

Wolfgang Franke

Gießener Grauwacke, Massenkalk von Bieber, Diabas von Kraftsolms – Plattentektonik vor 370 Millionen Jahren

Das variszische Gebirge

Diabase: hervorgegangen aus submarinen Basaltergüssen;

Massenkalk: versteinerte Riffe aus Korallen und Kalkschwämmen;

Grauwacken: unsortierter Abtragungsschutt eines nahebei aufsteigenden Gebirges.

Diese Gesteine sind typische Bestandteile des Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes, wie auch der großen Faltengebirge (Orogene), etwa Alpen und Himalaya. Schiefergebirge und Harz sind Teile des *variszischen* Gebirges, das im Devon und Karbon, vor ca. 400 bis 300 Millionen Jahren, aufgefaltet wurde. Die variszischen Höhen sind allerdings weitgehend abgetragen und zum Teil von jüngeren Ablagerungen bedeckt: Zechstein, Buntsandstein und Muschelkalk der Hessischen Senke, Sedimenten und Vulkaniten des Tertiärs im Vogelsberg, quartären Kiesen und Sanden der Lahnaue. Fast alle europäischen Mittelgebirge, von Spanien über Frankreich und Mitteleuropa bis in die Sudeten, sind Teile des variszischen Gebirges. Eine transatlantische Fortsetzung findet sich in den Appalachen, und nach Südosten besteht eine Verbindung über den Balkan und die Türkei bis nach Südostasien.

Für die jungen und z. T. heute noch aktiven Faltengebirge gibt es gut belegte Entstehungsmodelle. Die Übertragung dieser Konzepte auf ältere, fragmentarisch erhaltene Orogene ist jedoch problematisch. Der vorliegende Artikel soll die methodischen Schwierigkeiten aufzeigen, die der

Rekonstruktion der variszischen Orogenese entgegenstehen und den aktuellen Kenntnisstand skizzieren.

Das globale Konzept der Plattentektonik

Zum besseren Verständnis unserer heimischen Problematik sei kurz die Theorie der *Plattentektonik* erläutert, die den weitest- und größten Teil der geologischen Erscheinungen zufriedenstellend erklärt. Die Untersuchung der Ozeanböden hat *Alfred Wegener* glänzend rehabilitiert, der bereits 1912 die Kontinente als driftende Schollen aufgefaßt hatte. Wenn Kontinentalschollen zerbrechen und die Teile auseinanderdriften, bilden sich zunächst Grabenzonen (Ostafrika, Rheingraben), dann schmale Meeresarme (Rotes Meer) und schließlich Ozeane zunehmender Breite. Die ständig wachsende Lücke zwischen den ursprünglich benachbarten Platten wird von neugebildeter ozeanischer Kruste gefüllt: an der Dehnungsnaht, dem mittelozeanischen Rücken, dringt ständig Lava aus dem Erdmantel nach (Abb. 1).

Das Neuwachstum der Kruste wird kompensiert, indem an anderen Stellen Ozeankruste „subduziert“ wird, d. h. unter den benachbarten Kontinentrand abtaucht. An solche „destruktiven“ oder „aktiven“ Plattenränder sind viele spektakuläre geologische Prozesse gebunden. Die Reibung zwischen den übereinandergleitenden Platten erzeugt Erdbeben. Teile der abtauchenden Platte werden unter Einwirkung von hohen Drücken und Temperaturen zu neuen Gesteinen umgebildet

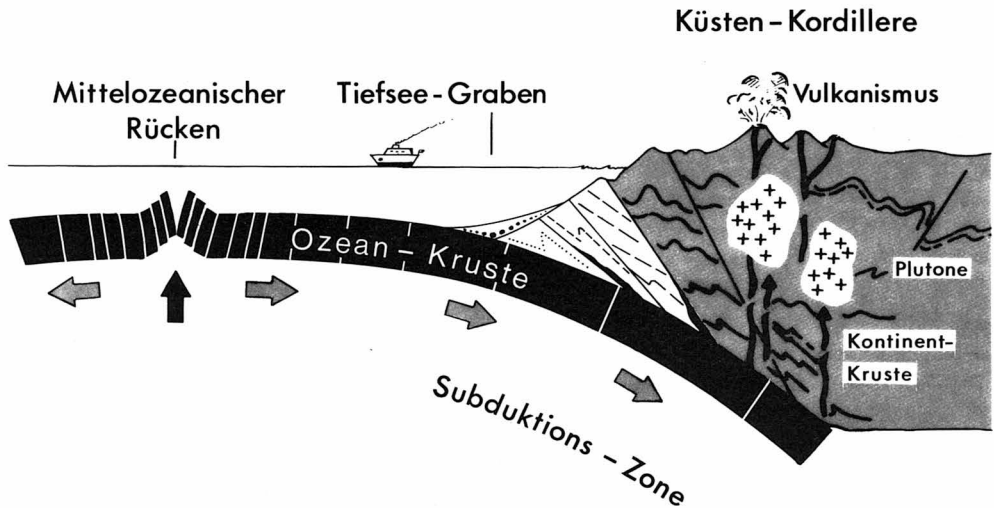


Abb. 1: Das Prinzip der Plattentektonik: Entstehung ozeanischer Kruste an mittelozeanischem Rücken, Subduktion an aktiven Kontinentalrändern.

(Metamorphose). In größerer Tiefe wird ozeanische Kruste wieder aufgeschmolzen und füttert so die aktiven Vulkanzonen, z. B. der Westküste von Nord- und Süd-Amerika. Sedimente auf der abtauchenden Ozeanplatte werden abgehobelt und an den Kontinentalrand angegliedert. Dieser Bereich ist eine Zone intensiver Gesteinsdeformation und weitreichender Umstapelung durch Überschiebungen. Der aktive Plattenrand wird durch Zusammenschub verdickt und von Schmelzen intrudiert. Er erfährt also einen starken Auftrieb und steigt daher als Gebirge auf. Der Abtragungsschutt des aufsteigenden Gebirges (Orogens) wird in den vorgelagerten Tiefsee-graben transportiert, der die Subduktionszone am Meeresboden markiert. Derartige *syn-orogene* Sedimente werden mit einem Lehnwort aus dem Alpenraum auch als *Flysch* bezeichnet.

Will man das Rezept der Plattentektonik auf alte Orogene anwenden, muß man nach den typischen Zutaten suchen: Reste ozeanischer Kruste, metamorphe und vul-

kanische Zeugen einer Subduktionszone, Sedimente von Tiefsee-graben, weitreichende Überschiebung als direktes Abbild des Bewegungsablaufes. Diese Suche ist allerdings schwierig: Die alten Ozeanböden sind meist wieder mehr oder weniger vollständig subduziert worden, die Vulkanbauten abgetragen, die Meeresablagerungen stark deformiert und von Überschiebungen zerrissen.

Ein Ozean im Lahn/Dill-Gebiet?

Die Suche nach alten Ozeanen ist im variszischen Gebirge besonders aufwendig, weil hier nicht weniger als drei paläozoische Meeresbecken bestanden haben, die im Zuge der Orogenese durch Subduktion geschlossen worden sind (Abb. 2): ein proto-mediterranes im Süden, ein saxothuringisches (mit Sachsen und Thüringen als Typusgebieten) und ein rhenohercynisches (benannt nach dem Rheinischen Schiefergebirge und Harz). Wir wollen hier in der Hauptsache das Rhenohercynikum diskutieren.

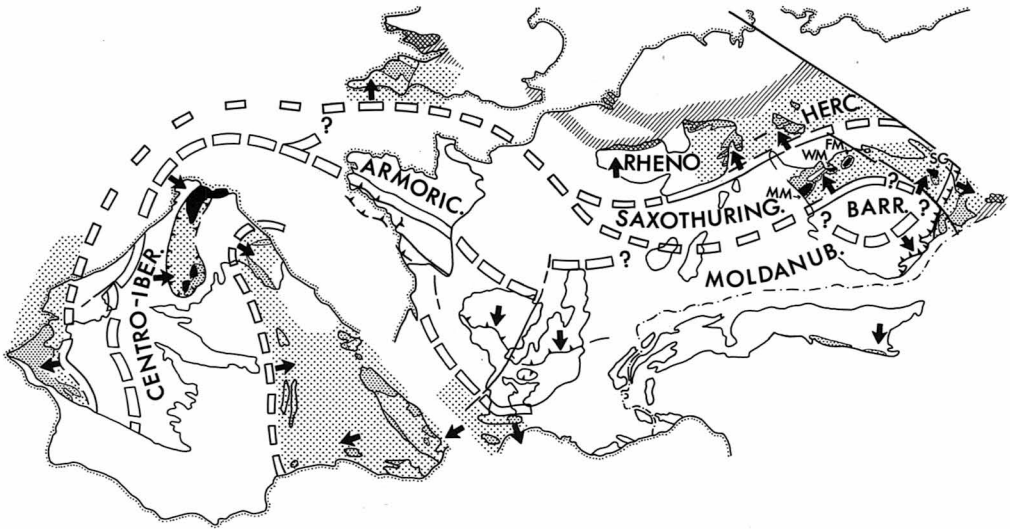


Abb. 2: Tektonische Gliederung des variszischen Orogens in Europa. Weiße Balken: Subduktions- und Überschiebungs-Zonen. Pfeile: Überschiebungsrichtung. Punktraster: Flyschgebiete (weites Raster: Verbreitung vermutet). Schraffur: Steinkohle-führende Sedimente des Oberkarbons, abgelagert am NW-Rand des ehemaligen Flyschbeckens, nach dessen Auffüllung (schräg schraffiert: Verbreitung vermutet).

Auf den ersten Blick scheint der Fall klar: Die Diabase dieser Zone sind oft als Kissenlaven ausgebildet, wie in der heutigen Tiefsee; lokal finden sich Erz-Schlämme, wie sie heute im Roten Meer gebildet werden (dem Frühstadium eines Ozeans): Die Roteisenerze des Lahn/Dill-Gebietes. Die Diabase und Roteisenerze des Schiefergebirges und Harzes werden schließlich weithin überlagert von Sedimenten eines tiefen, festlandsfernen Meeresbeckens. Es handelt sich um geringmächtige Kalke, Tonschiefer und Radiolarite, welche den heutigen Tiefseesedimenten analog sind. Höher aufragende Vulkanbauten waren – wie in der Südsee – von Riffen gekrönt, wie dem kleinen Atoll von Erdbach-Breitscheid oder den Riffkalcken bei Wetzlar und Bieber.

Kein Wunder also, daß ausländische Autoren in der ersten plattentektonischen Begeisterung der frühen siebziger Jahre sofort auf einen rhenohercynischen Ozean

geschlossen. Unvereinbar mit dieser Deutung sind jedoch die frühen Kapitel der rhenohercynischen Entwicklung, denn die „ozeanischen“ Vulkanite und Sedimente werden überall unterlagert von Ablagerungen eines ausgedehnten Kontinentalschelfes: mächtige Abfolgen von Sandsteinen und Tonschiefern, die in den Ardennen, der Eifel, im Bergischen Land, Sauerland und Siegerland die Hauptmasse des rhenohercynischen Gebirgsrumpfes stellen. Diese klastischen Sedimente stammen von dem kaledonischen Gebirge, das im Ordovizium und Silur (480–400 Millionen Jahre) in Skandinavien und den Britischen Inseln aufgefaltet worden war. In der Folgezeit (Unter- und Mitteldevon) belieferte es die südöstlich angrenzenden Gebiete, bis hinein in das rhenohercynische Meeresbecken, mit seinen Schuttmassen. Die rhenohercynischen Sandsteine sind in einem ausgedehnten Flachmeer abgelagert worden, also mit Sicherheit auf

kontinentaler Kruste. Natürlich könnte der Vulkanismus des oberen Mitteldevons und Oberdevons die Öffnung eines Ozeans anzeigen; jedoch sitzen die Korallenriffe des Lahn/Dill-Gebietes auf submarinen Vulkankegeln von allenfalls einigen 100 m Höhe. Wenn derart geringe Anhäufungen genügen, um das Wasser flach genug für Riffwachstum zu machen, kann das Meeresbecken nicht ozeanisch tief gewesen sein. Schließlich ergab auch eine geochemische Untersuchung der Diabase keinerlei Verwandtschaft mit ozeanischen Meeresboden-Basalten.

Auch andere Symptome plattentektonischer Prozesse, wie z. B. Deckenüberschiebungen, schienen in unserem Gebiet zu fehlen. Andererseits waren deutliche Anzeichen gerichteter Krustenbewegungen durchaus bekannt: eine NW-vergente Fal tungstektonik und eine Flyschsedimentation in Gestalt der Grauwacken des Oberdevons und Unterkarbons, die nach Nordwesten geschüttet wurden, und deren Sedimentationsraum sich in der Zeit – wiederum nach Nordwesten – verlagert hat. Das Rhenohercynikum (ebenso wie die anderen Zonen des variszischen Orogens) schien sich also einer klaren Deutung zu entziehen.

Eine Lösung bei Gießen

Neue Argumente ergaben sich gegen Ende der 70er Jahre bei Untersuchungen im Gießener Raum. Hier hatte bereits eine frühere Geologen-Generation einen ausgeprägten Deckenbau angenommen. Eine ausgedehnte Platte von *Gießener Grauwacke*, teilweise unterlagert von radiolarienführenden Kieselschiefern, liegt flach auf den Diabasen, Massenkalken und anderen Gesteinen des Lahngbietes auf, so daß sich das Bild einer horizontalen Überschiebungsdecke geradezu aufdrängte. Spätere Autoren nahmen dagegen an, daß

die Gießener Grauwacke als Transgressions-Sediment über einer alten Abtragungsfäche abgelagert worden sei. Neue Arbeiten, an denen auch der Verfasser beteiligt war (damals noch im Rahmen eines Göttinger Sonderforschungsbereiches), haben das ursprüngliche Deckenkonzept rehabilitiert. Es hat sich nämlich nachweisen lassen, daß die Gießener Grauwacken das gleiche Alter haben wie die heute darunterliegenden Einheiten. Eine devonische Flyschfazies ist auf küstenferne, pelagische Sedimente gleichen Alters überschoben worden. Die Basis der Grauwacke ist auch kein Transgressions-Horizont, sondern eine klassische tektonische Scherzone mit intensiver Kalt-Deformation der aneinandergrenzenden Gesteine. An der Überschiebungsbahn treten auch tektonisch begrenzte Schuppen von „exotischen“ Gesteinen auf, die im „normalen“ Schichtverband des Schiefergebirges nirgends zu finden sind, so z. B. der ordovizische *Andreasteich-Quarzit* bei Klein-Linden, und stark zerscherter Basalte am Südrand des Gießener Grauwacken-Gebietes (etwa bei Kraftsolms). Diese Gesteinschuppen sind offenbar an der Basis der Grauwacken-Decke mitgeschleppt worden. Erste Untersuchungen der „verschleppten“ Diabase haben gezeigt, daß ihre chemische Zusammensetzung – anders als die der gewöhnlichen Lahn-Diabase – völlig dem Bild von Ozeanboden-Basalten entspricht. Mit dem ersten Nachweis solcher Basalte, dazu noch in einer tektonischen Decke, hat eine plattentektonische Deutung wesentlichen Auftrieb erfahren. Eine ganz ähnliche Situation wurde von englischen Kollegen aus Süd-Cornwall, also einer westlichen Fortsetzung des Rheinischen Schiefergebirges, beschrieben.

Die Ausbildung der normalen (d. h., nicht verfrachteten) Lahn-Gesteine läßt sich nach Süden bis an den Südrand des Tau-

nus verfolgen. Nirgendwo finden sich in diesem Gebiet Reste der Gießener Grauwacke. Berücksichtigt man das tektonische Gesamtbild, wonach die Faltungs- und Überschiebungs-Tektonik generell nach N-NW gerichtet ist, so muß das Herkunftsgebiet der Gießener Decke noch südöstlich des Taunus angenommen werden. Dort, im Südosten des Schiefergebirges, folgen metamorphe Gesteine und Granite der *Mitteldeutschen Kristallin-Schwelle*, deren Reste im Odenwald, im Spessart und im Kristallin von Ruhla (Thüringer Wald) aufgeschlossen sind. Radiometrische Altersbestimmungen haben ergeben, daß diese Gesteine frühe Produkte der variszischen Orogenese darstellen, und nach ihrer Bildung (vor ca. 400–370 Millionen Jahre) an die Oberfläche gehoben worden sind. Die Flysch-Grauwacken des Rhenohercynikums sind die Abtragungsprodukte dieses Hebungsgebietes.

Der ursprüngliche Ablagerungsraum der Gießener Grauwacke und der unterlagernden Kieselschiefer – gleichzeitig auch der Bildungsraum der ozeanischen Diabase von Kraftsolms – muß nach alledem zwischen dem Taunus-Südrand und dem Kristallin von Spessart und Odenwald gelegen haben. Tatsächlich finden sich auch bei Erbstadt im südlichen Kraichgau noch Reste unmetamorpher Grauwacke – vermutlich Äquivalente der Gießener Gesteine, die nahe der *Wurzelzone* der Decken „hängengeblieben“ sind.

Weitere Argumente

Tatsächlich haben Bochumer Petrologen auch ganz in der Nähe, im südlichen Taunus, Relikte einer Hochdruck-Metamorphose nachgewiesen, wie sie für heutige aktive Plattenränder typisch ist: Taunus-Phyllite haben Drucke von 10–12 kb erfahren, entsprechend einer ehemaligen

Versenkungstiefe von 35–40 km. Einige Kristallin-Gesteine im Odenwald und Spessart ähneln in ihrer chemischen Zusammensetzung den Schmelzreservoirs, die den Vulkanismus heute aktiver Plattenränder speisen.

Einen weiteren, deutlichen Hinweis auf einen rhenohercynischen Ozean liefert die Analyse fossiler Klimazeugen. An der Wende Ordovizium/Silur (ca. 440 Millionen Jahre) hat eine Eiszeit stattgefunden. Gletscherschrammen und andere Kriterien belegen einen Pol in der West-Sahara. Gekritzte Geschiebe finden sich auch in NW-Frankreich und NO-Bayern – beides Gebiete, die damals nahe dem Südufer des rhenohercynischen Meeres gelegen haben. Auf dem Nord-Ufer, im Oslo-Gebiet, sind aus der gleichen Zeit Oolithe nachgewiesen, also Bildungen tropisch/subtropischen Warmwassers. Zwischen diesen kontrastierenden Milieus muß damals eine bedeutend größere Entfernung gelegen haben als heute.

Dieser Befund wird bestätigt durch paläomagnetische Untersuchungen. Die Feldlinien des Erdmagnetfeldes zeigen unterschiedliches Einfallen gegen die Erdoberfläche (Inklination) in Abhängigkeit von der geographischen Breite – die Inklination ist am Äquator 0° , an den Polen 90° . Unter günstigen Umständen ist das Magnetfeld vergangener Epochen beim Erkalten von Lava oder bei der Ablagerung von Sedimenten fixiert worden und bis heute erhalten, so daß man aus der Paläo-Inklination die geographische Breite einer Kontinentalscholle zum gegebenen Zeitpunkt bestimmen kann. Für die Gebiete mit Spuren der genannten *Sahara-Vereisung* ergeben neueste Messungen tatsächlich Inklinationen von $60\text{--}80^\circ$, also polnahe Breiten. Dies bestätigt nicht nur die Existenz unseres rhenohercynischen Ozeans, sondern setzt gleichzeitig recht enge Grenzen für die ursprüngliche Weite der

anderen variszischen Becken: Das saxothuringische und das mediterrane Becken müssen innerhalb relativ polnahen Breiten untergebracht werden, können also allenfalls schmale Ozeane gewesen sein.

Platten-Konvergenz im Devon

Die Riffkalke des Mittel- und Oberdevons sind im gesamten europäischen und nordwestafrikanischen Raum, von Norddeutschland bis Marokko, verbreitet. Zu dieser Zeit (ca. 370 Millionen Jahre) müssen alle beteiligten Krustenplatten in äquatornahen Breiten vereinigt gewesen sein, d.h. die ehemaligen Meeresbecken müssen bis zu diesem Zeitpunkt durch Subduktion geschlossen worden sein. Tatsächlich gibt es eine auffällige Häufung von radiometrischen Metamorphosealtern zwischen 400 und 380 Millionen Jahren (älteres Devon), die die variszische Subduktions-Metamorphose belegen.

Nach Abschluß der ozeanischen Subduktion sind auch die beteiligten Kontinental-schollen randlich übereinandergeschoben worden: ein zentral-variszischer Bereich (Zentral-Iberien, Nord-West Frankreich, Zentralmassiv, Schwarzwald/Vogesen, Böhmisches Masse) hat nach Süden den Rand der afrikanischen Platte und nach Norden den kontinentalen Sockel des saxothuringischen Beckens überfahren. Dieser wiederum ist, nach der Subduktion der rhenohercynischen Ozeankruste, auf den Rand des nordeuropäischen Kontinentalblocks überschoben worden.

Die Überschiebungsfläche, an der eine Scholle die andere überfährt, ist niemals stationär. Teile der unteren Platte werden von ihrer Unterlage abgehobelt und an die obere Platte angegliedert, so wie die Erde an die schiebende Baggerschaufel. Die Hauptbewegungsbahn wird also ständig vorwärts verlagert. Auf diese Weise können Gesteine, die zuvor zur abtauchenden

Platte gehört haben und mit dieser metamorph verändert worden sind, an die überschiebende Platte angegliedert werden und mit dieser wieder auftauchen. So ist es zu erklären, daß variszische Metamorphite aus großen Tiefen an die Oberfläche gelangt sind und oft als Decken auf weniger stark umgewandelte Gesteine des Vorlandes überschoben worden sind, wie z. B. in der *Münchberger Gneismasse* des Frankenwaldes, im Schwarzwald und im französischen Zentralmassiv. Abbildung 3 zeigt die variszische Faltungs- und Überschiebungstektonik in einem schematischen Blockbild: eine Hauptüberschiebungszone (Subduktionszone) hat sich am Nordrand der Böhmisches Masse, also aus dem Südufer des saxothuringischen Beckens, entwickelt; eine zweite aus dem Südufer des rhenohercynischen Ozeans, am Nordrand der Mitteldeutschen Kristallinschwelle.

Aufgaben und Struktur der Geowissenschaften in Gießen

Bei der Diskussion solcher Konzepte sollte man sich immer vor Augen halten, daß nur die Erdoberfläche unmittelbar der Beobachtung zugänglich ist. „Tiefschürfende“ Hypothesen bedürfen deshalb ständig der Kontrolle und Ergänzung.

Seit 1984 wird die variszische Kruste von Mitteleuropa mit seismischen Wellen „durchleuchtet“. Im Rahmen dieses *Deutschen Kontinentalen Reflexionsseismischen Projektes* (DEKORP) wird seit August 1986 ein Profil durch das Rheinische Schiefergebirge untersucht, von dem wir uns ein Strukturbild der Kruste bis in ca. 30 km Tiefe erhoffen. Die Koordination des geologischen Programms liegt beim Verfasser. Das *Deutsche Kontinentale Tiefbohr-Programm* (KTB) soll ab 1987 in der Oberpfalz die oberen 14 km der variszischen Kruste durchteufen und dabei –

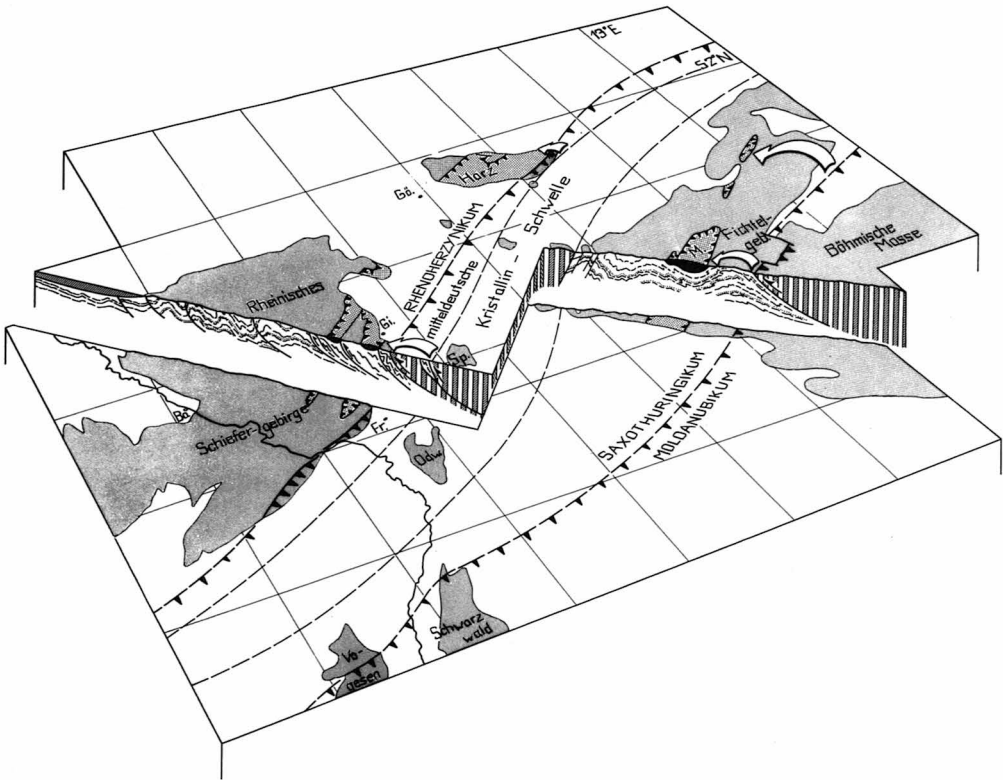


Abb. 3: Die Krustenstruktur des mitteleuropäischen Grundgebirges in einem schematischen Blockbild. Der Nordrand der Mitteldeutschen Kristallinschwelle und der Nordrand des Moldanubischen Blockes waren im Devon und Karbon aktive Plattenränder, unter die die Kruste des Rhenohercynischen bzw. des Saxothuringischen Beckens nach Süden subduziert worden sind. Deckenschübe nach NW belegen das damalige Bewegungsbild.

unter anderem – den tektonischen Bau der Kruste klären helfen. Prof. Dr. R. Emmermann (Mineralogie/Gießen) ist Hauptkoordinator des wissenschaftlichen Begleit-Programms der Bohrung. Mineralogen und Geologen aus Gießen arbeiten auch am internationalen *Ocean Drilling Project* (ODP) mit. ODP untersucht in Bohrungen den Aufbau und die Zusammensetzung der heutigen Ozeankruste und ihrer Sedimentbedeckung sowie heute aktive Plattengrenzen. Bei einer diesjährigen Fahrt vor Barbados ist eine aktive Subduktionszone durchbohrt wor-

den. Wir erwarten Material für Vergleiche mit variszischen Überschiebungszonen. Geochemische Befunde an heutigen Ozeanboden-Basalten bilden die Voraussetzung für das Verständnis der variszischen Laven. Ein breit angelegtes Analysenprogramm soll klären, welche Verbreitung ozeanische Basalte im Rheinischen Schiefergebirge und Harz haben, und ob – entsprechend dem Gießener Modell – solche Basalte immer an tektonische Decken gebunden sind. Dabei arbeiten wir im Rahmen eines NATO-Programmes eng mit englischen Kollegen zusammen.

Gemeinsam mit Geophysikern aus München versuchen wir, mit Hilfe der Paläomagnetik die Bewegungen der Krustenplatten zu rekonstruieren, die heute im variszischen Orogen miteinander verschweißt sind.

Aus alledem wird deutlich, daß Probleme der Entwicklung der Erdkruste die klassischen Fächergrenzen sprengen und nur durch ein breites Spektrum moderner Methoden lösbar sind. Dabei ist die starke Aufsplitterung in geowissenschaftliche Einzelfächer sehr hinderlich. Das Ministerium für Wissenschaft und Kunst und die Universität Gießen, mit dem besonderen Einsatz ihres Präsidenten Alewell, haben deshalb eine Neuordnung der Geowissenschaften an unserer Universität möglich gemacht. Die alten Fächer Geologie, Mi-

neralogie und Paläontologie sind in neuen, fachübergreifenden Einheiten zusammengeschlossen worden. Seit dem 1. Mai 1986 arbeiten die grundlagenorientierten Arbeitsgruppen in einem Institut für *Geowissenschaften und Lithosphärenforschung* zusammen. Die mehr praxisbezogenen Themen bilden den Schwerpunkt eines zweiten Institutes für *Angewandte Geowissenschaften*. Die herkömmlichen Haupt-Studiengänge (Geologie/Paläontologie, Mineralogie) bestehen fort, aber die interdisziplinäre Arbeit ist auch in der Lehre stärker geworden. Hierdurch sowie durch die enge Bindung der Ausbildung an Forschungsprojekte, hoffen wir, Studenten ausbilden zu können, die Zukunftsaufgaben gewachsen sind.

Licher Bier.®

Aus dem Herzen der Natur.

*Privatbrauerei Jhring-Melchior,
6302 Lich, Hessen 1*

