichtenkomplexes zu suchen ist (Abb. 5).

An dafür geeigneten Kernen, die in der Ebene der Einfalllinien der Schichtung längsgeschnitten sind, kann darüber hinaus durch kleintektonische Analysen der tektonische Störungscharakter mit seinen Ausweitungs- bzw. Einengungsbeträgen erfaßt werden. Für diese Aussagen gilt, daß mit steigender Anzahl an Beobachtungen die Beziehungen zwischen klein- und großtektonischen Störungsformen sicherer zu erfassen sind (Abb. 6).

Die Aussagen des bisher geschilderten Arbeitskomplexes sind stets auf die Einfalllineare der Schichtung als gemeinsames Bezugselement bezogen. Liegt orientiert entnommenes Kernmaterial vor, so können durch Rotation des Stralchens der Einfalllinearen in die wahre geographische Richtung alle Diagramme und damit alle Aussagen direkt auf die in der Natur vorliegenden Raumwerte bezogen werden.

Bei Fehlen von orientiert entnommenem Kernmaterial ist in einem zweiten Arbeitskomplex die Orientierung auf die wahre geographische Raumlage durch die kombinierte Auswertung der Werte der geophysikalischen Stratalogmessungen, der Bohrlochabweichungen und der Angaben der Reflexionsseismik möglich. Mit Erfolg wurden - durch Unterstützung des Zentralinstituts für Physik der Erde der Akademie der Wissenschaften der DDR (Dr. ROTHER) - hierfür auch paläomagnetische Messungen an Kernmaterial verwendet. Dabei werden die Koordinaten der Pollagen der jeweiligen stratigraphischen Einheit als bekannt vorausgesetzt und die am Kern unter Bezug auf die Einfalllineare der Schichtung gemessenen Werte danach ausgerichtet (Abb. 7).

In die Wertigkeit der erhaltenen Ergebnisse insgesamt gehen die jeweils vorliegenden geologischen Verhältnisse ein. Das betrifft vorzugsweise die Ausbildung der Schichtung, so daß tektonische und lithologische Feinaufnahme eng miteinander verbunden sein müssen. Ferner sind die bohrtechnischen Gegebenheiten für die strukturelle Bearbeitung des Kernmaterials von wesentlicher Bedeutung, so z.B. die Anteile der gekernten zu gemeißelten Strecken, die Abstände der Kernstrecken voneinander, der Kerndurchmesser, der Kerngewinn und ähnliche Faktoren.

Unter Berücksichtigung einer kritischen Einschätzung aller Fehlermöglichkeiten erlaubt die mit geringem Zeit- und Kostenaufwand, in ihrer Grundlage ohne weitere meßtechnische Hilfsmittel als den Geologenkompaß durchführbare strukturtektonische Bearbeitung von Bohrkernen Aussagen, die unsere Kenntnisse über die strukturtektonischen Verhältnisse im Tafeldeckgebirge zu bereichern vermögen. So sind z.B. proto- und epitektonische Beanspruchungen voneinander zu unterscheiden. Im Zusammenwirken mit regionalgeophysikalischen Aussagen können die Hochlagen von Bruchschollenkanten präzisiert werden, besonders wenn diese Angaben durch direkt oder indirekt ermittelte Werte des wahren Schichtstreichens unterstützt werden.

Die Vervollkommnung und Weiterentwicklung der strukturtektonischen Bearbeitungsmethode soll ein Beitrag zur Gewinnung höherer Kenntnisse aus dem Kernmaterial der kostenaufwendigen Tiefbohrungen sein.

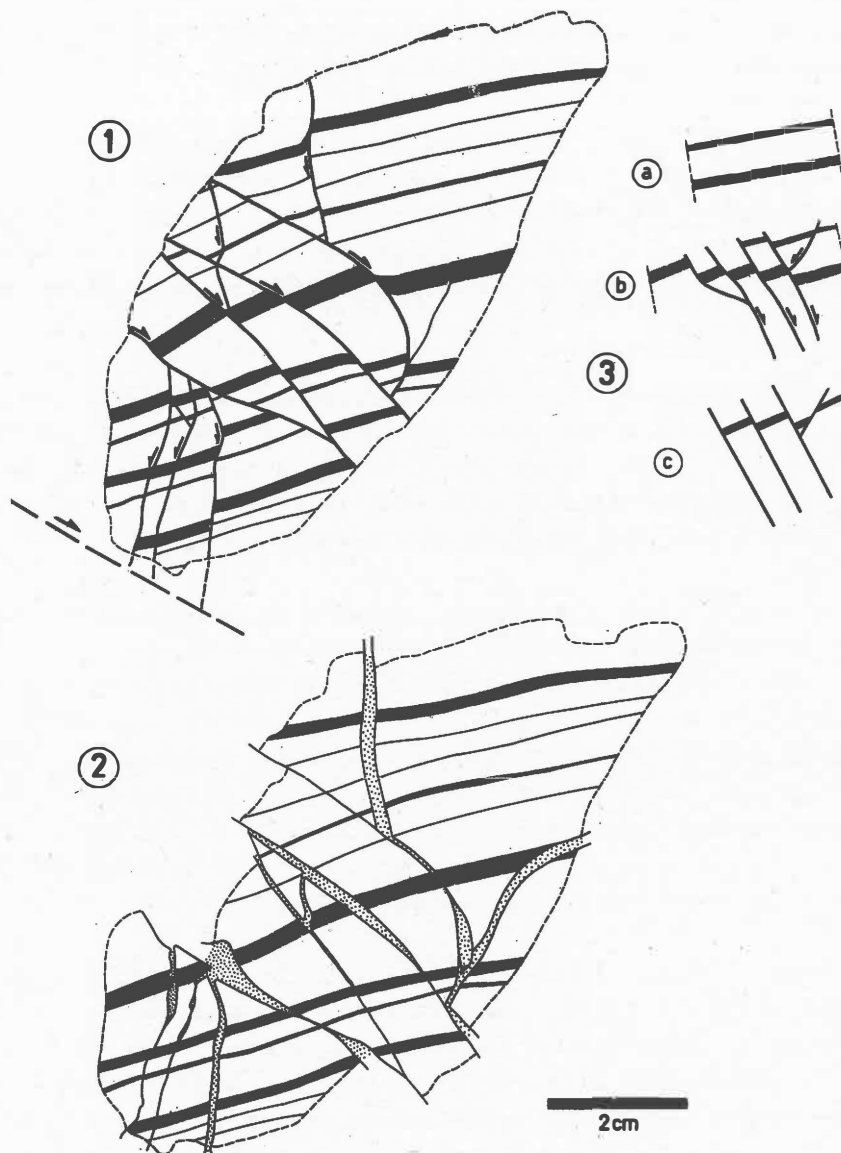


Abb. 6 Beispiel einer kleintektonischen Analyse an Kernmaterial von Bohrungen

Die Anschnittfläche liegt senkrecht zur Schichtung, in der Ebene der Einfalllinearen. 1 - vorliegendes Bild; 2 - "entstörtes" Bild; 3 - Schema des Verformungsablaufes und Verformungsplanes (Abschiebungen, kompliziert durch γ -Sprünge)

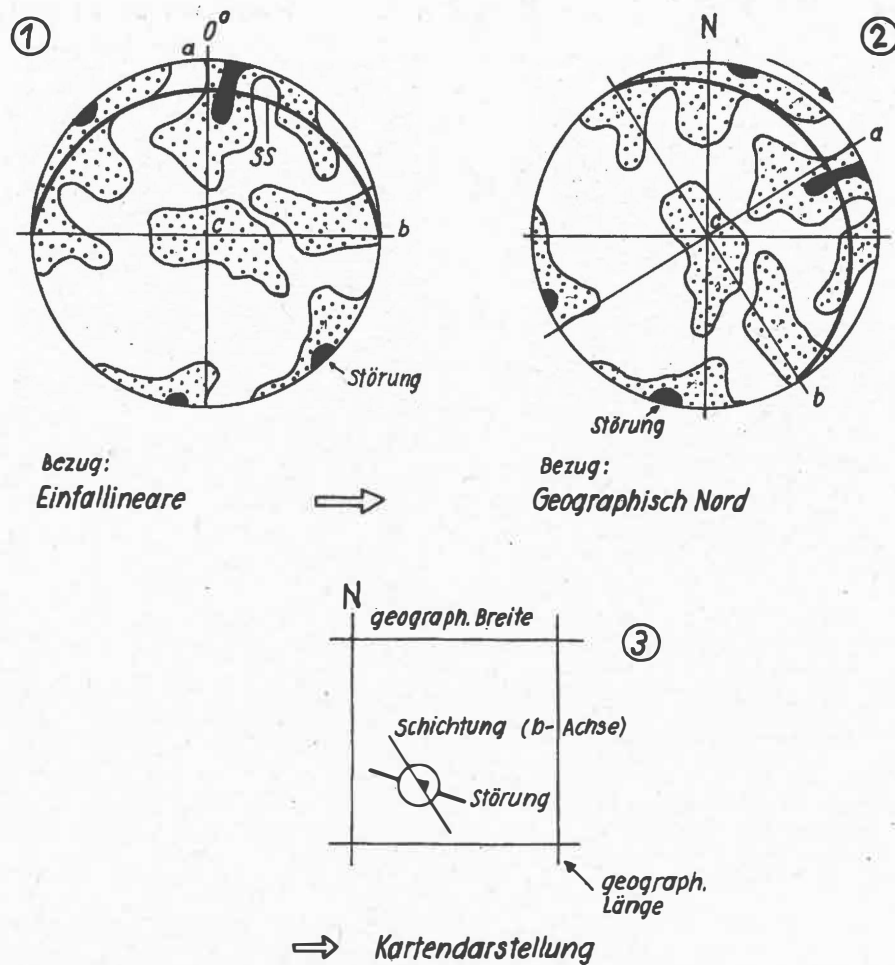


Abb. 7 Ausrichtung und Darstellung der strukturtektonischen Ergebnisse nach geographisch Nord

1 - Darstellung der Ergebnisse einer Kluftaufnahme, bezogen auf die nach Kompaß-Nord ausgerichteten Einfalllinearen der Schichtung (0°); 2 - Drehung der auf die Einfalllineare der Schichtung bezogenen Diagramme auf die direkt oder indirekt ermittelte wahre geographische Nordrichtung der Einfalllinearen; 3 - Übertragung der Hauptrichtungen der Diagrammbeispiele (Schichtungs- und Störungsverlauf) in eine Kartendarstellung; a, b und c - Lage der tektonischen Koordinaten

Literatur

[1] MÖBUS, G.

Strukturtektonik. Methodik der Aufnahme struktur-
tektonischer Elemente.

Wiss.-techn. Informationsdienst 11 (1970) Sonderh. 6,
59 S.

Der Erdkrustenbau tieferreichender Senken auf alten Tafeln

Von VSEVOLOD SERGEEVIČ ŽURAVLEV, Moskau

Am 7. August 1972 ist VSEVOLOD SERGEEVIČ ŽURAVLEV im Alter von 50 Jahren plötzlich und unerwartet verstorben. Durch seine verdienstvolle wissenschaftliche Tätigkeit und seinen aufrechten Charakter hat er sich unter den Geologen der DDR viele Freunde erworben. Wir werden unserem Kollegen und Freund ein ehrendes Andenken bewahren.

Die Mitarbeiter des Zentralinstituts
für Physik der Erde

Von den exogonalen Senken auf den alten Tafeln besitzen die der Europäischen Tafel (Abb. 1), in erster Linie die Kaspi-, daneben auch die Petschora- und Nordsee-Senke, den größten Tiefgang (ŽURAVLEV 1964, 1965, 1969, 1970 [30 - 347]).

Im Zentrum der K a s p i - S e n k e sinkt nach der neuen seismischen Tiefenson- dierung die Unterkante des Tafeldeckgebirges bis in 18 - 25 km Tiefe ab. In diesem Gebiet mit derartig großen Absenkungen verschwindet die "Granit"-Schicht, und das Tafeldeckgebirge liegt unmittelbar einem Fundament mit physikalischen Eigenschaften von "Basalten" auf (Abb. 2). So taucht auf dem seismischen Profil Aktjubinsk - Kal- mykovo (Abb. 3) die Fundamentoberfläche von NE nach SW, d.h. in Richtung auf das Chobda- Schweremaximum, von 10 auf 20 - 21 km ab. Gleichzeitig nimmt ihre Grenzgeschwindigkeit v_g von 6,5 - 6,6 km/s im NE auf 7,0 km/s im SW zu. Eine tieferliegende seismische Fläche mit $v_g = 8,5$ km/s im SW und 8,2 km/s im NE, die der MOHOROVIČIĆ-Diskontinui- tät entsprechen dürfte, steigt von Aktjubinsk zur Chobda-Zone plötzlich von 40 bis auf 26 km an; weiter im W liegt sie dann bei 28 - 30 km. Wir haben also in der Chobda- Zone eine Hochlage des Oberen Mantels vor uns, wobei die "Granit"-Schicht völlig zu verschwinden scheint.

Ähnlich ist die Erdkruste auf dem seismischen Profil (Abb. 4) aufgebaut, das vom Nord- bzw. Westrand der Kaspi-Senke in das Wolga-Ural-Gebiet, zum Aralsor-Schweremaxi- mum, verläuft. Von den Randstufen der Kaspi-Senke sinkt die Fundamentoberfläche schnell und stufenartig in Richtung Zentrum ab und liegt ab 20 - 22 km Tiefe schon relativ ru- hig. In gleicher Richtung nimmt v_g von 6,3 - 6,5 km/s bis auf 6,8 km/s stetig zu. Darunter folgt eine seismische Fläche mit $v_g = 7,0$ km/s, die der "Basalt"-Schicht zu- geordnet wird; sie steigt in Richtung Senkenzentrum allmählich an und löst die sei- mische Fläche mit $v_g = 6,8$ km/s ab. In der Aralsor-Zone liegt diese Fläche auf bei- den Profilen in 21 - 23 km Tiefe. Darunter ist eine weitere seismische Fläche nachge- wiesen, mit einer Grenzgeschwindigkeit $v_g = 8,0$ km/s, die der MOHOROVIČIĆ-Diskonti- nuität entspricht. Sie steigt vom Nord- bzw. Westrand in Richtung Zentrum der Kaspi- Senke von 35 - 38 km auf 30 km an.

Für die Kaspi-Senke ist also charakteristisch, daß die Fundamentoberfläche anomal tief liegt. Außerdem sind in ihrem Zentrum, d.h. in den Schweremaximagebieten, weite- re geophysikalische Besonderheiten zu beobachten: die Mächtigkeitsabnahme oder voll- ständige Aufarbeitung der "Granit"-Schicht, das Auftreten eines ausgedehnten "Basalt"-

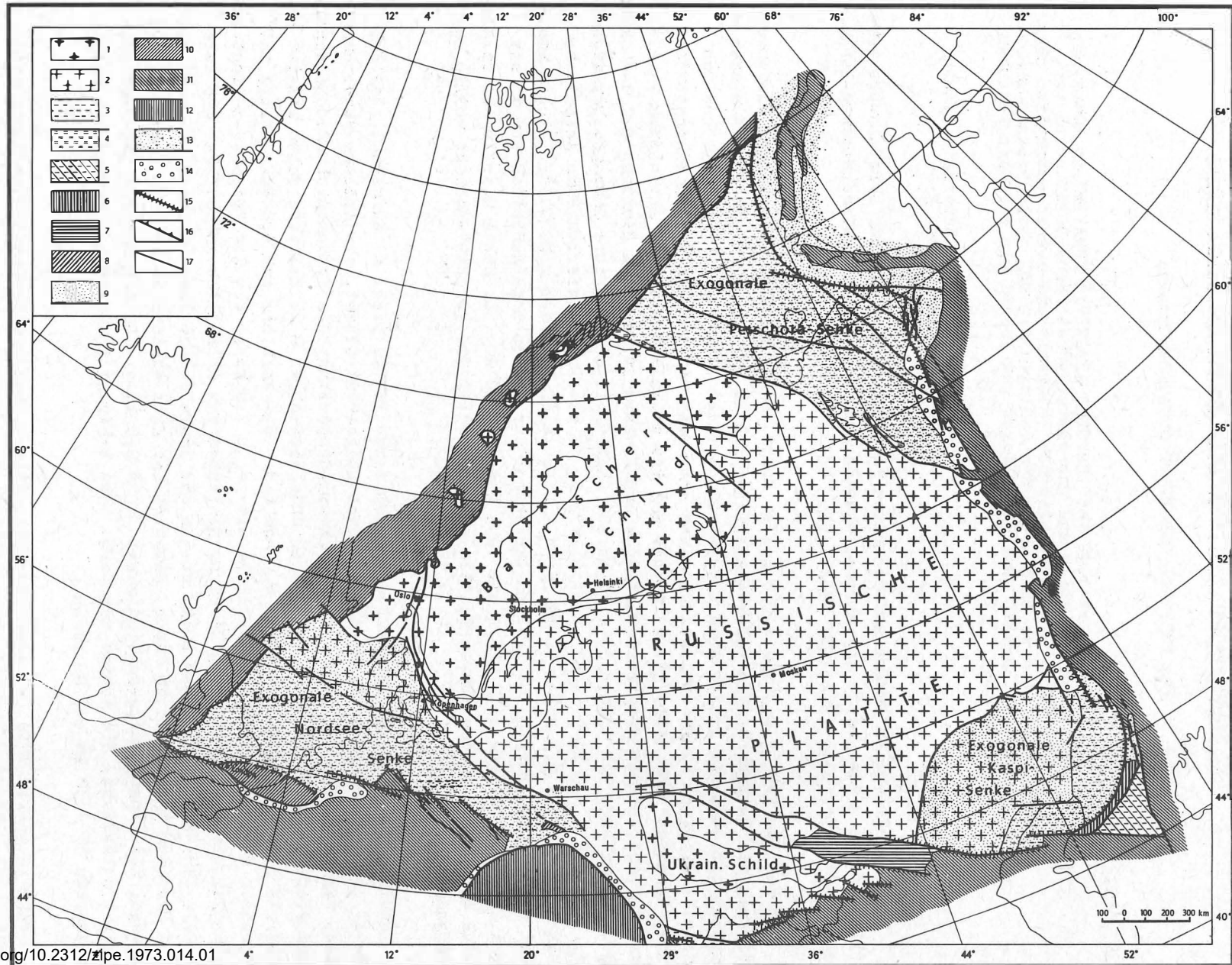


Abb. 1 Lageschema der exogonalen Senken der Europäischen Tafel

1 und 2 - epikarelisches Gerüst der Europäischen Tafel; 1 - Baltischer und Ukrainischer Schild; 2 - Russische Platte; 3 - Baikaliiden im Fundament der Ränder der Europäischen Tafel; 4 - Ausstriche des baikalischen Fundamentes in der Europäischen Tafel; 5 - Nordustjurt-Scholle unter Tafeldeckgebirge; 6 - Süd-Emba-Aulakogen; 7 - Donbass-Aulakogen; 8 - Dislokationen des Heiligkreuzgebirges; 9 - exogonale Senken der Europäischen Tafel; 10 - Kaledoniden; 11 - Varisziden; 12 - Alpiden; 13 - nördliche und südliche periklinale Senke des Ural-Faltengebietes; 14 - Randsenken; 15 - Randnähte; 16 - Randüberschiebungen; 17 - Hauptbrüche (vorwiegend in den exogonalen Senken)

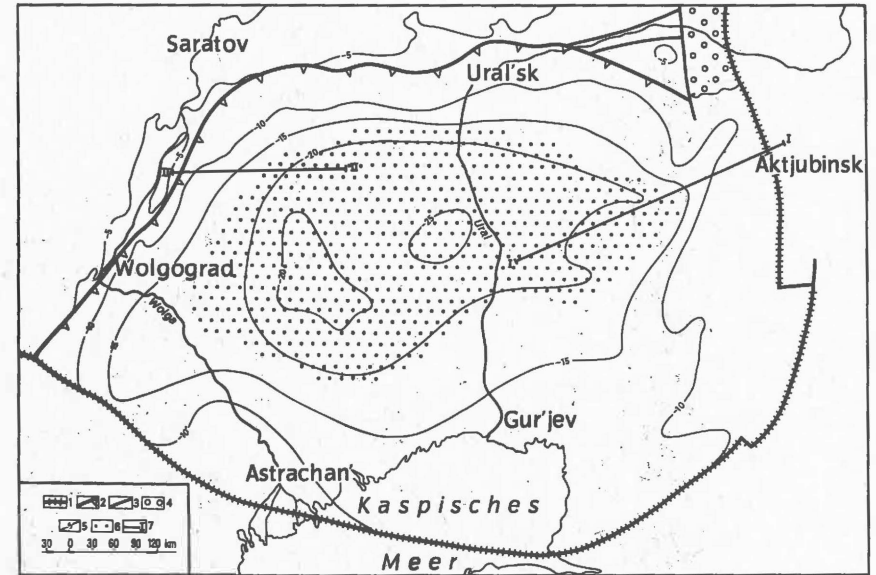


Abb. 2 Bauschema der Fundamentoberfläche in der exogonalen Kaspi-Senke

1 - Randnähte der Europäischen Tafel; 2 - Brüche der Innenbegrenzung der Kaspi-Senke; 3 - übrige tiefe Brüche; 4 - Südende der Ural-Randsenke; 5 - Isohypsen der Unterseite des Tafeldeckgebirges im Abstand von 5 km; 6 - Gebiet ohne "Granit"-Schicht; 7 - Profilverlauf der seismischen Tiefensondierung Aktjubinsk-Kalmykovo (I-I) und Kamyšin-Aleksandrov Gaj (II-II)

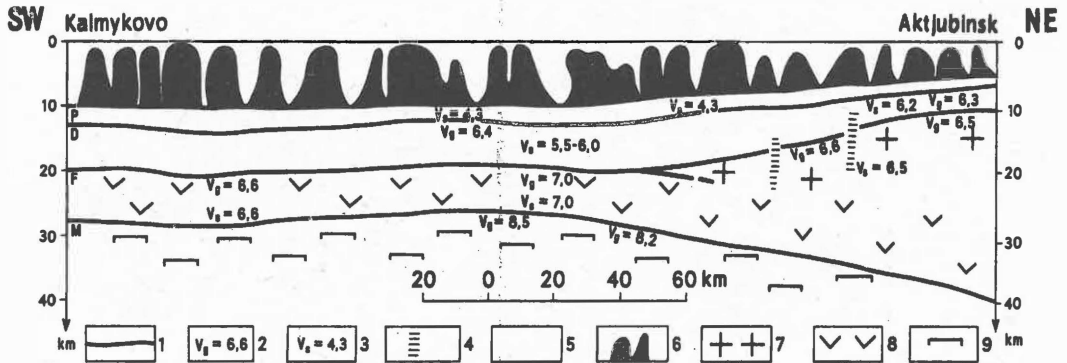


Abb. 3 Seismisches Profil Kalmykovo-Aktjubinsk (nach FOMENKO, SMIRNOV, SMIRNOVA 1966)

- 1 - Reflexionshorizonte (P 1 - Subsalar, P 2 - Oberkante der Unterkarbonkalke, F - Fundamentoberfläche, M - Oberfläche des Oberen Mantels);
- 2 - Grenzgeschwindigkeiten /km/s/;
- 3 - Schichtgeschwindigkeit /km/s/;
- 4 - Störungszone nach seismischen Angaben;
- 5 - Tafeldeckgebirge (Sedimentschicht);
- 6 - Salzmassive der Kuppeln;
- 7 - "Granit"-Schicht;
- 8 - "Basalt"-Schicht;
- 9 - Oberer Mantel

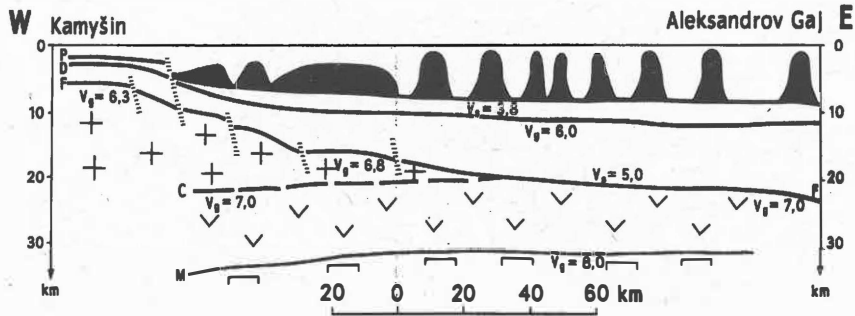


Abb. 4 Seismisches Profil Kamyšin-Aleksandrov Gaj (nach FOMENKO, PACHOMOV, DJAČKOVA 1967), Erläuterungen s. Abb. 2

Fensters unter dem Tafeldeckgebirge, eine Mächtigkeitsverringering der "Basalt"-Schicht sowie ein merklicher Anstieg der Oberfläche des Oberen Mantels. Jedoch folgt daraus keineswegs, daß im Senkenzentrum unmittelbar unter dem Tafeldeckgebirge basaltische Gesteine liegen. Die "ozeanische" Natur der Kruste ist hier zweifellos sekundär, und die Gesteine des Fundamentes mit $v_g = 7,0 - 7,2$ km/s entstanden wahrscheinlich durch Basifizierung der "Granit"-Schicht nach Durchlaufen des Granulitstadiums.

Ähnliche Ergebnisse erbrachten seismische Untersuchungen in der S c h w a r z - m e e r - T i e f s e e s e n k e (Abb. 5). Das Schwarze Meer besitzt demnach eine geringmächtige (20 - 25 km), zweischichtige, aus Sediment- und "Basalt"-Schicht bestehende Erdkruste. Nur an den Senkenrändern und im Schelfgebiet wird die Erdkruste durch Zunahme der "Granit"-Schicht erheblich mächtiger. Im Zentrum des Schwarzen Meeres ist unter horizontal liegenden, mächtigen (8 - 14 km) Sedimenten vorwiegend des Quartärs und Neogens, teilweise auch des Paläogens, der Oberkreide und höheren Alters die "Basalt"-Schicht ($v_g = 6,6 - 7,0$ km/s) nachgewiesen. Die Oberfläche des Oberen Mantels ist hier auf 20 - 24 km angehoben (MURATOV & NEPROČNOV 1967 [237]).

Sehr wahrscheinlich entstand die ozeanische Kruste der sich ab Oligozän und hauptsächlich im Neogen verstärkter entwickelnden Schwarzmeer-Tiefseesenke durch eine sukzessive und tiefenmagmatische Umarbeitung aus der kontinentalen Kruste (MURATOV 1955 [227]; MURATOV & NEPROČNOV 1967 [237]). Diese Umarbeitung wurde durch Kompressions- und Verdichtungsprozesse im Oberen Mantel in 100 - 200 km Tiefe bewirkt; außerdem drangen magmatische Schmelzen in die absinkende Erdkruste ein, die dadurch physikalische Eigenschaften annahm, wie sie für die "Basalt"-Schicht typisch sind (SUBBOTIN 1965 [247]).

Wenn wir uns nochmals dem Tiefenbau der Kaspi-Senke zuwenden, so muß hervorgehoben werden, daß sie - bezogen auf die Subsalar-Oberfläche - eine negative Großstruktur mit einem steileren Nord- und Westrand sowie einem flachen Senkenboden darstellt. Sie ist durch Verwerfungen geringer Sprunghöhe zerbrochen und durch sehr flache Strukturen niederer Ordnung kompliziert. Im Zentralteil der Kaspi-Senke sinkt das Subsalar bis 9 - 10 km ab, steigt aber in Richtung auf die Ränder allmählich bis auf 5 - 2 km Tiefe an.

Im Senkenzentrum wird das Subsalar lokal 15 km mächtig. Die primäre Mächtigkeit des Salinars betrug hier mehr als 3 km (ŽURAVLEV & SVITOC 1971 [357]). Noch mächtiger ist der untere Teil des Postsalarins, der das terrigene Oberperm und die Trias umfaßt. Insgesamt ist in der Kaspi-Senke das Tafeldeckgebirge also anomal mächtig. Seine Bildungszeit entspricht der Geosynklinal- bzw. Orogenetappe der die SE-Ecke der Europäischen Tafel umgebenden Geosynklinalzonen (ŽURAVLEV 1969 [337]).

Der Kaspi-Senke ähneln strukturell, in der Bildungsgeschichte und im Erdkrustenbau die exogonalen Senken des Petschora- und des Nordsee-Gebiets, die in der NE- bzw. W-Ecke der Tafel liegen (ŽURAVLEV 1964, 1965, 1969, 1970 [30 - 347]). Die P e t s c h o r a - S e n k e weist - verglichen mit der Kaspi-Senke - einen geringeren, aber doch erheblichen Tiefgang auf. In ihrem Festlandsanteil, d.h. in der Chajpudyr-Senke an der Küste der Barents-See, sinkt die Kungur-Unterkante auf 2,5 - 3 km, die Oberfläche des riphäischen Fundamentes auf 6,5 - 7 km ab. Auf einem weiter nordwestlich verlaufenden seismischen Tiefensondierungsprofil (Abb. 6) sind aus basischen

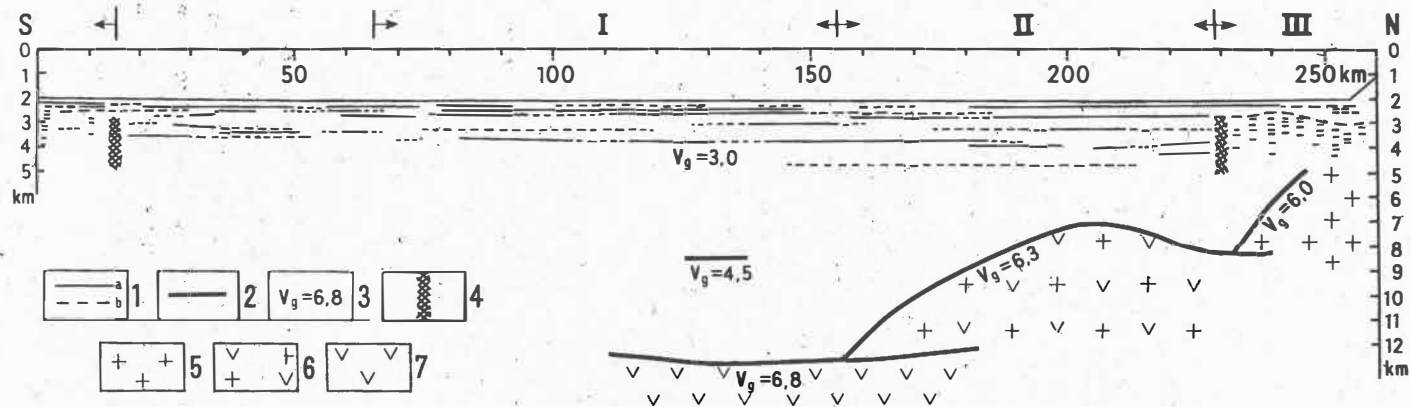


Abb. 5 Seismisches Profil Jalta - Sinop (nach MURATOV & NEPROČNOV 1967 [237])

1 - Reflexionshorizonte: a - sichere, b - unsichere Korrelation; 2 - umbiegende Grenzen nach der seismischen Tiefensondierung; 3 - Grenzgeschwindigkeiten $\frac{\text{km}}{\text{s}}$; 4 - Störungszonen nach Seismik; 5 - oberer Teil der "Granit"-Schicht, wahrscheinlich metamorphe Sedimentgesteine; 6 - unterer Teil der "Granit"-Schicht, wahrscheinlich Rest eines paläozoischen oder präkambrischen gefalteten Massivs; 7 - "Basalt"-Schicht

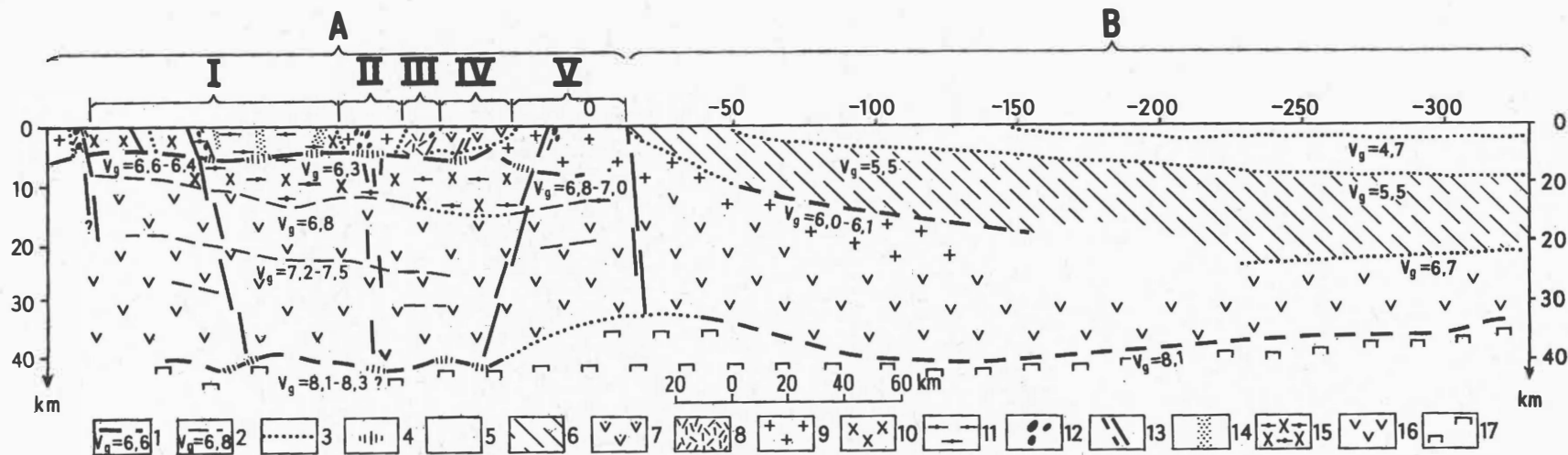


Abb. 6 Seismisches Profil Lovno-See - Barents-Meer (abgeändert nach LITVINENKO 1968

[187])

A - Kola-Scholle: I - Granulitkomplex; II, V - Kola-Serie; III - Tundra-Serie; IV - Pečenga-Serie;

B - Barents-Scholle: 1 - seismische Bezugshorizonte (gemittelte Lage) und Grenzgeschwindigkeiten $\frac{\text{km}}{\text{s}}$; 2 - dito, für andere seismische Grenzen; 3 - vermutete seismische Grenze; 4 - Abschnitte mit Korrelationslücken der seismischen Grenzen; 5 - Tafeldeckgebirge der Barents-Scholle; 6 - ripheisches Fundament der Barents-Scholle; 7 - Diabase, Metadiabase, Tuffite, Schiefer und Amphibolite der sedimentär-effusiven Pečenga-Serie; 8 - Schieferamphibolite und Schiefer der Tundra-Serie; 9 - Gneise, Granite und Granitgneise der Kola-Serie, aber auch "Granit"-Schicht der Barents-Scholle; 10 - Diorite und Granodiorite des Granulit-Komplexes; 11 - basische und ultrabasische Intrusionen; 12 - Granat-Biotit-Gneise des Granulit-Komplexes; 13 - vermutete Tiefenbrüche; 14 - Zonen der Migmatisierung; 15 - oberer Teil der "Granulit-Basit"-Schicht (Schichtgeschwindigkeit 6,3 km/s); 16 - unterer Teil der "Granulit-Basit"-Schicht (Schichtgeschwindigkeit 6,8 - 7,5 km/s); 17 - Oberer Mantel

Gesteinen bestehende und sehr unterschiedliche Erdkrustenschollen - die Kola- und die Barents-Scholle - nachgewiesen. Sie entsprechen dem nordöstlichen Baltischen Schild bzw. dem Nordwestteil der Petschora-Senke, der unter der Barents-See liegt. 250 bis 300 km vor der Küste der Barents-See liegt die Kungur-Unterkante in 2 - 2,5 km und die Oberfläche des riphäischen Fundamentes in 8 - 9 km Tiefe. In 22 - 25 km Tiefe folgt eine seismische Fläche mit $v_g = 6,7$ km/s, die auf dem Festland einer Grenze innerhalb der "Basalt"-Schicht entspricht.

Ebenso wie im Zentrum der Kaspi-Senke verschwindet auch in der Barents-See die "Granit"-Schicht, und es "öffnet" sich ein "Basalt"-Fenster im marinen Bereich der Petschora-Senke (LITVINENKO 1968 [18]; DEMENICKAJA u.a. 1968 [67]). Charakteristisch ist dabei, wie sich die Oberfläche des Oberen Mantels verhält: Sie liegt auf der Kola-Halbinsel und im küstennahen Teil der Barents-See in 40 km Tiefe und steigt in der Zone zwischen der Kola- und der Barents-Scholle und im Gebiet ohne "Granit"-Schicht in der Barents-See allmählich bis auf 33 km Tiefe an.

Im kontinentalen Bereich der Nordsee-Senke ist das sog. Ostelbische "Massiv" - ein ähnliches regionales Schwere- und magnetisches Maximum wie z.B. die Chobda-Zone in der Kaspi-Senke - anscheinend nicht durch eine Hochlage der Fundamentoberfläche bedingt, sondern durch Änderungen in den physikalischen Eigenschaften der konsolidierten Erdkruste: Auskeilen der "Granit"-Schicht, Auftreten eines Basaltfensters, reduzierte Mächtigkeit der "Basalt"-Schicht und entsprechend eine Hochlage der Oberfläche des Oberen Mantels. Sofern diese Hypothese durch die seismische Tiefensondierung gestützt wird, werden gerade für die Ostelbische Zone, im Unterschied zu ihrer Umgebung, nicht nur eine maximale Subsalinar-Tiefenlage (Unterkante Zechstein), sondern auch größte Postsalinar-Mächtigkeiten zu erwarten sein.

Im Bereich der Nordsee-Senke ist über die Lage des Oberen Mantels bisher wenig bekannt (WOJTCZAK-GADOMSKA u.a. 1964 [28]; CLOSS 1965 [17]; COLLETTE 1965, 1968 [2, 3, 47]). Sie dürfte wohl in einer Tiefe von 30 km liegen, d.h. etwa 10 km höher als auf dem Baltischen Schild und in den paläozoischen Orogenen Mitteleuropas.

Nach COLLETTE (1968) [3, 47] befindet sich die Nordsee im Zustand des isostatischen Gleichgewichtes. Das Absinken des Nordsee-Beckens deutet er als Ergebnis des Phasenüberganges Basalt - Eklogit unter dem Einfluß der Sedimentauflast. Gerade dieser Übergang kann bewirken, daß die Erdkruste stark auskeilt (Abb. 7). Außer der generellen Absenkung gingen differenzierte Bewegungen einzelner Beckenabschnitte vor sich. Dazu konnte es kommen, weil sich in 15 - 20 km Tiefe eutektische granitische Schmelzen bildeten, die für die Labilität dieses Erdkrustenbereiches verantwortlich waren.

Bedauerlicherweise gibt es bisher aus dem Nordsee-Bereich keine direkten Angaben, in welcher Tiefe die Grenze zwischen der "Granit"- und der "Basalt"-Schicht liegt. Ausgehend von der Analyse der isostatischen Anomalien, der möglichen Mächtigkeit der Sedimentschicht (bis 10 km) und der Analogie speziell zur Barents-See, wird vermutet (IVANOV 1968 [127]), daß in einem großen Teil der Nordsee die "Granit"-Schicht fehlt und die "Basalt"-Schicht 20 km mächtig wird. Falls diese Annahmen durch weitere seismische Untersuchungen bestätigt werden sollten, kann mit größerer Sicherheit von einer gerichteten Änderung der physikalischen Krusteneigenschaften in den exogonalen Senken der Europäischen Tafel gesprochen werden.

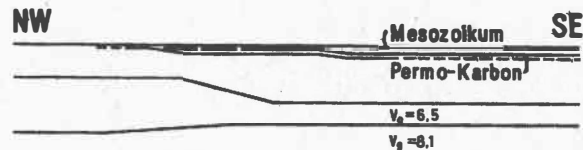


Abb. 7 Schematisches seismisches Profil von Kap Flamborough-Head (England) nach SE in die Nordsee (COLLETTE 1968), Grenzgeschwindigkeiten (v_g) in km/s

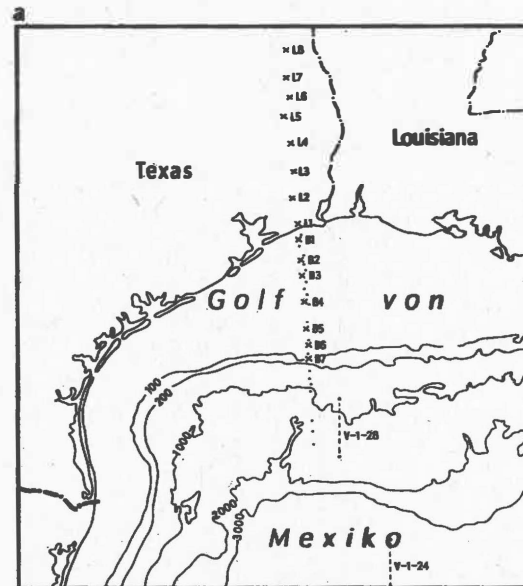
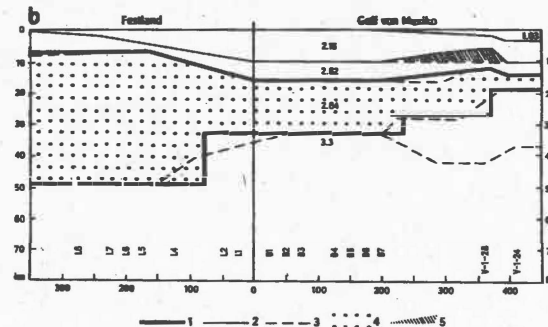


Abb. 8 Lage des seismischen Tiefenprofils im Golf von Mexiko (a) und seine Interpretation (b) nach HALES u.a. (1970) [9]

1 - Grenzen der konsolidierten Erdkruste nach Seismik; 2 - Grenzen im sedimentären Deckgebirge (untere = Kreideoberkante, obere = Meeresboden); 3 - Grenze nach gravimetrischen Angaben; 4 - konsolidierte Erdkruste; 5 - Salz als zusätzlicher anomaliebildender Körper



Im Bereich des regionalen Schwereminimums, das den Raum südlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs, westlich der dänischen und nördlich der deutschen Nordsee-Küste, einnimmt, dürfte die Grenze zwischen der "Granit"- und der "Basalt"-Schicht in 11 km Tiefe liegen (HINZ 1968 [17]). Die Tiefenlage der Fundamentoberfläche wird hier mit 7 - 8 km (GOLUB & EFENDIEVA 1970 [77]) und die der Zechstein-Unterkante mit 4 - 6 km (COOK 1965 [57]; HEYBROEK u.a. 1967 [107]) angenommen. Schon in der südöstlichen Nordsee ist also die "Granit"-Schicht sehr geringmächtig, wenn sie überhaupt vorhanden ist.

Wir wenden uns jetzt der Senke des Golfes von Mexiko zu, die teils den Südrand des nordamerikanischen Kontinentes (Gulf Coast) einnimmt, vorwiegend aber von Wasser bedeckt ist. Dabei ist vor allem hervorzuheben, daß die Frage nach dem Alter ihres Fundamentes nicht gelöst ist. Das Fundament wird gewöhnlich für paläozoisch gehalten. Es kann aber auch riphäisch sein, und dann muß man die Senke des Golfes von Mexiko als exogonale Senke der Nordamerikanischen Tafel deuten. Aber unabhängig davon ist die Tendenz, mit der sich der Aufbau der Erdkruste ändert, die gleiche, die wir bei der Besprechung der exogonalen Senken der Europäischen Tafel kennenlernten.

Im Hauptteil dieser Senke liegt eine Art ozeanischer Kruste vor, da die "Granit"-Schicht fehlt. Ein N-S verlaufendes seismisches Tiefensondierungsprofil (94° westl. Länge) läßt Gesetzmäßigkeiten erkennen (HALES u.a. 1970 [97]), wie sich die Mächtigkeit der Erdkruste vom Kontinent in Richtung auf den Tiefseebereich des Golfes von Mexiko ändert (Abb. 8).

Wenn auf dem Festland die MOHORovičić-Diskontinuität (mit $v_g = 8$ km/s) in 49 km Tiefe liegt, so ist sie im Schelf bei 33 km, auf dem Kontinentalabhang bei 27 km und im Tiefseebereich bei 19 km Tiefe angetroffen worden. Die Tiefenlage der Fundamentoberfläche ($v_g = 6,0 - 6,5$ km/s) ändert sich entgegengesetzt: Unter der Golfküste liegt sie bei 7 km, im Schelf bei 16 km, auf dem Kontinentalabhang steigt sie bis auf 12 km an, sinkt aber in der Tiefsee wieder bis auf 14 km ab. Dementsprechend ist die konsolidierte Erdkruste unter der Golfküste 42 km, unter dem Schelf 17 km, unter dem Kontinentalabhang 15 km und im Tiefseebereich nur 5 km mächtig. Sowohl für die Senke des Golfes von Mexiko als auch für die exogonalen Senken der Europäischen Tafel ist somit eine gemeinsame Tendenz des Umbildungsprozesses der Erdkruste erkennbar, bei dem "... gleichsam eine Gegenbewegung erfolgt: Die Grenzen von MOHO und CONRAD wandern nach oben, die Erdoberfläche senkt sich aber nach unten ein" (TICHOMIROV 1963 [257], S. 1176).

Die Senke des Golfes von Mexiko weist wie die exogonalen Senken der Europäischen Tafel eine für Tafelgebiete anomal mächtige Sedimentschicht auf; im heutigen Schelfbereich wird sie 16 km, im Bereich der Tiefsee-Ebene 14 km einschl. 3 km Wassersäule mächtig. Die Sedimentschicht ist erheblich mächtiger als die maximale Mächtigkeit des Tafeldeckgebirges in der Petschora- und in der Nordsee-Senke (8 - 9 km), liegt aber noch erheblich unter der Maximalmächtigkeit in der Kaspi-Senke (25 km).

Bekanntlich sind sowohl die Senke des Golfes von Mexiko als auch die Kaspi- und Nordsee-Senke von Salztektonik geprägte Gebiete. Salzkuppeln, die von einer Salinarserie der Trias und des Juras gebildet werden, sind vom Festland bis zur Tiefsee-Ebene entw...

entw. Dok. Nr. (MTR) 1966, 217; UCHUPI & EMERY 1968 [267]; WORZEL u.a. 1968

[29]). KROPOTKIN & VALJAEV (1970) [15] sind der Ansicht, daß im Gebiet der heutigen Karibischen See und des Golfs von Mexiko im Perm und in der ersten Hälfte des Mesozoikums schmale Gräben mit einer ausgeweiteten und mächtigkeitsmäßig reduzierten Erdkruste bestanden haben. Die ozeanischen Krustenbereiche in den Axialzonen dieser Gräben entstanden in der Trias oder im Jura in Zusammenhang mit der Kontinentaldrift und dem Auseinanderweichen von Nord- und Südamerikanischer Tafel. Bei der Erweiterung und Vertiefung erhielten diese Gräben eine primär labile Verbindung zum Ozean, wodurch die Salzakkumulation begünstigt wurde. Die weitere Krustendehnung ließ nach KROPOTKIN & VALJAEV (1970) [15] den Golf von Mexiko und eine freie Verbindung zum Weltozean entstehen und führte zum Abbruch der Salzakkumulation unter einem allmählich humider werdenden Klima.

Das Salinar ist in der Senke des Golfes von Mexiko regional verbreitet und für den disharmonischen Stockwerkbau von Sub- und Postsalinar verantwortlich. Als Bestandteil des Tafeldeckgebirges ist es nicht nur in Bereichen mit ozeanischer (Golf von Mexiko), sondern auch in solchen mit eindeutig kontinentaler Erdkruste (Gulf Coast) verbreitet.

Leider ist die genaue Subsalinar-Tiefenlage in der Senke des Golfes von Mexiko noch nicht bekannt. Einziger sicherer Bezugshorizont im Tafeldeckgebirge ist die Kreide-Oberkante (Abb. 8), die unter dem Schelf und der Tiefsee-Ebene in 10 - 11 km Tiefe liegt, auf dem Festland aber sukzessiv ansteigt (WILLIAMSON 1959 [27]; HALES u.a. 1970 [9]). Die Salinarserien als Teil des tieferen Tafeldeckgebirges (bezogen auf die Kreide-Oberkante), das auf dem Schelf nicht weniger als 6 km und in der Tiefsee-Ebene 4 km mächtig wird, liegen offensichtlich unter dem Bezugshorizont (Abb. 8). KROPOTKIN & ŠACHVARSTOVA (1965) [14] nehmen an, daß das Subsalinar sogar im tiefsten Teil des Golfes von Mexiko 1 - 2 km mächtig ist. Die Mächtigkeit des Subsalinars entspricht etwa der Mächtigkeit des gesamten Tafeldeckgebirges auf der Nordamerikanischen Platte. Nur in einzelnen Senken der Nordamerikanischen Platte ist deren Mächtigkeit doppelt so groß (KROPOTKIN u.a. 1971 [16]). In diesem Zusammenhang muß daran erinnert werden, daß im Zentrum der Kaspischen Senke die Subsalinar-Mächtigkeit im Bereich des "Basalt"-Fensters zwischen 10 und 15 km schwankt. Sie ist also mindestens 10mal größer als die Subsalinar-Mächtigkeit im Golf von Mexiko.

Bezüglich der Akkumulationsursachen des überaus mächtigen (bis 10 km und mehr im Bereich des Schelfs) höheren Deckgebirges (bezogen auf die Kreide-Oberkante) ziehen HALES u.a. (1970) [9] zwei Möglichkeiten in Betracht:

1. Die Sedimente entstanden unter Flachwasserbedingungen auf einer kontinentalen Kruste, die als Ergebnis unbekannter Vorgänge abgesenkt (und umgewandelt - der Autor) wurde.
2. Ungeachtet des Flachwassercharakters einiger Sedimente sind alle Sedimente unter Tiefseeverhältnissen und deshalb auf ozeanischer Kruste gebildet worden.

HALES u.a. [9] geben der zweiten Möglichkeit den Vorzug.

Zwischen dem ozeanischen Erdkrustenbau, den anomalen Absenkungsbeträgen und der mächtigen Salzakkumulation bestehen jedoch anscheinend andere ursächliche Zusammenhänge, als KROPOTKIN & VALJAEV (1970) [15] für die Salinarablagerungen und HALES u.a. (1970) [9] für die postkretazischen Sedimente annehmen. Sowohl in den tiefreichenden exogenen Senken der Europäischen Tafel als auch in der Senke des Golfes von

Mexiko ist die ozeanische Erdkruste sekundär und entstand durch Umwandlung infolge anomal großer Absenkung. Der Akkumulation von mächtigen Salinarserien ging sowohl in der Kaspi- und Nordsee-Senke als auch in der Senke des Golfes von Mexiko nicht die Bildung von Gräben im Fundament mit einer infolge Erdkrustendehnung heute freiliegenden "Basalt"-Schicht voraus, sondern es lagerten sich zunächst geringmächtige Tiefsee-Sedimente ab. Dabei wurde die Absenkung nicht kompensiert. Die Salinarserien stellen demgegenüber Ausfüllungssedimente dar, wie eindeutig für die Kaspi-Senke nachgewiesen wurde (JANŠIN 1961 [13]; GRACEVSKIJ u.a. 1969 [8]).

Die Untersuchung des Tiefenbaues der besprochenen exogonalen Senken zeigt also, daß sie - gemessen an der Absenkungsintensität - einmalig sind und daß das anomale Absinken ihres Fundamentes zu einer wesentlichen Umwandlung der Erdkruste führte. Diese Senken unterscheiden sich von den benachbarten Geosynklinalen nicht in der Akkumulationsgeschwindigkeit und Mächtigkeit der Sedimente, sondern durch die Gradienten dieser Mächtigkeitsänderungen und den Formationscharakter der Senkenfüllung. Gleichzeitig sind diese tiefsten Senken die größten erdöl- und erdgasführenden Provinzen, wobei in ihnen zweifellos noch große und sehr große Erdgas- und Erdgaskondensat-Lagerstätten der Entdeckung und Ausbeutung harren.

Zusammenfassung

Die tiefsten Senken auf den alten Tafeln der Erde sind die exogonalen Senken der Europäischen Tafel - die Petschora-, die Nordsee- und insbesondere die Kaspi-Senke. Dem gleichen Typ von Depressionsstrukturen ist möglicherweise auch die Senke des Golfes von Mexiko zuzurechnen, die teilweise auf dem Südrand des nordamerikanischen Kontinentes liegt. In diesen Senken wird das Tafeldeckgebirge anomal mächtig und erreicht in der Kaspi-Senke 25 km, in der Petschora- und Nordsee-Senke 8 - 9 km und in der Senke des Golfes von Mexiko 16 km. Die anomal tiefe Absenkung des Fundamentes der Senken führte zu einer Reduzierung oder völligen Umarbeitung der "Granit"-Schicht, zum Auftreten ausgedehnter "Basalt"-Fenster unter dem Tafeldeckgebirge, zur Verringerung der Mächtigkeit der "Basalt"-Schicht und zu einem erheblichen Anstieg der Oberkante des Oberen Mantels.

Literatur

- [1] CLOSS, H. Results of explosion seismic studies in the Alps and in the German Federal Republic. In: The Upper Mantle Symposium, New Delhi 1964, S. 94-102. Copenhagen 1965
- [2] COLLETTE, B.I.; LAGAAY, R.A. Depth of the Mohorovičić-discontinuity under the North Sea Basin. Nature 205 (1965) 4972, S. 688-689
- [3] COLLETTE, B.I. On the subsidence of the North Sea area. In: Geology of Shelf Seas, S. 15-30. Edinburgh u. London: Oliver & Boyd 1968

- [4] COLLETTE, B.I. The subsidence of the North Sea area: a summary. *Canad. J. Earth Sci.* 5 (1968) 4, S. 1123-1124
- [5] COOK, E.E. Geophysical operations in the North Sea. *Geophysics* 30 (1965) 4, S. 495-510
- [6] DEMENICKAJA, R.M.; u.a. The transition zone between the Eurasian continent and the Arctic Ocean. *Canad. J. Earth Sci.* 5 (1968) 4, S. 1125-1129
- [7] GOLUB, D.P.; EFENDIEVA, M.A. Nekotorye čerty geologičeskogo stroenija Severnogo morja po magnitnym dannym /Einige Züge des geologischen Baues der Nordsee nach magnetischen Daten/. *Okeanologija* 10 (1970) 6, S. 1009-1115
- [8] GRACEVSKIJ, M.M.; u.a. Korreljacija raznofacial'nych tolšč pri poiskach nefti i gaza /Korrelation verschiedener Fazies-Schichtenfolgen bei der Erdöl- und Erdgassuche/. Moskau: Verl. Nedra 1969
- [9] HALES, A.L.; HELSLEY, C.E.; NATION, Y.B. Crustal structure study on Gulf Coast of Texas. *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.* 54 (1970) 11, S. 2040-2057
- [10] HEYBROEK, P.; HAANSTRA, U.; ERDMAN, D.A. Observations on the geology of the North Sea area. In: 7th World Petroleum Congress, Proceedings, Vol. 2, S. 905-916. Barking, Amsterdam u. New York: Elsevier 1967
- [11] HINZ, K. A contribution to the geology of the North Sea according to geophysical investigations of the Geological Survey of German Federal Republic. In: *Geology of Shelf Seas*, S. 55-71. Edinburgh u. London: Oliver & Boyd 1968
- [12] IVANOV, S.S. Glubinnoe stroenie kontinental'nogo šel'fa Severnoj Evropy po geofizičeskim dannym /Der Tiefenbau des Kontinentalschelfes Nordeuropas nach geophysikalischen Angaben/. Autorreferat Diss. MGU, Moskau 1968
- [13] JANSIN, A.L. O glubine solerodnyh bassejnov i nekotorych voprosach formirovanija moščnyh soljanyh tolšč /Über die Tiefe von Salinarbecken und zu einigen Problemen der Bildung von mächtigen Salzserien/. *Geol. i geofiz.* (1961) 1, S. 3-15
- [14] KROPOTKIN, P.N.; ŠACHVARSTOVA, K.A. Geologičeskoe stroenie Tichookeanskogo podvižnogo pojasa /Der geologische Bau der Pazifischen Mobilzone/. *Tr. Geol. In-ta AN SSSR* 134 (1965), 366 S.
- [15] KROPOTKIN, P.N.; VALJAEV, B.M. Kamennaja sol' v glubokich grabenach i vo vpadinach s koroj okeaničeskogo tipa /Steinsalz in tiefen Gräben und in Senken mit ozeanischer Kruste/. *Bjull. MOIP, Otd. geol.* 45 (1970) 5, S. 27-42
- [16] KROPOTKIN, P.N.; u.a. Glubinnaja tektonika drevnich platform severnogo polušarija /Die Tiefentektonik der alten Tafeln der Nordhalbkugel/. *Tr. Geol. In-ta AN SSSR* 209 (1971), 392 S.

- [17] KUCHMAZOV, U.A.; u.a. Kompleksnye geofizičeskie issledovanija v Pri-kaspijskoj vpadine i ee obramlenija i osnovnye napravlenija geofizičeskich rabot /Geophysikalische Komplexuntersuchungen in der Kaspi-Senke und ihrer Umrahmung und die Hauptrichtungen der geophysikalischen Arbeiten/.
Neftegaz. geol. i geofiz. (1971) 2, S. 40-43
- [18] LITVINENKO, I.V. Osobennosti glubinnogo razreza zemnoj kory severo-zapadnoj časti Kol'skogo poluostrova i južnoj časti Barenceva morja /Merkmale des Tiefenprofils der Erdkruste im Nordwestteil der Kola-Halbinsel und in der südlichen Barents-See/. In: Geol. i glubin.str. vost. časti Baltijskogo ščita, S. 90-95
Leningrad 1968
- [19] MENARD, H.W. Transitional types of crust under small ocean basins.
J. geophys. Res. 72 (1967) 12, S. 3061-3073
- [20] MURRAY, G.E. Geology of the Atlantic and Gulf Coastal Province of North America.
New York: Harper & Brothers 1961
- [21] MURRAY, G.E. Salt structures of Gulf of Mexico basin - a review.
Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol. 50 (1966) 3, S. 439-478
- [22] MURATOV, M.V. Istorija tektoničeskogo razvitija glubokovodnoj vpadiny Černogo morja i ee vozmožnoe proischoždenie /Tektonische Entwicklungsgeschichte der Tiefseesenke des Schwarzen Meeres und ihre mögliche Entstehung/.
Bjull. MOIP, Otd. geol. 30 (1955) 5, S. 27-50
- [23] MURATOV, M.V.; NEPROČNOV, JU.N. Stroenie dna Černomorskoj kotloviny i ee proischoždenie /Der Bau des Bodens der Schwarzmeersenke und seine Entstehung/.
Bjull. MOIP, Otd. geol. 42 (1967) 5, S. 40-59
- [24] SUBBOTIN, S.I. Stroenie zemnoj kory vpadiny Černogo morja, pričiny i schemy ee formirovanija /Der Erdkrustenbau der Schwarzmeer-Senke, Ursachen und Schema ihrer Bildung/.
Geofiz. Sbornik AN SSSR 1 (1965) 12, S. 3-17
- [25] TICHOMIROV, V.V. O svjazi processa perestrojki zemnoj kory s vertikal'no napravlennymi tektoničeskimi dviženijami /Über den Zusammenhang des Prozesses des Erdkrustenbaues mit vertikalen tektonischen Bewegungen/.
Dokl. AN SSSR 151 (1963) 5, S. 1174-1177
- [26] UCHUPI, E.; EMERY, K.O. Structure of continental margins of Gulf Coast of United States.
Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol. 52 (1968) 7, S. 1162 bis 1193
- [27] WILLIAMSON, I.D.M. Gulf Coast Cenozoic history.
Trans. geol. Soc. Gulf Coast Assoc. 9 (1959), S. 14-29
- [28] WOJTCZAK-GADOMSKA, B.; GUTERCH, S.; UCHMAN, I. Preliminary results of deep seismic soundings in Poland.
Bull. Acad. polon. Sci., Ser. géol. et géogr. 12 (1964) 4, S. 205-211

- [29] WORZEL, J.L.;
LEYDEN, R.; EWING, M. Newly discovered diapirs in Gulf of Mexico.
Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol. 52 (1968) 7,
S. 1194-1203
- [30] ŽURAVLEV, V.S. Sravnitel'naja tektonika ékzogonal'nych vpadin
Russkoj platformy [Vergleichende Tektonik der exo-
gonalen Senken der Russischen Tafel].
Dokl. sov. Geol. XXII Sessija Meždunar. geol.
Kongress, Problema 4 (1964), S. 177-188
- [31] ŽURAVLEV, V.S.
[ŠURAWLEW, W.S.] Vergleichende Tektonik der Petschora-, Kaspi- und
Polnisch-Norddeutschen Senke (Bau- und Entwick-
lungsgeschichte).
Geologie 14 (1965) 1, S. 11-25
- [32] ŽURAVLEV, V.S. Glavnyj étap formirovanija soljanych kupolov i
svjazannye s nim zakonomernosti razmeščeniya
zaležej nefti i gaza v Prikaspijskoj i Pol'sko-
Germanskoj vpadinach [Die Hauptbildungsetappe
der Salzkuppeln und die mit ihnen zusammenhängen-
den Verteilungsgesetzmäßigkeiten von Erdöl- und
Erdgaslagern in der Kaspi- und Norddeutsch-Polni-
schen Senke]. In: Soljanokupoln. regiony SSSR i
ich neft. 7, S. 284-296.
Kiew 1969
- [33] ŽURAVLEV, V.S. Sravnitel'naja tektonika Pečorskoj, Prikaspijskoj
i Severomorskoj ékzogonal'nych vpadin Evropejskoj
platformy [Vergleichende Tektonik der exogonalen
Petschora-, Kaspi- und Nordsee-Senke der Europäi-
schen Tafel].
Autorreferat Habil.-Schr. Geol. Inst. AW UdSSR,
Moskau 1969
- [34] ŽURAVLEV, V.S. Tektonika i neftegazonosnost' Severomorskoj i
Prikaspijskoj vpadin [Tektonik und Erdöl- und
Erdgasführung der Nordsee- und Kaspi-Senke].
In: Poiski nefti i gaza v soljanokupoln. obl.,
S. 158-169.
Moskau 1970
- [35] ŽURAVLEV, V.S.; SVITOČ, A.A. O pervonačal'noj moščnosti permskich solenosnych
otloženiij v Prikaspijskoj vpadine [Über die pri-
märe Mächtigkeit der permischen Salinarablagerun-
gen in der Kaspi-Senke]. In: Problemy geol. Zapadn.
Kazachstana, S. 197-204.
Alma-Ata 1971

Petrophysik der Stockwerke des Tafeldeckgebirges

Von MANFRED KOPF, Leipzig

1. Einleitung

Im Mittelpunkt der Untersuchungen über die Stockwerktektonik im Tafeldeckgebirge steht die Stoff-Raum-Beziehung. Dies soll etwas abgewandelt werden, indem als Stoff die physikalische Wirkung des Stoffes (Petrophysik) und als Raum die räumliche Erfassung der petrophysikalischen Inhomogenitäten (Geophysik) herangezogen wird.

Einer Anwendung der Bohrlochgeophysik (Petrophysik in situ), der Petrophysik (Petrophysik an Gesteinsproben) und der Geophysik als Arbeitsmethodik in der Stockwerktektonik, wie von JUBITZ (1969) [1] gefordert, muß eine stockwerkbezogene Auswertung der bereits vorhandenen Ergebnisse petrophysikalischer und geophysikalischer Untersuchungen vorangehen. Im derzeitigen Stadium der petrophysikalischen Erforschung ist eine in diesem Sinne angesetzte Arbeit allerdings detailliert und exakt noch nicht möglich. Dazu bedarf es einer Erweiterung der intensiven Probenahme auf bisher petrophysikalisch weniger untersuchte Teilstockwerke, einer Einbeziehung der EDV in die Auswertung des umfangreichen Datenmaterials und der Durchführung von Einzelstudien über die Anwendungsmöglichkeiten der Petrophysik (z.B. Anisotropie, Petrophysik toniger Gesteine).

Im folgenden kann nur ein kurzer Überblick über die petrophysikalischen Eigenschaften der wichtigsten Gesteinsarten aus den verschiedenen Stockwerken bzw. Teilstockwerken der Norddeutsch-Polnischen Senke gegeben werden, denen Hinweise auf die Anwendungsmöglichkeiten der Petrophysik und Geophysik bei strukturtektonischen Untersuchungen zu entnehmen sind.

2. Auswahl der petrophysikalischen Parameter

Die Auswahl der in die vorliegende Darstellung einbezogenen petrophysikalischen Parameter wird von den Belangen der praktischen Geophysik bestimmt. Es finden Berücksichtigung: Sättigungsdichte, Sättigungsschallgeschwindigkeit longitudinaler Wellen, magnetische Suszeptibilität, Radioaktivität.

3. Klassifikation des disharmonischen Stockwerkbaus im Tafeldeckgebirge

Diese wird anhand der Ausführungen von JUBITZ (1969) [1] vorgenommen und unterscheidet ein tektonogenetisch nicht beanspruchtes Deckgebirgsstockwerk und ein tektonogenetisch beanspruchtes Grundgebirgsstockwerk. Das Deckgebirgsstockwerk seinerseits wird noch gegliedert in die Teilstockwerke Postsalinär (= Suprasalinär = Postzechstein), Salinar (= Zechstein) und Übergangs-(teil-)stockwerk = Präsalinar (= Subsalinar = Permosiles und teilweise ältere Schichten; jeweils in Klammern: in der Norddeutsch-Polnischen Senke).

Aus petrophysikalischen Erwägungen (zunächst nur nach diesen) wird hier das Post-salinar noch in ein diagenetisch nicht verfestigtes Sediment-Postsalinar (unverfestigte Gesteine = Känozoikum und teilweise Mesozoikum in der Norddeutsch-Polnischen Senke) und ein diagenetisch verfestigtes Sedimentit-Postsalinar (= verfestigte Gesteine = Mesozoikum in der Norddeutsch-Polnischen Senke) unterteilt.

4. Die petrophysikalischen Eigenschaften der wichtigsten Gesteinsarten

Für die einzelnen Stockwerke bzw. Teilstockwerke sind die petrophysikalischen Eigenschaften der Gesteinsarten in den Tab. 1 - 6 dargestellt. Hierbei wurden in den Spalten "Minimalwert" und "Maximalwert" die Gesteinsarten mit den niedrigsten bzw. höchsten petrophysikalischen Werten gesondert erfaßt. Wegen nachgewiesener Bedeutung wurde außerdem der Einfluß der Porosität und der Tiefenlage auf den Mittelwert für die jeweilige Gesteinsart angegeben. Eine Wichtung über Häufigkeit und Mächtigkeit der einzelnen Gesteinsarten kann zum jetzigen Zeitpunkt nicht erfolgen.

4.1. Sediment-Postsalinar-Teilstockwerk (Tab. 1)

Das Sediment-Postsalinar kann petrophysikalisch charakterisiert werden als ein Teilstockwerk mit einer - bezogen auf eine bestimmte Teufe - relativ geringen Variation aller petrophysikalischen Parameter. Die Dichte und die Schallgeschwindigkeit

Tab. 1. Die petrophysikalischen Eigenschaften der wichtigsten Gesteinsarten aus dem Sediment-Postsalinar-Teilstockwerk (für eine Teufe < 50 m)

Petrophysikalische Parameter	Minimalwert	Maximalwert	Werte von anderen wichtigen Gesteinstypen	Porosität als Einflußgröße	Teufenabhängigkeit
Sättigungsdichte ρ [g·cm ⁻³]	1,20 Braunkohle	2,00-2,20 Geschiebemergel	1,80-2,05 Sand 1,85-2,10 Schluff 1,90-2,15 Ton 1,95-2,20 Kies	gering ja " " "	äußerst gering gering " " "
Sättigungsschallgeschwindigkeit longitudinaler Wellen v_p [m·s ⁻¹]	1700-2200 Kies	2000-2400 Geschiebemergel	1700 Braunkohle 1750-2200 Sand 1800-2200 Schluff 1800-2200 Ton	ja " " " "	sehr stark " " " "

(Fortsetzung der Tab. 1)

Petrophysikalische Parameter	Minimalwert	Maximalwert	Werte von anderen wichtigen Gesteinstypen	Porosität als Einflußgröße	Teufenabhängigkeit
Suszeptibilität $[\times 10^6]$	5 Sand	10-500 Kies	10 Braunkohle 10-100 Geschiebemergel 30 Schluff 40 Ton	nein " " " "	nein " " " "
Radioaktivität $[\text{Imp.} \cdot \text{min}^{-1}]$	10 Sand	50 Ton	15 Braunkohle 20 Kies 30 Geschiebemergel 40 Schluff	nein " " " "	nein " " " "

hängen im wesentlichen von Porosität und Teufenlage und weniger von der mineralischen Zusammensetzung ab, während die Variation der Suszeptibilität und der Radioaktivität auf das unterschiedliche Sand-Ton-Verhältnis zurückzuführen ist. Eine Ausnahme dieser Regel bilden in der Dichte die Braunkohle und zum Teil in der Suszeptibilität der Kies (besonders die nordischen Geschiebe in den Blockpackungen). Wegen der großen Teufenabhängigkeit der Sedimente ist für das gesamte Sedimentstockwerk - also nicht für eine bestimmte Teufe - die Variation der Dichte und Schallgeschwindigkeit recht groß.

4.2. Sedimentit-Postsalinar-Teilstockwerk (Tab. 2)

Das Sedimentit-Postsalinar kann petrophysikalisch charakterisiert werden als ein Teilstockwerk mit sehr großer Variation der Schallgeschwindigkeit und der Dichte und geringer Variation von Suszeptibilität und Radioaktivität. Die Variation der Dichte und der Schallgeschwindigkeit hängt von der unterschiedlichen Porosität und

Tab. 2. Die petrophysikalischen Eigenschaften der wichtigsten Gesteinsarten aus dem Sedimentit-Postsalinar-Teilstockwerk (für eine Teufe von ≈ 1000 m)

Petrophysikalische Parameter	Minimalwert	Maximalwert	Werte von anderen wichtigen Gesteinstypen	Porosität als Einflußgröße	Teufenabhängigkeit
Sättigungsdichte ρ $[\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}]$	2,18 Halitit, rein	2,94 Anhydritit, rein	2,30-2,55 Quarz-sand-stein 2,32 Gipsit, rein 2,35-2,67 Sandstein, tonig 2,35-2,73 Schluff-stein	nein " ja nein ja "	äußerst gering " " " " "

(Fortsetzung der Tab. 2)

Petrophysikalische Parameter	Minimalwert	Maximalwert	Werte von anderen wichtigen Gesteinstypen	Porosität als Einflußgröße	Teufenabhängigkeit
			2,35-2,75 Tonstein, Schiefer-ton 2,45-2,74 Kalkmergelstein 2,65-2,73 Mergelkalkstein 2,65 Quarzitsandstein 2,71 Kalkstein, rein 2,80 Dolomitstein, rein	ja " " nein " "	äußerst gering " " " " "
Sättigungsschallgeschwindigkeit longitudinaler Wellen v_p [m·s ⁻¹]	2600-5400 Tonstein	6300 Dolomitstein	2800-5600 Sandstein, tonig 2800-5300 Schluffstein 3200-3900 Quarzsandstein 3600-5600 Kalkmergelstein 4300 Halitit, rein 4700-5800 Mergelkalkstein 5100 Quarzitsandstein 5200 Gipsit, rein 5700 Kalkstein, rein 5700 Anhydritit, rein	ja nein ja " " " nein ja " " " "	sehr stark stark sehr stark " " " stark " " " "
Suszeptibilität [$\cdot 10^6$]	- 2 Anhydritit, rein - 2 Gipsit, rein	40 Tonstein	-1 Halitit, rein 0 Dolomitstein, rein 0 Kalkstein, rein 5 Quarzsandstein 5 Quarzitsandstein 10 Mergelkalkstein 10 Sandstein, tonig 20 Kalkmergelstein 30 Schluffstein	nein " " " " " " " " "	nein " " " " " " " "
Radioaktivität [Imp·min ⁻¹]	0 Halitit, rein 0 Gipsit, rein 0 Anhydritit, rein 0 Kalkstein, rein 0 Dolomitst., rein	50 Tonstein		nein " " " " "	nein " " " " "

(Fortsetzung der Tab. 2)

Petrophysikalische Parameter	Minimalwert	Maximalwert	Werte von anderen wichtigen Gesteinstypen	Porosität als Einflußgröße	Teufenabhängigkeit
			5 Quarzsandstein	nein	nein
			5 Quarzitsandstein	"	"
			10 Mergelkalkstein	"	"
			20 Kalkmergelstein	"	"
			25 Sandstein, tonig	"	"
			40 Schluffstein	"	"

Teufenlage sowie von dem Verhältnis Psammit/Pelit/Salzgestein/Karbonatgestein ab, während die Variation von Suszeptibilität und Radioaktivität vor allem auf den Tonanteil zurückzuführen ist.

4.3. Salinar-Teilstockwerk (Tab. 3)

Das Salinar kann petrophysikalisch charakterisiert werden als ein Teilstockwerk mit sehr großer Variation der Dichte, großer Variation der Schallgeschwindigkeit und geringer Variation von Suszeptibilität und Radioaktivität. Die Variation der Dichte und der Schallgeschwindigkeit hängt im wesentlichen von dem Halitit/Anhydritit/Karbonatgestein-Verhältnis sowie von der Porosität der Karbonatgesteine ab, während der überwiegende Teil des Salinars praktisch frei von magnetischen und radioaktiven Mineralien ist. Eine Ausnahme dieser Regel bilden in der Radioaktivität die Kalisalze mit extrem hoher Aktivität (wegen des K^{40} -Gehaltes).

Tab. 3. Die petrophysikalischen Eigenschaften der wichtigsten Gesteinsarten aus dem Salinar-Teilstockwerk (für eine Teufe von ≈ 2000 m)

Petrophysikalische Parameter	Minimalwert	Maximalwert	Werte von anderen wichtigen Gesteinstypen	Porosität als Einflußgröße	Teufenabhängigkeit
Sättigungsdichte ρ [g·cm ⁻³]	1,60-2,20 Carnallitit	2,94 Anhydritit, rein		nein	äußerst gering
			1,80-2,60 Hartsalz	"	"
			2,18 Halitit, rein	"	"
			2,32 Gipsit, rein	"	"
			2,61-2,75 Dolomitmergelstein	ja	"
			2,74-2,79 Mergeldolomitstein	nein	"
			2,70 Kalkstein, rein	"	"
			2,80 Dolomitstein, rein	"	"

(Fortsetzung der Tab. 3)

Petrophysikalische Parameter	Minimalwert	Maximalwert	Werte von anderen wichtigen Gesteinstypen	Porosität als Einflußgröße	Teufenabhängigkeit
Sättigungsschallgeschwindigkeit longitudinaler Wellen v_p [m·s ⁻¹]	3900-5600 Dolomitmergelstein	6400 Dolomitstein		ja	sehr stark
				nein	stark
			4200-4900 Hartsalze	"	"
			4200-4700 Carnallitit	"	"
			4400 Halitit, rein	"	"
			5000-6300 Mergedolomitstein	"	"
			5300 Gipsit, rein	"	"
5800 Kalkstein, rein	"	"			
5800 Anhydritit, rein	"	"	"		
Suszeptibilität [$\cdot 10^6$]	- 2 Anhydritit, rein - 2 Gipsit, rein	20 Dolomitmergelst.		nein	nein
				"	"
				"	"
			-1 Halitit, rein	"	"
			0 Kalkstein, rein	"	"
			0 Dolomitstein, rein	"	"
			1-12 Hartsalz	"	"
5-15 Carnallitit	"	"			
10 Mergedolomitstein	"	"			
Radioaktivität [Imp·min ⁻¹]	0 Halitit, rein 0 Gipsit, rein 0 Anhydritit, rein 0 Kalkstein, rein 0 Dolomitstein, rein	100-750 Hartsalz		nein	nein
				"	"
				"	"
				"	"
				"	"
				"	"
		10 Mergedolomitstein	"	"	
		20 Dolomitmergelstein	"	"	
		100-300 Carnallitit	"	"	

4.4. Übergangs-Teilstockwerk (Tab. 4)

Das Präsalinar kann petrophysikalisch charakterisiert werden als ein Teilstockwerk mit grundsätzlich großer, im allgemeinen aber nur geringer Variation der petrophysikalischen Parameter. Die Variation der Dichte und der Schallgeschwindigkeit hängt im wesentlichen von der Porosität der Klastite und Tuffe sowie der Azidität und den Zersetzungerscheinungen der Vulkanite ab, während die Variation der Suszeptibilität und der Radioaktivität sowohl auf das Psammit/Pelit/Vulkanit-Verhältnis als auch auf die Azidität der Vulkanite zurückzuführen ist. Die petrophysikalische "Sowohl-als-auch-

Tab. 4. Die petrophysikalischen Eigenschaften der wichtigsten Gesteinsarten aus dem Übergangsstockwerk (Präsalinar) (für eine Teufe von ≈ 4000 m)

Petrophysikalische Parameter	Minimalwert	Maximalwert	Werte von anderen wichtigen Gesteinstypen	Porosität als Einflußgröße	Teufenabhängigkeit	
Sättigungsdichte ρ [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$]	1,30 Steinkohle	2,85 Porphyrit, frisch 2,85 Melaphyr, frisch		nein	äußerst gering	
				"	"	
				"	"	
			2,20-2,50	Porphyrtuff	ja	"
			2,30-2,55	Quarzsandstein	"	"
			2,50	Quarzporphyr, mittelmäßig zersetzt	nein	"
			2,55	Porphyrit, stark zersetzt	"	"
			2,60	Quarzporphyr, frisch	"	"
			2,60	Melaphyr, mittelmäßig zersetzt	"	"
			2,60-2,67	Sandstein, tonig	ja	"
			2,65	Quarzitsandstein	nein	"
			2,65-2,73	Schluffstein	ja	"
			2,65-2,75	Tonstein	"	"
2,71	Kalkstein, rein	nein	"			
Sättigungsschallgeschwindigkeit longitudinaler Wellen v_p [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]	2800 Steinkohle	5900 Kalkstein, rein		nein	sehr stark	
				"	stark	
			3700-3900	Quarzsandstein	ja	sehr stark
			3900-4600	Porphyrtuff	"	"
			4600-5400	Tonstein	"	"
			4800	Quarzporphyr, mittelmäßig zersetzt	nein	stark
			4800-5300	Schluffstein	ja	sehr stark
			5000-5600	Sandstein, tonig	"	"
			5000	Porphyrit, stark zersetzt	nein	stark
			5000	Melaphyr, mittelmäßig zersetzt	"	"
			5300	Quarzporphyr, frisch	"	"
			5500	Quarzitsandstein	"	"
			5700	Porphyrit, frisch	"	"
5700	Melaphyr, frisch	"	"			

(Fortsetzung der Tab. 4)

Petrophysikalische Parameter	Minimalwert	Maximalwert	Werte von anderen wichtigen Gesteinstypen	Porosität als Einflußgröße	Tiefenabhängigkeit
Suszeptibilität $[10^{-6}]$	0 Kalkstein, rein	20-1000 Melaphyr		nein	nein
			5 Quarzsandstein	"	"
			5 Quarzitsandstein	"	"
			5 Steinkohle	"	"
			20 Sandstein, tonig	"	"
			30 Schluffstein	"	"
			40 Tonstein	"	"
			10-200 Quarzporphyr-Tuff	"	"
			20-400 Quarzporphyr	"	"
			20-800 Porphyrit	"	"
Radioaktivität $[Imp. \cdot min^{-1}]$	0 Kalkstein, rein	40-120 Quarzporphyr		nein	nein
			5 Quarzsandstein	"	"
			5 Quarzitsandstein	"	"
			5 Steinkohle	"	"
			25 Sandstein, tonig	"	"
			40 Schluffstein	"	"
			50 Tonstein	"	"
			10-100 Melaphyr	"	"
			10-100 Porphyrit	"	"
			20-100 Quarzporphyr-Tuff	"	"

Charakteristik" des Übergangs-Teilstockwerkes ist darauf zurückzuführen, daß die große Variation von Dichte und Schallgeschwindigkeit mit Gesteinsarten verknüpft ist, die relativ selten im Schichtverband auftreten (Steinkohle, porenreicher Porphyrtuff, porenreicher Quarzsandstein, frischer Melaphyr, frischer Porphyrit). Ohne Berücksichtigung dieser Gesteinsarten ergibt sich beim Vergleich der Variation petrophysikalischer Werte der einzelnen Stockwerke der Befund, daß sich der Präzechstein von den über ihm liegenden Stockwerken durch wesentlich geringere Variation der Dichte und Schallgeschwindigkeit und z.T. höhere Variation der Suszeptibilität und Radioaktivität auszeichnet (Tab. 6).

4.5. Grundgebirgsstockwerk (Tab. 5)

Das Grundgebirgsstockwerk kann petrophysikalisch charakterisiert werden als ein Stockwerk mit relativ geringer Variation der Dichte und der Schallgeschwindigkeit und großer Variation der Suszeptibilität und Radioaktivität. Die Variation der Dichte, der Schallgeschwindigkeit und der Radioaktivität hängt im wesentlichen von der mineralischen Zusammensetzung, dem Sedimentit/Metamorphit/Magmatit-Verhältnis und der Azidität der Magmatite (mit Ausnahme der Syenite) ab, während die Variation der Suszeptibilität, die - mit Ausnahme der Syenite - bei allen Metamorphiten und Magmatiten sowohl sehr gering als auch recht hoch sein kann, auf die regional unterschiedliche Magnetitneubildung in den Metamorphiten und Magmatiten zurückzuführen ist. Ganz allgemein können Migmatisierung und seltener, geringfügiger auch die Metamorphose eine Änderung der physikalischen Eigenschaften des Edukts bewirken. - Als Besonderheit die-

Tab. 5. Die petrophysikalischen Eigenschaften der wichtigsten Gesteinsarten aus dem Grundgebirgsstockwerk (für eine Teufe von ≈ 5000 m)

Petrophysikalische Parameter	Minimalwert	Maximalwert	Werte von anderen wichtigen Gesteinstypen	Porosität als Einflußgröße	Teufenabhängigkeit
Sättigungsdichte ρ [g·cm ⁻³]	2,62 Granit	3,00 Gabbro 3,00 Diabas	2,64 Kiesel-schiefer 2,70 Granulit 2,70 Granodiorit 2,71 Kalkstein, rein 2,72 Amphibol-Syenit 2,72 Grauwacke 2,72 Paragneis 2,75 Tonschiefer 2,75 Phyllit 2,75 Glimmerschiefer 2,80 Pyroxen-Syenit 2,80 Dolomitstein, rein 2,80 Quarzdiorit 2,90 Diorit	nein " " " " " " " " " " " " " "	äußerst gering " " " " " " " " " " " " " "
Sättigungsschallgeschwindigkeit longitudinaler Wellen v_p [m·s ⁻¹]	5000 Kiesel-schiefer	6700 Gabbro 6700 Diabas	5300 Glimmerschiefer, \downarrow s 5400 Tonschiefer, \downarrow s 5400 Phyllit, \downarrow s 5400 Granit 5700 Granodiorit 5700 Granulit 5800 Amphibol-Syenit 5800 Grauwacke 5800 Paragneis, \downarrow s 6000 Kalkstein, rein. 6000 Quarzdiorit 6100 Pyroxen-Syenit 6300 Diorit 6600 Dolomitstein, rein	nein " " " " " " " " " " " " " " "	stark " " " " " " " " " " " " " "
Suszeptibilität [$\cdot 10^6$]	0 Kalkstein, rein 0 Dolomitstein, rein 0 Kiesel-schiefer 0 Granulit	400-8300 Pyroxen-Syenit	50 Tonschiefer 50 Phyllit 50 Grauwacke 0-800 Glimmerschiefer 0-1000 Paragneis 0-1400 Granit 0-4000 Granodiorit 0-4300 Quarzdiorit 20-2800 Diorit 50-3000 Gabbro 20-5000 Diabas 110-2700 Amphibol-Syenit	nein " " " " " " " " " " " " " "	nein " " " " " " " " " " " " "

(Fortsetzung der Tab. 5)

Petrophysikalische Parameter	Minimalwert	Maximalwert	Werte von anderen wichtigen Gesteinstypen	Porosität als Einflußgröße	Teufenabhängigkeit	
Radioaktivität [Imp.·min ⁻¹]	0 Kalkstein, rein	80-340 Granit		nein	nein	
	0 Dolomitstein, rein			"	"	
	0 Kiesel-schiefer				"	"
				20 Gabbro	"	"
				20 Diabas	"	"
				20 Granulit	"	"
				30 Glimmerschiefer	"	"
				40 Grauwacke	"	"
				50 Diorit	"	"
				50 Tonschiefer	"	"
				50 Phyllit	"	"
				50 Paragneis	"	"
				70 Quarzdiorit	"	"
		90 Granodiorit	"	"		
		130 Pyroxen-Syenit	"	"		
		150 Amphibol-Syenit	"	"		

ses Stockwerkes zeichnet sich ab, daß die wesentlichen Dichte- und Schallgeschwindigkeitsdifferenzen vor allem auf den Unterschied der Mineraldichte und -geschwindigkeit der Magmatite (und damit auf die Azidität) zurückzuführen sind, wobei bei einer mittleren Dichte von $2,70 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ für Sedimentite und Metamorphite in diesem Stockwerk sich vor allem die Granite mit niedrigeren und die Basite mit höheren Dichtewerten abheben. Hinsichtlich der Geschwindigkeit sind es vor allem die Karbonatgesteine sowie die intermediären und basischen Magmatite, die sich durch erhöhte v_p -Werte auszeichnen.

4.6. Vergleich Deckgebirgsstockwerk - Grundgebirgsstockwerk (Tab. 6)

Petrophysikalisch zeichnet sich das Grundgebirgsstockwerk gegenüber dem Deckgebirgsstockwerk durch wesentlich geringere Variation der Dichte und der Schallgeschwindigkeit und wesentlich höhere Variation der Suszeptibilität und Radioaktivität aus. Die geringeren Dichte- und Schallgeschwindigkeitsunterschiede des Grundgebirgsstockwerkes sind vor allem auf das Fehlen von Evaporiten und Kaustobiolithen, auf den Rückgang der Porosität infolge diagenetischer Vorgänge und auf das vermehrte Auftreten von Magmatiten zurückzuführen.

Tab. 6. Die Variation der petrophysikalischen Werte der wichtigsten Gesteinsarten aus den einzelnen Stockwerken bzw. Teilstockwerken im Tafeldeckgebirge

Stockwerk	Sättigungsdichte ρ [g·cm ⁻³]	Sättigungsschall- geschwindigkeit v_p [m·s ⁻¹]	Suszeptibilität χ [$\chi \cdot 10^6$]	Radioaktivität [Imp·min ⁻¹]
Sediment-Postsalinar (Känozoikum) (bezogen auf eine Teufe <50 m) mit Geschiebe, mit Braunkohle ohne Geschiebe, ohne Braunkohle	1,20-2,20 $\Delta\rho=1,00$ 1,80-2,20 $\Delta\rho=0,40$	1700-2400 $\Delta v_p=700$ 1700-2400 $\Delta v_p=700$	5 - 500 $\Delta\chi \cong 500$ 5 - 100 $\Delta\chi \cong 100$	10- 50 $\Delta A=40$ 10- 50 $\Delta A=40$
Sediment-Postsalinar (Mesozoikum) (bezogen auf eine Teufe ~1 km) mit Halitit ohne Halitit	2,18-2,94 $\Delta\rho=0,76$ 2,30-2,94 $\Delta\rho=0,64$	2600-6300 $\Delta v_p=3700$ 2600-6300 $\Delta v_p=3700$	-2 bis 40 $\Delta\chi \cong 40$ -2 bis 40 $\Delta\chi \cong 40$	0- 50 $\Delta A=50$ 0- 50 $\Delta A=50$
Salinar (Zechstein) (bezogen auf eine Teufe ~2 km) mit Kalisalz ohne Kalisalz	1,60-2,94 $\Delta\rho=1,34$ 2,18-2,94 $\Delta\rho=0,76$	3900-6400 $\Delta v_p=2500$ 3900-6400 $\Delta v_p=2500$	-2 bis 20 $\Delta\chi \cong 20$ -2 bis 20 $\Delta\chi \cong 20$	0-750 $\Delta A=750$ 0- 20 $\Delta A=20$
Übergangsstockwerk (Permosiles, ungefalt. Präsilles) (bezogen auf eine Teufe 4 km) mit Kohle, Porphyrtuff $\phi >10\%$, Quarzsandst. $\phi >10\%$ ohne Kohle, Porphyrtuff $\phi >10\%$, Quarzsandst. $\phi >10\%$ ohne Kohle, Porphyrtuff $\phi >10\%$, Quarzsandst. $\phi >10\%$ Melaphyr (frisch), Porphyrit (frisch)	1,30-2,85 $\Delta\rho=1,55$ 2,50-2,85 $\Delta\rho=0,35$ 2,50-2,70 $\Delta\rho=0,20$	2800-5700 $\Delta v_p=2900$ 4500-5700 $\Delta v_p=1200$ 4500-5500 $\Delta v_p=1000$	0 -1000 $\Delta\chi \cong 1000$ 0 -1000 $\Delta\chi \cong 1000$ 0 -1000 $\Delta\chi \cong 1000$	0-120 $\Delta A=120$ 0-120 $\Delta A=120$ 0-120 $\Delta A=120$
Grundgebirgsstockwerk (gefaltetes Präsilles)	2,62-3,00 $\Delta\rho=0,38$	5000-6700 $\Delta v_p=1700$	0 -10000 $\Delta\chi \cong 10000$	0-340 $\Delta A=340$

5. Bedeutung der petrophysikalischen Parameter der Stockwerke für ihre geophysikalische Strukturerkundung (Tab. 7 u. 8)

Die petrophysikalischen Parameter der Stockwerke können als Grundlage zur Abschätzung des Einsatzes der Geophysik bei der Strukturerkundung einzelner Stockwerke dienen.

Tab. 7. Der Beitrag der einzelnen Stockwerke zur Bildung geophysikalischer Anomalien (unter Beachtung der Variation petrophysikalischer Parameter, der Mächtigkeit, der Teufenlage, der Abschirmwirkung und der geometrischen Ausbildung der petrographischen Grenzflächen)

Stockwerk	Rx-Seismik (Auftreten von Rx-Horizonten)	Gravimetrie (Beitrag zur Bildung gravimetrischer Anomalien)	Geomagnetik (Beitrag zur Bildung geomagnetischer Anomalien)	Ra-Metallometrie (Beitrag zur Quantität der migrierenden radioaktiven Substanzen)
Sediment- Postsali- nar	Erfassung von Rx-Horizonten nur an wenigen der vorkommenden petrographischen Grenzflächen möglich, kräftige Ausbildung, z.T. gut korrelierbar	sehr kleiner Beitrag ($\leq 5\%$) zur Amplitude der Schwere- störung	i.a. nur sehr gering erhöhende Wirkung ($\leq 5\%$ der ΔZ -Amplitude)	nur sehr kleiner Beitrag
Sedimen- tit-Post- salinar	Erfassung von Rx-Horizonten an vielen der vorkommenden petrographischen Grenzflächen möglich, sehr kräftige Ausbildung, sehr gut korrelierbar	kleiner Beitrag ($\approx 10\%$) zur Amplitude der Schwere- störung	nur sehr gering erhöhende Wirkung ($\leq 5\%$ der ΔZ -Amplitude)	nur sehr kleiner Beitrag
Salinar	Erfassung von Rx-Horizonten an vielen der vorkommenden petrographischen Grenzflächen möglich, sehr kräftige Ausbildung, sehr gut korrelierbar	deutlicher Bei- trag ($\approx 20\%$) zur Amplitude der Schwere- störung	nur äußerst gering erhöhende Wirkung ($< 1\%$ der ΔZ -Amplitude)	nur äußerst kleiner Beitrag
Übergangs- stockwerk	Erfassung von Rx-Horizonten nur an wenigen der vorkommenden petrographischen Grenzflächen möglich, wenig kräftige Ausbildung, sehr schlecht korrelierbar	sehr kleiner Beitrag ($\leq 5\%$) zur Amplitude der Schwere- störung	z.T. gering erhöhende Wirkung ($\approx 5\%$ der ΔZ -Amplitude)	z.T. starker Beitrag
Grund- gebirgs- stockwerk	Erfassung von Rx-Horizonten nur an sehr wenigen der vorkommenden petrographischen Grenzflächen möglich, kräftige Ausbildung, schlecht korrelierbar	sehr großer Beitrag ($\approx 60\%$) zur Amplitude der Schwere- störung	z.T. sehr stark erhöhende Wirkung ($> 90\%$ der ΔZ -Amplitude)	sehr starker Beitrag

Tab. 8. Zum optimalen Einsatz verschiedener geophysikalischer Methoden bei der Stockwerkerkundung (einschließlich Tiefenbrüche)

	Seismik	Gravimetrie	Geomagnetik	Geoelektrik	Ra-Metallo- metrie KW-Prospektion
Sediment-Postsalinar	z.Z. nur +	++	(+)	++	-
Sedimentit-Postsalinar	++	+	-	-	(+)
Salinar	++	++	-	(+)	-
Übergangsstockwerk	+ (+)	+	(+)	(+)	-
Grundgebirgsstockwerk	+	++	+ (+)	(+)	-
(Tiefenbrüche)	++	+	-	+	++

- Methode nicht anwendbar

+ Methode nur regional begrenzt anwendbar, geologische Aussagekraft nur befriedigend bis ausreichend

++ Methode im allgemeinen mit Erfolg auf eine gute bis sehr gute geologische Aussage anwendbar

Die petrophysikalischen Eigenschaften der Gesteine, insbesondere die Variation derselben innerhalb eines bestimmten Mächtigkeitsintervalls, bestimmen die Einsatzmöglichkeit der angewandten Geophysik: ohne petrophysikalische Inhomogenität keine geophysikalische Erkundung.

5.1. Seismik

Sediment-Postsalinar (Känozoikum): Die diagenetisch noch nicht verfestigten Gesteine des Sediment-Postsalinars weisen - bei gleichen Teufen - nur geringe Schallhärteunterschiede (Schallhärte = $\rho \cdot v_p$) auf, so daß nur sehr wenig Grenzflächen als reflektierende Schichtgrenzen seismisch zu erfassen sind. Diese sind allerdings wegen der geringen Teufenlage und der anhaltenden horizontalen Verbreitung (mit Ausnahme glazigen stark gestörter Gebiete) von kräftiger Ausbildung und zum Teil gut korrelierbar.

Sedimentit-Postsalinar (Mesozoikum) und Salinar (Zechstein): Auf Grund der petrophysikalisch beobachteten Schallhärteunterschiede muß abgeschätzt werden, daß die wichtigsten horizontal verfolgbaren reflektierenden Schichtgrenzen im Tafeldeckgebirge vor allem im Sedimentit-Postsalinar und im Salinar anzutreffen sind. Insbesondere die auf Evaporate und Karbonatgesteine zurückzuführenden Reflektoren sind faziell bedingt gut korrelierbar.

Übergangsstockwerk (Permosiles, nichtgefaltetes Präsilis): Wegen des Fehlens der Salzgesteine, des Zurücktretens der Karbonatgesteine und der nunmehr geringen Porosität der Klastite im Übergangsstockwerk ist nur noch an wenigen Grenzflächen eine re-

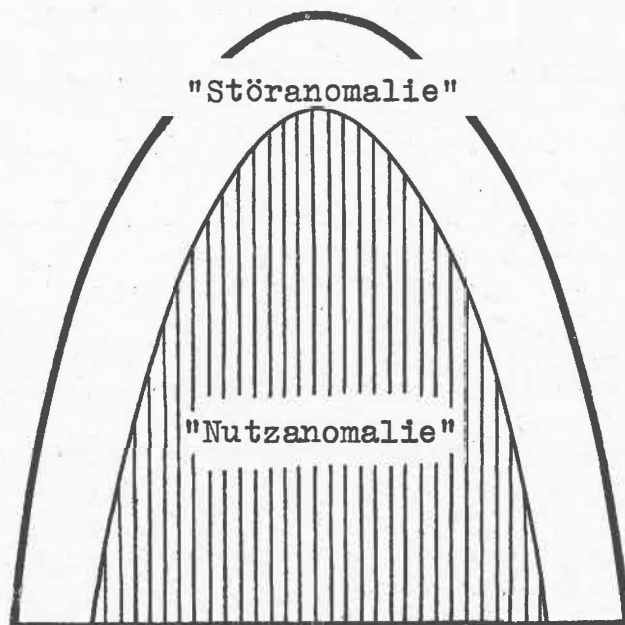
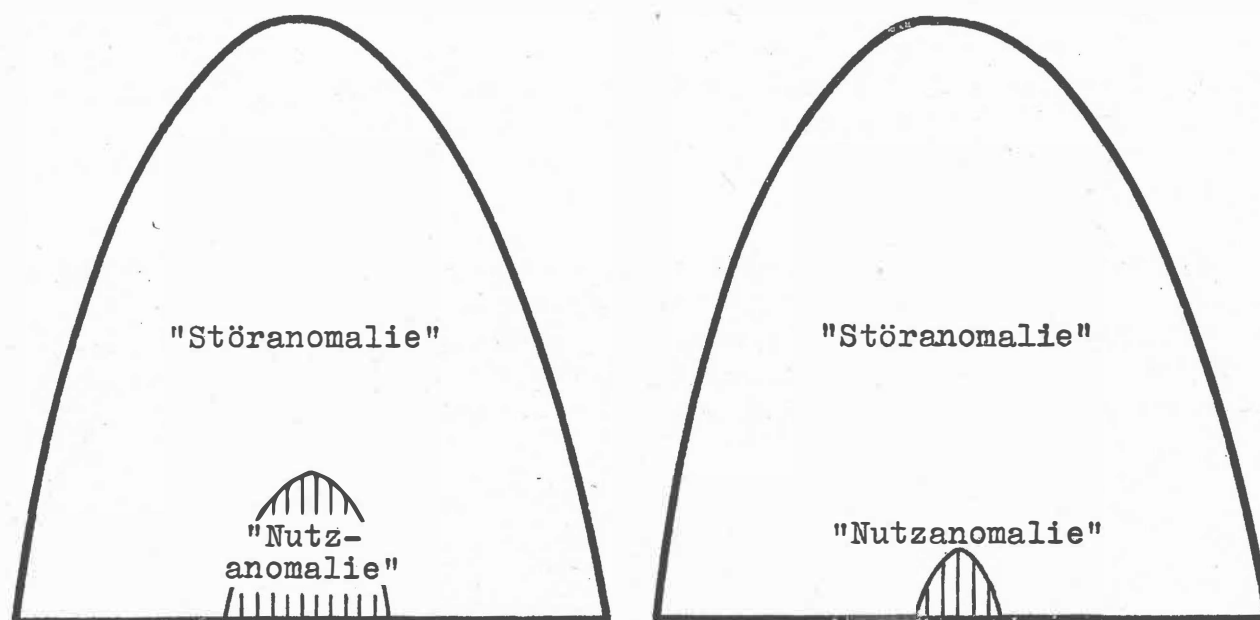


Abb. 1 Geophysikalische Erkundung des Deckgebirgsstockwerkes

Total schematische Darstellung des Anteils der "Nutzanomalien" aus den Deckgebirgstheilstockwerken (Sediment-Postsalinar, Sedimentit-Postsalinar, Salinar) und der "Störanomalien" aus dem Übergangsstockwerk und dem Grundgebirgsstockwerk an der oberflächlich gemessenen Gesamtanomalie auf Grund der Variation der petrophysikalischen Werte

Anm.: Es gibt Gebiete, in denen das Verhältnis sowohl nach der Variation der petrophysikalischen Werte als auch unter Berücksichtigung der petrophysikalisch-geophysikalischen Einflußgrößen wesentlich ungünstiger, aber auch etwas günstiger sein kann



I nach der Variation der petrophysikalischen Werte

II sowohl nach der Variation der petrophysikalischen Werte als auch unter Berücksichtigung petrophysikalisch-geophysikalischer Einflußgrößen an den Grenzflächen wie

- der größeren Teufenlage
- der Lage unter einer abschirmenden Schicht
- der geringeren horizontalen Verbreitung
- der geringeren vertikalen Verbreitung
- der größeren Rauigkeit
- der größeren Übergangsbreite

Abb. 2 Geophysikalische Erkundung des Übergangs- und Grundgebirgsstockwerkes

Total schematische Darstellung des Anteils der "Nutzanomalien" aus dem Übergangsteilstockwerk und Grundgebirge und der "Störanomalien" aus dem Deckgebirgsstockwerk (Sediment-Postsalinar, Sedimentit-Postsalinar, Salinar) an der oberflächlich gemessenen geophysikalischen Gesamtanomalie auf Grund der Variation der petrophysikalischen Werte (I) und zusätzlich unter Berücksichtigung petrophysikalisch-geophysikalischer Einflußgrößen an den Grenzflächen (II). Anm. vgl. Abb. 1

flektierende Schichtgrenze zu erwarten, die auf Mineraldichte- und Mineralgeschwindigkeitsunterschiede zwischen Sedimentiten und Vulkaniten und auf verschiedene Azidität und unterschiedlichen Zersetzungsgrad der Vulkanite zurückzuführen ist. Da diese möglichen Reflektoren in horizontaler Ausdehnung nicht weit reichen und in der Vertikalen oft nur geringmächtige Grenzhorizonte vertreten, sind die Reflexionshorizonte im Übergangsstockwerk sehr schlecht korrelierbar und wegen der Lage unter dem Salinar auch nur wenig kräftig.

Grundgebirgsstockwerk (gefaltetes Präsilés): Im Grundgebirgsstockwerk schließlich ist die Variation der Schallhärte der hier auftretenden Gesteine nicht sehr groß. Wegen der großen Mächtigkeit der Grenzhorizonte speziell an den Grenzen der Tiefengesteine mit verschiedener Azidität sind kräftige Reflexionselemente zu erwarten, die wegen der Geometrie der magmatischen "Körper" allerdings nur schlecht korrelierbar sind.

5.2. Gravimetrie

Anhand der vorliegenden Ergebnisse von Dichtebestimmungen muß unter Beachtung der Teufenlage und der Mächtigkeit der geologischen Körper mit verschiedener Dichte geschlußfolgert werden, daß den größten Beitrag zur Amplitude der über dem Tafeldeckgebirge gemessenen Schwerestörung das Grundgebirgsstockwerk und das Salinar liefern. Während das Sediment-Postsalinar trotz geringer Dichtedifferenz vor allem wegen der geringen Teufenlage und das Sedimentit-Postsalinar wegen der mittleren Teufenlage und der zu beobachtenden Dichtedifferenz noch die Schwerestörung merklich beeinflussen, kann aus dem Übergangsstockwerk nur ein äußerst kleiner Beitrag zur Amplitude der Schwerestörung ausgerechnet werden.

5.3. Geomagnetik

Nach den bisher vorliegenden petrophysikalischen Untersuchungsergebnissen sind - mit Ausnahme einiger Schotterpackungen und einiger Toneisensteinkonkretionen - das Postsalinar und das Salinar praktisch frei von magnetischen Mineralien. Das trifft auch im Übergangsstockwerk und im Grundgebirgsstockwerk für den überwiegenden Teil der anzutreffenden Gesteine zu. Nur bei einigen - regional begrenzt auftretenden - Gesteinsarten gibt es Vertreter mit meist sekundär bedingter großer Titanomagnetit-, seltener Magnetkiesanreicherung. Selbst die Basite lassen überwiegend nur geringe Magnetitgehalte erkennen. So kann das geomagnetische Regionalfeld über dem Tafeldeckgebirge zu einem kleinen Teil auf magnetisch wirksames Material aus dem Übergangsstockwerk (Vulkanite) und zu einem großen Teil auf magnetisch wirksames Material aus dem Grundgebirgsstockwerk (Plutonite) zurückgeführt werden.

5.4. Radium-Metallometrie

Die Radium-Metallometrie beruht auf der Erfassung von Konzentrationsanomalien des Radiums, die durch Transport von radioaktiven Isotopen an die Erdoberfläche vor allem im Bereich von Epithermalen entstanden sind (LAUTERBACH 1968 [27]). Nach den vorliegenden

petrophysikalischen Untersuchungen liefert zur Uran- bzw. Ra-Migration das Postsalinar einen sehr kleinen (Pelite vor allem), das Übergangsstockwerk einen zum Teil sehr starken (saure Vulkanite bei Ausbildung des eruptiven Rotliegenden) und das Grundgebirgsstockwerk einen sehr bedeutenden Beitrag (saure Plutonite).

5.5. Optimaler Einsatz der Geophysik

Aus den unter 5.1. - 5.4. gemachten Angaben und Schlußfolgerungen kann ein optimaler Einsatz der angewandten Geophysik in der Stockwerkerkundung abgeleitet werden (Tab. 7 und 8). Der Vergleich der petrophysikalischen Werte aus dem Deckgebirgs- und dem Grundgebirgsstockwerk zeigt, daß einer sehr großen Variation der petrophysikalischen Parameter Dichte und Schallgeschwindigkeit im Deckgebirge eine im allgemeinen nur geringe Variation im Übergangsstockwerk gegenübersteht. Die angewandte Seismik und die Gravimetrie als geophysikalische Haupterkundungsverfahren haben nun gerade die Aufgabe, diese geringen Variationen in dem unteren Teilstockwerk bzw. Stockwerk zu erfassen und aus den durch das Deckgebirge verursachten kräftigen Anomalien herauszufiltern. Zusätzlich wirken auf die geologische Aussagekraft geophysikalischer Meßergebnisse noch erschwerend:

- die größere Tiefenlage der Schichten des Übergangs- und des Grundgebirgsstockwerkes und damit in der Seismik Erhöhung der Absorption, Zunahme der Multiplen und bei den Potentialverfahren exponentielle Abnahme der Störwirkung mit der Teufe;
- die Lage unter einer abschirmenden Schicht (Salinar);
- die meist nur geringe horizontale Verbreitung der möglichen Gesteinsgrenzen;
- die oft nur geringe vertikale Mächtigkeit der möglichen Grenzflächen;
- die gegenüber dem Salinar und den Evaporiten und Kalkgesteinen des Postsalinars oft größere Rauigkeit der möglichen Gesteinsgrenzen;
- die oft größere Übergangsbreite der möglichen Gesteinsgrenzen.

Das Verhältnis Nutz- zu Störampplitude geophysikalischer Messungen verschiebt sich folglich nach der Tiefe immer mehr zuungunsten der Nutzamplitude (Abb. 1 und 2). Um die "Störanomalie" des Deckgebirges (Sediment-Postsalinare, Sedimentit-Postsalinare, Salinare) aus der an der Oberfläche gemessenen "Gesamtanomalie" zu eliminieren und die "Nutzanomalie" des Übergangsstockwerkes und des Grundgebirges zu erfassen, bedarf es also nicht nur intensiver petrophysikalischer und geophysikalischer Untersuchungen des zu erkundenden tieferen Stockwerkes, sondern in erhöhtem Maße auch des darüberliegenden Teilstockwerkes. Je besser Petrophysik und Geophysik bei der Erkundung tieferer Stockwerke im Tafeldeckgebirge die oberen Stockwerke in der Routineuntersuchung und Forschung erfassen, um so genauer ist die geologische Aussage anhand der geophysikalischen Ergebnisse.

6. Zusammenfassung

Eine stockwerkbezogene Untersuchung der petrophysikalischen Parameter Sättigungsdichte, Sättigungsschallgeschwindigkeit, Suszeptibilität und Radioaktivität von den wichtigsten Gesteinsarten läßt die Unterschiede in der Petrophysik der einzelnen Stockwerke und Teilstockwerke erkennen, wobei als wichtigste Aussage formuliert werden kann, daß die Variation der Dichte und der Schallgeschwindigkeit (und damit

auch die Variation der Schallhärte und des Reflexionskoeffizienten) nach dem tieferen Stockwerk abnimmt, während die Variation der Suszeptibilität und der Radioaktivität nach dem tieferen Stockwerk zunimmt. Aus den bisher gewonnenen petrophysikalischen Ergebnissen können prinzipielle Hinweise für den Einsatz der angewandt-geophysikalischen Verfahren bei der Strukturerkundung einzelner Stockwerke gegeben werden.

Literatur

[1] JUBITZ, K.-B.

Beziehungen zwischen Stoffbestand und Bauformen im Tafeldeckgebirge.

Geologie 18 (1969) 8, S. 911-945

[2] LAUTERBACH, R.

Radium-Metallometrie zum Nachweis verdeckter tektonischer Brüche.

Geophysik u. Geol. 13 (1968), S. 80-83

Zur Sedimentation und Tektonik im Übergangsbereich zwischen
Molassestadium und Tafelentwicklung der Varisziden in Mitteleuropa

Von EBERHARD GRUMBT, HARALD LÜTZNER, JÜRGEN ELLENBERG,
FRITZ FALK, Jena, & ALFRED LÜDWIG, Potsdam¹⁾

1. Einleitung

Tektonische Bewegungen gehören zu den Hauptfaktoren für die Bildung und Zusammensetzung rezenter und fossiler Sedimente. Tektonische Vorgänge wirken im allgemeinen nicht unmittelbar auf den Sedimentationsprozeß ein. Sie haben jedoch steuernden Einfluß auf das Muster und die vertikale Abfolge der Fazies (BRINKMANN 1927 [47]; POTTER & PETTIJOHN 1963 [26]; KUKAL 1970 [22] u.a.).

Diese Feststellung gilt insbesondere für Molassesedimente, d.h. spätorogene, während der Heraushebung und Abtragung von Orogenen im höheren Karbon und Perm entstandene Beckenfüllungen, sei es nun im intermontanen Raum oder im Bereich der Saumsenken großer Faltengebirge, in denen die Außenmolasse abgelagert wurde. Sie hat aber auch für die klastischen Sedimente der Untertrias Bedeutung, welche beispielsweise VON BUBNOFF (1956 [5], S. 700) noch zu der Spätmolasse des variszischen Gebirges rechnete. SCHWAB (1970) [29] und viele andere Autoren betrachten diese Ablagerungen dagegen bereits als Epikontinentalfazies. Mit JUBITZ (1969 [18], S. 948) wird hier die Grenze zwischen dem Molassestockwerk und dem Tafeldeckgebirge im engeren Sinne an die Zechsteinbasis gelegt. Beide Stockwerke zusammen bilden das Tafeldeckgebirge im weiteren Sinne.

Im folgenden sollen an einigen Beispielen aus der Molasse der Varisziden Mitteleuropas und dem tieferen epivariszischen Tafeldeckgebirge Beziehungen zwischen Lithologie und Tektonik aufgezeigt werden.

2. Lithostratigraphischer Aufbau

Betrachten wir zunächst ein schematisiertes Profil der nördlichen höheren Außenmolasse (Saxon) vom Nordrand des variszischen Orogens (Abb. 1). Trends verschiedener Größenordnung kennzeichnen die ganz überwiegend aus Klastiten aufgebaute Gesteinsfolge.

Das Gesamtprofil (Abb. 1a) besteht überwiegend aus Sand-, Silt- und Tonsteinen, wobei die Psammitanteile zum Top hin ab-, die Pelitanteile dagegen ständig zunehmen. Hierin spiegelt sich die Entwicklung eines relativ großen, einheitlichen Ablagerungsbeckens während der spät- bzw. postorogenen Heraushebung der Varisziden wider, bei ständiger Abnahme der Reliefenergie in den umliegenden Abtragungsgebieten, aus denen das Material angeliefert wurde.

¹⁾ Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde
DOI: <https://doi.org/10.2312/zipe.1973.014.01>

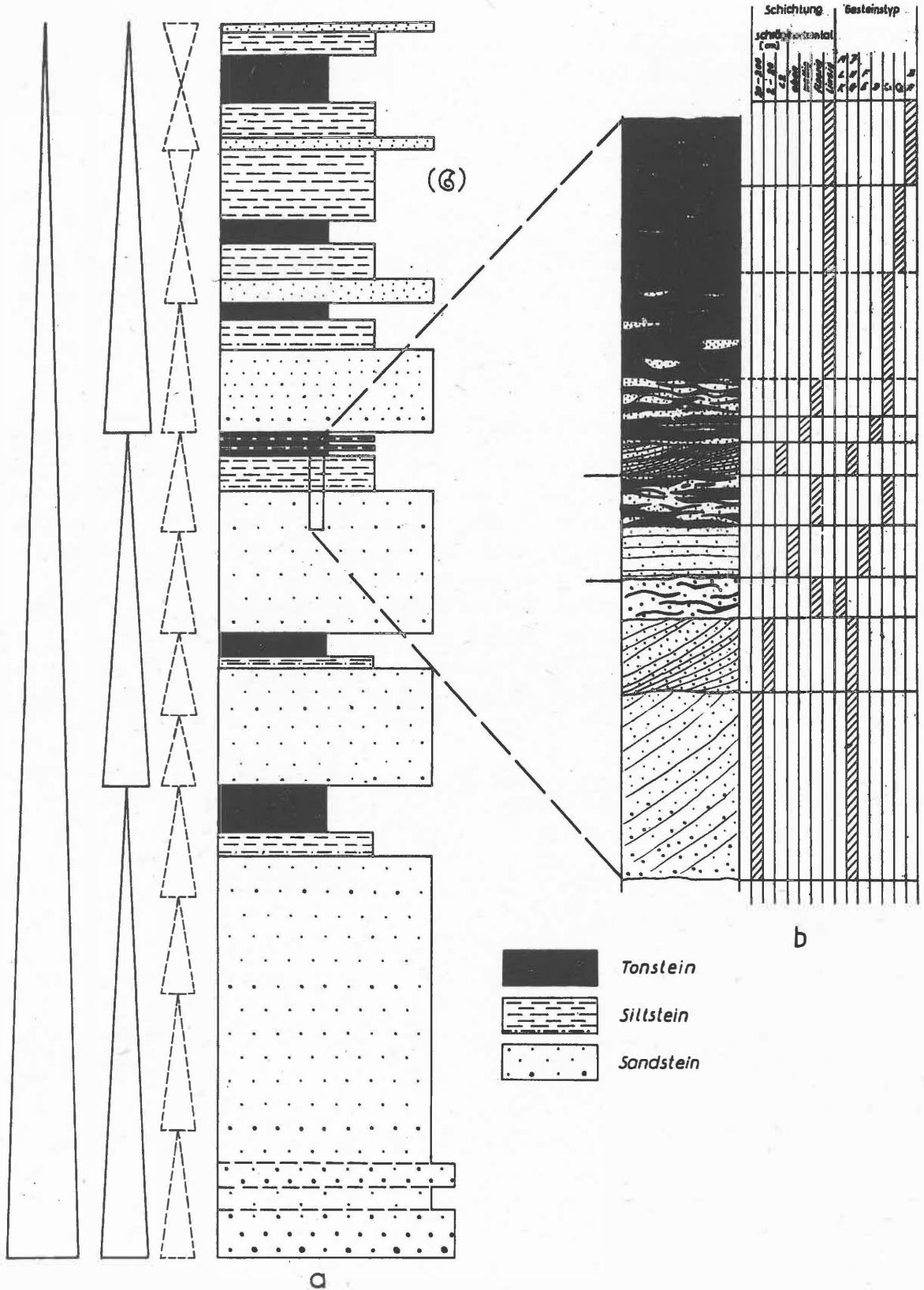


Abb. 1 Schematisches Profil des höheren Teils (Saxon) der nördlichen Außenmolasse der Varisziden in Mitteleuropa

a - Groß- und mittelgroße Zyklen; b - Klein- und Mikrozyklen bzw. -rhythmen;

Gesteinstypen: A -- Tonsteine; B -- ungeschichtete Siltsteine; C -- linsen- und flaserschichtige Tonstein-Siltstein-Sandstein-Wechselagerungen (C₁ mit geringerem, C₂ mit höherem Sandsteinanteil); D -- eben bis wellig geschichtete Tonstein-Siltstein-Sandstein-Wechselagerungen; E -- ungeschichtete (Grobsilt-)Feinsandsteine; F -- eben bis wellig laminierte (Grobsilt-)Feinsandsteine; G -- mikroschräggeschichtete (Grobsilt-)Feinsandsteine; H -- kleindimensional schräggeschichtete Sandsteine; I -- mitteldimensional schräggeschichtete Sandsteine; K -- ungeschichtete Mittel- bis Grobsandsteine; L -- eben bis wellig geschichtete Sandstein-Sandstein-Wechselagerungen; M -- flasrig bis linsig geschichtete Sandstein-Sandstein-Wechselagerungen

Gelegentlich kommt es zur Abscheidung karbonatischer, ja sogar salinarer Lagen (Haselgebirge), die im Profil nicht gesondert dargestellt sind. Klastische Sedimente mit linsig-flasrigen, aber auch lagigen karbonatreichen Abschnitten haben vereinzelt Fossilien geliefert, wahrscheinlich handelt es sich dabei um Ostracoden. Diese Gesteine enthalten keine nennenswerten Einstreuungen größerer Materials. Sie dokumentieren damit eine Zeit besonders ruhiger Sedimentation. Die karbonatreichen, fossilführenden Gesteine enthalten außerdem in der Regel auch kleine Ooide.

Die Abnahme der mittleren Korngröße vom Liegenden zum Hangenden vollzieht sich über die von uns untersuchte mehrere 100 m mächtige Schichtenfolge nicht kontinuierlich. Größere Pulsationen im Sedimentationsablauf, die durch tektonische Bewegungen erklärt werden müssen, erlauben eine erste großzyklische Gliederung des Profils: In dem in Abb. 1a dargestellten Schema lassen sich drei Folgen von je ca. 50 - 150 m Mächtigkeit ausscheiden.

Zyklische Einheiten mittlerer Größe unterteilen wiederum die einzelnen Folgen. Ihre Ursachen sind wahrscheinlich im Sedimentationsprozeß selbst zu suchen, möglicherweise auch mit klimatischen Veränderungen gekoppelt. Sie sind in der linken Profilsäule durch gestrichelte Dreiecke und entsprechende lithologische Signaturen angedeutet. Jedoch auch diese Einheiten bauen sich vielfach aus noch kleineren und kleinsten Sequenzen auf, wie aus Abb. 1b zu ersehen ist: Die Basis besteht in der Regel aus schräggeschichteten Sandsteinen, deren Serienhöhe nach oben abnehmen kann (Gesteinstypen H - J). Es folgt dann ein Bereich mit wechselnden Gefüge- und Gesteinstypen, z.B. flasrige und ebene Horizontalschichtung in verschiedenenkörnigen Sandsteinen, Flaser- und Linsenschichtung sowie auch Mikroschrägschichtung in pelitisch-psammitischen Wechsellagerungen und feinkörnigen Sandsteinen (Typen C - G). Mit zunehmendem Pelitanteil in einer Wechsellagerung wird schließlich in einem fast reinen Tonstein der Top dieser kleinen Sedimentabfolge erreicht (Typen A - B)²⁾.

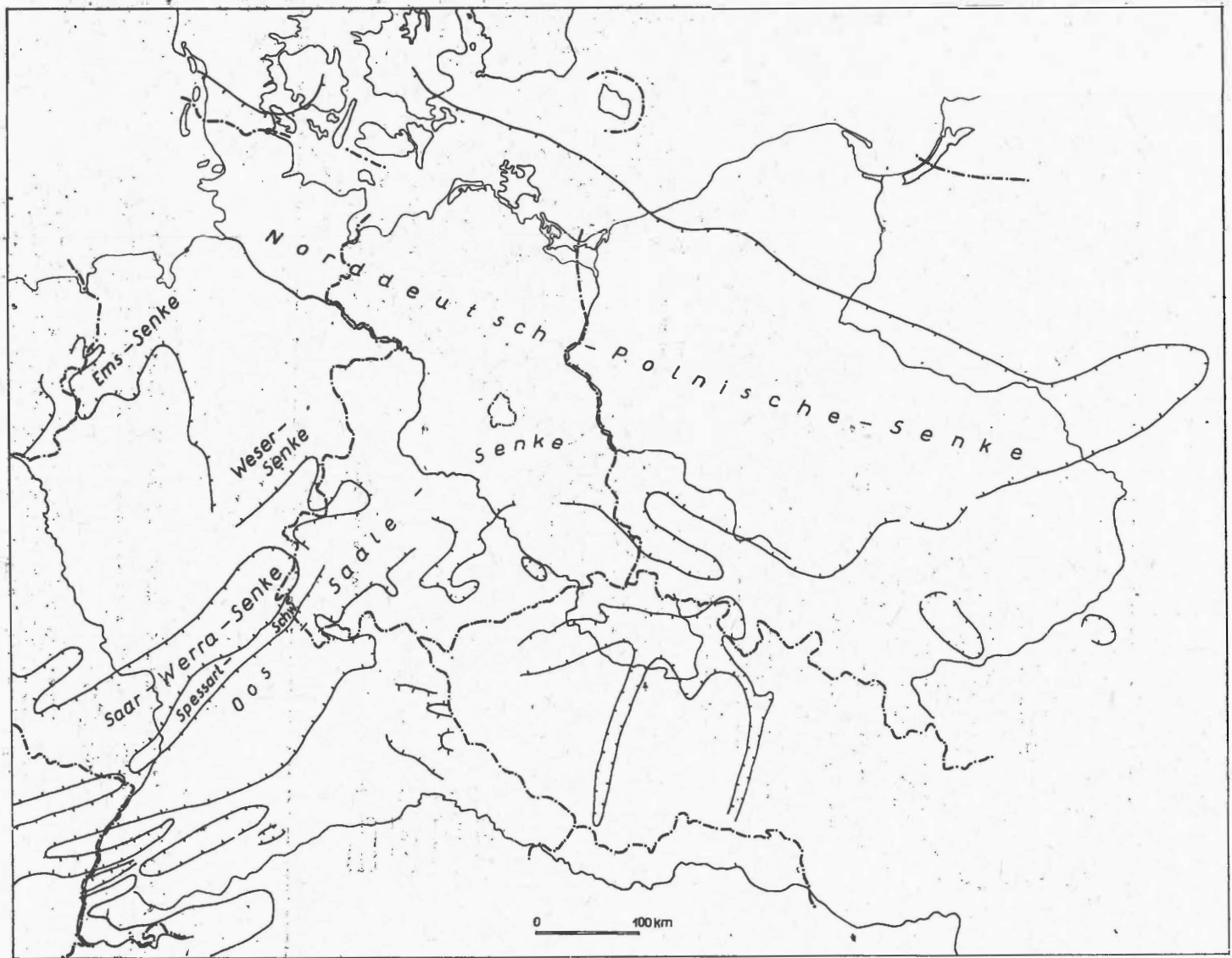
Derartige im m- bis dm-Bereich liegende Abfolgen sind nach GRUMBT (1971) [14] durch gerichtete Wechsel von "energiereichen" zu "energiearmen" Gefüge- und Gesteinstypen gekennzeichnet, die Veränderungen der Sedimentationsbedingungen, insbesondere nachlassende Strömungsenergie, zur Ursache haben. Erst die Summe der sedimentären Vorgänge und z.T. auch der klimatischen Einflüsse (FALKE 1961, 1965) [9, 10] wird durch tektonische Prozesse gesteuert, d.h. indirekt beeinflusst.

Die i n t e r m o n t a n e n B e c k e n des variszischen Orogens sind im Gegensatz zur nördlichen Außensenke relativ klein, kurzlebig und arm an feinklastischen Sedimenten. Daher sind hier vornehmlich groß-, weniger dagegen kleinzyklische Abfolgen entwickelt. Von einer näheren Beschreibung dieser Ablagerungen kann an dieser Stelle Abstand genommen werden. Eine zusammenfassende Darstellung hat KATZUNG (1971) [21] gegeben.

Die Klastika der Untertrias und damit des t i e f e r e n T a f e l d e c k - g e b i r g e s im engeren Sinne weisen wiederum eine stärker rhythmisch-zyklische Entwicklung auf, insbesondere in den beckeninneren Bereichen. Aus der Zentralsenke des mitteleuropäischen Buntsandsteinbeckens ist diese Tatsache durch BOIGK (1957,

DOI: <https://doi.org/10.2312/zip.1973.014.01>

2) Eine eingehende Beschreibung der hier ausgeschiedenen Gesteins- und Gefügetypen erfolgte bei FALK u.a. (1972) [8], GRUMBT (1969) [12] und LÜTZNER (1967) [23].



DOI: <https://doi.org/10.2512/zip.1973.014.01>
Abb. 2. Paläogeographische Skizze der variszischen Innen- und Außenmolasse in Mittel-
europa. Zusammenstellung unter Verwendung von FALKE (1966) [11], KATZUNG
(1970) [20], MILEWICZ & PAWŁOWSKA (1961) [24] u.a.

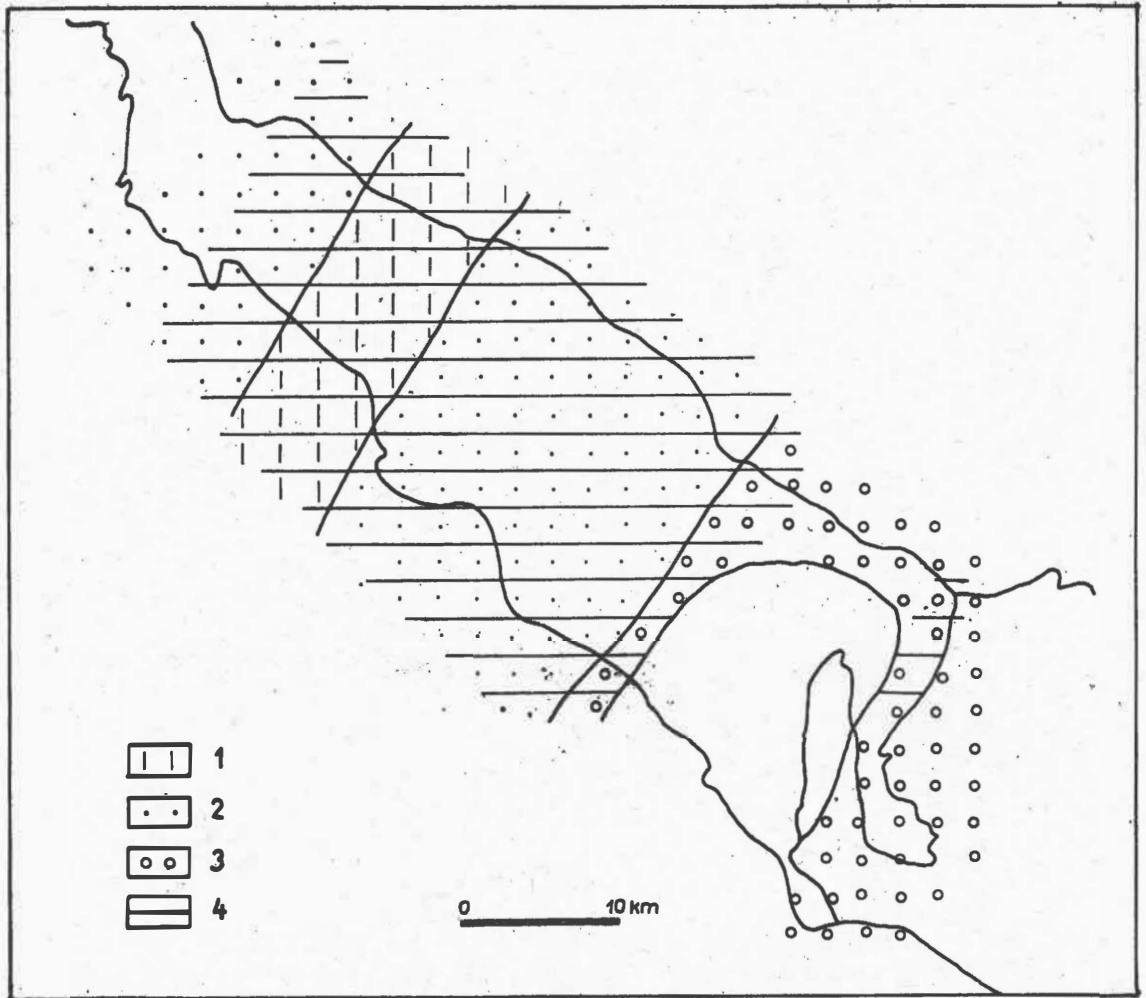


Abb. 3 Lithofazielle Karte der Basissedimente, Stefan, Thüringer Wald (nach ANDREAS, ENDERLEIN & MICHAEL 1966 [17])

1 -- vorwiegend Grau-Fazies; 2 -- Grau-Rot-Fazies;
 3 -- dsgl. mit Konglomeratlagen; 4 -- Verbreitung
 von Kohle und Brandschieferorkommen

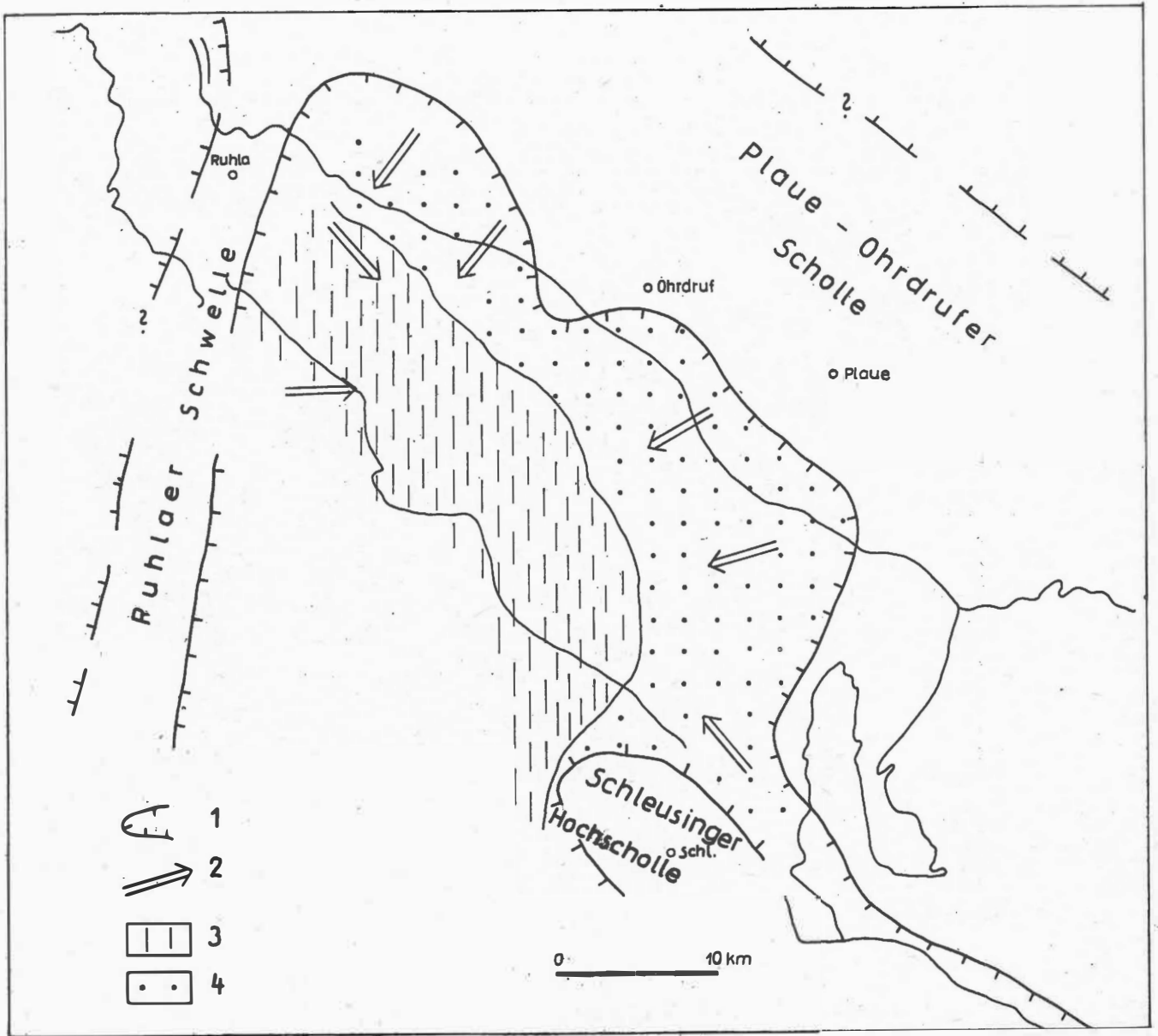


Abb. 4 Paläogeographische Karte der Goldlauterer Schichten, Rotliegendes, Thüringer Wald

1 -- Grenze des Sedimentationsgebietes; 2 -- Transportrichtung; 3 -- vorwiegend Graufazies; 4 -- vorwiegend Rotfazies

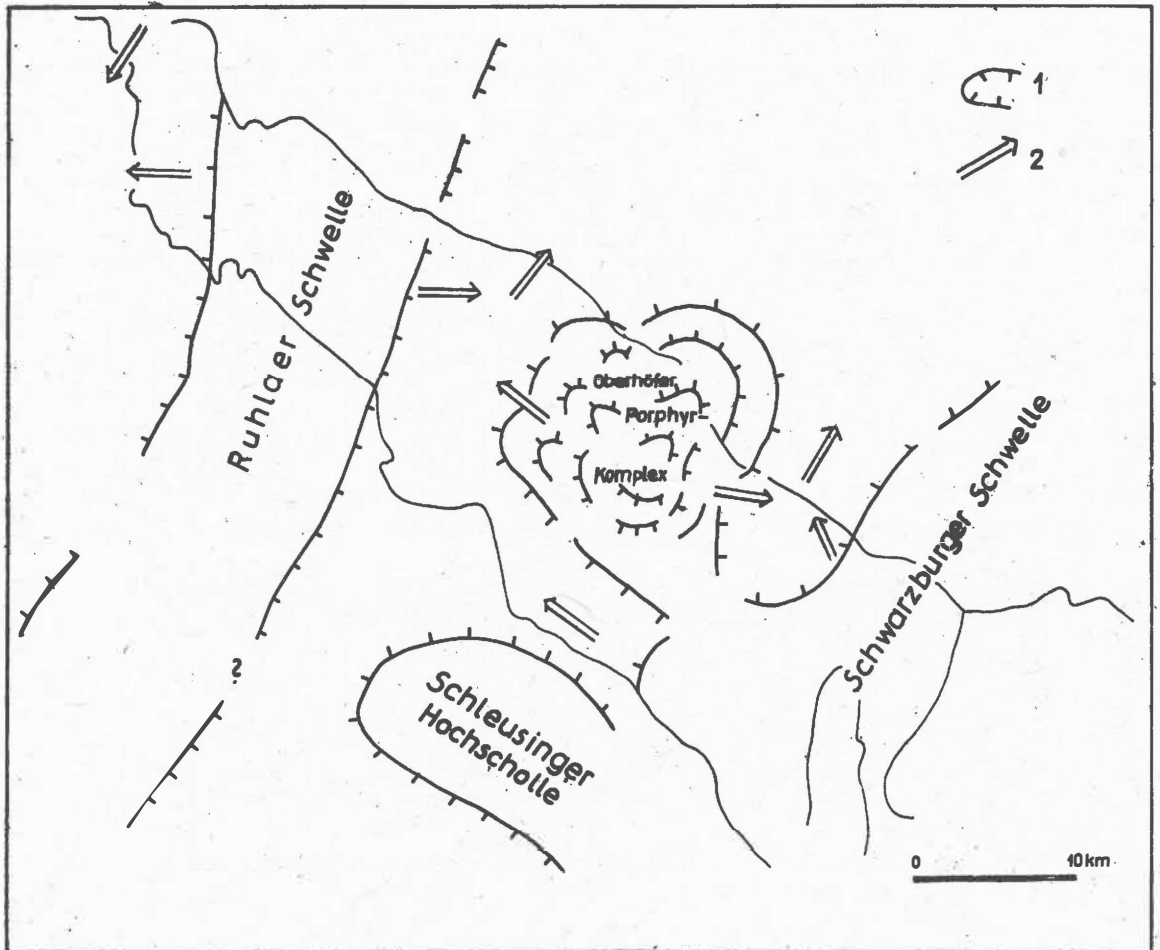


Abb. 5 Paläogeographische Karte der Tambacher Schichten,
Rotliegendes, Thüringer Wald

1 -- Grenze des Sedimentationsgebietes; 2 -- Transportrichtung

1959) [2, 3], HERRMANN (1964) [15], WOLBURG (1961, 1968) [32, 33] und viele andere Autoren hinreichend beschrieben worden. Auch aus den südlich angrenzenden Räumen liegen genügend Beispiele für große und mittelgroße zyklische Abfolgen vor (HOPPE 1959, 1968 [16, 17]; DIEDERICH 1964 [17]; PUFF 1966 [21]; JUNGWIRTH 1969 [19] u.a.). Über kleinzyklische bzw. -rhythmische Abfolgen aus dem Buntsandstein berichtete GRUMBT (1971) [14].

3. Faziesmuster

Über die horizontale Verteilung der Molassesedimente in der nördlichen A u ß e n - s e n k e des Variszikums läßt sich an dieser Stelle nur soviel sagen: Anfangs gestaltet sie sich unregelmäßig, nach oben hin jedoch zunehmend gleichförmiger und ausgeglichener.

Die I n n e n m o l a s s e des variszischen Orogens wurde in paläomorphologischen Senken und Becken abgelagert, die sich über absinkenden Krustenteilen bzw. zwischen aufsteigenden Schwellen und Bruchschollen herausbildeten (Abb. 2). Die Sedimentation zeichnet somit die tektonischen Vertikalbewegungen unmittelbar nach. Die Molasse-sedimentation beginnt in Längssenken, die mit den tektonischen Strukturen des Orogens gesetzmäßig verknüpft sind. Östlich der Mittelmeer-Mjösen-Zone setzen sich im Autun herzynische Querelemente durch, die mit Bruchstörungen und aufdringenden Vulkaniten verbunden sind. Beide beeinflussen die Fazies- und Strömungsmuster, so daß einschneidende Änderungen z.B. im Strömungssystem umgekehrt zu paläotektonischen Rückschlüssen und zur zeitlichen Auflösung des Bewegungsablaufs benutzt werden können.

Als Beispiel dient das Permosiles der Saalesenke im Thüringer Wald. Die Sedimentation beginnt im Stefan in einem flachen, breiten Trog mit noch überwiegend erzgebirgisch verlaufenden Faziesgrenzen (Abb. 3). Dagegen wird in einem späteren Entwicklungsstadium das Goldlauterer Sedimentationsbecken von herausgehobenen herzynischen Bruchschollen und der rheinischen Ruhlaer Schwelle gesäumt. Die Beckenachse verläuft rheinisch bis N—S. Das Faziesmuster ist konzentrisch, das Strömungsmuster zentripetal ausgerichtet (Abb. 4). Nach erneuten bruchtektonischen Vorgängen, die mit intensiven vulkanischen Eruptionen und Intrusionen verbunden waren, erscheint im Kartenbild der Tambacher Schichten eine weitgehende Umstellung der Paläogeographie. Die Sedimentation gleicht vorrangig das kräftige Vulkanitrelief aus. Die Abtragung aufsteigender Beckenränder spielt daneben eine geringere Rolle. Der Sedimentstrom verläuft generell nach NE und hat die frühere (Quer-)Hochscholle überwunden (Abb. 5).

Im tieferen Abschnitt der T a f e l e t a p p e i.e.S., d.h. während der Unteren Trias, werden in Mitteleuropa erneut rotbunte Klastika von den immer noch aufsteigenden Rändern in die im Norden und Osten gelegene Zentralsenke geschüttet. Südlich davon schließt sich ein im Vergleich zum Permosiles jetzt einheitlicheres Sedimentationsgebiet an. Zwar sind auch hier - durch einzelne Schwellen und Untiefen teilweise umgrenzt - noch Spezialsenken vorhanden, doch stehen diese miteinander in enger Verbindung (Abb. 6).

Unterziehen wir abermals den thüringischen Raum anhand einiger Kartenskizzen einer näheren Betrachtung. Neben den Mächtigkeiten- und lithofaziellen Verhältnissen sind hier ebenfalls die Paläoströmungen dargestellt, wie sie sich aus statistischen Ermittlungen des Anlagerungsgefüges nach GRUMBT (1970) [13] ergaben. Letztere erfassen

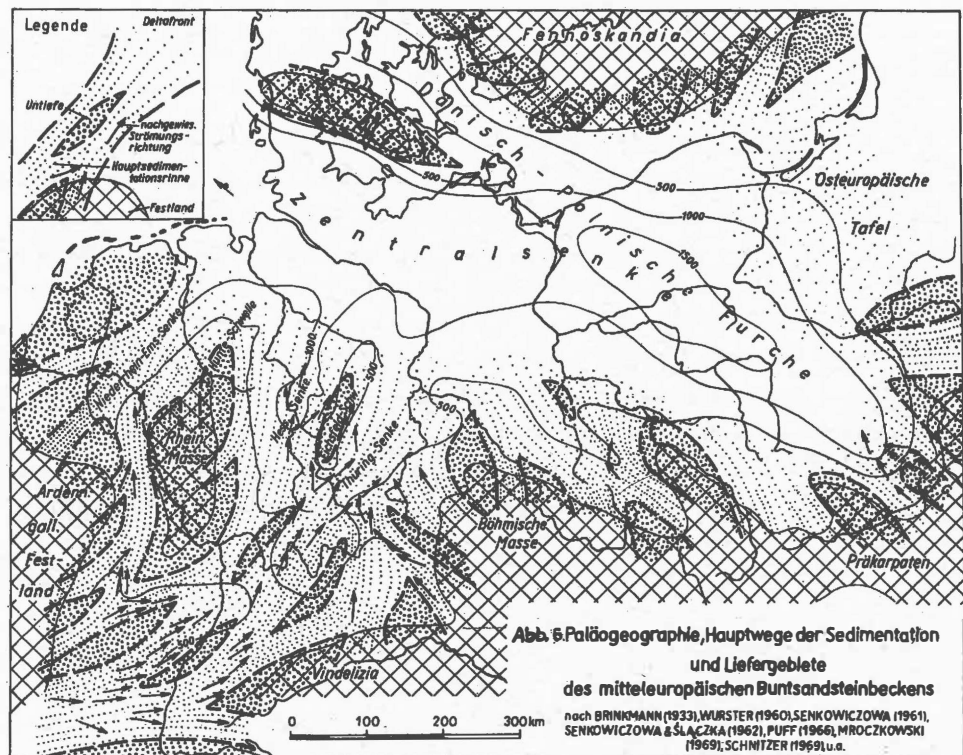


Abb. 6 Paläogeographie, Hauptwege der Sedimentation und Liefergebiete des mitteleuropäischen Buntsandsteinbeckens nach BRINKMANN (1933) [5], WURSTER (1960) [34], SENKOWICZOWA (1961) [30], SENKOWICZOWA & ŚLĄCZKA (1962) [31], PUFF (1966) [27], MROCZKOWSKI (1969) [25], SCHNITZER (1969) [28]

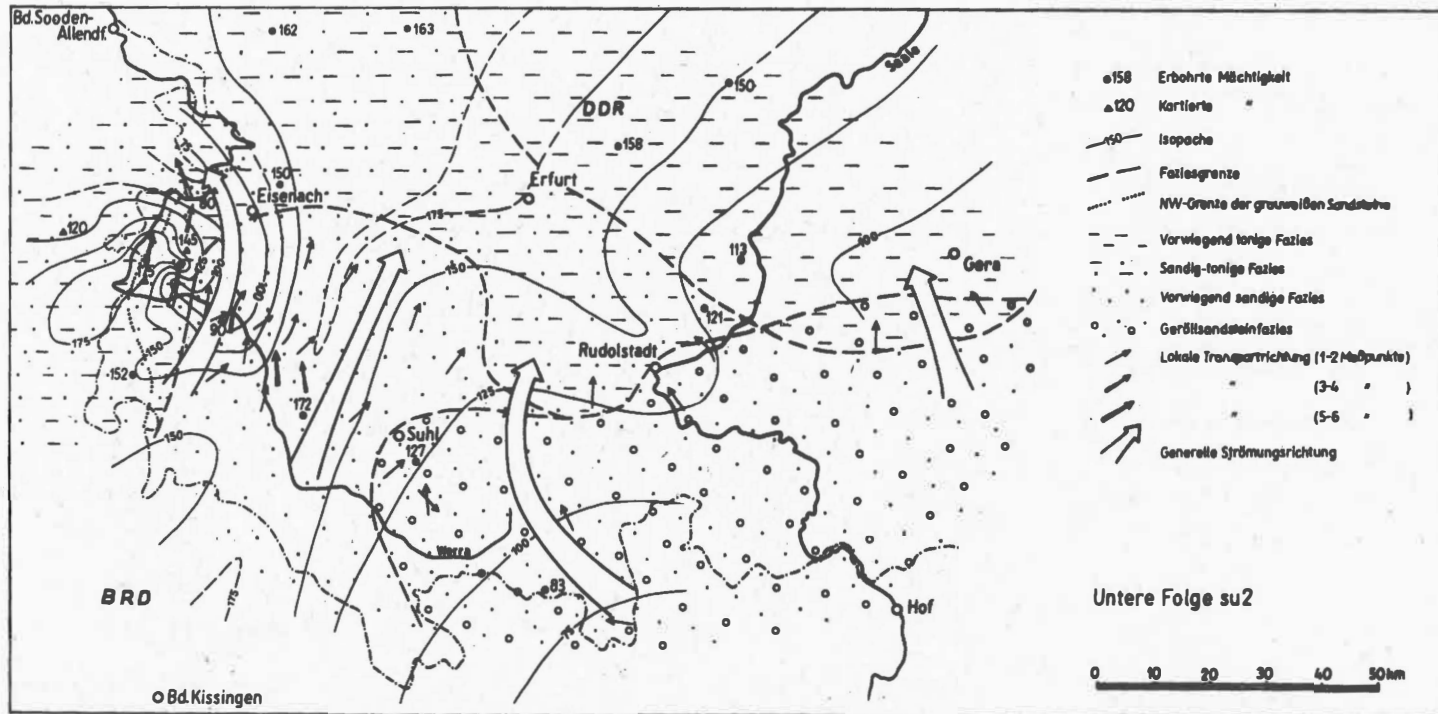


Abb. 7 Paläogeographisch-lithofazielle Karte der Unteren Folge su2 im Thüringer Raum mit Angabe der Strömungsrichtungen (nach GRUMBT 1970 [13] u.a.)

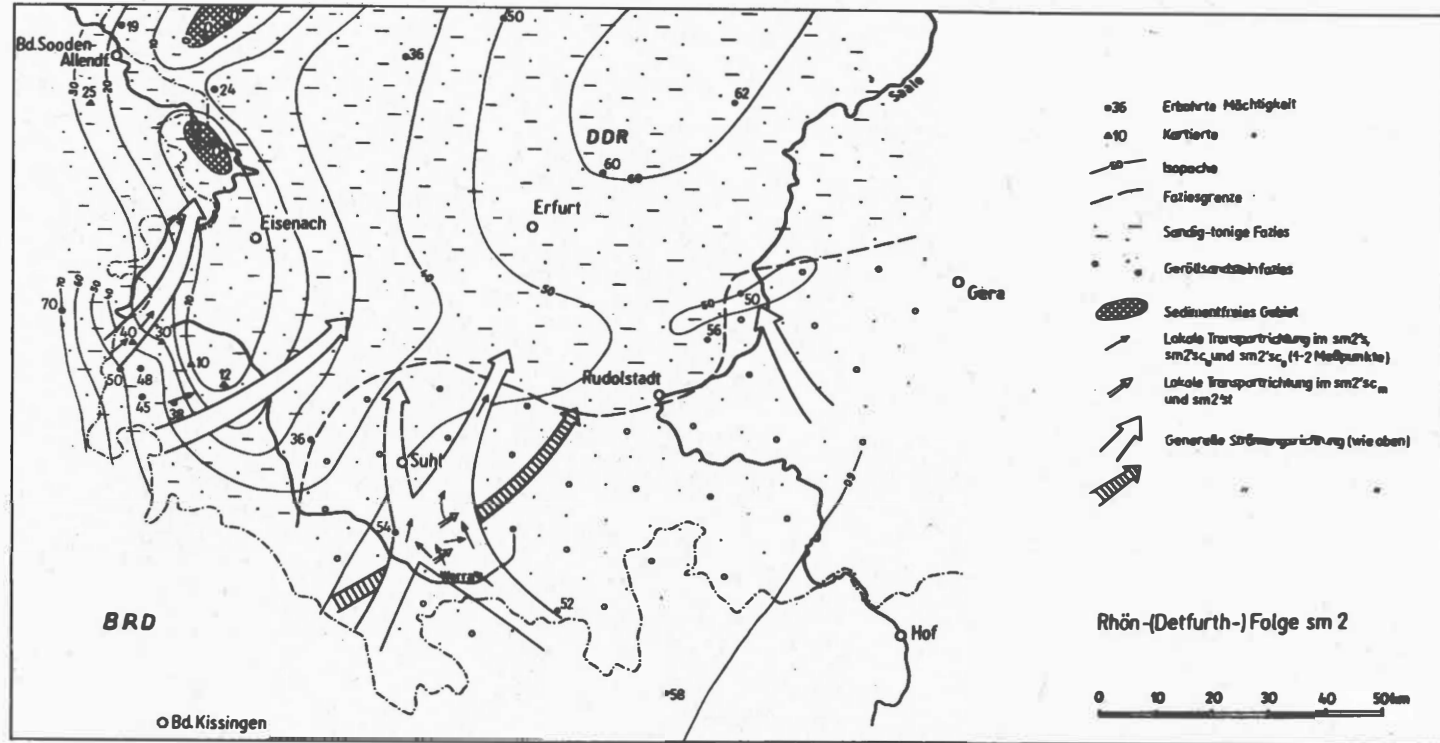


Abb. 8 Paläogeographisch-lithofazielle Karte der Rhön-(Detfurth-)Folge sm² im Thüringer Raum mit Angabe der Strömungsrichtungen (nach GRUMBET 1970

u.a.)

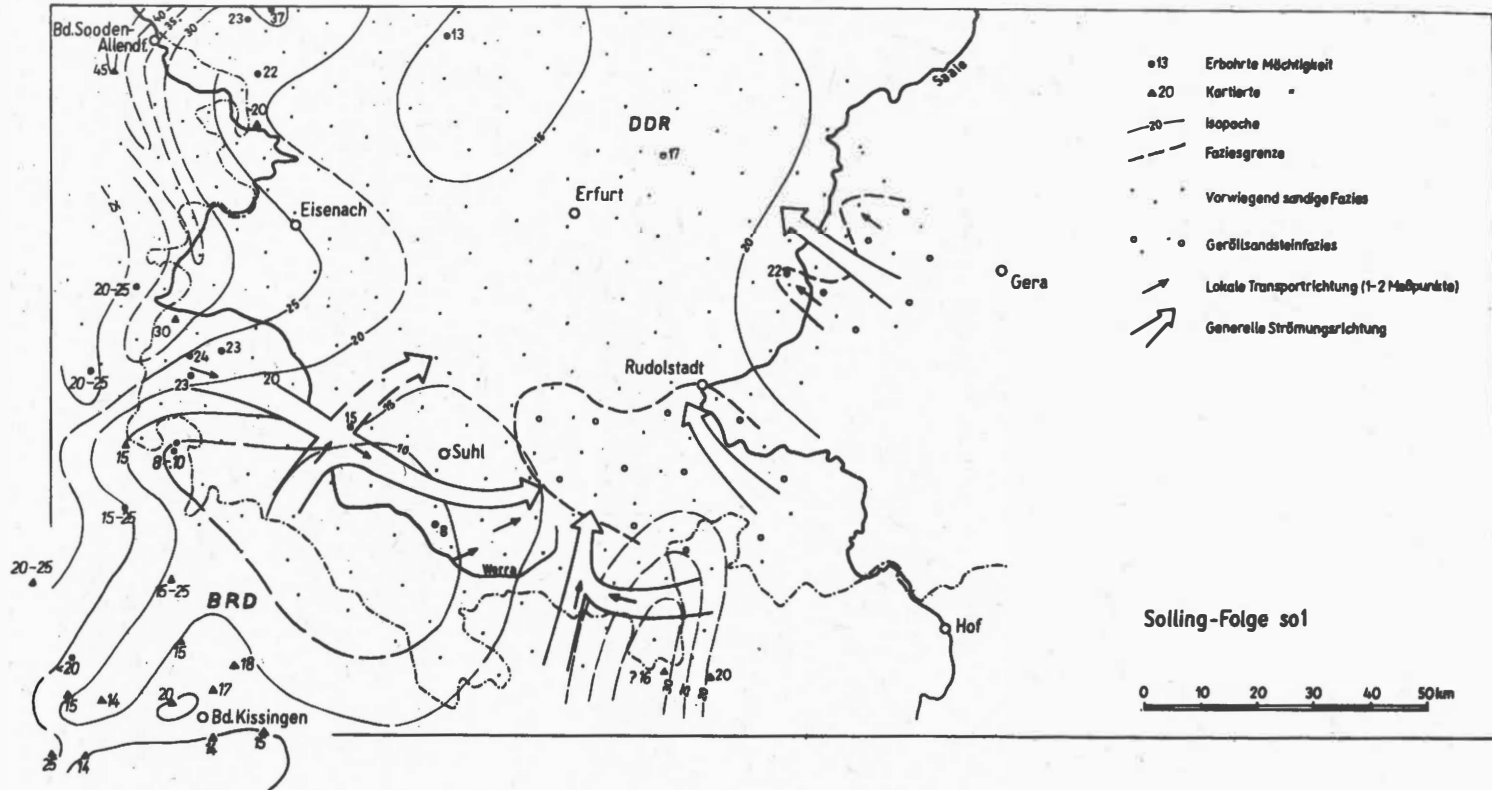


Abb. 9 Paläogeographisch-lithofazielle Karte der Solling-Folge so1 im Thüringer Raum mit Angabe der Strömungsrichtungen (nach GRUMBT 1970 [13] u.a.)

das nunmehr wesentlich schwächere, auf epirogenetische Bewegungen beschränkte tektonische Geschehen im Detail.

Zu Beginn der Untertrias herrschen im Übergangsbereich zum Zechstein (Übergangsfolge su¹) noch weithin ausgeglichene Sedimentationsverhältnisse vor. Erst während der unteren Folge su² machen sich stärkere Mächtigkeits- und Faziesdifferenzierungen bemerkbar. Geröllsandsteine dringen weit ins Becken vor. Die generell rheinisch gerichtete Ruhla-Eichsfeld-Schwelle beeinflusst die Fazies weniger, wohl aber die Mächtigkeiten und die Paläoströmungen (Abb. 7).

An der Wende Unterer/Mittlerer Buntsandstein verraten relativ ruhige Sedimentationsbilder ein Zurücktreten der epirogenetischen Bewegungen. Mit der Rhön- bzw. Detfurth-Folge sm² steigt die vorerwähnte Schwelle erneut auf, wie der Verlauf der Paläoströmungen und die Verbreitung der Schichtausfälle beweisen. Das an der Basis der Folge auftretende gröbere Sedimentmaterial aus südöstlicher Richtung stößt im Vergleich zu allen übrigen Folgen am weitesten ins Becken vor. Dabei verzahnt es sich südöstlich von Suhl erstmalig deutlich mit feinerem Beckenmaterial, das von Südwesten herangeführt wird (Abb. 8).

Endgültig kommt diese Tendenz mit Beginn des Oberen Buntsandsteins zum Durchbruch: Die Schwellen und Senken haben sich verlagert bzw. treten zurück. Jetzt erfolgt die Schüttung des feinerklastischen Materials sogar teilweise nach Südosten, wodurch sich die Ingression des Flachmeeres der Mitteltrias in diese Richtung anbahnt (Abb. 9).

Im Gegensatz zum Molassestockwerk sind die Wechselbeziehungen zwischen Lithofazies, Mächtigkeitsentwicklung und Paläoströmungsverhältnissen im tieferen Tafeldeckgebirge i.e.S. somit großräumiger, die Strömungsmuster beständiger.

4. Schlußbemerkungen

Die hier vorgenommene Gegenüberstellung von Molasse- und molasseartigen Ablagerungen verschiedener Bildungsbereiche ist als Anfang beckenanalytischer Untersuchungen zu werten. Diese müssen sowohl inhaltlich als auch regional wesentlich erweitert werden.

Doch bereits aus den hier verwandten Beispielen aus dem Übergangsbereich zwischen Molassestadium und Tafelentwicklung des variszischen Orogens geht hervor, daß die fortschreitende Erlahmung der tektonischen Energie (Paläodynamik) auch im Sedimentationsprozeß zum Ausdruck kommt. Die Ablagerungsräume erweitern sich, die lithofaziellen Verhältnisse werden generell einfacher und großräumiger, die Paläoströmungsmuster geregelter und stabiler. Die Herkunftsgebiete verlagern sich zunehmend randwärts, d.h., Areale, die im Rotliegenden noch als Liefergebiete des Abtragungsschutts in Frage kamen, sind zur Zeit des Buntsandsteins bevorzugt Untiefen ohne wesentliche eigene Schuttfzufuhr. Die Abfolgen der nördlichen Außenmolasse des variszischen Gebirges zeigen einen betont rhythmisch-zyklischen Aufbau und ähneln darin bereits den Ablagerungen des tieferen epivariszischen Tafeldeckgebirges i.e.S.

Generell gewinnt man den Eindruck, daß es in extraorogenen Regionen, d.h. in unserem Falle in der Norddeutsch-Polnischen Senke, bereits eher zu einem Ausgleich der Sedimentation und Verkipplung kommt als in den intermontanen Bereichen. Sofern diese An-

nahme richtig ist, dürften bereits in der höheren nördlichen Außenmolasse der Varisziden Faziesmuster zu erwarten sein, die in den weiter südlich gelegenen Ablagerungen erst in der Untertrias in Erscheinung treten.

5. Zusammenfassung

Molassen und molasseartige Sedimente als spät- und postorogene, d.h. während der Heraushebung und Abtragung des Orogens entstandene Beckenfüllungen sind in starkem Maße vom tektonischen Geschehen abhängig. Ein schematisiertes Profil aus dem höheren Teil (Saxon) der nördlichen variszischen Außenmolasse läßt einen sehr ausgeprägt rhythmisch-zyklischen Aufbau erkennen. Innensenken besitzen weniger trendförmige Abfolgen; die in gleicher Position gelegenen klastischen Sedimentfolgen des tieferen epivariszischen Tafeldeckgebirges i.e.S. nehmen in dieser Hinsicht eine ähnliche Stellung wie die Außenmolasse ein. Die Faziesmuster der intermontanen Räume zeichnen sich durch differenzierte und dabei rasche und radikale Änderungen aus, deren Intensität vom Liegenden zum Hangenden abnimmt. Großräumiger und ausgeglichener sind die lithofaziellen Mächtigkeits- und Paläoströmungsverhältnisse im tieferen Teil des eigentlichen Tafeldeckgebirges. Diese Tendenz läßt sich durch die zunehmende Erlahmung der tektonischen Energie beim Übergang von der Molasse- zur Tafelstufe erklären.

Literatur

- [1] ANDREAS, D.; ENDERLEIN, F.; MICHAEL, J. Zur Entwicklung des Rotliegenden im Thüringer Wald auf Grund neuer Kartierungs-Ergebnisse. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 11 (1966), S. 119-130
- [2] BOIGK, H. Vorläufige Mitteilung über eine neue Gliederung des Mittleren Buntsandsteins im Raume Südhannover. Geol. Jb. 72 (1957), S. 325-340
- [3] BOIGK, H. Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland. Geol. Jb. 76 (1959), S. 597-636
- [4] BRINKMANN, R. Tektonik und Sedimentation im deutschen Triasbecken. Z. dt. geol. Ges. 78 (1927), S. 52-74
- [5] BRINKMANN, R. Über Kreuzschichtung im deutschen Buntsandsteinbecken. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. 1 (1933), S. 1-12
- [6] BUBNOFF, S. VON Einführung in die Erdgeschichte, 3. Aufl. Berlin: Akademie-Verlag 1956
- [7] DIEDERICH, G. Die Beckenfazies des Unteren Buntsandstein (su, Trias) in Hessen und den südlichen Nachbargebieten. Diss. Frankfurt/M. 1964
- [8] FALK, F.; u.a. Gesteinstypen klastischer Sedimente und ihre Anwendung in der Lithologie. Geologie 21 (1972), S. 589-611
- [9] FALKE, H. La question des conditions probables du climat de l'Autunien et du Saxonien de l'Europe centrale et occidentale. Bull. Soc. géol. France, 7^e sér. 3 (1961), S. 463-467
- DOI: <https://doi.org/10.2312/zipe.1973.014.01>

- [10] FALKE, H. Die Zusammenhänge zwischen Sedimentation, Regionalrelief und Regionalklima im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes.
Geol. Rdsch. 54 (1965), S. 208-224
- [11] FALKE, H. Das Unterperm zwischen Nordsee und Alpenraum.
Atti Symp. Verrucano, Pisa 1966, S. 324-354
- [12] GRUMBT, E. Beziehungen zwischen Korngröße, Schichtung, Materialbestand und anderen sedimentologischen Merkmalen in feinklastischen Sedimenten.
Geologie 18 (1969), S. 151-167
- [13] GRUMBT, E. Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Buntsandstein Südwest- und Südthüringens.
Diss. B, Greifswald 1970
- [14] GRUMBT, E. Beziehungen zwischen Sedimentationsprozeß und Gefüge in klastischen Sedimenten.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. 16 (1971), S. 297-314
- [15] HERRMANN, A. Epirogene Bewegungen im germanischen Buntsandsteinbecken und deren Bedeutung für lithostratigraphische Parallelisierungen zwischen Nord- und Süddeutschland.
Geol. Jb. 81 (1964), S. 11-72
- [16] HOPPE, W. Zyklische Gliederung des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in Thüringen.
Ber. geol. Ges. DDR 4 (1959), S. 3-58
- [17] HOPPE, W. Zyklen und Rhythmen, Zeit- und Faziesgrenzen im Buntsandstein.
Geologie 17 (1968), S. 1131-1137
- [18] JUBITZ, K.-B. Beziehungen zwischen Stoffbestand und Bauformen im Tafeldeckgebirge.
Geologie 18 (1969), S. 911-945
- [19] JUNGWIRTH, J. Zur Stratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in Südthüringen (Wasungen - Sonneberg).
Geologie, Beih. 66 (1969), 79 S.
- [20] KATZUNG, G. Das Permosiles im Südteil der Deutschen Demokratischen Republik.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 15 (1970), S. 7-27
- [21] KATZUNG, G. Zyklizität und Rhythmizität sedimentärer Abfolgen - Flysch und Molassen des inneren Variszikums.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 16 (1971), S. 265-295
- [22] KUKAL, Z. Geology of recent sediments.
Prague: Academia 1970
- [23] LÜTZNER, H. Tabellarische Dokumentation von Sedimentgesteinen auf feldgeologischer Grundlage.
Z. angew. Geol. 13 (1967), S. 635-642
- [24] MILEWICZ, J.; PAWŁOWSKA, K. Atlas geologiczny Polski zagadnienia stratygraficzno-facjalne, Zeszyt 7 - Perm.
Warszawa: Wydawn. geol. 1961
- [25] MROCKZKOWSKI, J. Palaeocurrents in the lower Triassic deposits of the southern part of the Northsudetic Basin.
Bull. Acad. pol. Sci., Sér. géol. géogr. 17 (1969), S. 167-172

- [26] POTTER, P.; PETTIJOHN, F. Paleocurrents and basin analysis. Berlin usw.: Springer 1963
- [27] PUFF, P. Der Untere Buntsandstein am Südrand des Thüringer Beckens. Diss., Weimar 1966
- [28] SCHNITZER, W. Zur Paläogeographie des Buntsandsteins im germanischen und alpinen Sedimentationsraum in Bayern. Z. dt. geol. Ges. 118 (1969), S. 247-255
- [29] SCHWAB, M. Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im Permo-siles Mitteleuropas. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 15 (1970), S. 29-45
- [30] SENKOWICZOWA, H; SZYPERKO-SLIWCZYNSKA, A. Atlas geologiczny Polski, Zeszyt 8/4 - Trias, Maßstab 1 : 3 000 000. Warszawa: Wydawn. geol. 1961
- [31] SENKOWICZOWA, H.; ŚLĄCZKA, A. The Bunter on the northern border of the Holy Cross Mts. Ann. Soc. géol. Pol. 32 (1962), S. 331-338
- [32] WOLBURG, J. Sedimentations-Zyklen und Stratigraphie des Buntsandsteins in Nordwestdeutschland. Geotekt. Forsch. 14 (1961), S. 7-74
- [33] WOLBURG, J. Vom zyklischen Aufbau des Buntsandsteins. N. Jb. Geol. Paläont., Mh. (1968) 9, S. 535-559
- [34] WURSTER, P. Kreuzschichtung im Buntsandstein von Helgoland. Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg 29 (1960), S. 61-65

Die taphrogene Entwicklungsetappe epivariszischer Tafeln

Von VALENTINA NIKOLAEVNA SOBOLEVSKAJA, Moskau

In den letzten Jahren wurde nicht nur in der sowjetischen geologischen Literatur mehrfach die Frage nach den Kriterien aufgeworfen, welche der Abgrenzung des gefalteten geosynklinalen Fundamentes und des Tafeldeckgebirges zugrunde liegen sollen. Mit anderen Worten, es wird über die Grenze zwischen der Geosynklinal- und Tafelentwicklungsetappe junger Tafeln diskutiert. Anlaß dazu gibt ein problematischer Schichtenkomplex im Profil der jungen Tafeln, den die einen Forscher zum Fundament, die anderen aber zum Deckgebirge stellen. Diese Unbestimmtheit fördert keinesfalls das richtige Verstehen der Entwicklungsgeschichte der zu betrachtenden tektonischen Bauelemente der Erdkruste, d.h. der jungen Platten. - In Mitteleuropa gehören zu diesem Typ die Ablagerungen des Rotliegenden und des oberen Oberkarbons (oberen Siles), manchmal auch des Siles insgesamt, d.h. des Westfal-Stefans. Über deren strukturelle Zugehörigkeit besteht zur Zeit keine einheitliche Meinung.

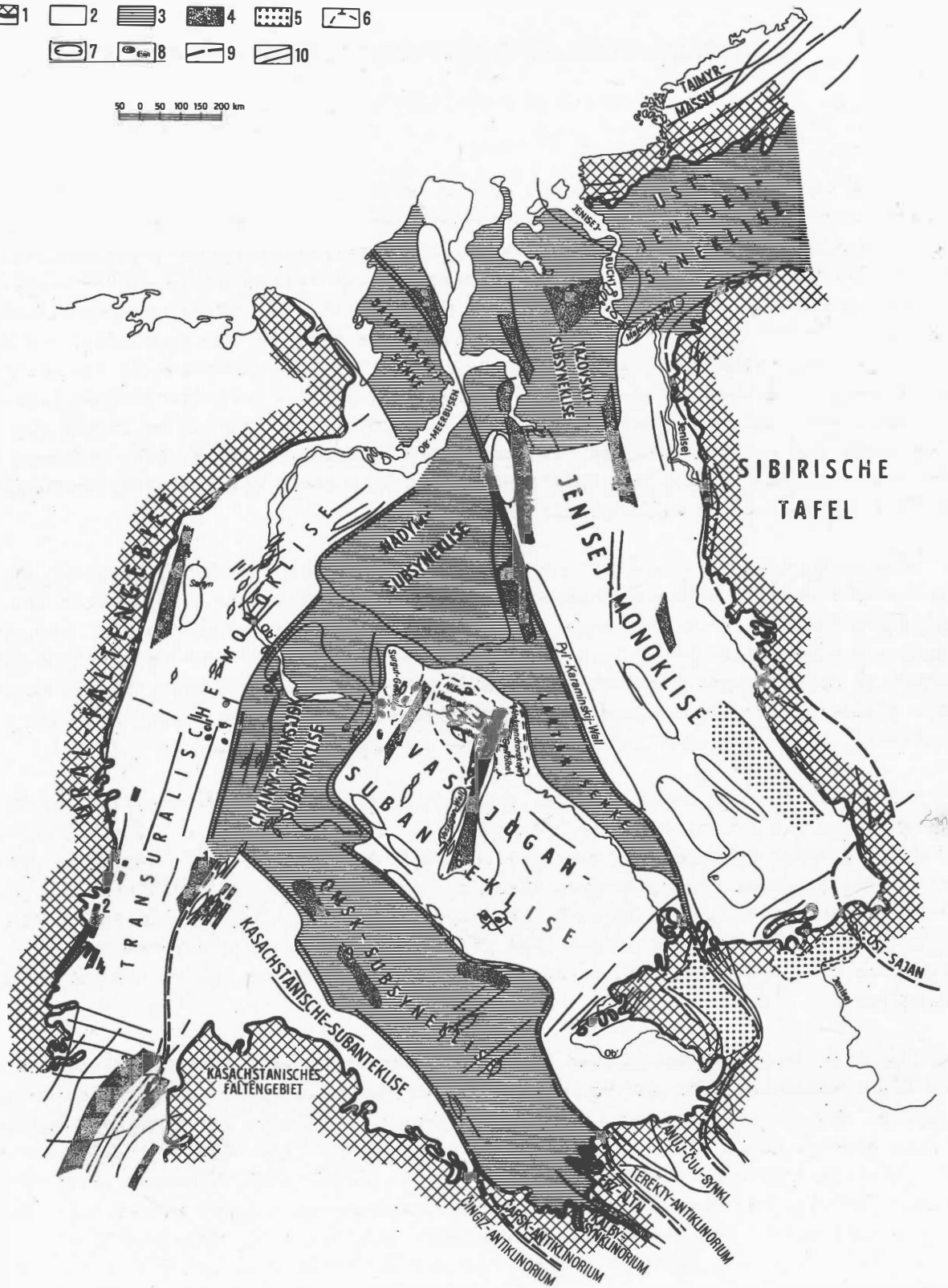
Eine entsprechende Fragestellung ergibt sich hinsichtlich der altersmäßig ähnlichen, wenn auch etwas jüngeren kontinentalen vulkanogen-sedimentären Ablagerungen der Ostaustralischen Platte und des sogenannten "Übergangs"-, "Zwischen"- oder "Prädeckgebirgs"-Komplexes einer Reihe von jungen Platten Eurasiens, darunter auch der Westsibirischen. In diesen Komplex werden die Permo-Trias- und die Rhät-Lias-, bisweilen aber auch ältere Ablagerungen einbezogen, die Molassen sind und die Entwicklung der verschiedenaltrigen geosynklinalen Systeme des Fundamentes abschließen.

STILLE (1951) [9] verwendete zur Kennzeichnung dieses Ablagerungstyps den Begriff "Deckgebirge", wobei er sich davon leiten ließ, daß sie alle nach einer starken alpinotypen Faltung abgelagert wurden. Jedoch meinte er unzweifelhaft, daß diese Bildungen in Mitteleuropa eine besondere Stellung einnehmen, die dem "quasikratonen" Zustand eines Faltengebietes oder dessen frühem Konsolidationsstadium entspricht (STILLE 1940 [8]; "unreife" Tafel nach ZNOSKO 1964 [11]). Diese Bildungen unterscheiden sich im Charakter der Formationen und in den strukturellen Merkmalen vom kratonischen Tafeldeckgebirge.

In diesem Zusammenhang dürften die Schlußfolgerungen von Interesse sein, die sich aus einer vergleichenden Analyse der Entwicklungsgeschichte der sehr großen epipaläozoischen Westsibirischen, der Ostaustralischen und teilweise der Mitteleuropäischen Platte ergeben haben. Zuvor ist jedoch zu bemerken, daß die Entwicklung der Mitteleuropäischen Platte einige besondere Züge trägt. Wahrscheinlich können diese damit erklärt werden, daß sie im Vergleich zur Westsibirischen und zur Ostaustralischen Platte eine andere strukturelle Lage einnimmt. Letztere sind vom alpidischen tektogenetischen Gürtel weit entfernt und blieben vor der Einwirkung der dort ablaufenden intensiven tektonischen Prozesse durch ein Hebungsgebiet des konsolidierten Fundamentes geschützt.

- 1  2  3  4  5  6 
- 7  8  9  10 

50 0 50 100 150 200 km



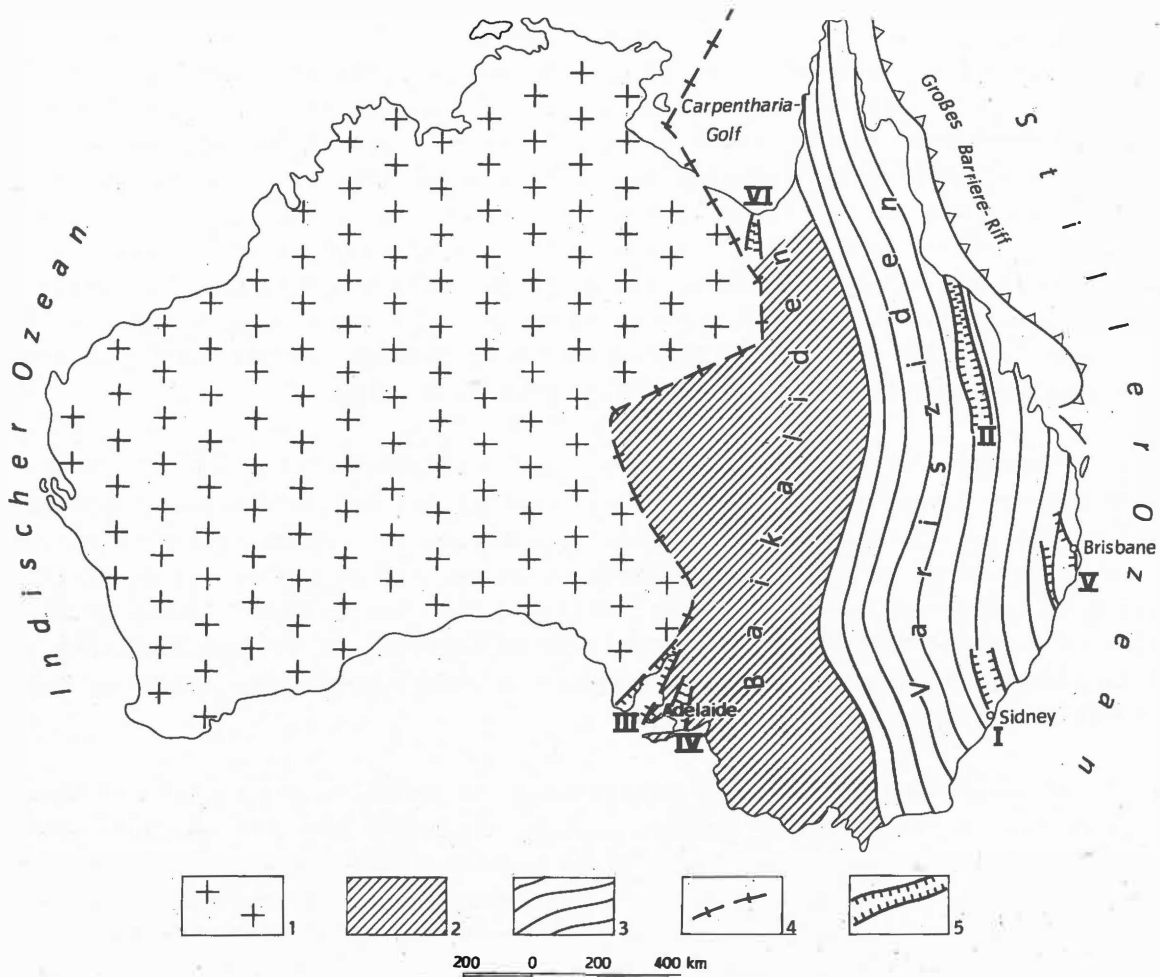


Abb. 2 Bauschema von Ostaustralien ohne Tafeldeckgebirge

1 - alte (archaisch-unterproterozoische) präbaikalische Tafel;
 2 - baikalisches Konsolidationsgebiet; 3 - Gebiet mit paläozoischer
 Faltung; 4 - Brüche; 5 - Taphrosynklinalen mit permischen und trias-
 sischen Ablagerungen; I - Sidney, II - Bowen, III - Spencer,
 IV - Vincent, V - Brisbane, VI - Barketown

Abb. 1 Schema der Hauptstrukturelemente der Westsibirischen Platte

1 - Verbreitungsgrenze des mesozoisch-känozoischen Tafeldeckgebirges;
 2 - positive Strukturformen I. Ordnung; 3 - negative Strukturformen
 I. Ordnung; 4 - grabenförmige Senken (Taphrosynklinalen); 5 - Molassen
 des Endstadiums der Geosynklinalentwicklung; 6 - Strukturformen II. Ord-
 nung; 7 - Strukturformen III. Ordnung; 8 - erdöl-erdgasführende Struktu-
 ren; 9 - Lineamente, Bruchzonen; 10 - Brüche

Unsere Ergebnisse sind: Das gefaltete geosynklinale Fundament der jungen Platten (nicht der Innenmassive, deren Entwicklung anderen Gesetzmäßigkeiten unterworfen ist) ist heterogen, d.h., es besteht aus verschiedenartigen paläozoisch-baikalischen (as-syntischen) Faltenstrukturen. Es versteht sich von selbst, daß in den verschiedenen alten Faltensystemen jeweils Molassen verschiedenen Alters entwickelt sind, von altpaläozoischem in den Baikaliden und von jungpaläozoischem in den Varisziden. Im Stadium der Molassebildung überwiegt der Einfluß des geosynkлинаlen Strukturplanes, welcher bis zur fast vollständigen Peneplainisierung des Faltengebietes erhalten bleibt. Diese "geosynklinale" Etappe umfaßt alle Entwicklungsstadien des gefalteten Fundamentes von der Anlage des Geosynklinaltroges bis zur Bildung der Spätmolassen. Jedoch setzt die Akkumulation von Ablagerungen des Tafeldeckgebirges noch nicht ein.

Nach der Peneplainisierung beginnt innerhalb der "geschützten" Platten, der Westsibirischen und der Ostaustralischen, die Zerstückelung des konsolidierten, heterogenen Gebietes, die von der Anlage hauptsächlich grabenförmiger Senken begleitet wird. Letztere sind an Brüche gebunden, die entweder parallel zum Streichen der geosynkлинаlen Faltenstrukturen verlaufen oder sie schneiden. Die neuangelegten Senken entwickelten sich im gesamten Gebiet der erwähnten Platten ungefähr zu ein und derselben Zeit (am Ende des Perms und in der Trias), unabhängig vom unterschiedlichen Alter der das Fundament bildenden einzelnen Faltenzonen.

Innerhalb der Westsibirischen Platte ändert sich das Konsolidationsalter von baikalisch im Osten bis zu variszisch im Westen, d.h. im uralnahen Teil. Im gesamten Raum vom Jenissei bis zum Ural entstanden ungefähr zu gleicher Zeit, am Ende des Perms und in der Trias, grabenartige Senken (Abb. 1). - Eine ebensolche Gesetzmäßigkeit ist auch im Bereich der Ostaustralischen Platte zu beobachten, wo auf einem baikalisch-paläozoischen Faltenfundament Gräben angelegt wurden, die mit permischen und permotriassischen Ablagerungen gefüllt wurden (Abb. 2).

Es ist wichtig festzustellen, daß die Gesteine, die diese grabenartigen Strukturen ausfüllen, auf der gesamten Platte jünger sind als die Molassen, die die jüngste Faltung des Fundamentes abschließen, im gegebenen Fall die variszische. Damit kennzeichnen sie eine deutlich selbständige, von uns als taphrogen bezeichnete Entwicklungs-etappe von Platten. Die Ablagerungen dieser Etappe werden von effusiv-sedimentären Bildungen vertreten, für die ein in der Hauptsache basischer posttektonischer basaltischer Magmatismus charakteristisch ist. Die Extrusionen des simatischen Magmas erfolgten offensichtlich nach einer Ablösung der Einengungen durch Zerrungen, die die Bildung von Spalten und Gräben hervorriefen. Die sedimentären Schichtenfolgen stellen schwach metamorphe grau- und buntfarbene Siltsteine, Argillite, Gravelite, Tuffe und Konglomerate dar, deren Alter nach Sporen- und Pollenkomplexen bestimmt wird. Die Sedimente wechsellagern mit basischen Laven - Gabbro-Diabas, Basalten, basaltischen Porphyriten und manchmal auch mit Andesiten.

Wie bekannt, ist das Fundament der Mitteleuropäischen Platte ebenfalls heterogen (Abb. 3). Ihm gehören sowohl baikalische als auch verschieden alte paläozoische Faltenstrukturen an. Im gesamten Gebiet dieser Platte sind manchmal lokal, manchmal aber auch auf ausgedehnten Flächen, Ablagerungen des unterpermischen Rotliegenden entwickelt, deren quasikratone oder kratone Stellung umstritten ist. Über diesem Schichtenkomplex

lagert das Tafeldeckgebirge. - Die Entwicklung der grabenartigen Strukturen ist hier während dieses Zeitabschnittes nicht so ausgeprägt wie auf den anderen beiden Platten. Es ist jedoch bezeichnend, daß auch hier die Grenze zwischen dem Fundament und dem Deckgebirge innerhalb des Perms gelegen ist.

Innerhalb der Westsibirischen und der Ostaustralischen Platte setzt nach der taphrogenen Etappe eine allgemeine Absenkung ein, die den Beginn einer marinen Transgression und die Entwicklung eines einheitlichen, in der Hauptsache mesozoisch-känozoischen Tafeldeckgebirges über dem gesamten, in seinen Teilen verschiedenen alten Fundament einleitet. Demzufolge vollzieht sich das Werden der jungen Platten in drei Etappen (s. Tab. 1). Die mit der Epitafelrogenese verbundene vierte Etappe wird von uns nicht betrachtet.

Tab. 1. Entwicklungsetappen und zugehörige Sedimentkomplexe junger Tafeln

Entwicklungsetappen	Ablagerungen
<p>1. <u>Geosynkлинаletappe</u> einschließlich Gebirgsbildung und Ein- ebnung bei Hochlage des Gebietes der Hauptfaltung; Bildung des gefalteten Fundamentes der Platten</p>	<p>1. <u>Molassen</u> (Früh- und Spätmolassen) ver- schiedener Entwicklungsstadien ein- schließlich des Schlußstadiums der Geo- synklinale; Verteilung durch geosynkli- nalen Strukturplan bestimmt (im Aufsatz nicht behandelt)</p>
<p>2. <u>Taphrogene Etappe</u> Zerstückelung des Faltungsgebietes vor Absenkung; gleichzeitig Bildung von Taphrosynklinalen (analoge Etappe auf alten Tafeln durch Aulakogene charakterisiert)</p>	<p>2. <u>Prä-Deckgebirgsablagerungen</u> Molasseähnliche Bildungen; Entstehen in Taphrosynklinalen und Depressionen, die in der Regel die Entwicklung der geosynklinalen Strukturformen nicht fortsetzen</p>
<p>3. <u>Tafeletappe</u> Entwicklung des Tafelstrukturplanes</p>	<p>3. Molassen fehlen; Bildung des Tafeldeck- gebirges</p>
<p>4. <u>Epitafelrogenese</u> Bruchfaltung (tritt nicht überall auf)</p>	<p>4. <u>Epitafelmolassen</u> Entstehung nach Ablagerung des Tafel- deckgebirges</p>

Komplizierter sehen die Entwicklungsbedingungen von Platten aus, die unmittelbar an den alpidischen tektogenetischen Gürtel grenzen und nur wenig von ihm entfernt sind. Diese Platten wurden relativ früh in die Absenkung zu Beginn des Geosynklijalprozesses im benachbarten Gebiet einbezogen. Wahrscheinlich haben aus diesem Grunde die Ablagerungen der zweiten Etappe hier größere Verbreitung und verbergen zugleich ihre strukturellen Besonderheiten. Da die junge Mitteleuropäische Platte im Norden an eine alte Tafel grenzt, charakterisiert die hier breite Entwicklung unterpermischer Molassen vielleicht außerdem das Gebiet der variszischen Randsenke.

Als allgemeinen Zug in der Entstehung junger Platten beliebigen Typs kann man eine Gleichzeitigkeit der Wechsel von Bildungsetappe zu Bildungsetappe feststellen, die im Zeitintervall Perm bis Trias eingetreten sind.

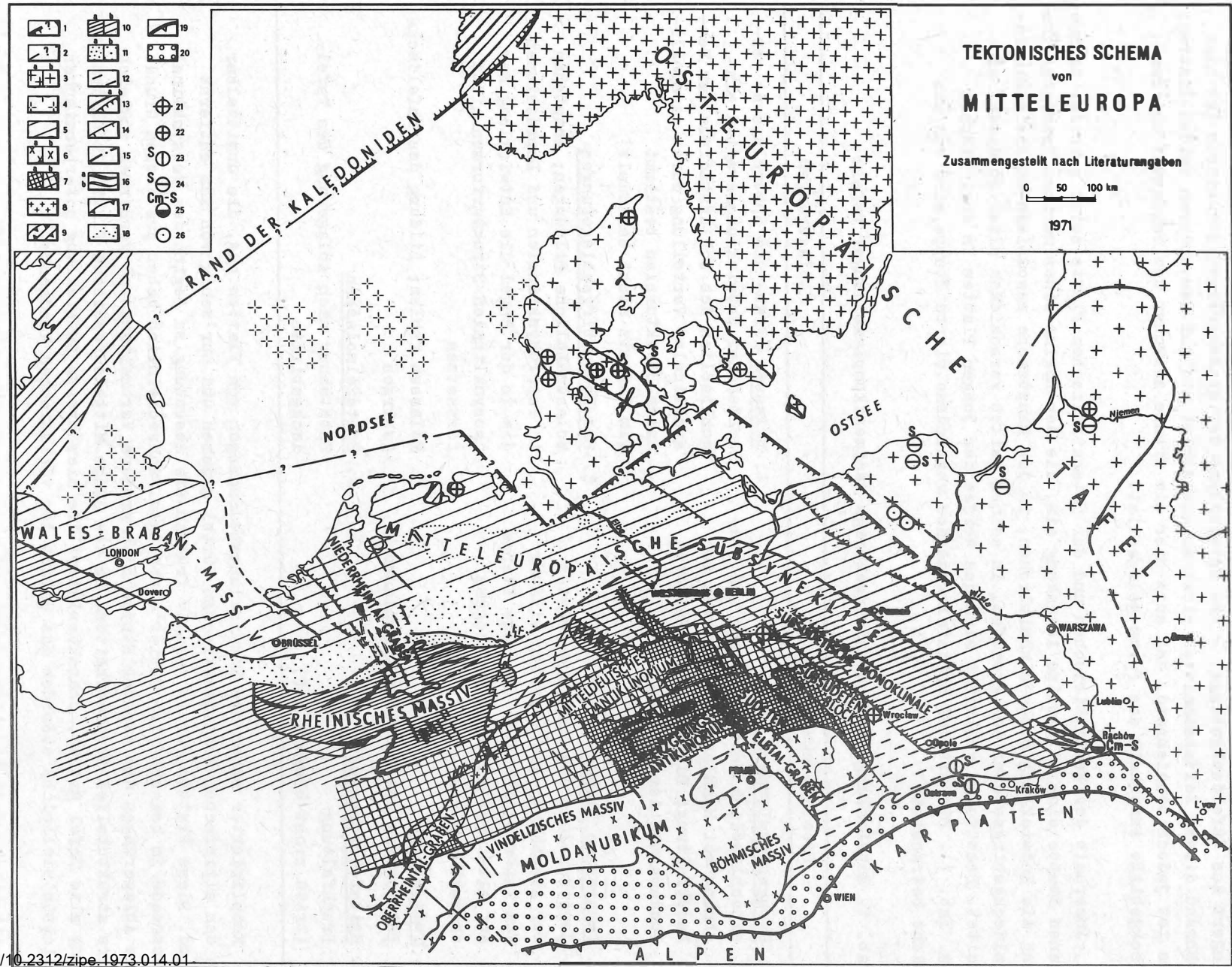


Abb. 3 Tektonisches Schema von Mitteleuropa

1 - vermutete Grenze der Osteuropäischen Tafel; 2 - Grenze des durch dalslandische und baikalische Tektogenese am stärksten überarbeiteten Teiles der alten Tafel; 3 - Fundament der alten Tafel: a - ohne Tafeldeckgebirge, b - mit Tafeldeckgebirge; 4 - präkambrische Stabilgebiete nach geophysikalischen Angaben; 5 - baikalisch und variszisch konsolidiertes Gebiet (ungegliedert)

Gebiet variszischer Konsolidation: 6 - Innenmassive, die durch prävariszische (baikalisch-assyntische, z.T. karelische?) Faltung gebildet wurden: a - ohne Tafeldeckgebirge, b - mit Tafeldeckgebirge; 7 - "saxothuringische" eugeosynklinale Zone und ihre östliche Fortsetzung; a - ausstreichend, b - von Deckgebirge bedeckt; 8 - Ausbisse der "Kristallin-Achse" des Mitteldeutschen Antiklinoriums (von West nach Ost: Odenwald, Spessart, Ruhla, Kyffhäuser, Dessau); 9 - Grenzen von Hebungen und Senken; 10 - "rhenohorzynische" miogeosynklinale Zone und ihre östliche Fortsetzung: a - ohne Deckgebirge, b - mit Deckgebirge; 11 - teilweise anzunehmende Randsenke - "Westfälische Zone" (mit asturischen Bewegungen): a - ohne Deckgebirge, b - mit Deckgebirge; 12 - silesisch-moravische variszische Faltenzone; 13 a - Brüche, b - Stufen; 14 - Brüche rheinischer Richtung; 15 - Brüche parallel zum Faltenstreichen; 16 - Achsen von Faltenstrukturen: a - positiv, b - negativ; 17 - Überschiebung des Brabanter Massivs; 18 - Verbreitungsgrenze des Doggers im Tafeldeckgebirge

Alpidischer Gürtel: 19 - Außengrenze der Alpen und Karpaten; 20 - alpidische Molassesenke

Übrige Zeichen: Bohrungen mit: 21 - gefaltetem Paläozoikum; 22 - präbaikalischem Fundament; 23 - geosynklinalem Silur; 24 - Silur in Tafelentwicklung; 25 - geosynklinalem Kambrium und Silur

Welche Kriterien gibt es für eine Unterscheidung der Bildungen aller drei Etappen innerhalb der Platten vom zweiten Typ? Wie mir scheint, können hierfür die folgenden Merkmale verwendet werden:

1. Die Ablagerungen der zweiten Etappe (taphrogene) sind auf dem gesamten Raum der Platte untereinander gleichaltrig und jünger als die Molassen der asturischen Faltungsphase, die die jüngste für die mitteleuropäischen Varisziden ist.
2. In der Regel können die Bildungen der Prädeckgebirgsetappe diskordant auf verschiedenen alten Zonen des Fundamentes liegen.
3. Charakteristisch ist die Anlage neuer Strukturformen, z.B. von Senken herzynischer Richtung, die gegen Ende des Autuns in Mitteleuropa zu beobachten ist.
4. Eine schwache Metamorphose unterscheidet sie sowohl vom Fundament als auch vom Tafeldeckgebirge.
5. In grabenartigen Senken sind ihnen Faltendeformationen eigen (besonders in den bruchnahen Zonen), die für das Deckgebirge nicht charakteristisch sind.
6. Das Auftreten eines in der Hauptsache basischen epivariszischen finalen Magmatismus.
7. Der subsequente, überwiegend saure Vulkanismus, dessen Maximum gegen Ende des Stefans und im Autun zu beobachten ist, stellt ein Merkmal für das Molassestadium bei Abschluß des geosynklinalen Faltungsprozesses dar.
8. Vielleicht ist es in Mitteleuropa möglich, bis zu einem gewissen Grade geophysikalische Methoden zum Auffinden dieser Bildungen, an die besondere Strukturformen gebunden sind, unter dem Deckgebirge einzusetzen, und zwar auf der Grundlage von unterschiedlichen Laufzeiten der elastischen Wellen im Fundament, im Prätafeldeckgebirge und im Deckgebirge.

Abschließend sei bemerkt, daß der zweiten Etappe in der Entwicklung der Mitteleuropäischen Platte wahrscheinlich die Ablagerungen des oberen Rotliegenden, des Saxons, entsprechen.

Zusammenfassung

In der Entwicklung junger epipaläozoischer Platten kann man drei Etappen unterscheiden: eine geosynklinale, einschließlich des Molassestadiums bei Abschluß der Faltungen, eine taphrogene und eine Tafelstufe. Deshalb sollte man die Ablagerungen des sogenannten "Übergangs"-Komplexes weder zum Fundament noch zum Deckgebirge stellen. Diese Ablagerungen sind an eine selbständige Etappe der Plattenbildung gebunden.

Literatur

- | | | |
|-----|--|---|
| [1] | AUTORENKOLLEKTIV | Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik, Bd. 1.
Berlin: Akademie-Verlag 1968 |
| [2] | BROWN, D.A.;
CAMPBELL, K.S.W.;
CROOK, K.A.W. | The geological evolution of Australia and New Zealand.
Sydney: Pergamon Press 1968 |

- [3] JANŠIN, A.L. Allgemeine Besonderheiten in Bau und Entwicklung junger Tafeln, in: Junge Tafeln, ihre Tektonik und Erdöl-Erdgas-Höflichkeit [Russ.].
Moskva: Nauka 1965
- [4] JUBITZ, K.-B. Zum geologischen Fortschritt im Norddeutschen Flachland.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 12 (1967) 1/2, S. 41-50
- [5] KRYLOV, N.A.; DITMAR, V.M.; LETAVIN, A.I. Zu den Besonderheiten der Übergangskomplexe in den Zonen variszischer und kaledonischer Konsolidation [Russ.].
Izv. Akad. Nauk SSSR Ser. geol. (1964) 5, S. 9-16
- [6] MEYERS, N.A. Carpentaria Basin.
Rep. geol. Surv. Queensland 34 (1969)
- [7] SOBOLEVSKAJA, V.N. Zu den tektonischen Entwicklungsetappen geschützter epipaläozoischer Platten, in: Junge Tafeln, ihre Tektonik und Erdöl-Erdgas-Höflichkeit [Russ.].
Moskva: Nauka 1965
- [8] STILLE, H. Einführung in den Bau Amerikas.
Berlin: Gebr. Borntraeger 1940
- [9] STILLE, H. Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen.
Geol. Jb., Beih. 2 (1951), 138 S.
- [10] SURKOV, V.S. Geotektonische Rayonierung des Fundamentes der Westsibirischen Platte [Russ.].
Sov. Geol. (1968) 8, S. 34-46
- [11] ZNOSKO, J. [E.] Zur Frage nach der südwestlichen Grenze der präkambrischen Tafel Osteuropas [Russ.].
Bjull. mosk. Obšč. Ispyt. Prir. Otd. Geol. 39 (1964) 3, S. 19-33

Zur strukturellen Stellung des Magmatismus der Subsequenzperiode
im DDR-Anteil der mitteleuropäischen Varisziden

Von REINHARD BENEK, GERHARD RÖLLIG, Berlin,
FRANK EIGENFELD & MAX SCHWAB, Halle/S.¹⁾

1. Einleitung

Im Jahre 1950 hat STILLE [17] seine Vorstellungen über den subsequenten Magmatismus (Vulkanismus) ausführlich dargelegt. Er wird als von sialischer Art, überwiegend lithogener Abkunft und vulkanischer Erscheinungsform sowie nach der alpinotypen Hauptorogenese eintretend charakterisiert. Die Zeit seiner Wirksamkeit bezeichnet STILLE als Subsequenzperiode, in der nur unter bestimmten Voraussetzungen (sog. Zweitertektonik) ein subsequenter Plutonismus möglich sein soll.

Damit wird das Problem eines Zusammenhangs zwischen dem spätrogenen Anteil des synrogenen und dem subsequenten Magmatismus, zwischen Plutonismus und Vulkanismus berührt. STILLE ordnet beiden stofflich verwandten, aber nach Bildungsbedingungen und -mechanismus unterschiedlichen Erscheinungsformen auch eine zeitliche Eigenständigkeit zu, die mit ihrer verschiedenen Position im geotektonischen Zyklus in Zusammenhang gebracht wird (orogenetisches bzw. quasikratonisches Stadium). Dieser Aufeinanderfolge von Plutonismus und Vulkanismus haben u.a. BEDERKE (1948, 1959) [9, 10] und WEYL (1948, 1967) [127, 128] widersprochen und für eine enge zeitliche sowie genetische Verknüpfung beider plädiert.

Die Subsequenzperiode entspricht etwa dem Molassestadium und ist, bezogen auf die mitteleuropäischen Varisziden, als relativ kurze Übergangsetappe zwischen dem Geosynklinal- und dem Tafelstadium zu betrachten. Die zahlreichen plutonischen Körper und vulkanischen Vorkommen im Südtteil der DDR erlauben Schlußfolgerungen zu den regional differenzierten strukturellen Beziehungen der spätrogenen (postkinematischen) und subsequenten Magmatite untereinander und zum variszischen Unterbau.

Für die Beurteilung insbesondere der strukturellen Stellung der Magmatite können stoffliche, tektonische, geophysikalische, räumliche und zeitliche Kriterien herangezogen werden. Die stofflichen Assoziationen spiegeln Tiefenprozesse wider und können genetische Anhaltspunkte über die Zuordnung bzw. Gruppierung der Magmatitvorkommen liefern. Ihre Verteilung im Raum und die Verknüpfung mit tektonischen Strukturen ermöglichen Rückschlüsse auf tiefreichende Dislokationen bzw. die Felderung der oberen Kruste und geben Aufschluß über Ort und Mechanismus der Platznahme. Für die Beurteilung der räumlichen Anordnung und insbesondere auch der Tiefenfortsetzung magmatischer

¹⁾ Dr. R. BENEK, Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde

Dr. G. RÖLLIG, Zentrales Geologisches Institut Berlin

Dipl.-Geol. F. EIGENFELD und Dr. habil. M. SCHWAB, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Sektion Geographie, Fachbereich Geologie

Körper sind geophysikalische Untersuchungsergebnisse wichtig. Mit Hilfe relativer bzw. absoluter Altersangaben der Magmatite können die Bewegungen der Schmelzen im oberen Krustenbereich und zugeordnete tektonische Prozesse im Sinne eines Ablaufschemas erdgeschichtlicher Vorgänge interpretiert werden.

In den nachfolgenden Abschnitten werden die spätrogenen (postkinematischen) und subsequenten Magmatitkomplexe im Südteil der DDR insbesondere im Hinblick auf strukturelle und genetische Aspekte dargestellt, ohne daß absolute Vollständigkeit angestrebt wird. Dabei stehen die Plutone am Anfang; es folgen Gebiete, in denen plutonische und vulkanische Körper etwa gleichmäßig vertreten sind, während die Vulkanitkomplexe zuletzt behandelt werden.

2. Plutonische Körper

Südlich der mitteldeutschen Hauptlinie verteilen sich die postkinematischen Plutone (MÖBUS 1967 [717]) vornehmlich auf bestimmte Gebiete. Dazu gehören der Harz, das Erzgebirge, die Elbtalzone und Nordsachsen. Diese Granitoide sind von den durch tektonogenetische Vorgänge noch beeinflussten Körpern deutlich zu trennen. Allerdings ist eine entsprechende Zuordnung in schlecht aufgeschlossenen Gebieten (Nordsachsen) bzw. bei langanhaltender Intrusionsdauer (Elbtalzone) teilweise problematisch. Auf die Zusammengehörigkeit einzelner Granitoidmassive zu regionalen Tiefenkörpern wurde verschiedentlich, insbesondere von WATZNAUER (1954, 1960) [24, 125], hingewiesen. Sie werden hier dementsprechend als größere komplexe Einheiten behandelt.

2.1. Erzgebirgischer Tiefenkörper

Die erste Darstellung der Granitverbreitung im Untergrund des sächsischen Erzgebirges hat WATZNAUER 1954 [24] gegeben. Sie ist in ihren Grundzügen bis heute gültig. Eine Präzisierung dieser Vorstellungen ist in der Granitoberflächenkarte von TISCHENDORF u.a. (1965) [19] erfolgt, die damit verbunden eine beschreibende terminologische Gliederung des granitoiden Tiefenkörpers in drei Teilplutone und eine Reihe von Apikalintrusionen (etwa den Plutonen I. bis III. Ordnung von CLOOS 1928 [23] entsprechend) vornehmen.

Der Tiefenkörper folgt in seiner Gesamtausdehnung dem Erzgebirgsanteil der NE—SW verlaufenden Fichtelgebirgisch-erzgebirgischen Antiklinalzone, d.h. einem strukturellen Großelement des variszischen Orogens. Eine etwa analog streichende innere Zone bildet der Gürtel der Zinngranite (SCHUST 1968 [104]), so daß von einer Flankierung der jüngeren Erzgebirgsgranite durch die älteren Gebirgsgranite im heutigen Anschnittsniveau gesprochen werden kann. Bei den Konturen, Isobathen, Achsen und der Anordnung der Teilplutone bzw. Apikalintrusionen dominiert die herzynische (NW—SE-) Richtung. N—S- und E—W-Orientierung tritt dagegen zurück.

Auffallend ist die relative Einheitlichkeit der Granitoide des Erzgebirgsplutons nach ihrem Modalbestand - fast ausschließlich Monzogranite (Adamellite) -, die aber

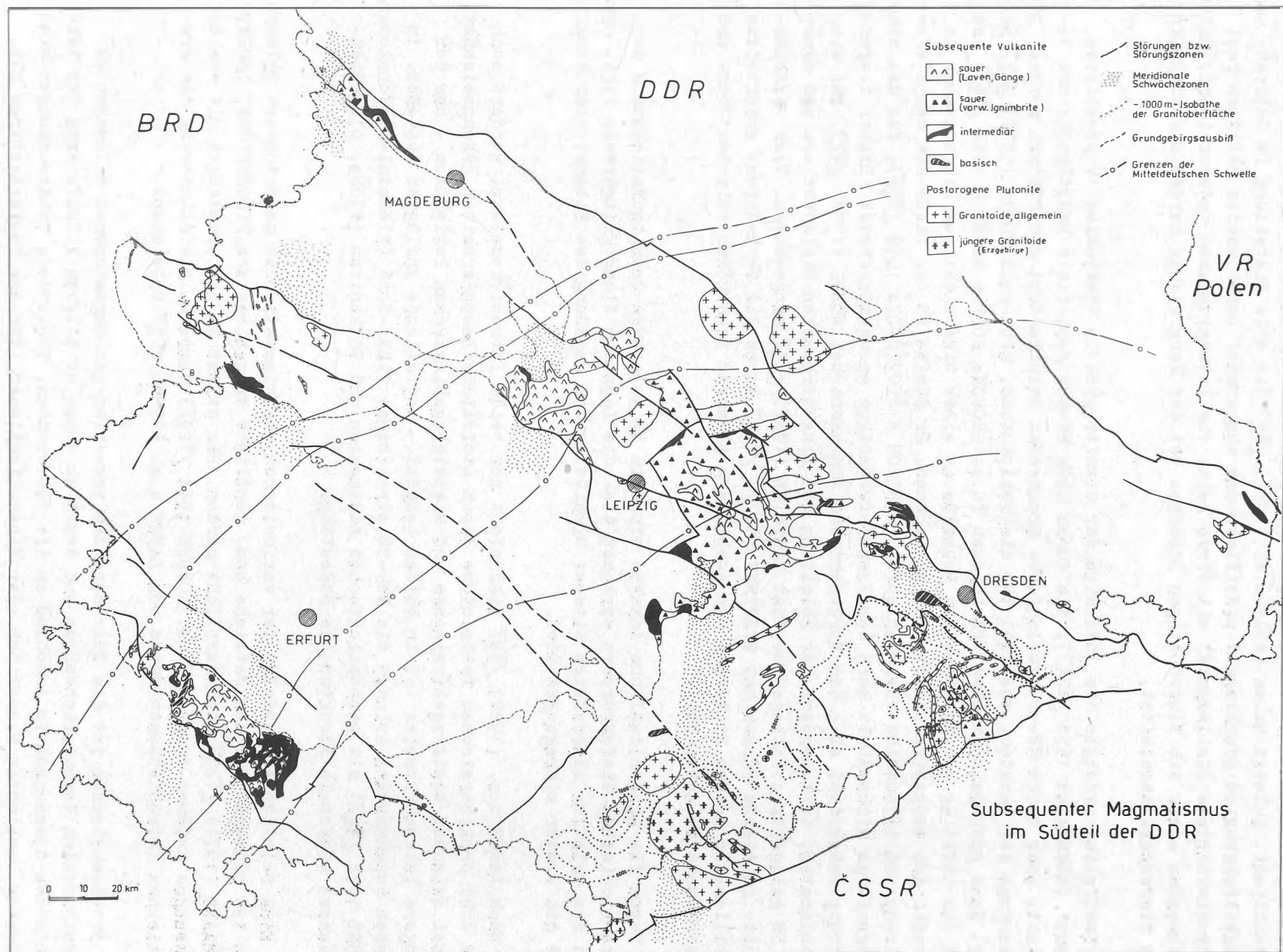


Abb. 1 Subsequenter Magmatismus im Südtteil der DDR

eine Gliederung nach geologischen, petrographischen und geochemischen Kriterien nicht ausschließt. Zuletzt haben LANGE u.a. (1972) [59] die alte Einteilung in Gebirgs- und Erzgebirgsgranite grundlegend präzisiert und ausgebaut. Dabei werden zeitlich zwei Intrusivkomplexe (Teilmagmen) mit einer Reihe von Intrusivphasen unterschieden. Beide Teilmagmen sowie die fluorhaltigen Lösungen bei der Vergreisung werden aus einem großen Tiefenherd abgeleitet.

Zweifellos erfolgte die Intrusion der Granitphasen in "tektonisch vorbestimmte Räume" (WATZNAUER 1954 [124]), die durch etwa NE—SW gerichtete Hauptbruchzonen bestimmt, aber durch NW—SE verlaufende Bruchzonen entscheidend modifiziert wurden. Die Bedeutung der letzten, speziell für die Teilplutone, hebt auch HÖSEL (1972) [42] hervor. Nach geophysikalischen Ergebnissen (u.a. GROSSE, KOPF & SONNTAG 1961 [36]) ist mit dem Aufstieg der granitischen Schmelze an einer tiefreichenden Störungszone im Bereich des Erzgebirgsrandbruches zu rechnen. Er dürfte in der Tiefe mit der Tiefenstörung von Litoměřice zusammenlaufen (RÖHLICH & ŠTOVÍČKOVÁ 1968 [91]), für die eine langzeitige Wirksamkeit seit dem Jungproterozoikum nachgewiesen ist. Dieser Tiefenstörung entspricht etwa das Nordböhmische Lineament bei HÖSEL (1972) [42]. Auf die Problematik, insbesondere der Ableitung des Erzgebirgischen Tiefenkörpers aus einer im SE gelegenen Aufstiegszone, hat BANKWITZ (1967) [7] hingewiesen. Neue Gesichtspunkte zu diesen Fragen hat STETTNER (1971) [115] durch die Verknüpfung granitoider Mobilisation großen Stils mit der Ausbildung planarer Scherzonen zwischen Ober- und Unterkruste beigebracht.

Gegen die ausschließliche Annahme einer im SE gelegenen Granitaufstiegszone des Erzgebirgischen Tiefenkörpers sprechen u.a. die Lage des Zinngranitgürtels (vgl. oben) und die relative Altersfolge älterer Granite in der Umgebung des Eibenstocker Massivs, auf die später eingegangen wird.

Nach LANGE u.a. (1972) [59] sind nicht nur beide Intrusivkomplexe, sondern auch die drei erzgebirgischen Teilplutone durch stoffliche Besonderheiten gekennzeichnet, wobei zwischen Westerzgebirgischem und Mittelerzgebirgischem Teilpluton - nur der jüngere Intrusivkomplex ist in beiden bekannt - auffallende Analogien bestehen. In diesem Zusammenhang erlangt die NW—SE streichende Flöha-Zone (Flöhatal-Tiefenstörung, HÖSEL 1972 [42]) mit permosilesischen Sedimenten und Vulkaniten (Flöha, Olbernhau, Brandov) regionale strukturelle Bedeutung.

Eine relative Altersfolge der variszischen postkinematischen magmatogenen Bildungen ist getrennt für das östliche bzw. westliche Erzgebirge von TISCHENDORF, LÄCHELT & HAAKE (1971) [120] veröffentlicht worden. Sie stimmt in den Grundzügen mit den Auffassungen anderer Autoren (z.B. ZOUBEK 1964 [129]) überein. Die Gliederung der granitischen Intrusivphasen wurde von LANGE u.a. (1972) [59] präzisiert.

Problematischer ist die Zuordnung der verschiedenen magmatogenen Bildungen zu strukturellen Vorzugsrichtungen und damit zu einem zeitlichen Ablaufschema der tektonischen Spannungen im Anschluß an die Tektogenese. Vorhandene Untersuchungen sind entweder bestimmten Magmatiten oder Mineralisationen (für das Westerzgebirge z.B. AČEJEV & HARLASS 1968 [1]; SCHUST 1972 [105]) oder einer generellen großregionalen

Betrachtung (z.B. CHRT u.a. 1968 [22]; RÖHLICH & ŠTOVIČKOVÁ 1968 [91]; STETTNER 1971 [115]; HÖSEL 1972 [42]) gewidmet. Nach diesen Arbeiten besetzen im Saxothuringikum die Störungen in erster Linie die NW-, untergeordnet die ENE- und die meridionale Richtung. Bei den verschiedenen Mineralgängen dominieren grundsätzlich die gleichen Richtungen. Das Streichen der Gesteinsgänge hat im Erzgebirge und Vogtland nach SCHUST (1968) [104] für die sauren Ganggesteine (Porphyre i.w.S., Mikrogranite, Syenite) bei ENE ein ausgeprägtes Maximum, bei NW ist ein Nebenmaximum angedeutet. Für die basischen Gänge (Lamprophyre, Porphyrite) liegt das Hauptmaximum in NW-Richtung, Nebenmaxima liegen bei NE—SW, aber auch bei N—S. Die Altersverhältnisse der Gänge im einzelnen werden nicht berücksichtigt, für die Mehrzahl wird zeitlich eine Platznahme zwischen jüngerem Granitkomplex und dem Hauptteil der Sn-W-Mineralisation angenommen.

Für das West erzgebirge wurden in Tab. 1 die Beziehungen zwischen magmatischen Bildungen und aktiven tektonischen Richtungen dargestellt. Es ist ein Versuch, der keinen Anspruch auf Vollständigkeit erhebt. Im mittleren Erzgebirge reichen die wenigen angeschnittenen Magmatite für einen derartigen Versuch nicht aus; Plutonite und Vulkanite des Osterzgebirges werden in einem anderen Abschnitt (3.1.) gemeinsam behandelt. In Tab. 1 sind nur die magmatischen Bildungen angeführt, die eine Zuordnung zu tektonischen Vorzugsrichtungen erlauben. Ihre relative Altersfolge entspricht im wesentlichen TISCHENDORF, LÄCHELT & HAAKE (1971) [120], LANGE u.a. (1972) [59] und SCHUST (1968) [104]. Die Einteilung in silesische und rotliegende Granitintrusionen (vgl. HERRMANN 1967 [40]) ist nur als Anhaltspunkt zu werten.

Auffallend ist, daß nur zwei tektonische Richtungsgruppen (herzynisch bis eggisch und erzgebirgisch bis E—W) eine entscheidende und bestimmende Rolle spielen. Andere Richtungen kommen insbesondere bei den Gängen vor, sind aber nicht signifikant. Beide Richtungsgruppen sind zu verschiedenen Zeiten aktiv, mit Vorbehalt kann von einem Alternieren gesprochen werden.

Bemerkenswert ist, daß auch Granite des älteren Intrusivkomplexes der NW-Richtung folgen (Granitstöcke bei Aue - Schwarzenberg), die später durch die Intrusion des Massivs von Eibenstock - Nejdok betont wird. Diese Granite werden, wie von anderen Autoren, mit einer großen herzynisch streichenden Bruchlinie in Verbindung gebracht, die sich vom Kristallin der Böhmisches Masse bis in das Deckgebirge Thüringens abzeichnet, d.h. über mehr als 300 km und in unterschiedlichen Strukturstockwerken. Ihre Deutung und Benennung ist nicht einheitlich (KÖLBEL 1954 [56]: Harz-Sigmoide; CHRT u.a. 1968 [22]: Gera-České Budějovice-Lineament; RÖHLICH & ŠTOVIČKOVÁ 1968 [91], STETTNER 1971 [115], HÖSEL 1972 [42]: Tiefenstörung von Jachymov).

Dem Eibenstocker Massiv ist im NW der Kirchberger Granit vorgelagert, dessen strukturelle Beziehungen zum west erzgebirgischen Teilpluton problematisch sind. Zusammen mit dem Bergener Granit liegt er auf einer erzgebirgisch orientierten Linie, die durch das Schwereminimum von Zschocken (GROSSE, OELSNER & BREMER 1961 [37]) nach NE fortgesetzt werden kann. Auf enge Verbindungen zwischen den Massiven von Bergen und Kirchberg - beide gehören zum Älteren Intrusivkomplex - haben auch WATZNAUER (1960) [125] sowie TISCHENDORF u.a. (1965) [119] hingewiesen. Es ist naheliegend, daß die genannten Massive einer NE—SW streichenden Bruchlinie aufsitzen, die von WATZNAUER

Tab. 1. Die Beziehungen einiger magmatischer Bildungen des Westerzgebirges zu aktiven tektonischen Richtungen

	Magmatische Bildungen	Tektonische Richtungen (Nebenrichtungen)	Literatur	
(Rotliegendes)	West- erzgebirge	Quarz-Kassiterit-Gänge	} SCHUST 1972	
		Quarz-Wolframit-Gänge		
	Granitmassiv Eibenstock - NejdeK	Quarzgänge	ENE-WSW (NNW-SSE)	SCHUST 1966
		Lamprophyrgänge, jüngere	NE-SW	} BAUMANN & GORNY 1964
		Lamprophyrgänge, ältere	NW-SE	
		Lamprophyrgänge, insgesamt	E NW-SE (ENE-WSW)	} SCHUST 1966
		Porphy-, Mikrogranitgänge, insges.		
		Granitporphyrgang	NE-SW	BAUMANN & GORNY 1964
		Granit Typ Blauenthal	NW-SE	SCHUST 1968
		Granit Typ Eibenstock, Feldspatregel.	NW-SE	} SCHUST 1966
Granitmassiv Eibenstock - NejdeK, Intrusion	nach NW			
??	Quarzporphyre (Schneckenstein)	ENE-WSW (NW-SE)	geol. Karten	
(Silies)	Granitmassiv Bergen, Lamprophyrgang	NNW-SSE	SCHÜTZEL & KUTSCHKE 1964	
	Granitmassiv Kirchberg, Aplit-, Porphyrit- gänge	NW-SE, NNW-SSE	PAECH 1967, geol. Karten	
	Granitmassiv Bergen	NE-SW	} geol. Karten	
	Granitmassiv Kirchberg	NE-SW		
	Granitstöcke Aue, Schlema	NW-SE		

(1964) [126] als Zentralsächsisches Lineament bezeichnet wird. Sie würden damit nicht mehr zum erzgebirgischen Tiefenkörper gehören, was insbesondere für den Kirchberger Granit fraglich ist.

Die Platznahme der postkinematischen variszischen magmatischen Bildungen wird im Erzgebirge vorzugsweise durch erzgebirgisch und herzynisch streichende tektonische Elemente bestimmt. Das gilt, differenziert, für Verteilung, Zeit und Dimension. Im Osterzgebirge hat auch die meridionale Richtung ausschlaggebende Bedeutung, die in anderen Gebieten, wie die E—W-Richtung, zurücktritt.

Das für den postkinematischen Magmatismus wichtige Rupturenpaar mit NW—SE- und NE—SW-Elementen hat seine Entsprechung im Erzgebirgskristallin. Auch dort besteht ein Bedeutungswechsel beider Richtungen in Raum und Zeit, wobei das NW—SE verlaufende, den Innenbau beherrschende, parakristalline Lineargefüge von BEHR (1971) [147] mit einem $b \perp b'$ -Pendeln der Querdehnung in Verbindung gebracht wird. HÖSEL (1972) [42] weist darauf hin, daß das b-Lineargefüge im Grundgebirgsstockwerk NW—SE und im Schiefergebirgsstockwerk vorherrschend NE—SW verläuft.

Außerdem dürfte die Ausbildung ringförmiger Großstrukturen im Erzgebirgskristallin (BEHR 1969 [137]) die bestimmende Wirksamkeit der o.g. vorherrschenden aktiven Bruchrichtungen bei der Intrusion der postorogenen plutonischen Körper beeinflusst haben. Als entsprechende Hinweise sind die ringartigen Granitstrukturen von Annaberg - Ehrenfriedersdorf und im Freiburger Lagerstättenrevier (TISCHENDORF u.a. 1965 [119]) sowie das Gebiet von Altenberg (vgl. Abschnitt 3.1.) zu betrachten. Im Westerzgebirge wird eine ähnliche Tendenz durch die periphere Lage der Granite des Älteren Intrusivkomplexes zum Eibenstock-Nejdekter Massiv (Jüngerer Intrusivkomplex) angedeutet. Dabei besteht eine relative Altersfolge der älteren Granite (BRÄUER 1970 [187]), ausgehend von einem fiktiven Kreuzungspunkt zweier Bruchzonen, von Kirchberg nach Bergen (in SW-Richtung) und von Aue nach Schwarzenberg (in SE-Richtung).

Die relativen Altersangaben über den Ablauf der plutonischen Vorgänge können auch im Erzgebirge mit Sicherheit nur für Teilgebiete gelten, da keine Gleichzeitigkeit für das Gesamtgebiet vorausgesetzt werden kann. Aber auch radiometrische Altersbestimmungen haben bisher keine präzisere Datierung oder Korrelation ermöglicht, ja sie sind mit den gegenwärtigen geologischen Auffassungen nicht zu vereinbaren (TISCHENDORF, LÄCHELT & HAAKE 1971 [120]). Bemerkenswert ist aber die Feststellung der genannten Autoren, daß die Granite des Osterzgebirgischen Teilplutons im ganzen gesehen etwas älter sind als die des Westerzgebirgischen Teilplutons. Die gleiche Entwicklungstendenz ist im Erzgebirgischen Becken vorhanden. Die Sedimentation beginnt im NE mit den Hainichener Schichten im höchsten Visé und setzt sich mit Unterbrechungen in SW-Richtung und zeitlich bis ins Saxon fort (PIETZSCH 1962 [87]). Die größte Mächtigkeit (Absenkung) wird im Westteil des Erzgebirgischen Beckens erreicht, d.h. in der Nachbarschaft der im Hinblick auf das Metamorphosestockwerk besonders hoch aufgestiegenen westerzgebirgischen Granitoide des Tiefenkörpers. Dementsprechend weisen die Achsen des Erzgebirgischen Beckens und des Erzgebirgsplutons ein gegenläufiges Abtauchen (nach SW bzw. NE) auf. Das Fortschreiten magmatotektonischer Impulse von E nach W ist unverkennbar, als Ausgangsgebiet wird das Elbelineament betrachtet.

2.2. Granitoide im Thüringer Schiefergebirge

Das Vorkommen ausgedehnter granitischer Tiefenkörper im südthüringischen Raum hat WATZNAUER (1954, 1960) [124, 125] angenommen und für die einzelnen Intrusivkörper ähnliche Verhältnisse wie im Erzgebirge postuliert. Dagegen wandten sich auf Grund geophysikalischer Ergebnisse GROSSE, OELSNER & BREMER (1961) [37]. Mit der Verbreitung von postkinematischen plutonischen Körpern im Thüringer Schiefergebirge haben sich MEINEL (1962) [64] und REH (1962) [88] auseinandergesetzt, der auch eine Übersichtskarte veröffentlichte. Allerdings sind die meisten Körper verdeckt und die wenigen Granitausbisse sehr klein.

Die NW-Richtung ist besonders ausgeprägt und wird vor allem durch die sog. Thüringer Granitlinie mit einer Reihe kleiner Granitstöcke (Helmsgrün, Sornitztal, Henneberg, Leutenberg, Hirzbach, Döhlen) repräsentiert. Die Gesteine haben granodioritische bis dioritische Zusammensetzung und werden als Spaltenintrusionen auf dem herzynisch streichenden Störungssystem der Frankenwälder Querzone aufgefaßt (MEINEL 1962 [64]). Überwiegend NW—SE verlaufen auch meist dioritische Gänge innerhalb und außerhalb der kleinen Granitoidkörper. Im Bereich der Frankenwälder Querzone treten ferner herzynisch streichende Dolerit- und Quarzporphyrgänge auf.

Der Granitlinie sitzt ebenfalls der größere ausgesprochen saure Sparnberger Granit auf, von dem nur der Kontakthof angeschnitten ist. Seine Verbreitung läßt im Gegensatz zu den o.g. kleinen Intrusivkörpern auch die erzgebirgische Richtung erkennen. Die zahlreichen Eisenspatgänge im Bereich des Sparnberger Granitrückens zeigen wiederum hauptsächlich herzynisches Streichen.

Ganz offensichtlich sind für die magmatischen Bildungen im Thüringer Schiefergebirge NW—SE verlaufende tektonische Elemente bestimmend. MEINEL (1962) [64] schließt an die Granitlinie auch den Intrusivkörper von Eichigt an und vermutet einen weiteren Granitrücken, der sich von Kirchberg in Richtung Auma erstreckt. Magmatische Ganggesteine kommen außer in der Frankenwälder Querzone, wenn auch seltener, in den Querzonen von Schleiz - Mühltroff und Greiz vor. Ein analoges Bild zeigt die Übersichtskarte verdeckter jungvariszischer Granite von REH (1962) [88], in der daneben auch mögliche NE—SW streichende Granitrücken dargestellt sind. Der Intrusivkörper von Sparnberg ist am Kreuzungspunkt der Frankenwälder Querzone mit der Südostflanke des Bergaer Sattels aufgedrungen.

Für eine relative Zeitfolge der mit aktiven tektonischen Richtungen verbundenen magmatischen Intrusiva gibt es kaum Anhaltspunkte, zudem ist fast ausschließlich die herzynische Richtung besetzt (vgl. o. Granitstöcke und Gänge). Der Vermutung von MEINEL (1962) [64], daß die plutonischen Körper vom Typ Sparnberg den spätorogenen Magmenbewegungen angehören, die kleinen stockartigen Spaltenintrusionen aber schon zum Rotliegendemagmatismus überleiten, stehen die Ergebnisse von BRÄUER (1970) [18] gegenüber. Danach bestehen bei den Spurenelementgehalten Analogien zwischen Henneberg-Granit und dem Älteren sowie zwischen Sparnberger Granit und dem Jüngeren Intrusivkomplex des Erzgebirges.

2.3. Plutonite der Mitteldeutschen Schwelle

Am Aufbau der Mitteldeutschen Schwelle haben kristalline Gesteine einen wesentlichen Anteil (MÖBUS 1968 [72]). Sie treten nur in kleinen Bereichen an die Oberfläche (NEUMANN 1966, 1971 [79, 80]), sind an anderen Stellen aber erbohrt worden (ERZBERGER u.a. 1962 [29]; BEHR 1966 [11]). Der gegenwärtig bekannte Prozentsatz an sicheren postkinematischen Granitoiden ist gering.

Im Gebiet des Ruhlaer Kristallins ist nach NEUMANN (1971) [80] der Granit von Ruhla entlang einer rheinisch streichenden Fuge an der Westflanke des Altkristallins intrudiert. Zu ihm wird von BEHR (1966) [11] auch der südlich Gotha erbohrt Granit gerechnet.

Im nordöstlichen Fortstreichen der Mitteldeutschen Schwelle sind postkinematische Granitoide überwiegend granodioritischer Zusammensetzung erst wieder im nordsächsischen Raum durch Bohrungen angetroffen worden (HOHL 1955 [43]). Der Granodiorit von Leipzig-Lößnig wird von MÜLLER (1964) [76] als echt plutonisch und postorogen angesehen, während die Genese des Granodiorits von Leipzig-Mockau noch unklar ist. Im Bereich der Delitzscher Magnetanomalie trafen drei Bohrungen granodioritisches und eine Bohrung granitisches Gestein an (zitiert bei EISSMANN 1970 [26]), die Hauptanomalie verläuft in NW—SE-, Nebenäste auch in NE—SW-Richtung (ADLER & CHRISTOPH 1964 [2]).

Der Granodiorit von Pretzsch ist nach GOTTESMANN & KNOTH (1966) [35] einaktiger magmatischer Entstehung, d.h. als postkinematisch zu betrachten. Für die benachbarten Gesteine des Kristallinkomplexes von Bad Schmiedeberg ist ein höheres Alter wahrscheinlich. Bei Wildschütz wurde Granit (NÜNDEL, zitiert bei EISSMANN 1970 [26]) erbohrt (Beckwitzer Massiv) und in der Dahleiner Heide syenitische und dioritische Gesteine (GOTTESMANN, KAEMMEL, zitiert bei EISSMANN 1970 [26]), die mit dem Meißener Massiv in Verbindung gebracht werden.

Das Alter der Plutonite im nordsächsischen Raum ist nur schwer einzuengen, bei einer Einstufung sind alle Möglichkeiten von spätassyntisch bis postorogen-variszisch (MÜLLER 1964 [76]) erwogen worden. Kontaktmetamorphe Veränderungen des Unter- und Mittelkambriums durch den Delitzscher Granodiorit (MEISSNER 1970 [66]) lassen auf variszisches Alter schließen. Dafür spricht auch eine physikalische Altersbestimmung aus dem Gestein der Bohrung Wolteritz 1/61, die 314 ± 10 Mill. Jahre ergeben hat (EISSMANN 1970 [26]). Auf einen zeitlichen Hiatus zwischen Regionalmetamorphiten und jüngeren Intrusionen, bei nur geringem Aufstiegsweg, weist MEINEL (1971) [65] hin. Entsprechend ihrer vorwiegenden ENE-Erstreckung können die Granitoidmassive als Längsplutone aufgefaßt werden.

2.4. Plutonite in der Elbtalzone

Die Elbtalzone ist ein Teilabschnitt des Elbelineamentes und liegt im Grenzbereich unterschiedlicher Grundgebirgseinheiten. Sie war zu den verschiedensten Zeiten aktiv, insbesondere auch während der variszischen Tektogenese (MÖBUS 1966 [70]). Am Aufbau der Elbtalzone sind magmatische Gesteine in starkem Maße beteiligt. Zu den postkine-

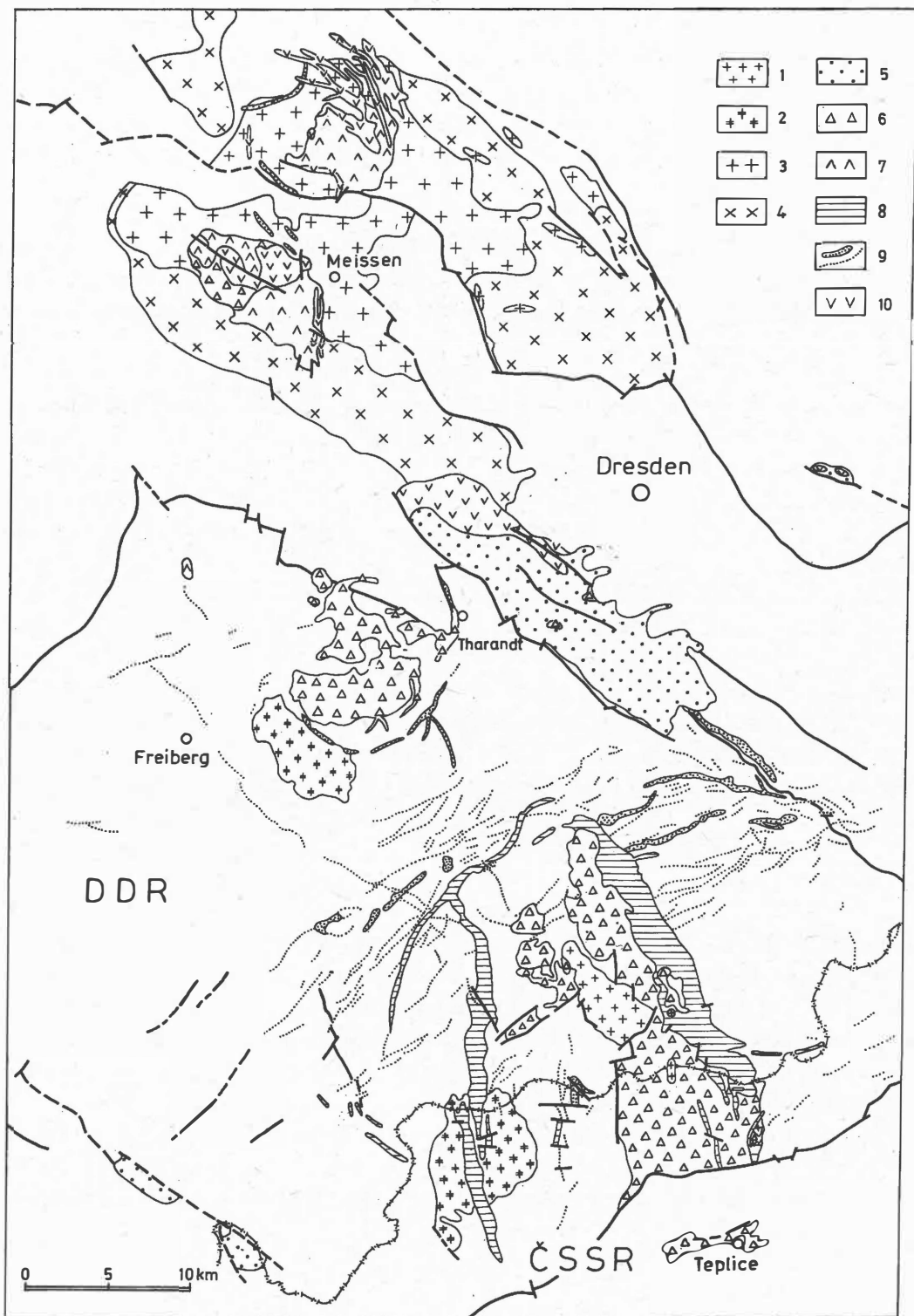


Abb. 2 Die Magmatite der Subsequenzperiode in der Elbtalzone und im Osterzgebirge (zusammengestellt nach PÄLCHEN 1968 [83], PIETZSCH 1962 [87], TRÖGER, BEHR & REICHEL 1969 [121] sowie den geolog. Spezialkarten)

1 - Erzgebirgsgranite; 2 - Gebirgsgranite; 3 u. 4 - Meißener Massiv, Granite u. Granodiorite (3), Syenodiorite (4); 5 - Sedimente des Autun; 6 - Ignimbrite; 7 - rhyolitische Laven; 8 - Granitporphyre im Osterzgebirge; 9 - rhyolithische Gänge; 10 - intermediäre u. basische Vulkanite

matischen variszischen Plutoniten gehören Teile des Meißener Massivs und der Markersbacher Granit; im weiteren Sinne auch der Granit von Stolpen.

Das Meißener Massiv (PFEIFFER 1964 [86]; BEHR 1968 [127]) ist ein linsenartiger komplexer Pluton, der sich nach Stoffbestand und Beanspruchungsgrad aus drei unterschiedlichen Teilintrusionen aufbaut. Nach TRÖGER, BEHR & REICHEL (1969) [121] drangen die Schmelzen vermutlich im Zeitraum Namur - Unteres Westfal in die NW-SE streichende, nach NE einfallende Lineamentzone ein.

Die älteste Teilintrusion ist der Hornblendesyenodiorit mit ausgeprägtem Streckungsgefüge. Er ist als synkinematisch zu betrachten (BEHR 1968 [127]). Der Biotitgranodiorit läßt nur noch eine sehr schwache Beeinflussung durch die Lineamentaktivität (Einströmgefüge) erkennen. Unabhängig von der Orientierung des Fließgefüges dieser beiden Teilintrusionen zeigen die Kleinkreisachsen der Quarzregelung aber einen NW-SE-Verlauf, entsprechend wird als Q-Kluftrichtung NE-SW angegeben (BEHR 1968 [127]).

Auf Grund seines in vielen Fällen nahezu richtungslosen Gesteinsgefüges kann der Biotitgranodiorit als spätkinematisch bezeichnet werden. Deutlich postkinematisch ist als jüngste Teilintrusion des Meißener Massivs der Riesensteingranit. Er zeigt mit einer WSW-ENE-Richtung der Kleinkreisachsen der Quarzregelung und NNW-SSE verlaufenden Q-Klüften klare Gefügeunterschiede zu den beiden älteren Teilintrusionen.

Bemerkenswert ist das Verhalten der Gesteinsgänge (Aplite, Pegmatite, Granite, Lamprophyre), unter denen die Lamprophyre die jüngsten sind. Nach BEHR (1968) [127] sind sie im Syenodiorit zum großen Teil senkrecht bzw. diagonal zum Fließlinear angeordnet, d.h. teilweise etwa parallel zur Q-Klüftung. Anders ausgedrückt, die NNE-SSW- bzw. die NNW-SSE-Richtung herrscht vor. Im Biotitgranodiorit dominieren N-S streichende Gänge, die etwa der Diagonale des Hauptklufsystems folgen. Die NNW-Gänge stimmen mit der Q-Kluftrichtung des Riesensteingranits, der fast frei von Gängen ist, überein. BEHR (1968) [127] knüpft daran die Vermutung, daß die NNW-SSE streichenden Klüfte und Gangspalten auch in den älteren Massivteilen während der Intrusion des Riesensteingranits geöffnet wurden.

Damit zeichnet sich ein Wechsel der aktiven tektonischen Richtungen von herzynisch (NW-SE) zu meridional (NNW-SSE bis NNE-SSW) im Bildungsverlauf des Meißener Massivs ab. Es ist als Lineamentpluton in seiner Genese und strukturellen Prägung in erster Linie von der Tektonik in der herzynisch verlaufenden Elbtalzone abhängig. Die älteste Teilintrusion muß nicht syntektonisch zu einer tektogenetischen Phase sein, sondern allein zu Lineamentbewegungen (BEHR 1968 [127]), die ihrerseits allerdings mit tektogenetischen Bewegungen korrespondieren können. Für die meridionalen Elemente ist eine Verknüpfung mit der Aktivität an den Eruptivlinien von Teplice - Meißen nahelegend.

Der Markersbacher Granit tritt als diskordanter Körper im SE-Teil des Elbtalschiefergebirges auf. Der Biotitgranit ist texturlos, also postkinematisch. Durch die Führung von Topasgreisen ist er den erzgebirgischen Zinngraniten

petrochemisch ähnlich und wird auch von LANGE u.a. (1972) [59] dem Jüngeren Intrusivkomplex zugerechnet. Nach der Granitoberflächenkarte von TISCHENDORF u.a. (1965) [119] erstreckt sich der Granitkörper insbesondere in NE—SW-Richtung, d.h. bemerkenswerterweise quer zur Elbtalzone. Auch ein Teil der Q-Klüfte streicht NE—SW, andere WNW—ESE, wie BEHR (1968) [12] auf Grund der Quarzkornregelung gezeigt hat. Den gleichen Verlauf haben Greisentrümer. Der Markersbacher Granit dokumentiert eine Verzahnung erzgebirgisch und herzynisch gerichteter tektonischer Elemente, wie sie in seiner Nachbarschaft auch im Verlauf der Quarzporphyrgänge im Grenzbereich Osterzgebirge - Elbtalzone zum Ausdruck kommt.

Nahe dem Ostrand der Elbtalzone sitzt der Granit von Stolpen innerhalb des Lausitzer Zweiglimmergranodiorits. Hauptgestein ist ein Biotitgranit, der nach MÜLLER & BEHR (1969) [77] gangförmige Körper und nicht - wie allgemein angenommen - einen kleinen stockartigen Pluton bilden soll. Unabhängig davon haben für die Intrusion zweifellos NW—SE streichende Spalten eine bestimmende Rolle gespielt. Dafür sprechen auch die herzynisch verlaufenden Gesteinsgänge (Quarzporphyr, Porphyrit, Lamprophyr) in der Umgebung des "Stockgranits". Für die Lokalisierung des Intrusionsraumes an den NW—SE verlaufenden Spalten war vermutlich die Durchkreuzung mit Ausläufern der Mittelerzgebirgischen Störungszone von Bedeutung.

Ergänzend ist in diesem Zusammenhang auf den Königshainer Stockgranit zu verweisen, der als Gegenstück zum Granit von Stolpen nahe dem NE-Rand des Lausitzer Granodioritmassivs aufgedrungen ist. Der Königshainer Granit ist ein postkinematischer Körper adamellitischer Zusammensetzung. Etwa senkrecht zu seiner herzynisch streichenden Längsachse, d.h. NNE—SSW, verlaufen die ac-(Q-)Klüfte (MÖBUS & LINDERT 1967 [73]). Das spätvariszische Alter des Granits wird unterschiedlich interpretiert, so z.B. von MÖBUS (1964) [69] als asturisch und von HIRSCHMANN (1966) [41] als erzgebirgisch. Letzterer nimmt eine Intrusion im Bereich der Innerlausitzer Hauptverwerfung im Anschluß an kräftige Vertikalbewegungen entlang der herzynisch streichenden Randstörungen des Lausitzer Massivs an. Auffallend ist, daß der Rumburk-Löbauer Gangzug (MÖBUS 1959 [68]) von SW nach NE auf den Königshainer Granit zu streicht.

3. Gebiete mit plutonischen und vulkanischen Bildungen

Nachfolgend werden nur solche Gebiete behandelt, in denen nicht allein eine räumliche Nachbarschaft von Plutoniten und Vulkaniten gegeben ist, sondern strukturelle Zusammenhänge bestehen. Entsprechende Beispiele bieten die Magmatite der Subsequenzperiode im Harz und im Osterzgebirge. Die strukturellen Zusammenhänge können u.a. durch gemeinsam benutzte Störungen bzw. Störungssysteme oder durch gesetzmäßigen Wechsel aktiver tektonischer Richtungen zum Ausdruck kommen. Sie allein sind aber für die Kennzeichnung vulkanoplutonischer Assoziationen nicht ausreichend (FANDRICH 1966 [31]).

3.1. Magmatite des Osterzgebirges

Im Osterzgebirge sind Plutonismus und Vulkanismus der Subsequenzperiode räumlich eng miteinander verbunden (Abb. 2). Die Magmatite liegen hier in geantiklinarer Position. Das Gebiet ist bereits in der Geosynklinaletappe durch starken synkinematischen (Rotgneisgranit-) Magmatismus gekennzeichnet, wobei BEHR (1969 [T37], S. 39) "einen einzigen, langdauernden und pulsierenden tektonisch-magmatischen Zyklus, der etwa im Kambrium einsetzt und mit mehreren Aktivitätsperioden bis in das Oberdevon - Unterkarbon weiterläuft" für sehr wahrscheinlich hält.

Postkinematisch intrudieren in die gesamte Antiklinale große Massen granitoider Magmen (vgl. Abschn. 2.1.). Nach TISCHENDORF, LÄCHELT & HAAKE (1971) [T20] sind zeitliche Unterschiede zwischen den Intrusionen im Ost- und Westerbirge wahrscheinlich. Im Osterzgebirge dürften die Gebirgsgranite (Granitmassive von Niederbobritzsch und Flaje) im Namur entstanden sein. In das Westfal sind die Molassebildungen von Schönfeld zu stellen, denen der Schönfelder Porphyry eingeschaltet ist. Nach PÄLCHEN (1968) [B3] ist er durch ignimbritischen Ausbruchmechanismus entstanden.

Der Schönfelder Porphyry ist die einzige stratigraphisch gesicherte Vulkaniteinheit. Die Altersfolge der jüngeren Vulkanite ist aus den gegenseitigen Verbandsverhältnissen abgeleitet worden. Danach ist ein Großteil der Quarzporphyrgänge jünger. Sie scharren sich besonders in dem überwiegend NE-SW streichenden Sayda - Berggießhübeler Gangschwarm, biegen jedoch östlich der Mittelsächsischen Überschiebung in die NW-SE-Richtung um. Analoge Richtung weisen gleichartige Gänge auf, die aus dem Osterzgebirge in den Freiburger Raum verlaufen. Im Hangenden lagert der Teplitzer Porphyry, der von PÄLCHEN (1968) [B3] ebenfalls als Ignimbrit erkannt worden ist. Er wird von großen, vorwiegend meridional streichenden, z.T. auch bogenförmig verlaufenden Granitporphyrgängen durchschlagen. Erst dann intrudierten die Erzgebirgsgranite in Form von zwei eggisch gerichteten Granitrücken (TISCHENDORF u.a. 1965 [T19]) in diese gesamte Serie. Zu ihnen gehören die Granite von Schellerhau, Sadisdorf, Aitenberg, Zinnwald und der Sachsenhöhe. Postgranitisch intrudieren erneut Quarzporphyrgänge, die sowohl die Granitporphyre als auch die Erzgebirgsgranite durchschlagen.

Die Vulkanite des Osterzgebirges sind aus rhyolithoiden Magmen entstanden, die petrochemisch meist enge Beziehungen zu den Granitoiden erkennen lassen. So sind petrochemisch der Schönfelder Porphyry und die Quarzporphyrgänge den Gebirgsgraniten, der Teplitzer Porphyry den Erzgebirgsgraniten anzuschließen. Die Granitporphyre zeigen eine Tendenz zu syenitischen Magmen und sind daher eher den Gebirgs- als den Erzgebirgsgraniten verwandt. Dadurch entsteht die Diskrepanz, daß die im Vergleich mit den Granitporphyren ältere Vulkaniteinheit des Teplitzer Porphyrs einem postgranitporphyrischen Intrusivkomplex anzuschließen ist. Möglichkeiten der Erklärung sieht PÄLCHEN (1968) [B3] einerseits in Pulsationen des Magmenherdes, andererseits in einer magmentektonischen Verbindung zum Meißener Syenodiorit-Granit-Massiv über die Eruptivlinien von Teplice - Meißen. Diese letzte Möglichkeit erscheint sehr problematisch.

Erzgebirgsgranite und Teplitzer Porphyry sind auf Grund der engen petrochemischen und vulkanotektonischen Beziehungen als typische vulkanoplutonische Assoziation zu betrachten.

Die beherrschenden Strukturelemente für den Magmenaufstieg sind NW—SE und NE—SW gerichtete Bruchzonen. Für die Plutonite wird dies in der Karte der Granitoberfläche (TISCHENDORF u.a. 1965 [1197]) besonders deutlich. Im Osterzgebirgischen Teilpluton tritt jedoch durch eggisch bis meridional gerichtete Granithoch- und -tieflagen eine Modifizierung der generellen herzynischen Anlage ein. In gleicher Weise wirken erzgebirgisch gerichtete Strukturelemente, die z.B. besonders im Bereich des Mittelerzgebirgischen Störungssystems eine Absenkung der Granitoberfläche bewirken. Südöstlich dieser Bruchzone, die im Vulkanitstockwerk durch den Sayda - Berggießhübler Gangschwarm sehr deutlich markiert wird, sind die Granithochlagen durch eggisches bis meridionales Streichen gekennzeichnet. Die gleiche Richtung weisen auch die Granitporphyrgänge auf, die am Mittelerzgebirgischen Störungssystem z.T. in die erzgebirgische Richtung umschwenken. Auf diese Richtungen haben TRÜGER, BEHR & REICHEL (1969) [1217] hingewiesen und aus ihnen die Eruptivlinien von Teplice - Meißen abgeleitet. Aus der Richtung der Vulkanitgänge und der Position der Vulkanite insgesamt hat bereits MOESTA (1928) [747] das "Altenberger Bruchfeld" als kalderaartige, zum Vulkanismus in enger Beziehung stehende tektonische Senkungsstruktur gedeutet.

Diese Anschauung wird einerseits durch den Nachweis ignimbritischer Gesteine, andererseits durch die gravimetrischen Messungen von LINDNER (1964) [627] gestützt. Möglicherweise könnte auch die Morphologie der Granitoberfläche im Osterzgebirge (TISCHENDORF u.a. 1965 [1197]) unter Beachtung der von den Autoren selbst angedeuteten Vorbehalte in dieser Hinsicht ausgewertet werden. Der schwach bogenförmige Verlauf der Granithoch- und -tieflagen könnte in gleicher Weise wie die periphere Position der Hochlagen von Gebirgsgraniten (westlicher Granitrücken) und die im Zentrum befindlichen Hochlagen von Erzgebirgsgraniten (mittlerer und östlicher Granitrücken) für ringförmige, in Verbindung mit der Kaldera entstandene Bruchzonen sprechen.

Den Vorstellungen von MOSSAKOVSKIJ (1969) [757] folgend, kann der Magmatismus des Osterzgebirges dem Typus des an Hebungsgebiete (Megantiklinorien) gebundenen Magmatismus zugeordnet werden, der durch eine saure Zusammensetzung der vulkanischen Ergüsse, eine Paragenese mit gleichaltrigen oder altersmäßig verwandten Granitintrusionen und ein wiederholtes Wirken des granitoiden Magmatismus gekennzeichnet ist.

Tab. 2. Die Beziehungen der Magmatite des Osterzgebirges zu aktiven tektonischen Richtungen

Alter	Plutonite	Vulkanite	Richtung (Nebenrichtung)
Autun	Erzgebirgsgranite	jüngere Quarzporphyrgänge	NW—SE NE—SW NNW—SSE bis N—S NW—SE NE—SW
		Granitporphyrgänge	NNW—SSE bis N—S (NE—SW)
??		Teplitzer Porphy (Ignimbrit)	
Stefan		ältere Quarzporphyrgänge	NE—SW (NW—SE) (N—S)
Westfal		Schönfelder Porphy (Ignimbrit)	
Namur	Gebirgsgranite		NW—SE

3.2. Magmatite des Harzes

Als ein Gebiet, in dem die Beziehungen von spätem Plutonismus und subsequentem Vulkanismus zur Geosynklinalentwicklung und zum Übergangsstockwerk gut zu analysieren sind, ist der Harz zu bezeichnen. Entsprechend seiner Lage im externidischen Rhenoharzsynikum lief die variszische Faltung im Harz (Dinant - Namur) ohne einen synkinematischen Magmatismus ab. Die geosynklinale Entwicklung vollzog sich vom Silur bis zum Namur in einer eugeosynklinalen Etappe mit ausgeprägtem initialem Vulkanismus (Devon - Dinant) und einer miogeosynklinalen Etappe (Dinant - Namur). Nach der Faltung setzte im tiefen Westfal der Magmatismus mit dem rhyolithischen Bodegang ein. Im Verlaufe des Molassestadiums folgten postkinematische Granitintrusionen sowie subsequente Ergüsse und weitere Gangintrusionen (vgl. Abb. 3 und Tab. 3).

Der Plutonismus und Vulkanismus im Harz wird durch seine Position am Rande des epigeantiklinalen Saaletroges und im Bereich eines epigeosynklinalen Hebungsgebietes mit kleinen postumen Zwischengebirgssenken (Ilfelder und Meisdorfer Becken) charakterisiert.

Die Zuordnung der magmatischen Gesteine zu bestimmten tektonischen Richtungen veranschaulicht, daß die magmafördernden Brüche bzw. die mit ihnen verbundenen Bruch- und Störungssysteme in bestimmter Folge wirksam wurden. Im Harz sind sowohl das orthogonale N-S/E-W-als auch das diagonale NE-SW/NW-SE-Grundsystem (KATTERFELD & ČARUŠIN 1970 [47]) entwickelt. Im Zusammenhang mit den plutonischen und vulkanischen Ereignissen treten vor allem auf: E-W, rheinische, eggische und flachherzynische Richtungen. Es entwickelten sich zunächst Brüche des von Druck- und Zugspannungen abhängigen orthogonalen Systems mit E-W bis flacherzgebirgisch, rheinisch und eggisch streichenden Förderzonen. Erst später folgte dann das mit Scherspannungen verbundene diagonale System, dessen NW-SE-Komponente durch flachherzynische Spalten am Ende der vulkanischen Tätigkeit dominierte. Im allgemeinen blieb vom orthogonalen System die E-W-Komponente ohne große Bedeutung im Oberbau, während von den Scherfugen die erzgebirgische Richtung geringere Verbreitung fand. Im Gegensatz zu den orthogonalen Richtungen, die im Schiefergebirgsstockwerk keine selbständige Rolle spielen, trat die flachherzynische Richtung im Unterbau bereits aktiv in Erscheinung (vgl. RICHTER-BERNBURG 1968 [90]). Ausdruck der diese Richtungen erzeugenden Scherspannungen ist die Schienung der im allgemeinen WSW-ENE streichenden Faltenachsen in den WNW-ESE verlaufenden Querzonen des Schiefergebirges (SCHWAN 1956 [112]).

Sicher sind die Aufstiegswege der Schmelzen dann besonders gangbar, wenn sich Spalten unterschiedlicher Richtung treffen. Dies läßt sich im Harz besonders für die Ilfelder Vulkanite bestätigen. Die basaltisch-andesitisch-rhyolithischen Vulkanite des Ilfelder Beckens bildeten sich in einer kleinen, dem Hebungsblock des Harzes aufgeprägten Zwischengebirgssenke, die ihren postumen Charakter der B-Faltung des Schiefergebirges verdankt (SCHWAB 1969 [109]).

Die ältesten subsequenten Ganggesteine - Bodegang und Bodetal-Kersantit (Tab. 3) - drangen auf flacherzgebirgisch streichenden Spalten auf, die noch der Achsenrichtung der variszischen Faltung folgen. Ihre vorgranitische Platznahme belegte SCHUST (1958) [101]. Die Granite des Brocken- und des Rambergplutons intrudierten mehrphasig. Nach

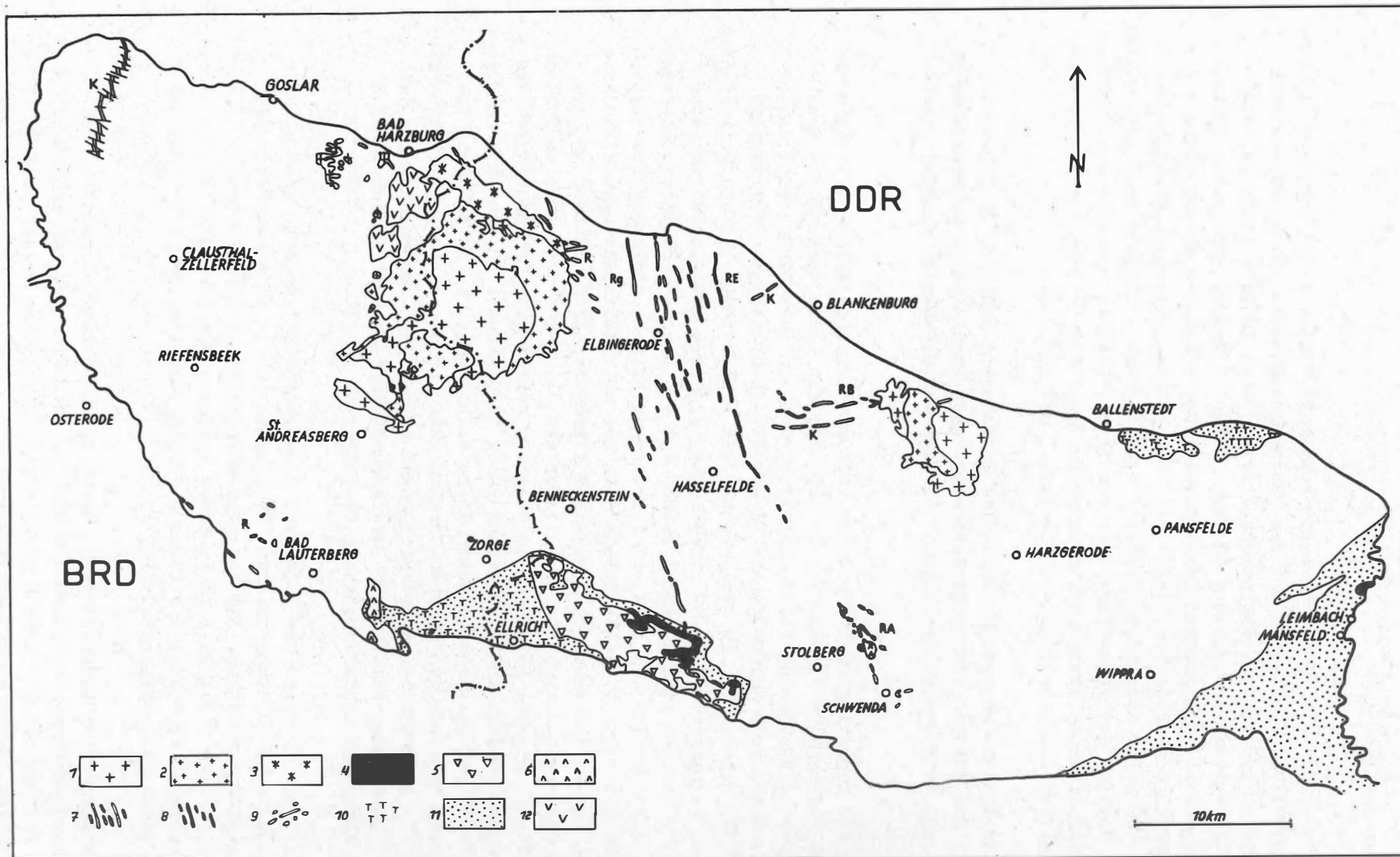


Abb. 3 Die Magmatite der Subsequenzperiode im Harz

1 - mittelkörniger Ramberggranit, Dachgranit des Brockenplutons; 2 - porphyrkörniger Ramberggranit, Granite und Diorite der Randzonen des Brockenplutons; 3 - Ilsesteingranit; 4 - Melaphyre; 5 - Porphyrite (Andesite); 6 - Quarzporphyre (Rhyolithe); 7 u. 8 - Mittelharzer Gänge: Quarzporphyre (7), Porphyrite (8); 9 - Quarzporphyrgänge; 10 - Tuffe; 11 - Sedimente des Permosiles; 12 - Harzburger Gabbro.
 Abkürzungen: K - Kersantit; R - Quarzporphyre; Rg - Granitporphyre; RE - Enstatitporphyrit; RB - Bodegänger; RA - Auerbergporphyr

EIDAM & SEIM (1971) [24] liegt beim Rambergpluton ein zweiphasiger Intrusionsvorgang vor, durch den der ältere, normal- oder mittelkörnige Granit und der jüngere, porphyrokörnige Granit (Abb. 3) gebildet wurden. HOPPE, KUNERT & SCHWAB (1965) [44] faßten den Ramberggranit mit dem Auerbergporphyr zu einer vulkanoplutonischen Assoziation zusammen. BENEK (1967) [16] widersprach auf Grund physikalischer Altersbestimmungen an Biotiten (K/Ar) des porphyrkörnigen Granits einer zeitlichen Parallelisierung von Auerbergporphyr und Ramberggranit. Für letzteren hält er eine gewisse zeitliche Verzögerung zwischen beiden Granitvarietäten bei der Intrusion für möglich. Die NNW-SSE-Richtung muß sowohl im Stefan (Ramberggranit) als auch im Autun (Auerbergporphyr) wirksam gewesen sein, da beide Magmatitkörper an eggische Strukturen geknüpft sind.

Eine rheinisch gerichtete negative Schwereanomalie bildet den Rambergpluton ab. Da der Ramberggranit nur den nördlichsten und höchsten Anschnitt dieses Plutons darstellt (BENEK 1967 [16]), kann geschlossen werden, daß im tieferen Stockwerk NNE-SSW-Strukturen für den Schmelzaufstieg mit bestimmend waren, während im heutigen Anschnittsniveau die NNW-SSE-Richtung die Platznahme des Magmas beeinflusste.

Die Intrusion des Brockenplutons lief in drei Phasen ab. Für die Diorite und Granite der Randzonen und den Dachgranit (Abb. 3) haben rheinisch gerichtete Spalten als Förderzonen Bedeutung (CHROBOK 1965 [21]), während der jüngere Ilsesteingranit bereits herzynisch orientiert ist.

Tab. 3. Die Beziehungen der Magmatite im Harz zu aktiven tektonischen Richtungen

	Vulkanite und Gänge	Plutonite	Richtungen aktiver Brüche
Autun II	Rhyolithgänge Ravensberg- und Auerbergporphyr		NW-SE NNW-SSE
Autun I	Ilfelder Porphyrit Ilfelder Melaphyr Mittelharzer Gänge und Oberharzer Kersantit	Ilsesteingranit	NW-SE NNW-SSE
285 ± 10	Melaphyr von Großörner	Rambergpluton 2 ₂ (285 ± 10) ²⁾	NNW-SSE/NNE-SSW
Stefan		Brockenpluton 2 Rambergpluton 1 Harzburger Gabbro (292 ± 2)	NNE-SSW NNW-SSE/NNE-SSW
290 - 295 Mill. Jahre		Brockenpluton 1 (293 ± 2)	NNE-SSW
Westfal		Okergranit (296 ± 2)	
310 - 315	Bodegang und Bodetal-Kersantit		E-W/WSW-ENE
Namur			
Dinant - Silur	R h e n o h e r z y n i s c h e r T r o g		

DOI: <https://doi.org/10.2312/zipe.1973.014.01>

2) korrigiert bei λ_k zur Vergleichbarkeit mit den anderen Alterswerten

Eggische und herzynische Förderspalten zeichnen die Laven des Ilfelder Beckens aus, die wie die eggisch streichenden Mittelharzer Gänge in das Autun 1 zu stellen sind. Etwas jünger (Autun 2) sind der Auerbergporphyr und eggisch streichende Felsitporphyre (HOPPE, KUNERT & SCHWAB 1965 [447]). Die jüngsten Rhyolithgänge streichen herzynisch.

Zusammenfassend läßt sich für den Harz feststellen, daß sich nach Abklingen der variszischen Beanspruchung zunächst noch flacherzgebirgisch bis E—W verlaufende Spalten öffneten. Die postkinematischen Plutone drangen dann auf rheinisch gerichteten Tiefenstrukturen auf, die ab Siles im höheren Schiefergebirgsstockwerk der eggischen Richtung weichen. Im Autun behielt die eggische Richtung ihre Wirksamkeit, während die herzynische Richtung immer größere Bedeutung gewann.

4. Vulkanitkomplexe

Die subsequenten Vulkanite südlich der Mitteldeutschen Hauptlinie bilden nach Größe, Lage, Aufbau und Genese unterschiedliche Vorkommen. Eine Gruppierung ist nach sehr verschiedenen Gesichtspunkten möglich. In den nachstehenden Abschnitten werden die Vulkanitkomplexe entsprechend ihrer Lage und großtektonischen Position von N nach S fortschreitend behandelt.

4.1. Flechtinger Vulkanitkomplex

Die nördlichsten über Tage aufgeschlossenen permosilesischen vulkanischen Gesteine in der DDR treten im Nordwestteil der Flechtingen - Roßlauer Scholle auf. Die Eruptiva werden von den Süplinger Schichten (PAECH 1970 [827]) unterlagert und im Hangenden von den Bebertaler Schichten (SCHREIBER 1960 [987]) abgelöst. Unter diesen Aspekten sind sie nach wie vor in das Autun zu stellen. Zu den Gesteinen des Flechtinger Vulkanitkomplexes gehören Andesitoide, Rhyolithoide und Pyroklastika sowie ganz untergeordnet auch Sedimente. Nach den von KLOCKMANN (1892) [527] mitgeteilten chemischen Analysen besitzen sie schwach- bis mittelpazifischen Sippencharakter.

Untersuchungen von BENEK (in BENEK u.a. 1970 [177]) haben ein von den bisherigen Auffassungen (KLOCKMANN 1892 [527]; SCHREIBER 1960 [987]; BURCHARDT & EISENÄCHER 1970 [197]) abweichendes Gliederungsschema für die Vulkanitabfolge ergeben. Es basiert auf dem Nachweis von weitverbreiteten Ignimbriten, die entsprechend ihrer Genese als "lithostratigraphischer" Bezugshorizont für die anderen Vulkanite dienen können.

Zu den Ignimbriten sind einerseits die brekzienartigen Porphyre KLOCKMANNs (1892) [527] als Typ Steinkuhlenberg, andererseits die Quarzporphyre des Typs Mühlenberg sowie die Kristalltuffe KLOCKMANNs (1892) [527] (Veltheimsburger Tuff bei SCHREIBER 1960 [987]) als Typ Holzmühlental zu rechnen. Insbesondere aus den Lagerungsverhältnissen der Ignimbrite (Raumlage der Pseudofluidaltextur) läßt sich folgendes Gliederungsschema der Vulkanite ableiten:

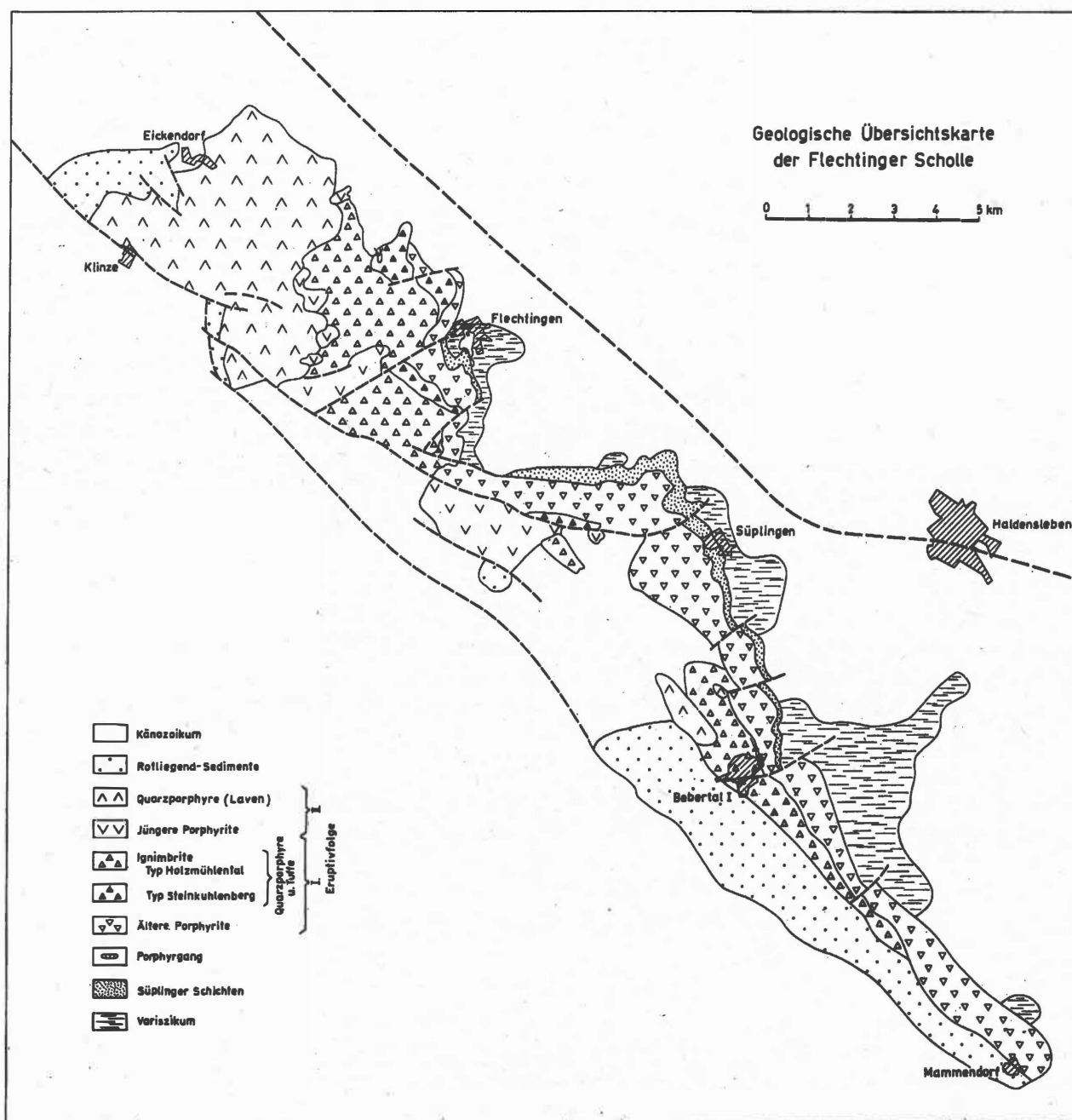


Abb. 4 Geologische Übersichtskarte der Flechtinger Scholle (nach A. SCHREIBER 1960 [98], Unterlagen von H.-J. PAECH und eigenen Untersuchungen zusammengestellt von R. BENEK)

oben	Rhyolithoide (Quarzporphyr-Laven) Jüngere Andesitoide (Porphyrite)	II. Eruptivfolge
<hr/>		
	Rhyolithische Ignimbrite	
	Typ Holzmühlental	
	Typ Steinkuhlenberg	I. Eruptivfolge
unten	Ältere Andesitoide (Porphyrite)	

Im Kartenbild ergibt sich daraus bei generellem Einfallen der Pseudofluidaltextur in den Ignimbriten nach W bzw. SW das Ausstreichen immer jüngerer Eruptiva in der gleichen Richtung (Abb. 4). Die zeitliche Einordnung von E-W streichenden Rhyolithgängen im Ort Flechtingen ist noch unklar.

Vom Stoffbestand her zeigt die Vulkanitserie eine Wiederholung der Tendenz von intermediär zu sauer. Damit ist eine Unterteilung in zwei Eruptivfolgen gegeben. Für eine genetische und strukturelle Beurteilung des Flechtinger Vulkanitkomplexes ist die starke Beteiligung von Ignimbriten (etwa 50 % der Gesamtmächtigkeit des Vulkanitprofils) bedeutungsvoll. Die vulkanische Tätigkeit begann mit der Effusion der älteren Andesitoide, erreichte mit der hochexplosiven Ignimbritphase ihren Höhepunkt und wurde von den jüngeren Andesitoiden mit schwachem Explosivanteil abgelöst, um mit den Rhyolithoid-Effusionen zu enden.

Die Mächtigkeitsverteilung und Unterschiede im Verschweißungsgrad innerhalb des Ignimbritpaketes sowie die vollständigste Ausbildung des Vulkanitprofils westlich Flechtingen lassen auf das Zentrum des Eruptivkomplexes etwa nordwestlich des heutigen Ausstrichs schließen. Dementsprechend sind die Vulkanite der Flechtinger Scholle als Teil eines größeren Areals anzusehen. Diese Auffassung wird durch die nach SCHREIBER (1960) [98] im Raum Oebisfelde und nach KORN (1923) [57] bei Wolmirstedt erbohrten Porphyre gestützt. Der Flechtinger Vulkanitkomplex greift also über den gegenwärtigen Ausstrichbereich hinaus, seine genaue Ausdehnung ist noch unbekannt.

4.2. Vulkanitkomplexe im Bereich der Mitteldeutschen Schwelle

Der Vulkanitkomplex des Thüringer Waldes ist durch mehrere Perioden ausgeprägter vulkanischer Tätigkeit gekennzeichnet. In den Unteren Gehrener Schichten (Siles) überwiegen Effusionen intermediärer Schmelzen. Diese erreichen besonders im Beckenzentrum hohe Mächtigkeiten (Georgenthal - Zella-Mehlis), in den Randbereichen zu Schwellen schalten sich zunehmend saure Vulkanite ein. Im Gebiet Gehren - Ilmenau lassen sich untere und mittlere Vulkanitfolge unterscheiden (ANDREAS & MICHAEL 1966 [5]; MICHAEL 1971 [67]). Während die untere und die tiefen Teile der mittleren Vulkanitfolge aus Andesitoiden (Porphyriten) und dazugehörigen Tuffen bestehen, sind in den höheren Teilen der letzteren Rhyolithoide ausgebildet. Sie erreichen besonders in den autoklastischen Laven des Kienbergporphyrs sowie im Ignimbrit des Öhrenstöcker Tuffes größere Verbreitung. Im Flankenbereich des Ruhlaer Kristallins sind ebenfalls im Hangenden von Andesitoiden und Tuffen Rhyolithoide (Felsitporphyre) lokal entwickelt.

Die mit der Unteren Tonsteinzone beginnenden Oberen Gehrener Schichten (Autun, vgl. ANDREAS, ENDERLEIN & MICHAEL 1966 [47]) enthalten vorwiegend rhyolithische Vulkanite, die von Basaltoiden (Ebertshaide-, Höllkopfmelaphyr) überlagert werden. Diese Magmatite sind nur in den Flankenbereichen des Schwarzbürger Sattels bzw. des Ruhlaer Kristallins entwickelt, während sie im Beckenzentrum entweder primär fehlen oder nur geringmächtig ausgebildet waren (ANDREAS, ENDERLEIN & MICHAEL 1966 [47]).

Eine weitere Periode intensiver vulkanischer Tätigkeit setzt im höheren Autun ein. Unter Berücksichtigung der Grenzziehung Goldlauterer - Oberhöfer Schichten an der Basis des Dörrbachtuffes beginnen die ersten Effusionen rhyolithischer Magmen bereits in den obersten Goldlauterer Schichten (PATZELT 1970 [85]) im Zentrum der Oberhöfer Mulde. Vorläufer in Form von kleinen Basaltoid- (Melaphyr-)Intrusionen sind nach PATZELT (1970) [85] und BEHRENDT (1968) [15] möglich. Der weitaus größte Teil der Vulkanite ist den Oberhöfer Schichten eingelagert und besteht aus Rhyolithoiden. Die Unterscheidung älterer (gröberkristalliner) und jüngerer (kleinkristalliner) Porphyre ist möglich, wobei beide Gruppen aus einer Vielzahl einzelner, meist gut abgrenzbarer Ergüsse bestehen (ENDERLEIN & MÄDLER 1971 [27]). Noch nicht eindeutig fixierbar ist die Altersstellung einiger intrusiver Rhyolithoide (z.B. Greifenbergporphyr, JOHN 1970 [46]), die nach BEHRENDT (1968) [15] und PATZELT (1970) [85] möglicherweise in basisnahe Bereiche der Oberhöfer Schichten einzuordnen sind.

Jünger als die Rhyolithoide der Oberhöfer Schichten sind nach PATZELT (1970) [85] kleine Basaltoidintrusionen. Zeitgleich mit diesen dürfte der Dolerit der Hühnerberge (VOLAND 1965 [22]) sein, der nach ENGELS (1964) [28] während der saalischen Phase intrudiert ist. Zu dieser Periode vulkanischer Tätigkeit, die in die Zeit der Tambacher Schichten und damit in das Saxon (HAUBOLD & KATZUNG 1971 [39]) fällt, sind auch die rhyolithischen Vulkanite der Asbach - Rotteröder Mulde (PATZELT 1966 [84]) sowie des Elgersburger Beckens (LÜTZNER 1966 [63]) zu rechnen.

Auf Grund geologischer und geochemischer Untersuchungen unterscheidet SCHIRMER (1971) [9] vier Eruptivserien, wobei er die Vulkanite der Unteren und Oberen Gehrener Schichten als zwei getrennte Serien behandelt. Jede dieser Serien zeigt eine rhythmische Entwicklung von basischen bzw. intermediären zu sauren Gliedern.

Die größere Variabilität der Vulkanite der Gehrener Schichten an den Flanken des Schwarzbürger Sattels und des Ruhlaer Kristallins sowie das in diesen Bereichen gehäufte Auftreten von Förderzonen lassen auf die Wirksamkeit dieser variszischen Strukturen schließen. Die Lage und Erstreckung der Förderzonen bzw. tektonischer Strukturen, die für die Magmenförderung bedeutsam sind, läßt aber auch hier bereits deutlich den Einfluß meridionaler und untergeordnet herzynischer Richtungen erkennen (z.B. Kienbergporphyr). Diese Elemente dominieren in den jüngeren Perioden vulkanischer Tätigkeit, deren Produkte überwiegend im Zentralteil der Oberhöfer Mulde verbreitet sind. So ist nach ENDERLEIN & MÄDLER (1971) [27] die Effusion der älteren und möglicherweise eines Großteiles der jüngeren Porphyre aus der herzynisch streichenden Kehltalespalte erfolgt. Nach PATZELT (1970) [85] hat auch die Heidersbacher Störung für den Aufstieg der Vulkanite Bedeutung. Für die Vulkanite des Elgersburger Beckens kommen im Saxon schließlich ebenfalls herzynische Brüche als Aufstiegszonen in Betracht.

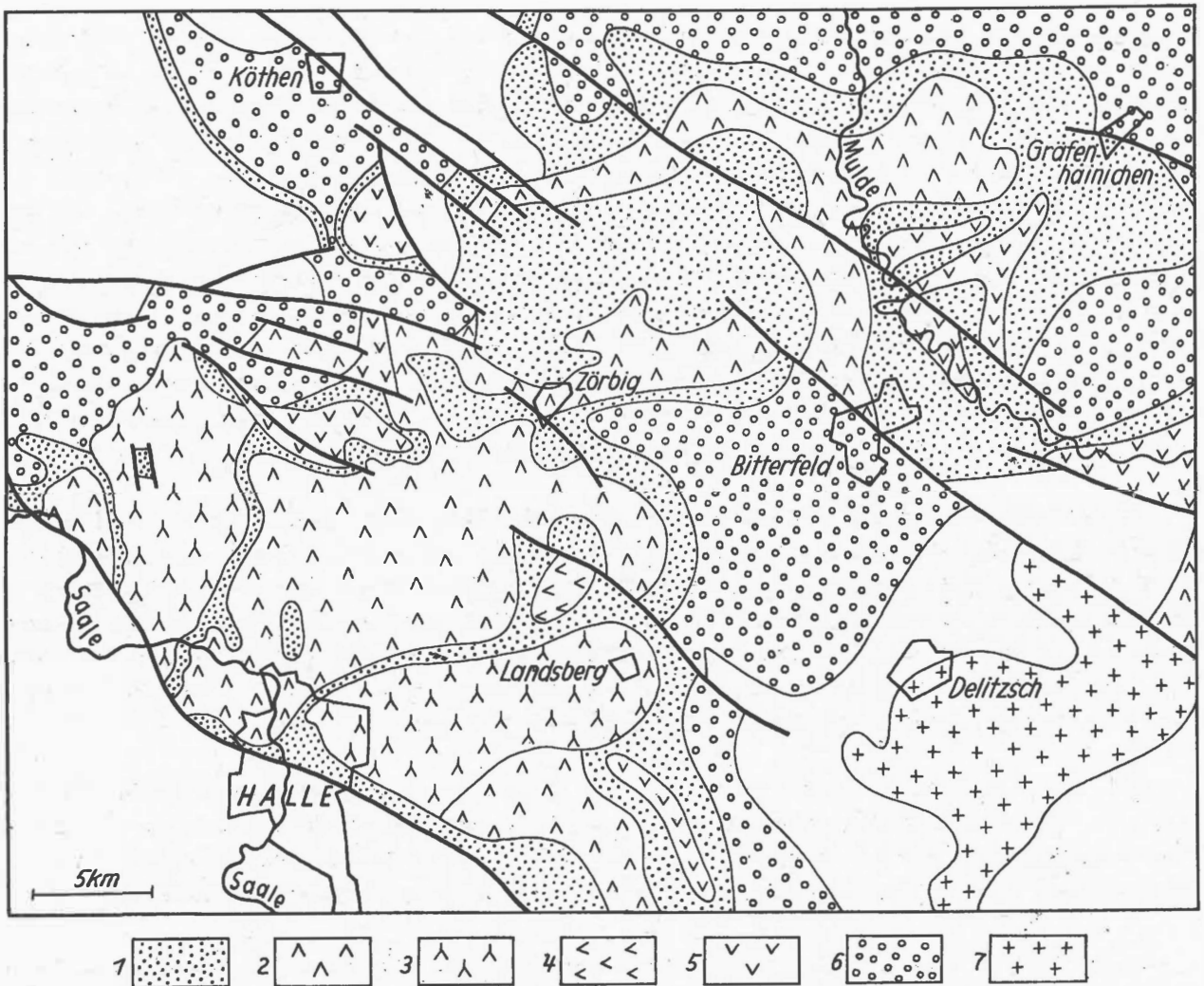


Abb. 5 Die subsequenteren Magmatite im Halleschen Vulkanitkomplex

1 - Sedimente des Rotliegenden; 2 - kleinkristalline Rhyolithe (Obere Hallesche Porphyre); 3 - großkristalline Rhyolithe (Schwerzer Porphyre); 4 - Andesite; 5 - Andesite; 6 - Sedimente des Siles; 7 - Granitoid von Delitzsch

Die Wirkung meridional gerichteter Strukturelemente wird besonders in der Erstreckung des sillartigen Körpers des Hühnberg-Dolerits kenntlich. Ihre Bedeutung für den Vulkanismus liegt wohl auch im Thüringer Wald weniger in der Ausbildung von Förderzonen. Vielmehr dürfte auch hier die Durchkreuzung mit herzynischen Strukturen die Möglichkeiten für den Magmenaufstieg geschaffen haben.

Im Halleschen Vulkanitkomplex ist das Einsetzen der tektonischen Richtungen im Übergangsstockwerk weniger gut zu verfolgen. Dieser Vulkanitkomplex (Abb. 5) entwickelte sich im epigeantiklinalen Saaletrog, d.h. im Inversionsbereich der Mitteldeutschen Kristallinzone. Der subsequente Vulkanismus setzte im Stefan ein und erlosch im höheren Autun (Tab. 4). Es fehlen postkinematische Intrusionen, sieht man von subvulkanischen grobkörnigen Rhyolithen mit mikrogranitischen Grundmassen (Untere Hallesche Porphyre, Abb. 5) ab.

Tab. 4. Die Beziehungen der Vulkanite im Halleschen Vulkanitgebiet zum Unterbau und zu aktiven tektonischen Richtungen

	Vulkane und Subvulkane	Richtungen aktiver Brüche
Autun II		
Autun I	Obere Hallesche Porphyre 4. Eruptivperiode intermediärer Gesteine Untere Hallesche Porphyre (subvulkanisch) 3. Eruptivperiode intermediärer Gesteine Schwerzer Porphyre	NNW—SSE und WSW—ENE WSW—ENE NNW—SSE und WSW—ENE NNW—SSE und WSW—ENE
Stefan	2. Eruptivperiode intermediärer Gesteine 1. Eruptivperiode intermediärer Gesteine Wieskauer Porphyr	
Westfal	Anlage des Saaletroges nach Inversion der Mitteldeutschen Kristallinzone	SW—NE (WSW—ENE) SW—NE (WSW—ENE)
Namur		
Dinant		
Devon	Mitteldeutsche Schwelle	

Im Sinne von MOSSAKOVSKIJ (1969) [75] ist das Gebiet den Zwischengebirgssenkten vom postumen Brachygeosynklinaltyp zuzuordnen, die durch gemischte vulkanische Basalt-Andesit-Liparit-Serien (vgl. SIEGERT 1967 [113]), Unterbrechung durch Intrusionen (SCHWAB 1965 [108]), den Wechsel von basischen und sauren Gesteinen (SCHWAB 1970 [110]) und große Mächtigkeiten der vulkanischen Folgen charakterisiert werden. Die Unterschiede im postvulkanischen Magmatiten im Harz und im Halleschen Vulkanit-

komplex sind also auf die unterschiedliche Position der Gebiete im Orogen zurückzuführen. Sie wirken sich auch auf die Richtung der vulkanotektonischen Strukturen aus.

Nach Untersuchungen im Halleschen Vulkanitgebiet (KOCH 1965, 1966 [53, 54], SCHWAB 1965 [108]) besitzen hauptsächlich eggisch und flacherzgebirgisch (bis E—W) streichende Förderzonen Einfluß auf das vulkanische Geschehen (Tab. 4). Die flachherzynische Richtung macht sich nur im sekundären Kluffgefüge und durch hydrothermale Mineralisationen bemerkbar. Wie im Harz, so dominieren auch hier im Autun die NNW—SSE-Strukturen als Hauptspaltenrichtung für die Förderung der subsequenten Schmelzen.

Subsequente Vulkanite wurden in Südbraunenburg, d.h. im Bereich der Lausitzer Triasplatte und der Ostbrandenburgischen Kreidemulde (KÖLBEL 1962 [55]), in verschiedenen Bohrungen angetroffen, über die ALBRECHT & GOLDBECKER (1964) [3] und GOTTESMANN (1969) [34] berichteten. Es existieren danach zwei Verbreitungsgebiete mit unterschiedlich zusammengesetzten Vulkanitfolgen. Die im Westteil der Lausitzer Triasplatte (Raum Wittenberg - Torgau - Dahme) verbreiteten sauren Gesteine sind vorwiegend Intrusiva, deren oberflächliche Äquivalente unbekannt sind. Die Gesteine besitzen offenbar genetische Beziehungen zu den Kristallinkomplexen von Herzberg - Zülldorf und Schönewalde (ERZBERGER u.a. 1962, 1964 [29, 30]), die zur Mitteldeutschen Kristallinzone gehören.

Bei den in der Ostbrandenburgischen Kreidemulde zwischen Rüdersdorf und Guben angetroffenen, vorwiegend intermediären Effusiva handelt es sich um Melaphyre, Orthophyre und Porphyrite, deren Verbreitung vom nördlichen Vorland der Mitteldeutschen Kristallinzone über die nördliche Phyllitzone bis zum Nordteil des eigentlichen Kristallinkernes reicht (vgl. MÖBUS 1968 [72], Abb. 5). Das Alter dieser Vulkanite ist nicht gesichert. Nach KATZUNG (1968) [48] gehören sie in das Autun.

An dieser Stelle ist auch auf die Vulkanitvorkommen bei Görlitz hinzuweisen, ohne Rücksicht auf die Beziehungen zur Mitteldeutschen Schwelle. In silesische Ablagerungen im Bereich des Lausitzer Hauptabbruchs nördlich von Görlitz sind intermediäre Effusiva eingelagert. Nach HIRSCHMANN (1966) [41] liegen über basalen tuffitischen grob- bis feinklastischen Sedimenten zwei Tufffolgen, denen Andesitoide zwischengeschaltet sind. Die altersmäßige Einstufung ist durch floristischen Nachweis von Westfal B in der unteren Tufffolge gesichert.

Die Andesitoide treten überwiegend in Form verschiedenmächtiger Oberflächenergüsse, seltener als geringmächtige Gänge im umgebenden Paläozoikum auf. Ihre Bildung ist mit silesischen Bewegungen am herzynisch gerichteten Lausitzer Hauptabbruch und dessen Parallelstörungen (Ludwigsdorfer Störungssystem) in Verbindung zu bringen.

4.3. Nordsächsischer Vulkanitkomplex

Der Nordsächsische Vulkanitkomplex bedeckt mit einer Ausdehnung von mehr als 2000 km² diskordant das variszisch gefaltete Grundgebirge und ist somit eines der größten subsequenten Vulkanitgebiete der Varisziden. Die Position zum Tektogen ist durch die Lage über einem epigeosynklinalen Hebungsgebiet des Thüringischen Troges gekennzeichnet (SCHWAB 1970 [110]).

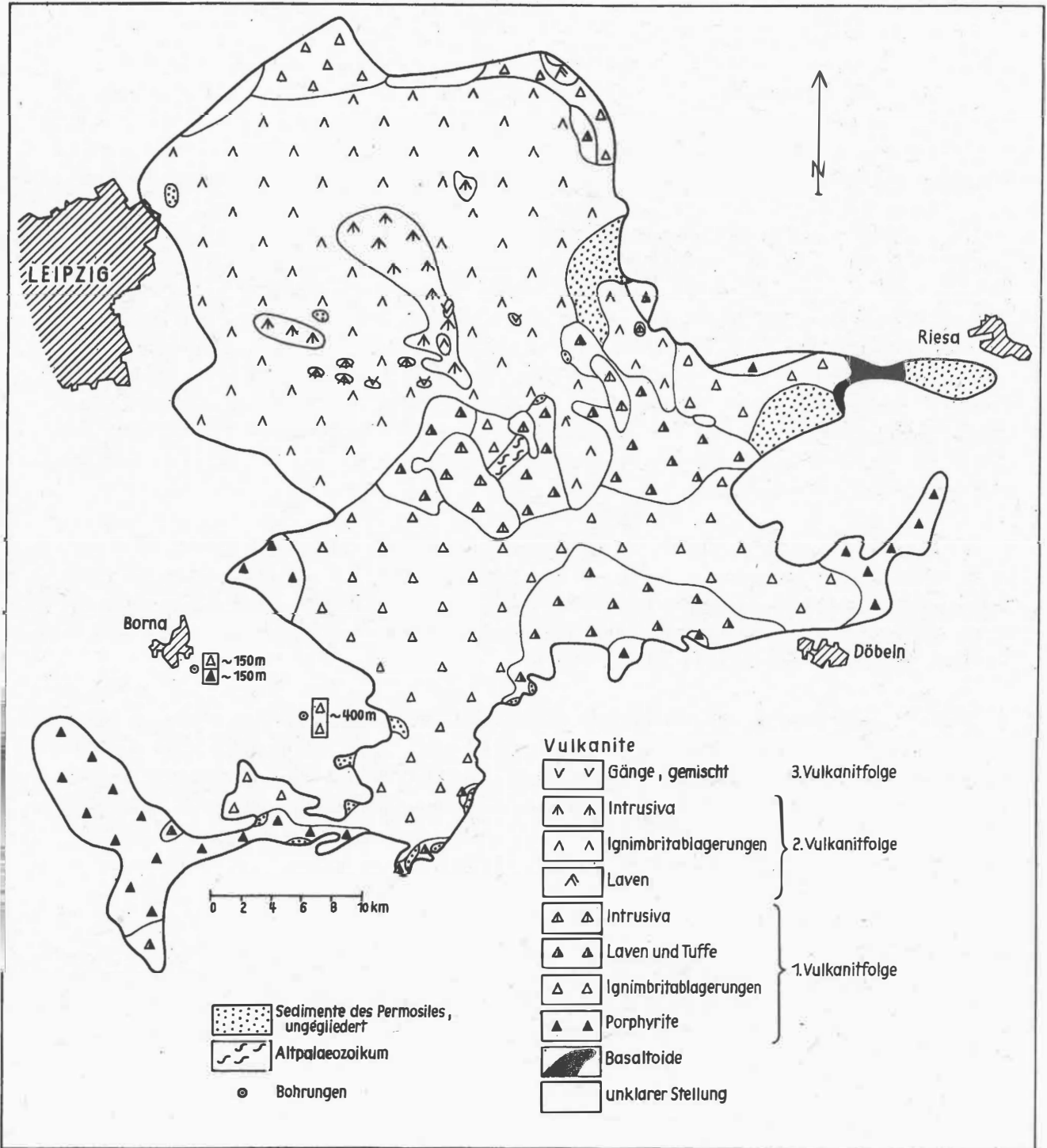


Abb. 6 Die Vulkanitfolgen des Nordsächsischen Vulkanitkomplexes

Die bisher aus den nur gering verbreiteten Sedimentiten des Komplexes bekannten Florenfunde sprechen für unterrotliegendes Alter der Vulkanite. Diese Sedimentarmut erschwert ebenfalls die Gliederung der Vulkaniteinheiten, so daß im nordsächsischen Vulkanitgebiet die Altersfolge außer durch Geländebeobachtung auch von der Ausbildung der Vulkanite abgeleitet werden muß. Es können Lavaergüsse, Ignimbritablagerungen, Tuffe und Intrusivkörper unterschieden werden. Nach der Verbreitung dominieren dabei deutlich die Ignimbritablagerungen (SÄRCHINGER 1966 [96]; EIGENFELD 1968 [25]; FISCHER 1968 [32]; KUHN 1968 [58]; RÖLLIG 1969 [93]; RÖLLIG u.a. 1970 [95]), die deshalb auch als Leithorizonte benutzt werden können. Sie treten in zwei räumlich und zeitlich getrennten Eruptivfolgen, als Ausdruck ihrer explosiven Höhepunkte, auf.

Die ignimbritischen Bildungen der ersten Eruptivfolge - der Rochlitzer Porphyry, der mit nahezu 1500 km² fast über den gesamten Komplex verbreitet ist - erreichen in der Bhg. Frauendorf (1954/55) 400 m Mächtigkeit. Diese Angabe ist jedoch nicht als Maximalwert anzusehen. Innerhalb der Ablagerung sind eine lithologische Zonierung nach Chemismus, Verschweißungsgrad und Entglasungsstadien sowie eine Zonierung nach der Absonderungsform der Gesteine zu beobachten. Dem Rochlitzer Porphyry müssen ein Großteil der Ablagerungen des unteren und oberen Tuffrotliegenden als unverschweißte Fazies sowie die Pechsteine von Ebersbach - Buchheim - Ballendorf (SÄRCHINGER 1966 [96]) und Korpitzsch (EIGENFELD 1968 [25]) als glasige Fazies in Ignimbritablagerungen zugeordnet werden (SMITH 1960 [114]).

Im Liegenden des Rochlitzer Porphyrs, am Südrand des Komplexes aufgeschlossen, hat sich eine Reihe kleinerer Lavaergüsse mit andesitoidem bis rhyolithoidem Chemismus ausgebildet, während im Hangenden saure Laven und Intrusiva auftreten. Sie entwickeln sich aus gasärmeren, weniger mobilen Magmen und verdeutlichen den Abschluß der vulkanischen Tätigkeit der ersten Eruptivfolge.

Während und nach der Förderung der gewaltigen Schmelzmassen kam es zur Ausbildung von vulkanotektonischen Senken (EIGENFELD 1968 [25]; KUHN 1968 [58]). Das im Zusammenhang mit der Förderung der Laven entstandene vulkanische Relief bedingte die lokale Bildung bis zu 80 m mächtiger Sedimente (Meltewitzer Schichten, FISCHER 1968 [32]), in deren höheren Teilen bereits Gerölle des flach intrudierten Grimmaer Porphyrs (WASTERNAK 1964 [123]; ANEGG 1970 [6]) erscheinen.

Die zweite Eruptivfolge, auf den Nordteil des Komplexes beschränkt und hier die Bildungen der ersten Eruptivfolge überlagernd, beginnt mit der Förderung von intermediären Magmen (RÖLLIG 1965, 1969 [92, 93]). Es schließen sich wiederum mehrphasige Ejektionen ignimbritischer Gesteine an. Diese Ablagerungen stehen in enger Beziehung zueinander. RÖLLIG (1969) [93] unterteilt die Pyroxenquarzporphyre in die Typen Wernsdorf und Wurzten und gliedert letzteren in drei lithologische Serien. In die Pyroxenquarzporphyre dringen die Pyroxengranitporphyre als Intrusivkörper ein und beenden die zweite Eruptivfolge. Magmatologisch schließen sie eng an die Ejektiva an.

Bisher nur aus wenigen Vorkommen bekannt sind Gesteine einer dritten Eruptivfolge. Sie treten nur in Form von z.T. gemischten Gängen auf. Die gefördertten Magmen haben vorwiegend andesitoiden bis basaltoiden Chemismus. In den gemischten Gängen treten Rhyolithporphyre hinzu.

Im Verlauf der gesamten vulkanischen Tätigkeit im Nordsächsischen Vulkanitkomplex ist eine Richtungsänderung der Ausbruchszonen zu beobachten. Die Schmelzen der ersten Eruptivfolge benutzen anfangs vorwiegend erzgebirgisch gerichtete, durch den variszischen Bauplan vorgezeichnete Schwächezonen zum Aufstieg. Bereits in höheren Teilen dieser Folge werden meridional und herzynisch streichende Förderzonen wirksam, die in der zweiten und dritten Eruptivfolge dominieren. Hier erlangen also Strukturelemente der jungen Tafel bereits große Bedeutung. Insgesamt ist die Anlage des Nordsächsischen Vulkanitkomplexes auf die Durchkreuzung bedeutender meridional und herzynisch gerichteter Bruchsysteme zurückzuführen (RÖLLIG 1969, 1972 [93, 94]).

4.4. Vulkanitkomplexe der Elbtalzone und ihrer Randbereiche

In enger Beziehung zur Elbtalzone und zu den oben (Abschnitt 3.1.) dargelegten Verhältnissen im Osterzgebirge stehen magmatologisch und tektonisch die Vorgänge, die zur Bildung des Vulkanitkomplexes des Tharandter Waldes geführt haben. Bei den Vulkaniten, in denen der ältere, "quarzarme" und der jüngere, "normale" Quarzporphyr unterschieden worden sind (vgl. u.a. PIETZSCH 1962 [87]), handelt es sich insgesamt um Ignimbrite. Dies wurde z.T. bereits von SCHULZE (1965) [100] erkannt. Geringe Unterschiede im Einsprenglingsmodalbestand zwischen beiden Vulkanittypen sind in gleicher Weise wie Unterschiede im Kristallisationsgrad der Grundmasse bezeichnend für Ignimbrite, jedoch kein Hinweis auf andersartige Ausbruchbedingungen. Die beiden genannten Varietäten sind mit dem basisnahen, in Pechsteinfazies vorliegenden Ignimbrit von Spechtshausen zu einer Ignimbrit-Abkühlungseinheit zusammenzufassen. Magmatologisch gleiches Material füllt periphere ringförmige und radiale Gänge. Jünger als die Ignimbrite ist der Granitporphyr von Herrndorf - Grund, der in die meridional gerichtete "Grunder Spalte" intrudierte. In dieser Zone sieht MOESTA (1928) [74] den Magmenaufstiegsbereich. Seine Deutung des Vulkanitkomplexes des Tharandter Waldes als Kaldera ("gestaffelte Effusivpinge") mit Ring- und Radialgängen wird durch den Nachweis der Ignimbrite untermauert.

Magmatologisch und petrochemisch bestehen enge Beziehungen zu den Gebirgsgraniten und damit zu mehreren Gliedern der Vulkanitfolge des Osterzgebirges (SCHULZE 1965 [100]; PÄLCHEN 1968 [83]). Die Position des Vulkanitkomplexes des Tharandter Waldes dürfte auch auf die Durchkreuzung meridionaler (Eruptivlinien von Teplice - Meißen; TRÖGER, BEHR & REICHEL 1969 [121]) mit herzynisch gerichteten, möglicherweise im Bereich der Mittelsächsischen Überschiebung liegenden Bruchzonen zurückzuführen sein.

Eine genaue Fixierung des Alters der Vulkanite ist bisher nicht möglich. Die von SCHWAB (1962) [107] auf Grund der "Verzahnung" mit dem Gneiskonglomerat des Döhlener Beckens erwogene Zuordnung zum Unterrotliegenden muß angezweifelt werden, da die Verbandsverhältnisse am Sportplatz Grund rein tektonischer Natur sind. Hier liegt in einer Störungszone ein aus Gneis und Porphyr bestehender Mylonit vor. Das von PIETZSCH (1962) [87] erwähnte Auftreten von Tharandter Porphyren in basalen Schichten des Döhlener Rotliegenden und das daraus gefolgerte oberkarbonische Alter der Vulkanite sind nach REICHEL (1970) [89] nicht bewiesen. REICHEL sieht auf Grund petrochemischer Vergleiche Beziehungen der Tharandter Vulkanite zum Unkersdorfer Tuff an der Basis der Schichtfolge des Döhlener Beckens. Eine Alterseinstufung dieser Gesteine

ist jedoch bisher noch nicht möglich. Da die Flora der hangenden Döhlener Schichten jedoch für tiefunterrotliegendes Alter spricht (frdl. mündl. Mitt. von Dr. habil. M. BARTHEL, Berlin), erscheint eine Zuordnung der Vulkanite des Tharandter Waldes zum höheren Stefan möglich.

Diskordant über der SW-Flanke des Meißener Syenodiorit-Granit-Massivs und Teilen des Elbtalschiefergebirges liegen die Molassebildungen des D ö h l e n e r B e k - k e n s . An der Basis dieser Vulkanit-Sedimentit-Folge ist lokal der vielfach umgelagerte rhyolithische Unkersdorfer Tuff ausgebildet, den REICHEL (1970) [89] zusammen mit dem Pechstein von Braunsdorf in Beziehung zu dem Ignimbrityulkanismus des Tharandter Waldes setzt. Im Hangenden lagert, auf den NW-Teil des Döhlener Beckens beschränkt, eine Serie unterschiedlicher Porphyrite, an deren Zusammensetzung sowohl Andesitoide als auch Basaltoide beteiligt sind.

Das Alter dieser Tuff-Vulkanit-Folge ist bisher nicht belegt. Erst in den überlagernden Döhlener Schichten ist eine tiefunterrotliegende Flora nachgewiesen worden (vgl. vorstehende Ausführungen zum Tharandter Wald). Wesentlich jünger ist dagegen der nach Abschluß der Sedimentation extrudierte Wachtelbergporphyr, der nach REICHEL (1970) [89] durch ignimbrischen Ausbruchsmechanismus entstanden ist. Die von REICHEL erwogene Beziehung dieses Vulkanites zu den Pechsteinen des Tharandter Waldes und von Braunsdorf ist auf Grund der unterschiedlichen stratigraphischen Position wenig wahrscheinlich.

Die Extrusion vorwiegend intermediärer bis basischer Schmelzen wird von REICHEL als Lineamentvulkanismus im Bereich der Elbelinie an vorwiegend herzynisch streichenden Bruchzonen gedeutet. Gleiches gilt für das Andesitoidvorkommen von W e i ß i g östlich Dresden. Es handelt sich also hier um einen rein rupturrell bedingten Vulkanismus. Das Massendefizit im Untergrund nach der Extrusion der Schmelzen führte zur Absenkung und zu mächtiger Molassesedimentation.

Unmittelbar auf den Plutoniten des Meißener Syenodiorit-Granit-Massivs und damit im Bereich des Elbelineamentes lagern die Gesteine des M e i ß e n e r V u l k a - n i t k o m p l e x e s . In seinem linkselbischen Teil stellen, entgegen den bisherigen Angaben, Ignimbrite die ältesten Bildungen dar. Ebenso wie in den Vulkanitkomplexen des Tharandter Waldes und Nordsachsens ist an der Basis lokal ein Vitrophyr entwickelt. Die Ignimbritserie, deren Aufbau noch nicht näher untersucht ist und die vorwiegend im NW-Teil des Vulkanitkomplexes verbreitet ist, wird von Liegendtuffen, Pechsteinen und dem Dobritzer Porphyr überlagert. Diese Gesteine greifen im SE-Teil auf die Plutonite des Meißener Massivs über. Pechsteine und Porphyr bestehen aus magmatologisch gleichem Material. Ihre unterschiedliche Ausbildung dürfte auf ungleiche Extrusions- und Erstarrungsbedingungen zurückzuführen sein. Pechsteine und Dobritzer Porphyr werden von Porphyriten in Form von Gängen durchschlagen bzw. von Decken überlagert.

Die Altersstellung des Zehrener Porphyrs, der von PIETZSCH (1962) [87] als jüngstes Glied der Vulkanitfolge genannt wird, ist problematisch. Die häufige Verbindung dieser Gesteine mit Apliten des Meißener Granitmassivs sowie das vorwiegend herzyni-

sche Streichen der Gänge lassen es möglich erscheinen, diese Gesteine wesentlich älter einzustufen.

Die Anlage auch dieses Vulkanitkomplexes im Kreuzungsbereich herzynisch und meridional streichender Bruchzonen wird besonders am Südostrand des Komplexes deutlich, wo mehrere meridional verlaufende Porphyritgänge die älteren Vulkanite und Granite durchschlagen. Nach TRÖGER, BEHR & REICHEL (1969) [721] sind auch in diesem Gebiet die Eruptivlinien von Teplice - Meißen wirksam. Die Ausbildung und Verbreitung der Vulkanite lassen vermuten, daß im linkselbischen Teil des Meißener Vulkanitkomplexes eine vulkanotektonische Senkungsstruktur vorliegt.

Rechtseibisch gibt es außer der geologischen Kartierung keine speziellen Untersuchungen. Ignimbrite scheinen in diesem Teil, der vermutlich von dem linkselbischen grundlegend verschieden ist, zu fehlen. Über basalen Tuffen folgt ein Felsitporphyr, der von vorwiegend herzynisch, untergeordnet meridional streichenden Porphyritgängen durchschlagen wird. Nach dem Kartenbild scheint hier der Zehrener Porphyr jünger als der Felsitporphyr, aber älter als die Porphyrite zu sein. Die Gesteine des Meißener Vulkanitkomplexes sind nach PIETZSCH (1962) [87] im Siles entstanden. Paläobotanische Belege stehen bisher noch aus.

4.5. Vulkanitkomplex des Erzgebirgischen Beckens

Subsequente Vulkanite sind hier sowohl im Siles (Westfal) als auch im tiefen Autun verbreitet. Den ältesten Erguß bildet nach PIETZSCH (1962) [87] der Quarzporphyr von Flöha innerhalb der Schichten des Westfals B/C. Bei der wesentlichen Erweiterung des Sedimentationsraumes im Westfal D kommt es am Südrand des Zwickauer Gebietes zur Eruption von Melaphyr, der den tiefsten Schichten eingelagert ist. Nur im östlichen Teil des Verbreitungsgebietes des Westfals D sind im Raum Leukersdorf - Seifersdorf fast 100 m mächtige Porphyrite erbohrt worden.

Auch in den Sedimenten des Autuns sind die Vulkanite in die tiefsten Teile eingeschaltet. Die ältesten Eruptiva bilden mehrere Melaphyrergüsse, die vorwiegend im Gebiet zwischen Zwickau und Oelsnitz verbreitet sind. Sowohl im östlichen als auch im westlichen Teil des Erzgebirgischen Beckens dürften sie primär fehlen.

Besonders interessant ist eine Porphyr-Pechstein-Serie, die über dem Melaphyr bzw. über Montmorillonit-Flatschentuffen liegt. Nach VON HOYNINGEN-HUENE (1959) [45] ist dieser Erguß im Zwickauer Gebiet in der Horizontalen und Vertikalen symmetrisch aufgebaut, wobei Bentonit - bentonitischer Quarzporphyr - perlitischer Quarzporphyr - Pechstein - Quarzporphyr - Pechstein - perlitischer Quarzporphyr - bentonitischer Quarzporphyr - Bentonit aufeinanderfolgen. Zwischen allen Typen bestehen kontinuierliche Übergänge. In Randnähe der Serie fallen zuerst die mittleren Glieder aus. Die Gesteine selbst besitzen ein vitroklastisches Grundmassegefüge. Insgesamt wird dadurch deutlich, daß es sich bei dieser Gesteinsserie um einen Ignimbrit handelt, für den die kontinuierlichen Übergänge der einzelnen Typen sowie deren laterales Auskeilen charakteristisch sind. Der Verschweißungsgrad ist in den Bentoniten und bentonitischen Quarzporphyren nur schwach, in den Pechsteinen mittelstark.

Die von VON HOYNINGEN-HUENE (1959) [45] aus dem Zwickauer Raum beschriebene Abfolge ist außerordentlich typisch für eine einfache Abkühlungseinheit in Ignimbriten. Diese Gesteine sind bisher aus dem Gebiet zwischen Zwickau und Karl-Marx-Stadt bekannt und bedecken damit einen großen Teil des Erzgebirgischen Beckens. Ihre Mächtigkeit ist meist gering (im Raum Zwickau max. 16 m), doch erreicht sie nach PIETZSCH (1962 [87], S. 266) in Bohrungen auch über 100 m. Die Ausbildung der Gesteine, ihre weite Verbreitung und ihre Mächtigkeiten machen es sehr wahrscheinlich, daß diese Vulkanitserie durch ignimbritischen Ausbruchsmechanismus entstanden ist. Die letzten Zeugen vulkanischer Tätigkeit im Erzgebirgischen Becken sind die Tuffe des Zeisigwaldes im höheren Autun.

Die Abhängigkeit des subsequenten Vulkanismus im betrachteten Gebiet von der strukturellen Position wird besonders durch die Konzentration der Magmenförderung auf den Raum Zwickau - Oelsnitz deutlich, da hier sowohl im Siles als auch im Autun Melaphyre, im Autun auch Ignimbrite entstanden sind. Die Ursache wird in der Durchkreuzung des erzgebirgisch streichenden Zentralsächsischen Lineamentes mit bedeutenden herzynisch gerichteten Störungssystemen (z.B. Vorläufer der Oberhohndorfer Verwerfung und ihre Fortsetzungen nach NW und SE) gesehen. Dieses Gebiet wird weiterhin von einer rhenotypen Schwächezone gequert, die aus dem oberen Vogtland (LAUTERBACH 1962 [61]) über den Westrand des Granulitgebirges bis in den Nord-sächsischen Vulkanitkomplex zu verfolgen ist. Die vorherrschende Paragenese Basaltoide - ignimbritische Rhyolithoide läßt Parallelen zu dem ebenfalls lineamentär bedingten Vulkanismus des Döhlener Beckens erkennen.

5. Schlußfolgerungen

Die Strukturwandlungen der oberen Kruste dokumentieren sich in der Aufeinanderfolge von Geosynklinal-, Molasse- und Tafelstadium. Das Molassestadium schließt an die variszische Tektogenese an und ist als (quasikratonische) Übergangsetappe aufzufassen. Sie ist u.a. durch rege magmatische Aktivität im Wechselspiel mit tektonischen Bewegungen gekennzeichnet. Der Magmatismus umfaßt plutonische und vulkanische Erscheinungen.

In den vorangegangenen Abschnitten wurde gezeigt, daß im Südteil der DDR enge strukturelle Beziehungen und Analogien im Hinblick auf Verbreitung, Anordnung und gelegentliche Verknüpfung der plutonischen Körper und vulkanischen Komplexe bestehen. Es ist daher berechtigt, der variszischen Subsequenzperiode im Sinne von STILLE (1950) [117] auch die variszischen postkinematischen Granitoide zuzurechnen. Magmatologisch vermitteln sie zwischen dem synkinematischen Plutonismus und dem subsequenten Vulkanismus. Ihre Charakterisierung als postkinematisch wird dadurch nicht eingeschränkt.

Die ausgedehnten Plutone der Subsequenzperiode sind weitgehend an variszische Großstrukturen mit Hebungstendenz gebunden wie z.B. an die Fichtelgebirgisch-erzgebirgische Antiklinalzone oder an die Mitteldeutsche Schwelle. Dieses durch die variszische Tektogenese geprägte großregionale Bild mit NE—SW streichenden Elementen wird weitgehend durch NW—SE verlaufende Bruchstrukturen modifiziert. Sie bestimmen deutlich die regionale und lokale Verbreitung und Anordnung der Granitoide, wie es insbesondere beim Erzgebirgischen Tiefenkörper nachzuweisen ist.

Auch andere hochintrudierte Granitkörper sind vornehmlich an Störungs- bzw. Schwächezonen oder deren Kreuzungspunkten lokalisiert. Für die herzynisch streichende Thüringer Granitlinie ist dies offensichtlich. Für die Plutone des Harzes werden von verschiedenen Autoren rhenotype, eggische und herzynische Spalten herangezogen, ein Zusammenwirken von mindestens zwei Richtungen ist wahrscheinlich. In der Elbtalzone kann das Meißener Massiv als Lineamentpluton direkt einer Schwächezone zugeordnet werden; er besteht aus syn- bis postkinematischen Teilintrusionen.

Trotz zeitlich alternierender Aktivität tektonischer Richtungen im Zusammenhang mit den Granitintrusionen (z.B. im Erzgebirge) besteht die Tendenz, daß NE—SW bzw. E—W streichende Brüche an Bedeutung und Wirksamkeit verlieren, während die der NW—SE und meridional verlaufenden Elemente zunimmt. Als Summe dieser rupturrellen Aktivität ist die obere Kruste auch im Intrusionsniveau der Granitoide durch ein relativ engständiges, aus regionalen und lokalen Elementen zusammengesetztes Störungsmuster gegliedert. Beispiele dafür bilden u.a. die Störungs- und die Strukturkarte des Erzgebirges von HÖSEL (1972 [42], Abb. 10 u. 11). In den Grundzügen bzw. mit seinen regionalen Elementen bleibt dieses Störungsmuster auch für das Extrusionsniveau der Vulkanite wirksam. Das ist dann besonders deutlich, wenn sich plutonische und vulkanische Bildungen, wie z.B. im Osterzgebirge, räumlich und zeitlich verzahnen.

Über die Wirksamkeit aktiver tektonischer Richtungen während des Molassestadiums liefert neben dem Magmatismus (Vulkanismus) auch die Sedimentation entscheidende Anhaltspunkte. Die permosilesischen Ablagerungen des betrachteten Gebietes sind im wesentlichen zu den intraorogenen, teilweise auch zu den Übergangsmolassen (z.B. im Raum Flechtingen) zu rechnen (KATZUNG 1970 [49]).

Die intraorogenen Molassesenken verlaufen im Siles westlich der Mittelmeer-Mjösen-Zone postum zum Untergrund etwa NE—SW, östlich von ihr sind im Autun auch NW—SE und meridional streichende Senken stark ausgeprägt (GRUMBT u.a., dieser Festband [38]; KATZUNG 1970, 1972 [49, 50]). Erhebliche Absenkungsbeträge - häufig sind große Vulkanitmächtigkeiten damit verbunden - werden an Kreuzungspunkten der genannten aktiven tektonischen Richtungen bzw. mit variszischen Großstrukturen erreicht (SCHWAB 1970 [110, 111], KATZUNG 1972 [50]).

Die Verteilung der Vulkanitvorkommen im Südtteil der DDR läßt eine Konzentrierung auf eine breite NW—SE streichende Zone erkennen (vgl. GALLWITZ 1959 [32]). Sie ist durch die, teilweise ausgedehnten, Vulkanitkomplexe Flechtinger Scholle - Halle - Nordsachsen - Osterzgebirge gekennzeichnet. Während das Auftreten dieser Vulkanitkomplexe im regionalen Rahmen ganz offensichtlich von herzynischen Schwächezonen bestimmt wird, gehen regionale und lokale Besonderheiten auf die Wirksamkeit zusätzlicher struktureller Elemente zurück.

SCHWAB stellte 1970 [110] fest, daß epigeantiklinale Vulkanitkomplexe nahezu frei von Ignimbriten sind, wie das beim Halleschen Gebiet und Thüringer Wald der Fall ist. Allerdings ist eine postorogene Inversion wichtig - die Mitteldeutsche Schwelle wird zum Saaletrog -, die den anderen Vulkanitgebieten, einschließlich des epigeantiklinalen Osterzgebirges, fehlt. Hier ist wohl ein mechanischer Zusammenhang gegeben, der bei postorogener Senkungstendenz die Bildung eines Magmenherdes in relativ hohem

Niveau verhindert. Die unterschiedliche Vertikalkomponente bei fast ignimbritleien und bei ignimbritleführenden Komplexen kommt auch durch den intervulkanitischen Sedimentanteil zum Ausdruck, er kann im ersten Falle erheblich sein, ist im zweiten aber ganz untergeordnet. Dabei spielt die reliefausgleichende Tendenz ignimbritleischer Gesteine wesentlich mit. Während z.B. im Thüringer Wald ganz Überwiegend effusive Tätigkeit mit der Förderung von Laven sowie subvulkanische Intrusionen auftreten, ist für die Zone Flechtingen - Osterzgebirge, mit Ausnahme des Halleschen Vulkanitkomplexes, die starke Beteiligung explosiver Tätigkeit mit der Förderung von Ignimbritlen charakteristisch.

Das geotektonische Verhalten der variszischen Großstrukturen und die in ihnen ablaufenden plutonischen Vorgänge beeinflussen einerseits den Ausbruchsmechanismus, andererseits aber auch das zeitliche Einsetzen und die stoffliche Entwicklung des Vulkanismus. Es lassen sich vier Bereiche unterscheiden, die hier kurz skizziert werden sollen.

1. A n t i k l i n a l b e r e i c h e , die nach der Hauptfaltung k e i n e I n v e r s i o n erlitten haben, sind durch langdauernden Plutonismus gekennzeichnet. Der Vulkanismus setzt frühzeitig ein, wobei Verzahnungen mit dem Plutonismus möglich sind. Die Vulkanite bestehen Überwiegend aus ignimbritleischen Rhyolithoiden.
2. In A n t i k l i n a l b e r e i c h e n m i t I n v e r s i o n ist der Plutonismus im wesentlichen mit der Hauptfaltung abgeschlossen. Die mit der Inversion verbundene Zerrung hat ein frühes Einsetzen des Vulkanismus zur Folge, bei dem anfangs vorwiegend basaltoide und andesitoide, später in großem Umfang rhyolithoide Magmen als Laven gefördert werden.
3. Auch in den ehemaligen S y n k l i n a l b e r e i c h e n ist der Plutonismus im wesentlichen mit der Hauptfaltung abgeschlossen. Die anschließende Entwicklung zum Hebungsgebiet verzögert den Einsatz des Vulkanismus, bei dem basaltoide und andesitoide Schmelzen nur einen geringeren Teil geförderten Materials stellen, während rhyolithoide Magmen mit ignimbritleischem Ausbruchsmechanismus die Hauptmasse bilden.
4. Eine andersartige Entwicklung ist in den L i n e a m e n t b e r e i c h e n festzustellen, in denen z.T. ein mehrphasiger Plutonismus mit Übergängen zwischen syn- und postkinematischen Intrusionen vorhanden ist. Der Vulkanismus setzt zeitlich unterschiedlich und mehrphasig ein, wobei als Förderprodukte Basaltoide und Andesitoide die ignimbritleischen Rhyolithoide stark Überwiegen.

Bei der Lokalisierung und dem Internaufbau der Vulkanitkomplexe spielen insbesondere Bruchstrukturen eine Rolle. Anfangs sind es vor allem die zum variszischen Untergrund postumen NE-SW streichenden Brüche, während später mit zunehmender Konsolidierung herzynische und meridionale Bruchelemente als Förderwege benutzt werden. Diese Entwicklung ist speziell für den Nordsächsischen Vulkanitkomplex durch RÖLLIG (1969, 1972) [93, 94] aufgezeigt worden. Sie dürfte in ähnlicher Form auch für andere Vulkanitkomplexe Bedeutung besitzen.

Die Elbelinie und ihr westlicher Randbereich sind ganz offensichtlich durch eine Konzentration vulkanischer Erscheinungen in der Subsequenzperiode ausgezeichnet. Das Vorherrschen ignimbritischer Assoziationen läßt auf eine Blockrandzone schließen, die z.T. auf den Lausitzer Block bezogen werden kann. Die Konzentration magmatischer Komplexe im Randbereich bzw. an der Elbelinie kann unter Vorbehalt auch für den postkinematischen Plutonismus gelten, wenn diese Zone u.a. die Granite des Harzes einschließt.

Ein ebenfalls NW—SE orientiertes Vulkanitgebiet, das NE-Mecklenburg einschließt, wurde kürzlich von BUŠ & KIRJUCHIN (1972) [20] als Fehmarn-Usedom-Zone bezeichnet. Seine Gesteine sind den Vulkaniten im Südtail der DDR stofflich sehr ähnlich. Es ist zu vermuten, daß zwischen der Zone von Fehmarn-Usedom und dem Elbelinien-Randbereich mit verstärktem subsequentem Magmatismus ähnlich verlaufende Zonen für eine Verteilung von Magmatiten wichtig sein dürften.

Die zunehmende Konsolidierung der oberen Kruste während der quasikratonischen Übergangsetappe kann nicht allein dem granitischen Magmatismus zugeschrieben werden. Der (postkinematische) Plutonismus und der Vulkanismus in der variszischen Subsequenzperiode dokumentieren eine langanhaltende magmatische Tätigkeit, die einem zeitlich und räumlich differenzierten, in der Grundkonfiguration aber weitgehend einheitlichen Strukturmuster folgt. Die Dauer dieser Tätigkeit kann mit ca. 60 Mill. Jahren angesetzt werden, wenn entsprechend dem geologischen Befund von der Zeitspanne zwischen den sudetischen und den saalischen tektonischen Bewegungen ausgegangen wird.

6. Zusammenfassung

Die südlich der Mitteldeutschen Hauptlinie im Bereich der DDR auftretenden variszischen postkinematischen Plutone (Granitoide) und subsequenten Vulkanitkomplexe werden behandelt. Strukturelle Aspekte, wie z.B. die Verknüpfung mit aktiven tektonischen Richtungen (NE—SW, NW—SE, meridional), finden besondere Berücksichtigung. Es ist hervorzuheben, daß die plutonischen und vulkanischen Körper - räumlich und zeitlich differenziert - einem gemeinsamen Strukturmuster untergeordnet sind. Das erlaubt die Zusammenfassung des Plutonismus und Vulkanismus zu einem Magmatismus der Subsequenzperiode. Der postkinematische Charakter der Granitoide wird dadurch nicht berührt, er umschreibt ihre Beziehungen zum orogenen Magmatismus. - Bei der Verteilung insbesondere der Vulkanitkomplexe ist die Häufung in einer Zone, die den westlichen Randbereich der Elbelinie umfaßt, bemerkenswert. Das Überwiegen ignimbritischer Assoziationen deutet auf eine Blockrandzone hin, die z.T. auf den Lausitzer Block bezogen werden kann. - Das geotektonische Verhalten der variszischen Großstrukturen und die in ihnen ablaufenden plutonischen Vorgänge beeinflussen einerseits den Ausbruchmechanismus, andererseits aber auch das zeitliche Einsetzen und die stoffliche Entwicklung des Vulkanismus.

Literatur

- [1] AČEJEV, B.N.; HARLASS, E. Zum Problem der Altersstellung von Lamprophyren im westlichen Erzgebirge. Geologie 17 (1968), S. 1178-1194
- [2] ADLER, G.; CHRISTOPH, E. Beitrag zur Klärung der Störursache der erdmagnetischen Anomalie von Delitzsch. Z. angew. Geol. 10 (1964), S. 66-71
- [3] ALBRECHT, K.H.; GOLDBECKER, K. Neue Aufschlüsse des Rotliegenden im norddeutschen Flachland. Z. angew. Geol. 10 (1964), S. 244-248
- [4] ANDREAS, D.; ENDERLEIN, F.; MICHAEL, J. Zur Entwicklung des Rotliegenden im Thüringer Wald auf Grund neuer Kartierungsergebnisse. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 11 (1966), S. 119-130
- [5] ANDREAS, D.; MICHAEL, J. Zur geologischen Situation am Ostrande des Saale-troges im Thüringerwald. Hall. Jb. mitteldt. Erdgesch. 7 (1966), S. 15-38
- [6] ANEGG, R. Zur Petrographie und Vulkanotektonik des Grimmaer Quarzporphyrs im Nordsächsischen Vulkanitkomplex. Wiss. Z. Univ. Halle XIX'70 M (1970) 4, S. 79-86
- [7] BANKWITZ, P. Eine Betrachtung über das Verhalten intrusiver magmatischer Massen und deren Formen nach der Platznahme. Freib. Forsch.-H. C 215 (1967), S. 95-105
- [8] BAUMANN, L.; GORNY, S. Neue tektonische und petrographische Untersuchungsergebnisse in der Zinnlagerstätte Tannenberg - Mühlleiten. Freib. Forsch.-H. C 181 (1964), S. 89-117
- [9] BEDERKE, E. Grundfragen des Vulkanismus. Geol. Rdsch. 35 (1948), S. 127-133
- [10] BEDERKE, E. Probleme des permischen Vulkanismus. Geol. Rdsch. 48 (1959), S. 10-18
- [11] BEHR, H.-J. Das metamorphe Grundgebirge im Thüringer Becken. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 11 (1966), S. 39-56
- [12] BEHR, H.-J. Zur tektonischen Analyse magmatischer Körper unter besonderer Berücksichtigung des Quarzkorngefüges; II. Teil: Ergebnisse komplexer granittektonischer Untersuchungen an Magmatiten der Elbtalzone, der Lausitz und Westsachsens. Freib. Forsch.-H. C 219 (1968), S. 33-97
- [13] BEHR, H.-J. Altersbeziehungen zwischen Magmatismus, Metamorphose und ringförmigen Großstrukturen im sächsischen Erzgebirge. Freib. Forsch.-H. C 241 (1969), S. 27-43
- [14] BEHR, H.-J. Gesetzmäßigkeiten des Gefügebaues von tiefen Stockwerken. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 16 (1971), S. 403-412

- [15] BEHRENDT, L. Ein Beitrag zur Rotliegendkartierung auf Blatt Tambach-Dieharz (Thüringer Wald).
Geologie 17 (1968), S. 255-272
- [16] BENEK, R. Der Bau des Ramberg-Plutons im Harz.
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenwes., Montangeol. (1967) 1, S. 7-80
- [17] BENEK, R.; u.a. Strukturgeologische Stellung der permosilesischen Vulkanitkomplexe von Flechtingen - Altmark und Nordsachsen [unveröff. Zwischenbericht].
Berlin: Zentralinst. Phys. Erde 1970
- [18] BRÄUER, H. Spurenelementgehalte in granitischen Gesteinen des Thüringer Waldes und des Erzgebirges.
Freib. Forsch.-H. C 259 (1970), S. 83-139
- [19] BURCHARDT, I.
EISENÄCHER, L. Neue Ergebnisse zur Gliederung der Vulkanitserie im Gebiet des Flechtinger Höhenzuges (Subherzyne Scholle).
Geologie 19 (1970), S. 813-825
- [20] BUŠ, V.A.; KIRJUCHIN, L.G. Über die Verbreitung subsequenter Effusiva des Jungpaläozoikums in Mitteleuropa.
Z. angew. Geol. 18 (1972) 7, S. 323-328
- [21] CHROBOK, S.M. Untersuchungen zur Geologie des Brockenmassivs (Harz).
Geologie, Beih. 48 (1965), 82 S.
- [22] CHRT, J.; u.a. Räumliche und zeitliche Beziehungen der endogenen Mineralisation der Böhmisches Masse zu Magmatismus und Bruchtektonik.
Z. angew. Geol. 14 (1968), S. 362-376
- [23] CLOOS, H. Zur Terminologie der Plutone.
Fennia 50 (1928) 2, S. 1-10
- [24] EIDAM, J.; SEIM, R. Zur Geochemie und Genese des Rambergmassivs (Harz).
Chemie der Erde 29 (1971), S. 277-341
- [25] EIGENFELD, F. Vulkanotektonische und petrographische Untersuchungen im Rochlitzer Quarzporphyrkomplex (Gebiet Grimma - Großbothen - Colditz).
Dipl.-Arb. Univ. Halle 1968 (unveröff.)
- [26] EISSMANN, L. Geologie des Bezirkes Leipzig, eine Übersicht.
Nat. region. Lipsiensis, H. 1 und 2 (1970), 176 S.
- [27] ENDERLEIN, F.; MÄDLER, J. Randfazies und Gliederungsmöglichkeiten der Oberhöfer Quarzporphyre. In: Kurzreferate und Exkursionsführer Tagung Suhl 1971, S. 85-90.
Berlin: Dt. Ges. geol. Wiss. 1971
- [28] ENGELS, CH. Beiträge zur Geologie des Dolerites der Höhenberge.
Diss. Univ. Jena 1964 (unveröff.)
- [29] ERZBERGER, R.; u.a. Untersuchungsergebnisse an Neuaufschlüssen in kristallinen Gesteinen zwischen Halle und Cottbus. Teil 1: Regionalgeologische Situation und Bedeutung der Bohraufschlüsse Plötz 472, Doberlug T 52 und Colochau 3/60.
Geologie 11 (1962), S. 633-639

- [30] ERZBERGER, R.; u.a. Zur Stellung des südbrandenburgischen Grundgebirges innerhalb der Saxothuringischen Zone im Lichte von Neuaufschlüssen.
Krystallinikum 2 (1964), S. 23-38
- [31] FANDRICH, K. Zur Problematik komagmatischer Bildungen.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. B 11 (1966), S. 481-492
- [32] FISCHER, I. Geologische Untersuchungen am Kernmaterial der Bohrung Meltewitz (Sa.).
Dipl.-Arb. Univ. Halle 1968 (unveröff.)
- [33] GALLWITZ, H. Die Stellung der Magmatite im Permokarbon der Mitteldeutschen Hauptscholle.
Geol. Rdsch. 48 (1959), S. 27-32
- [34] GOTTESMANN, B. Petrographische Untersuchungen an permosilesischen Vulkaniten aus dem Raum Wittenberg (Elbe) - Dahme - Torgau.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. B 14 (1969), S. 339-357
- [35] GOTTESMANN, B.; KNOTH, W. Petrographie und regionalgeologische Stellung des Granodiorits von Pretzsch (Elbe).
Geologie 15 (1966), S. 1023-1032
- [36] GROSSE, S.; KOPF, H.; SONNTAG, K. Ergebnisse der Gravimetermessungen im Westerzgebirge.
Freib. Forsch.-H. C 110 (1961), S. 55-102
- [37] GROSSE, S.; OELSNER, CH; BREMER, H. Über die gravimetrische Vermessung des Vogtlandes und des Erzgebirges.
Z. angew. Geol. 7 (1961), S. 357-362
- [38] GRUMBT, E.; u.a. Zur Sedimentation und Tektonik in den tieferen und höheren Molassen der Varisziden von Mitteleuropa.
Dieser Festband
- [39] HAUBOLD, H.; KATZUNG, G. Biostratigraphie der Autun-Saxon-Grenze. In: Kurzreferate und Exkursionsführer Tagung Suhl 1971, S. 8-10.
Berlin: Dt. Ges. geol. Wiss. 1971
- [40] HERRMANN, G. Die Granite des Westerzgebirges und des Vogtlandes und ihre Beziehungen zu granitischen Gesteinen benachbarter Räume.
Diss. Bergakad. Freiberg 1967 (unveröff.)
- [41] HIRSCHMANN, G. Assyntische und varistische Baueinheiten im Grundgebirge der Oberlausitz.
Freib. Forsch.-H. C 212 (1966), 146 S.
- [42] HÖSEL, G. Fortschritte der Metallogenie im Erzgebirge, A. Position, Aufbau sowie tektonische Strukturen des Erzgebirges.
Geologie 21 (1972), S. 437-456
- [43] HOHL, R. Der Leipziger Granit.
Geologie 4 (1955), S. 23-26
- [44] HOPPE, G.; KUNERT, R.; SCHWAB, M. Zirkone aus Gesteinen des Mitteldeutschen Permokarbons. II: Die Altersstellung des Auerbergporphyrs im Harz.
Geologie 14 (1965), S. 777-813

- [45] HOYNINGEN-HUENE, E. VON Zur Geologie der Kupfervorkommen im Rotliegenden von Zwickau.
Freib. Forsch.-H. C 58 (1959), S. 93-105
- [46] JOHN, K.-H. Erarbeitung und Anwendung von Methoden zur Klärung einiger Probleme des Vulkanismus an ausgewählten Objekten im Bereich der Tambacher Mulde (Thüringer Wald).
Diss. Univ. Berlin 1970 (unveröff.)
- [47] KATTERFEL'D, G.N.; ČARUŠIN, G.V. Global'naja treščinovatost' zemli i drugich planet. Geotektonika (1970) 6, S. 3-12
- [48] KATZUNG, G. Rotliegendes. In: Grundriß der Geologie der DDR, Bd. 1, S. 201-218.
Berlin: Akademie-Verlag 1968
- [49] KATZUNG, G. Das Permosiles im Südteil der Deutschen Demokratischen Republik. Ein Überblick.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 15 (1970), S. 7-27
- [50] KATZUNG, G. Stratigraphie und Paläogeographie des Unterperms in Mitteleuropa.
Geologie 21 (1972), S. 570-584
- [51] KISELEV, V.V.; KOROLEV, V.G. O sootnošenii inicial'nogo i subsekventnogo magmatizma.
Geotektonika (1970) 3, S. 41-49
- [52] KLOCKMANN, F. Der geologische Aufbau des sogenannten Magdeburger Uferrandes mit besonderer Berücksichtigung der auftretenden Eruptivgesteine.
Jb. preuß. geol. Landesanst. 11 (1892), S. 118 bis 256
- [53] KOCH, R.A. Der morphologische und geologische Aufbau des Petersbergmassivs und seiner Umrahmung.
Wiss. Z. Hochsch. Bauwes. Leipzig (1965), S. 151 bis 167
- [54] KOCH, R.A. Die Eruptionsfolgen und die Ausbruchsstellen der Halleschen Vulkanite.
Wiss. Z. Hochsch. Bauwes. Leipzig (1966), S. 197 bis 206
- [55] KÖLBEL, F. Das Prätertiär von Südbrandenburg.
Geologie 11 (1962), S. 1113-1132
- [56] KÖLBEL, H. Große Seitenverschiebungen und Horizontalflexuren im deutschen Grundgebirge und ihre lagerstättenkundliche Bedeutung.
Geologie 3 (1954), S. 445-450
- [57] KORN, J. Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen etc., Lief. 249, Blatt Niegripp.
Berlin: Preuß. geol. Landesanst. 1923
- [58] KUHN, B. Vulkanotektonische und petrographische Untersuchungen im Rochlitzer Quarzporphyrkomplex (Gebiet Bad Lausick - Großbothen - Colditz).
Dipl.-Arb. Univ. Halle 1968 (unveröff.)
- [59] LANGE, H.; u.a. Fortschritte der Metallogenie im Erzgebirge, B. Zur Petrographie und Geochemie der Granite des Erzgebirges.
Geologie 21 (1972), S. 457-493

- [60] LANGE, P.; STEINER, W. Eggische Strukturlinien im geologischen Bauplan der Deutschen Demokratischen Republik. *Geologie* 20 (1971), S. 213-235
- [61] LAUTERBACH, R. Rhenotype Strukturen im Bilde geologisch-geophysikalischer Untersuchungsergebnisse Mitteleuropas. *Ber. geol. Ges. DDR* 7 (1962), S. 325-336
- [62] LINDNER, H. Ergebnisbericht über gravimetrische Erkundung im Gebiet Altenberg - Osterzgebirge [unveröff. Bericht]. Leipzig: VEB Geophysik 1964
- [63] LÜTZNER, H. Fazies und Transportrichtung im Oberrotliegenden von Elgersburg (Thüringer Wald). *Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A* 11 (1966), S. 137-160
- [64] MEINEL, G. Über lagerstättenkundliche Ergebnisse und Methodik der Erkundung von Erzvorkommen des spätvaristischen Magmatismus im Ostthüringer Schiefergebirge. *Ber. geol. Ges. DDR* 7 (1962), S. 206-217
- [65] MEINEL, G. Zur Ausbildung des Magmatit-Migmatit-Komplexes der Mitteldeutschen Kristallinzone. In: Kurzzreferate und Exkursionsführer Tagung Suhl 1971, S. 5. Berlin: Dt. Ges. geol. Wiss. 1971
- [66] MEISSNER, B. Diagenese und Metamorphose des Vor- und Altpaläozoikums im Raum Leipzig. In: Kurzzreferate und Exkursionsführer Tagung Gera 1970, S. 16. Berlin: Dt. Ges. geol. Wiss. 1970
- [67] MICHAEL, J. Der Vulkanismus der Gehrener Schichten. In: Kurzzreferate und Exkursionsführer Tagung Suhl 1971, S. 8. Berlin: Dt. Ges. geol. Wiss. 1971
- [68] MÖBUS, G. Zur Tektonik der Ganggesteine im Lausitzer Granitmassiv. *Geologie* 8 (1959), S. 601-611
- [69] MÖBUS, G. Die geotektonische Entwicklung des Grundgebirges im Raum Erzgebirge - Elbtalzone - Lausitzer Grundgebirge - Westsudeten. *Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chem., Geol., Biol.* (1964) 5, 114 S.
- [70] MÖBUS, G. Die variscische Tektogenese in der Elbtalzone. *Geologie* 15 (1966), S. 6-18
- [71] MÖBUS, G. Postkinematische Granite im Variscikum. *Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenwes., Montangeol.* (1967) 1, S. 3-6
- [72] MÖBUS, G. Tektogenese und Magmatismus im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. *Geologie* 17 (1968), S. 631-646
- [73] MÖBUS, G.; LINDERT, W. Das Granitmassiv von Königshain bei Görlitz (Oberlausitz). *Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenwes., Montangeol.* (1967) 1, S. 81-160

- [74] MOESTA, G. Brüche und Porphyreffusionen im östlichen Erzgebirge.
Z. dt. geol. Ges. 80 (1928), S. 343-408
- [75] MOSSAKOVSKIJ, A.A. Orogennyj etap razvitija geosinklinal'nych oblastej i nekotorye problemy subsekventnogo magmatizma. In: Problemy svjazy tektoniki i magmatizma, S. 133-153.
Moskva: Nauka 1969
- [76] MÜLLER, A. Geologische Ergebnisse einiger neuer Bohrungen im Prätertiär von Leipzig und Umgebung.
Geologie 13 (1964), S. 668-681
- [77] MÜLLER, B.; BEHR, H.-J. Der Granit von Stolpen und seine Beziehungen zum Strukturbild der Westlausitz.
Freib. Forsch.-H. C 241 (1969), S. 87-96
- [78] MURATOV, M.V. The role of magmatism in the development of geosynclinal systems.
23. internat. geol. Congr. Reports 2 (1968), S. 243 bis 253
- [79] NEUMANN, W. Versuch eines lithostratigraphischen Vergleiches von Grundgebirgsanschnitten im Bereich der Mitteldeutschen Schwelle.
Geologie 15 (1966), S. 942-962
- [80] NEUMANN, W. Die Entwicklung von variszischer und saxonischer Tektonik im Ruhlaer Kristallin. In: Kurzreferate und Exkursionsführer Tagung Suhl 1971, S. 4.
Berlin: Dt. Ges. geol. Wiss. 1971
- [81] PAECH, H.-J. Zur Petrographie und Tektonik des Kirchberger Granites (Grenzgebiet Erzgebirge-Vogtland).
Geologie 16 (1967), S. 129-156
- [82] PAECH, H.-J. Über von Porphyriten überlagerte permosilesische Deckgebirgssedimente der Flechtinger Scholle (Bezirk Magdeburg).
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 15 (1970), S. 75-86
- [83] PÄLCHEN, W. Zur Geochemie und Petrologie der postorogenen varistischen Magmatite des sächsischen Osterzgebirges.
Diss. Bergakad. Freiberg 1968 (unveröff.)
- [84] PATZELT, G. Bau und Schichtfolge der Asbach - Rotteröder Mulde (Thüringer Wald) nach neuen Kartierungsergebnissen.
Hall. Jb. mitteldt. Erdgesch. 7 (1966), S. 39-60
- [85] PATZELT, G. Zu einigen Fragen der Gliederung und Lagerungsverhältnisse im Rotliegenden des mittleren Thüringer Waldes.
Geologie 19 (1970), S. 789-802
- [86] PFEIFFER, L. Beiträge zur Petrologie des Meißener Massivs.
Freib. Forsch.-H. C 179 (1964), 222 S.
- [87] PIETZSCH, K. Geologie von Sachsen.
Berlin: VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften 1962

- [88] REH, H. Über die Beziehungen postmagmatischer Lagerstätten zu den jungvariskischen Graniten im Thüringer Schiefergebirge und im Vogtland.
Z. angew. Geol. 8 (1962), S. 565-570
- [89] REICHEL, W. Stratigraphie, Paläogeographie und Tektonik des Döhlener Beckens bei Dresden.
Abh. staatl. Mus. Mineral. Geol. 17 (1970), 133 S.
- [90] RICHTER-BERNBURG, G. Saxonische Tektonik als Indikator erdtiefer Bewegungen.
Geol. Jb. 85 (1968), S. 997-1030
- [91] RÖHLICH, P.; ŠŤOVÍČKOVÁ, N. Die Tiefenstörungs-Tektonik und deren Entwicklung im zentralen Teil der Böhmisches Masse.
Geologie 17 (1968), S. 670-694
- [92] RÖLLIG, G. Tektonische und petrographische Untersuchungen im NE-Teil des Nordwestsächsischen Porphyrykomplexes. Hercynia, N.F. 2 (1965), S. 203-217
- [93] RÖLLIG, G. Beiträge zur Petrogenese und Vulkanotektonik der Pyroxenquarzporphyre Nordwestsachsens.
Diss. Univ. Halle 1969 (unveröff.)
- [94] RÖLLIG, G. Zur Petrogenese und Vulkanotektonik der Pyroxenquarzporphyre (Ignimbrite) des Nordsächsischen Vulkanitkomplexes.
Jb. Geol. 5 (1972) [im Druck]
- [95] RÖLLIG, G.; u.a. Die Ignimbrite des Nordsächsischen Vulkanitkomplexes.
Wiss. Z. Univ. Halle XIX'70 M (1970) 4, S. 67-78
- [96] SÄRCHINGER, H. Ballendorf (petromagnetisch-geologische Kartierungsbohrungen) [unveröff. Bericht].
Leipzig: VEB Geophysik 1966
- [97] SCHIRMER, B. Beitrag zur Gliederung und Geochemie der permosilesischen Vulkanite des Thüringer Waldes. In: Kurzreferate und Exkursionsführer Tagung Suhl 1971, S. 11-12.
Berlin: Dt. Ges. geol. Wiss. 1971
- [98] SCHREIBER, A. Das Rotliegende des Flechtinger Höhenzuges.
Freib. Forsch.-H. C 82 (1960), 132 S.
- [99] SCHROEDER, E. Zur tektonischen Analyse von Plutonen mit Beispielen aus dem Harz, Thüringen und Sachsen.
Freib. Forsch.-H. C 219 (1968), S. 5-31
- [100] SCHULZE, H. Petrographisch-geochemische Untersuchungen der Tharandter Porphyre.
Geologie 14 (1965), S. 220
- [101] SCHUST, F. Über das Verhältnis des Bodeganges zum Ramberggranit.
Ber. geol. Ges. DDR 3 (1958), S. 75-79
- [102] SCHUST, F. Zu den Granitvarietäten des Eibenstocker Zinnreviers im Westerzgebirge.
Z. angew. Geol. 11 (1965), S. 4-11

- [103] SCHUST, F. Beitrag zur Untersuchungsmethodik magmatischer Körper, dargestellt am Beispiel des Eibenstocker Massivs.
 Geologie, Beih. 52 (1966), 75 S.
- [104] SCHUST, F. Strukturelle Probleme der regionalen Metallogenie des Erzgebirges und Vogtlandes.
 Z. angew. Geol. 14 (1968), S. 57-65
- [105] SCHUST, F. Bemerkungen zur geologischen und strukturellen Charakterisierung der wolframführenden Mineralisationen, insbesondere der Quarz-Wolframit-Gänge des Westerzgebirgischen Teilplutons (Teil 1 u. 2).
 Z. angew. Geol. 18 (1972), S. 2-10 u. 56-61
- [106] SCHÜTZEL, H.; KUTZSCHKE, D. Ein Lamprophyrgang im Granitmassiv von Bergen - Lauterbach.
 Geologie 13 (1964), S. 37-45
- [107] SCHWAB, M. Tektonische und vulkanotektonische Beobachtungen im Tharandter Wald (Sachsen).
 Hall. Jb. mitteldt. Erdgesch. 4 (1962), S. 69-81
- [108] SCHWAB, M. Tektonische Untersuchungen im Permokarbon von Halle/Saale.
 Freib. Forsch.-H. C 139 (1965), 109 S.
- [109] SCHWAB, M. Beiträge zur Tektonik der Rhenoharzynischen Zone im Gebiet der DDR mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Unterharz.
 Habil.-Schr. Univ. Halle 1969 (unveröff.); Jb. Geol. 5 (1972) [im Druck]
- [110] SCHWAB, M. Die Beziehungen der subsequenten Vulkanite des Permosiles zum variszischen Orogen, dargestellt unter besonderer Berücksichtigung des Halleschen Vulkanitkomplexes.
 Geologie 19 (1970), S. 249-280
- [111] SCHWAB, M. Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im Permosiles Mitteleuropas.
 Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 15 (1970), S. 29-45
- [112] SCHWAN, W. Gliederung und Faltung des Harzes in Raum und Zeit.
 Symp. zu Ehren v. H. STILLE (1956), S. 272-288
- [113] SIEGERT, CH. Die zeitliche und räumliche Entwicklung des intermediären Vulkanismus im Halleschen Permokarbonkomplex.
 Geologie 16 (1967), S. 889-900
- [114] SMITH, R.L. Zones and zonal variations in welded ash flows.
 U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 354-F (1960), S. 149 bis 159
- [115] STETTNER, G. Orogene Schollentektonik und granitoide Mobilisation im Westteil der Böhmisches Masse.
 Geol. Rdsch. 60 (1971), S. 1465-1487
- [116] STILLE, H. Zur Frage der Herkunft der Magmen.
 Abh. preuß. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. 1939 (1940) 19, 31 S.

- [117] STILLE, H. Der "subsequente" Magmatismus. *Miscellanea Academica Berolinensia*, Abh. Geotekt. 3 (1950), 25 S.
- [118] STILLE, H. Das mitteleuropäische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. *Geol. Jb.*, Beih. 2 (1951), 138 S.
- [119] TISCHENDORF, G.; u.a. Zur Lage der Granitoberfläche im Erzgebirge und Vogtland. *Z. angew. Geol.* 11 (1965), S. 410-423
- [120] TISCHENDORF, G.; LÄCHELT, S.; HAAKE, R. Zur Problematik der Verteilung von Zinnmineralisationen in Raum und Zeit. *Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A* 16 (1971), S. 379-394
- [121] TRÜGER, K.A.; BEHR, H.-J.; REICHEL, W. Die tektonisch-fazielle Entwicklung des Elbelineamentes im Bereich der Elbtalzone. *Freib. Forsch.-H. C* 241 (1969), S. 71-85
- [122] VOLAND, B. Differentiationserscheinungen am olivinführenden Dolerit der Höhen-Berge im Thüringer Wald (Bohrung Schnellbach 1/62). Teil 1: Die petrographische Gliederung des Dolerites. *Geologie* 14 (1965), S. 1077-1101
- [123] WASTERNAACK, J. Bericht über petrographische Untersuchungen an sauren Magmatiten des NW-sächsischen Gebietes unveröff. Bericht. Berlin: Zentr. geol. Inst. 1964
- [124] WATZNAUER, A. Die erzgebirgischen Granitintrusionen. *Geologie* 3 (1954), S. 688-706
- [125] WATZNAUER, A. Beiträge zur Kenntnis der varistischen Plutogenese. *Abh. dt. Akad. Wiss., Kl. III* (1960) 1, S. 62-76
- [126] WATZNAUER, A. Stratigraphie und Fazies des erzgebirgischen Kristallins im Rahmen des mitteleuropäischen Varistikums. *Geol. Rdsch.* 54 (1964), S. 853-860
- [127] WEYL, R. Die Einheit magmatischen Geschehens im orogenen Zyklus. *Geol. Rdsch.* 36 (1948), S. 35-39
- [128] WEYL, R. Krustenbau und sialischer Vulkanismus. *Geol. Rdsch.* 56 (1967), S. 369-372
- [129] ZOUBEK, V. The Krusné Hory Pluton; the Karlovy Vary Granite Massif. In: *Guide des Excursions dans le noyau du Massif de la Bohême*, S. 81-84. Praha: Edit. Acad. tchécoslov. Sci. 1964

Die strukturelle Lage der subsequenten Effusiva der Varisziden
Zentraleuropas, Mittelasiens und Kasachstans

Von VILJAM ARTUROVIČ BUŠ, Moskau, RADIM GAVRILOVIČ GARECKIJ, Minsk,
& LEONID GRIGOREVIČ KIRJUCHIN, Moskau

1. Einleitung

Alle Forscher, die die paläozoischen Faltungssysteme untersuchen, gliedern wie seinerzeit schon STILLE (1950) [22] und BOGDANOV (1959) [3] die orogene tektonische Etappe aus. Sie ist durch eine starke Entwicklung grauer, kohleführender und roter Molassen sowie salzführender und toniger Schichtfolgen gekennzeichnet. Diese werden in den breiten epigenetischen Innensenken der sich hebenden Faltungssysteme oder in den Randensenken an der Grenze zu älteren Strukturelementen gebildet. Die strukturelle Lage der für die orogene Etappe charakteristischen subsequenten sialischen Vulkanite und der mit ihnen häufig verbundenen interzedenten Granitoid-Intrusionen war lange Zeit ungeklärt. STILLE hat auf die Bindung dieser Effusiva an die intraorogenen epigenetischen Senken hingewiesen. Später hat BOGDANOV (1959, 1965) [3, 4] die vulkanischen Randgürtel der epikaledonischen orogenen Etappe beschrieben, die durch subsequente Effusiva des unteren bis mittleren Devons an der Grenze zwischen den sich hebenden Gebirgsystemen der Kaledoniden und den absinkenden Geosynklinaltrögen der Varisziden gebildet wurden.

Die geologischen Untersuchungen der letzten Jahre ermöglichen eine Präzisierung der strukturellen Lage der Zonen mit subsequenten Effusiva. Die Untersuchungsergebnisse über den Aufbau der Varisziden Zentraleuropas, Mittelasiens und Kasachstans erlauben die Unterscheidung von intraorogenem, periorogenem und teleorogenem subsequentem Vulkanismus als Grundtypen.

2. Intraorogene subsequente Vulkanite

Die intraorogenen subsequenten Effusiva sind in den Varisziden Zentraleuropas gut erforscht. Sie treten in den großen epigenetischen Senken Saar-Trog, Saale-Trog und Innersudetische Senke sowie in einer Reihe kleinerer Senken (Abb. 1) auf. Ihr Aufbau ist in den letzten Jahren von KATZUNG (1968, 1970) [14, 15] sowie von SCHWAB (1970) [20] charakterisiert worden.

Saar- und Saale-Trog sind in ihrer gesamten Erstreckung der die variszischen Geosynklinaltröge der Rhenoharzynischen und Saxothuringischen Zone trennenden geantiklinalen Zone der Mitteldeutschen Kristallinschwelle aufgelagert. Beide Tröge entstanden postsudetisch im Westfal B - C (Schichten von Roitzsch und Kitzen im Saale-Trog; Folgen von St. Ingbert und La Houve im Saar-Trog). Der untere Teil des Profils wird durch eine transgressive Serie vorwiegend grauer, kohleführender Molassen gebildet, die anfangs (Westfal) einzelne kleine Becken ausfüllten und sich später (Stefan) zu großen Becken vergrößerten. Der mittlere Teil der oberpaläozoischen

Schichtfolgen besteht aus einer regressiven Serie roter Molassen des Autuns - Untersaxons. Sie wurden in einzelnen, sich allmählich verkleinernden Senken abgelagert, die aus den großen Stefanbecken hervorgegangen waren. Den oberen Teil des Profils schließlich bilden Rotmolassen des Spätsaxons, die, ausgehend von den im Frühsaxon entstandenen Restsenken, über die älteren Molassen und Gesteine des Fundaments transgredierte.

Die subsequenten Effusiva gehören zu einer gemischten Schichtfolge vulkanogener Molassen und entwickeln sich, wie SCHWAB (1970) [20] gezeigt hat, in quer zu Saar- und Saale-Trog liegenden herzynisch verlaufenden Zonen. So hat sich an der Elbe-Lineamentzone der Nordwestsächsische Vulkanitkomplex gebildet; an die großen Störungen des Thüringer-Wald-Horstes (Pfahllineament) ist der Thüringische Vulkanitkomplex gebunden, in der südöstlichen Fortsetzung der Störungen der Unterrheingraben befindet sich der Nahe-Vulkanitkomplex.

Die Profile der vulkanogenen Molassen sind in allen drei Gebieten verschieden, jedoch treten deutliche Unterschiede nur im tieferen Teil mit seinen vorwiegend intermediären Vulkaniten auf. Hierzu gehören in Thüringen die Gehrner Schichten, in Nordwestsachsen die Meißener Schichten und die Kohrener Folge, im Nahe-Gebiet der untere Deckenkomplex der Söterner Serie. Im höheren Teil der vulkanogenen Molassen kommen fast ausschließlich saure Effusiva und subvulkanische Intrusionen vor. In Thüringen sind es die Oberhöfer Schichten sowie Quarzporphyre und deren Tuffe in den unteren Tambacher Schichten; in Nordwestsachsen sind es die Quarzporphyre von Rochlitz, Frohburg, Buchheim und Grimma in der Rochlitzer Folge; im Nahe-Gebiet ist es der obere Deckenkomplex der Söterner Serie. Die Grenze zwischen diesen beiden Stadien des Vulkanismus liegt in Thüringen und Sachsen am Beginn des höheren Autuns und im Nahe-Gebiet im Mittelsaxon.

In Mittelasien und in Kasachstan sind die intraorogenen subsequenten Effusiva nur schwach im variszischen Džungar-Balchaš-System - in den subsequenten Senken von Sajak und Čulak (Abb. 2) - entwickelt. Die erstgenannte Senke befindet sich am Nordufer des Balchašsees und überlagert ein großes Antiklinorium. Sie ist mit Andesitbasalten der Kysylkinskaja-Serie (hohes Unter- und tiefes Oberperm) in einer Mächtigkeit von einigen hundert Metern ausgefüllt. In der Čulak-Senke ist der untere, andesitische Teil des Profils 200 - 300 m mächtig, während sich der obere Teil (400 - 500 m) aus Ignimbriten, Quarzporphyren und Tuffen liparitischer Zusammensetzung aufbaut. Das Alter der Vulkanite ist spätkarbonisch bis frühpermisch. Die Čulak-Senke liegt im Zentrum eines großen Geosynklinaltroges. Im Variszikum des südlichen Tjan-Šan kommen die subsequenten Effusiva (liparitische Quarzporphyre und ihre Tuffe) als einzelne Einschaltungen in roten Molassen des höheren Unterperms sowie des Oberperms vor. Sie wurden in der Karačatyrskaja, der Karasujskaja und anderen epigenetischen Senken gebildet.

3. Periorogene subsequente Vulkanite

Die periorogenen subsequenten Effusiva bilden vulkanische Randgürtel um die variszischen Orogene und überlagern variszisches sowie älteres gefaltetes Fundament. Demnach stellen die Randsenken und die vulkanischen Randgürtel antagonistische Strukturen dar (BUK & KIRJUČIN 1972 [87]). Die vulkanischen Randgürtel sind in den letz-

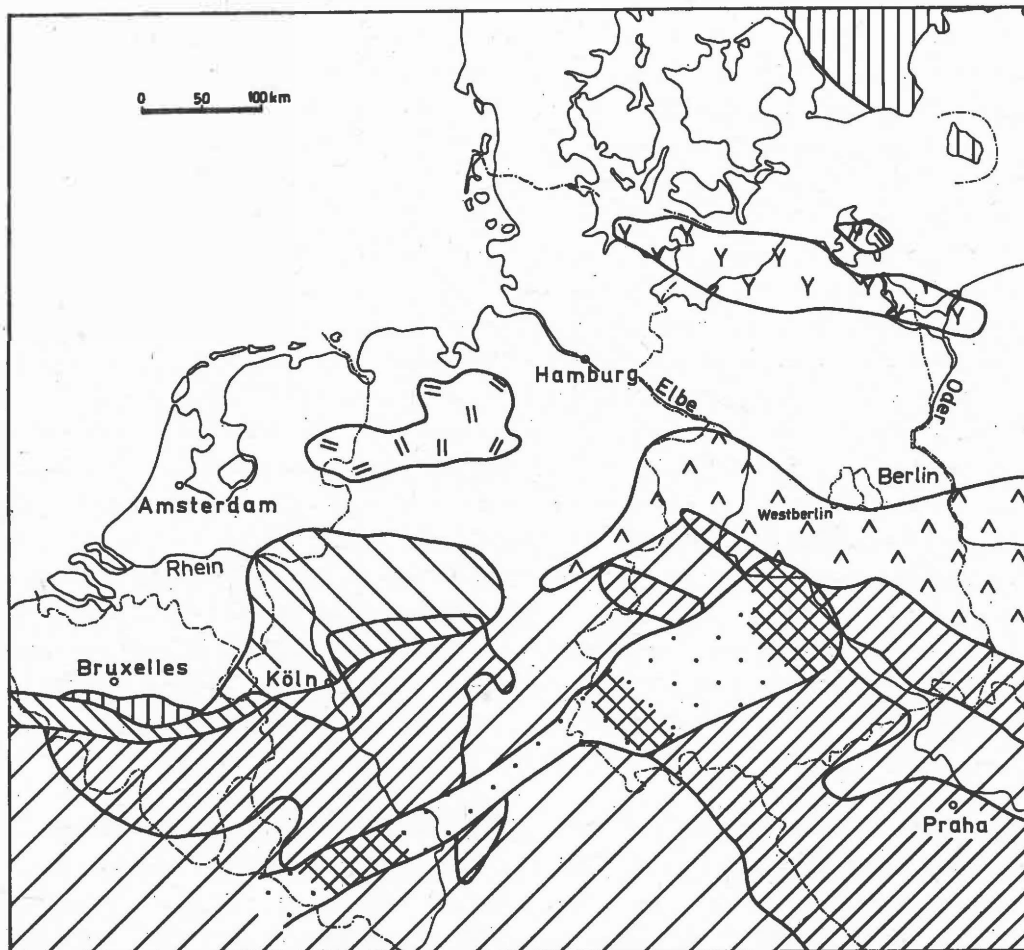


Abb. 1 Die Verbreitung der epivariszischen subsequenten Effusiva in Mitteleuropa

1 - Prävariszische Faltungssysteme an der Oberfläche bzw. unter Tafeldeckgebirge; 2 - Variszisches Faltungssystem an der Oberfläche bzw. unter Tafeldeckgebirge; 3 - Subvariszische Randsenke an der Oberfläche bzw. unter Tafeldeckgebirge; 4 bis 7 - Subsequente epivariszische Effusiva: 4 - Intraorogene Effusiva im Saar-Saale-Molassetrog; 5 - Periorogene Effusiva des subvariszischen vulkanischen Randgürtels; 6 - Teleorogene intermediäre und saure Effusiva des Fehmarn-Usedom-Vulkangürtels; 7 - Teleorogene basische Effusiva

ten Jahren in Kasachstan und Mittelasien erforscht worden. An der Ost- und Nordgrenze der Varisziden des Urals und des südlichen Tjan-Šan erstreckt sich der Kurama-Valer'-janovskij-Randgürtel, entlang der Südgrenze der Varisziden des südlichen Tjan-Šan der Gissar-Gürtel. Das variszische Džungar-Balchaš-System wird von allen Seiten vom Ili-Balohaš-Vulkanitgürtel hufeisenförmig umrahmt (Abb. 2).

Der Valer'-janovskij-Gürtel ist im nördlichen Teil der Turgaj-Ebene aufgeschlossen. Von dort aus ist er durch geophysikalische Untersuchungen und Bohrungen unter der mesozoischen Tafeldecke bis zur Südostküste des Aralsees zu verfolgen. Dieser Gürtel besteht aus effusiv-pyroklastischen und subvulkanischen Bildungen sowie aus komagmatischen intrusiven Gabbro-Norit, Gabbros, Pyroxen- und Hornblende-Quarzdioriten und Granodioriten (BUŠ, GARECKIJ & KIRJUCHIN 1971 [6]; BUŠ u.a. 1971 [7]). Die effusiv-pyroklastischen Gesteine lassen sich in drei Schichtfolgen gliedern. Die untere Folge (mittleres Visé - Namur) setzt sich aus dunkelbraunen, schwarzen, manchmal rotbraunen pyroklastischen Gesteinen zusammen. Dazu gehören Bomben-, Lapilli- und Psammit-Tuffe, seltener Aschentuffe, ferner Lavaströme und Decken andesitischer, basaltischer und manchmal dazitischer Zusammensetzung. Die Mächtigkeit der unteren Folge erreicht 2500 m. Die mittlere Schichtfolge (Obernamur) ist durch rote Konglomerate und Sandsteine vertreten, zwischen denen Basalt- und Andesitporphyrite, Dazitporphyre und ihre Aschentuffe liegen. Die Mächtigkeit der mittleren Folge erreicht 1600 m. Die obere Schichtfolge (Oberpaläozoikum) besteht aus Dazitporphyr- und Quarzporphyrdecken, liparitischen Felsitporphyren sowie ihren Tuffen und Tuffbrekzien mit einer Gesamtmächtigkeit von höchstens 100 - 200 m. Mit dem Valer'-janovskij-Gürtel im Ostteil der Turgaj-Ebene ist möglicherweise eine Serie von kätotypischen Basalten, Doleriten, seltener Lipariten, Andesitbasalten, Andesiten und bunten terrigenen Gesteinen räumlich und genetisch verknüpft. Die Mächtigkeit dieser frühtriassischen, in Gräben verschiedener Dimensionen und grabenartigen Senken auftretenden Turinskaja-Serie überschreitet 1000 m.

Der Aufbau des Kurama-Sektors des hier beschriebenen Vulkanitgürtels wurde im westlichen Tjan-Šan untersucht. Er ist unter dem Tafeldeckgebirge in westlicher Richtung bis zur Südküste des Aralsees zu verfolgen. Über Kalksteinen des Oberdevons und Unterkarbons liegt eine mächtige frühkarbonisch-spätpaläozoische Schichtenfolge. Andesitische und andesitisch-basaltische Laven wechsellagern mit Kalksteinen, Sandsteinen und Tuffiten des späten Visés und Baschkirs mit einer Gesamtmächtigkeit bis zu 1300 m. Die Akkumulation vorwiegend intermediärer Effusiva schließt am Ende des Baschkirs und zu Beginn der Moskau-Stufe mit einer Serie andesitisch-dazitischer, seltener dazitischer Porphyrite mit ihren Tuffen und Tuffbrekzien ab, deren Mächtigkeit 2000 m überschreitet. Mit diesen vulkanischen Gesteinen sind große komagmatische Intrusionen von Quarzdioriten und Granodioriten assoziiert.

Darüber liegt die mittel- bis oberkarbonische kontinentale liparitisch-dazitische Serie mit einer Mächtigkeit von 2500 m. Mit ihr sind Subvulkane sowie große intraformationelle Intrusionen von Quarzdioriten, Granodioriten, Biotit-, Plagio-, Zweiglimmer- und Alaskit-Graniten verbunden. Perm und Trias bildeten sich lokal im Ostteil des Kurama-Sektors in einzelnen vulkano-tektonischen Senken. Sie sind durch eine andesitisch-liparitische vulkanogene Molasseserie mit einer Mächtigkeit von 2500 - 3000 m sowie durch damit verbundene subvulkanische Porphyre und kleine Monzonit- und Syenit-Intrusionen vertreten.



Abb. 2 Die Verbreitung der epivariszischen subsequenten Effusiva in Mittel-Asien und Kasachstan

1 - Prävariszische Faltungssysteme an der Oberfläche bzw. unter Tafeldeckgebirge; 2 - Variszische Faltungssysteme an der Oberfläche bzw. unter Tafeldeckgebirge; 3 - Intraorogene epigenetische Senken mit subsequenten Effusiva; 4 bis 7 - Periorogene Vulkanitgürtel: 4 - Senken des frühorogenen Stadiums an der Oberfläche bzw. unter Tafeldeckgebirge; 5 - Vulkano-tektonische Senken des orogenen Hauptstadiums an der Oberfläche bzw. unter Tafeldeckgebirge; 6 - Senken und Gräben des spätorogenen Stadiums an der Oberfläche bzw. unter Tafeldeckgebirge; 7 - zeitlich nicht einstuftbare Strukturen unter Tafeldeckgebirge; 8 - Subsequente Effusiva unbestimmter struktureller Lage; 9 - Hauptstörungen

Die Vulkanitgürtel: Gissar-Gürtel: I - Westjurt-Sektor; II - Bucharasektor; Kurama-Valer'janskij-Gürtel: III - Turgaj-Sektor; IV - Bel'tau-Sektor; V - Kurama-Sektor; Ili-Balchaš-Sektor; VI - Ili-Sektor; VII - Westbalchaš-Sektor; VIII - Ostbalchaš-Sektor

Mit Alaskitgraniten wird am Ende des Perms und zu Beginn der Trias die Bildung großer Granitmassive des Kurama-Gürtels abgeschlossen. Der Vulkanismus erlischt in der Nähe der Varisziden mit einer Serie bis 800 m mächtiger liparitischer Ignimbrite der Untertrias und weiter von ihnen entfernt mit einer gleichaltrigen Serie von Alkalibasaltoiden.

Der Kurama-Sektor geht offensichtlich südöstlich des Aralsees in den meridionalen Vulkanitgürtel über und schließt damit einen riesigen Bogen, der sich an der Grenze der prävariszischen Strukturen Kasachstans sowie des nördlichen und zentralen Tjan-San einerseits und der Varisziden des Urals und des südlichen Tjan-San andererseits als Kurama-Valer'janskij-Vulkanitgürtel entlangzieht.

Die Varisziden des südlichen Tjan-San werden an ihrem Südrand, wo sie an die baikalischen Strukturen des südwestlichen Gissar (Bajsun-Massiv) grenzen, ebenfalls von einem Randgürtel, dem Gissar-Gürtel, begleitet. Das Profil dieses Vulkanitgürtels beginnt mit einer unterpermischen Serie roter Dazite und Liparite, Ignimbrite, Tufflaven und Tuffe mit einer Gesamtmächtigkeit von 1500 m. Diese Serie wird durch oberpermische rote Molasse mit einzelnen liparitischen Tuffhorizonten und Ignimbriten abgelagert. Die Mächtigkeit der oberpermischen Molassen erreicht 600 m. Zu diesem Gürtel gehört der riesige Gissar-Batholith, bestehend aus spätkarbonischen Granodioriten und Graniten bis hin zu subbalkalischen Varietäten. Die letzten Phasen des granitoiden Magmatismus sind durch rote frühpermische Alaskite gekennzeichnet. Der Gissar-Gürtel kann vom südwestlichen Gissar unter dem Tafeldeckgebirge nach Westen bis zum Unterlauf des Amu-Darja verfolgt werden. Noch weiter westlich gehören zu ihm offenbar die Effusiva, die durch Bohrungen unter dem Tafeldeckgebirge des nördlichen Ustjurt erschlossen wurden.

Der Ili-Balchaš-Gürtel umrahmt als ein riesiges "Hufeisen" das variszische System (BUŠ 1970 [57]). Im Ili-Sektor dieses Gürtels, der Ili-Senke, können zwei subsequente Effusivkomplexe unterschieden werden. Der untere (frühkarbonische) Komplex ist durch schwach differenzierte, vorwiegend andesitische Gesteine gekennzeichnet; der obere (spätpaläozoische) Komplex weist eine ausgeprägte Differenzierung von Basalten bis zu Lipariten sowie eine deutliche Zyklizität der vulkanischen Tätigkeit auf. Der untere Komplex besteht überwiegend aus Ergußgesteinen, die in sehr unterschiedlichem Milieu (marin, litoral, teilweise kontinental) gebildet wurden. Die Gesteine des oberen Komplexes entstanden unter kontinentalen Bedingungen in großen vulkano-tektonischen Senken. Tuffogene Gesteine überwiegen erheblich die Ergußgesteine. Kennzeichnend ist die enge Verknüpfung der vulkanogenen Gesteine mit terrigenen Rotmolassen, die 25 % des Profils im tieferen Teil des Komplexes und bis zu 60 % in der oberpermisch-triassischen Schichtfolge ausmachen.

Auch im Westbalchaš-Sektor des Ili-Balchaš-Gürtels werden zwei Vulkanitkomplexe unterschieden; der untere umfaßt Obervisè - Namur und der obere Mittel- bis Oberkarbon und Unterperm. Der untere Komplex besteht vorwiegend aus Andesitbasalten, und erst in seinen oberen Teilen treten Liparitdazite auf. Der obere Komplex setzt sich aus einem Zyklus differenzierter Gesteine von Andesiten bis zu Lipariten zusammen, die ganz offensichtlich dem ersten Zyklus des oberen Komplexes der Ili-Senke, bei einer gewissen zeitlichen Verzögerung, entsprechen. Die subsequenten Effusiva des westlichen Balchaš-Gebietes füllen eine Reihe großer vulkano-tektonischer Senken aus, in

deren Zentren größere Stratovulkane bestanden haben, denen zahlreiche subvulkanische Intrusionen von Porphyren und Granitporphyren folgten. Häufig sind die zentralen Teile dieser Senken durch das Eindringen großer Granitmassive und komagmatischer oberpaläozoischer Liparite gestört worden.

Der untere Vulkanitkomplex des östlichen Balchaš-Gebietes unterscheidet sich nicht wesentlich von dem des westlichen. Im oberen Komplex werden zwei vulkanische Zyklen unterschieden, die etwa denen der Ili-Senke synchron verlaufen. Die höchste stratigraphische Lage nimmt eine eigenartige Basaltserie ein, die in den anderen Sektoren des Ili-Balchaš-Gürtels kein Analogon hat, aber der Turinskaja-Serie des Turgaj-Sektors sowie der untertriassischen Basaltfolge des Kurama-Sektors im Kurama-Valer'janskij-Gürtel sehr ähnlich ist.

In der periorogenen Zone der mitteleuropäischen Varisziden ziehen die Vulkanite des Rotliegenden in einem breiten Streifen vom Raum Wustrow (BRD) über den Flechtinger Höhenzug nach Südosten zum Raum Frankfurt/Oder und Guben (DDR) und umrahmen den Vorsudetischen Block. In der Nähe des Steinkohlenbeckens von Górný Šlask wie auch des Ruhr-Karbons keilen die Vulkanite aus. Diese Zone entspricht dem als Subvariszischer Gürtel zu bezeichnenden vulkanischen Randgürtel.

Das Vulkanitprofil ist im Flechtinger Höhenzug aufgeschlossen. Über den Grauwacken des Namurs folgen mit Winkeldiskordanz die Süplinger Schichten - graue, seltener rote Sandsteine und Aleurolithe mit einer Mächtigkeit von 35 bis 70 m; sie gehören wahrscheinlich in das späte Karbon. Höher folgt, auf Namur übergreifend, Autun mit grüngrauen, bis zu 250 m mächtigen Porphyriten, die nach oben von Quarzporphyren, ihren Tuffen und Tuffbrekzien mit einer Mächtigkeit von etwa 250 m abgelöst werden.¹⁾ In nördlicher Richtung (Wustrow) nimmt die Mächtigkeit der Vulkanite bis auf 1100 m zu. Die Effusiva werden von den Bebertaler Schichten des späten Autuns; grauen und roten Argilliten mit seltenen Zwischenmitteln von Rotsandstein, erosiv überlagert. Weiter oben folgen ebenfalls erosiv Saxon-Ablagerungen. Östlich des Flechtinger Höhenzuges nimmt innerhalb der vulkanischen Serie der Anteil an Sedimentgesteinen und andesitischen Laven zu. Im klastischen Profilanteil des subvariszischen Vulkanitgürtels und unmittelbar nördlich davon überwiegen grobklastische Sedimentgesteine - Konglomerate, grob- und mittelkörnige Sandsteine, Aleurolithe und Argillite.

4. Teleorogene subsequente Vulkanite

Teleorogene subsequente Effusiva entwickeln sich in der Nähe, aber außerhalb des variszischen Orogens auf älterem Fundament und synchron mit dem intra- und dem periorogenen subsequenten Vulkanismus. Damit sind eine Zuordnung der teleorogenen zu den subsequenten Vulkaniten und ein Hinweis auf ihre genetische Einheit gegeben. - Beim teleorogenen variszischen subsequenten Vulkanismus können zwei Typen unterschieden werden.

¹⁾ Zur Vulkanitabfolge auf der Flechtinger Scholle vgl. den Artikel von BENEK u.a. in diesem Festband (Anm. d. Red.).

Zum ersten Typ gehört der Vulkanitgürtel von Fehmarn - Usedom. Dort besteht das untere Rotliegende (ROST & SCHIMANSKI 1967 [19]) vorwiegend aus rotbraunen, violettbraunen, violettgrauen, seltener aus ziegelroten und grauen Porphyren liparitischer und liparit-dazitischer Zusammensetzung. Sie bilden bis 80 - 120 m mächtige Decken, die durch 5 - 20 m mächtige Pakete vulkanischer Brekzien und Lapillituffe, seltener durch tuffogene Aleurolithe, voneinander getrennt sind. Die größte Mächtigkeit der vulkanischen Gesteine dieses Gürtels beträgt 1300 - 1700 m.

Die Effusiva des Rotliegenden folgen konkordant über der kontinentalen Argillit-Sandstein-Schichtfolge des Oberkarbons mit einer Mächtigkeit von über 900 m. Diese Serie gliedert sich in die obere, rote (Stefan) und die untere, graue Folge (ALBRECHT & GOLDBECKER 1964 [2]; ALBRECHT 1967 [1]; PENSOLD 1967 [18]). In der unteren Folge treten einzelne Kohleflöze mit Florenresten des Westfals A und B auf. Die Mächtigkeit dieser Schichtfolge nimmt nach Süden bis auf fast 3000 m zu. Im allgemeinen steht sie dem Subtafel-Oberkarbon Hollands nahe. Das marine Unterkarbon dieses Gebietes besteht aus Kalksteinen des Visés und Tournais, die Mächtigkeiten betragen 700 bzw. 600 m. Darunter sind 800 - 1000 m mächtige Ablagerungen erschlossen, die jünger als Ordovizium sind (ALBRECHT 1967 [1]). Nach Angaben aus dem benachbarten polnischen Pomorze liegen wahrscheinlich kontinentale rote Ablagerungen des unteren und mittleren Devons in "Old-Red"-Fazies sowie marines tonig-karbonatisches Oberdevon vor. Die teleorogenen permischen Vulkanite des Fehmarn - Usedom-Gürtels liegen demnach innerhalb des Subtafel-Deckgebirges und unterscheiden sich dadurch grundsätzlich von den intraorogenen und periorogenen Effusiva.

Der zweite Typ des teleorogenen epivariszischen permischen Vulkanismus in Mitteleuropa setzt sich aus geringmächtigen geschichteten basischen Effusiva zusammen, die den Basalten vom Tafeltyp ähnlich sind (permische Effusiva des Oslo-Grabens). Effusiva dieses Typs wurden im Unterperm zwischen Weser und Ems erbohrt sowie in benachbarten Gebieten Hollands erschlossen. Sie bilden offensichtlich eine durchgehende Decke, die aus rotvioletten "Spiliten" und Porphyritmandelsteinen (Melaphyren) besteht. Die Mächtigkeit der Decke schwankt zwischen einigen Metern (stellenweise keilen die Effusiva vollkommen aus) und 130 m in der Bohrung Oberlanger Tenge Z 1 bzw. 170 m in der Bohrung Buchhorst Z 4. Die Effusiva gehören vorwiegend in das mittlere Unterperm, seltener in den oberen Teil oder an dessen Basis (FABIAN 1963 [9]; FABIAN, GAERTNER & MÜLLER 1962 [10]; HECHT u.a. 1962 [12]; MALZAHN 1968 [16]). Die terrigene Schichtfolge, in der die Effusiva vorkommen, setzt sich vorwiegend aus Rotsandsteinen sowie fein-, mittel- und grobkörnigen Konglomeraten mit Geröllen von Quarz, Effusiva und Schiefen zusammen. In den oberen Schichten treten tonige Zwischenmittel auf. Die Mächtigkeit der terrigenen Gesteine des Rotliegenden schwankt zwischen 10 - 20 und 70 - 80 m.

Gleichartige basaltoide Effusiva des Rotliegenden sind auch im mittleren Teil der Insel Rügen bekannt geworden. Die Melaphyrdecken werden bis 100 m mächtig und im Liegenden von zahlreichen Gabbro-Porphyrit-Sills mit Mächtigkeiten bis zu einigen zehn Metern begleitet.

Im südwestlichen Teil der Turan-Platte wurden unter dem Tafeldeckgebirge subequente Effusiva festgestellt, deren strukturelle Position ungeklärt ist. Sie gehören zu den roten vulkanogenen spätpaläozoischen bis triassischen Molasseserien, die einzel-

ne Gräben und Senken ausfüllen. Die subsequenten Effusiva werden sowohl vertikal als auch lateral durch rote Molassen abgelöst, sind aber gewöhnlich an Brüche des Fundaments gebunden (BUŠ, GARECKIJ & KIRJUCHIN 1971 [67]). Die vulkanischen Gesteine sind außerordentlich verschiedenartig - es sind saure, intermediäre und basische Laven und Tuffe, bei denen sich bisher keinerlei Gesetzmäßigkeiten in der Verteilung abzeichnen. Mit den Effusiva sind komagmatische spätpaläozoische Granitoide verbunden. Die Mächtigkeit der subsequenten Effusiva beträgt nach Bohrergebnissen mehr als 1000 m.

Diese Ausführungen zeigen, daß die Typen und die strukturelle Position der epivariszischen subsequenten Effusiva recht vielfältig sind. In den Varisziden Mitteleuropas sind die intra- und die teleorogenen epivariszischen subsequenten Effusiva in vollem Umfang vertreten, in Mittelasien und in Kasachstan fehlen sie praktisch. Der periorogene subsequeunte Magmatismus ist sowohl in Zentraleuropa als auch in Mittelasien und Kasachstan weit verbreitet. Bezüglich der strukturellen Lage der subsequenten Effusiva ist darauf hinzuweisen, daß der subsequeunte Vulkanismus im allgemeinen mit den Grenzbereichen variszischer Orogene zu älteren Faltungssystemen oder Massiven verknüpft ist, sich darüber hinaus aber auf unterschiedlich (präkambrisch bis variszisch) konsolidiertem Fundament entwickelt.

Zwischen diesen Strukturtypen gibt es keine scharfen Grenzen. So schließen z.B. östlich des Flechtinger Höhenzuges die periorogenen an die intraorogenen Effusiva an und bilden ein einheitliches Feld. Im Nordwesten des Džungar-Balchaš-Systems gerät der periorogene Vulkanitgürtel in eine intraorogene Lage und trennt die bretonischen Strukturen der Nordwestecke von den Saur-Strukturen (Mittelvisé) des Zentralteils.

5. Stadien des subsequenten Vulkanismus

Die Entwicklung des intra- und des periorogenen subsequenten Vulkanismus läßt in gut erforschten Gebieten bestimmte Stadien erkennen. Fast überall können das frühorogene Stadium und das orogene Hauptstadium, die sich durch die Zusammensetzung des akkumulierten Materials, die Art der Eruptionen sowie durch tektonische Besonderheiten der Vulkanitserien unterscheiden, voneinander getrennt werden.

Für das **f r ü h o r o g e n e S t a d i u m** ist die durchgehende Lagerung der vulkanischen Gesteine an der Basis der epigenetischen intra- oder periorogenen Senken kennzeichnend. Die frühorogenen Vulkanitserien sind von Spalten- oder Zentraleruptionen rein andesitischer, andesitbasaltischer oder andesitdazitischer Zusammensetzung abzuleiten. Liparitische Gesteine sind selten. Allgemein ist eine schwache chemische Differenzierung der an Alkalien ungesättigten Vulkanite charakteristisch. Am Aufbau der porphyritischen Vulkanitserien sind Pyroklastika entscheidend (bis zu 80 %) beteiligt. Daneben bilden jedoch an einigen Stellen die häufig als Mandelsteine ausgebildeten Ergußgesteine einen erheblichen Teil der Profile. Das frühorogene Stadium schließt oft mit der Intrusion quarzdioritischer, granodioritischer und normalgranitischer Granitoide ab.

Das zweite Stadium des subsequenten Vulkanismus kann als **o r o g e n e s H a u p t s t a d i u m** oder Reifestadium bezeichnet werden. Für dieses Stadium sind besonders die vulkanotektonischen Senken kennzeichnend. Es sind rundliche Senken

von Hunderten bis zu einigen tausend Quadratkilometern Ausdehnung mit liparitischen und dazitischen Vulkaniten, die von Stratovulkanen in den Senkenzentren abgeleitet werden. Die Vulkanite bildeten bikonvexe Linsen und morphologisch kleine vulkanische Schilde. Für die Spätentwicklung der vulkanotektonischen Senken sind häufig große Einsturzalcalderen und zentrale Granitmassive charakteristisch (Sektoren des Balchaß-Gebietes).

Ganz allgemein überwiegen Liparite, die Abweichungen zu liparitisch-dazitischen oder trachytisch-liparitischen Gesteinen aufweisen, wobei in der Regel die Alkalinität der sauren Gesteine zunimmt. Bei den vielfältigen Porphyrserien spielen zu Beginn der vulkanischen Zyklen auch die basischeren andesitischen oder andesitisch-basaltischen Gesteine eine wesentliche Rolle (Kurama-Gürtel und besonders deutlich Ili-Balchaß-Gürtel). Diese Züge des Hauptstadiums des subsequenten Vulkanismus bestimmen auch den Gesteinscharakter der Porphyrserien. Mit bis zu 85 - 95 % überwiegen pyroklastische Gesteine: Aschen- und Lapillituffe, seltener Tuffbrekzien von Lipariten und Daziten. Kennzeichnend sind Ignimbrite, die entweder relativ geringmächtige, jedoch großflächige Ablagerungen (über Dutzende und sogar Hunderte von Kilometern) oder aber sehr mächtige kleine vulkanische Schilde bilden. Ebenso typisch sind andesitische oder andesitisch-basaltische Lava- und Tuffdecken als Produkte von Zentral- oder Spaltenvulkanen zu Beginn der vulkanischen Zyklen.

Die Granitintrusionen am Schluß des orogenen Hauptstadiums sind gewöhnlich normale Granite bis Alaskite oder kleine alkaligranitische oder syenitische Intrusionen (Stöcke, Gänge, Lakkolithe).

In den Vulkangürteln Mittelasiens und Kasachstans tritt stellenweise noch ein drittes, abschließendes Stadium des subsequenten Vulkanismus auf, für das basaltische oder alkalibasaltische Ergüsse kennzeichnend sind, die den Treppen der Tafeln ähneln. Zu diesem Stadium gehören die untertriassischen Basaltserien der Turgaj-Depression, der Kurama-Berge sowie des Oberperms und der Untertrias des östlichen Balchaß-Gebietes. Der "Obere Melaphyr" im Nahe-Gebiet, der "Mesodiabas vom Hühnberg" und der Melaphyr in den Tambacher Schichten des Thüringer Waldes können nach Art und Alter als Späterscheinungen des subsequenten Vulkanismus in Mitteleuropa dem abschließenden Stadium zugeordnet werden. Der tafelartige Charakter der Basaltserien kommt auch durch ihre praktisch horizontale Lagerung in breiten Gräben oder Senken zum Ausdruck. Zeitgleich mit dem abschließenden Stadium sind kleine subbalkalische Intrusionen.

Die dargelegten Entwicklungsstadien des subsequenten Vulkanismus umfassen nicht den teleorogenen Typ, da bei ihm bisher keine entsprechenden Gesetzmäßigkeiten erkannt werden konnten.

Abschließend muß betont werden, daß die allgemeinen Grundzüge des subsequenten Vulkanismus durch konkrete geologische Bedingungen wesentlich modifiziert sein können. So beeinflußt z.B. der femische Charakter des Ural-Geosynklinalsystems die Vulkanite des Valer'janovskij-Randgürtels, d.h., der Gesteinschemismus weist im Frühstadium eine merklich stärkere Basizität als gewöhnlich auf. Die liparitischen Gesteine des Hauptstadiums sind nur wenig verbreitet und geringmächtig.

6. Zusammenfassung

Die Anordnung des spätpaläozoischen subsequenten Vulkanismus und des mit ihm verbundenen Plutonismus wird im Hinblick auf die variszischen Faltungssysteme behandelt. Dabei werden nach ihrer Lage intraorogene, periorogene und teleorogene Vulkanitzonen unterschieden. Die ersten sind mit epigenetischen Senken verbunden und hauptsächlich in Europa entwickelt. Die zweiten bilden vulkanische Randgürtel in Mittelasien, Kasachstan und Europa. Der teleorogene basaltoide Vulkanismus tritt in Gürteln und isolierten Vorkommen auf (Norddeutsche Tiefebene).

Beim intra- und periorogenen Vulkanismus werden unterschieden: das frühorogene Stadium überwiegend mit intermediären Ergüssen, das orogene Hauptstadium mit vorwiegend saurem Vulkanismus und das abschließende Stadium mit lokal auftretenden basischen Vulkaniten.

Literatur

- [1] ALBRECHT, K.-H. Zur Ausbildung und zum geologischen Bau des Paläozoikums auf Rügen. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 12 (1967) 1/2, S. 149-164
- [2] ALBRECHT, K.-H.; GOLDBECKER, K. Neue Aufschlüsse des Rotliegenden im Norddeutschen Flachland. Z. angew. Geol. 10 (1964) 5, S. 244-248
- [3] BOGDANOV, A.A. Osnovnye čerty paleozojskoj struktury Central'nogo Kazachstana. Bjull. MOIP, otd. geol. 34 (1959) 1
- [4] BOGDANOV, A.A. Tektoničeskoe rajonirovanie paleozoid Central'nogo Kazachstana i Tjan'-Šanja. Bjull. MOIP, otd. geol. 40 (1965) 5 u. 6, S. 40-68 u. 8-42
- [5] BUŠ, V.A. Zu den Kaledoniden und Varisziden des Tjan-Šan. Geologie 19 (1970) 1, S. 5-16
- [6] BUŠ, V.A.; GARECKIJ, R.G.; KIRJUCHIN, L.G. Subsekventnyj vulkanizm orogennogo kompleksa Turanskoj plity. In: Problemy geologii Zapadnogo Kazachstana. Alma-Ata 1971
- [7] BUŠ, V.A.; u.a. Orogennye pograničnye struktury zon sočleneniya kaledonskogo Kazachstansko-Tjanšanskogo sredinnogo massiva i obramljajuščich ego variscijskich geosinklinal'nych sistem. Tr. VNIGNI 105 (1971)
- [8] BUŠ, V.A.; KIRJUCHIN, L.G. Über die Verbreitung subsequenter Effusiva des Jungpaläozoikums in Mitteleuropa. Z. angew. Geol. 18 (1972), S. 323-328
- [9] FABIAN, H.-J. Das Jungpaläozoikum zwischen Diepholz und Twistingen (Konzession Riddenrade) und seine Erdgasführung. Erdölzeitschrift 79 (1963) 6

- [10] FABIAN, H.-J.;
GAERTNER, H.; MÜLLER, G. Oberkarbon und Perm der Bohrung Oberlanger Tenge Z 1 im Emsland.
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 3 (1962) Teil 3, S. 1075-1096
- [11] FALKE, H. Zur Frage der Ausdehnung und faziellen Entwicklung des Saarkarbons nach Nordosten.
Z. dt. geol. Ges. 117 (1966) 1, S. 72-100
- [12] HECHT, F.; u.a. Stratigraphie, Speichergesteins-Ausbildung und Kohlenwasserstoff-Führung im Rotliegenden und Karbon der Tiefbohrung Hoya Z 1.
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 3 (1962) Teil 3, S. 1061-1074
- [13] HEDEMANN, H.-A.;
TEICHMÜLLER, R. Stratigraphie und Diagenese des Oberkarbons in der Bohrung Münsterland 1.
Z. dt. geol. Ges. 115 (1966) 2/3, S. 787-825
- [14] KATZUNG, G. Rotliegendes. In: Grundriß der Geologie der DDR, Bd. 1, S. 201-218.
Berlin: Akademie-Verlag 1968
- [15] KATZUNG, G. Das Permosiles im Südteil der Deutschen Demokratischen Republik, ein Überblick.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 15 (1970) 1, S. 7-27
- [16] MALZAHN, E. Die Ergebnisse der Erdöl- und Erdgasaufschlußbohr-tätigkeit in der Bundesrepublik Deutschland im Jahre 1967.
Erdöl-Erdgas-Z. 84 (1968)
- [17] MÜLLER, E.M. Überblick über die Geologie des Saarlandes.
Z. dt. geol. Ges. 117 (1966) 1, S. 57-60
- [18] PENSOLD, G. Zum Vorkommen von Intrusivgesteinen im Oberkarbon des Nordteils der DDR.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 12 (1967) 3/4, S. 223-229
- [19] ROST, W.; SCHIMANSKI, W. Übersicht über das Oberkarbon und das Rotliegende im Nordteil der DDR.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 12 (1967) 3/4, S. 201 bis 221
- [20] SCHWAB, M. Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im Permo-siles Mitteleuropas.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 15 (1970) 1, S. 29-45
- [21] STILLE, H. Zur Frage der Herkunft der Magmen.
Abh. preuß. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl. 1939 (1940) 19, 31 S.
- [22] STILLE, H. Der "subsequente" Magmatismus.
Miscell. Acad. Berolinensia (Abh. Geotektonik 3) (1950), 25 S.

Der orogene spätkänozoische Vulkanismus Eurasiens
und seine Beziehungen zur Tektonik

Von E.E. MILANOVSKIJ & N.V. KORONOVSKIJ, Moskau

1. Einführung

In Eurasien trat der ungleichmäßig verbreitete starke Vulkanismus des Känozoikums nicht nur in der alpidischen Faltungszone selbst auf. Er erfaßte auch einzelne im Norden und Süden angrenzende Gebiete epipaläozoischer und präkambrischer Tafeln, in denen der junge Vulkanismus offensichtlich durch orogenetische Prozesse in der alpidischen Zone induziert worden ist. Im Bereich der Alpiden entspricht der spätkänozoische Magmatismus (Oligozän bis Quartär) zeitlich der orogenen Entwicklungsstufe der Geosynklinalzone und wird von uns als "orogener" Magmatismus bezeichnet. Es muß unterstrichen werden, daß der "orogene" Magmatismus nach unserer Auffassung kein genaues Äquivalent des subsequenten Vulkanismus von STILLE ist, sondern auch andere magmatische Vorkommen umfaßt, die von STILLE zum "synorogenen" Magmatismus und "finalen" Vulkanismus gerechnet wurden. Bekanntlich hat STILLE den "initialen", "synorogenen", "subsequenten" und "finalen" Magmatismus ausgeschieden und verschiedenen Entwicklungsstadien eines Geosynklinalgebietes zugeordnet (STILLE 1964, Izbrannye Trudy). Nach STILLE wird der subsequente Magmatismus (Vulkanismus) durch saure vulkanische Produkte charakterisiert, und er soll genetisch eng mit krustalen Magmenherden zusammenhängen, die während des unmittelbar vorausgegangenen "synorogenen" Granitoid-Plutonismus entstanden sind. Indem STILLE unter "Orogenese" nur die Epoche der Faltenbildung verstand und darauf hinwies, daß der "subsequente" Magmatismus im Grunde genommen "postorogener sialischer Vulkanismus" sei, hat er zugleich den Inhalt des Terminus "orogene Etappe" sehr eingeengt. Diese Auslegung entspricht nur dem Beginn der "orogenen Etappe", wie sie von der Mehrzahl der sowjetischen Geologen aufgefaßt wird (Etappe der Gebirgsbildung).

Der "finale" (simatische, basaltische) Vulkanismus kommt nach STILLE nicht nur in Gebieten vor, die ihre epigeosynklinale orogene Entwicklung abgeschlossen haben oder abschließen (Kordillieren Nordamerikas, Anden usw.), sondern auch im Bereich der epipaläozoischen Europäischen Tafel oder sogar auf alten Tafeln (mesozoischer und känozoischer Trapp-Magmatismus). Somit erweist sich der Begriff "finaler" Magmatismus im Gegensatz zum "subsequenten" Magmatismus als zu weit gespannt. Das vorstehend Gesagte zwingt uns, vom Gebrauch der Termini "subsequenter" und "finaler" Vulkanismus abzugehen. Die bunte, oft sogar sehr verschiedenartige Zusammensetzung (von Basalten bis zu Lipariten) der vulkanischen Gesteine, die die orogene Entwicklungsstufe der alpidischen Geosynklinalzone begleiten, führt zu der Annahme, daß an der Speisung der Vulkane sowohl intrakrustale als auch tiefere Herde im Mantel beteiligt waren. Der orogene Magmatismus trat in der alpidischen Zone in intrusiver, subvulkanischer, extrusiver, effusiver und explosiver Form auf.

Um eine quantitative Charakteristik des orogenen Vulkanismus zu erhalten, haben wir Berechnungen der Flächen und Volumina der Produkte des früh- und spätorogenen, aber auch des postorogenen Vulkanismus durchgeführt. Es muß bemerkt werden, daß die von uns erhaltenen Zahlen Orientierungswerte sind und keinen Anspruch auf

große Genauigkeit erheben können. Sie erlauben es jedoch, das Ausmaß der vulkanischen Tätigkeit in verschiedenen Provinzen, Gebieten und Rayons der alpidischen Zone zu vergleichen. Im folgenden werden die Volumina der vulkanischen Produkte in Klammern in Kubikkilometern angegeben.

2. Vulkanprovinzen und Vulkangebiete der alpidischen Faltungszone

2.1. Übersicht

Die alpidische Faltungszone Europas und Kleinasiens wird im Kartenbild durch Verbreiterungen und Einschnürungen deutlich in eine Reihe von Segmenten gegliedert, in deren breitem Teil gewöhnlich ein oder mehrere Innenmassive oder Tiefseesenken liegen (von Westen nach Osten): Westliches Mittelmeer-Segment; Alpen-Segment; Karpaten-Dinariden-Segment; Ägäisches Segment; Zentralanatolisches Segment; Kaukasus-Segment; Iranisches Segment; Afghanistan-Belutschistan-Segment.

Neben einer transversalen ist in der alpidischen Zone auch eine Längszonalität gut ausgeprägt. Sie ist weitgehend durch die prämesozoische Geschichte dieser Zone bedingt und bestimmt die Lokalisierung des orogenen Vulkanismus. Eine besonders wichtige Rolle bei der Verteilung des känozoischen Magmatismus spielen die monovergenten und bogenförmigen alpidischen epigeosynklinalen Orogene mit ausgeprägter einseitiger Horizontalbewegung weg von den Innenmassiven oder Tiefseesenken, die in der Falten- und Deckenstruktur der Orogene zum Ausdruck kommt.

In den meisten Segmenten der alpidischen Zone ist der orogene Vulkanismus überwiegend an die Randgebiete der Innenmassive oder der sie vertretenden Tiefseesenken gebunden. Diese Bereiche sind den fast vulkanitfreien monovergenten Falten- und Deckengebirgen benachbart. Der orogene Magmatismus trat hauptsächlich in effusiver Form auf, während die Intrusivmassive im heutigen Anschnittsniveau sehr wenig in Erscheinung treten, obwohl sie zweifellos eine recht bedeutende Rolle gespielt haben müssen.

In jedem Segment der alpidischen Zone weist der orogene Vulkanismus Besonderheiten in seiner Entwicklung, in Zeit und Form seines Auftretens, in der Zusammensetzung der vulkanischen Produkte usw. auf, was mit dem Bau und der tektonischen Entwicklung des gegebenen Segments in der orogenen Etappe zusammenhängt. Alle diese Merkmale erlauben es, den orogenen Vulkanismus im Bereich eines Segments als **V u l k a n p r o v i n z** (z.T. auch als mehrere Provinzen) aufzufassen. Innerhalb einer Provinz werden **V u l k a n g e b i e t e** ausgegliedert, die von einer größeren Struktur - z.B. Innenmassiv, Megantiklinorium, Tiefseesenke - kontrolliert werden. Mehrere Vulkangebiete können zu einer Subprovinz zusammengefaßt werden, wenn sie voneinander isoliert sind, aber trotzdem eine ähnliche tektonische Position einnehmen. Jedes vulkanische Gebiet wird in **v u l k a n i s c h e R a y o n s** unterteilt, die auf Grund eines gemeinsamen Magmenherdes eine einheitliche Geschichte des Vulkanismus aufweisen. Sie sind an einen bestimmten Abschnitt großer Strukturen oder an eine tektonische Zone gebunden.

Die Vorkommen des orogenen Magmatismus gehören zu zwei Stadien der orogenen Etappe: zum **f r ü h -** und **s p ä t o r o g e n e n** Stadium. Mit dem frühorogenen Stadium (Oligozän und Miozän) hängen im wesentlichen die Falten- oder Deckenbildung der al-

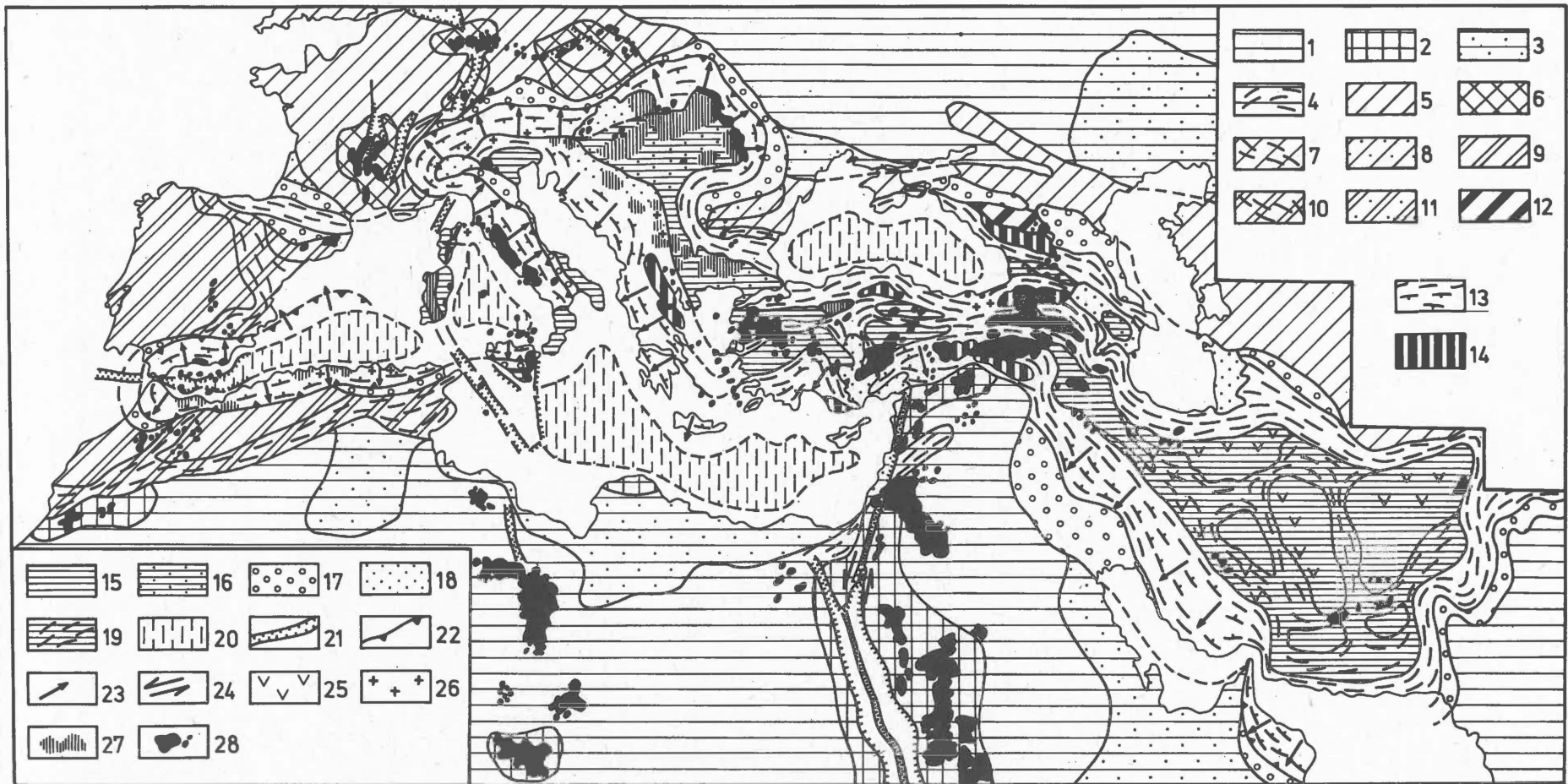
pidischen Geosynkinaltröge und ihre Umwandlung in orographisch ausgeprägte Hebungsgebiete zusammen. Im spätrogenen Stadium (Ende Miozän bis Anthropogen) fand eine intensive nichtkompensierte Hebung dieser Zonen statt, und es entstanden die Gebirge.

2.2. Westliches Mittelmeer-Segment

Im Westlichen Mittelmeer-Segment werden fünf selbständige Vulkanprovinzen aus-
 geschieden. Zwei von ihnen sind an innere Tiefseesenken und sie umrahmende Faltengebirge gebunden. Im äußersten Westen der alpidischen Zone liegt die Alboran-Vulkanprovinz (1000 km³). Charakteristisch für ihren geologischen Bau ist die stark ausgeprägte einseitige Vergenz der Betischen Kordilleren und des Marokkanischen Rif und Tellatlas, die die junge Tiefseesenke des Alboran-Meeres im Norden bzw. Süden umgeben. In dieser Provinz gibt es drei Vulkangebiete: 1. Das nördliche Atlas-Gebiet ist an eine schmale Zone an der Mittelmeerküste gebunden, in der die vulkanische Tätigkeit im Oberoligozän (basische Effusiva) begann, sich im Miozän nach Süden verlagerte (intermediäre und saure Effusiva und Ignimbrite) und im Pliozän-Pleistozän mit Ergüssen von basischen und intermediären Laven endete. Bekannt sind auch oligozäne und miozäne Granitoid-Intrusionen. 2. Im Betischen Gebiet sind unbedeutende vulkanische Vorkommen des Spätmiozäns und Pliozäns an der Südostküste Spaniens von Almería bis Cartagena anzutreffen. 3. Das Alboran-Gebiet mit der vulkanischen Insel Alboran und zahlreichen submarinen basischen Vulkanen ist an die Tiefseesenke des gleichnamigen Meeres gebunden.

Die südliche Atlas-Provinz liegt in der Zone der starren peripheren epiherzynischen Massive der Meseta von Oran und der Hochplateaus des Sahara-Atlas und wird durch ausschließlich basaltischen Vulkanismus des Pliozäns und Pleistozäns charakterisiert (1000 km³). Vorkommen von alkalischem Basaltvulkanismus sind auch im Anti-Atlas bekannt. Im Bereich der epiherzynischen peripheren Massive der Pyrenäen-Halbinsel liegt in ähnlicher tektonischer Position die Iberische Provinz mit zwei isolierten Gebieten eines quartären Basaltvulkanismus: 1. Katalonisches Gebiet (10 - 20 km³) und 2. Südkastilisches Gebiet (10 km³).

Die Tyrrhenische Vulkanprovinz (6500 km³) liegt im Bereich der gleichnamigen Tiefseesenke und der sie umrahmenden Falten- und Deckengebirge der Apenninen und Siziliens und schließt eine Reihe selbständiger Gebiete ein: 1. Toskanisches Gebiet, an die Innenzonen der Apenninen gebunden, mit pliozänen Granitoiden und gleichaltrigem liparitischen und dazitischen, vorherrschend ignimbritischem Vulkanismus (300 km³); 2. Römisch-Neapolitanisches Gebiet, an der Grenze zwischen der Innen- und Außenzone der Apenninen-Geosynklinale liegend, mit pliozänem, quartärem und rezemem alkalischem Vulkanismus von mediterranem (Kalium-)Typ (2000 km³); 3. Liparisches Gebiet mit dem abgesunkenen Teil des Peloritisch-Kalabrischen Innenmassivs und quartärer bis rezenter vulkanischer Aktivität (100 km³). 4. Das Ostsizilianische Gebiet liegt in der Zone eines querverlaufenden, über die Grenzen der alpidischen Zone hinausgehenden Tiefenbruches. Der hier auftretende Vulkanismus ist langanhaltend (Kreide bis Gegenwart) und ausschließlich basaltisch (4000 km³). 5. Zentraltyrrhenisches Gebiet, im Bereich einer subozeanischen Tiefseesenke gelegen, mit großen submarinen Basaltvulkanen (Vavilov-Vulkan u.a.) (500 km³?).



- 1 [horizontal lines]
- 2 [grid pattern]
- 3 [dots]
- 4 [diagonal lines /]
- 5 [diagonal lines \]
- 6 [cross-hatch]
- 7 [diagonal lines /]
- 8 [diagonal lines \]
- 9 [diagonal lines /]
- 10 [cross-hatch]
- 11 [diagonal lines \]
- 12 [diagonal lines /]

- 13 [horizontal lines]
- 14 [vertical lines]

- 15 [horizontal lines]
- 16 [horizontal lines]
- 17 [dots]
- 18 [dots]
- 19 [diagonal lines /]
- 20 [vertical lines]
- 21 [wavy line]
- 22 [arrow]
- 23 [arrow]
- 24 [diagonal lines /]
- 25 [V symbols]
- 26 [+ symbols]
- 27 [vertical lines]
- 28 [solid black shape]

Abb. 1 Die Verteilung des orogenen Vulkanismus in der alpidischen Zone Eurasiens

1 bis 4 - präpaläozoische Tafeln; 5 bis 8 - epipaläozoische Tafeln; 9 bis 11 - alpidische periphere Massive; dabei sind jeweils: 2, 6 - Teile mit spätkänozoischen Gewölbe- oder Schwellenhebungen; 4, 7, 10 - alpidisch gefaltete Teile; 3, 8, 11 - abgesunkene Teile; 12 - alpidische Randmassive; 13 - alpidische epigeosynklinale Faltungszonen (die Häkchen sind gegen die Vergenz der Überschiebungen und Decken gerichtet); 14 - alpidische Innenmassive (alte Kerne von Megantiklinorien); 15 - alpidische Innenmassive; 16 - dito, spätkänozoisch abgesunkene Teile; 17 - alpidische Randsenken; 18 - Zwischengebirgssenkungen (über unterschiedlichen Strukturen); 19 - alpidische ausgefaltete Geosynklinalsenken über Innenmassiven; 20 - Tiefseesenken mit subozeanischer Kruste; 21 - große Gräben; 22 - Stirnzone der Decken; 23 - Richtung der überwiegend frühorogenen Horizontalbewegungen; 24 - Seitenverschiebungen; 25 - vorherrschend andesitischer Vulkanismus des Eozän; 26 - frühorogene Granitoide; 27 - frühorogener Vulkanismus (Oligozän und Miozän); 28 - spätorogener Vulkanismus (Pliozän und Quartär)

Die S a r d i n i e n - P a n t e l l e r i a - V u l k a n p r o v i n z (8050 km^3) ist an das NNW—SSE streichende Grabensystem Sardinien - Golf von Tunis gebunden und hängt mit einem der Teilstücke des überregionalen Rheinisch-Libyschen Riftsystems zusammen. In dieser Provinz werden zwei Gebiete ausgeschieden: 1. Sardinisches Gebiet (8000 km^3) mit ausgedehntem saurem und intermediärem frühorogenem Vulkanismus (Oligozän - Frühmiozän) und geringfügigem basischem spätorogenem Vulkanismus (Pliozän); 2. Pantelleria-Gebiet (50 km^3) mit spätorogenem saurem Vulkanismus.

2.3. Alpen-Segment

Die O s t a l p e n - V u l k a n p r o v i n z (200 km^3) ist an das am stärksten eingeengte Segment der alpidischen Faltungszone gebunden und durch ein begrenztes Vorkommen orogener Vulkanite gekennzeichnet. Sie wird in drei selbständige Gebiete unterteilt: 1. Ivrea-Drau-Gebiet¹⁾, das mit der Tiefennaht Ivrea - Insubrische Linie - Pustertal - Drau zusammenhängt und nur durch frühorogenen (spätoligozänen) Granitoid-Magmatismus und sauren und intermediären Vulkanismus im Gebirgsvorland charakterisiert wird. 2. Im Steirischen Gebiet sind spätoligozäne bis miozäne saure und intermediäre Vulkanite und pliozäne spätorogene Basalte bekannt (100 km^3). 3. In der Julischen Alpen liegt das Slowenische Gebiet mit oligozänen sauren und intermediären Effusiva (100 km^3).

Südlich der Alpen befindet sich am Rande der Lombardischen Tiefebene die kleine, aber selbständige E u g a n e i s c h e V u l k a n p r o v i n z, die durch basaltische Eruptionen im Eozän und saure und intermediäre Effusiva im Pliozän charakterisiert wird (500 km^3).

2.4. Karpaten-Dinariden-Segment

Im Karpaten-Dinariden-Segment der alpidischen Faltungszone liegt die ausgedehnte und komplizierte K a r p a t e n - D i n a r i d e n - V u l k a n p r o v i n z (30.000 km^3), die in die Pannonische, Innerkarpatische und Dinarische Subprovinz gegliedert werden kann. Die P a n n o n i s c h e S u b p r o v i n z (20.000 km^3), im Bereich des Pannonischen Innenmassivs gelegen, zeichnet sich durch außergewöhnlich intensiven frühorogenen miozänen sauren Ignimbrit-Vulkanismus, der zeitlich mit der Falten- und Deckenbildung im Karpatenbogen zusammenfällt, sowie durch schwache explosive Eruptionen im Eozän bis Oligozän aus.

Die I n n e r k a r p a t i s c h e S u b p r o v i n z wird in mehrere Vulkangebiete unterteilt, die sich am Innenrand des Karpatenbogens erstrecken (von Westen nach Osten): 1. Westliches Transkarpaten-Gebiet (Slowakei, Nordungarn; 1600 km^3); 2. Zentrales Transkarpaten-Gebiet (2000 km^3); 3. Östliches Transkarpaten-Gebiet (Calimani, Harghita, Transsylvanien; 6000 km^3); 4. Südliches Transkarpaten-Gebiet (Apuseni; 400 km^3); 5. Ostserbisches Gebiet ($20 - 30 \text{ km}^3$). In den ersten vier Gebieten wanderte der vorherrschend andesitische Vulkanismus in der Zeitspanne vom Miozän (Slowakei) bis zum Pleistozän einschließlich (Calimani, Harghita) von Westen nach Osten. Im Ostserbischen Gebiet sind miozäne subvulkanische Quarzlatit-Körper und Andesit-Dazit-Effusiva bekannt, aber auch pliozäne Basalte mit erhöhtem Natriumgehalt.

¹⁾ Im Original Drava-Insubrijskaja oblast'

Die Dinarische Subprovinz (300 km^3) steht nach dem Ausmaß des orogenen Magmatismus um ein mehrfaches hinter der Karpatischen Subprovinz zurück. Die Hauptmasse der Eruptivgesteine gehört hier ebenfalls zur frühorogenen Phase (Oligozän - Miozän). Sie wird aber nicht nur durch saure Vulkanite, sondern auch durch Granitoide vertreten. Der spätorogene (pliozän-quartäre) Vulkanismus ist geringfügig. In dieser Subprovinz werden zwei Gebiete unterschieden: 1. das Ostdinarische Gebiet, das an die Kopaonik-Zone der inneren Dinariden (nördliche Verlängerung der Vardar-Zone) gebunden ist, und 2. die Westdinarische Zone, die nordöstlich der Bosnischen Serpentin-Zone liegt.

2.5. Ägäisches Segment

Weiter östlich schließt sich die Ägäische Vulkanprovinz ($20\,000 \text{ km}^3$) des Ägäischen oder Helleniden-Balkan-Segments der alpidischen Zone an. In ihrem Bereich heben sich deutlich fünf isolierte Vulkangebiete ab, die eine bestimmte tektonische Stellung einnehmen: 1. Das Mazedonisch-Rhodopische Gebiet hängt mit dem Rhodopen-Innenmassiv zusammen und wird durch ausschließlich frühorogenen sauren und intermediär-sauren Vulkanismus (Oligozän) mit breiter Entwicklung von Tuffen und Ignimbriten gekennzeichnet ($10\,000 \text{ km}^3$). 2. Im Balkan-Gebiet sind zwei submeridionale Zonen mit quantitativ geringfügigem spätorogenem Basaltvulkanismus (Neogen) bekannt ($4 - 6 \text{ km}^3$). 3. Das Vardar-Pelagonia-Gebiet erstreckt sich als schmale Zone im Bereich des Pelagonischen und Thessalischen Massivs und der Vardar-Zone. Der spätorogene Vulkanismus (Plio- und Miozän) dieses Gebietes wird durch intermediäre bis saure und basische Produkte mit merklicher alkalischer Tendenz charakterisiert (100 km^3). 4. Das Westanatolische Gebiet (9000 km^3) liegt im nordwestlichsten Teil Kleinasiens, an den Osträndern der Innenmassive des Ägäischen Segments. Hier trat spätorogener Vulkanismus (Spätmiozän - Pleistozän) auf. Im Miozän - Plio- und Pleistozän dominierten saure und intermediäre Ignimbrite und Pyroklastika, während im Spätplio- und Pleistozän Basalte und Andesitbasalte am stärksten entwickelt waren. 5. Das Südägäische Gebiet (1000 km^3) ist an das Kykladen-Innenmassiv gebunden. Es ist das einzige Gebiet der Ägäischen Provinz mit rezentem Vulkanismus. Die Eruptionen, die im mittleren Miozän begannen und bis zur Gegenwart andauern, sind durch saure und seltener intermediäre Förderprodukte charakterisiert.

2.6. Zentralanatolisches Segment

Die Zentralanatolische Vulkanprovinz ($10\,000 \text{ km}^3$) liegt im Bereich des gleichnamigen Segments der alpidischen Zone. Mit dem frühorogenen Stadium ist die Intrusion spätpaläogener Granitoide in den östlichen Pontiden verbunden. Die Hauptmasse der vulkanischen Serien jedoch gehört zum spätorogenen Stadium (Oberes Miozän - Unteres Plio- und Oberes Plio- und Pleistozän). Deutlich heben sich zwei Vulkangebiete ab: 1. Das Nordanatolische Gebiet (1000 km^3) liegt im nördlichen Teil der Zone der Innenmassive. Die Eruptionen bildeten im Miozän in zwei Rayons Decken aus Andesit-, seltener Trachyt- und Basaltlaven, Tuffen und Tuffbrekzien. 2. Das Südanatolische Gebiet (9000 km^3), das an die Ränder des Kirsehir- und Menderes-Innenmassivs geknüpft ist, wird durch mächtige Liparit-Dazit-Ignimbrite (Mio- und Plio- und Pleistozän) und darüber liegende große Andesit-Basalt-Stratovulkane (Plio- und Pleistozän) charakterisiert.

2.7. Kaukasus-Segment

Im Kaukasus-Segment war der spätorogene Vulkanismus am intensivsten und hielt am längsten an. Er trat in allen tektonischen Längszonen auf, war aber immer auf das querverlaufende Transkaukasische Hebungsgebiet konzentriert, das die gesamte alpidische Zone quert. Dieses Transkaukasische vulkanische Areal verbreitert sich nach Süden und setzt sich in die Afrikanisch-Arabische vulkanische Zone fort. Im Bereich dieses Areals werden drei Vulkanprovinzen unterschieden. Die nördlichste, die Provinz des Großen Kaukasus und Vorkaukasus, umfaßt das Elbrus- und Kasbek-Vulkangebiet, aber auch den isolierten vulkanischen Grosny-Rayon im Terek-Randbecken. Das Elbrus-Gebiet zeichnet sich durch saure Zusammensetzung der Vulkanite und breite Entwicklung spätpliozäner Ignimbrite und Tuffe aus. Im Kasbek-Gebiet herrschen andesitische Produkte quartären Alters vor, während die spätpliozänen Vulkane durch Erosion vollkommen zerstört worden sind. In beiden Gebieten treten recht zahlreiche selbständige vulkanische Rayons auf, die sich voneinander im Bau- und Eruptionstyp unterscheiden.

Die Westliche Transkaukasus-Provinz (30 km^3), die im Bereich des Grusinischen Innenmassivs liegt, weist unbedeutenden orogenen Magmatismus auf, den basische Effusiva erhöhter Alkalinität (Trachybasalte) repräsentieren. In dieser Provinz werden 1. das Zentralgrusinische und 2. das Gurien-Trabzon-Gebiet unterschieden.

Die sehr ausgedehnte Vulkanprovinz des Armenischen Hochlandes ($40\,000 \text{ km}^3$) umfaßt die stärksten Eruptionen der orogenen Etappe. In dieser Provinz werden vier halbisolierte Vulkangebiete ausgeschieden. 1. Das Achalkalaki-Gebiet (7000 km^3) ist an das Artvin-Bolnissi-Innenmassiv gebunden. Der frühorogene Magmatismus (Oligozän) trat in Form von unbedeutenden Andesit-Eruptionen und Granitoid-Intrusionen in Erscheinung. Der außergewöhnlich intensive spätorogene Vulkanismus des Spätmiozäns bis Anthropogens (Goderdsi-, Dshawachetski- und Bakuriani-Rayon) hat vorherrschend Basalte und Andesite, seltener dazitische Vulkanite gefördert. 2. Im Zentralarmenischen Gebiet ($15\,000 \text{ km}^3$) ist ein intensiver frühorogener effusiver und intrusiver Magmatismus entwickelt. Der spätorogene Vulkanismus trat im Ostarmenischen, Aragaz-, Kars-Erzurum- und Nachitschewan-Rayon auf, wobei in den drei ersten starke Eruptionen im Miopliozän, im Spätpliozän und im Pleistozän stattgefunden haben, während im Nachitschewan-Rayon nur miopliozäne Extrusionen und subvulkanische Körper bekannt sind. Der Aragaz-Rayon zeichnet sich neben einer starken Entwicklung von Laven durch Liparit- und Dazit-Ignimbrite sowie Tufflaven aus, die anderen Rayons dagegen durch Andesitbasalt-, Andesit- und seltener Dazit-Vulkanismus. 3. Im Ararat-Gebiet (2000 km^3) dominieren Andesite und Basalte, deren Eruptionsbeginn in das Spätmiozän - Pleistozän fällt. 4. Das Nördliche Van-Gebiet ($10\,000 \text{ km}^3$), das im Süden der Armenischen Provinz liegt, wird durch mächtige Andesit- und Andesitbasalt-Serien bei sehr geringem Anteil an basischen und sauren Gesteinen vorherrschend miopliozänen Alters charakterisiert.

2.8. Iranisches Segment

In der I r a n i s c h e n V u l k a n p r o v i n z ($130\ 000\ \text{km}^3$) werden zwei Subprovinzen ausgeschieden. Die Elburs-Subprovinz ist an das gleichnamige Megantiklinorium gebunden, das aus einer im Jura angelegten Geosynklinale hervorgegangen ist. Das Sawalan-Gebiet ($2500\ \text{km}^3$) ist anscheinend an eine starre Scholle geknüpft, einen Rest des Zentraliranischen Innenmassivs, und wird durch einen großen Andesit-Stratovulkan (Pliozän - Pleistozän) repräsentiert. Das Demawend-Gebiet ($500\ \text{km}^3$) liegt im Scheitel des Elburs-Hebungsgebiets. Hier bilden Trachyandesite und Trachybasalte eine Reihe von Stratovulkanen. Die Inneriranische Subprovinz im Bereich des Iranischen Innenmassivs zeichnet sich durch sehr intensiven Vulkanismus aus. Im Zentraliranischen Gebiet treten in großem Umfang präorogene eozäne Andesite ($100\ 000\ \text{km}^3$), untergeordnet orogene Andesite, Trachyandesite und Basalte ($3000\ \text{km}^3$) des Oligozäns bis Quartärs auf.

Im Lut-Gebiet, das auf dem gleichnamigen starren Massiv liegt, herrscht ebenfalls intensiver eozäner Andesit-Dazit-Vulkanismus ($20\ 000\ \text{km}^3$) mit ausgedehnten Ignimbritdecken vor, während der basaltische orogene Vulkanismus (Pliozän - Quartär) ganz unbedeutend ist.

2.9. Afghanistan-Belutschistan-Segment

Die A f g h a n i s t a n - B e l u t s c h i s t a n - P r o v i n z ($15\ 000\ \text{km}^3$), in deren Bereich das Gerat- ($10\ 000\ \text{km}^3$), Ostafghanische ($3000\ \text{km}^3$), Taftan- (einige hundert km^3) und Ghazni-Vulkangebiet (einige hundert km^3) ausgeschieden werden, ist an das Afghanische Innenmassiv sowie an die mesozoische Band-i-Turkestan- und die känozoische Ostiranische Faltungszone gebunden. Am weitesten verbreitet sind präorogene Andesit-Serien (Eozän) und in geringerem Maße früh- und spätorogene intermediäre und saure Effusiva. Basalte spielen eine untergeordnete Rolle.

2.10. Tafelgebiete nördlich und südlich der alpidischen Zone

Spätkänozoische Vulkanite treten nicht nur in der alpidischen Zone selbst auf, sondern auch in einigen im Norden und Süden unmittelbar angrenzenden "aktivierten" Tafelgebieten. Es werden zwei Hauptbereiche des an die Tafelgebiete geknüpften Vulkanismus unterschieden, dessen Zusammensetzung erheblich von dem Vulkanismus innerhalb der Alpiden abweicht. Die W e s t e u r o p ä i s c h e P r o v i n z wird in vier selbständige Vulkangebiete gegliedert, von denen jedes wiederum aus einer Reihe von Rayons besteht: 1. Zentralfranzösisches Gebiet ($1000\ \text{km}^3$), 2. Südliches Rheingebiet ($100\ \text{km}^3$), 3. Nördliches Rheingebiet ($1000\ \text{km}^3$) und 4. Böhmisches-Silesisches Gebiet ($1000\ \text{km}^3$). Dieser Vulkanismus, der im Oligozän begonnen und hier und da bis zur Gegenwart angedauert hat, ist mit wenigen Ausnahmen basischer Zusammensetzung bei erhöhter Alkalinität. Er hängt mit Dehnungsvorgängen der Tafel zusammen, die zeitlich den Phasen der stärksten tangentialen Einengung in der alpidischen Zone entsprechen.

An dem nördlichen Rand der alpidischen Zone ist im Grenzgebiet zur alpidischen Zone ein bedeutender spätkänozoischer, ausschließlich basaltischer Vulkanismus bekannt. In dieser ausgedehnten N o r d a f r i k a n i s c h e n

V u l k a n p r o v i n z werden drei Hauptgebiete unterschieden: 1. Südliches Atlas-Gebiet, 2. Tibesti-Libyen-Gebiet und 3. Levantinisches Gebiet. Die letzten beiden sind in meridionaler Richtung gestreckt und an "durchgehende" querverlaufende Zonen gebunden, die das alpidische Orogen und die im Norden und Süden angrenzenden präkambrischen und epipaläozoischen Tafeln queren.

3. Schlußfolgerungen

Auffallend gering ist das Volumen des weit verbreiteten orogenen Vulkanismus ($125\ 000\ \text{km}^3$) der alpidischen Zone im Vergleich zum Volumen der ungefähr gleichaltrigen Effusiva der Orogenetappe im westlichen Nordamerika (mindestens $800\ 000\ \text{km}^3$). Bemerkenswert ist ferner, daß die Anteile des präorogenen (eoazänen) und des orogenen Vulkanismus annähernd gleich sind, obwohl der erstgenannte, der fast ausschließlich durch Andesite vertreten wird, nur im Iran, in Afghanistan und ganz untergeordnet im Pannonischen Massiv vorkommt.

Die räumliche Verteilung des orogenen Vulkanismus erweist sich als äußerst ungleichmäßig. Mehr als die Hälfte des Gesamtvolumens entfällt auf nur zwei Provinzen - auf das Armenische Hochland ($40\ 000\ \text{km}^3$) und die Karpaten-Dinariden-Provinz ($30\ 000\ \text{km}^3$). Auf alle übrigen Provinzen kommen nicht mehr als $50\ 000\ \text{km}^3$, d.h. etwa 40 %. Der Vulkanismus der Armenischen Provinz hängt mit dem großen querverlaufenden Transkaukasischen Hebungsgebiet zusammen, und die Hauptmasse der Vulkanite der Karpaten-Dinariden-Provinz (mehr als $2/3$) ist an das Pannonische Innenmassiv geknüpft. Mit anderen Worten: Der intensivste Vulkanismus ist an Gebiete gebunden, die eine recht mächtige "Granit- und Metamorphit"-Schicht aufweisen. Die Liparit-Ignimbrite und Tuffe der Pannonischen Subprovinz übertreffen dem Volumen nach die Vulkanite an der Peripherie des Innenmassivs (bzw. an der Rückseite der Falten- und Überschiebungszone der Karpaten und Dinariden) um das Doppelte. Das Volumen der Effusiva im Zentraltyrrhenischen und Alboran-Gebiet ist unbekannt, man kann jedoch annehmen, daß es ebenfalls das Volumen der peripher zu diesen Gebieten gelegenen Vulkanite um ein mehrfaches überschreitet.

Mehr als 60 % der orogenen Vulkanite ($80\ 000\ \text{km}^3$) gehören zum spätorogenen, weniger als 40 % ($45\ 000\ \text{km}^3$) zum frühorogenen Stadium. Demnach nimmt die Intensität des Vulkanismus gegen Ende der orogenen Etappe zu, jedoch sind die Verhältnisse in den einzelnen Provinzen sehr unterschiedlich. In den meisten Provinzen dominieren spät-orogene Vulkanite, oder sie sind sogar ausschließlich vorhanden (Großer Kaukasus, Westliche Transkaukasische Provinz, Tyrrhenische Provinz, Südliche Atlas-Provinz, Iberische Provinz, Armenisches Hochland, Zentralanatolien). In anderen Provinzen, z.B. in der Ägäischen Provinz, sind die spät- und frühorogenen Vulkanite mengenmäßig ungefähr gleich stark vertreten. Bei wieder anderen Provinzen (Karpaten-Dinariden-Provinz, Sardinien-Pantelleria-Provinz, Alboran-Provinz) übertrifft der frühorogene Vulkanismus dem Volumen nach den spätorogenen Vulkanismus bei weitem.

Das Mengenverhältnis der verschiedenen Vulkanittypen wechselt in Raum und Zeit erheblich. In der Karpaten-Dinariden- und der Sardinien-Pantelleria-Provinz spielen frühorogene saure Ignimbrite, die an starre konsolidierte Massive gebunden sind, die Hauptrolle. Die intermediären und basischen Gesteine stehen volumenmäßig weit hinter den sauren Gesteinen zurück. Dieselben Verhältnisse, aber mit einem Vorherrschen der spätorogenen Vulkanite, werden in der Zentralanatolischen Provinz beobachtet. Basis-

sche Effusiva (Basalte und Andesitbasalte) weisen das jüngste Alter und das kleinste Volumen auf. In der Provinz des Großen Kaukasus und in der Ägäischen Provinz ist das Volumen der sauren (hauptsächlich Ignimbrite) und intermediären (Andesite, Andesitdazite) Gesteine ungefähr gleich, während in der Iranischen Provinz, in der Afghanistan-Belutschistan-Provinz und im Armenischen Hochland Andesite überwiegen. In den letzten Stadien erscheinen hier aber außerdem Basalte und Andesitbasalte. Saure Vulkanite treten in diesen Provinzen hinter den intermediären und basischen stark zurück. In der Tyrrhenischen Provinz herrschen basische und intermediäre Effusiva vor, während saure Effusiva nur in den frühen Stadien und in geringem Umfang bekannt sind. In der Iberischen, Südlichen Atlas- und Westlichen Transkaukasus-Provinz dominieren fast ausschließlich Basalte, jedoch ist ihr Volumen sehr klein.

Von den vulkanischen Gesteinen der orogenen Etappe entfallen etwa gleiche Anteile auf die sauren und die intermediären Gesteine. Beide machen zusammen mehr als 90 % des Gesamtvolumens der Vulkanite aus. Typische Basalte sind in sehr geringem Umfang entwickelt. Hervorzuheben ist auch die starke Verbreitung der Ignimbrite, die mehr als 40 % des Gesamtvolumens der vulkanischen Bildung umfassen.

Die günstigsten tektonischen Bedingungen für das Auftreten des orogenen Vulkanismus in der alpidischen Faltungszone Eurasiens sind einerseits in den Gewölbe-Schollenhebungen der großen Antiklinorien (z.B. Großer Kaukasus) gegeben, andererseits im Bereich starrer konsolidierter Massive (z.B. Pannonisches Innenmassiv). Es sei hervorgehoben, daß der an Gewölbehebungen gebundene Vulkanismus im Vergleich zum Vulkanismus anderer Strukturen sehr unbedeutend ist. Anscheinend entstanden bei den Dehnungsvorgängen, die die Bildung der Gewölbehebungen begleiteten, in den oberen Teilen der Erdkruste nur relativ kleine anatektische Magmenherde.

Der an starre Massive gebundene orogene Vulkanismus tritt entweder an den inneren Zonen der alpidischen Faltengebirge auf, die Innenmassive mit kontinentaler Kruste oder Tiefseesenken mit subozeanischer Kruste umrahmen, oder er hängt unmittelbar mit den Massiven oder Senken selbst zusammen. Günstige tektonische Verhältnisse (Dehnung) bestehen für die Bildung von Magmenherden in den rückwärtigen Orogenzonen im früh-orogenen Stadium, wenn Deckenüberschiebungen und Faltung vom Innenmassiv nach außen fortschreiten. Gerade an solche Zonen sind die umfangreichsten Vorkommen des orogenen Vulkanismus gebunden. Auch die Innenmassive selbst erfuhren im früh-orogenen Stadium eine Zerstückelung infolge horizontaler Dehnung und werden, je nach der Struktur der Erdkruste, durch sauren oder basischen Vulkanismus charakterisiert. Zum Beispiel weist das Pannonische Massiv, bei dem die Mächtigkeit der "Granit- und Metamorphit"-Schicht die der "Basalt"-Schicht um ein mehrfaches übersteigt, einen liparitischen Ignimbrit-Vulkanismus auf. In der Tyrrhenischen Senke dagegen, in der die "Granit-Metamorphit"-Schicht sehr dünn ist oder vollkommen fehlt, sind Basalte entwickelt, und nur in ihren peripheren Teilen (Liparisches Gebiet), wo die kontinentale Kruste nur noch eine Zerstückelung erfährt, ist intermediärer und saurer Vulkanismus verbreitet. Somit tritt orogener Vulkanismus am intensivsten dort auf, wo als Voraussetzung eine t e k t o n i s c h e D e h n u n g gegeben ist. Die tektonische Kontrolle der Zusammensetzung vulkanischer Produkte ist noch nicht vollkommen klar, es steht jedoch außer Zweifel, daß für das Auftreten großer Volumina von liparitischen oder dazitischen Gesteinen, die gewöhnlich durch Ignimbrite vertreten werden, eine ausreichend mächtige "Granit-Metamorphit"-Schicht notwendig ist.

Die Deuteroorogenese

Von KONSTANTIN VLADIMIROVIČ BOGOLEPOV, Novosibirsk

In dieser kurzen Mitteilung wird versucht, einige Probleme der Orogenese zu berühren, die im Laboratorium für Geotektonik des Instituts für Geologie und Geophysik der Sibirischen Abteilung der Akademie der Wissenschaften der UdSSR bearbeitet werden. In diesem Zusammenhang ist es notwendig, den Begriff "Orogenese" zu bestimmen. Im Gegensatz zur weitverbreiteten Gleichsetzung der Orogenese mit geosynklinaler Faltung (im Sinne der orogenetischen Phasen STILLES) wird Orogenese hier als tektonischer Prozeß betrachtet, der zur Bildung des Gebirgsbaus mit der ihm eigenen Gesamtheit der Strukturformen führt: Aufwölbungs- und Blockhebungsgebiete, Senken, Bruchsysteme, Horste und Gräben. Im Profil der kontinentalen Kruste werden diese Strukturformen durch komplexe sedimentärer und magmatischer Formationen fixiert, die sich in ihrer Zusammensetzung und Morphologie von den Formationen der Geosynklinalen und Tafeln unterscheiden. Die Orogenese wird vom Zerbrecen und einer tektono-magmatischen Überarbeitung der Geosynklinal- und Tafelstrukturen begleitet und ist in bezug auf diese ein destruktiver Vorgang.

In Abhängigkeit davon, welche Stellung die Orogenese im Gesamtverlauf der Erdkrustenentwicklung einnimmt, scheint es zweckmäßig, die epigeosynklinal Orogenese oder "Protoorogenese", die unmittelbar an die geosynklinal Entwicklung anschließt, von der "Deuteroorogenese" abzutrennen, die die mehr oder weniger in eine Peneplain umgewandelten protoorogenen Gebirgskörper, aber auch geostrukturelle Gebiete, die das Tafelentwicklungsstadium durchlaufen haben, betrifft.

Als charakteristisches Beispiel für Strukturen vom deuteroorogenen Typ dient der Gebirgsgürtel, der in der zweiten Hälfte der Trias und im frühen Jura in den paläozoischen Faltengebieten Zentralasiens entstanden ist. Diese Gebirgszone erstreckte sich von den Grenzen der Sichote-Alin-Geosynklinale im Osten bis zum Südural und der heutigen Skythischen Tafel im Westen. Im Norden wurde der Zentralasiatische Gürtel von der Westsibirischen Platte und der Sibirischen Tafel, im Süden von der alten Tarim- und der Nordostchinesischen Tafel begrenzt. Die Grenzen des Gürtels werden durch seit dem Präkambrium postume Strukturnähte und ein unterbrochenes System frühmesozoischer Vorsenken bestimmt: der Stanovoj-, der Sajan-, der Teguldet- und der Omsk-Vorsenke im Norden und der Kučarsk- und Gansui-Vorsenke im Süden. Die Mächtigkeit der die Vorsenke ausfüllenden terrigenen und kohlenführenden Molassen erreicht 3 - 5 und mehr Kilometer.

Die mesozoische Struktur des Gebirgsgürtels wird durch folgende wichtige Merkmale charakterisiert:

1. Sie wird durch einen Wechsel ausgedehnter, linear gestreckter Systeme von Zwischengebirgssenen und Gräben mit größeren Hebungsbereichen in Form von Horsten und Gewölben bestimmt.

2. Sie folgt in ihrer Anordnung einem konservativen Bruchsystem, das vom geosynklinalen und protoorogenen Entwicklungsstadium des Gebietes ererbt ist.
3. Die lineare Form der negativen Strukturformen wird von postumen Zwischengebirgssenkten mittel- und spätpaläozoischen Alters gestört (Tuva-, Džungarei-, Karaganda- und andere Senken).
4. Das mesozoische Strukturstockwerk wird von einer sedimentären und vulkanogen-sedimentären Molasse aufgebaut, deren Mächtigkeit einige hundert Meter bis 6 und mehr Kilometer erreicht. Es liegt verschieden alten, präkambrischen bis spätpaläozoischen Bildungen auf.
5. Der innere Bau des mesozoischen Strukturstockwerks wird durch Bruchfaltendeformationen charakterisiert. In den randlichen Teilen der Senken wird die Tektonik in der Nähe von Brüchen durch Falten kompliziert. Ferner überprägen sehr weit verbreitete Überschiebungen die synsedimentäre Faltenstruktur.

Insgesamt ist für den Gebirgsgürtel sowohl eine Längs- als auch eine Querasymmetrie charakteristisch. Die Längsasymmetrie drückt sich in der Existenz von zwei deutlich ausgeprägten strukturformationellen Zonen aus. Die östliche Zone liegt östlich des Bereiches zwischen dem 103. und 105. Längengrad. Sie zeichnet sich bei gleicher Morphologie der mesozoischen Strukturformen sowie gleichartig ausgebildeten und etwa gleich mächtigen sedimentären Molassen durch die starke Entwicklung eines basischen bis sauren Vulkanismus und mehrfache Intrusionen von Granitoiden aus, die Systeme von Intrusivkörpern und Vulkanoplutonen bilden. Die Verteilung der Intrusionen wird durch Längs- und Querbrüche sowie durch deren Durchkreuzungen bestimmt.

Die westliche strukturformationelle Zone wird oftmals als amagmatische Zone betrachtet. Das trifft nicht ganz zu, obwohl der Magmatismus hier tatsächlich keine wesentliche Verbreitung besessen hat und fast ausschließlich von Basaltoiden und ihren Produkten vertreten wird. Die in die Trias einzustufende vulkanische Tätigkeit entwickelte sich besonders intensiv an der nordwestlichen Flanke des Gürtels im östlichen Transural und im Turgai-Gebiet, obgleich sie hier vielleicht nicht mit der Bildung des Zentralasiatischen Gürtels, sondern mit einem vermutlich triassischen Hebungsgebiet verbunden ist, das jetzt unter der Westsibirischen Platte versenkt ist. Eine recht untergeordnete Rolle spielte die vulkanische Tätigkeit im Kasachstan-Tjanschan- und im Altai-Sajan-Gebiet, obgleich auch hier im frühen und mittleren Jura Spuren von tuffogenen Bildungen und kleine Intrusionen festzustellen sind.

Anzeichen für eine strukturelle Querasymmetrie des Gebirgsgürtels mit im Ost- und Westteil umgekehrter Tendenz kann man darin sehen, daß die tieferen Vorsenkten und Zwischengebirgssenkten mit mächtigen Molasseakkumulationen in der westlichen Zone nahe dem Tarim-Massiv und in seiner östlichen Zone nahe dem Aldan-Massiv gelegen sind. Tiefgang und Mächtigkeiten nehmen in den an die Westsibirische Platte bzw. die Nordchinesische Tafel angrenzenden Gebieten ab.

Die Entwicklung der deuteroorogenen Strukturen wurde in der östlichen Zone gegen Ende der Unterkreide und in der westlichen Zone im späten Jura abgeschlossen. Weiterhin folgte bis zu einer neuen orogenetischen Phase, die im späten Oligozän einsetzte, eine Verflachung und Biebung des Reliefs. Die Oberfläche des Gürtels wurde von Verwitterungskrusten und einem unterbrochenen Tafeldeckgebirge bedeckt.

Die strukturformationelle Zonalität des Zentralasiatischen Gürtels ist auf Grund seiner Lage zu gleichaltrigen Geosynklinalen schwer zu erklären. Wenn die östliche Zone zum Pazifischen Geosynklinalgürtel hin tendiert, so ist die westliche Zone dem alpidischen Gürtel angenähert. Zur Einschätzung der Ursachen und der gesamten Dynamik des tektonischen Prozesses ist eine vergleichende Analyse der Entwicklung der deutero-orogenen und der angrenzenden geosynklinalen Strukturen von Interesse. Die für die Sichote-Alin-Geosynklinale und die östliche strukturformationelle Zone des deutero-orogenen Gebirgsgürtels durchgeführte Analyse zeugt von gegensätzlichen Tendenzen bei gleichaltrigen tektonischen Bewegungen. Einer der Amplitude nach größeren, jedoch schwach differenzierten Absenkung der Geosynklinale entspricht eine sehr aktive Heraushebung mit Bildung von tektonischen Kontraststrukturen auf dem Gebiet der Deutero-orogenese. Dagegen entsprechen der Protoorogenese in der geschlossenen Geosynklinale eine rückläufige Entwicklung der Morphostrukturen, die Einebnung des deutero-orogenen Gebietes und seine Umwandlung in eine Platte. In beiden Gebieten sind die Grenzen der Strukturstockwerke und die Faltungsphasen deutlich asynchron. Auch der granitoide Magmatismus läßt zeitlich keine Übereinstimmung erkennen. Augenscheinlich kann man diese Verhältnisse mit Kompensationserscheinungen großen Maßstabes verbinden, wie sie die Hypothese über die Migration von Konvektionszellen fordert. Die deutlichen Unterschiede proto- und deutero-orogener Stockwerke im Profil der sedimentär-metamorphen Hülle, ihre spezifischen Formen in Magmatismus und Metallogenie wie auch ihre unterschiedliche Ausprägung in der Morphostruktur der Erdoberfläche zeugen von der Zweckmäßigkeit einer Ausgliederung der Orogene als ein drittes, den Geosynklinalen und Tafeln gleichwertiges Strukturelement der Erdkruste.